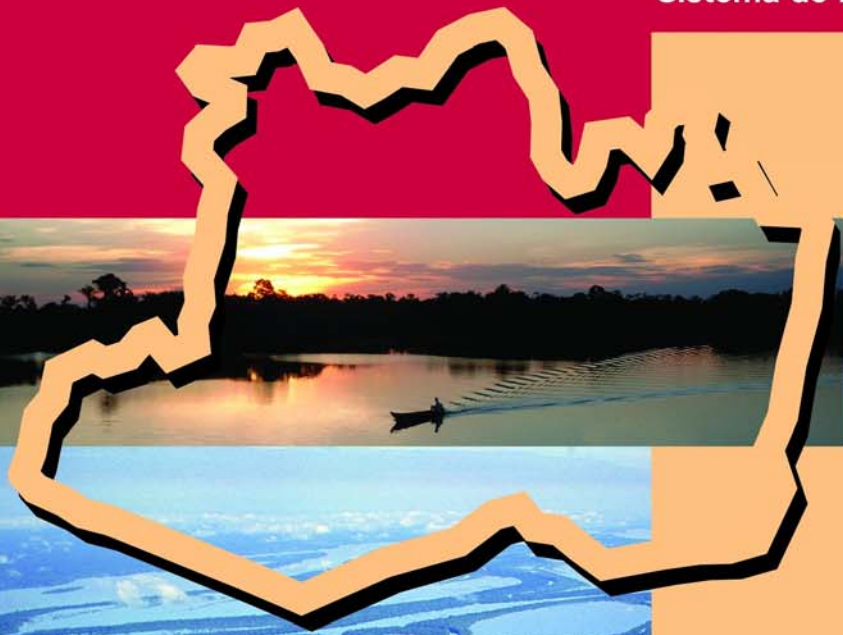


GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS

Sistema de Informações Geográficas - SIG



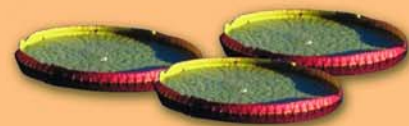
PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

*Integração, Atualização
e Difusão de Dados da
Geologia do Brasil*

**Mapas Geológicos
Estaduais**

**Escala: 1:1.000.000
2006**

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
GOVERNO DO ESTADO DO AMAZONAS
SECRETARIA DE ESTADO DE
PLANEJAMENTO E DESENVOLVIMENTO
ECONÔMICO
COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO
DO ESTADO DO AMAZONAS



MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

GOVERNO DO ESTADO DO AMAZONAS
COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DO ESTADO DO AMAZONAS – CIAMA

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS

TEXTO EXPLICATIVO DOS MAPAS GEOLÓGICO E DE
RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS

ESCALA 1:1.000.000

Organizado por

Nelson Joaquim Reis
Marcelo Esteves Almeida
Silvio Lopes Riker
Amaro Luiz Ferreira

Manaus, 2006

CONVÊNIO CPRM / CIAMA-AM

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS

PROGRAMA INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO
E DIFUSÃO DE DADOS DA GEOLOGIA DO BRASIL
SUBPROGRAMA MAPAS GEOLÓGICOS ESTADUAIS

ESCALA 1:1.000.000

**CONVÊNIO CPRM – CIAMA-AM
MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

SILAS RONDEAU CAVALCANTE SILVA
Ministro de Estado

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E
TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

CLÁUDIO SCLIAR
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

ÁLVARO ROGÉRIO ALENCAR SILVA
Diretor de Administração e Finanças

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

EDILTON JOSÉ DOS SANTOS
Chefe do Departamento de Geologia

REINALDO SANTANA CORREA DE BRITO
Chefe do Departamento de Recursos Minerais

INÁCIO DE MEDEIROS DELGADO
Chefe da Divisão de Geologia Básica

JOÃO HENRIQUE GONÇALVES
Chefe da Divisão de Geoprocessamento

ERNESTO VON SPERLING
Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE MANAUS

DANIEL BORGES NAVA
Superintendente Regional de Manaus

NELSON JOAQUIM REIS
Gerente de Geologia e de Recursos Minerais

UBIRACI FERNANDES DE MOURA
Gerente de Relações Institucionais e de Desenvolvimento

SILVIO ROBERTO LOPES RIKER
Supervisão de Levantamento Geológico Básico

AMARO LUIZ FERREIRA
Supervisão de Geoprocessamento

GOVERNO DO ESTADO DO AMAZONAS

CARLOS EDUARDO DE SOUZA BRAGA
Governador do Estado do Amazonas

OMAR JOSÉ ABDELAZIZ
Vice-Governador do Estado do Amazonas

OZIAS MONTEIRO RODRIGUES
Secretário de Estado de Planejamento e Desenvolvimento
Econômico

ANTÔNIO ALUÍZIO BARBOSA FERREIRA
Presidente da Companhia de Desenvolvimento do Estado do
Amazonas - CIAMA

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Programa Integração, Atualização e Difusão dos Dados de Geologia do Brasil

Subprograma Mapas Geológicos Estaduais

GOVERNO DO ESTADO DO AMAZONAS

SECRETARIA DE ESTADO DE PLANEJAMENTO E DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DO ESTADO DO AMAZONAS – CIAMA

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS

TEXTO EXPLICATIVO DOS MAPAS GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS

Escala 1: 1.000.000

1.ª Edição

COORDENAÇÃO EXECUTIVA E TÉCNICA

Nelson Joaquim Reis

Amaro Luiz Ferreira

G345g Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas / Nelson Joaquim Reis... [et al.]. – Manaus: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2006.
125p. : il. ; 30cm + 3 mapas coloridos, + 1 CD -ROM.

1 mapa geológico na escala 1: 1.000.000.
1 mapa de recursos minerais na escala 1: 1.000.000.
1 mapa integrado de geologia e modelo digital do terreno SRTM na escala 1: 1.000.000.
CD -ROM com texto e mapas no formato pdf.
Programa Integração, Atualização e Definição de Dados da Geologia.
Convênio CPRM/CIAMA

1. Geologia Regional – Amazonas. 2. Recursos minerais – Amazonas. I. Reis, Nelson Joaquim.

CDD 558.811

CRÉDITOS DE AUTORIA

1 - INTRODUÇÃO

Amaro Luiz Ferreira
Nelson Joaquim Reis

2 - MÉTODOS E PRODUTOS

Amaro Luiz Ferreira

3 – GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS

3.1 – COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

Nelson Joaquim Reis

3.1.1 – Província Tapajós – Parima

Amaro Luiz Ferreira
Marcelo Esteves Almeida
Mario Sérgio Gomes de Faria
Nelson Joaquim Reis

3.1.2 – Província Rio Negro

Marcelo Esteves Almeida

3.1.3 – Província Rondônia – Juruena

Gilmar José Rizzotto
Marcos Luiz do E. Santo Quadros

3.1.4 – Bacias Sedimentares

Nelson Joaquim Reis

3.2 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Amaro Luiz Ferreira
Ana Maria Dreher
Gilmar José Rizzotto
Leda Maria Fraga
Marcelo Esteves Almeida
Márcio Antônio da Silva
Marco Antônio Oliveira
Marco Antônio Soares Monteiro
Marcos Luiz do E. Santo Quadros
Maria de Fátima Lyra de Brito
Mário Sérgio Gomes de Faria
Nelson Joaquim Reis
Regina Clélia Haddad
Renê Luzardo
Roberto Dall'Ágnol
Sandoval da Silva Pinheiro

4 – RECURSOS MINERAIS

Silvio Roberto Lopes Riker

5 - BIBLIOGRAFIA

Marcelo Esteves Almeida
Nelson Joaquim Reis

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS
PROGRAMA INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO E DIFUSÃO DOS DADOS DE GEOLOGIA DO BRASIL
SUBPROGRAMA MAPAS GEOLÓGICOS ESTADUAIS, EXECUTADO EM CONVÊNIO CPRM-MANAUS, SECRETARIA DE ESTADO DE
PLANEJAMENTO E DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO
COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DO ESTADO DO AMAZONAS – CIAMA

CRÉDITOS TÉCNICOS

CRÉDITOS TÉCNICOS

Nelson Joaquim Reis

Coordenação Técnica – Geologia e Recursos Minerais

Amaro Luiz Ferreira

Coordenação Técnica – Sistema de Informações Geográficas - SIG - Amazonas

Equipe Executora

Amaro Luiz Ferreira – CPRM - Manaus

Ana Maria Dreher – DEGEO - Rio

Gilmar José Rizzotto – CPRM – Porto Velho

Leda Maria Fraga – DEGEO - Rio

Marcelo Esteves Almeida – CPRM - Manaus

Márcio A da Silva – CPRM - Belo Horizonte

Marco Antônio Oliveira – CPRM - Manaus

Marco Antônio Soares Monteiro – DNPM-RJ

Marcos L. E. S. Quadros - CPRM – Porto Velho

Maria de Fátima Lyra de Brito – CPRM - Recife

Mário Sérgio Gomes de Faria – MJ-DPF-AM

Nelson Joaquim Reis – CPRM - Manaus

Regina Clélia Haddad – UF.Uberaba

Renê Luzardo – CPRM - Manaus

Roberto Dall’Agnol – UF,Pará

Sandoval da Silva Pinheiro – CPRM - Manaus

Silvio Roberto Lopes Riker – CPRM - Manaus

Colaboradores - CPRM

Inácio de Medeiros Delgado – DIGEOB - Salvador

Augusto José Pedreira – DIGEOB - Salvador

Reginaldo Alves dos Santos – DIGEOB - Salvador

Nelson Custódio da Silveira Filho – DIGEOB - Salvador

Maria Angélica Barreto Ramos – DIGEOP - Salvador

Maria Tereza da Costa Dias – GERIDE - Diagramação - Confecção de CD em Flash - Manaus

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	1
2 – MÉTODOS E PRODUTOS	3
3 – GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS	7
3.1 – COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA	7
3.1.1 – Província Tapajós – Parima	9
Domínio Tapajós	11
Domínio Uatumã – Anauá	12
Domínio Guiana Central	12
3.1.2 – Província Rio Negro	13
Domínio Imeri	13
Domínio Alto Rio Negro	14
3.1.3 – Província Rondônia – Juruena	16
Domínio Roosevelt – Juruena	16
Domínio Jamari	16
3.1.4 – Bacias Sedimentares Fanerozóicas	23
3.1.4.1 - Bacia do Amazonas	23
3.1.4.2 - Bacia do Solimões	28
3.1.4.3 – Bacia do Acre	32
3.1.4.4 - Bacia do Alto Tapajós	33
3.2 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	35
3.2.1 – Província Tapajós – Parima	35
3.2.1.1 – Domínio Tapajós	35
Complexo Cuiú-Cuiú	35
Grupo Jacareacanga	36
Suíte Intrusiva Parauari	37
Suíte Intrusiva Ingarana	38
Formação Bom Jardim	39
Formação Salustiano	39
Formação Aruri	40
Suíte Intrusiva Maloquinha	41
Formação Buiuçu	42
Granito Igarapé Escondido	42
3.2.1.2 – Domínio Uatumã – Anauá	43
Grupo Iricoumé	43
Suíte Intrusiva Água Branca	44
Complexo Jauaperi	44
Suíte Intrusiva Mapuera	45

3.2.4 – Bacias Sedimentares Fanerozóicas	76
3.2.4.1 - Bacia do Amazonas	76
Grupo Trombetas	76
Formação Autás-Mirim	77
Formação Nhamundá	77
Formação Pitinga	77
Formação Manacapuru	78
Grupo Urupadi	78
Formação Maecuru	78
Formação Ererê	78
Grupo Curuá	79
Formação Barreirinha	79
Formação Curiri	79
Formação Oriximiná	80
Formação Faro	80
Grupo Tapajós	80
Formação Monte Alegre	80
Formação Itaituba	81
Formação Nova Olinda	81
Formação Andirá	82
Grupo Javari	82
Formação Alter do Chão	82
3.2.4.2 - Bacia do Solimões	83
Formação Benjamin Constant	83
Formação Jutáí	83
Grupo Marimari	83
Formação Uerê	84
Formação Jandiatuba	84
Grupo Tefé	84
Formação Juruá	84
Formação Carauari	85
Formação Fonte Boa	85
Formação Solimões	85
Formação Içá	86
Terraços Fluviais	86
Depósitos de Planícies Aluvionares	86
3.2.4.3 - Bacia do Alto Tapajós	87
Grupo Alto Tapajós	87
Litoestratigrafia dos rios Tapajós (alto curso), Juruena (baixo curso) e Teles Pires (baixo curso)	87
Formação Borrachudo	87
Formação Capoeiras	87
Formação São Benedito	89
Formação Ipixuna	89
Formação Navalha	90
Formação Providência	90
Litoestratigrafia do médio curso dos rios Jatuarana, Juma e Acari e médio-alto curso dos rios Sucunduri e Camaiú	92
Formação Beneficente	92
Formação Juma	93
Formação Prainha	95
Formação Terra Preta	96

4 – RECURSOS MINERAIS	99
4.1 – Introdução	99
4.2 – Contextualização	99
4.3 – Entraves ao Desenvolvimento do Setor Mineral	100
4.4 – Substâncias Minerais	100
4.4.1 – Argila	100
4.4.2 – Areia	103
4.4.3 – Brita e Seixo	104
4.4.4 – Rochas Ornamentais	106
4.4.5 – Calcário	107
4.4.6 – Caulim	110
4.4.7 – Gipsita	111
4.4.8 – Fosfato	112
4.4.9 – Silvinita	112
4.4.10 – Água Subterrânea	113
4.4.11 – Linhito	114
4.4.12 – Turfa	115
4.4.13 – Petróleo e Gás	116
4.4.14 – Bauxita	118
4.4.15 – Cromo, Níquel, Cobalto, Cobre e Platinóides	118
4.4.16 – Ferro	119
4.4.17 – Manganês	120
4.4.18 – Metais Básicos	121
4.4.19 – Magnesita	121
4.4.20 – Barita	121
4.4.21 – Nióbio	122
4.4.22 – Estanho	123
4.4.23 – Ouro	126
4.4.24 – Monazita e Topázio	128
5 – BIBLIOGRAFIA	129

APRESENTAÇÃO

O desafio lançado pelo Presidente Luis Inácio Lula da Silva, através do Programa Brasil Um País de Todos, de fazer da mineração um dos três pilares do desenvolvimento sustentável nacional, vem colhendo seus múltiplos resultados.

A publicação do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Amazonas junto ao livro-texto, faz parte do Programa Geologia do Brasil e Subprograma Integração, Atualização e Difusão dos Dados de Geologia do Brasil. O subprograma tem como objetivo a geração de mapas geológicos estaduais em ambiente SIG que possibilitem dotar os governos dos estados de um instrumento de planejamento de suas ações e auxílio aos empreendimentos privados no setor mineral. Graças à determinação política do Governador Eduardo de Souza Braga, o estudo que ora se apresenta, reúne informações geológicas e de recursos minerais produzidas por técnicos e geocientistas em quase 37 anos de atividades da Superintendência Regional de Manaus do Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Na construção de uma Política Mineral para o Amazonas, o Governo Federal, através do Serviço Geológico do Brasil e do Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, coordenados pela Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia; do Governo do Estado do Amazonas, através da Secretaria de Planejamento e Desenvolvimento Econômico e da Companhia de Desenvolvimento do Estado do Amazonas – CIAMA; e da Assembléia Legislativa do Estado do Amazonas têm buscado, e este produto é prova disso, promover a socialização das informações de nossa Geodiversidade à Comunidade Científica e à Sociedade Amazonense.

O Estado do Amazonas destaca-se por possuir mais de 98% do seu território com cobertura florestal nativa. Esta exuberante biodiversidade está disposta sobre um meio físico plural e dinâmico a que chamamos Geodiversidade.

Entender o recurso mineral como um dos recursos naturais é reconhecer o papel de nossa GEODIVERSIDADE. Geodiversidade que para o Estado do Amazonas pode representar o almejado desenvolvimento sustentável, notadamente, com a consolidação de nosso Parque Industrial e a interiorização dos benefícios sociais e econômicos. Por isso, reiteramos a nossa homenagem ao brilhante trabalho da Comissão de Mineração, Óleo e Gás da Assembléia Legislativa do Estado do Amazonas na construção deste processo político.

Agora, os novos desafios estão lançados. O desafio da construção do conhecimento e da soberania sobre nossa região. O desafio da prática da cultura da sustentabilidade. O desafio da qualificação de nossos recursos humanos. O desafio do planejamento estratégico na gestão de nossos recursos naturais. O desafio da consolidação do Pólo Industrial de Manaus e do Amazonas. O desafio da recuperação do papel do Estado e das Instituições.

Este trabalho é o primeiro passo de uma grande caminhada. E esta parceria entre o Governo Federal e o Governo do Estado do Amazonas nos mostra que o futuro construiremos a várias mãos.

Daniel Borges Nava
Superintendente Regional
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

1 - INTRODUÇÃO

No transcurso de elaboração e edição pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM das folhas em SIG que articulam as cartas Geológica, Tectônica e de Recursos Minerais na escala de 1:2.500.000 e Geológica ao Milionésimo do Brasil, executadas no período de 2000 a 2005, foi possível o estabelecimento para alguns estados da Federação, da confecção de mapas estaduais de integração geológica nas escalas de 1:250.000, 1:500.000 e 1: 1.000.000, citando-se Paraíba, Minas Gerais, Bahia, Alagoas, Ceará, Rio Grande do Sul, São Paulo e Mato Grosso.

Um pouco diferente das demais regiões do país, a Região Norte, detentora de uma área territorial equivalente a 1/3 daquela total do país, certamente tem registrado maiores dificuldades na busca e consistência geológicas, em grande parte, motivadas pelas circunstâncias amazônicas adversas que exige logística e infraestrutura redobrada. Contudo, em 2001 o Serviço Geológico do Brasil – CPRM veio disponibilizar a Carta Geológica e de Recursos Minerais da Amazônia Brasileira – Região Cratônica, na escala de 1: 1.750.000, possibilitando uma síntese revisada e atualizada da Região Amazônica desde os tempos do Projeto RADAM, na década de 70.

Hoje, com a edição das 46 folhas que compõem a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (1:1.000.000) em formato digital, o trabalho de integração geológica para os estados que compõem a Região Amazônica tornou-se facilitado pela concepção do SIG – Sistema de Informação Geográfica, estabelecendo a oportunidade da cartografia geológica do estado do Amazonas.

O Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Amazonas é fruto do convênio firmado entre o

Serviço Geológico do Brasil – CPRM e a Companhia de Desenvolvimento do Estado do Amazonas – CIAMA. Torna possível um antigo anseio de reunir informações geológicas e de recursos minerais para atendimento da classe científica, empresarial, estudantil e gestora, possibilitando dispor de forma sistemática e eficiente um grande acervo de dados que durante décadas permaneceu sob forma analógica e pulverizada, muitas das vezes, de difícil consulta. Traz subsídios ao planejamento e investimentos das ações governamentais e da iniciativa privada em questões voltadas ao setor mineral, agrícola, de recursos hídricos, do meio-ambiente, de transporte, etc.

Os informes geológicos e de recursos minerais reunidos na carta e texto explicativo são produtos da compilação, análise crítica e integração de uma dezena de levantamentos geológicos e de pesquisa mineral realizados pelo Serviço Geológico do Brasil e cuja consistência engloba estudos recentemente publicados pelo órgão, além de significativa contribuição de informes geológicos em sub-superfície gerados pela Petrobrás na porção sedimentar das bacias Amazonas e Solimões.

Deste modo, as ferramentas computacionais utilizadas nesse produto em SIG permitem atualizações constantes à medida que evolui o conhecimento, além de inúmeras possibilidades de exploração, consulta e análise dos dados armazenados, até mesmo na sua combinação para a geração de novos temas.

Os dados, oriundos de um banco maior, o GEOBANK, foram reestruturados e realimentados, encontrando-se organizados em formato *shape file*, reunindo entidades gráficas e tabelas de atributos, permitindo assim, o estabelecimento e avanço no acesso às informações geológicas. A base de dados inclui informes

geológicos, geocronológicos, paleontológicos e de recursos minerais.

O acervo de dados geológicos foi organizado segundo modelo relacional, em plataforma Oracle 9 (versão Web), que utiliza bibliotecas padronizadas e arquitetura cliente-servidor, prevista para processos de acesso, consulta e edição dos dados via internet.

Em suma, o Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Amazonas prima pela organização, consistência e detalhamento das informações geológicas em ambiente SIG e escala ao milionésimo (1: 1.000.000), com a apresentação do mapa geológico e respectivos encartes tectônico, de recursos minerais, geofísico e geoquímico. Dados adicionais incluindo áreas institucionais

(ambientais e indígenas), de alvará de pesquisa, mosaico de imagem de satélite e modelo digital do terreno (MDT) encontram-se também disponibilizados.

A grande vantagem do produto está na possibilidade de atualização periódica, a depender da geração de novos dados geocientíficos que signifique avanços na sua cartografia. Cabe ao Serviço Geológico do Brasil a análise dos produtos geológicos em SIG como balizador à priorização de demais levantamentos em escalas diversas tais como 1:250.000 e 1:100.000, obedecendo uma política de médio e longo prazos ao incremento do conhecimento geológico e o desenvolvimento mineral do Amazonas.

2 - MÉTODOS E PRODUTOS

Os procedimentos técnicos adotados neste produto seguiram a sistemática usada pelo Serviço Geológico do Brasil para a elaboração de mapas estaduais, a exemplo do Estado do Mato Grosso (CPRM, 2004). Consiste na compilação e integração das informações geológicas e geofísicas disponíveis, reavaliação e consistência de dados de campo, além da utilização de produtos de sensoriamento remoto como imagens de satélite e radar e interpretação de fotografias-aéreas em escalas diversas. O produto final culminou na elaboração do mapa geológico e de recursos minerais e encartes tectônico e geofísico, além do texto explicativo.

Base Cartográfica - A construção da base cartográfica digital foi obtida pela CPRM inicialmente a partir da Base cartográfica Integrada Digital do Brasil ao Milionésimo do IBGE (2003), executada em nível nacional para servir de base ao projeto da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, publicada em 2004 e atualizada pela Base cartográfica Integrada Digital do Brasil ao Milionésimo do IBGE (2005) .

Para possibilitar a introdução das informações geológicas procurou-se tanto quanto possível estabelecer um padrão uniforme na densidade da representação cartográfica, filtrando a informação onde havia saturação que comprometesse a representação da geologia na escala de 1:1.000.000.

Adotaram-se os seguintes parâmetros na elaboração desta base: Sistema de Projeção Cartográfica: Policônica – Meridiano Central 54° W e Sistema Geodésico de Referência: South American Datum-SAD69.

Mapa Geológico - As informações geológicas disponíveis sobre o estado do Amazonas tiveram como base as

publicações em SIG do Serviço Geológico do Brasil tais como as cartas Geológica, Tectônica e de Recursos Minerais na escala de 1:2.500.000 (CPRM, 2001a), Geológica e de Recursos Minerais da Amazônia Brasileira – Região Cratônica na escala de 1:1.750.000 (CPRM,2002) e Geológica na escala de 1:1.000.000 (CPRM, 2005a) do Brasil. Ao Amazonas reúnem-se parcial e integralmente no corte ao milionésimo as folhas NA.19-Pico da Neblina, NA.20-Boa Vista, NA.21-Tumucumaque, SA.19-Içá, SA.20-Manaus, SA.21-Santarém, SB.18-Javari, SB.19-Juruá, SB.20-Purus, SB.21-Tapajós, SC.19-Rio Branco, SC.20-Porto Velho e SC.21-Juruena.

A coluna estratigráfica está representada por *box* com a cor e o código da unidade geológica que aparece no mapa, acrescida de uma breve descrição. O código está organizado na seguinte seqüência: A(s) primeira(s) letra(s) corresponde(m) a representação de eras e períodos: A – Arqueano, PP – Paleoproterozóico, MP – Mesoproterozóico, S – Siluriano, etc. O número que segue a letra inicial, quando presente, representa cronologicamente a subdivisão de éon, era, período ou estágio. As últimas letras, com dois ou três dígitos equivalem ao nome de cada unidade. Quando a unidade é constituída por rochas ígneas são inseridos entre os códigos alfanuméricos iniciais (cronoestratigrafia) e as letras finais (nome da unidade), símbolos do alfabeto grego que representam o tipo de magmatismo predominante:

Plutonismo félsico – γ (gama)
Vulcanismo félsico – α (alfa)
Plutonismo máfico – δ (delta)
Plutonismo Ultra-máfico - μ (Mu)
Plutonismo e vulcanismo alcalino – λ (lambda)

Exemplo: o código “PP3 γ ma” pode ser entendido

onde “PP” significa Paleoproterozóico, “3” o período Orosiriano, “γ” uma rocha plutônica félsica e, “ma” o nome que identifica a unidade Mapuera como uma suíte intrusiva.

Os arquivos *shape* de litoestratigrafia e de estruturas geológicas contêm informações sobre a idade, litologias, magmatismo, metamorfismo, ambientes sedimentar e tectônico e informações estruturais (medidas de campo) quando disponíveis.

Informe de Recursos Minerais – Os jazimentos minerais do estado do Amazonas foram compilados a partir da base de dados do GEOBANK, devidamente atualizados e consistidos e acrescidas de recentes informações de projetos em desenvolvimento pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Ao todo são descritas 45 áreas que reúnem jazimentos (com ou sem atividade de lavra), depósitos e/ou ocorrências. Estes jazimentos encontram-se plotados em base geológica e agrupados segundo uma classificação de utilidade nos seguintes tipos: água de uso para balneário, água mineral, gemas, insumos para agricultura, materiais de construção, metais ferrosos, metais não-ferrosos, metais nobres, recursos energéticos e rochas e minerais industriais.

Com base na relação entre as mineralizações e o contexto geológico e geotectônico, foram selecionadas áreas com potencial prospectivo para descoberta de novos depósitos, com destaque para algumas províncias e distritos mineiros, a exemplo da Província Aurífera Tapajós que se estende para áreas do Amazonas. Na base de dados de recursos minerais têm destaque as informações de toponímia do registro, substância principal, *status* econômico, grau de importância, tipologia, classe genética, associação geoquímica e método de posicionamento, dentre outras características.

A superposição dos informes de recursos minerais com aqueles geológicos, estes, tendo como base a litologia, distribuição de fácies, condicionamento estrutural por meio do controle dos lineamentos, falhas e fraturas, atitudes de camadas, veios, etc., possibilita o arranjo e interpretação dos prováveis ambientes metalogenéticos que acolheu a mineralização, tornando uma grande ferramenta na seleção de áreas potenciais aos investimentos na pesquisa mineral.

Encarte Tectônico – Os dados tectônicos que aparecem

no encarte do mapa geológico baseiam-se no Mapa Tectônico do Brasil, na escala de 1:5.000.000, publicado pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM (Delgado *et al.*, 2003), acrescidos dos informes da Petrobrás S.A. para o Fanerozóico.

A legenda que acompanha o encarte tectônico apresenta em cores as maiores entidades tectônicas (bacias, orógenos, arcos magmáticos, suítes magmáticas, etc.), obtidas por reclassificação das principais unidades litoestratigráficas. Em letras símbolo e negrito são identificados os principais domínios tectono-estruturais que obedecem os principais arranjos tectônicos (domínios litoestruturais) e províncias geocronológicas.

Os principais limites tectônicos acham-se realçados no encarte por um traço espesso, em cor preto ou vermelho, a depender do tipo de assinatura, se estrutural ou geofísica.

Encarte Geofísico – Os dados aeromagnéticos, gamaespectrométricos e gravimétricos foram compilados na escala ao milionésimo e disponibilizados em meio digital.

Os mapas Aeromagnetométrico (Campo Total Reduzido do *International Geomagnetic Reference Field* – IGRF, com relevo sombreado), Aerogamaespectrométrico de Contagem Total (relevo sombreado) e de Anomalia Bouger do Estado do Amazonas foram gerados a partir de dados de projetos aerogeofísicos de diversas fontes: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, Agência Nacional do Petróleo - ANP, Empresas Nucleares Brasileiras – NUCLEBRÁS e Comissão Nacional de Energia Nuclear - CNEN.

Os projetos foram processados separadamente com posterior integração em utilização dos *softwares* OASIS Montaj® e Geosoft®. A malha utilizada na integração dos dados obedeceu o espaçamento de 1.000 metros, com continuação para cima de 1.000 metros. A inclinação da fonte luminosa foi de 45° e o azimute de 45°. A unidade usada para os dados aeromagnéticos foi o nano Tesla (nT). Todos os dados foram exportados em formato geotiff.

Modelo Digital do Terreno (MDT) – O modelo digital do

terreno foi elaborado a partir dos dados da *Shuttle Radar Topographic Mission* – SRTM, utilizando-se uma fonte de iluminação artificial a 45° de elevação e 330° de azimute. A resolução esteve a 90 metros. Os dados foram processados no *software* ENVI, sendo obtidos através do *U.S. Geological Survey*, *EROS Data Center* e *Sioux Falls, SD*. A cessão do mosaico do MDT da América do Sul, produzido a partir dos dados SRTM corrigidos e projetados para o Datum SAD-69, coube ao Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho (IG-UNICAMP).

Imagens de Satélite LANDSAT – Um mosaico de imagens com resolução de 100 metros do satélite LANDSAT, sensores TM e ETM+, no formato Geotiff, foi elaborado de modo a propiciar a cobertura total do estado do Amazonas, encontrando-se no CD-ROM.

Integração Geologia versus MDT – Uma imagem integrada com as informações geológicas e Modelo Digital do Terreno (MDT) também esta disponível no CD-ROM. A integração foi realizada no *software* ENVI, através do método de conversão HSV, sendo gerada uma imagem colorida com resolução de 90 metros e em formato JPG.

Base de Dados Geoquímicos – Os dados que constituem a base geoquímica foram agrupados a partir dos registros das bases GEOQ e GEOBANK, ambas do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, cujo acervo dispõe algumas centenas de milhares de amostras de rocha, concentrados de bateia e sedimento de corrente e solo, analisadas para quase todo o espectro de elementos da tabela periódica pelos métodos mais modernos à época da coleta. No caso

específico para o Amazonas foram extraídas as amostras de interesse para a área do estudo.

Base de Dados Paleontológicos – As informações paleontológicas reúnem dados referentes à taxonomia dos fósseis (macro e micro), específicos, genéricos e supragenéricos. As localidades onde foram encontrados estão indicadas por coordenadas geográficas, além do tipo de fóssil, idade e fonte de informação.

Base de Dados Geocronológicos – Os dados geocronológicos disponibilizados no mapa geológico do Amazonas foram agrupados por meio do método de determinação isotópica, destacando-se U-Pb SHRIMP (32 valores), U-Pb ID-TIMS (10 valores), Pb-Pb evaporação de zircão (28 valores), Sm-Nd (40 valores), Rb-Sr (5 valores), Ar-Ar (1 valor) e K-Ar (2 valores), sendo mencionada a respectiva referência.

Nota explicativa

Este texto explicativo constitui um informe auxiliar ao usuário, constituindo fonte de informação geológica e de recursos minerais atualizada, disponibilizada por impressão gráfica e podendo também ser acessada por meio digital (arquivo do tipo pdf).

O capítulo “Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas” apresenta de forma resumida as descrições das províncias e domínios geológicos, associações litológicas, características das unidades geológicas cartografadas e recursos minerais.

3 - GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO AMAZONAS

3.1 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

O Estado do Amazonas, com uma superfície aproximada de 1.577.820,2 km², mantém fronteira com a Venezuela, Colômbia e Peru, além de limites estaduais com Roraima, Pará, Mato Grosso, Rondônia e Acre. Sua divisão interna corresponde a 62 municípios.

As principais sub-bacias e bacias de captação, a exemplo dos rios Içana, Uaupés, Japurá, Juruá e Purus, são aquelas que alimentam os rios Negro e Solimões, os principais formadores do rio Amazonas. Junto às bacias dos rios Madeira, Jatapu e Nhamundá, tributários do rio Amazonas, perfazem a principal rede hidrográfica em território amazonense.

Geologicamente, o Estado do Amazonas é caracterizado por uma extensa cobertura sedimentar fanerozóica, distribuída nas bacias Acre, Solimões, Amazonas e Alto Tapajós, que se depositou sobre um substrato rochoso pré-cambriano onde predominam rochas de natureza ígnea, metamórfica e sedimentar.

A maior entidade tectônica está representada pelo Cráton Amazônico (Almeida, 1978) e corresponde a duas principais áreas pré-cambrianas: o Escudo das Guianas ao norte da bacia amazônica e o Escudo Brasil – Central a sul daquela bacia (Figura 3.1.1).

No âmbito do estado, parte do cráton encontra-se recoberto pelas bacias Solimões e Amazonas.

As rochas pré-cambrianas, ao norte e a sul da Bacia do Amazonas, têm sido estudadas, agrupadas e compartimentadas em domínios tectono-estratigráficos e



províncias geocronológicas, cujas relações ainda não são muito bem compreendidas. A relação espacial existente entre os domínios e províncias encontram-se ainda subavaliados.

Várias províncias geocronológicas têm sido propostas para o Cráton Amazônico, cabendo a Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000a, 2006a), as mais recentes discussões (Figuras 3.1.2 e 3.1.3). Em

ambas hipóteses, as províncias propostas pelos citados autores têm sido modificadas gradualmente de concepção ou de abrangência, a partir da aquisição de maior número de dados geocronológicos e emprego de novos métodos de investigação.

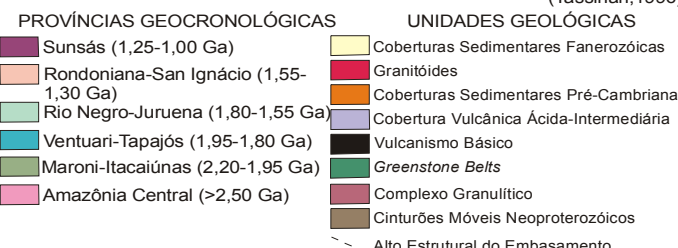
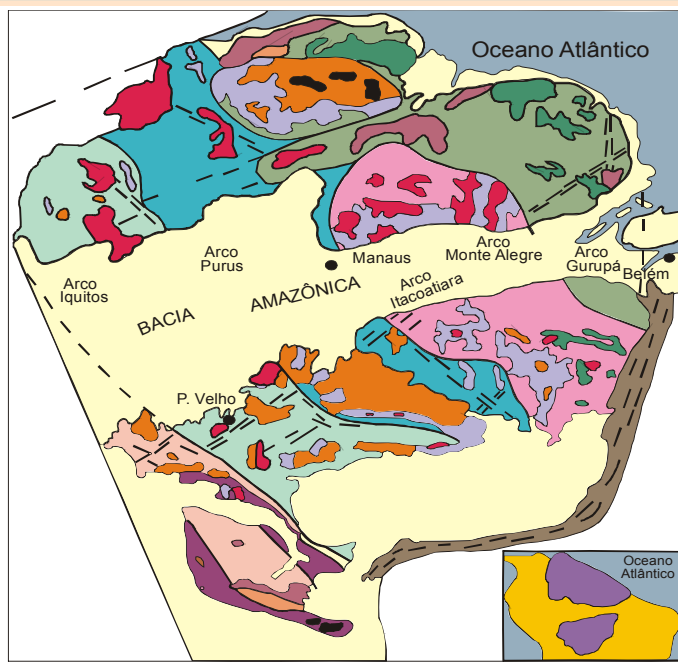


Figura 3.1.2 – Cráton Amazônico segundo a concepção de Tassinari & Macambira (1999, 2004)

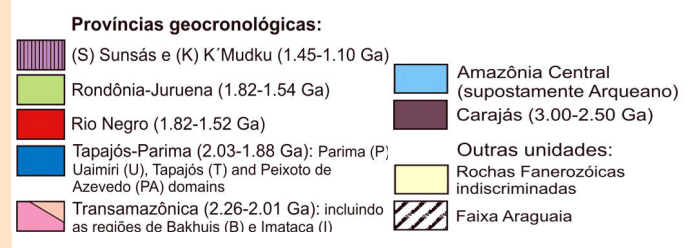
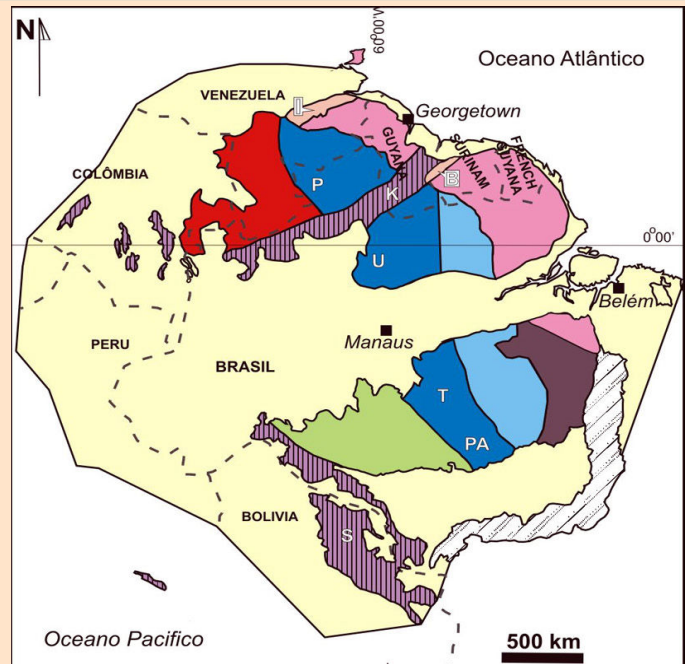


Figura 3.1.3 – Cráton Amazônico segundo a concepção de Santos *et al.* (2000a, 2006a)

Parte dessas províncias contribuem para o arcabouço geológico do estado do Amazonas, com destaque para Tapajós – Parima, Rio Negro, Rondônia – Juruena e K’Mudku (Santos *et al.*, 2000a, 2006a) ou Tapajós- Ventuari, Rio Negro – Juruena e Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999, 2004). Os valores geocronológicos, nas duas hipóteses são em geral concordantes, inclusive para a Província Amazônia Central, com idades superiores a 2,30 Ga. A Província K’Mudku segundo Santos *et al.* (2000a, 2006a)

compreende um cinturão colisional formado no intervalo 1,25 – 1,10 Ga. Seu prolongamento para oeste, onde secciona à Província Rio Negro (1,81-1,55 Ga) no Amazonas, conflita com os padrões de deformação pós-Transamazônicos e pré-K’Mudku identificados nos domínios Guiana Central e Imeri (Reis *et al.*, 2003). Para Tassinari & Macambira (1999, 2004) a faixa K’Mudku constitui parte do que denominaram de províncias Ventuari – Tapajós (1,95-1,80 Ga), Rio Negro – Juruena (1,80 – 1,55 Ga) e Maroni-Itacaiúnas (2,20 - 1,95 Ga).

Os domínios tectono-estratigráficos apontados por Delgado *et al.* (2003) constituem uma contribuição ao entendimento do arranjo entre unidades estratigráficas que formam as maiores entidades tectônicas e o principal padrão estrutural que as articulam. Sob este arcabouço

reúnem-se os domínios Alto Rio Negro e Imeri no interior da Província Rio Negro; domínios Guiana Central, Uatumã - Anauá e Tapajós no interior da província Tapajós - Parima; domínios Roosevelt - Juruena e Jamari na Província Rondônia - Juruena e Erepecuru - Trombetas na Província Amazonas Central (Figura 3.1.4).

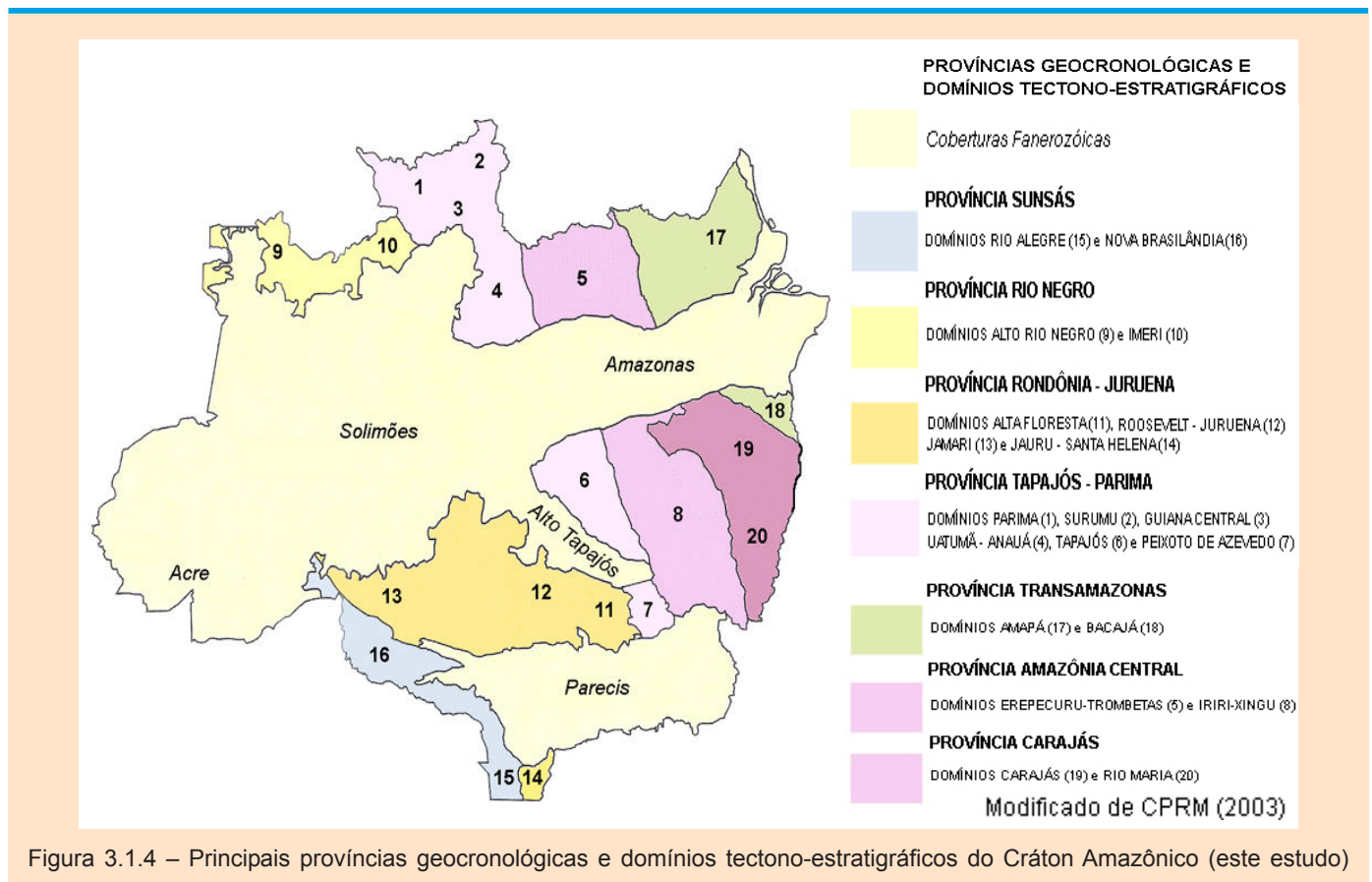


Figura 3.1.4 – Principais províncias geocronológicas e domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico (este estudo)

A seguir são descritas as principais províncias e respectivos domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico que recobrem porção do estado do Amazonas.

As siglas dos autores/compiladores referem-se a: ALF – Amaro Luiz Ferreira (CPRM-Manaus); GJR – Gilmar José Rizzotto (CPRM-Porto Velho); MEA – Marcelo Esteves Almeida (CPRM-Manaus); MEQ – Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros (CPRM-Porto Velho); MSGF – Mário Sérgio Gomes de Faria (MJ-DPF-AM); NJR – Nelson Joaquim Reis (CPRM-Manaus).

3.1.1 – PROVÍNCIA TAPAJÓS – PARIMA

A Província Tapajós – Parima compreende uma faixa orogênica com direção NW-SE que bordejia a leste a Província Amazônia Central e a oeste a Província Imeri (Figura 3.1.4) e cujas idades isotópicas pertinentes ao Paleoproterozóico revela rejuvenescimento de leste para oeste. Dos seis domínios tectono-estruturais reconhecidos no interior da província, apenas dois ocupam área do Amazonas: Uatumã - Anauá ao norte e Tapajós a sul. O Domínio Guiana Central registra diminuta área ao norte do

Amazonas, sendo descrito nessa província.

Os terrenos granito-gnáissicos a localmente migmatíticos do Complexo Jauaperi, ao norte da Bacia do Amazonas e complexo Cuiú-Cuiú a sul da bacia, registram idades em torno de 2,0 Ga e assinalam respectivamente a articulação e história orogênica (metamorfismo e deformação) dos domínios Tapajós e Uatumã - Anauá no interior da província.

No interlúdio entre o final da atividade orogênica do Ciclo Transamazônico e estabelecimento do domínio cratônico (aproximadamente no intervalo 1,98 – 1,88 Ga), sucedeu-se magmatismo cálcio-alcálico granítico e vulcânico de cunho acrescionário no interior da Província Tapajós – Parima. Nos domínios Uatumã - Anauá e Tapajós os vulcanitos mantêm contatos em geral tectônicos com as suítes graníticas. Os granitos alcalinos, por sua vez, ocorrem como corpos intrusivos nas vulcânicas e historicamente têm sido interpretados como pertencentes ao magmatismo Uatumã.

Domínio Tapajós - Apenas uma pequena faixa de rochas desse domínio aparece no setor sudeste do Amazonas, no limite interestadual com o estado do Pará. Lineamentos estruturados em NE-SW a NNE-SSW são predominantes e foram gerados a partir de processos deformacionais de natureza dúctil registrados pelo bandamento em gnaisses e foliação milonítica desenvolvida em metagranitóides do Complexo Cuiú-Cuiú, e na xistosidade de rochas metassedimentares do Grupo Jacareacanga, cujas idades variam de 2,0 a 2,1 Ga. Protólitos são identificados através de valores geocronológicos mais antigos obtidos em zircões herdados de granitóides e cuja faixa situa-se no intervalo de 2,6 a 2,7 Ga (Almeida *et al.*, 1999), além de populações de zircão detrítico provenientes de rochas metassedimentares Jacareacanga e com idades situadas no intervalo de 2,1 a 2,8 Ga (Santos *et al.*, 1997a). Algumas idades-modelo Sm-Nd (Tassinari, 1996; Sato & Tassinari, 1997) apontam para eventos geradores de crosta continental anteriores a 2,1 Ga. Este regime compressivo evoluiu para um regime direcional de natureza essencialmente sinistral representado por um grande sistema de falhas transcorrentes (Klein *et al.*, 2000).

As supracrustais Jacareacanga têm sido em parte interpretadas em termos de uma evolução processada em ambiente de subducção. No entanto, essa supracrustal

revela predomínio de sedimentação sobre o vulcanismo máfico e uma história deposicional e de metamorfismo ainda pouco investigada, além de serem bem mais jovens do que aquelas sucessões que ocorrem no Escudo das Guianas. Santos *et al.* (1997a) e Almeida *et al.* (2001) obtiveram para zircões detríticos oriundos de xistos do Grupo Jacareacanga idades U-Pb e Pb-Pb no período 2,10-2,00 Ga, estabelecendo uma área-fonte transamazônica (Cuiú-Cuiú) para sua sedimentação. De acordo com Almeida *et al.* (2001), a sedimentação Jacareacanga é delimitada pelas intrusões graníticas Parauari (idade mínima em 1,89 Ga) e embasamento Cuiú-Cuiú (idade máxima em 2,0 Ga).

O quadro tectônico e estrutural da Província Tapajós tem sido interpretado como decorrente de uma fase orogênica compressiva/transpressiva ocorrida ao longo do Riachão – Orosiriano (Paleoproterozóico) entre 2,1 e 1,96 Ga, afetando as unidades Cuiú-Cuiú, Jacareacanga e Creporizão (Klein *et al.*, 2000). A análise dos elementos planares, lineares e indicadores cinemáticos associados, somada ao magmatismo cálcio-alcálico precoce dos granitóides, às condições de metamorfismo e às idades paleoproterozóicas das referidas unidades, permite inferir como causa dessa estruturação mais antiga (compressiva), a atuação inicial de um regime tectônico colisional oblíquo com encurtamento crustal ligado à subducção/acresção de arco(s) magmático(s) a possíveis núcleos continentais mais antigos (Almeida *et al.*, 1999; Klein *et al.*, 2000).

Em Roraima, vários estudos efetuados por Reis & Fraga (1996), Reis & Haddad (1999), Reis *et al.* (1999, 2000a) e Fraga & Reis (2002) têm conferido afinidade geoquímica cálcio-alcálica e forte relação genética entre vulcanismos (Surumu e Iricoumé) e granitogêneses (Pedra Pintada e Água Branca) no intervalo 1,98 – 1,88 Ga. Ambas implicações levaram os autores a revisar o significado do termo “Uatumã”. No Domínio Tapajós, um comparável estabelecimento temporal e similar característica de arco magmático têm sido verificados para a suíte Creporizão (1,95 Ga) e vulcano-plutonismo Parauari – Iriri/Salustiano (1,89-1,88 Ga) (Vasquez *et al.*, 2000a,b). Em geral, o vulcano-plutonismo define uma associação cálcio-alcálica de médio a alto-K e levemente expandida, sugerindo ainda fontes de magmas mantélicos em ambiente de subducção, com menor ou maior proporção de contribuição crustal (Fraga & Araújo, 1999; Reis & Haddad, 1999; Haddad *et al.*, 2000; Faria *et al.*, 2000; Vasquez *et al.*, 2000a,b; Almeida *et al.*, 2000a).

Superpondo a estruturação mais antiga, há amplo

desenvolvimento de extensos lineamentos de natureza essencialmente rúptil com similar orientação geral NW-SE a NNW-SSE e subordinadamente NE-SW. Tal estruturação, marcada fundamentalmente por falhas e fraturas, além de zonas de cisalhamento dúcteis localizadas, está provavelmente relacionada à progressão do sistema transcorrente que culminou com a implantação de importante regime extensional, ainda em condições pós-orogênicas e em transição para aquelas anorogênicas.

No Mesoproterozóico, eventos compressivos e distensivos em torno de 1.100 Ma propiciaram a reativação de grandes estruturas E-W.

Domínio Uatumã - Anauá - O domínio engloba a porção sul-sudeste de Roraima, e nordeste do Amazonas, limitando-se a nordeste com parte do território guianense. Na porção sul-sudeste de Roraima, Reis & Fraga (2000) e Reis *et al.* (2003) nomearam o “Domínio Anauá – Jatapu” para representar uma área cuja principal articulação estrutural encontra expressão em arranjos de lineamentos NW-SE a NE-SW e subordinadamente E-W. Na porção nordeste do Amazonas, Faria *et al.* (2005a,b,c) têm cartografado o domínio sob a designação de “Uaimiri – Anauá”.

De modo a tornar compreensível a extensão geográfica do domínio, é empregada neste estudo a denominação “Uatumã – Anauá” para representar extensa área proterozóica de amplo espectro na bacia do rio Uatumã, nordeste do Amazonas, e rio Anauá, sul-sudeste de Roraima, cujas principais feições estruturais atêm-se às direções NW-SE e E-W (serra Acari no limite com a Guiana), NE-SW (alto curso do rio Anauá) e N-S (médio e baixo curso do rio Branco e rio Camanaú).

No interior do domínio, Almeida *et al.* (2002a) reconheceram duas principais áreas de ocorrência de granitos: Martins Pereira – Anauá e Igarapé Azul – Água Branca. A primeira área inclui o *inlier* do Complexo Metamórfico Anauá (Faria *et al.*, 2002) com idade U-Pb estabelecida em 2,03 Ga e idade-modelo Sm-Nd de 2.137 Ma. Os corpos granodioríticos e monzograníticos da Suíte Intrusiva Martins Pereira, em geral associados ao Granito Serra Dourada e às rochas paraderivadas correlacionadas ao Grupo Cauarane, revelaram idades Pb-Pb no intervalo 1,96 - 1,93 Ga (Almeida *et al.*, 2002a) e U-Pb em 1,97 Ga (Faria *et al.*, 2002). A segunda área caracteriza-se pela expressiva situação de ocorrência de granitóides cálcio-

alcalinos Igarapé Azul e Água Branca, com idades situadas no intervalo 1,88 a 1,90 Ga. A Suíte Intrusiva Igarapé Azul (Almeida *et al.*, 2002a) secciona demais granitóides Água Branca e Martins Pereira. Para leste do domínio e constituindo o embasamento para os estoques e batólitos, as vulcânicas do Grupo Iricoumé têm sido datadas pelo método Pb/Pb em 1,89 Ga (Macambira *et al.*, 2002).

O setor NE do Amazonas apresenta algumas principais características na sua evolução (*In*: Reis *et al.*, 2003):

a) revela duas principais gerações de granitos com características pós-orogênicas a anorogênicas e reconhecidas nas suítes Mapuera (Faria *et al.*, 2000) e Madeira (Costi *et al.*, 2000). A primeira geração tem sido datada pelos métodos U/Pb e Pb/Pb respectivamente em 1,87 e 1,88 Ga, e inclui os corpos Abonari (Santos *et al.*, 2002) e São Gabriel (Valério *et al.*, 2006). Charnockitóides Jaburu encontram-se associados ao Mapuera (Santos *et al.*, 2001a). Uma segunda geração está representada na região da mina Pitinga cujos granitos têm fornecido idades Pb-Pb em torno de 1,81 Ga (Costi *et al.*, 2000). Reis *et al.* (2003) associam-lhes respectivamente aos plutonismos Alalaú – Mapuera (1,87 Ga) e Madeira – Moderna (1,81 Ga). Ambos granitos mantêm relação de intrusão no substrato vulcânico Iricoumé, cujas idades Pb-Pb e U-Pb SHRIMP situam-se na faixa 1,88 – 1,89 Ga (Costi *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2002; Valério *et al.*, 2005);

b) revela ainda um terreno granito-gnáissico ainda pouco estudado e relacionado ao Complexo Jauaperi (este estudo) cuja principal área de extensão recobre parte das bacias dos rios Jauaperi e Uatumã. As litologias gnáissicas e metagranitóides registram metamorfismo na fácies xisto verde a anfíbolito superior e arcabouço estrutural com direções N-S a NE-SW. Santos *et al.* (2002) forneceram idades U-Pb SHRIMP no período 1,88-1,86 Ga, conferindo a identificação de um embasamento mais jovem que, em parte, representa o substrato da Bacia do Amazonas a noroeste.

c) na região do Pitinga, Amazonas, expõe-se uma cobertura sedimentar relacionada à Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.*, 1979), cujas características faciológicas de seus estratos mais inferiores têm revelado feições eólicas (Cunha *et al.* 2006). Reis *et al.* (2003) têm atentado para uma diferença de idade em aproximadamente 70 Ma para os

respectivos substratos vulcânicos que acolheram as bacias Urupi e Bloco Sedimentar Pacaraima (Supergrupo Roraima). Neste sentido, a sedimentação Urupi teve início em torno de 1,87 Ga, idade esta encontrada para os tufos cineríticos que intercalam-se na Formação Uaimapuê daquele supergrupo (Reis & Yáñez, 2001) e cuja diferença para o substrato Iricoumé é cerca de 20 Ma mais jovem. A idade mínima tem sido estabelecida para ambas soleiras Avanavero e Quarenta Ilhas em 1,78 Ga (Santos *et al.*, 2000b);

d) derrames basálticos e diques de diabásio encontram-se reunidos indiscriminadamente na Formação Seringa (Costi *et al.*, 1984), com possível estabelecimento cronológico no intervalo 0,9 – 1,2 Ga baseado em similar magmatismo ocorrente no escudo Brasil Central. O magmatismo Seringa registra relacionamento com uma fase extensional que culminou com rifteamento e sedimentação da bacia Prosperança (Reis *et al.*, 2003);

e) a bacia Prosperança reúne arenitos, conglomerados e pelitos, depositados sob condições de planície deltáica e desembocadura em mar raso (Nogueira, 1999). Uma população de zircões detríticos estabelecem uma idade mínima mesoproterozóica (Esteniano) em 1.027 ± 22 Ma (CPRM, 2001c).

Domínio Guiana Central - O Domínio Guiana Central - DGC (Reis & Fraga, 2000; Reis *et al.*, 2003) corresponde a uma mega-unidade estrutural do Escudo das Guianas que forma uma extensa faixa com direção NE-SW, atravessando o estado de Roraima e países como Guiana e Suriname (Dahlberg, 1971; Berrangé, 1973; Kroonenberg, 1976; Lima *et al.*, 1982; Cordani & Neves, 1982; Bosma *et al.*, 1983; Hasui *et al.*, 1984; Barron, 1987; Gibbs & Barron, 1993). Reúne um conjunto de rochas de alto grau metamórfico representado por gnaisses e metagranitos da fácies anfibolito superior a granulito. A principal unidade do domínio é a Suíte Metamórfica Rio Urubu (Fraga *et al.*, 1999) com idades U-Pb em 1.943 ± 7 Ma, 1.921 ± 15 Ma e 1.911 ± 13 Ma (Gaudette *et al.*, 1996). Fraga *et al.* (1997) revelaram idades Pb-Pb em 1.951 ± 24 Ma e 1.966 ± 21 Ma. Valores Pb-Pb em 1.937 ± 5 Ma e 1.935 ± 5 Ma também foram obtidos por Fraga (2002). Várias idéias têm sido concebidas à evolução do DGC, envolvendo uma origem arqueana (Bosma *et al.*, 1983), transamazônica (Fraga, 1999) e ao Esteniano (Santos *et al.*, 2000a). De acordo com Santos *et al.* (2000a) sua

implantação relacionar-se-ia ao Evento K'Mudku (1,30-1,20 Ga), na produção de milonitização e cisalhamento em rochas pré-existentes, sendo interpretado como reflexo intracratônico da colisão continental Sunsás-Grenvilliana. Deste modo, esta faixa NE-SW encontraria implantação em áreas de ocorrência das rochas da suíte Rio Urubu no Domínio Guiana Central e Complexo Cauaburi no Domínio Imeri. Condie (2001) mencionou que a colisão continental grenvilliana (1,35 - 0,90 Ga) é comparável àquela que regulou a extração de crosta juvenil do manto na formação dos supercontinentes (e superpluma) em 2,70 Ga (pré-Atlântica) e 1,90 Ga (Atlântica) e que crostas juvenis preservam-se muito mais em orógenos acrescionários do que naqueles colisionais (Windley, 1992). De acordo com Fraga (1999), os ortognaisses Rio Urubu ocorrentes no Domínio Guiana Central registram o retrabalhamento de fontes crustais e com assinatura de subducção, cujos efeitos da reativação K'Mudku são ressaltados ao longo de zonas de cisalhamento e de milonitização com similar direção NE-SW àquela da xistosidade e bandamento composicional das litologias Rio Urubu. Alguns dados de Sm-Nd (RT) - não publicados - dessa região apontam valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,55 a +0,99. A autora sugeriu sua implantação ao final da colisão Transamazônica como resultado da obliquidade de movimentação no limite de placas, em posição mais ao norte do Escudo das Guianas. Neste aspecto, retoma-se a questão quanto ao significado de idades orosirianas e um pouco mais jovens àquela definida para o limite superior do Ciclo Transamazônico em 2,01 Ga. (NJR, MEA, ALF, MSGF).

3.1.2 - PROVÍNCIA RIO NEGRO

A Província Rio Negro (Santos *et al.*, 2000a) encontra-se estabelecida na porção noroeste de ambos Cráton Amazônico e estado do Amazonas, em região limítrofe com a Venezuela e Colômbia. Originalmente proposta por Tassinari *et al.* (1996) como Província Rio Negro - Juruena e assim revisitada por Tassinari & Macambira (1999, 2004), mantém limites com as províncias Parima-Tapajós ou Ventuari-Tapajós a leste e Rondônia – Juruena a sul (Figura 3.1.2).

A província comporta dois principais domínios tectono-estratigráficos (Figura 3.1.2.1) assim designados de Alto rio Negro (“cabeça do cachorro”) a oeste e Imeri a leste.

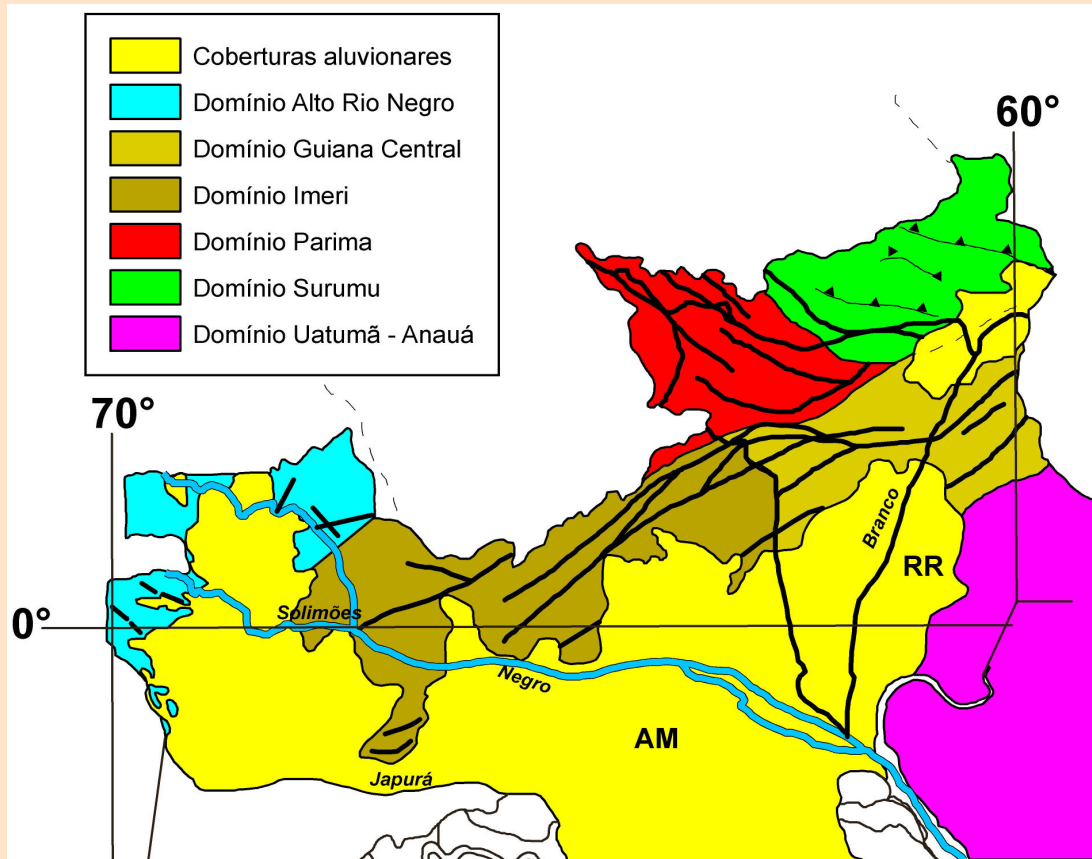


Figura 3.1.2.1 – Domínios Tectono-Estratigráficos Alto rio Negro e Imeri e relação com demais domínios a leste, no estado de Roraima (adaptado de Reis & Fraga, 2000)

A região noroeste do Amazonas perfaz uma das maiores áreas de embasamento rochoso do estado, cuja fisiografia reúne serras e maciços, tendo destaque os picos Neblina e 31 de Março respectivamente com 2.993,78 e 2.972,66 metros de altitude, situados na serra Imeri, fronteira com a Venezuela, que juntos representam os dois maiores pontos culminantes do país (IBGE, 2005). Deste modo, tem se caracterizado como uma área amazônica que oferece grande dificuldade na obtenção de dados geológicos.

Domínio Imeri – Possui direção estrutural preferencial NE-SW assinalada pelo alinhamento das serras Urucuzeiro, Imeri e Tapirapecó, além de faixas internas com deformação heterogênea desenvolvida no seu embasamento, evidenciada

por extensos lineamentos associados a expressivas zonas de cisalhamento. A direção NW-SE é mais restrita e é marcante nos alinhamentos das serras Curupira e Aracá, encontrando-se com forte inflexão na proximidade do contato com o principal padrão NE-SW. De acordo com Almeida *et al.* (2002), o embasamento do domínio Imeri encontra-se representado pelo Complexo Cauaburi, formado pelas litofácies Santa Izabel do Rio Negro (a leste) e Tarsira (a oeste). O complexo atinge localmente o metamorfismo da fácies anfibolito, sendo constituído predominantemente por magmatismo de caráter cálcio-alcálico expandido, embora predominem termos mais félsicos representados por (meta)granitóides e gnaisses com idades de cristalização em torno de 1,80 Ga (Tabela 3.1.2.1, Santos *et al.*, 2000;

CPRM 2003). Os dados isotópicos do sistema Sm-Nd obtidos para essas rochas revelam valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ levemente negativos a positivos, apresentando intervalo de +0,73 a -1,67 (Tabela 3.1.2.2, Sato & Tassinari, 1997, Santos *et al.*, 2000; este estudo). As idades modelo (T_{DM}) com intervalo 2,21-1,99 Ga sugerem também fontes de idade Transamazônica para os protólitos dos ortognaisses e metagranitóides deste complexo.

De acordo com Almeida *et al.* (2004), o domínio também é caracterizado por intrusões graníticas do tipo A representado pelas suítes Marauí e Marié-Mirim no intervalo 1,76-1,75 Ga, registrando ainda evidências de heranças de 1,80-1,78 Ga relacionadas ao embasamento Cauaburi (Tabela 3.1.2.1). Este evento magmático pode representar um estágio extensional posterior ao fim do evento orogênico gerador das rochas do Complexo Cauaburi. Idades T_{DM} de 2,01-1,91 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos (+2,27 a +0,92) marcam estas intrusões tipo-A, sugerindo provavelmente fontes crustais depletadas de idade orosiriana (Tabela 3.1.2.2).

Os granitos tipo S da suíte Igarapé Reilau possuem idade estabelecida entre 1,54 e 1,52 Ga (Tabela 3.1.2.1) e importantes registros de heranças de rochas do embasamento mais antigo, em três intervalos distintos: a) 1,70 Ga; b) 1,75 Ga e c) 1,80-1,79 Ga. Idade em monazita metamórfica demonstra que a deformação e o metamorfismo responsáveis pelo espessamento crustal e geração da granitogênese tipo S pode ter se estendido no tempo até 1,42 Ga, ou representar por exemplo, ainda um novo evento (Grenvilliano?). Santos *et al.* (2006a) associam o metamorfismo de 1,49-1,42 Ga (Tabela 3.1.2.2) ao evento K'Mudku (1,34-1,00 Ga), o qual possui idade grenvilliana.

O Granito Jauari é representado por um corpo circular, do tipo I, cálcio-alcalino com alto-K, aparentemente intrusivo na sucessão metassedimentar da Formação Aracá, e, apesar de possuir idade U-Pb de 1,48 Ga (Tabela 3.1.2.1), não demonstra quaisquer sinais de deformação e metamorfismo.

A Formação Aracá, por sua vez, registra uma deformação que atingiu a fácies xisto verde, com evidência local de metamorfismo na fácies anfíbolito. Essas rochas metassedimentares, também materializadas pelas formações Serra da Neblina e Daraá, apresentam tramas deformacionais ao longo de zonas de cisalhamento dúctil sob condições da fácies xisto verde. Estas tramas

deformacionais também encontram-se registradas nos granitóides dos tipo S e A e evidenciam a atuação de um episódio deformacional heterogêneo, provavelmente de idade grenvilliana. É possível que este quadro deformacional revele apenas variação em intensidade (condições de temperatura?) ao longo de um mesmo episódio que gerou as zonas de cisalhamento na fácies xisto verde, no entanto, a questão permanece em aberto, podendo a mesma ser correlacionada àquelas coberturas do tipo Tunuí que ocorrem mais a oeste, no Domínio Alto Rio Negro.

Igualmente representados por corpos circulares e circunscritos, o magmatismo máfico-ultramáfico Tapuruquara poderia também ter se formado no mesmo evento gerador do Granito Jauari, segundo isócronas Rb-Sr (1.427 ± 189 Ma e 1.705 ± 237 Ma, Tabela 3.1.2.1), muito embora permaneçam incertezas quanto ao seu posicionamento estratigráfico em função da grande margem erro. Entretanto, recente idade obtida em zircão (Tabela 3.1.2.1) aponta idade grenvilliana (1,17 Ga) para estes gabros e justifica sua correlação com outros eventos básicos descritos na orogênese Nova Brasilândia em Rondônia, Mato Grosso e Bolívia (Santos *et al.*, 2006a).

Ao longo do Mesozóico, a intrusão alcalina Seis Lagos (Cretáceo?) e os diques de diabásio correlacionados ao Diabásio Uaraná do Eo-Jurássico ao Neo-Triássico (Tabela 3.1.2.1), descritos no Domínio Alto Rio Negro, podem registrar correspondência com o evento magmático Taiano que antecedeu a instalação do rifte Tacutu (Reis *et al.*, no prelo) no Domínio Guiana Central em Roraima, no prolongamento estrutural NE-SW do Domínio Imeri.

Domínio Alto Rio Negro – O domínio está caracterizado na porção extremo-noroeste do Amazonas, cuja principal zona limítrofe se faz com o território colombiano na região conhecida como “cabeça do cachorro”. Está recoberto em grande parte por uma cobertura fanerozóica representada por depósitos arenosos possivelmente residuais e de pouca espessura e cuja sedimentação mascara a continuidade das estruturas identificadas pelas serras Traíra (NW-SE), Tunuí e Caparro (NNE-SSW a NE-SW). Almeida *et al.* (2004) referiram-se a um embasamento rochoso representado pelo Complexo Cumati (litofácies Querari e Tonu). Estas rochas revelaram lineamentos NW-SE impressos, sobretudo, nos ortognaisses tonalíticos e granodioríticos da litofácies Tonu, e paragnaisses polideformados e migmatizados do Grupo Tunuí mais a leste. É possível que parte do complexo que se apresenta no

domínio revele um histórico de evolução similar àquele do domínio Imeri. Por outro lado, as idades T_{DM} (1,74 Ga) próximas da idade de cristalização e o $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo (+3,91) encontrado em amostra de ortognaisses e metagranitóides Querari (1,70 Ga), são indícios que sinalizam uma origem juvenil para este magmatismo (Tabela 3.1.2.2), envolvendo subducção de crosta oceânica em ambiente de arco magmático (estágio pré-colisional). Alguns *inliers* de rochas metassedimentares Tunuí apresentando três populações de zircões detríticos datadas em 1,72, 1,78 e 1,92 Ga (Tabela 3.1.2.1), além de metamáficas/anfibolíticas indiscriminadas, poderiam representar resquícios de sucessões metavulcanossedimentares, típicas de ambientes orogênicos. Partes das rochas do Complexo Cumati registram episódio deformacional sob condições da fácies anfibolito, tendo gerado foliação regional predominantemente disposta na direção NE-SW (litofácies Querari) e subordinadamente NW-SE (litofácies Tonu).

A exemplo do que pode ter ocorrido no Domínio Serra Imeri, a continuidade deste processo de subducção pode ter culminado com a colisão de blocos continentais e conseqüente espessamento crustal, criando condições propícias à geração e colocação de granitóides do tipo S da Suíte Intrusiva Içana em 1,54-1,52 Ga, com fusão crustal em larga escala em ambiente sin a pós-colisional. Associado a este processo colisional, observa-se ainda um aumento crescente do grau metamórfico de NE para SW, com as rochas encaixantes paraderivadas do Grupo Tunuí apresentando fácies de mais baixo grau próximo às serras Tunuí e Caparro, gradando para uma fácies de médio-alto grau (paragnaisses) até atingir a anatexia (granitos tipo S). Idades herdadas de 1,89, 1,80 e 1,75 Ga (Tabela 3.1.2.1), aliadas a $\epsilon_{Nd(t)}$ francamente negativo e idade T_{DM} tardi-Transamazônica (Tabela 3.1.2.2), reforçam a hipótese de reciclagem-retrabalhamento de uma crosta mais antiga.

A geração de granitóides do tipo A, aluminosos, com idade de 1,52 Ga (Tabela 3.1.2.1), representados pelas suítes Uaupés e Inhamoin, pode representar o estágio de colapso do orógeno espessado ou estágio extensional posterior ao fim do evento colisional. As idades T_{DM} com intervalo de 2,05-1,97 Ga e o $\epsilon_{Nd(t)}$ variando de -1,85 a -2,37, associadas com $^{87}Sr/^{86}Sr_0$ de 0,70631 (Tabela 3.1.2.2), sugerem uma origem crustal para esta granitogênese, a qual encontra suporte no modelo petrogenético existente (Dall'Agnol, 1992). Dall'Agnol & Macambira (1992) admitem também que a geração do Granito Rio Uaupés, assim como

da Suíte Intrusiva Içana (Almeida *et al.*, 1997), está relacionada a um evento colisional com importante espessamento crustal (England & Thompson, 1986).

Além de inúmeros registros de rejuvenescimento isotópico em função da atuação do evento K'Mudku na região, observadas por exemplo em resultados Rb-Sr (1,32-1,27 Ga, Tabela 3.1.2.1) em rocha total da suíte Rio Içana (Tabela 3.1.2.1), o Neoproterozóico também é reconhecido no Domínio Alto Rio Negro por magmatismo básico alcalino sob forma de diques de olivina diabásio, denominados de "Cujubim". Este magmatismo possui idade variando de 0,98 a 0,94 Ga (Tabela 3.1.2.1) e pode encontrar diques de natureza similar, possivelmente correlacionáveis, no Domínio Serra Imeri.

Diques de diabásio mais jovens da unidade Diabásio Uaraná, do Eo-Jurássico ao Neo-Triássico (Tabela 3.1.2.1), podem registrar correspondência com o evento magmático Taiano (Reis *et al.*, no prelo). Ambos magmatismos máficos representam períodos distintos de um processo tafrogênico, extensional, registrado em todo Cráton Amazônico.

De um modo geral, Santos *et al.* (2000) admitem que a Província Rio Negro foi gerada através de reciclagem tectono-magmática de uma crosta pré-existente, enquanto Tassinari & Macambira (1999) propõem um modelo de arco magmático relacionado a subducção de crosta oceânica. Isto implica em dizer que, qualquer que seja o modelo escolhido, este deverá avaliar a possibilidade de reciclagem de uma crosta continental pré-existente, sobretudo durante o estágio colisional, assim como localmente a evolução de um arco magmático à oeste do Domínio Alto rio Negro, ali representado pelos granitóides cálcio-alcinos do Complexo Cumati ($\epsilon_{Nd(t)}$ +3,90; T_{DM} 1,74 Ga), produzidos provavelmente em uma fase pré-colisional (1,70 Ga?) ligada à geração e consumo de uma litosfera (subducção).

Este processo acrecionário, possivelmente em torno de 1,70 Ga, propiciou o espessamento da crosta pré-existente (1,80-1,75 Ga) em uma fase colisional posterior, implicando em subsequente aumento do grau metamórfico e geração de granitóides crustais, tardi a pós-colisionais do tipo S em 1,52 Ga. A seguir, no intervalo 1,51-1,49 Ga, em ambiente pós-orogênico, uma série de intrusões com forte assinatura do tipo A foram estabelecidas sob condicionamento NE-SW e NW-SE, por sua vez, reativadas em torno de 1,30-1,10 Ga pelo Evento K'Mudku.

Entretanto, não foi possível identificar a cinemática e a geometria desse provável arco magmático Cumati, pois o significado dos *trends* regionais na evolução geotectônica regional permanece ainda indefinido (polaridade, vergência, metamorfismo, etc.). Apesar disso, algumas evidências de campo (Almeida *et al.* 2002) e geocronológicas (Santos *et al.*, 2000, CPRM, 2003) tendem a apontar a estruturação NE-SW como sendo a mais jovem, cuja vergência provável é de W para E. (MEA).

3.1.3 - PROVÍNCIA RONDÔNIA – JURUENA

A quase totalidade da Província Rondônia – Juruena encontra-se exposta nos estados de Rondônia e Mato Grosso, cabendo ao Amazonas pequena porção a oeste da Bacia do Alto Tapajós e que compreende o Domínio Roosevelt – Juruena, bem como parte do Domínio Jamari em área de tributários da margem direita do rio Purus (Ituxi e Siriquiqui, dentre outros).

Domínio Roosevelt-Juruena – Estende-se da borda leste do batólito serra da Providência, à oeste, até a bacia do alto curso do rio Teles Pires, abrangendo áreas dos estados de Rondônia, Mato Grosso e Amazonas.

O domínio é caracterizado por suítes graníticas cálcio-alcálicas, com idades no intervalo de 1,81 - 1,77 Ga e sucessões metavulcanossedimentares depositadas em ambiente subaquoso, cuja idade obtida em riolito situa-as no intervalo de 1,76 – 1,74 Ga.

As suítes exibem estruturas desde isotrópica a milonítica (e gnáissica), a depender do seu posicionamento em relação às zonas de cisalhamento. As sucessões metavulcanossedimentares químico-terrígenas são compostas por uma sucessão superior de metargilitos interdigitados com metacherts, formações ferríferas e metatufos; uma sucessão intermediária de ignimbritos e conglomerados vulcanoclásticos e, uma sucessão inferior vulcânica com dacitos e riolitos (1,76-1,74 Ga), intercalados com tufos subordinados. Um plutonismo sin-vulcânico está representado por metamonzogranitos porfiríticos com idade de 1,75 Ga.

O arcabouço estrutural do Domínio Roosevelt - Juruena é caracterizado por zonas de cisalhamento que desenvolvem foliação milonítica de alto ângulo e incipiente bandamento gnáissico com *trend* dominante NW-SE e

inflexões para E-W e NE-SW, esta, na proximidade da borda ocidental da Bacia do Alto Tapajós. Um evento tectono-metamórfico sob condições de fácies anfibolito encontra-se superimposto às rochas do domínio e forneceu idades no intervalo de 1,65 a 1,62 Ga. Esses resultados foram obtidos a partir de cristais de zircão de bordas metamórficas derivados de ortognaisses das porções central e sul-ocidental, respectivamente, do domínio. Esse evento tectono-metamórfico é sucedido pela intrusão dos granitos anorogênicos Serra da Providência e Aripuanã, em torno de 1,53 Ga.

Duas hipóteses são aventadas para a evolução do Domínio Roosevelt - Juruena: a primeira, refere-se a geração de um arco magmático a partir da subducção de crosta oceânica sob a crosta pretérita Tapajós-Parima, juntamente com a fusão parcial desta, originando material juvenil com contaminação crustal (valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ variam de $-1,37$ a $+0,55$ e idades-modelo T_{DM} de 1,94 a 2,28 Ga). O magmatismo gerado é predominantemente granítico de alto potássio e as rochas vulcanossedimentares representam um ambiente retro-arco. A segunda hipótese é relativa ao processo de rifteamento por colapso orogenético ocorrido na Província Tapajós-Parima, seguido da fusão da crosta Tapajós-Parima por aproximação de pluma mantélica produzindo magma félsico calcálico, concomitante com vulcanismo e deposição de sedimentos (Pinho *et al.*, 2001).

Domínio Jamari - Ocupa as porções central de Rondônia e sul do Amazonas, sendo constituído predominantemente por rochas ortoderivadas tonalíticas e quartzo-dioríticas e supracrustais subordinadas. Os ortognaisses são os mais antigos do domínio e datam ao intervalo 1,76 - 1,73 Ga, encontrando-se relacionados à evolução de um arco magmático. A composição isotópica de Nd indica valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ que variam de $-1,50$ a $+0,20$ e T_{DM} de 2,10 a 2,20 Ga, sugerindo que essas rochas foram derivadas de fonte mantélica empobrecida com uma contribuição significativa de componente crustal mais antigo, à semelhança do que ocorreu no Domínio Roosevelt - Juruena. A ambiência tectônica proposta para a geração desse magmatismo calcálico é de uma margem continental do tipo Andino, com subducção para nordeste, abaixo da crosta continental da Província Tapajós-Parima (Payolla *et al.*, 2002).

As rochas paraderivadas intercaladas aos citados ortognaisses poderiam representar o equivalente metamórfico de alto grau do Grupo Roosevelt, à leste do domínio.

Tabela 3.1.2.1 - Resumo dos principais dados geocronológicos obtidos em litotipos dos domínios Alto Rio Negro, Imeri, Uatumã-Anauá, Tapajós, Roosevelt-Juruena no Estado do Amazonas e vizinhanças

Amostra	Litótipo	Toponímia	Estado	Unidade litostratigráfica	Idade metamorfismo (Ma)	Ref	Método	Idade cristalização (Ma)	Ref	Método	Idade herdada (Ma)	Ref	Método	obs
Domínio Alto Rio Negro														
-	Diabásio	Folha NA.19	AM	Diabásio Uaraná	-	-	-	242 ± 5 rt, 218 ± 2 rt, 202 ± 2 rt	7	A	-	-	-	-
-	Olivina Diabásio	Rio Traira	AM	Diabásio Cujubim	-	-	-	941 ± 14 rt, 984 ± 12 rt	2	A	-	-	-	-
1054-AF-327	Quartzito Serrinha	Serra Tunuí – Caparro	AM	Grupo Tunuí	-	-	-	-	-	-	1.720 ± 11, 1.782 ± 8 zid	6	G	Fonte provável: Complexo Cumati
IMA	Quartzito Ima	Serra Tunuí – Caparro	AM	Grupo Tunuí	-	-	-	-	-	-	1.916 ± 57 zid	14	F	Fonte provável: Complexo Cumati
-	Biotita granitoides à titanita	Baixo rio Uaupés	AM	Suite Intrusiva Rio Uaupés	-	-	-	1.459 ± 32 rt	8	C	-	-	-	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₀ = 0,70631 ± 0,00117
1054-AF-01	Hombrela - biotita monzogranito à titanita	São Gabriel da Cachoeira	AM	Suite Intrusiva Rio Uaupés	-	-	-	1.518 ± 25 zi	14	F	-	-	-	-
-	Muscovita granitoides	Baixo rio Içana	AM	Suite Intrusiva Rio Içana	1.318 ± 22 rt, 1.268 ± 23 rt	7	C	-	-	-	-	-	-	Evento K Mucku
PA-22	Biotita granitoides	Rio Papuri	AM	Suite Intrusiva Rio Içana?	-	-	-	1.521 ± 13 zi	22	F	-	-	-	-
2058-JH-18	Muscovita granito	Alto rio Uaupés	AM	Suite Intrusiva Rio Içana	-	-	-	1.521 ± 32 zi	3	D	-	-	-	-
1054-AF-151	Muscovita monzogranito	Baixo rio Içana	AM	Suite Intrusiva Rio Içana (área-tipo)	-	-	-	1.536 ± 4 zi	1	E	1.889 ± 3 zi, 1.805 ± 10 zi, 1.745 ± 13 zi	1	E	Herança: Suite Água Branca?, Complexo Cumati, Suite Tiquié
UA-39	Quartzio diorito	Alto rio Uaupés	AM	Complexo Cumati (litofácies Querari)	-	-	-	1.703 ± 7 zi	22	F	-	-	-	-
1054-AF-338	Monzogranito micropertítico	-	AM	Suite Intrusiva Tiquié (área-tipo)	-	-	-	1.746 ± 5 zi; 1.749 ± 5 zi	1	G, E	2.034 ± 2 zi	1	E	Herança: Complexo Anauá
6580-6065	Tonalitos	Furo de Cassiquiare	VEN	Complexo Cumati (litofácies Tonu)?	-	-	-	1.835 ± 17 zi	22	G	-	-	-	-
Domínio Imeri														
HC-190	Gabro	Tapuruquara	AM	Suite Intrusiva Tapuruquara	-	-	-	1.172 ± 8 zi	19	G	-	-	-	-
HC-492	Gabro	Tapuruquara	AM	Suite Intrusiva Tapuruquara	-	-	-	1.427 ± 189 m	14	C	-	-	-	-
HC-492	Gabro	Tapuruquara	AM	Suite Intrusiva Tapuruquara	-	-	-	1.705 ± 237 ft	14	C	-	-	-	-
2003-CG-30	Muscovita - quartzo xisto	Serra Aracá	AM	Formação Aracá	1.337 ± 4 ms	18	B	-	-	-	<1.879 ± 15 zid	19	G	Fontes prováveis: Suite Mapuera? e Complexo Cauaburi
2003-JH-13	Granito	-	AM	Granito Jauri?	1.432 ± 5 ft	19	G	-	-	-	-	-	-	-
2003-CG-33	Monzogranito	Serra Aracá	AM	Granito Jauri (área-tipo)	-	-	-	1.476 ± 11 ft zi	6, 19	G	-	-	-	-
AM-44	Leucogranito	Rio Xerüini	AM	Suite Intrusiva Igarapé Relau	-	-	-	1.523 ± 7 zi	6	G	1.701 ± 15 zi	6	G	-

Continuação Tabela 3.1.2.1 - Resumo dos principais dados geocronológicos obtidos em litotipos dos domínios Alto Rio Negro, Imeri, Uatumã-Anauá, Tapajós, Roosevelt-Juruena no Estado do Amazonas e vizinhanças

Amostra	Litotipo	Toponímia	Estado	Unidade litostratigráfica	Idade metamorfismo (Ma)	Ref	Método	Idade cristalização (Ma)	Ref	Método	Idade herdada (Ma)	Ref	Método	obs
2003-CS-102	Muscovita leucogranito à granada	Igarapé Reilau	AM	Suite intrusiva Igarapé Reilau (área-tipo)	1.423 ± 14 mz	19	G	1.534 ± 10 zi, 1.546 ± 11 zi	1	E	1.787 ± 13 zi, 1.747 ± 10 zi, e 1.801 ± 5 zi	19, 1	G, E	Herança: Complexo Cauaburi; granitos Marauá e/ou Mirim-Mirim
2003-PV-38	Monzogranito	Serra Marauá	AM	Suite intrusiva Marauá (área-tipo)	-	-	-	1.746 ± 6 zi	1	E	1.784 ± 7 zi	1	E	Herança: Complexo Cauaburi
2003-EP-189	Siengranito	Serra Marié-Mirim	AM	Suite intrusiva Marié-Mirim (área-tipo)	-	-	-	1.756 ± 12 zi	1	E	1.805 ± 8 zi	1	E	Herança: Complexo Cauaburi
2003-CS-38	Monzogranito milonítico	-	AM	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1.490 ± 3 tt	19	G	-	-	-	-	-	-	-
2003-CG-08	Gnaise e tonalítico	Rio Negro	AM	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	-	-	-	1.789 ± 6 zi	18	G	-	-	-	-
JO-75	Gnaise	Rio Cueiras	AM	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	-	-	-	1.796 ± 6 zi	6	G	-	-	-	-
JO-69	Granito	Serra Curupira	AM	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1.468 ± 8 tt	6	G	1.798 ± 3 zi	6	G	-	-	-	-
MS-327	Monzogranito	Seis Lagos	AM	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	-	-	-	1.806 ± 6 zi	14	G	-	-	-	-
MS-63	Monzogranito	Rio Iá-Mirim	AM	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	-	-	-	1.810 ± 9 zi	14	G	-	-	-	-
Domínio Uatumã - Anauá														
-	Granitos Madeira e Água Boa	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.689 ± 19 ft	12	C	-	-	-	-
-	Granito Madeira	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.794 ± 19 zi	11	F	-	-	-	-
-	Granito Água Boa	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.798 ± 10 zi	11	F	-	-	-	-
-	Granito Madeira	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.810 ± 10 zi	11	F	-	-	-	-
-	Granito Água Boa	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.815 ± 10 zi	11	F	-	-	-	-
PHR-178	Granito Madeira	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.817 ± 2 zi	5	E	-	-	-	-
PHR-191	Granito Madeira	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.820 ± 1 zi	5	E	-	-	-	-
PHR-193	Granito Madeira	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.822 ± 2 zi	5	E	-	-	-	-
PHR-125	Granito Madeira	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.824 ± 2 zi	5	E	-	-	-	-
PHR-192	Granito Europa	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.829 ± 1 zi	5	E	-	-	-	-
-	Granito Madeira	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.834 ± 6 zi	9	F	-	-	-	-
-	Granito (Mina do Pitinga)	Pitinga	AM	Suite Mapuera	-	-	-	1.861 ± 20 zi	11	G	-	-	-	-
-	Granito (Mina do Pitinga)	Pitinga	AM	Suite Mapuera	-	-	-	1.864 ± 13 zi	11	G	-	-	-	-
-	Granito (Mina do Pitinga)	Pitinga	AM	Suite Mapuera	-	-	-	1.865 ± 15 zi	6	G	-	-	-	-
CS-01	Granito Madeira	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.806 zi	21	F	-	-	-	-

Continuação Tabela 3.1.2.1 - Resumo dos principais dados geocronológicos obtidos em litotipos dos domínios Alto Rio Negro, Imeri, Uatumã-Anauá, Tapajós, Roosevelt-Juruena no Estado do Amazonas e vizinhanças

Amostra	Litótipo	Toponímia	Estado	Unidade litoestratigráfica	Idade metamorfismo (Ma)	Ref	Método	Idade cristalização (Ma)	Ref	Método	Idade herdada (Ma)	Ref	Método	obs
JO-01	Granito Madeira	Pitinga	AM	Suite Madeira	-	-	-	1.814 zi	20	G	-	-	-	-
JO-02	Granito Mina do Pitinga	Pitinga	AM	Suite Mapuera	-	-	-	1.872 zi	20	G	-	-	-	-
JO-03a	Granito (Mina do Pitinga)	Pitinga	AM	Suite Mapuera	-	-	-	1.864 zi	20	G	-	-	-	-
JO-03b	Granito (Mina do Pitinga)	Pitinga	AM	Suite Mapuera	-	-	-	1.877 zi	20	G	-	-	-	-
JO-08a	Arenito arcoseano	BR-174	AM	Formação Prosperança	-	-	-	1.970, 1.020 zid	20	G	-	-	-	-
JO-10	Gabro	Rio Jatapu	AM	Formação Quarenta Ilhas	-	-	-	1.780 zi, bd	20	G	-	-	-	-
km 199	Hastingsita granito (Granito Abonari)	BR-174, Serra Abonari	AM	Suite Mapuera	-	-	-	1.871 ± 5 zi	17	G	-	-	-	-
MF-99	Charnockito Jaburu	Igarapé Jaburu	RR	Suite Mapuera	-	-	-	1.873 ± 6 zi	15	G	-	-	-	-
JO-05	Gnaiss alterado	BR-174	RR	Complexo Jauaperi	-	-	-	1.868 ± 8 zi	17	G	-	-	-	-
MF-17	Granito Milonífico Mereba	BR-174	RR	Complexo Jauaperi	-	-	-	1.869 ± 10 zi	6	G	-	-	-	-
JO-08	Granito Alalau	BR-174	AM	Complexo Jauaperi	-	-	-	1.876 ± 4 zi	17	G	-	-	-	-
JO-07	Granitóide alterado	BR-174	RR	Complexo Jauaperi	-	-	-	1.879 ± 3 zi	17	G	-	-	-	-
JO-06	Granitóide alterado	BR-174	RR	Complexo Jauaperi	-	-	-	1.880 ± 3 zi	17	G	-	-	-	-
-	Granito São Gabriel	Pres. Figueiredo	AM	Granito São Gabriel	-	-	-	1.889 ± 2 zi	24, 25	E	-	-	-	-
-	Biotita granito milonitizado	Pres. Figueiredo	AM	Suite Água Branca	-	-	-	1.890 ± 2 zi	25	E	-	-	-	-
-	Biotita granito porfirítico	Pres. Figueiredo	AM	Suite Água Branca	-	-	-	1.895 ± 6 zi	25	E	-	-	-	-
-	Biotita-hornblenda granito milonitizado	Pres. Figueiredo	AM	Suite Água Branca	-	-	-	1.898 ± 3 zi	25	E	-	-	-	-
-	-	NW do Pará	PA	Suite Água Branca	-	-	-	1.910 ± 23 rt	10	C	-	-	-	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _c = 0.70225
-	Riolito	Pitinga	AM	Grupo Iricoumé	-	-	-	1.869 ± 12 zi	11	E	-	-	-	-
PHR-06	Riolito	Pitinga	AM	Grupo Iricoumé	-	-	-	1.888 ± 3 zi	5	E	-	-	-	-
-	Riolito epizonal	Pres. Figueiredo	AM	Grupo Iricoumé	-	-	-	1.883 ± 4 zi	23	E	-	-	-	-
VP-03-MF-34	Dacito Canoas	BR-174	AM	Grupo Iricoumé	-	-	-	1.896 ± 7 zi	17	G	-	-	-	-
Domínio Tapajós														
JO-54	Granito Rosa de Malo	Rio Parauari	AM	Suite Parauari	-	-	-	1.879 ± 3 zi	13	D	-	-	-	-
DG2	Granodiorito Abacaxis	Abacaxis	AM	Suite Tropas*	-	-	-	1.892 ± 6 zi	13	D	-	-	-	-
MM-36	Ignimbrito	Pacu	AM	Grupo Iri	-	-	-	1.870 ± 8 zi	16	G	1.955 ± 7 zi	16	G	Herança: granitos Creporizão

Continuação Tabela 3.1.2.1 - Resumo dos principais dados geocronológicos obtidos em litotipos dos domínios Alto Rio Negro, Imeri, Uatumã-Anauá, Tapajós, Roosevelt-Juruena no Estado do Amazonas e vizinhanças

Amostra	Litótipo	Toponímia	Estado	Unidade litostratigráfica	Idade metamorfismo (Ma)	Ref	Método	Idade cristalização (Ma)	Ref	Método	Idade herdada (Ma)	Ref	Método	obs
JO-57	Arenito	Abacaxis	AM	Formação Abacaxis**	-	-	-	1.895 ± 5 zid	14	D	-	-	-	Fonte provável: granitos Tropas, Parauari, Grupo Ileri
JO-68	Quartzo grauvaça	-	AM	Formação Sequeiro***	-	-	-	1.902-1.895 zid	14	D	-	-	-	Fonte provável: granitos Tropas, Parauari, Grupo Ileri
JO-68	Quartzo grauvaça	-	AM	Formação Sequeiro***	-	-	-	2.065 zid	14	D	-	-	-	Fonte provável: Complexo Cuiú-Cuiú
AL-108	Quartzo xisto	Garimpo Espírito Santo	AM	Grupo Jacareacanga	-	-	-	1.971 ± 2 zid	4	E	-	-	-	Fonte provável: granitos Creporizão
AL-108	Quartzo xisto	Garimpo Espírito Santo	AM	Grupo Jacareacanga	-	-	-	2.008 ± 3 zid	4	E	-	-	-	Fonte provável: Complexo Cuiú-Cuiú
AL-108	Quartzo xisto	Garimpo Espírito Santo	AM	Grupo Jacareacanga	-	-	-	2.034 ± 6 zid	4	E	-	-	-	Fonte provável: Complexo Cuiú-Cuiú
AL-108	Quartzo xisto	Garimpo Espírito Santo	AM	Grupo Jacareacanga	-	-	-	2.136 ± 2 zid	4	E	-	-	-	Fonte provável: crosta Transamazônica
AL-108	Quartzo xisto	Garimpo Espírito Santo	AM	Grupo Jacareacanga	-	-	-	2.189 ± 4 zid	4	E	-	-	-	Fonte provável: crosta Transamazônica
Domínio Roosevelt - Juruena														
JM-43A/B	Vulcânica	-	AM	Grupo Collder?	-	-	-	1.740 ± ? zid	20	G	-	-	-	-

Obs: A. K-Ar; B. Ar-Ar; C. isócrona Rb-Sr; D. Pb evaporação em monocristais de zircão por filamento único; E. Pb evaporação em monocristais de zircão por filamento duplo; F. U-Pb ID-TIMS; G. U-Pb SHRIMP.
 Abreviaturas: m. mineral, ms. muscovita, mz. monazita, ft. titanita, zi. zircão, zid. zircão detrítico.

Unidades não-cartografáveis na escala de 1:250.000, estando incluídas na Suíte Parauari*, Formação Alter do Chão** e Grupo Jacareacanga***; VEN, Venezuela. Ref. Referência bibliográfica

1 - Este estudo; 2 - Abreu *et al.* (1976); 3 - Almeida *et al.* (1997b); 4 - Almeida *et al.* (2001); 5 - Costi *et al.* (2000); 6 - CPRM (2003); 7 - Dall'Agnol & Abreu (1976); 8 - Dall'Agnol & Macambira (1992); 9 - Fuck *et al.* (1993); 10 - Jorge-João *et al.* (1985); 11 - Lenharo (1998); 12 - Macambira *et al.* (1987); 13 - Santos *et al.* (1997a); 14 - Santos *et al.* (2001a); 15 - Santos *et al.* (2001b); 16 - Santos *et al.* (2001c); 17 - Santos *et al.* (2002); 18 - Santos *et al.* (2003); 19 - Santos *et al.* (2006b); 20 - Santos (com. verbal); 21 - Schobenhau *et al.* (1994); 22 - Tassinari *et al.* (1996); 23 - Valério *et al.* (2005); 24 - Valério *et al.* (2006); 25 - Valério (2006).

Tabela 3.1.2.2 - Dados isotópicos do sistema Sm-Nd obtidos em litótipos dos domínios Alto Rio Negro, Imeri, Uatumã-Anauá e Roosevelt-Juruena no estado do Amazonas e vizinhanças

Amostra	Litótipo	Unidade litostratigráfica	T _{cris.} (Ma)	Ref.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	f(Sm/Nd)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd(t)}	ε _{Nd(0)}	T _{DM}	Ref.	
Domínio Alto Rio Negro															
2058-MA-17	Homblienda granodiorito à titanita	Suite Intrusiva Rio Uaupés	1518, ie	5	14,03	80,25	0,17	-0,50	0,099273	0,511569	-20,85	-1,90	1,97	1	
PT33 ASU	Monzogranito	Suite Intrusiva Rio Uaupés	1518, ie	5	14,97	86,60	0,17	-0,47	0,104550	0,511624	-19,78	-1,85	1,98	mod. de 10	
UA 6W-6N	Monzogranito	Suite Intrusiva Rio Uaupés	1518, ie	5	14,69	81,80	0,18	-0,45	0,106590	0,511651	-19,25	-2,11	2,02	mod. de 10	
1054-EP-74	Monzogranito	Suite Intrusiva Rio Uaupés	1518, ie	5	15,76	89,88	0,18	-0,46	0,105987	0,511612	-20,01	-2,37	2,03	1	
PT33 ASW	Monzogranito	Suite Intrusiva Rio Uaupés	1518, ie	5	17,17	93,06	0,18	-0,43	0,111550	0,511671	-18,86	-2,30	2,05	mod. de 10	
1054-AF-151	Muscovita monzogranito	Suite Intrusiva Rio Içana	1536	1	14,06	89,32	0,16	-0,52	0,095152	0,511457	-23,04	-3,05	2,04	1	
1054-AF-338	Monzogranito micropertítico	Suite Intrusiva Tiquié	1748	1	17,02	129,44	0,13	-0,50	0,098559	0,511572	-20,79	+1,76	1,95	1	
2058-JH-35b	Quartzo diorito	Complexo Cumati (litofácies Quetari)	1703, ie	11	7,87	47,89	0,16	-0,13	0,171999	0,512562	-1,48	+3,93	1,75	1	
1054-AF-311a	Tonalito diorito	Complexo Cumati (litofácies Tonu)	1720, ie	4	7,81	47,57	0,16	-0,46	0,105692	0,511611	-20,03	+0,05	2,02	1	
PA-SP 35*	Tonalito	Complexo Cumati (litofácies Tonu)	1720, ie	4	2,09	9,53	0,22	-0,33	0,132480	0,511771	-16,91	-2,15	2,30	mod. de 10	
Domínio Imeri															
2003-CG-33	Monzogranito	Granito Jauari	1476	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-4,62	2,02	8
2003-CS-102	Muscovita leucogranito à granada	Suite Intrusiva Igarapé Reliau	1534	1	6,51	41,20	0,16	-0,54	0,090461	0,511520	-21,81	-0,75	1,88	1	
2003-PV-38	Monzogranito	Suite Intrusiva Marauá	1746	1	6,90	42,32	0,16	-0,50	0,099212	0,511537	-21,48	+0,92	2,01	1	
1054-EP-189	Stenogranito	Suite Intrusiva Marié-Mirim	1756	1	7,57	42,76	0,18	-0,51	0,095488	0,511562	-20,99	+2,27	1,91	1	
2003-JH-13	Monzogranito	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1798, ie	8	7,34	44,70	0,16	-0,60	0,079506	0,511295	-26,20	+0,73	1,99	1	
1054-EP-122	Homblienda gnaíse monzogranítico	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1798, ie	8	3,35	22,42	0,15	-0,46	0,107039	0,511615	-19,96	+0,64	2,04	1	
MR RL 31	Gnaíse	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1798, ie	8	2,95	27,90	0,11	-0,67	0,064010	0,511026	-31,45	-0,97	2,06	mod. de 10	
2003-CS-38	Monzogranito milonítico	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1798, ie	8	3,94	13,85	0,28	-0,50	0,099332	0,511491	-22,37	-0,01	2,07	1	
JO-75	Gnaíse	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1796	4	-	-	-	-	-	-	-	-	+1,49	2,11	9
MI-AB 16	Granodiorito	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1798, ie	8	2,68	21,49	0,12	-0,62	0,075290	0,511123	-29,55	-1,67	2,12	mod. de 10	
2003-CG-08	Gnaíse tonalítico	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1796	7	5,44	27,96	0,19	-0,40	0,117923	0,511659	-19,10	-1,02	2,21	mod. de 3	
JO-69	Granito	Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel)	1798	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,35	2,52	9
Domínio Uatumã - Anauá															
MS-200	Gnaíse	Complexo Jauaperi	1869, ie	6	7,99	43,19	0,19	-0,43	0,111890	0,511708	-18,14	+2,22	2,00	1	
MF-20	Granito gnaíse	Complexo Jauaperi	1869, ie	4	2,64	20,63	0,13	-0,61	0,077410	0,511244	-27,19	+1,43	2,02	1	
EB-119A	Homblienda gnaíse	Complexo Jauaperi	1869, ie	4	21,29	133,42	0,16	-0,51	0,096490	0,511460	-22,98	+1,06	2,06	1	
MF-18	Homblienda augen gnaíse	Complexo Jauaperi	1869, ie	4	16,54	90,23	0,18	-0,44	0,110850	0,511617	-19,92	+0,68	2,12	1	
MF-17	Homblienda granito milonítico (Meretxa)	Complexo Jauaperi	1869	4	9,72	53,51	0,18	-0,44	0,109770	0,511567	-20,89	-0,04	2,17	1	
JO-08b	Biotita-homblienda gnaíse	Complexo Jauaperi?	1869, ie	4	-	-	-	-	-	-	-	-	+4,73	1,86	9
MF-04	Granófito	Suite Intrusiva Mapuera	1871, ie	6	9,28	51,30	0,18	-0,44	0,109310	0,511600	-20,33	+0,66	2,12	1	
MF-03	Granito	Suite Intrusiva Mapuera	1871, ie	6	8,83	51,87	0,17	-0,48	0,102900	0,511480	-22,57	-0,04	2,15	1	
KM 199	Hastingsita granito (Granito Abonari)	Suite Intrusiva Mapuera	1871	6	15,97	93,45	0,17	-0,47	0,103320	0,511470	-22,71	-0,28	2,17	1	

Continuação Tabela 3.1.2.2 - Dados isotópicos do sistema Sm-Nd obtidos em litótipos dos domínios Alto Rio Negro, Imeri, Uatumã-Anauá e Roosevelt-Juruena no estado do Amazonas e vizinhanças

Amostra	Litótipo	Unidade litostratigráfica	T _{cris} (Ma)	Ref.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	f(Sm/Nd)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd(t)}	ε _{Nd(0)}	T _{DM}	Ref.
KM 151	Granoblastito ácido	Suite Intrusiva Mapuera	1889, ie	12	5,60	35,89	0,16	-0,52	0,094350	0,511286	-26,37	-1,68	2,25	1
PT 25	Granito	Suite Intrusiva Água Branca?	1890, ie	12	6,29	31,87	0,20	-0,39	0,119320	0,511758	-17,17	+1,62	2,08	mod. de 10
PT 26	Granodiorito	Suite Intrusiva Água Branca?	1890, ie	12	4,44	38,28	0,12	-0,64	0,070160	0,511081	-30,37	+0,33	2,09	mod. de 10
KM 139	Tufo	Grupo Iricoumé	1896, ie	6	8,53	49,85	0,17	-0,47	0,103410	0,511562	-20,99	+1,69	2,05	1
VP-03=MF-34	Dacito	Grupo Iricoumé	1896	6	8,27	50,93	0,16	-0,50	0,098170	0,511337	-25,38	-1,44	2,26	1
PHR-06	Riolito	Grupo Iricoumé	1888	2	9,77	55,65	0,18	-0,46	0,106200	0,511500	-22,2	-0,27	2,19	2
MF-01	Riodacito	Grupo Iricoumé	1888, ie	2	8,78	45,80	0,19	-0,41	0,115950	0,511625	-19,76	-0,14	2,22	1
Domínio Roosevelt - Juruena														
JM-43B	Vulcânica	Grupo Colider?	1740	9	-	-	-	-	-	-	-	-	1,95	9
JM-43A	Vulcânica	Grupo Colider?	1740	9	-	-	-	-	-	-	-	-	1,85	9

Idades T_{DM} calculadas usando o modelo de DePaolo (1981) para a evolução do manto empobrecido. Idades de cristalização: ie. Idade estimada; Ref. referência bibliográfica. mod.: modificado.

* Amostras fracionadas, apresentando valores fora do intervalo 0,125 < ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd < 0,35 (Sato & Siga Jr. 2002), foram recalculadas com base no modelo de estágio duplo (Sato & Tassinari 1997).

1 - Este estudo; 2 - Costi *et al.* (2000); 3 - CPRM (2000); 4 - CPRM (2003); 5 - Santos *et al.* (2000a); 6 - Santos *et al.* (2002); 7 - Santos *et al.* (2003); 8 - Santos *et al.* (2006b); 9 - Santos (com. verbal); 10 - Sato & Tassinari (1997); 11 - Tassinari *et al.* (1996); 12 - Valério (2006).

Entretanto, zircões detríticos provenientes dos paragneisses forneceram idades de 1.808 a 1.674 Ma e T_{DM} de 2,10 a 2,20 Ga, sugerindo uma idade máxima de sedimentação em 1,67 Ga e como fonte provável os tonalitos e quartzo-dioritos do arco magmático Jamari. A idade mínima da sedimentação é indicada pelas rochas graníticas intrusivas da Suíte Serra da Providência (1.570 – 1.530 Ma).

As rochas do embasamento do Domínio Jamari, representado por tonalitos e paraderivadas, são seccionadas por granitos, charnockitos, mangeritos e gabros da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Esta suíte é constituída por distintos episódios magmáticos intrusivos assim representados: batólito Serra da Providência (1.606 – 1.573 Ma); charnockitos de Ouro Preto - Ariquemes (1.559 Ma); granitos cinza de Samuel (1.550 – 1.540 Ma); maciço União, granito rosa de Ariquemes e granito Aripuanã (1.537 – 1.530 Ma). As rochas graníticas rapakivíticas apresentam evidências de magma *mixing* e *mingling*, com características geoquímicas semelhantes aos granitos do tipo A, possuindo valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ que variam de - 0,60 a +2,00 e T_{DM} de 1,89 a 1,76 Ga. Essa composição isotópica do Nd sugere que o magma é derivado de uma mistura de manto empobrecido com fonte crustal mais antiga. Indicam também um posicionamento em ambiente pós-orogênico relacionado, possivelmente, ao colapso final da Orogenia Juruena.

Outra manifestação magmática importante no Domínio Jamari encontra-se representada por charnockitos e granitos do tipo A, distribuídos na porção central de Rondônia, possuindo idades de cristalização entre 1.400 e 1.430 Ma. Os dados isotópicos de Nd indicam valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ que variam de +1,20 a +0,70 e T_{DM} de 1,75 a 1,73 Ga, os quais sugerem que o magma gerador destes granitos pode representar uma mistura de material juvenil com rochas do embasamento mais antigo. Esse magmatismo pode ser reflexo intra-placa dos processos acrescionários (Arco Santa Helena) que aconteceram, no mesmo período, mais a sudeste de Rondônia (Payolla *et al.*, 2002).

A trama estrutural do domínio foi estabelecida, pelo menos, por um evento tectono-metamórfico de alto grau no intervalo de 1,35 a 1,30 Ga, o qual é correlacionável à Orogenia San Ignacio no oriente boliviano. O estilo de deformação é típico de um regime direcional caracterizado pela propagação de sistemas transcorrentes sinistrais ao longo dos quais desenvolveram-se duplexes transpressivos simétricos e assimétricos fortemente controlados pelas

formas dos corpos graníticos e charnockíticos. O binário sinistral possui orientação para NNW-SSE, implicando em componentes transpressivos de direção aproximada E-W. As direções E-W também correspondem às principais estruturas extensionais, algumas delas instaladas em descontinuidades herdadas de eventos anteriores. Sob este contexto tectono-estrutural ocorreu o plutonismo granítico Alto Candeias (1,34-1,33 Ga), cujas características geoquímicas indicam afinidade com granitos do tipo A.

Os granitos estaníferos rapakivi que seccionam no intervalo 1,08 - 0,97 Ga o Domínio Jamari e coberturas sedimentares contemporâneas, são manifestações pós-tectônicas relativas à Orogenia Sunsas desenvolvida na porção mais meridional do Cráton Amazônico.

A efetiva cratonização no sudoeste do cráton foi alcançada em torno de 980 Ma, a partir do alojamento dos granitos estaníferos de Rondônia e do sul do Amazonas, além de outros estoques em Mato Grosso. (MEQ, GJR).

3.1.4 - BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS

3.1.4.1 - Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas constitui uma unidade sedimentar intracratônica que limita duas principais áreas de embasamento arqueano - proterozóico: ao norte, o Escudo das Guianas, e a sul, o Escudo Brasil – Central. Envolve uma área de aproximadamente 480.000 km² que atravessa os estados do Pará a leste e Amazonas a oeste. A leste, o Arco Gurupá assinala o limite entre a Bacia do Amazonas e a fossa Marajó, e a oeste, o Arco Purus limita as bacias Amazonas e Solimões (Figura 3.1.4.1.1).

Linhas estruturais mestras NW-SE, NE-SW e E-W de seu arcabouço tectônico regional articularam sua instalação. A evolução da bacia ao longo do Fanerozóico deveu-se à geometria superimposta às rochas do Cráton Amazônico. Em linhas gerais, a instalação da Bacia do Amazonas respondeu pelos movimentos tectônicos do megacontinente Gondwana durante o Paleozóico e instalação de sistemas de falhas normais e de transferência na geração de arcos e discordâncias regionais. Os arcos promoveram a compartimentação da bacia em blocos estruturais distintos, a exemplo das bacias Amazonas, Solimões, Acre e Alto Tapajós. Os efeitos da abertura do Oceano Atlântico no Mesozóico também encontraram

registro no interior da bacia, sendo processados eventos de magmatismo máfico e de sedimentação. Ao Neógeno, a

bacia experimentou movimentações essencialmente transcorrentes e de natureza dextral (Wanderley Filho, 1991).

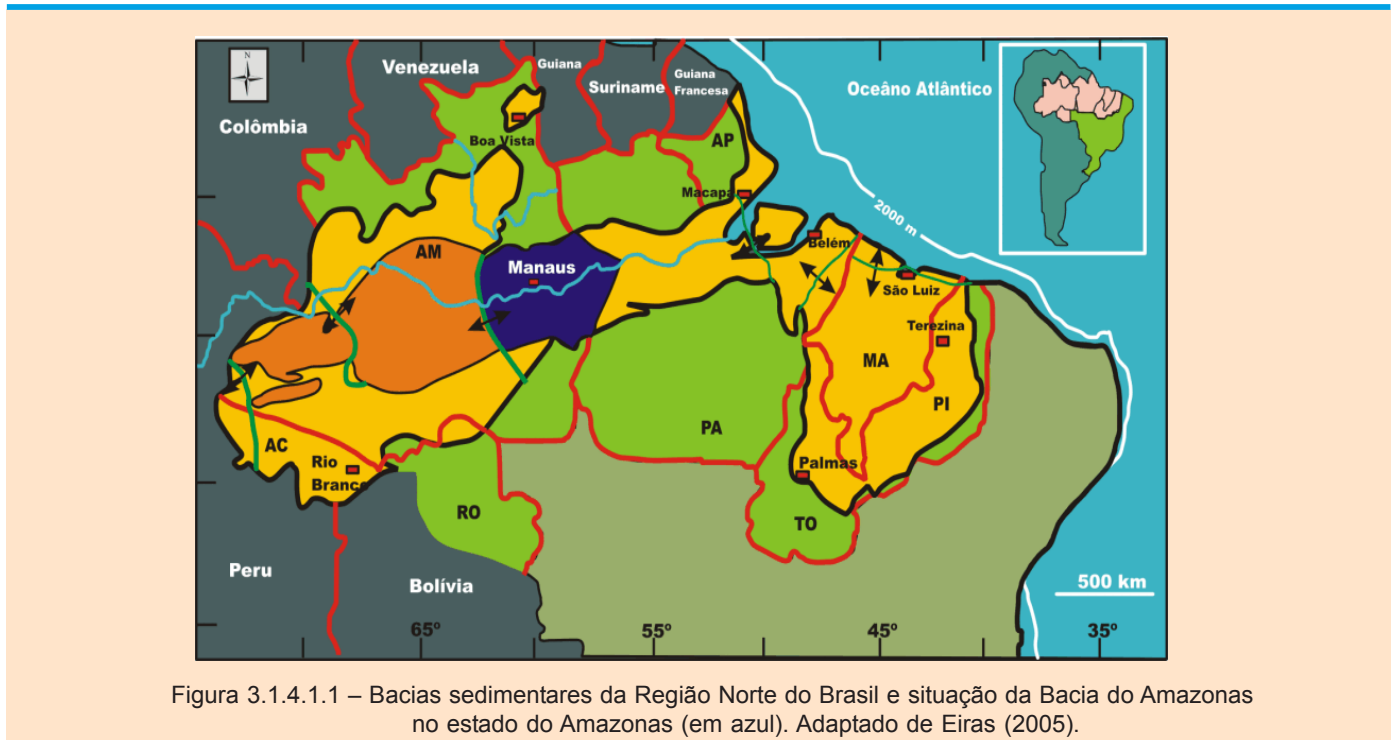


Figura 3.1.4.1.1 – Bacias sedimentares da Região Norte do Brasil e situação da Bacia do Amazonas no estado do Amazonas (em azul). Adaptado de Eiras (2005).

Wanderley Filho (1991) menciona a instalação da bacia sobre um segmento crustal espessado e estruturalmente controlado por meio de falhas normais com direção preferencial NE-SW. Falhas de transferência NW-SE afetaram posteriormente a bacia, segmentando-a em uma série de lineamentos que de leste para oeste, foram denominados de Manacapuru - rio Negro, Urubu - Crepori, Faro - Juriti, Paru - Anapu e Jari - Pacajaí (Figura 3.1.4.1.2). Estes lineamentos compartimentaram a bacia em vários blocos, deslocaram os depocentros de quase todas as unidades litológicas e desenvolveram *horts* como os arcos Purus e Gurupá. As falhas convergem em direção ao Arco Purus e sugerem que a bacia revelou maior abertura no seu flanco leste do que oeste.

Coube a Santos *et al.* (1999a) a determinação de uma idade cambriana para enxames de diques máficos com mais de 100 km de extensão e direção NNE-SSW entre a porção nordeste da Bacia do Alto Tapajós e o rio Amana, Pará. O valor de 515 ± 15 Ma obtido pelo método U/Pb em

baddeleyita, soma-se a demais valores K-Ar oriundos da região do rio Iriri e em torno de 510 Ma (Tassinari, 1996). De acordo com o autor, este magmatismo, denominado "Piranhas" pode estar associado com um estágio inicial de rifteamento que antecedeu a instalação da Bacia do Amazonas. A sedimentação da Formação Autás-Mirim, base do Grupo Trombetas, foi processada 50 Ma após o evento magmático.

Duas seqüências de primeira ordem podem ser reconhecidas nos 5.000 metros do preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas: uma paleozóica, onde aparecem diques e soleiras de diabásio, e uma mesozóica-cenozóica (Cunha *et al.*, 1994). O substrato da bacia pode ser identificado por meio das províncias geocronológicas Carajás, Transamazonas, Amazônia Central e Tapajós - Parima (CPRM, 2003) ou Maroni - Itacaiúnas, Amazônia Central e Tapajós - Ventuari (Tassinari, 1996) e cujas idades, de leste para oeste, variam do Mesoarqueano ao Paleoproterozóico.

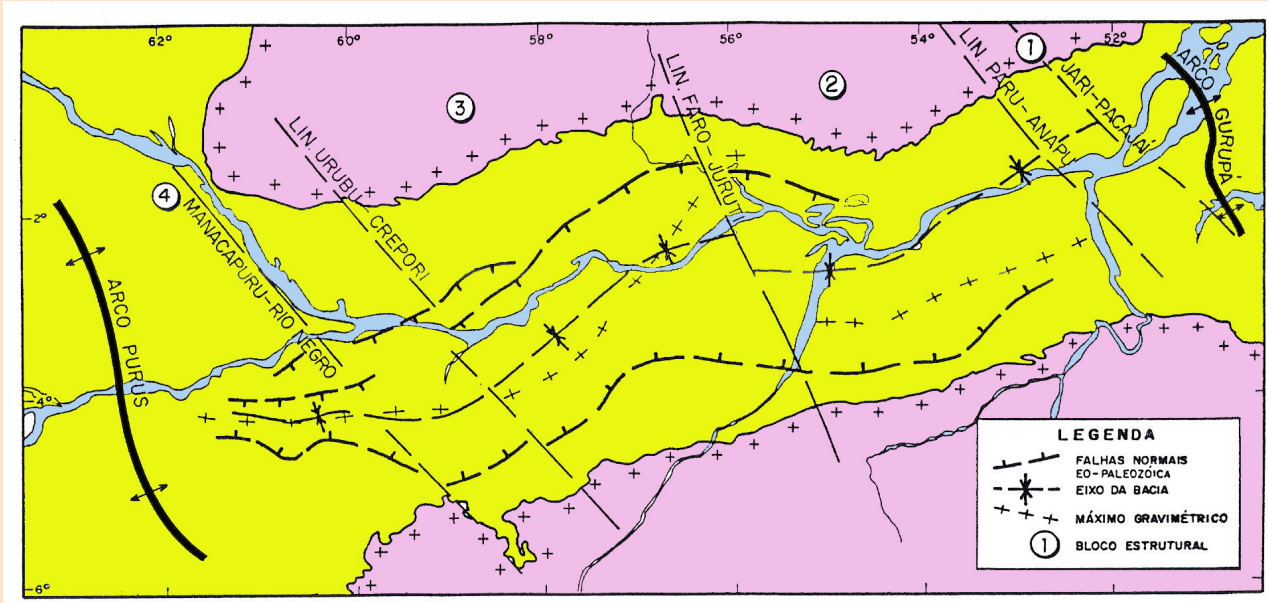


Figura 3.1.4.1.2 – Blocos Compartimentais da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho, 1999)

A história deposicional da Bacia do Amazonas (Figura 3.1.4.1.3) tem início no Neo-Ordoviciano com a sedimentação glacial a marinho raso do Grupo Trombetas, cujas ingressões ocorreram de leste para oeste, tendo o Arco Purus a função de barreira junto às bacias Solimões e Alto Tapajós. Reúne as formações Autás-Mirim (arenitos e folhelhos neríticos), Nhamundá (arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos), Pitinga (folhelhos e diamictitos marinhos) e Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos e litorâneos). Um novo ciclo transgressivo-regressivo ao longo do Devoniano – Carbonífero Inferior efetivou a deposição dos grupos Urupadi e Curuá, cujo estágio também levou ao desenvolvimento de sedimentação marinha e incursões glaciais. O Grupo Urupadi reúne as formações Maecuru (arenitos e pelitos neríticos e deltáicos) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltáicos). O Grupo Curuá agrega as formações Barreirinha (folhelho marinho), Curiri (diamictitos, folhelhos e siltitos glaciais), Oriximiná (arenitos e pelitos fluviais regressivos) e Faro (arenitos flúvio-deltaicos com influência de tempestades). Novo ciclo deposicional transgressivo-regressivo ocorreu na sinéclise Amazonas, entre o Neo-Carbonífero e Neo-Permiano, compreendendo a sedimentação continental e marinha do Grupo Tapajós

associada a drásticas mudanças climáticas de frio para quente e árido. O grupo compreende as formações Monte Alegre (arenitos eóicos e wadis intercalados com siltitos e folhelhos de interdunas e lagos), Itaituba, Nova Olinda (calcários de inframaré e evaporitos de planície de sabkha) e Andirá (arenitos e folhelhos continentais e final do ciclo transgressivo-regressivo paleozóico). Este período foi fortemente influenciado pela Orogenia Gondwanide propiciando soerguimento generalizado e extenso processo erosivo que pode ter removido cerca de 1.000 metros de sedimentos da Formação Andirá.

Durante o Jurássico um evento distensional com direção E-W afetou a bacia, permitindo a intrusão de soleiras de diabásio e enxame de diques com variada direção. Mais ao norte, no âmbito do Escudo das Guianas, os diques máficos mesozóicos (Taiano em Roraima e Guiana – Reis *et al.*, 2006, no prelo; Apatoe no Suriname – Bosma *et al.*, 1983; Cassiporé no Amapá – Lima *et al.*, 1974), extrapolam o limite da bacia paleozóica (p. ex., Diabásio Penatecaua, Issler *et al.*, 1974) e configuram importante arranjo ao entendimento do quadro magmático e de evolução do Cráton Amazônico. A Província Mágmatca Atlântica Central

(PMAC), assim definida por Marzoli *et al.* (1999), envolve soleiras, diques e derrames basálticos tholeiíticos uma vez contíguos às porções da América do Norte, Europa, África e América do Sul e associados à ruptura do continente Pangea. O magmatismo basáltico excede uma área de 2,5 milhões de km² nas porções norte e central do Brasil e coincidiu temporalmente com a maior extinção de massa do limite Triássico – Jurássico. No Escudo das Guianas os processos tafrogênicos tiveram clímax no Rhaetiano (Triássico Superior) ao Aptiano-Albiano (Neo-Cretáceo), repercutindo manifestações de magmatismo máfico (derrames e diques) e sedimentação intracratônicas. Idades Ar-Ar obtidas de diques máficos de Roraima (Taiano) e Amapá (Cassiporé) forneceram respectivamente valores de 197.4 ± 1.9 a 201.1 ± 0.7 Ma e 191.5 ± 0.9 a 202.0 ± 2.0 Ma, coincidentes com aqueles encontrados para a PMAC da África e América do Norte. Esses dados conferem um curto período de tempo de atividade magmática, cujo ápice manifestou-se em aproximadamente 200 Ma (*Apud* Reis, 2005). O Diastrofismo Juruá, reflexo da abertura do Oceano Atlântico e soerguimento andino, precedeu o evento magmático mesozóico e efetivou a reativação de falhas e fraturas, conferindo às rochas uma incipiente deformação oriunda de esforços compressionais com principal direção ENE-WSW.

A Seqüência Cretácea-Paleógena advém do relaxamento dos referidos esforços compressionais, propiciando sítios deposicionais à sedimentação de clásticos continentais do Grupo Javari. Formaram-se, deste modo, sistemas fluviais de alta energia fluindo em direção ao Oceano Pacífico, com deposição de grande volume de sedimentos arenosos da Formação Alter do Chão. No Paleógeno, o início do soerguimento andino efetivou o isolamento da bacia Alter do Chão, cujos rios cederam lugar a extensos lagos alimentados por um sistema fluvial meandrante de baixa energia. A partir do Mioceno e paroxismo andino, foram depositados em ambiente flúvio-lacustre, sedimentos argilosos, silticos e arenosos com níveis delgados de linhito e conchas de moluscos e cordatos da Formação Solimões (Caputo *et al.*, 1971; Maia *et al.*, 1977). Contudo, a sedimentação Solimões tem sido descrita não ultrapassar os limites do Arco Purus.

Em suma, são reconhecidas quatro seqüências no interior da bacia, limitadas por discordâncias relacionadas a episódios orogênicos (Cunha *et al.*, 1994):

Seqüência Ordoviciano-Siluriana – constitui o primeiro ciclo deposicional da bacia e equivale aos clásticos e pelitos do Grupo Trombetas, encontrando-se em fase de sinéclise intracontinental. É truncada por discordância decorrente de provável soerguimento relacionado à Orogenia Caledoniana;

Seqüência Devoniano-Carbonífero Inferior – compreende as formações Maecuru, Ererê do Grupo Urupadi e formações Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro do Grupo Curuá. Caracteriza o segundo ciclo transgressivo-regressivo da Bacia do Amazonas. A discordância decorrente é relacionada à Orogenia Eo-Herciniana.;

Seqüência Carbonífero Superior-Permiano – caracteriza a terceira e última transgressão-regressão marinha na bacia, estando representada pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá do Grupo Tapajós. O final do ciclo tectono-sedimentar composto pelas formações Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda é caracterizado pela retomada da sedimentação continental da Formação Andirá, provavelmente associada aos efeitos da Orogenia Tardi-Herciniana. A seqüência encontra-se profundamente cortada pela discordância resultante da Orogenia Gonduanide e Diastrofismo Juruá (diques e soleiras máficas);

Seqüência Cretáceo-Paleógeno – compreende produtos de origem fluvial das formações Alter do Chão e Solimões. A unidade Solimões, cujo registro sedimentar atém-se ao soerguimento e paroxismo da cadeia andina, não ultrapassa os limites do Arco Purus. No âmbito da Bacia do Amazonas, tem sido identificada uma sedimentação mais jovem e pleistocênica ocorrente no flanco leste do arco e que se estende para norte ao longo do principal lineamento N-S que controla o baixo curso da bacia do rio Branco. Esta sedimentação registra equivalência temporal à Formação Içá da Bacia do Solimões (Reis *et al.*, 2006a); (NJR).

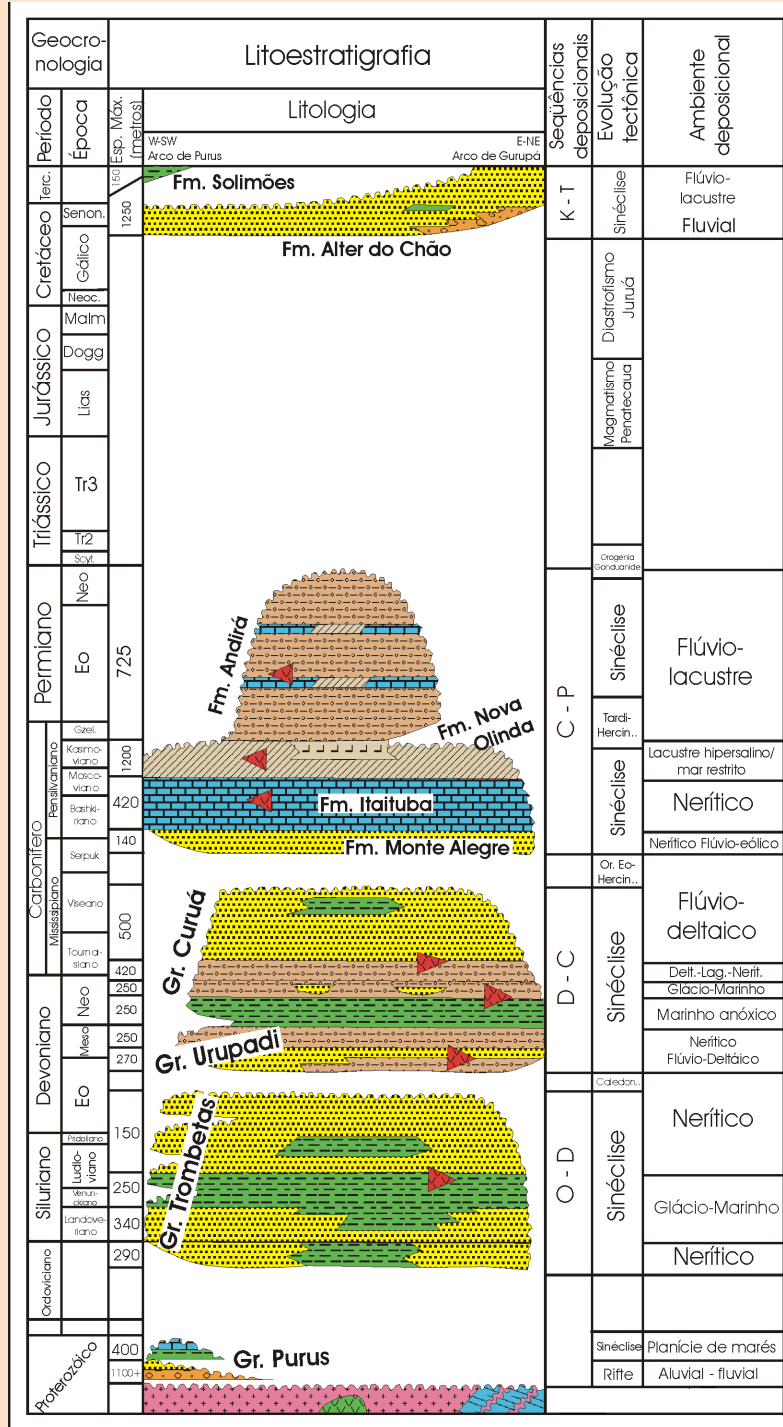


Figura 3.1.4.1.3 – Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas (adaptado de Cunha *et al.*, 1994)

3.1.4.2 - Bacia do Solimões

A Bacia do Solimões constitui uma bacia intracratônica, com aproximadamente 450.000 km² no limite com as rochas de idade paleozóica (Figura 3.1.4.2.1) e cuja área sedimentar recobre quase que integralmente o estado do Amazonas. Encontra-se limitada a oeste pelo Arco Iquitos que a separa da Bacia do Acre, e a leste pelo Arco Purus que a separa da Bacia do Amazonas. A norte e sul é bordejada respectivamente por rochas proterozóicas dos escudos das Guianas e Brasil-Central. Duas principais províncias geocronológicas encontram-se recobertas pela

sua sedimentação, a Província Rondônia-Juruena que integra o Escudo Brasil-Central a sul e a Província Rio Negro que integra o Escudo das Guianas ao norte. No seu interior encontra-se dividida em duas sub-bacias, Jandiatuba e Juruá, controladas pelo Arco Carauari. De acordo com Eiras (2005), a Sub-bacia Juruá a leste do arco, encontra-se melhor conhecida em função da intensa pesquisa de petróleo desenvolvida pela Petrobras a partir de 1978 e onde situam-se as províncias gaseíferas Juruá e Urucu, enquanto que a Sub-bacia Jandiatuba a oeste, encontra-se pouco conhecida devido às restrições legais de regiões dominadas por áreas indígenas e reservas florestais.



Figura 3.1.4.2.1 – Bacias sedimentares da Região Norte do Brasil e situação da Bacia do Solimões (em azul) e sub-bacias (em laranja) no estado do Amazonas. Adaptado de Eiras (2005)

Gorayeb *et al.* (2006) têm caracterizado o substrato da Bacia do Solimões com base em estudos petrográficos e geocronológicos Pb.Pb evaporação em zircão desenvolvidos em amostras de rocha provenientes de testemunhos de sondagem executados pela Petrobras. O estudo tem possibilitado estabelecer correlações com aqueles domínios tectono-estratigráficos situados no interior das províncias Rio Negro e Rondônia – Juruena. Grupos de idades foram encontrados em torno de 1,54 Ga e no intervalo

1,75-1,73 Ga, registrando, deste modo, maior afinidade com os domínios Alta Floresta e Roosevelt - Juruena (Figura 3.1.4). Zircões neoarqueanos provenientes de metagranitóides foram interpretados como herança de terrenos arqueanos (Província Amazônia Central), possibilitando ainda supor a presença de antiga crosta na região. Petrograficamente, foram identificadas rochas da fácies granulito no substrato da Bacia do Solimões, cuja correspondência com litologias pertencentes aos domínios

Jamari e Guiana Central foram aventadas.

De acordo com Eiras (2005), o preenchimento da Bacia do Solimões por rochas sedimentares fanerozóicas atinge 3.800 m e 3.100 m de espessura nas sub-bacias Juruá e Jandiatuba, respectivamente. Pode ser dividido em duas seqüências de primeira ordem: uma, principal,

paleozóica, seccionada por diques e soleiras de diabásio, e outra mesozóico-cenozóica (Figura 3.1.4.2.2). As rochas paleozóicas têm destaque por conter rochas geradoras, reservatório e selante. Por sua vez, essas rochas encontram-se sobrepostas pelas extensas sucessões cretáceas e terció-quaternárias que predominam em superfície.

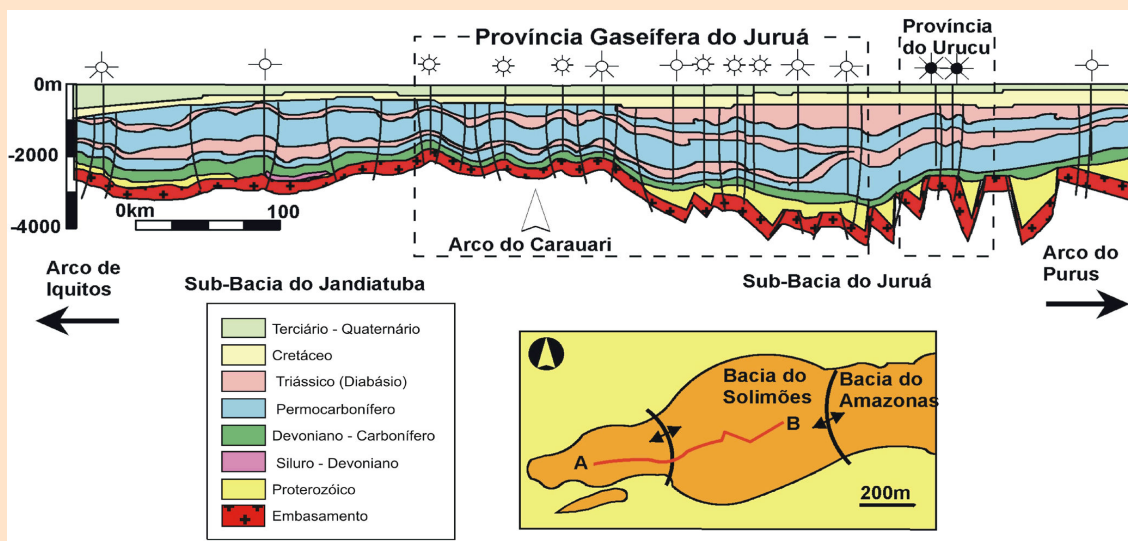


Figura 3.1.4.2.2 – Seção Geológica Longitudinal da Bacia do Solimões (Eiras, 1996)

Na história de sedimentação da Bacia do Solimões são evidenciados registros de eventos tectônicos na borda da placa sul-americana com reflexos para seu interior, induzindo a movimentos epirogenéticos e reativação de arcos. Estes, vieram controlar as transgressões marinhas, as depressões deposicionais e processos erosivos com durações variáveis, além do magmatismo mesozóico. Causaram também deformações intraplaca sob a forma de dobras e falhas, reativação de falhas mais antigas, geração de anticlinais e falhas reversas que constituem importantes trapas para acumulação de petróleo e gás na bacia.

Eiras *et al.* (1994) descrevem a história evolutiva da Bacia do Solimões (Figura 3.4.1.2.3) no início ao Neo-Ordoviciano, quando a região da atual Sub-bacia Juruá constituía uma plataforma estável, separada por uma charneira de uma área subsidente a oeste. Esta área correspondia à Sub-bacia Jandiatuba, situada, grosso modo, na região, onde mais tarde iria ter destaque o Arco Carauari.

Uma vez estabelecidas às condições de subsidência favoráveis à sedimentação, deu-se a primeira transgressão marinha. A Formação Benjamin Constant (Silva, 1988), meso-ordoviciano, registra esse primeiro evento marinho fanerozóico na bacia, encontrando-se restrita à Sub-bacia Jandiatuba. A transgressão foi oriunda de oeste e as variações faciológicas retratam bem os ambientes proximais e distais desse sistema. A presença do Arco Carauari como um divisor de bacias ocorreu no Neo-Siluriano. O mar, também oriundo de oeste, ultrapassou a região de Carauari e recobriu o extremo ocidental da Sub-bacia Juruá, levando à sedimentação da Formação Jutaí (Caputo, 1984). Esta unidade ocorre sobre o Arco Carauari, sobrepondo-se em discordância à Formação Benjamin Constant ou ao embasamento cristalino. Na terceira transgressão marinha, iniciada no Meso-Devoniano, o Arco Carauari já experimentava evidência. Sob condições de clima frio e glaciação depositou-se o Grupo Marimari (Silva, 1988) no intervalo Meso-Devoniano - Eo-Carbonífero. O grupo reúne

as formações Jandiatuba, Biá, Uerê, Urucu e Jaraqui, cujas unidades Uerê e Jandiatuba são consideradas fundamentais ao grupo. O Grupo Tefé é o registro sedimentar da quarta e última transgressão marinha ocorrida na bacia, ao longo do Neo-Carbonífero ao Eo-Permiano. Nesse período o clima tornou-se quente e árido, favorecendo inicialmente a formação de depósitos de barras de maré e de dunas eólicas costeiras, que são as melhores rochas-reservatório, seguido de uma espessa seqüência evaporítica, onde estão localizadas as rochas selantes efetivas da bacia.

O grupo reúne as formações Juruá, Carauari e Fonte Boa (Silva, 1988). Aparentemente não há registro de sedimentação juro-triássica na Bacia do Solimões, predominando processos erosivos, causados por soerguimentos resultantes da Orogenia Tardi-Herciniana e de intrusões de extensas soleiras de diabásio. Pelo menos três grandes conjuntos de corpos de diabásio ocorrem intrudidos na sucessão permo-carbonífera, acompanhando os estratos em níveis relativamente uniformes.

O magmatismo responsável por essas intrusões ocorreu com pico de atividade em 200 Ma (Rhaetiano), conforme apontado por Marzoli *et al.* (1999) para as idades Ar/Ar provenientes de enxames de diques da Província Magmática Atlântica Central (CAMP). O magmatismo Penatecaua encontra registro nas bacias Amazonas e Solimões, correlacionando-se com o fenômeno de ruptura do Pangea (América do Norte, Europa, América do Sul e África) e abertura do Oceano Atlântico Central.

Eiras *et al.* (1994) descrevem ainda que no Neo-Cretáceo, a bacia voltou a se comportar como uma área subsidente que propiciou a implantação de um sistema fluvial de alta energia. Este sistema foi responsável pela deposição, sob clima úmido, de uma espessa sucessão predominantemente arenosa que se estende da Bacia do Amazonas às bacias subandinas e que se encontra representada pela Formação Alter do Chão (Caputo *et al.*, 1971). A unidade interpõe-se em discordância angular entre o Grupo Tefé e a Formação Solimões (Caputo *et al.*, 1971). O início do soerguimento andino deu início ao isolamento dessa bacia fluvial no Paleógeno. A sobrecarga andina causou uma flexura na placa litosférica e deslocou o depocentro da sedimentação paleógena para a região subandina, com comportamento de bacia de ante-país. Os rios cederam lugar a grandes lagos de água doce e rasa, pouco movimentada, alimentados por um sistema fluvial

meandrante de baixa energia.

A partir do Mioceno no paroxismo andino, foram depositados em ambiente flúvio-lacustre, sedimentos argilosos, sílticos e arenosos com níveis delgados de linhito e conchas de moluscos e cordatos, reunidos na Formação Solimões por Maia *et al.* (1977). A unidade Solimões forma uma cunha sedimentar desde o Arco Purus até as bacias subandinas, onde chega a atingir mais de 7.000 m de espessura. É discordante à Formação Alter do Chão. Com relação à idade, Cruz (1984) revelou abundante fauna do Plioceno – Mioceno, descartando qualquer registro mais jovem. No Pleistoceno a bacia passou a ser assoreada por abundante aporte de sedimentos oriundos dos Andes, denominados por Maia *et al.* (1977) de Formação Içá. De acordo com os citados autores, os sedimentos Içá, no âmbito dos rios Içá, Puruê e Juami e em testemunhos de sondagens realizados nas bacias dos rios Puruê, Juami, Içá e Jutaiá, foram depositados em ambiente continental, oxidante e de elevada energia, exibindo raros vestígios da flora e fauna.

Em síntese, a estratigrafia da Bacia do Solimões revela discordâncias bem marcantes e que estabelecem o reconhecimento de seis seqüências de segunda ordem (Eiras *et al.*, 1994):

Seqüência Ordoviciano – equivale aos clásticos neríticos da Formação Benjamin Constant da Sub-bacia Jandiatuba, encontrando-se truncados por discordância decorrente de provável soerguimento relacionado à Orogenia Taconiana;

Seqüência Siluro-devoniano – equivale aos carbonatos e terrígenos neo-silurianos e eo-devonianos da Formação Jutaiá da Sub-bacia Jandiatuba;

Seqüência Devoniano-carbonífero – equivale aos terrígenos e depósitos silicosos neríticos e glácio-marinhos neo-devonianos e eo-carboníferos do Grupo Marimari que ultrapassam os limites do Arco Carauari e que também se fazem presentes na bacia Juruá. A discordância decorrente é aparentemente relacionada à Orogenia Eo-Herciniana.

Seqüência Permo-carbonífero – equivale aos clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé encontrados em quase toda a Bacia do Solimões. Sobre esta seqüência há uma discordância erosiva com hiato da ordem de 170 Ma decorrente da atuação da Orogenia Tardi-Herciniana e Diastrofismo Juruá.

Seqüência Cretácea – equivale aos clásticos fluviais da Formação Alter do Chão, preservados em função da subsidência ligada à atividade da Orogenia Andina;

Seqüência Terciária – equivale aos pelitos e arenitos flúvio-lacustres mio-pliocênicos da Formação Solimões, também depositados em conexão com a Orogenia Andina. (NJR).

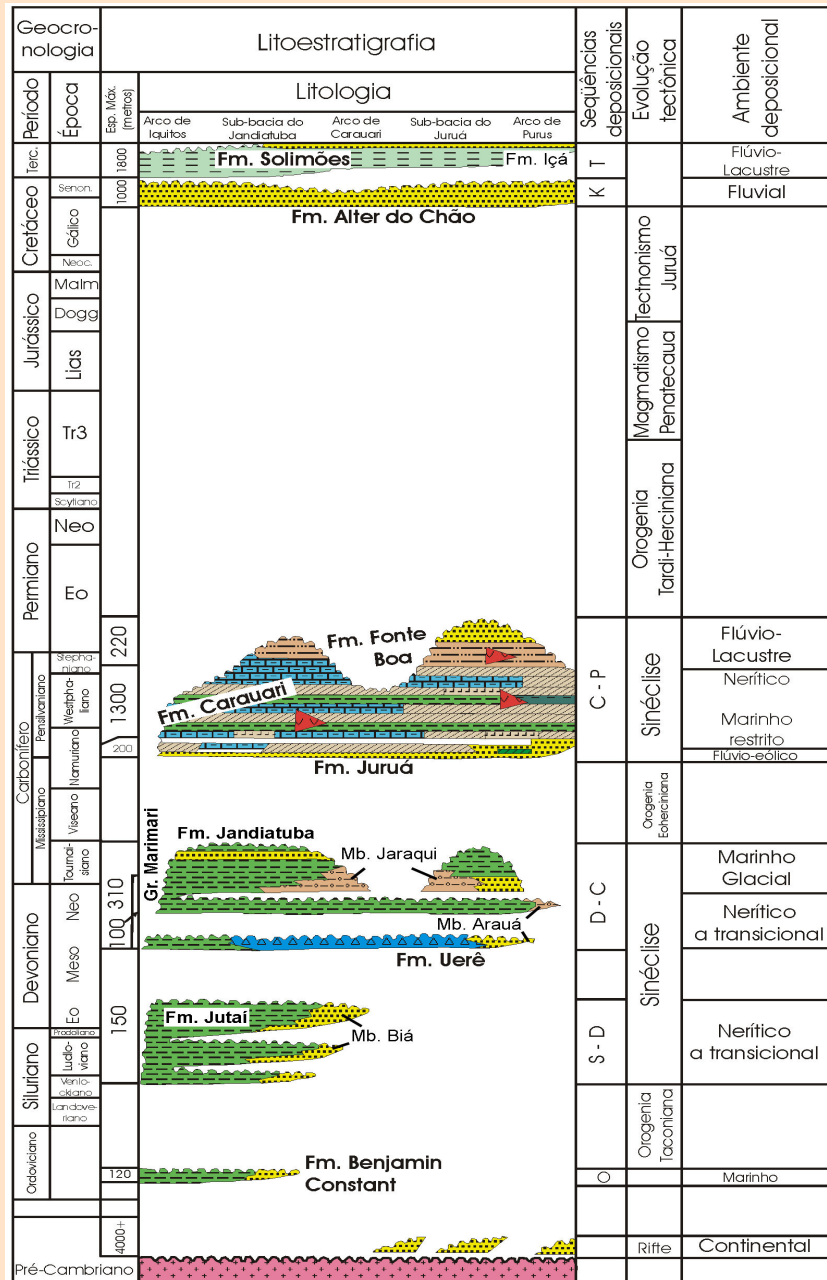


Figura 3.1.4.2.3 – Carta Estratigráfica da Bacia do Solimões (adaptado de Eiras et al., 1994)

3.1.4.3 - Bacia do Acre

A Bacia do Acre possui pequena área de recobrimento no estado do Amazonas, encontrando-se na proximidade do limite com o estado do Acre e fronteira com o Peru. Encontra-se limitada a leste pelo Arco Iquitos que a separa da Bacia do Solimões (Figura 3.1.4.3.1).

De acordo com Feijó & Souza (1994) a litoestratigrafia da bacia tem registrado melhor entendimento a partir da adição de informes oriundos de perfuração de poços pela Petrobrás. A bacia, por revelar escassez de afloramentos está melhor caracterizada em sub-superfície, aparecendo unidades paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas.

A principal unidade aflorante é a Formação Solimões que compõe a cobertura sedimentar. Contudo, tem sido melhor descrita na Bacia do Solimões (Caputo *et al.*, 1971).

Em síntese, a bacia revela as seguintes seqüências de segunda ordem:

Seqüência Permo-carbonífera – reúne as formações Apuí, Cruzeiro do Sul e Rio do Moura, transgressivas. A seqüência encontra-se truncada por uma discordância regional possivelmente relacionada à Orogenia Tardiherciniana;

Seqüência Jurássica – reúne litologias da Formação Juruá-Mirim, considerada ter sido depositada em ambientes flúvio-lacustre e planícies de *sabkha*. Revela discordância no seu topo e possível soerguimento relacionado ao Diastrofismo Juruá;

Seqüência Cretácea – está representada pelos clásticos neocretáceos flúvio-deltaicos do Grupo Jaquirana, depositados em bacia do tipo antepaís e adjacente ao empilhamento andino;

Seqüência Paleógena – está representada pelos pelitos mioceno-pleiocênicos da Formação Solimões e registra resposta ao soerguimento dos Andes. (NJR).



Figura 3.1.4.3.1 – Bacias sedimentares da Região Norte do Brasil e situação da Bacia do Acre (em azul) no estado do Amazonas. Adaptado de Eiras (2005).

3.1.4.4 - Bacia do Alto Tapajós

A Bacia do Alto Tapajós, porção sul do Cráton Amazônico, registra conformação NW-SE, possui uma área de 135.000 km² e articula-se a SW e SE das bacias Amazonas e Solimões respectivamente, em área dos estados do Amazonas, Mato Grosso e Pará (Figura 3.1.4.4.1). Na proximidade de seus limites e no seu interior destacam-se trechos de cursos dos rios Aripuanã, Sucunduri, Tapajós, Juruena e Teles Pires. A Bacia do Alto Tapajós recobre o limite entre as províncias geocronológicas Tapajós – Parima e Rondônia – Juruena, cujo arcabouço e compartimentações litológica e faciológica ainda permanecem pouco estudados em relação à estratigrafia paleozóica da Bacia do Amazonas a nordeste e sub-bacias que integram a Bacia do Solimões a noroeste.

Histórico - O estudo da bacia data aos anos 30 quando Moura (1932) em reconhecimento do alto curso do rio Tapajós fez menção a unidades sedimentares com idade cretácea, tendo sido dado destaque a duas principais serras da região, São Benedito e Navalha. Almeida & Nogueira Filho (1959)

descreveram no rio Aripuanã - jusante/montante do povoado de Beneficente - uma litofácies inferior psamítica e outra superior pelítica, reunindo-as no Grupo Beneficente e mencionando uma idade cambro-ordoviciano. A montante de Beneficente agregaram demais psamitos na Formação Prainha, supostamente permiana. Este foi o primeiro registro de uma unidade sedimentar com idade paleozóica no âmbito da bacia do rio Aripuanã e flanco oeste da Bacia do Alto Tapajós. Liberatore *et al.* (1972) descreveram na região Aripuanã – Sucunduri uma unidade vulcanossedimentar sobrejacente ao “Beneficente”, por sua vez recoberta pela Formação Cubencranquém de idade cambro-ordoviciano. Dada a similaridade com outras bacias do cráton (Gorotire e Roraima) conferiram para o Grupo Beneficente uma idade mais antiga e pré-cambriana superior. Uma dezena de trabalhos geológicos que se sucederam mantiveram o Grupo Beneficente no éon Proterozóico (Bizinella *et al.*, 1980; Silva *et al.*, 1980; Carvalho & Figueiredo, 1982; Riker, 1997; Riker & Oliveira, 2000; CPRM, 2001b; Riker & Oliveira, 2001; Lacerda *et al.*, 2001; Reis *et al.*, 2002; Leite & Saes, 2003; Lacerda, 2004; Ferreira *et al.*, 2005).

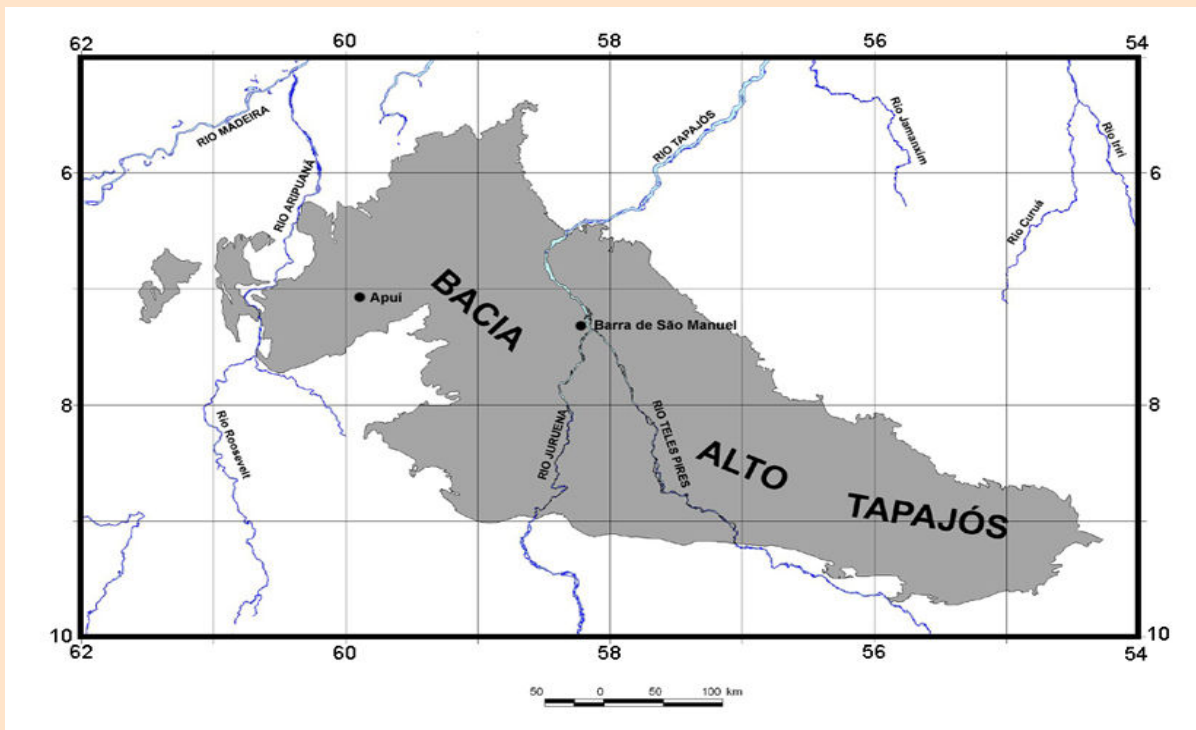


Figura 3.1.4.4.1 – Bacia Intracratônica Alto Tapajós

O Paleozóico - Coube a Santiago *et al.* (1980) a identificação no flanco norte da Bacia do Alto Tapajós de uma sucessão sedimentar com características marinhas, dominada por falhamentos normais e com registro siluro-devoniano na unidade mais inferior. A estratigrafia, da base para o topo, foi definida pelas formações Borrachudo, Capoeiras, São Benedito, Ipixuna e Navalha, além de unidades fotogeológicas sobrepostas. Todo o pacote paleozóico encontra-se sobreposto a Formação Palmares, uma unidade sedimentar dobrada comparável a outras coberturas como Beneficente, Roraima e Gorotire. Sob a designação de Grupo Jatuarana, Bizinella *et al.* (1980) reuniram algumas formações paleozóicas do alto curso do rio Tapajós referidas por Santiago *et al.* (1980) e litologias da região do igarapé Jatuarana, afluente esquerdo do rio Aripuanã. Os autores mencionam ainda idades K-Ar jurássicas para o dique de diabásio Periquito que por sua vez, secciona rochas sedimentares da Formação Prainha (Almeida & Nogueira Filho, 1959). Para os autores, a bacia paleozóica assenta sobre o Grupo Gorotire. Reis *et al.* (2006b) estabeleceram para a região dos rios Tapajós, Teles Pires, Juruena, Bararati e São Tomé, ampla área de ocorrência de rochas sedimentares do Grupo Jatuarana, tendo reconhecido ainda brechas tectônicas que configuram possíveis zonas de reativação da bacia. Assinalaram para o grupo (da base ao topo) as formações Capoeiras, São Benedito, Ipixuna, Navalha e Providência. Reis (2006) em levantamento geológico expedito de alguns principais cursos fluviais da região de Apuí, porção sudeste do Amazonas, concentrou a atenção para o reconhecimento do “Beneficente” como uma unidade paleozóica a que integrou às formações Juma, Prainha e Terra Preta (base para o topo). Propôs a terminologia Grupo Alto Tapajós em

substituição a Grupo Jatuarana (Bizinella *et al.*, 1980; Reis *et al.*, 2006b) uma vez que esta última designação não unifica ambas porções a oeste e leste do alto curso do rio Tapajós. A Formação Beneficente agrupa rochas sedimentares clásticas que repousam em descontinuidade sobre as vulcânicas Colíder a sul e sudoeste da região de Apuí, correspondendo a litofácies inferior estabelecida por Almeida & Nogueira Filho (1959). A formação mantém correlação para a região do alto curso do rio Tapajós, onde tem recebido a denominação de Formação Capoeiras (Santiago *et al.*, 1980; Reis *et al.*, 2002; 2006b). A Formação Juma reúne siltitos e arenitos finos acinzentados, cuja principal área de ocorrência é a bacia do rio Juma. Corresponde a litofácies pelítica incluída no “Beneficente” por Almeida & Nogueira Filho (1959). A Formação Prainha (Almeida & Nogueira Filho, 1959) representa uma sucessão sedimentar clástica sobrejacente à unidade pelítica Juma e é correlacionável com as formações São Benedito e Ipixuna (Santiago *et al.*, 1980; Reis *et al.*, 2002; 2006b). A Formação Terra Preta envolve rochas calcárias, em parte estromatolíticas e terrígenas, aflorantes na região de Terra Preta, no alto curso do rio Sucunduri. Constitui uma unidade clasto-química inserida na serra-divisor entre as bacias dos rios Sucundurí e Juruena. O calcário é de cor cinza escuro, cortado por veios e estreitas vênulas de magnesita, de cor branca. Sulfetos de cobre, em especial calcopirita, ocorrem disseminados na rocha. É correlacionável com a Formação Navalha (Santiago *et al.* 1980; Reis *et al.*, 2002; 2006b). A Formação Providência (Reis *et al.*, 2006b) reconhecida na região Juruena – Teles Pires, pode manter correspondência com a Formação Prainha, tratando-se, deste modo, de uma unidade subjacente à Formação Navalha e cuja estratigrafia volta-se para a borda sul da bacia paleozóica (Tabela 3.1.4.4). (NJR).

Tabela 3.1.4.4 - Correlação estratigráfica da Bacia do Alto Tapajós – (1) Santiago *et al.* (1980) - Alto Tapajós e fotointerpretação; (2) Bizinella *et al.* (1980) - Alto Tapajós e rios Jatuarana e Juma; (3) Reis *et al.* (2006b) - Alto Tapajós, Teles Pires, Juruena, Bararati e São Tomé; (4) Reis (2006) - rios Jatuarana, Juma, Acari e Sucunduri.

(1)		(2)		(3)		(4)	
Unidades I e J	Grupo Jatuarana		Grupo Jatuarana	Formação Providência	Grupo Alto Tapajós		
Formação Navalha							Formação Terra Preta
Unidades F e G		Formação Navalha		Formação Navalha		Formação Navalha	Formação Prainha
Formação Ipixuna		Formação Ipixuna		Formação Ipixuna		Formação Ipixuna	Formação Juma
Formação São Benedito		Formação São Benedito		Formação São Benedito		Formação São Benedito	Formação Beneficente
Formação Capoeiras		Formação Capoeiras		Formação Capoeiras		Formação Capoeiras	
Formação Borrachudo		Formação Borrachudo					
Formação Palmares		Grupo Gorotire		Formação Buiuçu		Grupo Colíder	

3.2 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

As siglas dos compiladores/revisores das unidades litoestratigráficas referem-se a: ALF – Amaro Luiz Ferreira (CPRM-Manaus); AMD – Ana Maria Dreher (DEGEO-Rio); GJR – Gilmar José Rizzotto (CPRM-Porto Velho); LMF – Leda Maria Fraga (DEGEO-Rio); MAO – Marco Antônio Oliveira (CPRM-Manaus); MAS – Márcio Antônio da Silva (CPRM-Belo Horizonte); MEA – Marcelo Esteves Almeida (CPRM-Manaus); MEQ – Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros (CPRM-Porto Velho); MASM – Marco Antonio Soares Monteiro (DNPM-Rio); MFLB - Maria de Fátima Lyra de Brito (CPRM-Recife); MSGF – Mário Sérgio Gomes de Faria (MJ-DPF-AM); NJR – Nelson Joaquim Reis (CPRM-Manaus); RD – Roberto Dall’Agnoll (Univ.Federal do Pará - UFPa); RCH – Regina Clélia Haddad (Univ. Federal de Uberaba - UFU); RL – Renê Luzardo (CPRM-Manaus); SSP – Sandoval da Silva Pinheiro (CPRM-Manaus)

3.2.1 - PROVÍNCIA TAPAJÓS – PARIMA

3.2.1.1 - DOMÍNIO TAPAJÓS

Complexo Cuiú-Cuiú (PP3cc)

O Complexo Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977; Bizinella *et al.* 1980; Almeida *et al.*, 1998) compreende uma associação de ortognaisses, granitos, anfíbolitos e raros migmatitos. Sua principal área de ocorrência encontra-se

no SW do Pará em uma faixa alongada segundo NW-SE. Apenas uma pequena parcela se estende para o SW do Amazonas e NE do Mato Grosso. A unidade assinala contato tectônico com as litologias do Grupo Jacareacanga, sendo secionado por granitos das suítes Creporizão, Parauari e Maloquinha, granitos Caroçal e Pepita e plutônicas máficas da Suíte Intrusiva Ingarana, servindo ainda de embasamento para o vulcanismo Iriri e sedimentação Buiuçu e possivelmente Capoeiras.

Os ortognaisses são mesocráticos e apresentam composição diorítica a granodiorítica, localmente tonalítica (Figura 3.2.1.1), e estão associados normalmente a granitos miloníticos a pouco deformados e com textura ígnea preservada, contendo enclaves anfíbolíticos. Sillimanita-biotita-cordierita gnaisses, leucogranitos e migmatitos são subordinados. Estes ortognaisses apresentam foliação e/ou bandamento composicional N10°-20°E/60°-80°SE, em geral, relacionados à zonas de cisalhamento dúctil destrais subparalelas em N35°E/85°-90° e zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, discordantes, com predomínio de movimentação levógira em N30°-50°W/20°NE-90°, gerando tipos miloníticos com foliações conjugadas S-C. As feições microtexturais dos feldspatos (grãos poligonalizados ou estirados), aliadas a ocorrência de hornblenda e alguma muscovita na maior parte dos granitos e gnaisses sugerem condições metamórficas de médio grau.



Figura 3.2.1.1 – Gnaiss tonalítico do Complexo Cuiú-Cuiú, onde se destaca bandamento composicional cortado por discretas falhas localmente preenchidas por vênulas de quartzo.

Os termos migmatíticos são raros e apresentam fino bandamento marcado pela alternância de meso, leuco e melanossomas, nem sempre bem individualizados (diatexitos). Os migmatitos e gnaisses aluminosos indicam localmente condições de metamorfismo na fácies anfibolito superior, alcançando localmente a anatexia, como provam os registros de leucogranitos peraluminosos.

A geoquímica do terreno granito-gnaiss Cuiú-Cuiú revela a existência de um *trend* cálcio-alcálico de baixo-K, similar aos tipos TTG da literatura, com termos metaluminosos a peraluminosos relacionados a um ambiente de arco vulcânico. Os anfibolitos apresentam *trend* tholeiítico, comparável aos dos basaltos magnesianos. Dados U-Pb em zircão convencional e SHRIMP obtidos em amostras do Complexo Cuiú-Cuiú do Pará (Santos *et al.*, 1997a, Santos *et al.*, 2000a, 2001b, 2004) revelaram idades para os protólitos ígneos no intervalo de 2,03 Ga a 2,00 Ga (Tabela 3.1.2.1). (ALF, MEA).

Grupo Jacareacanga (PP3j1 e PP3j2)

O Grupo Jacareacanga (Bizinella *et al.*, 1980; Ferreira *et al.*, 2000) localizado no limite entre os estados do Amazonas e Pará, reúne rochas metassedimentares ao longo de faixas com direção NW-SE a NNW-SSE, evidenciando estruturas sigmoidais e anastomosadas relacionadas a amplas zonas de cisalhamentos sinistrais. Os tipos xistosos e quartzíticos apresentam, respectivamente, características geomorfológicas de relevo dissecado e serras alongadas. Além disso, os valores radiométricos para os xistos são elevados (300-800 cps) e com marcante enriquecimento em potássio, contrastando com os baixos valores radiométricos (<200 cps) dos quartzitos. Estes litótipos mantêm relações de intrusão por granitos da suíte Parauari e contato tectônico por falha ou zona de cisalhamento contracional, oblíqua e sinistral, com as litologias do Complexo Cuiú-Cuiú. Encontra-se em parte recoberto por rochas sedimentares paleoproterozóicas da Formação Buiúçu e pelas formações paleozóicas do Grupo Alto Tapajós, além de sedimentação recente.

Predominam nesta unidade rochas metassedimentares de baixo a médio grau metamórfico, destacando-se xistos, quartzitos, *metacherts* e subordinados filitos, metagrauvas e metargilitos. Os xistos paraderivados (mica-quartzo xisto, biotita xisto, biotita-muscovita xisto; Figura 3.2.1.2a) e ortoderivados (talco-clorita-tremolita xisto; Figura 3.2.1.2b), incluindo os quartzitos (e *metacherts*), apresentam-se dobrados e por vezes intercalados com níveis de óxidos de ferro (formações ferríferas bandadas). Os mica-quartzo xistos com porfiroclastos de actinolita, álcali-feldspato, epidoto e relictos de piroxênio, revelam também evidências do aumento do grau metamórfico.

A sucessão variada de xistos intercalados com quartzitos, sugere derivação de uma fonte sedimentar psamítica e pelítica (argilitos, siltitos, arenitos, arcóseos e grauvas) com horizontes de precipitados quartzosos (ou de *cherts*), depositados em um ambiente de plataforma e associado com subordinado vulcanismo máfico-ultramáfico (xistos máficos).

Santos *et al.* (1997a, 2000a) obtiveram para zircões detriticos oriundos de xistos da localidade de Sai Cinza, rio Tapajós, idades U-Pb no intervalo de 2,13-2,10 Ga. Populações de zircões detriticos com idades similares foram encontradas por Almeida *et al.* (2001) em xisto do garimpo Espírito Santo, no estado do Amazonas, próximo ao limite

com o estado do Pará (2,14 - 2,19 Ga, Tabela 3.1.2.1), confirmando a existência de uma área-fonte predominantemente transamazônica para a sedimentação Jacareacanga. Populações de zircão de 2.03 Ga e 2.01 Ga, incluindo um zircão detrítico com 1,97 Ga, sugerem ainda contribuições de áreas-fontes relacionadas as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e provavelmente da suíte Creporizão (Almeida *et al.*, 2001).

Entretanto, amostras de metagrauvacas (Formação Sequeiro, 1,90 Ga e 2,07 Ga) e metassiltitos (Formação Abacaxis, 1,90 Ga) acusaram populações detríticas mais jovens do que as observadas nos xistos Jacareacanga (Santos *et al.*, 2000a) e podem representar uma sedimentação mais jovem (bacias *forearc?*), cuja área-fonte principal deve ter tido fonte oriunda de granitóides relacionados ao magmatismo Tropas-Parauari. (ALF, MEA)

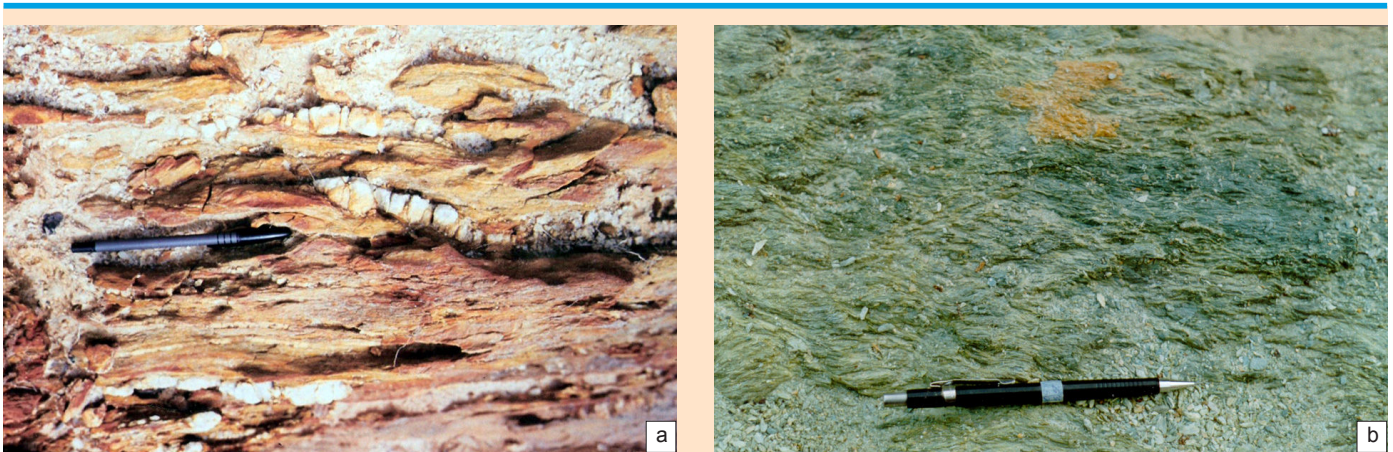


Figura 3.2.1.2 - **a)** Afloramento de muscovita xisto contendo lentes e veios de quartzo centimétricos. Garimpo Espírito Santo do Maués; **b)** Afloramento de xisto máfico alterado. Garimpo Teodorico, às margens do rio Amana.

Suíte Intrusiva Parauari (PP3γp)

Santos *et al.* (1975) individualizaram granitos em áreas dos rios Tapajós e Parauari, sendo conjuntamente relacionados ao Granito Parauari. A terminologia “Suíte Intrusiva Parauari” foi sugerida por Brito (2000a) para denominar granitos com variada faciologia e ampla distribuição na porção SW do Pará, região do rio Tapajós. Formam batólitos e estoques orientados segundo NW-SE, em geral, intrusivos nas rochas do Grupo Jacareacanga, Complexo Cuiú-Cuiú e suíte Creporizão. Por sua vez, são seccionados por granitos da suíte Maloquinha, servindo ainda de embasamento para vulcânicas do Grupo Iriri e rochas sedimentares da Formação Buiçu.

Brito (2000a) reconheceu três principais fácies para a suíte Parauari: granodiorítica, granítica e granítica à titanita. A suíte é composta por monzogranitos, granodioritos, e sienogranitos portadores de biotita e/ou hornblenda, além de subordinados tonalitos, quartzo monzonitos, quartzo dioritos e dioritos. Variam de termos equigranulares a inequigranulares e de granulação média a grossa, com tipos porfiríticos característicos (Figura 3.2.1.3), além de variedades subvulcânicas com textura granofírica e microgranular. Apresentam coloração acinzentada a rósea, com variedades melano a leucocráticas associadas. São isotropos, localmente protomiloníticos, sendo comum a orientação preferencial de fenocristais de feldspatos por meio de fluxo magmático. São frequentes os enclaves

microgranulares máficos e de composição quartzo-diorítica, com feições de *mingling* e aglutinações de minerais máficos. Alguns corpos exibem textura *rapakivi*. O magmatismo Parauari apresenta comportamento cálcio-alcálico de alto-K, registrando ainda semelhanças químicas com os tipos de arcos continentais fanerozóicos do tipo Andino.



Figura 3.2.1.3 - Aspecto macroscópico de monzogranito da Suíte Intrusiva Parauari encontrado no garimpo Rosa de Maio (área-tipo). Apresenta estrutura de fluxo magmático dada pela orientação preferencial dos megacristais de álcali-feldspato.

Idades pelos métodos Pb/Pb evaporação e U/Pb em zircão e titanita em granitóides Parauari forneceram valores no intervalo 1,90 - 1,88 Ga (Brito *et al.*, 1999, Vasquez *et al.*, 1999, Santos *et al.*, 2000a, 2004). Por outro lado, Santos *et al.* (2004) atribuem a idade próxima a 1,90 Ga ao Granito Tropas, enquanto o plutonismo Parauari estaria restrito àquele valor em torno de 1,88 Ga. Exemplos no Amazonas são encontrados para o Granodiorito Abacaxis (1.892 ± 6 Ma) e Monzogranito Rosa de Maio (1.879 ± 11 Ma), os quais representariam respectivamente os magmatismos Tropas e Parauari. Entretanto, os granitóides Tropas propostos por Santos *et al.* (2004) não se encontram cartografados. (ALF, MEA)

Suíte Intrusiva Ingarana (PP38 in)

Pessoa *et al.* (1977) empregaram a terminologia “Gabro Ingarana” para reunir rochas gabróicas ocorrentes nos igarapés Bom Jardim e Ingarana, região do rio Jamanxim,

Pará. Bahia & Quadros (2000) a redefiniram como Suíte Intrusiva Ingarana, incluindo corpos similares ocorrentes no extremo sudoeste do Pará, na região do rio Tapajós. Inclui augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios, microgabros e subordinados monzogabros, dioritos e monzodioritos. Ocorrem na forma de estoques irregulares, geralmente controlados por falhas E-W e NW-SE, intrusivos em litologias do Complexo Cuiú-Cuiú e granitos da Suíte Intrusiva Parauari, sendo seccionados pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e parte das vulcânicas do Grupo Iriri (Pessoa *et al.*, 1977; Bahia & Quadros, 2000; Monteiro, 2000). São rochas inequigranulares de granulação média a fina, cinza-esverdeadas e com variedades melano e leucocráticas (Figura 3.2.1.4). Ao microscópio conferem texturas cumuláticas, subofíticas, com alguns termos granofíricos quartzo-feldspáticos e lamelas de exsolução nos piroxênios (textura espinha de peixe). Os principais minerais são hiperstênio, augita e plagioclásio (andesina a labradorita), com algum quartzo e feldspato alcalino intersticial. O processo de uralitização dos piroxênios converte-os a hornblenda, actinolita, biotita, clorita, epidoto, titanita e opacos, e a saussuritização é freqüente nos plagioclásios (Ricci, 1999; Bahia & Quadros, 2000; Monteiro, 2000). A suíte apresenta caráter cálcio-alcálico, médio a alto-K, enriquecimento em alumínio e composição basáltica a andesito basáltica (Quadros *et al.*, 1999; Bahia & Quadros, 2000; Monteiro, 2000).



Figura 3.2.1.4 - Leucogabro da Suíte Intrusiva Ingarana com sulfetos disseminados e recortado por vênulas de epidoto (rio Parauari).

No SW do Pará, Santos *et al.* (1997a) obtiveram uma idade Pb-Pb (sulfetos) de 1.859 ± 77 Ma para a mineralização aurífera hospedada em corpo gabróico do garimpo do Davi (Pará), cuja idade U-Pb é de 1.880 ± 3 Ma (Santos *et al.*, 2004). Outros dois corpos foram datados e mostraram idades similares (1.887-1.879 Ma, Santos *et al.*, 2001b, Klein & Vasquez, 2000). (ALF)

Formação Bom Jardim (PP3abj)

Coube a Ferreira (2000) a individualização de vulcânicas intermediárias no interior do Grupo Iriri sob a designação de Formação Bom Jardim. A unidade tem como principal área de exposição o rio homônimo, afluente pela margem direita do rio Tapajós. Está representada por andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos e latitos. Apresentam cor cinza-esverdeada a preta, textura porfirítica a amigdaloidal (Figura 3.2.1.5), com fenocristais de plagioclásio, augita, hornblenda e actinolita, além de vesículas preenchidas por quartzo, carbonato e clorita (amígdalas), imersos em matriz afanítica ou microgranular, composta por plagioclásio, anfibólio \pm biotita \pm álcali-feldspato \pm quartzo. Os acessórios são zircão, apatita e minerais opacos, além de clorita, epidoto, carbonato e argilominerais como produtos de alteração. Quimicamente apresentam padrão cálcio-alcálico de alto-K e caráter metaluminoso. O estabelecimento estratigráfico da Formação Bom Jardim ainda é incerto, podendo, a exemplo de outras áreas de vulcanismo, constituir o topo da sucessão vulcânica Iriri. Ferreira (2000) sugeriu uma correspondência à Suíte Intrusiva Ingarana. (ALF, AMD)



Figura 3.2.1.5 - Andesito basáltico amigdaloidal da Formação Bom Jardim (Garimpo 12 de Outubro)

Formação Salustiano (PP3asa)

A Formação Salustiano foi definida por Pessoa *et al.* (1977) para reunir vulcânicas ácidas, tradicionalmente vinculadas ao magmatismo Uatumã, representadas por riolitos e dacitos e tendo como seção-tipo o igarapé Salustiano, afluente do rio Tocantins. Sua grande área de ocorrência inclui a região dos rios Jamanxim, Branco e Aruri e médio curso dos igarapés Salustiano e Bom Jardim, além de uma extensa área entre os rios Parauari e Amana, na região do rio Tapajós, no Amazonas. Mantém relação de contato discordante com granitos da suíte Parauari, encontrando-se ainda seccionada por granitos da suíte Maloquinha.

As rochas vulcânicas desta unidade são afaníticas a porfiríticas e na região do rio Parauari gradam para tipos subvulcânicos, geralmente fraturadas (Figuras 3.2.1.6a) e preenchidas por veios de quartzo portadores de ouro e sulfetos. Os tipos riolíticos são isotrópicos, leucocráticos, róseos a avermelhados e acinzentados, intensamente fraturados, textura afírica e porfirítica, sendo compostos por fenocristais de ortoclásio, quartzo e plagioclásio envoltos em matriz microcristalina (Figuras 3.2.1.6b e 3.2.1.6c). Os dacitos (3.2.1.6d) são acinzentados a róseos e amarronzados, leucocráticos, isotrópicos, textura porfirítica, sendo compostos por fenocristais de plagioclásio, álcali-feldspato, quartzo, biotita, hornblenda e minerais opacos imersos em matriz afanítica. É comum a presença de vênulas e pintas de sulfetos, bem como concentrações de epidoto e clorita.

Os dados geoquímicos e idades obtidas em amostras desta unidade têm revelado pelo menos três grandes eventos vulcânicos na região do Tapajós, contudo, indiscriminados na presente escala do estudo. O mais antigo desses eventos é materializado pelos traquitos da vila Riozinho, cujas idades estão em torno de 2,00 Ga (1.998 – 2.000 Ma, Lamarão *et al.*, 2002). Dois eventos vulcânicos mais jovens, um de afinidade alcalina (álcali-riolitos, riolitos e traquitos) e outro de caráter cálcio-alcálico de alto-K (dacitos e basaltos), apontam intervalos de idade respectivamente em 1,89 - 1,88 Ga (1.881-1.890 Ma, Dall'Agnol *et al.*, 1999; Lamarão *et al.*, 2002; Klein & Vasquez, 2000; Moura *et al.*, 1999) e 1,90 - 1,89 Ga (1.893 – 1.898 Ma, Vasquez & Klein, 2000; Santos *et al.*, 1997a), os quais revelam correspondência química e cronológica com os granitos Maloquinha e Tropas-Parauari, respectivamente. (ALF, AMD, MEA)

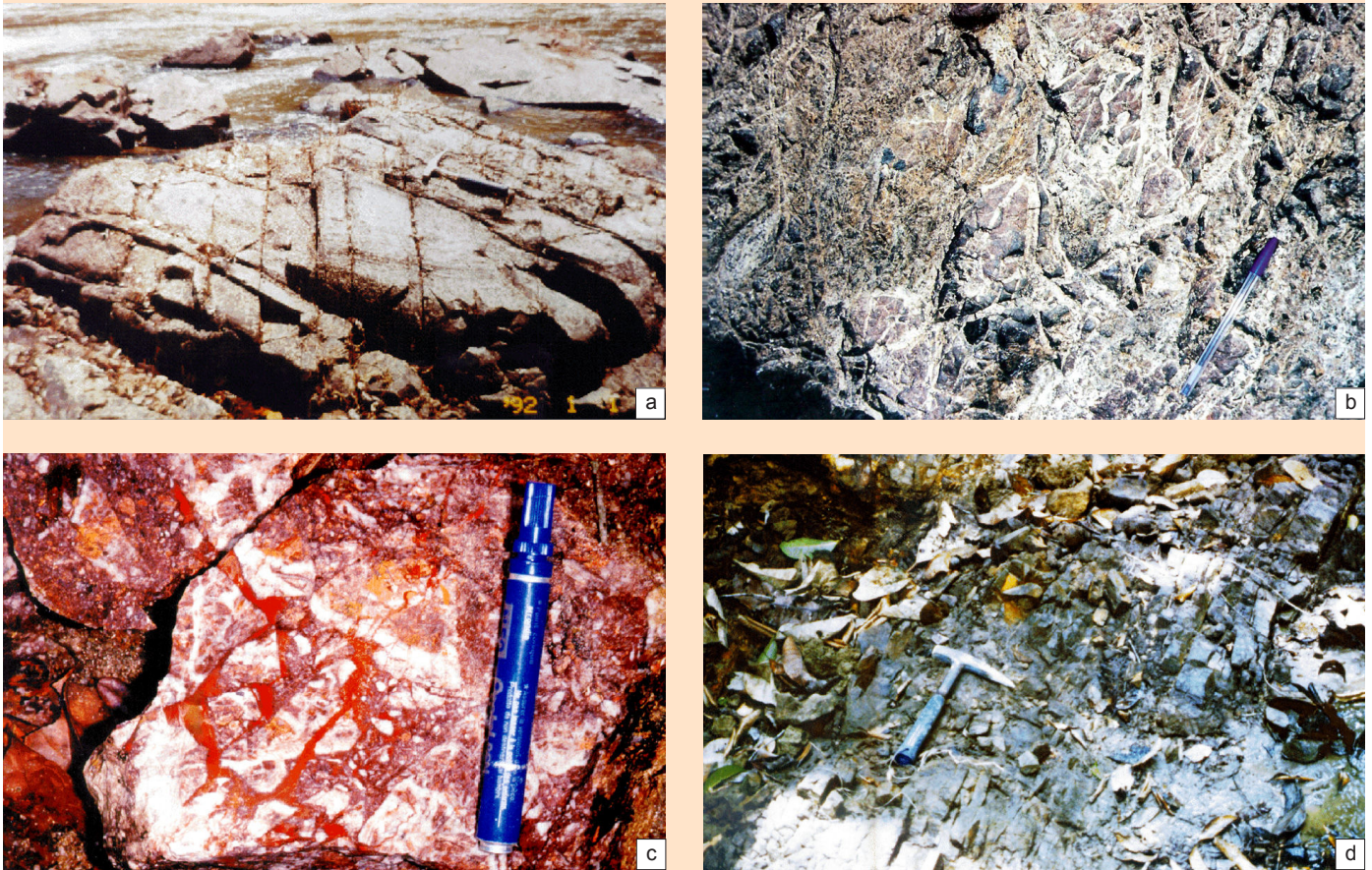


Figura 3.2.1.6 **a)** Típico padrão de fraturamento das rochas vulcânicas riolíticas e riodacíticas da Formação Salustiano nas regiões dos rios Parauari e Pacu; **b)** Rocha vulcânica riolítica (brecha hidráulica) da Formação Salustiano apresentando sucessivos episódios de brechiação (Garimpo Bandeirante); **c)** Estrutura *stockwork* em riolito da Formação Salustiano; **d)** Dacito da Formação Salustiano apresentado fraturas paralelas localmente preenchidas por quartzo, epidoto e sulfetos (Garimpo Seta de Ouro).

Formação Aruri (PP3 α ar)

A Formação Aruri (Pessoa *et al.*, 1977) compreende uma sucessão de rochas piroclásticas (Figura 3.2.1.7) que inclui tufos, ignimbritos e brechas vulcânicas, além de termos vulcanoclásticos tais como tufitos, epiclastitos, arenitos tufáceos e conglomerados vulcânicos, cuja localidade-tipo encontra-se no rio Aruri, sudoeste do Pará. Intercala-se às vulcânicas félsicas da Formação Salustiano, servindo de encaixante para estoques graníticos da suíte Maloquinha. No Amazonas, a unidade ocorre no interflúvio entre os rios Amana e Parauari.

Os tufos apresentam coloração rósea a amarronzada e avermelhada, granulação muito fina e textura afanítica, quase sempre bandados. Forma-se por meio de material fragmentário vulcânico félsico riolítico, sendo rara a contribuição dacítica ou andesítica. Apresentam massa félsica microcristalina a criptocristalina, em geral, silicificada e impregnada por sericita e hidróxido de ferro. Os tufos de cristal e líticos são dos tipos cinza e *lápilli*, com mistura de cinza e fragmentos líticos em partículas angulosas de cristais de quartzo e feldspato em meio a matriz. Naqueles vítreos são visíveis *shards* ou fragmentos de pumice não-compactados. Os ignimbritos apresentam coloração rósea

a acastanhada, são porfiríticos, têm estrutura finamente bandada e composição félsica, com conteúdo em fenocristais fragmentários e corroídos de quartzo e feldspato. As brechas vulcânicas são compostas por fragmentos angulosos de material afanítico, normalmente tufos félsicos estratificados, agregados quartzo-sericíticos, englobados em matriz cinerítica muito fina a afanítica. É comum a impregnação por hidróxido de ferro que confere coloração avermelhada. As vulcanoclásticas (tufitos) são róseas, textura afanítica e estrutura estratificada mantida por camadas de material tufáceo, por vezes silicificado, intercalado por níveis de grãos de quartzo da fração silte a areia e litoclastos arredondados. Pode ocorrer gradação para litoarenitos conglomeráticos mal selecionados, contendo grãos de quartzo, fragmentos angulosos de tufos e mais raramente fragmentos de vulcânica félsica imersos em matriz argiloferruginosa.

Semelhante ao observado na Formação Salustiano, dois intervalos de idades distintos são detectados nesta unidade, um deles em torno de 1,87 Ga (1.875 – 1.870 Ma, Lamarão *et al.*, 2002, Santos *et al.*, 2001b) e um outro ao redor de 1,90 Ga (1.897 Ma, Santos *et al.*, 2004). A exemplo das vulcânicas Salustiano, a qual ocorrem intercaladas, ambos eventos piroclásticos também podem estar vinculados respectivamente aos magmatismos Maloquinha e Tropas-Parauari. Exemplo de piroclástica é o tufo riodacítico do rio Pacu, afluente do rio Parauari, Amazonas, apresentando idade de 1.870 ± 8 Ma (Santos *et al.*, 2001b). Evento mais antigo associado ao vulcanismo vila Riozinho não foi encontrado até o momento. (ALF, AMD)



Figura 3.2.1.7 - Sucessão de ignimbritos e tufos intercalados com rochas vulcanoclásticas (Formação Aruri), dando origem a acamadamento com baixo ângulo de mergulho. Rio Parauari, próximo ao Garimpo Canela.

Suíte Intrusiva Maloquinha (PP3/ml)

Deveu-se a Santos *et al.* (1975) a denominação “Granito Maloquinha” para representar o plutonismo cratogênico alaskítico sob forma circular a elíptica, ocorrente na região do rio Tapajós. No Amazonas, têm sido identificados alguns estoques nas bacias dos rios Parauari e Urubadi. A identificação e agrupamento de outras variedades litológicas vieram efetivar sua redefinição à Suíte Intrusiva Maloquinha (Almeida *et al.*, 1977; Andrade *et al.*, 1978), tendo sido reunidos diversos corpos de granitos róseos e alaskíticos, granófiros e biotita granitos de grão fino a grosso, comumente intrusivos nas vulcânicas Iriri e Bom Jardim. Estão representados por estoques e batólitos circulares, elipsoidais ou irregulares, alinhados segundo N-S a NNW-SSE e NW-SE (Klein *et al.*, 1997). Granitóides desta suíte seccionam ortognaisses Cuiú-Cuiú, granitos das suítes Creporizão e Parauari. Encontram-se localmente seccionados pelo diabásio Cachoeira Seca e parcialmente recobertos por rochas sedimentares da Formação Buiuçu. Por vezes, o contato se faz por meio de zonas condicionadas a falhamentos. Localmente, apresentam uma deformação rúptil caracterizada por zonas de cisalhamento com orientação N30°-60°W a N80°W e N40°E e elevado ângulo de mergulho, relacionadas à reativação de extensos lineamentos de natureza dúctil e rúptil-dúctil ao longo da Província Tapajós.

A suíte é caracterizada por duas fácies principais (Almeida *et al.*, 2000a), à biotita e à anfibólio, constituída por monzogranitos, sienogranitos e ortoclásio granitos, isotrópicos, leucocráticos, com cores variando de cinza a vermelho. Apresentam textura equigranular hipidiomórfica a localmente inequigranular porfirítica, com conteúdo em fenocristais de álcali-feldspato, quartzo e raramente plagioclásio. Revelam baixo conteúdo em minerais máficos (2-10%), denotando muitas vezes uma associação mineralógica alaskítica e subordinados tipos subvulcânicos com texturas granofíricas e caráter levemente porfirítico em matriz muito fina. Dados geoquímicos sugerem similaridades com tipos intraplaca e de ambiente pós-colisional, relacionados a áreas orogênicas em processos de estabilização (Brito *et al.*, 1997).

Os dados geocronológicos obtidos em amostras dos granitóides da Suíte Maloquinha no SW do Pará indicam idades de cristalização entre 1,88 Ga e 1,87 Ga (1.882 – 1.870 Ma, Lamarão *et al.*, 1999, 2002; Vasquez *et al.*, 1999;

Santos *et al.*, 2001b), sugerindo contemporaneidade com parte das vulcânicas das formações Salustiano e Aruri. (MFLB)

Formação Buiucu (PP3bu)

A terminologia “Formação Buiucu” foi empregada por Pinheiro & Ferreira (1999) para descrever rochas sedimentares proterozóicas da porção SW do Pará, com destaque para a região do alto curso do rio Tapajós (igarapé Buiucu ou Muiucu, no Amazonas), rio Crepori, médio curso do rio Tocantins e interflúvio dos rios Aruri e Branco (Figura 3.2.1.8). Esta denominação, também utilizada por Reis *et al.* (2006b), vem substituir o termo “Palmares” sugerido por Santiago *et al.* (1980) para o substrato da bacia paleozóica na região do alto curso do rio Tapajós. Seus litótipos mais inferiores assinalam contato discordante e erosivo, além de contato tectônico com o embasamento gnáissico Cuiú-Cuiú, granitos Parauari, Maloquinha e Porquinho e vulcânicas do Grupo Iriri. Por sua vez, são secionadas por soleiras e diques da unidade Diabásio Crepori (Bahia & Quadros, 2000; Popini *et al.*, 2000; Vasquez *et al.*, 2000).



Figura 3.2.1.8 - Falésia desenvolvida em arenito arcoseano da Formação Buiucu.

A unidade reúne arenitos arcoseanos, arenitos líticos, quartzo arenitos, conglomerados e subordinadamente, siltitos, argilitos, tufos cineríticos e brechas vulcânicas. As rochas arcoseanas são róseas, granulometria fina a média, moderadamente selecionada, com elevada imaturidade mineralógica, grãos de quartzo e

feldspato subarredondados, por vezes associados a grãos de rocha vulcânica. Os conglomerados possuem matriz arcoseana e incluem clastos de rochas vulcânicas. Os termos pelíticos são siltitos e argilitos, de coloração creme a avermelhada, sendo compostos predominantemente por grãos submilimétricos de quartzo, por vezes com finas palhetas de muscovita e exibindo estratificação plano-paralela. Os tufos intercalados na sucessão são finamente laminados, coloração amarelada devida à alteração, sendo compostos por material félsico microcristalino, fragmentos líticos de origem vulcânica félsica, minerais opacos e argilominerais. Apresenta textura fragmentária, rica em *shards* de quartzo e fragmentos líticos estilhaçados, envolvidos por uma massa criptocristalina, provavelmente, poeira vulcânica. As principais estruturas sedimentares são estratificações cruzadas tabulares em conjuntos métricos, sotopostos por conjuntos com estratificações plano-paralelas. Tem sido inferida uma deposição em um sistema continental possivelmente relacionado a ambiente de canais fluviais de rios entrelaçados.

Idades obtidas para o diabásio Crepori (1.778 Ma, Santos *et al.*, 2001b) e para os substratos vulcânico Iriri e granítico Maloquinha e Tropas-Parauari (1.898 – 1.870 Ma, Santos *et al.*, 2001b; Lamarão *et al.*, 2002; Vasquez *et al.*, 1999) sugerem para a sedimentação Buiucu uma idade mínima em torno de 1,78 Ga para sua sedimentação e idade máxima em 1,89 Ga. Registra contemporaneidade à Formação Urupi que ocorre ao norte da Bacia do Amazonas, no interior do Domínio Uatumã – Anauá (este estudo). (ALF, AMD)

Granito Igarapé Escondido (MP1γje)

O Granito Igarapé Escondido, conforme definição de Brito *et al.* (1999), tem sua localidade-tipo no extremo SW do Pará, no interflúvio entre o igarapé Escondido e o rio Parauari, cabendo a este, sua ocorrência em território amazonense. Corresponde a um estoque granítico intrusivo em vulcânicas do Grupo Iriri, com dimensões de cerca de 40 km² e forma circular. É constituído por rochas plutônicas e subvulcânicas, em geral rapakivíticas, com domínio de biotita microsienogranito porfirítico, sienogranito porfirítico *rapakivi* (Figura 3.2.1.9) e álcali-feldspato granito grosso alaskítico (Almeida & Monteiro, 1997). Os termos subvulcânicos associados possuem matriz hipidiomórfica equigranular fina (em parte granofírica), com fenocristais ovóides de álcali-feldspato, apresentando textura *rapakivi*.

Os termos plutônicos são leucocráticos, freqüentemente alaskíticos, de cor salmão, tonalidade clara e com textura equigranular hipidiomórfica de granulação média a grossa. É freqüente a textura inequigranular porfirítica com fenocristais de álcali-feldspato, de forma ovóide e/ou com textura *rapakivi*, com ocasionais fenocristais arredondados e translúcidos de quartzo, de coloração amarronzada ou levemente azulada. Raros são os cristais de plagioclásio (não-zonados) e de biotita (único varietal observado). Sua associação mineral acessória apresenta minerais opacos, allanita, apatita e zircão.

Os minerais secundários são clorita, fluorita, sericita, carbonato, argilominerais, epidoto e hidróxido de ferro. O Granito Igarapé Escondido apresenta uma assinatura geoquímica subalcalina, levemente peraluminosa, assemelhando-se àquela dos granitos do tipo A, de ambiente intraplaca e de crosta atenuada (Brito *et al.*, 1999).

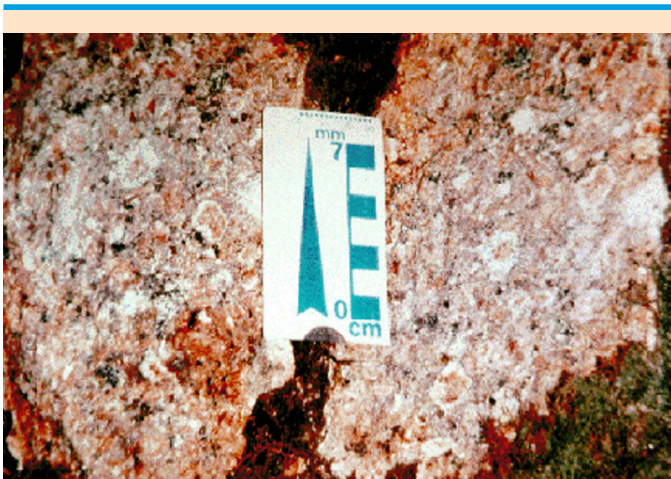


Figura 3.2.1.9 - Biotita microssienogranito porfirítico granofírico, inequigranular fino, exibindo textura *rapakivi*, encontrado no rio Parauari.

No Cráton Amazônico têm sido descritas várias unidades graníticas *rapakivíticas* e de afinidade alcalina assemelhadas ao Granito Igarapé Escondido. As idades situam-se no intervalo 1,55 - 1,54 Ga a exemplo das suítes Mucajaí (Fraga, 2002), Surucucus (Santos *et al.*, 1999b) e Parguaza (Gaudette *et al.*, 1978). (ALF,MFLB)

3.2.1.2 - DOMÍNIO UATUMÃ - ANAUÁ

Grupo Iricoumé (PP3air)

O Grupo Iricoumé aflora em grandes áreas pertencentes aos domínios Uatumã-Anauá e Erepecuru-Trombetas, a sudeste de Roraima, nordeste do Amazonas e noroeste do Pará, perfazendo um total de 114.200 km². Tem como área-tipo a serra Iricoumé, localizada no alto curso do rio Mapuera (Oliveira *et al.* 1975). Veiga Jr. *et al.* (1979) elevaram a Formação Iricoumé à categoria de grupo associando-o ao Supergrupo Uatumã, interpretado como um único e amplo evento magmático anorogênico (Melo *et al.* 1978). Haddad *et al.* (2000) incluíram diques subvulcânicos no Grupo Iricoumé, mencionando para a unidade uma filiação cálcio-alcalina de alto-K. Os derrames vulcânicos recobrem áreas dos terrenos Guianense e Anauá, sendo que os diques relacionados seccionam os granitóides Martins Pereira e as rochas metassedimentares correlacionadas ao Grupo Cauarane. Este vulcanismo mantém relações de intrusão pela suíte Mapuera, encontrando-se parcialmente encoberto por rochas sedimentares da Formação Urupi e do Grupo Trombetas, bem como pelos derrames máficos Seringa.

O Grupo Iricoumé é formado por dacitos, traquidacitos, andesitos, riolitos, riodacitos, traquiandesitos e andesitos basálticos, apresentando textura porfirítica com matriz micro a criptocristalina. Localmente ocorrem amígdalas preenchidas por epidoto e texturas indicativas de fluxo magmático. Nos tipos porfiríticos predominam fenocristais de plagioclásio e em menor proporção de hornblenda e biotita, e mais raramente, quartzo e álcali-feldspato, dispersos em matriz quartzo-feldspática com subordinada biotita e hornblenda.

Em termos geoquímicos revelam comportamento metaluminoso a peraluminoso, ricas em K₂O, Rb, Ba, Sr e ETR leves e pobres em Nb, Ti e ETR pesadas, sugerindo similaridade com vulcânicas originadas a partir de fontes de magmas mantélicos em ambiente de subducção, com menor ou maior proporção de contribuição crustal (Haddad *et al.*, 2000). No entanto, rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé estudadas por Costi *et al.* (2000) e Valério (2006) mais a sul da região dos rios Anauá e Jatapu, têm apontado características geoquímicas alcalinas compatíveis com àquelas descritas para o magmatismo tipo/A Mapuera, evidenciando assim mais de uma filiação vulcânica neste domínio.

No Amazonas, as idades obtidas em zircão para

as rochas Iricoumé mostram um intervalo de idade de 1.896 – 1.869 Ma (Tabela 3.1.2.1, CPRM, 2003; Costi *et al.*, 2000; Lenharo, 1998, Valério *et al.*, 2005), sendo pelo menos 70 Ma mais jovem do que aquela obtida para o vulcanismo do Grupo Surumu do extremo norte de Roraima (evento Orocaima, Reis *et al.* 2000). Similar correlação e extensão de vulcano-plutonismos cálcio-alcálico e alcalinos mais jovens encontra correspondência através do Grupo Iri e nos granitóides Maloquinha e Tropas-Parauari descritos no Domínio Tapajós. (MSGF, NJR, MEA)

Suíte Intrusiva Água Branca (PP3 γ ab)

As rochas da unidade têm área-tipo no igarapé homônimo, afluente da margem esquerda do rio Uatumã, sendo inicialmente identificadas como Granodiorito Água Branca por Araújo Neto & Moreira (1976) e posteriormente reunidas como Adamelito Água Branca por Veiga Jr. *et al.* (1979). Sua elevação à categoria de Suíte Intrusiva Água Branca deveu-se a Oliveira *et al.* (1996) em função da ampla distribuição no Domínio Uatumã-Anauá e que engloba setores do sudeste de Roraima, nordeste do Amazonas e noroeste do Pará. A suíte é secionada por granitos da suíte Mapuera, encontrando-se parcialmente recoberta por derrames máficos Seringa. Mantém relação de contato com as vulcânicas Iricoumé.

Em geral, os granitóides caracterizam-se por tipos acinzentados, equigranulares a porfiríticos, isótipos a localmente foliados (foliação magmática ou milonítica), com predominância de granodioritos portadores de hornblenda e biotita, além de monzogranitos, tonalitos, quartzo monzodioritos, quartzo dioritos e dioritos. Os minerais acessórios mais comuns são titanita, epidoto, apatita, allanita e zircão.

A associação granítica é metaluminosa e enriquecida em K₂O, CaO, Rb, Ba, Sr e ETR leves e empobrecida em Nb, Ti, Zr e ETR pesadas. De acordo com Faria *et al.* (2000), a suíte Água Branca corresponde geoquimicamente a uma série cálcio-alcálica expandida, do tipo I Cordilheirano, compatível geradas em ambiente de arco magmático a partir da fusão parcial do manto com participação de material crustal.

Valério (2006) obteve para granitóides da suíte Água Branca, na porção NE do Amazonas, idades Pb-Pb de 1.890 Ma a 1.898 Ma (Tabela 3.1.2.1), valores estes

coincidentes àqueles obtidos preliminarmente por Almeida (2003) na área-tipo e mais ao norte na região sudeste de Roraima. Estes resultados revelam correspondência àqueles valores encontrados nos granitos Tropas e Parauari (Santos *et al.*, 2000a; 2004) do Domínio Tapajós. Além disso, a contemporaneidade e a afinidade geoquímica demonstradas com parte do vulcanismo Iricoumé, sugere a existência de um importante evento vulcano-plutônico em torno de 1,90 Ga no domínio Uatumã-Anauá, a exemplo do que ocorre no domínio Tapajós onde parte das vulcânicas Iri revelam comagmatismo com o plutonismo Tropas-Parauari. (MEA,MSGF)

Complexo Jauaperi (PP3ja)

Designado inicialmente de “suíte metamórfica” (Faria *et al.* 2004a), o Complexo Jauaperi (este estudo) tem ampla ocorrência a sudoeste do Domínio Uatumã-Anauá, abrangendo áreas ao norte e sul do limite interestadual entre Roraima e Amazonas. Contando com maior área de distribuição no Amazonas, tem os rios Jauaperi, Alalaú e Pardo como as principais bacias de ocorrência, além de *inselbergs* que despontam na planície cenozóica, na proximidade do rio Preto, afluente do rio Jufari e expressiva área na região de Moura, margem direita do rio Negro. A unidade reúne ortognaisses, migmatitos, metagranitos e granitos, além de diques de anfibólito e bolsões de charnockitóides. Estas litologias foram originalmente reunidas no Grupo Moura por Santos *et al.* (1974) e Grupo Anauá por Ramgrab & Damião (1970). Sua dissociação do Grupo Anauá deveu-se a Faria & Luzardo (2000) que consideraram o conjunto de gnaisses do rio Jauaperi química e mineralogicamente distintos daqueles do rio Anauá, associando-os à Suíte Metamórfica Rio Urubu (Fraga & Araújo, 1999a) do Domínio Guiana Central.

A sul do Domínio Uatumã – Anauá registra íntima relação de contato em não-conformidade com ampla faixa de rochas areníticas da Formação Prosperança (Caputo *et al.*, 1971) além da cobertura sedimentar pleistocênica correlata à Formação Içá e que aflora no baixo curso do rio Branco (Reis *et al.*, 2006a). Suas relações de contato com as suítes Água Branca e Mapuera não se encontram bem estabelecidas. Registra metamorfismo na fácies xisto verde a anfibólito superior e arcabouço estrutural com direções N-S a NE-SW. Reis *et al.* (2006a) postularam ainda a instalação de riftes formados em acompanhamento à direção preferencial NW-SE no flanco oriental do Arco Purus e sua

continuidade no sentido N-S que define o principal padrão estrutural da bacia do rio Branco (Lineamento rio Branco).

Os gnaisses e augen-gnaisses desta unidade são compostos por microclínio, quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, minerais opacos, zircão, apatita, allanita, titanita, epidoto, sericita e clorita. Possuem coloração rósea e composição monzo a sienogranítica, apresentando-se quimicamente metaluminosos e enriquecidos em SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , Y e ETR pesadas e empobrecidos em Nb, Sr e Ti. Os protólitos destes ortognaisses representam uma associação cálcio-alcálica de alto-K cujo enriquecimento em ETR pesados pode estar relacionado à contaminação por uma crosta bimodal do tipo TTG (Faria & Luzardo, 2000).

Algumas idades U-Pb em zircão obtidas em granitóides, milonitos e gnaisses da unidade Jauaperi distribuem-se no intervalo 1.880 – 1.868 Ma (Tabela 3.1.2.1, CPRM 2003; Santos *et al.*, 2002) que por sua vez, revela valores muito próximos àqueles encontrados para os granitóides da suíte Mapuera (Tabela 3.1.2.1, Lenharo, 2001; Santos *et al.*, 2001a, 2002; CPRM, 2003), apesar das profundas diferenças metamórfico-estruturais entre ambas unidades. Apesar dessa aparente contemporaneidade, os poucos dados geoquímicos descartam, à princípio, qualquer relação genética entre os eventos Jauaperi e Mapuera, pois estes representam respectivamente magmatismos do tipo cálcio-alcálico de alto-K e do tipo A. (MSGF, MEA, NJR)

Suíte Intrusiva Mapuera (PP3 γ ma)

A denominação “Mapuera” deve-se a Geomineração (1972) na designação de granitos aflorantes no rio homônimo, região noroeste do Pará. São dezenas de corpos batolíticos e estoques distribuídos por toda a região que compreende o oeste da divisa entre o Amapá e o Pará, até a porção sul de Roraima, perfazendo uma área com cerca de 175.000 km^2 (Araújo Neto & Moreira, 1976; Veiga Jr. *et al.*, 1979; Costi *et al.*, 1984; Jorge João *et al.*, 1984).

A suíte Mapuera reúne sieno a monzogranitos, quartzo sienitos, monzonitos e granófiros de coloração rósea a acinzentada, granulação média a grossa e com textura equigranular a porfírica, incluindo variedades granofíricas e rapakivíticas. É comum o intercrescimento gráfico além de hornblenda e biotita intersticiais, evidenciando uma fase de cristalização tardia. Apresentam no mínimo duas gerações de quartzo e o plagioclásio ocorre em proporção

subordinada, comumente com bordas mirmequíticas. Os acessórios são minerais opacos, apatita, zircão, allanita, titanita e fluorita. Os minerais de natureza secundária são clorita, sericita, epidoto e argilo-minerais.

A assinatura geoquímica da suíte Mapuera aponta para tipos metaluminosos a peraluminosos, eventualmente peralcalinos, enriquecidos em SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , Zr, Nb, Y, Ga e ETR, compatíveis com as associações graníticas subalcalinas a alcalinas supersaturadas. A suíte representa um magmatismo alcalino, tipo A, característico de ambientes tardi-orogênicos a anorogênicos e gerados por fusão de rochas crustais com prévia assinatura de subducção (Haddad & Faria, 2000).

Granitóides relacionados a suíte Mapuera têm apresentado idades U-Pb no intervalo de 1.871 Ma a 1.861 Ma (Tabela 3.1.2.1, Lenharo, 1998; Santos *et al.*, 2002, CPRM, 2003). Neste conjunto encontra-se o hastingsita granito da localidade-tipo da serra Abonari (1.871 ± 5 Ma) até então considerado ser um representante do magmatismo Parguazense e em torno de 1,54 Ga (Araújo Neto & Moreira, 1976; Veiga Jr. *et al.*, 1979; Santos, 1982). Além desses granitóides, Santos *et al.* (2001a) incluíram na suíte um termo charnockítico informalmente denominado de “Jaburu”, cuja idade U-Pb ficou estabelecida em 1,87 Ga (Tabela 3.1.2.1). O referido intervalo de idades registra correspondência àquele verificado para a suíte Maloquinha do Domínio Tapajós e Granito Velho Guilherme do Domínio Carajás.

Assim como boa parte das rochas vulcânicas e graníticas de variados domínios, com ênfase àqueles que registram áreas de ocorrência dos grupos Iricoumé, Surumu e Iriri e de granitos tipo A das suítes Saracura e Maloquinha, os granitóides Mapuera foram histórica e sistematicamente incluídos no Supergrupo Uatumã (Melo *et al.*, 1978; Santos, 1982). Entretanto, grande acervo de dados geoquímicos e geocronológicos têm imposto a necessidade de uma ampla revisão conceitual do referido supergrupo e de seu uso irrestrito aos vários domínios do Cráton Amazônico, citando-se Reis & Fraga (1996), Reis *et al.* (1999, 2000), Reis & Haddad (1999), Haddad *et al.* (2000) e Fraga & Reis (2002). (MSGF, RCH, MEA).

Formação Urupi (PP3 γ ur)

As rochas sedimentares Urupi foram originalmente descritas na região dos rios Pitinga, Jatapu e Capu-Capu,

no estado do Amazonas. Exposições isoladas foram ainda identificadas mais ao norte, em Roraima, e a leste, no interflúvio entre os rios Mapuera e Trombetas, no Pará. Mandetta *et al.* (1974) e Araújo Neto & Moreira (1976) descreveram feições de dobramentos na forma de estruturas sinclinais, cabendo a Veiga Jr. *et al.* (1979) sua redefinição na forma de uma megaestrutura braquissinclinal a que denominaram de Formação Urupi. Sua extensão à região do rio Jatapu deveu-se a Costi *et al.* (1984). Na sua principal área de exposição, a formação recobre discordantemente vulcânicas Iricoumé, sendo seccionada por soleiras do Diabásio Quarenta Ilhas.

Veiga Jr. *et al.* (1979) estimaram uma espessura em torno de 810 m para a sucessão que inclui um pacote inferior, com cerca de 570 m, representado por quartzo arenitos, conglomerados, argilitos e siltitos, existindo ainda, em direção ao topo, intercalação de termos piroclásticos. O pacote superior, com 240 m, encontra-se representado por uma monótona sucessão de arenitos arcoseanos com níveis de tufos cineríticos e rochas vulcanoclásticas.

As principais estruturas sedimentares exemplificam-se sob forma de estratificações cruzadas acanaladas, plano-paralelas e marcas onduladas. A Formação Urupi apresenta acamadamento com direção dominante em NE e mergulhos na ordem de 10-30° para SE e NW.

Veiga Jr. *et al.* (1979) mencionaram um ambiente continental para a sedimentação Urupi, sendo que Cunha (2001) faz menção a depósitos sedimentares relacionados a ambientes deltaico dominado por maré e marinho raso (com estratificações cruzadas *hummocky*) na proximidade da soleira Quarenta Ilhas, região da mina do Pitinga. Na mesma região, Cunha *et al.* (2006) apontaram características faciológicas eólicas para seus estratos mais inferiores.

O valor U-Pb em badelleyita de 1.788 Ma (Santos *et al.*, 2000b) para o *sill* Quarenta Ilhas vem estabelecer a idade mínima para a sedimentação Urupi e cuja idade máxima encontra-se estabelecida pelo valor de 1.896 ± 7 Ma (Santos *et al.*, 2002) obtido para o embasamento vulcânico Iricoumé. Reis *et al.* (2003) têm aventado uma contemporaneidade em sedimentação entre as formações Urupi e Uaimapuê do Supergrupo Roraima (Reis & Yáñez, 2001), no que se refere a sincronidade de suas soleiras máficas e intercalação de piroclásticas na sua seção mediana. (NJR).

Suíte Intrusiva Madeira (PP347m)

A Suíte Intrusiva Madeira é originalmente proposta para agrupar os corpos Água Boa, Madeira e Europa estudados por Costi *et al.* (2000), além de outros de natureza similar, ocorrentes na região da mina Pitinga, estado do Amazonas.

Os litótipos desta suíte caracterizam-se por apresentar comportamento químico similar aos granitos tipo A, de natureza anorogênica, de composição alcalina e ressaltados pelo elevado conteúdo em SiO₂, Na₂O, K₂O e F e baixos teores de MgO, CaO, P₂O₅. Daoud (1988, *Apud* Lenharo, 1998) admitiu para a suíte, temperaturas de cristalização entre 600 a 700 °C e estabelecimento em níveis crustais rasos. O *emplacement* teria ocorrido em regime tectônico extensional e localizado em fraturas profundas. Apresentam, em geral, forma elíptica e alongados na direção NE-SW, destacando-se duas principais fácies, uma rapakivítica e outra à biotita.

A suíte encontra-se representada por albita-granito, topázio-granito, biotita granito, biotita granito porfirítico, hastingista granitos e granitos *rapakivi*. As paragéneses minerais verificadas no albita granito (mina do Pitinga) apresentam albita, álcali-feldspato, quartzo, criolita, zircão, polilitionita, mica escura, pirocloro, minerais opacos, torita, riebeckita, carbonatos, cassiterita, esfalerita, aegerina, catapleíta, genthelvita, prosopita, thomsenolita e outros aluminofluoretos (Costi *et al.*, 2000). As mineralizações são do tipo cassiterita-topázio-mica-quartzo-*greisen* e episienitos sódicos portadores de cassiterita, além de mineralizações disseminadas de Sn, Zr, Nb, Ta, Y, TR e criolita e mineralizações maciça de criolita encontradas no corpo Madeira.

As idades Pb-Pb obtidas para os granitos Madeira, Água Boa e Europa estabeleceram o intervalo 1,83 - 1,79 Ga (Tabela 3.1.2.1, Fuck *et al.*, 1993; Lenharo, 1998; Costi *et al.*, 2000) e tornaram possível sua distinção para aqueles corpos da Suíte Intrusiva Mapuera. Sob este enfoque, Reis *et al.* (2003) relacionaram dois principais eventos plutônicos no presente Domínio Uatumã – Anauá: evento Alalaú – Mapuera, pós-orogênico, com cerca de 1,87 Ga e representado pela suíte Mapuera (incluindo o Granito Abonari) e, evento Madeira – Moderna, anorogênico, com idades mais jovens e representado pela suíte Madeira (incluindo o Granito Moderna do sul de Roraima, Santos *et*

al., 1997b). (MEA,NJR)

Formação Quarenta Ilhas (PP4δqj)

A Formação Quarenta Ilhas foi originalmente definida por Veiga Jr. *et al.* (1979), para caracterizar soleiras e diques máficos aflorantes na cachoeira Quarenta Ilhas, no médio curso do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã, Amazonas. Posteriormente, Reis & Faria (2000) os reuniram na unidade Diabásio Quarenta Ilhas. Os diques associados ocorrem por todo o domínio Uatumã-Anauá, cujas direções são variáveis nos quadrantes NE, NW e eixo N-S. Sua principal rocha encaixante encontra-se na Formação Urupi, onde ganha expressão e aflora com aproximadamente 250 m de espessura, encaixado em rochas sedimentares da sua porção mais inferior. A unidade é constituída por diabásios, gabros e basaltos, além de rochas diferenciadas tais como monzonitos, dioritos, quartzo monzonitos e pigeonita granófiro. Apresentam caráter subalcalino, tholeiítico, com características químicas similares àquelas de basaltos continentais (Millioti & Faria, 2000). O valor U-Pb em badelleyita de 1.788 ± 4 Ma (Santos *et al.*, 2000b) para a soleira Quarenta Ilhas vem estabelecer a idade mínima para a sedimentação Urupi, registrando ainda forte correspondência com os magmatismos Avanavero e Crepori do Cráton Amazônico. (MSGF)

Máficas Indiferenciadas (PP4δmi)

O emprego de imagens de radar JERS, com *pixels* de 70 m, e de imagens de satélite TM-LANDSAT-7, no realce e interpretação de áreas com escassa informação geológica e geofísica, possibilitou a identificação de uma série de corpos máficos subarredondados a alongados, caracterizados por meio de uma textura lisa e com baixa densidade de drenagem, normalmente refletindo a presença de cobertura laterítica. Estes corpos têm distribuição em área limítrofe entre os estados do Amazonas, Roraima e Pará. Suas relações cartográficas implicam em intrusão em áreas de ocorrência dos granitóides Água Branca e Mapuera, bem como vulcânicas Iricoumé, estabelecendo, por sua vez, uma idade máxima em 1,87 Ga. Idades mais antigas do que o intervalo Orosiriano – Estateriano não têm sido relatadas para uma série de intrusões máficas (diques) ou máficas-ultramáficas (corpos semi-circulares) do Cráton Amazônico, onde pelo menos oito eventos magmáticos são do conhecimento: Quarenta Ilhas – Avanavero – Crepori (1,79

Ga), Repartimento - Caracarái (1,54 Ga), Suretama (1,42 Ga), Tapuruquara – Cachoeira Seca (1,17 Ga), Seringa (1,2 ? - 1,07 Ga), Piranhas (0,51 Ga), Penatecaua – Taiano - Cassiporé (0,20 Ga) e Apoteri (0,15 Ga). (NJR)

Formação Seringa (MP3δse)

A Formação Seringa ocorre em áreas ao nordeste do Amazonas e sudeste de Roraima, encontrando-se sob forma de diques e derrames máficos que têm sido descritos por Veiga *et al.* (1979) e Costi *et al.* (1984) recobrir ou secionar diversas unidades, tais como o Grupo Iricoumé, suítes Água Branca e Mapuera e Formação Urupi. Coube sua definição original à Veiga Jr. *et al.* (1979) no registro de derrames de basaltos e diques de diabásio ao longo do rio Jatapu e área-tipo, o igarapé Seringa. Quando em derrames, é comum a formação de espessa crosta laterítica sob forma de platôs e cuja área de ocorrência revela baixa densidade de drenagem. Uma orientação NE-SW e mergulhos com vergência para SE dos derrames parecem conformar o rifte que os acolheu e cuja extensão para SW encontra afloramentos da cobertura Prosperança.

A unidade está representada por basaltos, andesitos, diabásios e gabros. Os basaltos, porfíricos e intersticiais, têm mineralogia constituída por piroxênio e plagioclásio, com quartzo e actinolita subordinados e registra processos de uralitização, cloritização e saussuritização. Os diabásios são eqüi a inequigranulares e compostos por plagioclásio, augita e/ou hornblenda. Quartzo, apatita, titanita e ilmenita são minerais acessórios. Os derrames revelam enriquecimento em MgO, Cr e Ni e empobrecimento em Al_2O_3 , FeO, TiO_2 , Zr, Nb e Y quando comparados aos diques. Os basaltos registram afinidade calcialcalina e quimicamente representam andesitos e traquiandesitos basálticos (Reis *et al.*, 2000b).

O magmatismo Seringa pode estar relacionado à fase de distensão que culminou com o desenvolvimento de zonas de rifte e formação de bacias, a exemplo daquela relacionada à Formação Prosperança. Deste modo, a idade K-Ar em 1.072 ± 18 Ma para um olivina gabro do médio curso do rio Pardo (Araújo Neto & Moreira, 1976) e que tem sido correspondida àqueles derrames, pode não retratar à realidade, uma vez que diferenças marcantes entre idades de derrames e diques têm sido estabelecidas na região do rifte Tacutu – North Savannas (Reis *et al.*, no prelo). (NJR)

Formação Prosperança (EOpr)

A Formação Prosperança (Paiva, 1929; Caputo *et al.*, 1971) tem sua área-tipo no trecho compreendido entre a foz dos rios Unini e Jaú pela margem direita do baixo curso do rio Negro. Sua extensão para outros domínios do estado do Amazonas e estados de Rondônia e Mato Grosso, coube a Santos *et al.* (1975), Araújo *et al.* (1976) e Leal *et al.* (1978), devendo a Bizinella *et al.* (1980) sua restrição de ocorrência à borda norte da Bacia do Amazonas.

Nogueira (1999), em observação às exposições sedimentares contínuas e isoladas da BR-174 (Km 129 e 161 a 166), reconheceu cinco associações de fácies sedimentares para a formação, que inclui depósitos de planície deltaica relacionada a um delta alongado com desembocadura em mar raso: 1 – distributário fluvial; 2 – desembocadura de baía; 3 – canal de *crevasse*; 4 – preenchimento de baía e, 5 – *shoreface* com tempestitos. A Formação Prosperança foi subdividida em dois membros, inferior, composto por arenitos e conglomerados, e superior, composto por arenitos e pelitos.

Uma idade mesoproterozóica (Esteniano) têm sido estabelecida para populações de zircões detríticos oriundos da formação e coletados em área da BR-174 (CPRM, 2001c). A idade mínima obtida foi de 1.027 ± 22 Ma, evidenciando demais proveniências de rochas do embasamento e na faixa de 1,9 – 1.4 Ga. Zircões com idades em 1.532 ± 8 Ma e 1.238 ± 39 Ma estabelecem a presença de fontes de granitóides calimianos, ainda não-encontrados no domínio, bem como registram a presença do Evento K'Mudku. (NJR)

Alcalinas Indiferenciadas (MP3λa)

No extremo norte do Amazonas ocorrem pequenos corpos alcalinos sob forma de pequenos estoques, em áreas de predominância de vulcanitos Iricoumé e granitóides Água Branca. Corpos similares têm sido retratados por Montalvão *et al.* (1975) mais para leste e no extremo noroeste do Pará, onde receberam a designação de “Sienito Mutum”. Esses corpos alcalinos têm ainda expressão na porção sul do território guianense onde foram agrupados sob a denominação de Alcalinas Muri (Walrond, 1987). Onde identificados no terreno representam-se por nefelina sienitos acinzentados a róseos e cuja mineralogia é composta por ortoclásio perfitico como principal constituinte e nefelina,

albita, cancrinita e carbonato ígneo. Minerais máficos são raros, sendo a aegerina aquele mais comum. Os corpos alcalinos, em determinadas situações, registram afinidade com períodos de reativação de faixas de cisalhamento, a exemplo daqueles corpos inseridos no Domínio Guiana Central em Roraima e contemporâneos à abertura do rifte Tacutu – North Savannas. (NJR)

3.2.1.3 - DOMÍNIO GUIANA CENTRAL

Suíte Metamórfica Rio Urubu (PP3ru)

No interior do Domínio Guiana Central predominam litologias de elevado grau de metamorfismo, além de charnockitos e granitos inicialmente reunidos na Associação Rupununi por Braun (1973). Na Guiana, os metamorfitos foram agrupados por McConnell (1958), Singh (1966) e Berrangé (1973) no Complexo Kanuku, termo aplicado para identificar um grupo de rochas, predominantemente paraderivadas, constituído por migmatitos e gnaisses de alto grau metamórfico associados com rochas calcissilicáticas, quartzitos, formações ferríferas, granulitos máficos e anfibolitos. Foram ainda descritos granulitos félsicos (enderbitos, mangeritos e charnockitos intercalados/discordantes aos paragnaisses) e augen-gnaisses. O desmembramento do complexo em unidades que agrupam exclusivamente litologias para/ortoderivadas tornou problemática a utilização do termo “Kanuku”, sendo descartado por Fraga *et al.* (1999a). Desta forma as supracrustais na fácies xisto-verde e anfibolito a granulito foram englobadas respectivamente no Grupo Cauarane e Suíte Metamórfica Murupu (Luzardo & Reis, 2001); os ortognaisses foram incluídos na Suíte Metamórfica Rio Urubu (Fraga *et al.*, 1999a) e os charnockitos reunidos na Suíte Intrusiva Serra da Prata (Fraga & Araújo, 1999b).

A Suíte Metamórfica Rio Urubu corresponde a biotita e biotita-hornblenda gnaisses de composição monzo/sienogranítica a granodiorítica, com subordinados tonalitos (titanita e allanita são os minerais acessórios mais comuns) e restritas lentes de hiperstênio gnaisses e leucognaisses. São freqüentes mobilizados quartzo-feldspáticos, sin a tardi-tectônicos e metagranitos porfiríticos com discreta foliação. Xenólitos de rochas metassedimentares do Grupo Cauarane são comuns. A geoquímica dos ortognaisses sugere para o protólito ígneo uma origem baseada no retrabalhamento de fontes predominantemente crustais e com assinatura de subducção, descartando a possibilidade de uma origem

juvenil para o magmatismo Urubu. Já os leucognaisses evidenciam uma correspondência com granitos de ambientes pós-colisionais (Fraga *et al.*, 1999a). Em diversos locais as rochas dessa unidade apresentam efeitos de processos de charnockitização *in situ*, provavelmente relacionado às intrusões da suíte Serra da Prata nas suas imediações.

Fraga *et al.* (1997) obtiveram pelo método Pb-Pb (zircão) idades no intervalo 1,95 – 1,93 Ga para ortognaisses tonalíticos da suíte, valores em parte concordantes àqueles obtidos pelo método U/Pb por Santos & Olszewski (1988) e Gaudette *et al.* (1996) no intervalo 1,95 – 1,91 Ga. Fraga (2002) tem apontado para o segmento central do domínio corpos granitóides representados pelos ortognaisses Igarapé Branco e Igarapé Miracelha e corpos charnockíticos da Suíte Intrusiva Serra da Prata, estabelecidos em um curto espaço de tempo, entre 1.943 ± 5 Ma e 1.933 ± 2 Ma. Em ambas litologias ocorrem feições indicativas da coexistência com magmas básicos, provavelmente representados pelos corpos de hornblenda gabronoritos e leucogabronoritos, espacialmente associados aos charnockitóides e que delineiam uma associação bimodal. Os dados isotópicos Sm-Nd com idades modelo T_{DM} entre 2,19 Ga e 2,05 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ variando de +0,68 e +2,47 sugerem para os granitóides tipo A das unidades Igarapé Branco e Igarapé Miracelha e tipo C da suíte Serra da Prata, fontes juvenis transamazônicas, com pequena residência crustal.

Os litótipos Rio Urubu foram deformados durante um evento compressional D1, sob condições de temperaturas muito altas, a partir de 600° – 650° C. Os corpos paleoproterozóicos foram colocados sin-cinematicamente durante o referido evento, como registrado pela presença de diques sin-plutônicos cortando as feições deformacionais D1 cedo-cinemáticas, e registrando deformação em estado sólido na mesma faixa de temperaturas altas próximas ao *solidus* granítico, verificada na encaixante. Os dois principais conjuntos de granitóides foliados e gnaisses mostram características químicas de granito tipo A, estando relacionados, no entanto, à fontes com composições distintas, sendo que as características químicas dos corpos charnockíticos da suíte Serra da Prata se assemelham àquelas dos charnockitos ígneos tipo C.

Fraga (2002) descreve um estabelecimento geológico para as suítes paleoproterozóicas do Domínio Guiana Central na região de Mucajaí, incompatível com um ambiente anorogênico, sugerindo em consonância a vários

autores, a presença de granitóides tipo A e C em ambiente pós-colisional. (NJR, LMF)

3.2.2 - PROVÍNCIA RIO NEGRO

3.2.2.1 - DOMÍNIO ALTO RIO NEGRO

Complexo Cumati (PP34ct1,2)

Nesta unidade são agrupados basicamente dois tipos gnáissicos ortoderivados no Domínio Alto Rio Negro, constituindo o embasamento da porção oeste da Província Rio Negro (Santos *et al.*, 2000a): a) ortognaisses Tonu e, b) ortognaisses e metagranitóides Querari. Por apresentarem características composicionais e deformacionais contrastantes, estes gnaisses e (meta)granitóides foram individualizados do Complexo Cauaburi (Lima & Pires, 1985), ficando este último restrito à porção leste da província, no domínio Imeri.

O Complexo Cumati ocorre associado com as sequências gnáissicas paraderivadas do Grupo Tunuí, sendo intrudido pelos granitóides Içana, Inhamoin e Tiquié e recobertos por coberturas sedimentares de idade neógena.

A litofácies Tonu (PP34ct2) é composta por ortognaisses que afloram no médio e alto cursos do rio Xié, cerca de 15 km a jusante da cachoeira Cumati, se estendendo até 8 km a montante da foz do Igarapé Teuapori. As principais exposições estão localizadas nas cachoeiras Cumati e Iraití e na comunidade de Tonu. Apresentam composição tonalítica a granodiorítica, textura equigranular a incipientemente porfirítica, neste último caso, possuindo megacristais oftálmicos de plagioclásio e subordinadamente de álcali-feldspato, com no máximo 2 cm de comprimento e percentual inferior a 10% do total da rocha. Os megacristais ocorrem alinhados segundo a direção da foliação regional, cuja direção preferencial é NW-SE, com mergulhos variando de 90° a 60° para SW.

A foliação é marcada tanto pela orientação preferencial dos minerais micáceos (biotita), quanto pelo bandamento composicional (Figura 3.2.2.1.1a). O bandamento é caracterizado por segregações quartzo-feldspáticas (composição granítica), de grão médio a grosso, coloração esbranquiçada, com baixo percentual de máficos (<5%) e níveis com 0,3 a 8 cm de espessura, intercalados

com porções de composição tonalítica-granodiorítica, cuja característica principal é a coloração cinza esverdeada, a granulação média e o percentual de máficos variando de 15 a 25%. A mineralogia acessória é composta por titanita, opacos, epidoto, além de apatita e allanita, enquanto os principais minerais secundários são clorita e epidoto. O plagioclásio ainda preserva sutil zonamento composicional e sineuses, embora seja marcante a textura granoblástica formada por arranjos poligonalizados de grãos de feldspato.

Localmente ocorrem níveis submilimétricos enriquecidos em biotita (melanossoma) bordejando os níveis quartzo-feldspáticos (leucossoma), evidenciando um estágio inicial de migmatização (metatexia). Este bandamento e eventuais vênulas, aplitos e pegmatitos ocorrem em geral boudinados (*pinch-and-swell*) ou dobrados (dobras similares, desarmônicas, ptigmáticas, etc.), indicando a atuação de pelo menos duas fases de deformação (Figuras 3.2.2.1.1b e 3.2.2.1.1c).



Figura 3.2.2.1.1 **a)** Bandamento composicional em tonalito gnaissado do Complexo Tonu (litofácies Cumati); **b)** Tonalito gnaissado apresentando dobramento aberto e dobras parasíticas associadas (Complexo Tonu - litofácies Cumati); **c)** Tonalito gnaissado apresentando aplito dobrado (Complexo Tonu - litofácies Cumati)

A litofácies Querari (PP34ct1) é caracterizada por ortognaisses e (meta)granitóides que afloram ao longo do alto curso do rio Uaupés, fronteira Brasil-Colômbia, a montante da comunidade Cururu até a vila de Querari. A foliação varia de N30°E a N10°W e é dada pela orientação de biotita (e por vezes hornblenda) e pelos aglomerados e enclaves lenticulares, quase sempre acompanhados por foliação milonítica de direção subparalela. Zonas de cisalhamento destrais com direção variando de N70°E à EW seccionam por vezes esta foliação principal. Estes litótipos apresentam composição variando de monzogranítica a diorítica, com dominância de granodioritos, de cor cinza, grão médio à grosso, textura ígnea muitas vezes preservada, variando de equigranular à inequigranular porfirítica, com megacristais tabulares de álcali-feldspato com 1,5 cm em média. Possui ainda aspecto mosqueado característico, dado pela ocorrência de aglomerados máficos milimétricos,

e ligeiramente circulares, distribuídos pontualmente na matriz da rocha. A associação mineral é composta por feldspatos, quartzo, biotita, além de titanita, hornblenda e eventualmente epidoto, sulfetos e magnetita.

Os termos dioríticos a quartzo dioríticos, em geral deformados, são subordinados e ocorrem preferencialmente como enclaves nesses (meta)granitóides e ortognaisses à titanita. Aumentam gradativamente de volume a montante no rio Uaupés a partir da comunidade Cururu até a vila de Querari, podendo se apresentar sob as mais variadas formas, predominando os tipos arredondados e lenticulares (Figuras 3.2.2.1.1d e 3.2.2.1.1e). Tipos angulosos e irregulares são mais restritos, demonstrando sinais de assimilação pelo granitóide hospedeiro. Com base nos dados geocronológicos disponíveis, admite-se uma idade mais antiga que 1,70 Ga para parte do embasamento representado pelo Complexo Cumati (Tabelas 3.1.2.1 e 3.1.2.2). (MEA, RL, SSP, MAO)



Figura 3.2.2.1.1 d) Enclaves lenticulares de quartzo diorito (autólitos) associados com tonalitos, granodioritos e monzogranitos gnaissificados (Complexo Tonu – litofácies Querari); e) Enxame de enclaves máficos lenticulares centimétricos alinhados segundo a foliação do monzogranito gnaisse hospedeiro (Complexo Tonu – litofácies Querari).

Grupo Tunuí (PP34tu1,2)

O Grupo Tunuí tem distribuição restrita à porção norte-ocidental do Escudo das Guianas, no estado do Amazonas. Constituí as serras Tunuí, Caparro, Traíra, Tucano, Esperança, Macaco, Meio e Serrinha, ocorrendo também ao longo dos rios Traíra, Içana, Apaporis e Cuiari, cuja geomorfologia representa relevo residuais. Esta unidade

ocorre na região fronteira com a Colômbia, em parte, estendendo-se para este país limítrofe.

Coube a Paiva (1929) sua primeira descrição na cachoeira Tunuí e serra homônina, no rio Içana, revelando sericita quartzitos e itacolomitos, similares aos da Série Minas. Trabalhos de prospecção (Achão & Salas, 1974) e reconhecimento geológico (Araújo & Ramos, 1975) ao longo

dos rios Japurá, Juari, Puruê, Apaporis e Traíras relatam que, sobreposto ao Complexo Güianense (atual Complexo Cumati), ocorre seqüência metamorfisada na fácies xisto verde. Montalvão & Fernandes (1975) propuseram a designação de Grupo Tunuí para este conjunto de metamorfitos de epizona, com características de depósito de mar raso e continental, referida por Melo & Villas Boas (1993) como uma seqüência predominantemente metassedimentar de natureza psamopelítica, de grau metamórfico baixo compreendendo alta diagênese-anquimetamorfismo-fácies xisto verde.

As serras Tunuí, Caparro e Macaco, constituem blocos maciços com vertentes abruptas com direção NNE e altitudes que variam entre 200 e 800 m. Menezes Filho & Melo (1992) descreveram onze fácies, as quais foram agrupadas em quatro unidades maiores designadas

informalmente de seqüência inferior de clastos continentais, seqüência transgressiva plataformar, seqüência regressiva/transicional e seqüência superior de clastos continentais.

Na serra Tunuí (Figura 3.2.2.1.2a), no rio Içana, localidade da missão Tunuí, são descritos sericita quartzito e quartzitos puros (PP34tu1), de cor branca, com clivagem de direção NNE-SSW e mergulhos elevados (70° a 80°) em geral para SE (Figura 3.2.2.1.2b). As camadas podem apresentar suave ondulação (dobras abertas), ocorrendo por vezes com estruturas sedimentares preservadas, como por exemplo estratificações cruzadas tabulares, com estratos de aproximadamente 30 cm. Clivagem de fratura é também comum, apresentando direção quase ortogonal (WNW-ESE) a clivagem principal. Além de quartzitos e sericita-quartzitos, são descritos sericita-andaluzita quartzitos, quartzitos ferruginosos, metapelitos, pelitos grafitosos, filitos, xistos, itabiritos e quartzo-arenitos.



a



b

Figura 3.2.2.1.2 a) Vista parcial da serra Tunuí; b) Quartzito arenitos a quartzitos com acamadamento subvertical (Grupo Tunuí – quartzito Tunuí).

Além dos referidos quartzitos e xistos Tunuí, observa-se nesta sucessão metassedimentar alguns paragneisses de mais alto grau metamórfico (Figuras 3.2.2.1.2c e 3.2.2.1.2d), denominados informalmente de Taiuaçu-Cauera (PP34tu2). Estes ocorrem no rio Içana, a jusante da serra Tunuí, a partir da comunidade de Taiuaçu-Cauera até próximo

das comunidades Belém e Castelo Branco, onde estão intrudidos pelos muscovita-biotita granitos porfíricos da suíte Içana (Almeida *et al.*, 2002b). Tipos similares são descritos também no alto curso do rio Uaupés por Almeida & Larizzatti (1996a), igualmente associados com granitóides tipo S (Almeida & Larizzatti, 1996b). Esses autores descrevem

ainda escassos níveis anfibolíticos de até 50 cm intercalados com os paragnaisses migmatíticos.

O conjunto litológico forma uma faixa que se estende desde a região dos rios Içana e Cuiari até o rio Uuapés, fronteira com a Colômbia a oeste, estando em grande parte encoberta por coberturas sedimentares residuais. Além disso, sobretudo na região do baixo curso do rio Içana, nota-se um aumento crescente do grau metamórfico de NE para SW, com as fácies de mais baixo grau estando melhor representadas nas serras Tunuí e Caparro, as quais gradam para uma fácies de médio-alto

grau (paragnaisses) até atingir a anatexia (granitos tipo S).

Os paragnaisses estão fortemente bandados, dobrados, exibindo padrão de interferência de fases de deformação do tipo “caixa de ovos”, similar ao descrito nos ortognaisses Cumati (Complexo Cumati). Este bandamento possui orientação NE-SW e mergulhos para 55° NW a subverticais e é marcado por níveis e lentes micáceas intercaladas por bandas félsicas (Figura 3.2.2.1.2c), localmente adquirindo aspecto migmatítico (Figura 3.2.2.1.2d). Todo o conjunto é seccionado por falhas subparalelas de direção NNE-SSW.



Figura 3.2.2.1.2 c) Bandamento composicional em paragnaisse, apresentando estágio inicial de anatexia, sendo possível observar localmente a geração de leucossomas (Grupo Tunuí – paragnaisse Taiuaçu-Cauera); d) Paragnaisse migmatizado apresentando o bandamento dobrado (Grupo Tunuí – paragnaisse Taiuaçu-Cauera).

Este muscovita-biotita gnaisse equigranular é rico em quartzo e plagioclásio, contém cerca de 35% de biotita marrom avermelhada e 5% de muscovita, ambas preferencialmente orientadas definindo uma marcante foliação (textura lepidoblástica). Possui arranjos granoblásticos e porções com recristalização dinâmica localizadas. Contém também níveis leucograníticos com textura xenomórfica, onde os megacristais de microclínio englobam cristais de quartzo em gota, com vértices arredondados e contornos embainhados, indicando processos relacionados a fusão parcial.

As mineralizações encontradas nesta seqüência

metassedimentar restringem-se a ocorrências de ouro, cromita e pirita, registradas nas aluviões que drenam estas litologias nas serras Tunuí-Caparro. A idade admitida para esse grupo litológico, baseada em idades de zircões detríticos (Tabela 3.1.2.1), é mesoproterozóica (pós-1,72 Ga? e pré-1,52 Ga), limitada pelo intervalo de idades correspondentes ao embasamento e aos granitóides intrusivos da suíte Içana. (MEA, RL, SSP, MAO)

Suíte Intrusiva Tiquié (PP4yti)

Pinheiro *et al.* (1976) introduziram o termo “Granito

Tiquié” para designar granitos isótipos aflorantes no igarapé Castanho, afluente da margem direita do rio Tiquié, sob a forma de corpos circulares. Seu relevo é marcado por morrotes (*inselbergs e monadnocks*) que se destacam do relevo arrasado ao redor. Granitos afins foram englobados nesta unidade, permitindo sua elevação à categoria de suíte (Lima & Pires, 1985), como aqueles do alto curso dos rios Içana, Aiari, igarapé Uaraná, incluindo os de natureza peralcalina da serra Marié-Mirim e do extremo oeste da serra Padre.

Almeida (1997) propõe a manutenção da designação de Suíte Intrusiva Tiquié para agrupar apenas os granitos tipo A aluminosos do Domínio Alto Rio Negro (área-tipo Tiquié), extraindo da unidade os tipos peralcalinos existentes no Domínio Imeri (área-tipo Marié-Mirim).

Predominam os monzogranitos e sienogranitos de grão médio a grosso, cor cinza róseo, textura equigranular a porfirítica e localmente aspecto mosqueado (aglomerados máficos circulares). Texturas indicativas de cataclase também são identificadas. Sua associação mineral é composta por microclínio e ortoclásio micropertíticos, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, opacos, hornblenda, apatita, allanita, fluorita e zircão, além de epidoto e titanita secundários e sericita.

Estudos geoquímicos (Almeida, 1996, 1997, Silva & Santos, 1994; Silva *et al.*, 1996) permitiram caracterizá-lo como subalcalino, metaluminoso, similar a biotita granitos do tipo A2 (Eby, 1992). Granitos desta tipologia são interpretados como derivados de cristalização de magma félsicos de alta temperatura e anidros, posicionados a níveis crustais rasos sob regimes tardi a pós-colisionais, a partir da fusão parcial da crosta continental inferior, composta de ortognaisses tipo TTG (Whalen *et al.*, 1987; Douce, 1997).

Na Província Rio Negro são descritos alguns granitos tipo A aluminosos, similares ao magmatismo Tiquié, entre eles o Granito Marauíá (Santos *et al.*, 1993; Brito *et al.*, 2000a). Os granitos da suíte Tiquié, ao contrário do que supunham as idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total (Pinheiro *et al.*, 1976), mostram-se contemporâneos aos seus correlatos do Domínio Imeri (Granito Marauíá). Amostra proveniente da área-tipo forneceu idade de cristalização (Tabela 3.1.2.1) de 1,75 Ga (7 zircões) e heranças da ordem de 2,03 Ga (1 zircão). Com base nisso, sua correlação histórica com os granitos do Evento Parguazense deve ser revista.

Resultados de prospecção aluvionar de caráter regional indicam potencial mineral, sobretudo para Sn (Melo & Villas Boas, 1993) e minerais de pegmatito como a água-marinha (Reis & Monteiro, 1995). (MEA)

Suíte Intrusiva Rio Içana (MP1γ2ri)

Na parte oeste da Província Rio Negro os granitos a duas micas descritos por Dall’Agnol & Abreu (1976) e anteriormente agrupados no Complexo Güianense (Pinheiro *et al.*, 1976), foram individualizados por Lima & Pires (1985) e englobados na Suíte Intrusiva Rio Içana. Estes ocorrem nas regiões dos rios Içana (médio-alto curso), Tiquié (alto curso) e na confluência dos rios Papuri e Uaupés. No alto rio Uaupés e baixo Içana, por exemplo, os muscovita-biotita granitos, em geral cisalhados (NE-SW a ENE-WSW) e com fluxo magmático, estão associados à seqüência migmatítica paraderivada, sendo comuns os enclaves surmicáceos, paragnaissicos (Figura 3.2.2.1.3a), quartzíticos (Figura 3.2.2.1.3b) e migmatíticos (Almeida *et al.*, 2002b; Almeida & Larizzatti, 1996a e b).

Dominam monzogranitos cinza claro, de grão médio, porfiríticos a equigranulares (Figura 3.2.2.1.3c), por vezes hololeucocráticos. São portadores de biotita e muscovita em placas de grão médio, de quartzo anédrico irregular ou tipo gota, além de fenocristais de microclínio anédrico e plagioclásio tabular com fraco zonamento e geminação mal formada. Turmalina (afrisitita) é encontrada por vezes em veios pegmatíticos, enquanto cordierita com inclusões de biotita e sillimanita é comum em bolsões leucograníticos observados nos migmatitos.

Além dos dados de campo, que sugerem para os granitos Içana uma gênese baseada na fusão parcial *in situ* dos paragnaisses do Grupo Tunuí, critérios petrográficos e químicos confirmam sua similaridade com os granitos tipo S da literatura (Dall’Agnol *et al.*, 1987; Silva & Santos, 1994; Almeida *et al.*, 1996a; Silva *et al.*, 1996). Suas elevadas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Dall’Agnol & Abreu, 1976) e $\dot{\alpha}_{\text{Nd}(t)}$ amplamente negativos (este estudo) também corroboram esta hipótese (Tabelas 3.1.2.1 e 3.1.2.2).

Dados geocronológicos (Tabela 3.1.2.1) indicam um intervalo de cristalização variando de 1,54 Ga (este estudo) a 1,52 Ga (Almeida *et al.*, 1997b), além de abundantes heranças do embasamento (1,80 e 1,89 Ga) e dos granitóides

Tiquié (1,75 Ga). As idades isocrônicas Rb-Sr de 1,23 Ga a 1,32 Ga (Dall'Agnol & Abreu, 1976; Tassinari, 1981) são interpretadas como relacionadas ao evento tectono-termal K'Mudku.

Pelas suas características geoquímicas, o magmatismo Içana constitui-se num importante metalotecto para Sn, W, além de Nb e Ta. (MEA).



Figura 3.2.2.1.3 **a)** Monzogranito à biotita e muscovita da Suíte Rio Içana englobando enclave polideformado de paragnaisse em estágio inicial de anatexia (Grupo Tunuí – paragnaisse Taiuaçu-Cauera); **b)** Monzogranito à biotita e muscovita (porfírico) da Suíte Rio Içana englobando enclave de quartzito micáceo (Grupo Tunuí – paragnaisse Taiuaçu-Cauera). Notar o fluxo magmático definido pela orientação preferencial do enclave e dos megacrístais tabulares de álcali-feldspato do granitóide hospedeiro (NE-SW); **c)** Contato irregular e interpenetrado entre granitóides à duas micas com texturas porfírica e equigranular. Afloramento as margens do rio Negro a montante de São Gabriel da Cachoeira (SP-24).

Suíte Intrusiva Inhamoin (MP1yh)

Diversos corpos de biotita granitóides porfíricos à titanita são agrupados neste estudo na Suíte Intrusiva Inhamoin, estando distribuídos principalmente no rio Xié e no igarapé Inhamoin. Ocorrem no âmbito do Domínio Alto Rio Negro, tendo a comunidade de Inhamoin como sua localidade-tipo. Formam uma série de morros e colinas observados, sobretudo, na região do alto curso do igarapé Inhamoin.

São constituídos de biotita monzogranitos porfíricos, com fenocristais tabulares e euédricos de álcali-feldspato com 2 a 3 cm de comprimento e entre 10 e 15 % em relação ao volume total da rocha (Figura 3.2.2.1.4). Estão envolvidos por matriz grossa, portando biotita (15%) e por vezes com concentrações anômalas de titanita (3%) e opacos (2%), formando localmente aglomerados máficos circulares, cujas características são similares às descritas para os granitos da Suíte intrusiva Rio Uaupés (Dall'Agnol & Macambira, 1992). Fluxo magmático definido pela orientação preferencial dos fenocristais é ocasional, apresentando em geral direção variando de ENE-WSW a WNW-ESSE. Possui vênulas de epidoto, enquanto veios pegmatíticos são muito raros.



Figura 3.2.2.1.4 - Monzogranito à biotita e titanita, com textura porfírica, da Suíte Igarapé Inhamoin, afluente da margem direita do rio Xié, próximo da serra Tirieni.

Assim como a suíte Uaupés, onde a presença de magnetita é significativa, os granitóides Inhamoin definem-

se como pertencentes à série magnetita. Quimicamente são metaluminosos, relativamente ricos em CaO, Ba, Y, Nb, Ta e Zr, apresentando razões FeO_t/MgO e K_2O/Na_2O elevadas. Mostra analogia com os granitóides Uaupés, de ampla distribuição no Domínio Serra Imeri. Estes últimos segundo Dall'Agnol (1992) apresentam características semelhantes aos tipos intraplaca de litosfera continental atenuada (Pearce *et al.*, 1984) ou do tipo A (Whalen *et al.* 1987), como por exemplo os granitóides do tipo A proterozóicos do sudoeste dos Estados Unidos (Anderson & Bender, 1989). (MEA, RL).

Suíte Intrusiva Rio Uaupés (MP1yua)

Batólitos granitóides aflorantes no baixo curso do rio Uaupés, reconhecidos e estudados inicialmente por Paiva (1929), Pinheiro *et al.* (1976) e Dall'Agnol & Abreu (1976), foram designados por Dall'Agnol & Macambira (1992) como Granito Rio Uaupés. Rochas granitóides similares foram enquadradas na Suíte Intrusiva Rio Uaupés, incluindo os existentes nos arredores de São Gabriel da Cachoeira e serra Fortaleza, onde são abundantes os pegmatitos (Figura 3.2.2.1.5a), alguns deles contendo columbita-tantalita. Um corpo na proximidade da serra Aracá perfaz contato com a unidade sedimentar e Granito Jauari. Estes granitóides portanto podem ser observados tanto no Domínio Alto Rio Negro quanto no Domínio Imeri.

O Granito Rio Uaupés é formado predominantemente por (anfíbólio)-biotita-monzogranitos (Figura 3.2.2.1.5b) muito ricos em titanita + opacos + apatita (em média 4,70 % modal). A presença significativa de magnetita e os valores elevados de susceptibilidade magnética definem o granito como pertencente à série magnetita. Em termos geoquímicos (Dall'Agnol, 1992), varia de metaluminoso a ligeiramente peraluminoso, é relativamente rico em CaO e K_2O e possui razões $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ e K_2O/Na_2O muito elevadas. Sua assinatura diverge daquela das séries calcálicas, mostrando analogia com os tipos intraplaca de litosfera continental atenuada (Pearce *et al.* 1984) ou do tipo A (Whalen *et al.*, 1987), e maiores semelhanças com os granitóides proterozóicos do tipo A do sudoeste dos Estados Unidos (Anderson & Bender, 1989).

Dall'Agnol (1992) estimou para a sua cristalização temperaturas de 950° a $700^\circ C$ e pressões de $8,50 \pm 1,50$ kbar a $4,50 \pm 0,50$ kbar. O magma, pobre em voláteis, evoluiu em condições oxidantes, próximas às do tampão NNO. Ele

seria derivado de uma crosta inferior pré-existente (~2,00 Ga?), composta provavelmente por quartzo-dioritos e dioritos ou quartzo-gabros, jotunitos e mangeritos. As razões elevadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ (Dall'Agnol & Macambira, 1992) e os valores negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (Sato & Tassinari, 1997; este

estudo, Tabela 3.1.2.2) apontam igualmente para uma fonte predominantemente crustal. O Granito Rio Uaupés possui idade de 1,52 Ga (Tabela 3.1.2.1), obtida em amostra proveniente dos lajeiros da cidade de São Gabriel da Cachoeira (Santos *et al.*, 2000a), e é cerca de 230 Ma mais jovem que a suíte Tiquié. (RD, MEA)

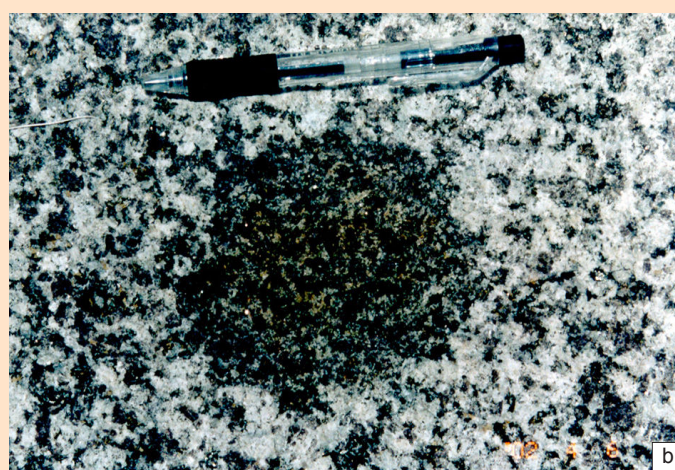


Figura 3.2.2.1.5 **a)** Abundantes e possantes fases pegmatíticas no titanita granito mosqueado (Suíte Uaupés). Rio Negro; **b)** Enclave máfico microgranular (autólito) arredondado apresentando composição similar à dos aglomerados máficos da matriz do titanita-anfibólio-biotita monzogranito mosqueado (suíte Uaupés). Rio Negro, próximo à serra Fortaleza.

Diabásio Cujubim (NPδcj)

A denominação “Diabásio Cujubim” foi utilizada por Melo & Villas Boas (1993) para os diques de diabásio assinalados por Fernandes *et al.* (1977) na região do rio Traíra, proximidade com a fronteira Brasil-Colômbia. Segundo Melo & Villas Boas (1996), os diques possuem direção preferencial NW-SE e ocorrem encaixados em quartzitos do Grupo Tunuí. Os demais diques cartografados com o auxílio da magnetometria foram agrupados na categoria de diabásios indiferenciados, mostrando relevo moderado a forte com feições de cordões de dipolos de configuração alongada.

Ao microscópio, mostram textura subofítica, com laboradorita e augita como minerais essenciais e opacos, biotita, apatita e quartzo como minerais acessórios. Minerais de alteração são representados por clorita, serpentinita, sericita e epidoto.

São basaltos tholeiíticos de alto-Fe (Jensen, 1976) e médio-K (Le Maitre, 1989), possuindo SiO_2 entre 38,7% e 49,1%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ e TiO_2 com médias respectivamente de 3,0% e 2,8%. Os dados químicos, no entanto, devem ser usados com cautela, visto que a alteração intempérica e/ou hidrotermal pode ter modificado a composição original das rochas, as quais deveriam conter olivina (serpentina), conforme demonstram os relictos de plagioclásio (sericita) e clinopiroxênio (epidoto, clorita) identificados.

Registram idades K-Ar de 941 ± 14 Ma e 984 ± 12 Ma (Abreu *et al.*, 1976), similares àquelas obtidas em rochas máficas de Rondônia (Nova Floresta), que variam de 967 ± 17 Ma a 1.098 ± 17 Ma (Teixeira & Tassinari, 1977). (MEA)

Diabásio Uaraná (JKδua)

Melo & Villas Boas (1993) adotam a denominação Diabásio Uaraná para o conjunto de diques máficos registrados por Pinheiro *et al.* (1976) na região do rio Içana,

cabeceiras do igarapé Uaraná e serra Espinho. Melo *et al.* (1993) também utilizam a mesma designação para reportarem-se a numerosos diques máficos geralmente encaixados em litótipos do Complexo Cauaburi e rochas metassedimentares da Formação Araçá. Grande parte dos diques Uaraná foi identificada com o auxílio da magnetometria e direção segundo NE-SW e WNW-ESE.

O diabásio possui cor cinza-escuro a preta, estrutura maciça e grão fino a médio, textura intergranular a subofítica e intercrescimento micrográfico, sendo composto por plagioclásio (andesina e labradorita), clinopiroxênio (localmente uralitizados e biotitizados) e minerais opacos. A presença de intercrescimentos micrográficos quartzo-feldspáticos e de quartzo e hiperstênio normativos conferem ao diabásio uma composição quartzo-tholeiítica, incidindo no campo dos basaltos andesíticos e subordinadamente basaltos (Le Maitre, 1976) de natureza continental (Pearce *et al.*, 1977). O magmatismo Uaraná mantém correspondência com demais diques máficos mesozóicos do Escudo das Guianas, alguns dos quais relacionados ao evento distensivo responsável pela instalação do Gráben Tacutu ao longo do Domínio Guiana Central e cujas idades

Ar-Ar obtidas por Marzulli *et al.* (1999) registram valores próximos a 200 Ma (Triássico Superior). (MEA, MASM, NJR)

3.2.2.2 - DOMÍNIO IMERI

Complexo Cauaburi (PP34cb1,2)

No Complexo Cauaburi agruparam-se, inicialmente, rochas graníticas e gnáissicas ortoderivadas, cuja área-tipo localiza-se no rio Cauaburi, e que foram deformadas durante a instalação do Cinturão Guiana Central (Lima & Pires, 1985). As rochas deste complexo constituem o embasamento regional do Domínio Imeri (Província Rio Negro), sendo intrudido pelas suítes Igarapé Reilau, Marauíá, Uaupés, Marié-Mirim, Tapuruquara, pelo *pipe* alcalino de Seis Lagos, estando recoberto por rochas (meta)sedimentares das Formação Serra da Neblina e coberturas sedimentares neógenas. Na área de abrangência do Complexo Cauaburi ocorrem as aluviões mineralizadas em ouro mais significativas da área. Ocasionalmente são observados diques triássicos- jurássicos e neoproterozóicos cortando o embasamento e detectados principalmente pelos dados de levantamentos aerogeofísicos.



Figura 3.2.2.2.1 **a)** Augen gnaiques monzograníticos portando megacristais ovóides de álcali-feldspato contornados por foliação conferida por biotita preferencialmente orientada (Complexo Cauaburi – litofácies Tarsira); **b)** Augen gnaisse do Complexo Cauaburi (litofácies Tarsira) com megacristais de microclínio estirados e arredondados, observados as margens do rio Negro a montante da cidade de São Gabriel da Cachoeira.

Melo *et al.* (1993) e Melo & Villas Boas (1993) após redefinição, englobaram também nesta unidade granitóides

miloníticos a protomiloníticos, representados por (hornblenda)-biotita augen-gnaiques e (meta)granitóides

ovóides de composição predominantemente monzogranítica (Almeida *et al.*, 2002b). Estes augen gnaisses são descritos a montante da cidade de São Gabriel da Cachoeira, no alto rio Negro, a partir da ilha Flores, cuja área-tipo foi descrita na comunidade de Tarsira (Almeida *et al.*, 2002b, 2004a). Os augen-gnaisses da litofácies Tarsira (PP34cb1) apresentam foliação coincidente com a direção NE-SW definida pelo Cinturão Guiana Central em seu prolongamento no estado do Amazonas, possuindo uma única fase de deformação dúctil (Figuras 3.2.2.2.1a e 3.2.2.2.1b). Zonas de cisalhamento rúptil centimétricas, de direção N-S, são ocasionais, e cortam a foliação principal NE-SW.

No médio rio Negro, nas cercanias da cidade de Santa Izabel, Brito *et al.* (2000b) incluem no Complexo Cauaburi biotita-(hornblenda) granodioritos e monzogranitos (Figura 3.2.2.2.1c), com raros tonalitos e enclaves quartzodioríticos, além de metagranitóides e gnaisses (Figura 3.2.2.2.1d) com similar variação composicional, e milonitos gerados sob condições de fácies xisto verde (PP34cb2). Este conjunto de rochas ortoderivadas foi englobado por Almeida *et al.* (2002b, 2004a,b) na litofácies Santa Izabel, por considerá-la distinta da litofácies Tarsira do ponto de vista composicional e textural.



Figura 3.2.2.2.1 c) Afloramento situado no baixo curso do rio Daraá composto por biotita granodiorito isotrópico e de grão médio, litótipo predominante no Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel); d) Hornblenda-biotita gnaisse granodiorítico de granulação média, pertencente ao Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel). Afloramentos do médio e alto curso do rio Paraá.

Brito *et al.* (2000b) e Melo & Villas Boas (1993) descrevem ainda na litofácies Santa Izabel (Almeida *et al.*, 2002b; 2004a,b) subordinados diques leucograníticos, migmatitos, rochas metassedimentares indiscriminadas e escassas metamáficas e metavulcânicas félsicas.

De acordo com Brito *et al.* (2000b), o grupo litológico dominante da litofácies Santa Izabel (Almeida *et al.*, 2004a,b) possui quimismo semelhante ao dos granitos calcialcalinos de de médio a alto-K (Le Maitre, 1989) e de ambiente pré a pós-colisionais (Batchelor & Bowden, 1985), apresentando também teores de CaO e MgO elevados se

comparados aos granitos tipo I australianos (Chappell & White, 1992).

Estudos geocronológicos indicam idades de cristalização em torno de 1,80 Ga, além disso zircões herdados não foram observados (Tabela 3.1.2.1). Em relação às idades verificadas no Amazonas brasileiro, as rochas do embasamento venezuelano mostraram-se um pouco mais antigas, mas similares dentro do erro analítico. Os principais exemplos são os gnaisses Minícia e Macabana (1823 Ma e 1859 Ma, Gaudette & Olszewski, 1985a,b) e o tonalito Cassiquiare (1835 ± 17 Ma, Tassinari *et al.*, 1996). As razões

isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do embasamento no sul da Venezuela são de 0,7025 e 0,7027 (Barrios, 1983). Os dados de Sm-Nd do Complexo Cauaburi (litofácies Santa Izabel) indicam $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ variando de discretamente positivos a moderadamente negativos e idades modelo T_{DM} no intervalo 2,21-1,99 Ga (Tabela 3.1.2.2), sugerindo possivelmente a participação de fontes crustais Transamazônicas depletadas na gênese dos protólitos de parte do Complexo Cauaburi. (MEA, LMF, MFLB, RL, SSP).

Formação Aracá (PP34ar)

No Escudo das Guianas feições de relevo em forma de mesa têm sido amplamente correlacionadas ao Supergrupo Roraima (Reis & Yánez, 2001), uma unidade sedimentar orosiriana representada por arenitos arcoseanos, quartzos arenitos, arenitos conglomeráticos, conglomerados, siltitos e argilitos, além de piroclásticas e vulcanoclásticas intercaladas na seção mediana do supergrupo. No domínio Imeri e Província Rio Negro, ocorre uma extensa mesa isolada com conformação NW-SE e representada pela serra Aracá (Figura 3.2.2.2a). A serra foi originalmente descrita

por Achão (1974) como um conjunto de metamorfitos representados por quartzitos e xistos, sendo mesmo assim correspondida por Montalvão *et al.* (1975), Borges (1987) e Giovannini & Larizzatti (1993) ao Roraima. Melo & Villas Boas (1993) consideram-na como remanescente de uma bacia sedimentar transtativa relacionada à instalação do Cinturão Guiana Central.

A serra Aracá possui escarpas abruptas em cuja base os depósitos coluvionares mascaram os contatos com as rochas basais. Na porção nordeste da serra ocorre o Granito Jauari (Brito, 2000b) admitido por Borges (1987) com nítido contato intrusivo e auréola de contato nas rochas sedimentares. Os granitos da suite Marauaiá ocorrem mais a leste e suas relações de contato permanecem desconhecidas. Regionalmente, a grande maioria das exposições sedimentares proterozóicas do Escudo das Guianas encontra-se desprovida de relação de intrusão por corpos granitóides de variados eventos de granitogênese, citando-se, por exemplo, as suítes Saracura, Aricamã e Surucucus, respectivamente no norte, noroeste e oeste de Roraima. Em contrapartida, a relação dessas coberturas

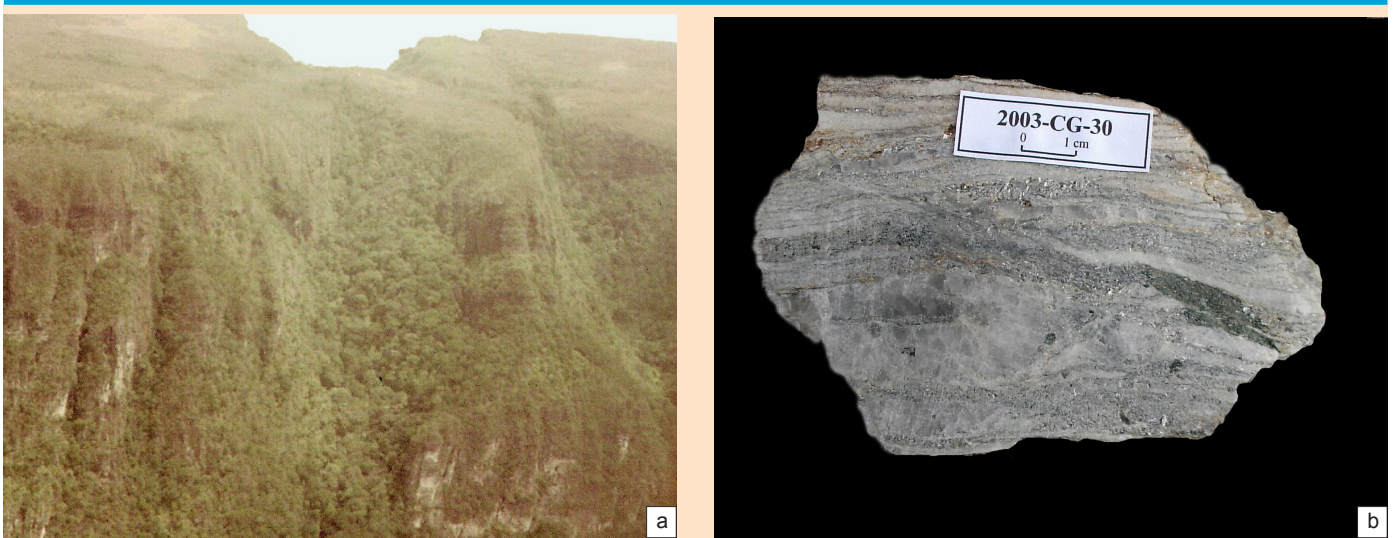


Figura 3.2.2.2 a) Vista parcial das escarpas da serra Aracá; b) Muscovita xisto da serra Aracá apresentando cor cinza-esverdeado, intenso brilho prateado e granulação média a grossa.

com intrusivas máficas proterozóicas ou mesmo de idades mais jovens e sob forma de soleiras e diques, é fato consumado e bastante divulgado na literatura.

Luzardo (2000) tem identificado petrograficamente

quartzitos, metaconglomerados, muscovita xistos (Figura 3.2.2.2b), granada-muscovita xistos e sillimanita-biotita xistos. As paragêneses são compatíveis com a atuação de metamorfismo regional progressivo do tipo “Barroviano” (média pressão) sobre rochas pelíticas. A paragênese

quartzo+muscovita+granada representa as porções de mais baixo grau metamórfico, fácies xisto verde, zona da granada. O limite superior de metamorfismo é indicado pela paragênese quartzo+biotita+sillimanita+ feldspato alcalino, diagnóstica de grau médio do metamorfismo regional, fácies anfíbolito, zona da sillimanita-feldspato alcalino. Porfiroblastos de muscovita sem orientação preferencial caracterizam uma fase pós-tectônica de crescimento mineral.

Giovannini & Larizzatti (1993, 1994) descrevem estruturas sedimentares bem preservadas como estratificação cruzada acanalada, laminação plano-paralela e marcas onduladas, tratando-se de uma sucessão granodrecrescente composta por ruditos, psamitos e psefitos bem selecionados, evidenciando alta maturidade textural e composicional e depositada em ambiente continental de alta energia (sistema fluvial entrelaçado).

Em função da correlação com o Supergrupo Roraima, Montalvão *et al.* (1975), Borges (1987), Santos *et al.* (1993) e Giovannini & Larizzatti (1993, 1994) admitiram uma idade paleoproterozóica para a Formação Aracá. Melo *et al.* (1993) descartaram essa possibilidade, admitindo idade arqueana superior a proterozóica inferior para a unidade. Santos *et al.* (2003, 2006b) forneceram valores U-Pb para zircões detríticos (Tabela 3.1.2.1) e idade máxima de 1879 Ma para a deposição da Formação Aracá. Uma idade de metamorfismo foi obtida em torno de 1.334 Ma (Ar-Ar *step-heating* em muscovita). (RL, NJR)

Formação Daraá (PP34da)

A Formação Daraá (Luzardo, 2000) foi originalmente proposta por Melo *et al.* (1993) para reunir, na categoria de grupo, uma seqüência piroclástica-sedimentar composta por tufo riolíticos, tufo cristalovitreos, quartzitos e mica-xistos aflorantes na serra homônima. A revisão petrográfica efetuada por Luzardo (2000) confirma apenas a ocorrência de rochas metassedimentares, embora não seja descartada a existência de metatufitos. Este fato (mesmos litótipos e mesmos protólitos), aliado à ausência de discordância entre esta unidade e as formações Serra do Aracá e Serra da Neblina obrigam, mesmo que provisoriamente, a esta equivalência de categoria litoestratigráfica.

A Formação Daraá é de ocorrência muito restrita, limitando-se a uma área de 400 km², situada na porção noroeste do estado do Amazonas, onde constitui cristas

orientadas segundo a direção NE-SW e circundadas por rochas do Complexo Cauaburi, cujas relações permanecem ainda desconhecidas. Mantém proximidade com os corpos Marauí e Reilau, e deste modo, desprovida de relação intrusiva.

Santos *et al.* (1993) descrevem metatufitos de composição riolítica formados por fenocristais de quartzo e feldspatos em meio à matriz criptocristalina à vítrea. Ocorrem parcialmente recristalizados e apresentam texturas miloníticas. Associada aos metatufitos ocorre a seqüência metassedimentar composta por mica-xistos e quartzitos micáceos que representam um protólito onde se alternavam camadas de pelitos e quartzo-arenitos. O metamorfismo é regional de baixo grau, fácies xistos verde, zona da clorita.

Santos *et al.* (1993) consideram o Grupo Daraá no intervalo Arqueano - Proterozóico Inferior. Para tanto, os autores basearam-se no fato de que suas rochas foram afetadas por um evento deformacional existente no Cinturão Guiana Central, cujas idades em torno de 1,80 Ga do Complexo Cauaburi, seriam conseqüência de rejuvenescimento isotópico, embora os dados U-Pb em zircão confirmem as idades de cristalização (Tabela 3.1.2.1), mostrando que o sistema isotópico permaneceu, em tese, fechado. (RL)

Suíte Intrusiva Marauí (PP4 γ ma)

Melo *et al.* (1993) propõem o termo Granito Marauí para os leucomonzogranitos a duas micas e monzogranitos (proto)miloníticos da Serra Marauí, situada nas cabeceiras dos rios Guariba, Preto e Daraá, incluindo também nesta unidade outros batólitos e *stocks* estratóides orientados segundo NE-SW e NW-SE. Brito *et al.* (2000a) elevaram esta unidade à suíte, retirando dela os tipos leucograníticos à duas micas, incorporados por Almeida *et al.* (2000b) à Suíte Intrusiva Igarapé Reilau, e adicionando vários *stocks* e batólitos elípticos e/ou subcirculares, orientados nas direções NE-SW e NW-SE, portadores de biotita e, ocasionalmente, anfibólio hastingsítico.

A Suíte Marauí forma serras e pequenos morrotes, e é constituída por anfibólio-biotita (leuco) monzogranitos e (leuco)sienogranitos (Figura 3.2.2.2.3) de cor rosa-esbranquiçada a creme-avermelhada, equigranulares grossos a médios variando a porfiríticos médios com fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio. Possuem minerais máficos em geral orientados, definindo localmente

uma foliação. Quartzo, plagioclásio e microclínio são os minerais essenciais.

Minerais opacos, zircão, allanita, epidoto, apatita e titanita são os minerais acessórios e muscovita, sericita, clorita, leucoxênio, fluorita, argilo-minerais e hidróxido/óxido de ferro são os minerais secundários mais importantes. Zonas de cisalhamento NE-SW e NW-SE geram também protomilonitos na fácies xisto-verde a epidoto anfibolito.

Quimicamente apresentam-se subalcalinos, metaluminosos-peraluminosos a peralcalinos (tipos com anfibólio hastingsítico), elevados teores de sílica e de álcalis, além de altas razões FeO_t/MgO . Os baixos teores de Al_2O_3 , CaO e MgO, associados aos padrões de ETR tipo “asa de gavota” e a marcante anomalia negativa de Eu sugerem afinidades com os granitóides tipo A relacionados a evento magmático pós-colisional e tardi a pós-tectônico.

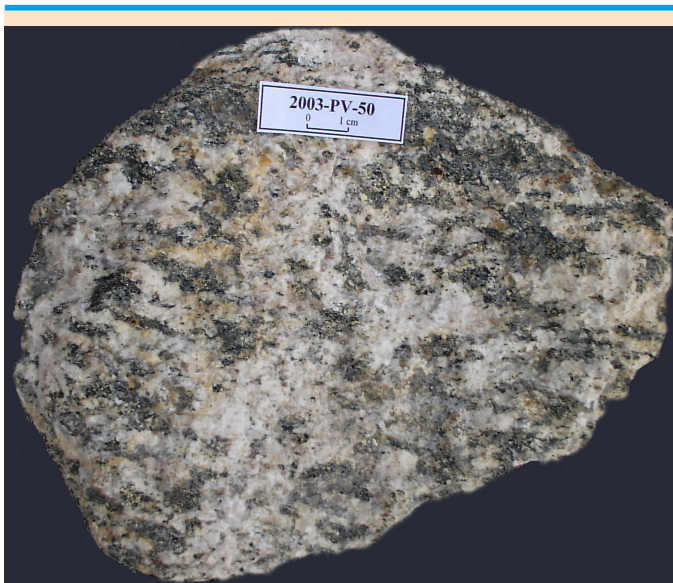


Figura 3.2.2.2.3 - Sienogranito eqüigranular médio, foliado, representante da Suíte Intrusiva Marauíá, região do alto curso do rio Preto.

A Suíte Marauíá correlaciona-se com os granitos da Suíte Tiquié (domínio Alto Rio Negro), apresentando idade de cristalização ao redor de 1,75 Ga e herança de 1,78 Ga, esta última associada ao embasamento representado pelo Complexo Cauaburi (Tabela 3.1.2.1). Dados de Sm-Nd (T_{DM} 2,01 Ga, $\epsilon_{Nd(t)}$ +0,95) se assemelham também aqueles obtidos para as rochas do embasamento (Tabela 3.1.2.2). (MFLB, MEA)

Suíte Intrusiva Marié-Mirim (PP4ymm)

Anteriormente agrupados na Suíte Intrusiva Tiquié (Lima & Pires, 1985; Santos *et al.*, 1993), os granitos da Suíte Intrusiva Marié-Mirim (Almeida, 1997) têm sua área-tipo localizada no setor sudoeste da serra homônima, estando incluídos aí os granitos peralcalinos e riebeckita-aegirina granitos de Pinheiro *et al.* (1976) e Dall’Agnol & Abreu (1976).

Dominam batólitos que sustentam serras de cotas elevadas, com cristas bem marcadas e drenagens com padrão subdendrítico. Têm formato elíptico a circular, orientação NE-SW a NW-SE e dimensões entre 45 a 225 km², constituindo-se em metalotectos importantes de Sn e Nb-Ta. São intrusivos nos litótipos do Complexo Cauaburi e recobertos por rochas sedimentares da Formação Serra da Neblina (Fraga, 2000).

Esta suíte é constituída de monzogranitos a ortoclásio granitos (Figura 3.2.2.2.4), com substancial domínio de sienogranitos, de cor rosa clara, grão médio a grosso, textura eqüigranular e índice de cor leucocrático a hololeucocrático. Variedades porfiríticas e rapakivíticas são raras. Deformação rúptil a rúptil-dúctil intensa e localizada originam texturas cataclásticas e miloníticas. É composto por microclínio e/ou ortoclásio micropertíticos (por vezes manteados ou com listras de albita), quartzo azulado, plagioclásio, biotita, além de allanita, minerais opacos, epidoto e raros riebeckita-arfvedsonita, zircão, fluorita, apatita e titanita.

Apresentam-se enriquecidos em SiO_2 e álcalis e empobrecidos em Al_2O_3 , CaO, MgO e TiO_2 se comparados aos granitóides Tiquié (Almeida, 1997). Sua natureza peralcalina é marcada pela presença de arfvedsonita-riebeckita modal e acmita normativa. Possui química similar a dos granitos anorogênicos (Batchelor & Bowden, 1985) gerados em ambiente de crosta continental atenuada (ex. Granitos Mull e Skaergard). Sua idade de cristalização ao redor de 1,76 Ga, além de heranças de 1,80 Ga (Complexo Cauaburi), associada à idade T_{DM} de 1,91 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo, sugerem ainda uma crosta continental depletada como principal fonte destes granitóides. De modo geral, a assinatura química do magmatismo Marié-Mirim aponta para uma evolução anidra (hypersolvus), sob altas temperaturas (atingindo níveis crustais rasos), praticamente livre de restitos.

As intrusões graníticas do tipo A, de natureza

alcalina, apresentam ampla distribuição espacial no Escudo das Guianas, tendo sido geradas em um intervalo de tempo de 1,54 a 1,62 Ga (U/Pb e Rb/Sr). Destacam-se os granitos Surucucus (Pinheiro *et al.*, 1981), Mucajá (Fraga & Reis, 1995) e El Parguaza (Mendoza, 1972), este último na Venezuela. No entanto, os dados de Pb-Pb evaporação em zircão no Granito Marié-Mirim apontam idades mais antigas, excluindo qualquer possibilidade de correlação com os granitóides mencionados. A idade mínima de cristalização obtida é de 1.756 ± 12 Ma (3 zircões), com forte herança de rochas do embasamento, cuja idade média é de 1.805 ± 8 Ma (5 zircões), muito similar as observadas no Complexo Cauaburi (Tabela 3.1.2.1). A idade T_{DM} deste granito é de 1,91 Ga, com valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ de +1,74 ($t=1,75$ Ga; Tabela 3.1.2.2). (MEA).

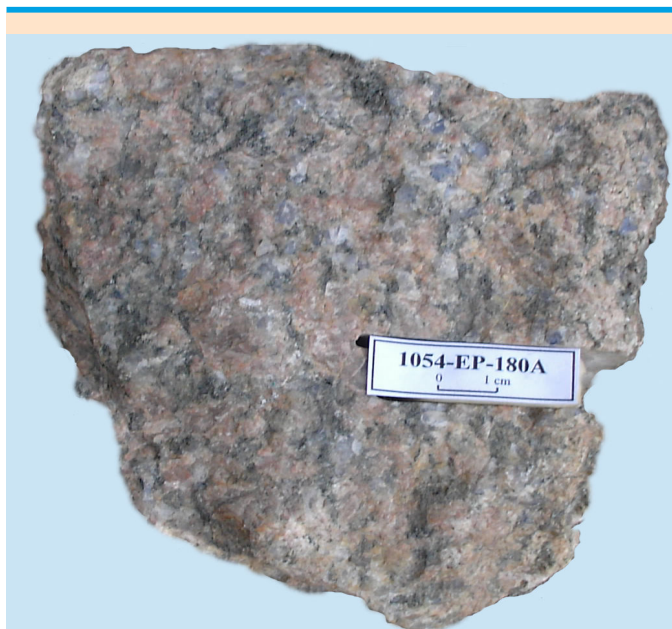


Figura 3.2.2.2.4 - Alaskito cataclástico da Suíte Marie-Mirim, onde os escassos minerais máficos ocorrem com fraca orientação preferencial (foliação paralela a base da fotografia). Presença de cristais desenvolvidos de quartzo azulado. Amostra proveniente da porção noroeste da serra Marié-Mirim.

Suíte Intrusiva Igarapé Reilau (MP12yir)

No Domínio Imeri os muscovita-biotita leucogranitos com granada foram inicialmente incluídos no Complexo Guianense por Montalvão *et al.* (1975), Complexo Cauaburi e Granito Maraujá por Santos *et al.* (1993). Atualmente estão

agrupados na Suíte Intrusiva Igarapé Reilau (Almeida *et al.*, 2000b), cuja localidade-tipo situa-se nas cabeceiras do igarapé homônimo, contrafortes da serra Curupira. Os corpos possuem de 60 a 560 km² e formam pequenas serras (*inselbergs e monadnocks*) destacadas do relevo circundante, mostrando padrão de drenagem retangular a dendrítico.

Esta suíte é composta por sienogranitos e monzogranitos, hololeucocráticos (Figura 3.2.2.2.5), com textura eqüigranular a ineqüigranular porfírica, fina a grossa, cor rosa claro a branco, isótipos a foliados (intensidades variáveis de deformação), por vezes contendo pegmatitos com afrisita e raros tipos subvulcânicos associados. A associação mineral é composta por microclínio, quartzo, plagioclásio, biotita (muscovitzada), muscovita, granada, minerais opacos, zircão, apatita, monazita e/ou xenotímio?, sericita, epidoto, titanita, leucoxênio, ilmênio-rutilo, clorita, hidróxido de ferro e argilo-minerais.

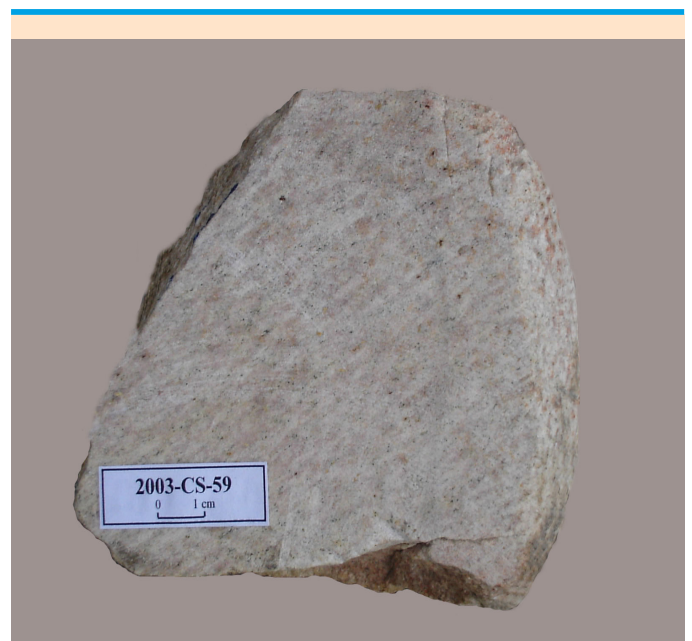


Figura 3.2.2.2.5 - Leucogranito eqüigranular, de grão médio, esbranquiçado, deformado, exibindo foliação dada pela orientação preferencial de escassa biotita, muscovita e agregados de quartzo (Suíte Intrusiva Igarapé Reilau, alto curso do rio Preto).

Este magmatismo é marcado por valores elevados de SiO₂ e K₂O, muito baixos de CaO, além de um caráter

peraluminoso, confirmado pela presença de coríndon normativo. Ocupam o campo dos granitos sincolisionais e localmente dos pós-colisionais (Batchelor & Bowden 1985, Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996) e nos diagramas de variação e de ETR identificam-se dois grupos afins com os granitos tipo S normais a fracionados. O primeiro grupo ocorre com baixos valores de Rb, Nb, Th e altos de Ba, Sr, Nd, P, Sm, Zr em relação ao segundo. Resultados preliminares de prospecção aluvionar apontam potencial para Sn, W, Nb, Be e ETR.

As feições petrográficas e químicas apresentadas mostram-se muito similares às observadas nos granitos tipo S (Chappell & White, 1992), como altas porcentagens de SiO₂, composição próxima do mínimo granítico e caráter peraluminoso. Sua gênese está relacionada a processos de espessamento crustal tardi a pós-colisionais, ligado talvez à evolução de um “orógeno controlado por colisão” (Sengör, 1990), onde são gerados a partir da fusão parcial de fonte metassedimentar ou crustal ígnea félsica. A idade T_{DM} de 1,89 Ga e o ε_{Nd(t)} negativo corroboram esta origem (Tabela 3.1.2.2).

As idades de 1,54 a 1,53 Ga obtidas nas primeiras etapas de evaporação no método Pb-Pb evaporação em zircão e de 1,52 Ga pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (Tabela 3.1.2.1), indicam que os magmatismos Igarapé Reilau (Domínio Serra Imeri) e Rio Içana (Domínio Alto Rio Negro) são contemporâneos. Ambos também demonstram similaridade nas idades das populações de zircões herdados (Tabela 3.1.2.1), as quais registram idades correspondentes ao embasamento (1,80-1,78 Ga e 1,70 Ga) e aos granitóides Marauíá (1,75 Ga). (MEA)

Formação Serra da Neblina (MP12sn)

A serra Neblina foi descoberta em 1953 por Bassett Maguire, que percorreu e estudou esta feição montanhosa na porção venezuelana. Desta equipe também fazia parte o geólogo Charles D. Reynolds (1955), que escreveu o relatório pioneiro sobre a geologia da região. Posteriormente, Giffoni & Abrahão (1969) realizaram reconhecimento geológico na porção brasileira da serra, correlacionando suas rochas ao Roraima e considerando sua estrutura com sendo do tipo *horst*, cujo rejeito vertical foi estimado em torno de 1.000 m.

As camadas de topo da sucessão mergulham 30° SW e o contato com o embasamento do Complexo Cauaburi é desconhecido. Melo & Villas Boas (1993) apontaram

ocorrências de quartzo arenitos e conglomerados miloníticos a cataclásticos, tendo considerado as exposições sedimentares como pertencente ao Supergrupo Roraima (Pinheiro *et al.*, 1990). Feições relacionadas à recristalização e neoformação de minerais como sericita/muscovita as incluem na categoria de rochas metassedimentares de baixo grau (zona da clorita), possível produto de metamorfismo regional progressivo, cujas estruturas primárias como estratificações cruzadas acanaladas e tabulares encontram-se preservadas.

Melo & Villas Boas (1993) reconheceram três fácies sedimentares: 1 - ocorre na porção sul da serra e é composta predominantemente por lentes de (meta)conglomerados que por sua vez gradam a quartzo arenitos. Sugerem depósitos de leques aluvionares distais; 2 - ocorre na serra Padre, sendo formada por quartzo arenitos médios com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, contendo seixos com granodescrescência ascendente e interpretada como proveniente de ambiente fluvial entrelaçado; 3 - encontra registro na serra Padre, sendo composta por quartzo arenitos com estratificações cruzadas tabulares de grande porte, resultado de deposição em ambiente de dunas eólicas.

A Formação Serra da Neblina foi proposta por Fraga (2000) para representar as exposições sedimentares proterozóicas ocorrentes na serra homônima e serra Padre, porção noroeste do estado do Amazonas, não mantendo correlação às rochas Roraima, proposição esta acompanhada por Santos *et al.* (2003).

A formação é considerada representar rochas metassedimentares de baixo grau como quartzitos e metaconglomerados, produtos de metamorfismo regional progressivo e a sua estruturação na forma de cordilheira é resultado da atuação de regime tectônico convergente, possivelmente associado ao Evento Orogênico Sunsás de 1.33 Ga (Santos *et al.*, 2003). (RL)

Suíte Intrusiva Serra Curicuriari (MP1yisc)

Estes granitóides foram reunidos por Lima & Pires (1985) na Suíte Intrusiva Serra Curicuriari, entretanto, grande parte da unidade proposta inicialmente por esses autores envolve extensa área, englobando unidades graníticas pertencentes a outras unidades (como por exemplo, da Suíte Uaupés, do Granito Inhamoin e da Suíte Tiquié). Portanto, sugere-se restringir o uso desta suíte, limitando-a a agrupar

granitóides com características de campo e petrográficas similares aos da serra Curicuriari (área-tipo).

A serra Curicuriari (“Bela Adormecida”) apresenta dois importantes corpos graníticos circulares a elípticos, com 90 e 130 km² aproximadamente cada, e corpos menores ao redor, com cerca de 2 a 7 km², cuja colocação está condicionada estruturalmente por lineamentos de direção NE-SW. Embora não-cartografáveis na escala adotada, granitóides similares ao da serra Curicuriari foram também constatados nas serras Capuari e Uaupés, região do médio rio Capuari (Reis & Monteiro, 1995).

Os granitóides tipo Curicuriari possuem composição sienogranítica a monzogranítica, localmente com termos álcali-feldspato granitos e alaskitos. Apresentam-se isótopos, com coloração rosada, grão grosso a médio, textura equigranular a ligeiramente porfírica e têm a biotita como único mineral varietal. Também possuem baixo a moderado conteúdo de minerais máficos em geral (7-10%) e associação mineral formada por álcali-feldspato rosado a avermelhado, plagioclásio esbranquiçado, quartzo, biotita, além de minerais acessórios como allanita, titanita, magnetita, e raros sulfetos (ex. pirita).

De acordo com Reis & Monteiro (1995), ocorre ainda uma fácies localmente com textura inequigranular porfírica, por vezes rapakivi, tanto com matriz grossa envolvendo abundantes megacristais de álcalifeldspato, quanto com matriz fina e megacristais de álcalifeldspato e quartzo, observando-se neste caso um índice de cor ainda mais baixo (cerca de 3 % de minerais máficos). Embora de caráter subordinado, tipos subvulcânicos também puderam ser observados no presente trabalho, em igarapé da margem direita próximo da foz com o rio Curicuriari (médio-baixo curso).

Segundo Reis & Monteiro (1995) esses granitóides possuem ainda indícios de mineralização, tendo os autores descrito pequena lavra garimpeira (na época em fase de desativação) na porção norte da serra Curicuriari, mais precisamente nas cabeceiras do igarapé Arabo. Foi detectada lavra direta sobre rocha fortemente intemperizada (saprólito), onde os conspícuos fragmentos de quartzo leitoso, além de berilo e columbita-tantalita, encontrados, sugerem presença de corpo pegmatítico mineralizado.

Dados geoquímicos e geocronológicos absolutos dos granitóides Curicuriari não são disponíveis, mas seu caráter intrusivo (Almeida, 2005; Reis & Monteiro, 1995) no

Complexo Cauaburi (1,81-1,79 Ga) e também nos granitóides da Suíte Rio Uaupés (1,52 Ga), sugere idades pós-1.52 Ga para o magmatismo Curicuriari, compatíveis àquelas apresentadas pelo Granito Jauari (Tabela 3.1.2.1). (MEA)

Suíte Intrusiva Tapuruquara (MP3µta)

Dezenas de corpos máficos intrusivos circulares foram descritos por Montalvão *et al.* (1975) nas folhas NA.20 e NB.20, sem estabelecer, entretanto, um posicionamento estratigráfico definido. Esse conjunto de corpos recebeu várias denominações: Estrutura Circular de Tapuruquara (Issler, 1976), Gabro do Inambu (Lourenço *et al.*, 1978), Suíte Ígnea Tapuruquara (Araújo Neto *et al.*, 1977; Araújo Neto & Costi, 1979), Complexo Metamórfico Tapuruquara (Costi, 1985) e Suíte Intrusiva Tapuruquara (Melo *et al.*, 1993). Foi adotada a designação de Melo *et al.* (1993) para as rochas máfico-ultramáficas da serra Tapuruquara (localidade-tipo), região do rio Inambu, além dos corpos do igarapé Bararé, rio Negro e região das serras Aracá e Daraá. Outras ocorrências são dadas por anomalias magnéticas ao norte da serra Curupira, localizadas no alto curso do rio Deminzinho e no interflúvio dos rios Demini e Mapulaú. As rochas desta suíte Intrudem o Complexo Cauaburi e são compostas de olivina gabros, hornblenda gabros, ultramáficas (olivina websterito e lherzolito) e gabro noritos. Araújo Neto & Costi (1979) e Costi (1985) referem-se ainda a metagabros, anfíbolitos e metaltramáficas de ocorrência restrita.

Os tipos gabróicos são melanocráticos, faneríticos, equigranulares, de grão fino a médio, com textura cumulática, tendo plagioclásio, augita, hiperstênio, olivina e hornblenda como fases primárias, além de biotita e opacos como acessórios. Fases secundárias são actinolita, clorita, epidoto, biotita, mica branca, serpentina, carbonato e minerais opacos. As rochas ultramáficas são representadas por olivina websterito, as quais são compostas de augita (dominante) e olivina (subordinada), sendo o plagioclásio um constituinte acessório.

Nas intrusões de Tapuruquara, as diversas isócronas Rb-Sr (rocha total e mineral) e Sm-Nd (rocha total) mostraram resultados inconclusivos a respeito a idade de cristalização (Tabela 3.1.2.1, Santos *et al.*, 2000a), abrindo espaço para a especulação no seu posicionamento estatigráfico, embora suas razões iniciais apontem para uma gênese baseada numa derivação de fontes mantélicas

contaminadas por material crustal. Essa incerteza no posicionamento estratigráfico, por exemplo, levou Santos *et al.* (1981) a correlacionar o magmatismo Tapuruquara com diversos corpos máficos e ultramáficos mesoproterozóicos expostos no Suriname (De Goeje), em Roraima (atuais Suítes Uraricaá e Serra da Estrutura) e em Rondônia (Cacoal). Entretanto, idade obtida em zircão de 1,17 Ga (Tabela 3.1.2.1), sugere que este magmatismo é muito mais jovem, estando provavelmente correlacionado a orogênese Nova Brasilândia em Rondônia, Mato Grosso e Bolívia (Santos *et al.*, 2006b). (MAS, MEA).

Granito Jauari (MP1;ja)

O Granito Jauari aflora a nordeste da serra Aracá, como um *stock* circular intrusivo na base da Formação Aracá, produzindo, nesta última, transformações mineralógicas e texturais devidas ao efeito termal. O termo Granito Jauari proposto por Brito (2000b) substituiu a denominação Granodiorito Jauari (Borges, 1987).

Inclui sienogranitos (Figura 3.2.2.2.6) monzogranitos e raro microclínio granito, leucocráticos, de coloração rosa acinzentada a cinza esbranquiçada. Predominam termos isótopos, inequigranulares de grão médio a fino, com fenocristais de plagioclásio e/ou de microclínio. Mostram, por vezes, feições de deformação rúptil, como fraturas intracristalinas e/ou extinção ondulatória (quartzo), ou ainda subgranulação. Os minerais essenciais são quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita. Os minerais acessórios correspondem a titanita, minerais opacos, zircão, apatita, allanita e epidoto. Clorita, muscovita, prehnita, argilo minerais, sericita, saussurita e hidróxido/óxido de ferro ocorrem como fases secundárias.

O Granito Jauari é subalcalino de alto potássio, variando de metaluminoso a peraluminoso e contém coríndon e diopsídio normativos. Apresenta teores variáveis de SiO₂; normais de Al₂O₃ e CaO, alto somatório de álcalis (em média 8,50%) e elevada razão FeO_t/FeO+MgO. Mostram altos teores de Sr e Rb e moderados a altos teores de HFSE (Nb, Zr e Y) e LILEs (Rb, K, Ba e ETRL), comparáveis aos teores encontrados em granitóides cálcio-alcalinos de alto K e do tipo A. Os ETR (normalizados ao condrito) mostram razões (Ce/Yb)_n entre 10,35 a 16,68 e fracas a moderadas anomalias negativas de Eu. O Granito Jauari possui idade

U-Pb em zircão (SHRIMP) de 1.479 Ma (Tabela 3.1.2.1, CPRM, 2003) e semelhanças com alguns *stocks* e diques de leucogranitos finos, incluídos no Complexo Cauaburi. (MFLB, MEA)

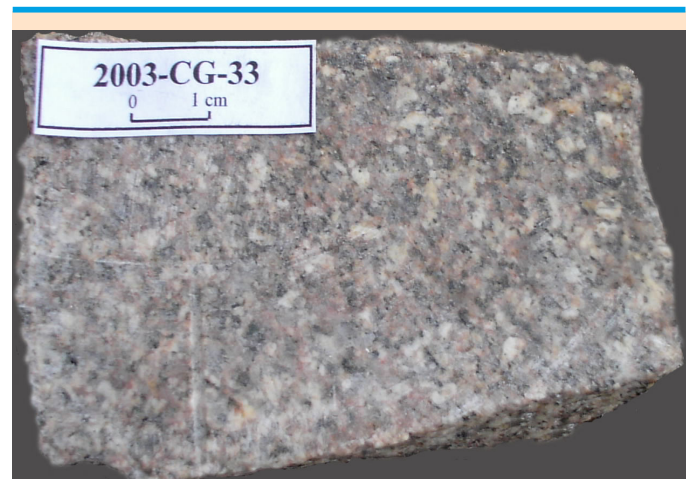


Figura 3.2.2.2.6 - Sienogranito fino com fenocristais de álcali-feldspato alcalino (~1cm) situado nas porções centrais do corpo do Granito Jauari. Afloramento localizado à nordeste da serra Aracá.

Alcalinas Seis Lagos (JKλsl)

Pinheiro *et al.* (1976) registram as ocorrências de três estruturas circulares capeadas por canga laterítica ferruginosa, as quais apresentam anomalias radioativas de forte intensidade, chegando a atingir 15.000 cps. Viégas Filho & Bonow (1976) utilizaram a denominação “Alcalinas Seis Lagos”, tendo sido adotada por Melo & Villas Boas (1993).

Estão representadas na forma de três estruturas aproximadamente circulares, localizadas na parte centro sul da folha NA.19-Pico da Neblina. O corpo maior denominado “Seis Lagos” possui 5,50 km de comprimento por 4,50 km de largura, enquanto as outras menores apresentam diâmetro de 0,75 e 0,50 km. Morfologicamente é um relevo pseudo-cárstico, cuja estrutura maior revela diversas depressões por colapso, seis das quais, apresentando lagos que conduziram à denominação “Morro dos Seis Lagos”. Intenso processo de intemperismo efetivou

a formação de espessa cobertura laterítica ferruginosa sobre rochas alcalinas, tendo destaque os elevados teores de terras raras, nióbio, zircônio, vanádio e berílio.

A idade admitida para os corpos é mesozóica, mantendo forte associação temporal com demais corpos alcalinos à leste dessa região, tais como as estruturas “Catrimâni”, “Apiáú” e diques de diabásio, muitos dos quais indiferenciados. (SSP)

Depósitos arenosos de campos de dunas (N4d)

As drásticas mudanças climáticas durante o Cenozóico afetaram a porção meridional da Cordilheira Andina (Nilsson, 1983) e as regiões mais baixas e planas da porção brasileira (*Apud* Suguio, 1999), provocando modificações nos níveis dos lagos e nas composições e distribuições da fauna e flora. Em função dessas flutuações climáticas, uma sedimentação eólica instalou-se nas extensas planícies da América do Sul, durante os períodos Pleistoceno Superior e Holoceno Inferior (Latrubesse & Ramonell, 1994), cujos depósitos eólicos estabilizados (em diferentes níveis de preservação) são descritos nas bacias dos rios Negro e Branco (Braun, 1973; Carneiro Filho, 1993; Santos *et al.*, 1993; Santos, 1993; Santos & Nelson, 1995).

Santos *et al.* (1993) mencionam na região do rio Negro a existência de extensa planície sedimentar ativa e distinta das áreas circunvizinhas, dominada por vegetação não-florestada e areais. É designada de “Pantanal Setentrional” (Santos, 1993) e contém três principais campos de dunas eólicas: rio Aracá (rio Negro), Catrimâni e Anauá (rio Branco). Santos & Nelson (1995) ressaltam também a formação de distintas bacias sedimentares quaternárias, mais antigas que as faixas aluviais modernas, seccionadas por depósitos fluviais recentes, individualizando três principais bacias: Aiari (entre os rios Içana e Marié), Tacutu II (noroeste da serra Tucano, Graben Tacutu) e Pantanal Setentrional (entre os rios Branco e Negro).

Os corpos de dunas eólicas da região do médio rio Negro possuem direção preferencial NE-SW (similar àquela dos ventos atuais) e altitude relativa de 25-30 m, recobertas ou não por vegetação de campina (Carneiro Filho, 1993). As dunas são formadas por areia fina, friável e quartzosa, sem contribuição de material orgânico, assentando-se sobre

terraços com altitude média de 80-85 m. São predominantemente parabólicas, cujas areias foram retrabalhadas pela intensa migração fluvial (Santos & Nelson, 1995), cuja rede de drenagem é bastante jovem, com padrões indefinidos, onde os canais interligam-se na estação chuvosa, formando lagos. No Amazonas, o Pantanal Setentrional está representado pelo campo de dunas situado a sul da serra Araçá. Mantém proximidade com demais áreas sedimentares descritas como pertencentes à Formação Içá e depósitos de areias residuais, estas, desprovidas de retrabalhamento eólico. (NJR, MEA)

Depósitos arenosos em áreas de embasamento (N4a1)

Depósitos ou campos de areia residual são bastante característicos ao longo de ampla faixa que interliga as bacias dos rios Branco (baixo e médio cursos) e Negro (médio curso), com destaque no Amazonas para sua porção norte junto ao limite com o estado de Roraima. As principais áreas de exposição encontram-se no interflúvio das bacias dos rios Demini, Araçá, Curuduri e Paduari, onde mantêm relação proximal com sedimentos da Formação Içá. Outros subordinados depósitos de areia recobrem diretamente o embasamento a exemplo de áreas à noroeste e sudeste da serra Padre e na região da “Cabeça do Cachorro”, uma extensa área sedimentar com aproximadamente 20.800 km² que inclui parte das bacias dos rios Cubatê, Içana e Iauari. Estes depósitos revelam característica sedimentação arenosa e com espessuras não muito profundas, dada a proximidade com lajeiros do variado embasamento. (NJR)

3.2.3 - PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA

3.2.3.1 - DOMÍNIO ROOSEVELT - JURUENA

Suíte Intrusiva São Romão (PP4:ysr)

Frasca & Borges (2005), Ribeiro & Villas Boas (2005) e Ribeiro *et al.* (2005), utilizaram a denominação “Granito São Romão” para representar um conjunto de granitóides cálcio-alcalinos de alto potássio ocorrente no igarapé homônimo, a noroeste da localidade de Nova Monte Verde, no Mato Grosso. Sua elevação à categoria de “suíte intrusiva”

coube a Rizzoto *et al.* (2005), reunindo um conjunto de estoques e batólitos constituídos predominantemente por monzogranitos finos, microgranitos à magnetita e subordinados granodioritos. Engloba ainda os granitos do tipo “Jurueña” definidos por Silva *et al.* (1974). No Amazonas, a suíte encontra-se distribuída no interflúvio Aripuanã – Guariba - Roosevelt e cabeceiras do rio Marmelos (Bahia & Oliveira, 2005). A suíte revela diferentes estilos deformacionais e grau de metamorfismo da fácies xisto verde a anfíbolito. Estruturas protomiloníticas, miloníticas e gnáissicas predominam, orientando-se segundo o principal *trend* regional NW-SE.

Os micromonzogranitos constituem os tipos mais representativos. São rochas leuco a mesocráticas, de cor cinza com pontuações verdes a pretas, inequigranulares de granulação fina. Eventualmente, sua matriz é constituída por mosaicos de cristais poligonizados de quartzo e feldspato. Os tipos litológicos estão representados por biotita metamicrogranito porfirítico, granada-biotita metamicrogranito e metamicrogranito porfirítico com magnetita. Os contatos são geralmente tectônicos com os demais litotipos adjacentes.

A análise microscópica permitiu caracterizá-las como rochas quartzo-feldspáticas, de textura porfiroclástica, com matriz granoblástica fina a média e estrutura foliada. Porfiroclastos de feldspato alcalino perfitico, plagioclásio e eventualmente hornblenda, ocorrem na forma lenticularizada a sigmoidal. Na matriz, além de fragmentos de feldspato, ocorre quartzo em agregados estirados (*ribbons*) envolvendo os porfiroclastos feldspáticos, com imbricamento entre os subgrãos e intensa extinção ondulante. Agregados lamelares (*clots*) de biotita marrom avermelhada a verde, em parte cloritizada, associam-se a cristais menores de hornblenda, quando esta fase está presente. Titanita, opacos e epidoto, ocorrem em aglomerados máficos lenticularizados e estirados. Clorita, sericita, epidoto, carbonato e argilo-minerais são produtos de alteração hidrotermal, enquanto que os opacos, titanita, zircão e allanita são os minerais acessórios.

A análise geoquímica da suíte mostra teores de SiO₂ na faixa de 66% a 73%, álcalis > 7%, Na₂O/K₂O < 1; MgO/FeO* > 0,2, enriquecimento em K, Rb, Sr, Ba, Th e Ta e ETRL, com discreta anomalia negativa de európio. Esses dados sugerem magmas com características metaluminosos a peraluminosos, calcialcalinos de alto potássio, sendo

classificados como granitos pós-colisionais associados a ambiente de arco continental (Souza *et al.*, 2004).

Uma idade U-Pb (SHRIMP) obtida em zircões de um biotita metagranito protomilonítico forneceu valor de 1.770 ± 9 Ma, sendo interpretada como a idade de cristalização. Idades modelo T_{DM} em biotita-granada granito-gnaiss, apresentaram valores de 2.098 Ma e 2.172 Ma., com valores de ε_{Nd(t)} de +0,14 e -1,43, indicativos de uma derivação crustal ou hibridização para sua fonte (Souza *et al.*, 2004). (AF,NJR)

Grupo Colíder (PP4ac)

Na porção sudeste do estado do Amazonas, as rochas vulcânicas foram por décadas reunidas sob a denominação “Iriri” (Forman *et al.*, 1972), por sua vez, constituindo o embasamento para várias formações sedimentares, a exemplo do Grupo Beneficente (Bizinella *et al.*, 1980). Para leste, na região do rio Tapajós, Andrade *et al.* (1978) atribuíram para o então denominado Grupo Iriri, duas formações: Aruri, constituída por rochas piroclásticas e, Salustiano representada por rochas vulcânicas ácidas (Pessoa *et al.*, 1977). No interior do grupo, ocorrem ainda rochas vulcânicas intermediárias da Formação Bom Jardim (Almeida *et al.*, 2000a). O Grupo Iriri tem ampla faixa de distribuição entre os rios Amana e Parauari, no Amazonas, cabendo maior amplitude de distribuição para a unidade Salustiano (Almeida *et al.*, 2000a). No norte de Mato Grosso, Silva *et al.* (1980) mantiveram o termo “Iriri” para a região limítrofe com o Amazonas, reunindo ainda o Granito Teles Pires ao conjunto plutono-vulcânico do Grupo Uatumã. Coube a Lacerda Filho *et al.* (2001) a reunião de vulcânicas expostas a sul da serra Cachimbo e norte da serra Apiacás na Suíte Vulcânica Colíder, tendo como principal proposição o estabelecimento de um vulcanismo mais jovem do que aquele relacionado ao Grupo Iriri. Pinho (2002) propôs a terminologia Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires para reunir rochas plutônicas e vulcânicas. Frasca & Borges (2004) empregaram a denominação “Grupo Colíder” para reunir vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas que afloram nas cercanias da cidade de Colíder, proximidade da borda sul da serra Cachimbo. O Grupo Colíder mantém comportamento geoquímico análogo àquele dos granitos orogênicos da suíte Paranaíta e Granito Nhandu (Souza *et al.*, 2004). A extensão do Grupo Colíder para a porção sudeste do Amazonas deve-se a Ferreira *et al.* (2005) e Bahia & Oliveira (2005), cabendo aos vulcanitos constituir o

substrato do flanco oeste da bacia paleozóica Alto Tapajós (Reis, 2006).

Na sua principal área de ocorrência, o Grupo Colíder registra grande diversidade de rochas, com predominância dos termos vulcânicos sobre aqueles piroclásticos (Figura 3.2.3.1.1) e epiclásticos. Os termos vulcânicos andesíticos são subordinados. Depósitos sedimentares vulcanogênicos têm sido descritos em intercalação com aqueles piroclásticos e são representados por conglomerados vulcânicos e arenitos tufáceos. As lavas félsicas estão representadas por riolitos os quais possuem espessuras variáveis desde 20 até 150 m.



Figura 3.2.3.1.1 – Tufo lópilli do Grupo Colíder, região de Apuí, vicinal Gaúcha, Estado do Amazonas

Souza *et al.* (2004) revelaram para o grupo uma afinidade calcialcalino de alto potássio, metaluminosa a peraluminosa, compatível com rochas de ambiente orogênico.

Lacerda Filho *et al.* (2001) obtiveram para o Grupo Colíder uma idade U-Pb (SHRIMP) em 1.786 ± 17 Ma. Pinho *et al.* (2001) estabeleceram uma idade U-Pb para vulcanitos

em 1.801 ± 11 Ma. Pinho (2002) veio estabelecer para rochas plutônicas e vulcânicas Teles Pires idades U-Pb em zircão no intervalo 1,76 – 1,80 Ga. O valor em 1,66 Ga foi considerado como representativo da idade de metamorfismo e deformação superimpostos àquelas rochas. Pimentel (2001) obteve idades pelo método U/Pb de 1.781 ± 8 Ma, 1.786 ± 17 Ma e 1.801 ± 11 Ma, encontrando valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ que variam de -1,37 a +0,55 e idades-modelo T_{DM} de 1,94 a 2,28 Ga. Uma idade-modelo de 2.344 Ma com $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,75 para um riolito indica uma fonte geradora híbrida, mantélica e com contaminação crustal. (NJR)

Suíte Intrusiva Serra da Providência (MP1γp)

A formalização da unidade “Granito Serra da Providência” coube a Leal *et al.* (1976) para representar intrusões graníticas com textura *rapakivi* que afloram na serra homônima. Tassinari *et al.* (1984) passaram-na a referir como Suíte Intrusiva Serra da Providência. Gabros, charnockitos e mangeritos foram incluídos na suíte por Rizzotto *et al.* (1995), bem como o mangerito do Maciço União, charnockito de Ouro Preto (Bettencourt *et al.*, 1995) e vários estoques deformados e intrusivos no Complexo Jamari (Scandolara *et al.*, 1999). As rochas da suíte têm principal distribuição no interflúvio entre o médio curso do rio Machado e o alto curso do rio Branco. Demais corpos isolados ocorrem como estoques tanto a leste como a oeste da serra Providência. No Amazonas, têm sido cartografados alguns corpos no médio curso do rio Marmelos (Bahia & Oliveira, 2005).

O batólito da serra Providência apresenta forma ovalada com 140 km de extensão por 40 km de largura, sendo constituído pela associação gabro-charnockito-mangerito-granito. Quatro fácies graníticas foram reconhecidas por Rizzotto *et al.* (1995) sendo assim constituídas: monzogranitos porfiríticos (piterlitos) com viborgitos subordinados, monzogranitos porfiríticos, monzogranitos pórfiros e sienogranitos granofíricos. Os granitos e rochas associadas são intrusivos no Complexo Jamari embora sejam raras as evidências diretas de relações de contato.

Os piterlitos são classificados petrograficamente como hornblenda-biotita monzogranitos contendo fenocristais euédricos a ovalados de microclínio de até 5,0 cm de diâmetro e freqüentemente encontram-se manteados

por uma fina auréola cinza-esbranquiçada de plagioclásio (Figuras 3.2.3.1.2a e 3.2.3.1.2b). A presença de enclaves máficos quartzo-dioríticos é bastante freqüente nesta fácies

e feições de mistura mecânica de magmas (*mingling*) também são comuns. Os sienogranitos mostram textura granofírica, com cavidades mirolíticas preenchidas por quartzo e fluorita.

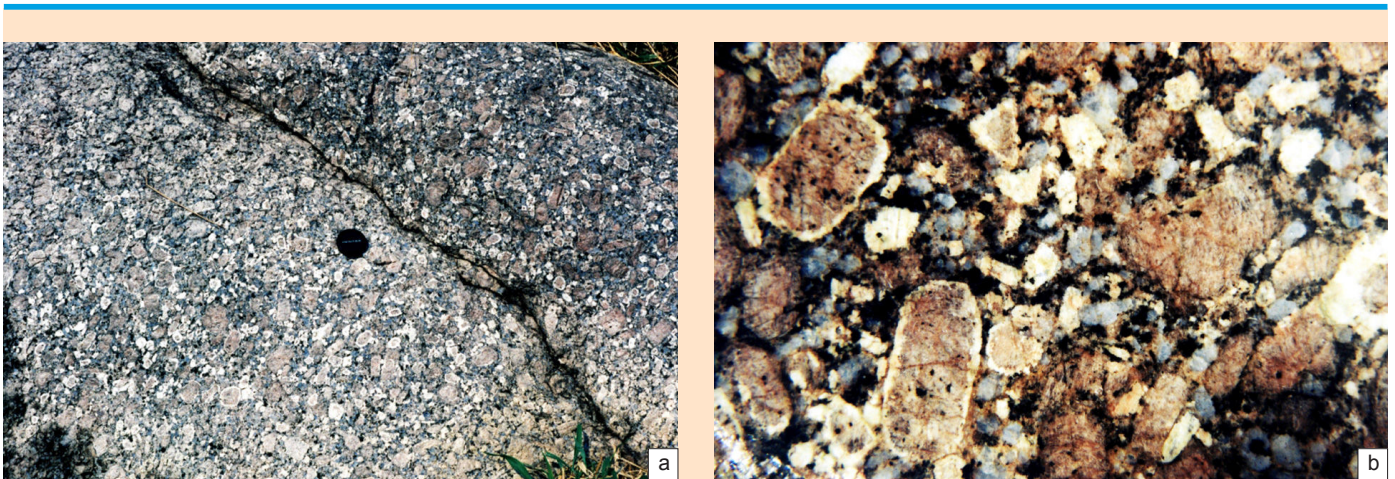


Figura 3.2.3.1.2 **a**) - Piterlitos (hornblenda-biotita monzogranitos) apresentando fenocristais euédricos a ovalados de microclínio freqüentemente manteados por uma fina auréola cinza-esbranquiçada de plagioclásio (Suíte Serra da Providência); **b**) - Detalhe da textura rapakivi de granitóide da Suíte Serra da Providência.

Os dados geoquímicos revelam para a suíte um comportamento subalcalino, metaluminoso a fracamente peraluminoso e cuja assinatura é compatível àquela dos granitos tipo A.

No contexto dos granitos deformados, ocorre uma ampla variação nas características estruturais/texturais das rochas, desde tipos fracamente foliados até protomilonitos e milonitos bandados. Os protomilonitos são mais freqüentes na borda oeste do batólito e em largas zonas da associação charnockito-granito (entre Ouro Preto d'Oeste e Ji-Paraná). As rochas protomiloníticas foram originadas por um sistema transpressivo de direção nor-noroeste e cinemática sinistral (Scandolaro *et al.*, 1998). A foliação sigmoidal é observada tanto em macroescala (núcleos graníticos envoltos por faixas de protomilonitos) como em microescala através de porfiroclastos de feldspato alcalino bordejados por palhetas

de biotita. As condições da temperatura de metamorfismo nestas zonas são compatíveis com a fácies xisto verde superior a anfibolito.

O magmatismo Serra da Providência foi episódico e manifestou-se, possivelmente, por um período superior a 50 Ma onde a fase intrusiva mais antiga, representada por biotita sienogranito porfirítico, tem idade U-Pb de 1.606 ± 24 Ma, seguido por um hornblenda-biotita monzogranito de idade U-Pb de 1.573 ± 15 Ma (Bettencourt *et al.*, 1999). Uma amostra de piterlito e outra de viborgito forneceram idades idênticas de 1.566 ± 5 Ma e 1.566 ± 3 Ma, respectivamente. Outra fase magmática posterior representada por biotita sienogranito pórfiro tem idade de 1.554 ± 47 Ma, enquanto que as fases finais do magmatismo, representadas por quartzo-sienito do maciço União, forneceram idade de 1.532 ± 5 Ma (Bettencourt *et al.*, 1999).

As idades modelo T_{DM} variam de 1,76 a 1,89 Ga. (GJR).

Alcalinas Guariba (MP2 γ)

O conjunto de serras situadas na região limítrofe entre os estados do Amazonas e Mato Grosso, no interflúvio dos rios Guariba e Aripuanã, é formado predominantemente por sienitos, quartzo-sienitos e granitos. Leal *et al.* (1978) acrescentaram traquitos ocorrentes na margem esquerda do rio Madeira, tendo denominado para todo o conjunto o termo "Alcalinas Guariba".

Os sienitos são intrusivos nos metagranitos da suíte São Romão, possuem granulação grossa e são estruturalmente isótopos. Os minerais essenciais estão representados predominantemente por ortoclásio fortemente perítico e raros cristais de oligoclásio. O quartzo é intersticial. A hastingsita é o mineral máfico dominante, geralmente associada a biotita. Os granitos estão relacionados espacialmente com os sienitos, contudo as relações de contato entre ambos não são claras. Possuem granulação grossa, estrutura isótropa e apresentam mineralogia bastante similar à dos sienitos.

Os dados isotópicos Rb-Sr em rocha total resultaram em uma idade isocrônica de 1.260 ± 56 Ma, com razão isotópica inicial de 0,708. (GJR)

Alcalinas Canamã (MP2 λ c)

A denominação "Sienito Canamã" (Silva & Issler, 1974) foi empregada para um álcali-sienito intrusivo em rochas do Complexo Xingu. Silva *et al.* (1980) incluíram outros corpos com características geológicas semelhantes tendo-os reunido na unidade "Alcalinas Canamã", cujo estabelecimento foi considerado ser mais jovem do que o Grupo Caiabis. As alcalinas são predominantemente leucocráticas, de granulação média a grossa, com variedades microgranulares e pegmatíticas associadas. Mostram textura porfiróide, raramente porfiríticas, com textura de fluxo magmático. A principal área de ocorrência está indicada por duas estruturas circulares diametralmente opostas no alto curso do rio Canamã. No Amazonas, no domínio do domo Sucunduri, aparecem como pequenos corpos intrusivos nas rochas vulcânicas Colíder.

A unidade é constituída por sienitos, microssienitos, quartzo sienitos albitizados e aegirina-arfvedsonita granitos. Possuem características *hypersolvus* e caráter alcalino definido pela presença de aegirina, aegirina-augita, arfvedsonita e aenigmatita. Nos sienitos predomina o feldspato alcalino mesoperítico, além de albita cristalizada tardiamente. O anfibólio é o máfico mais abundante, seguido por piroxênio e biotita. Como acessórios ocorrem titanita, rutilo, zircão, opacos, allanita e apatita.

Dados de química mineral do maciço Canamã indicaram condições de cristalização em pressões de 1 a 3 Kb e temperatura variando entre 1000 a 700°C e afinidade com rochas da série alcalina-sódica (Dall'Agnol & Santos, 1996).

Os efeitos metamórficos-deformacionais estão restritos a porção setentrional do maciço Canamã onde este se mostra afetado por falha, resultando em litotipos foliados e de incipiente bandamento metamórfico.

A idade obtida pelo método Rb/Sr em rocha total para o maciço Canamã é de 1.216 ± 30 Ma, com razão isotópica inicial de $0,704 \pm 0,001$. (GJR)

Suíte Intrusiva Rondônia (NP1 γ ro)

A unidade foi originalmente descrita por Kloosterman (1968) como *Younger Granites of Rondônia*, tendo como localidade-tipo as cabeceiras do rio Candeias. Bettencourt *et al.* (1997), mantiveram a definição de Kloosterman, mas englobaram nos *Younger Granites* apenas os granitos com idades no intervalo 998 a 991 Ma, representados pelos maciços Ariquemes, Massangana, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá. A Suíte Intrusiva Rondônia (Rizzotto & Quadros, 2006) têm ampla distribuição na porção centro-norte de Rondônia. No Amazonas, têm sido cartografados alguns corpos a oeste do rio Roosevelt, seccionando rochas vulcânicas Colíder (Bahia & Oliveira, 2005).

Os maciços graníticos ocorrem como batólitos e estoques multifásicos epizonais, de forma sub-circular, variando de 2 a 25 km de diâmetro, alojados segundo estruturas N-S e NE-SW, principalmente. Apresentam características subvulcânicas e são intrusivos nas rochas do Complexo Jamari. Os contatos são irregulares, abruptos,

com presença esporádica de enclaves das encaixantes. Estruturas vulcânicas e subvulcânicas, tipo diques anelares e subsidência de caldeira, ocorrem em alguns maciços.

As rochas da suíte são separadas em dois tipos principais conforme as características petrográficas e químicas: *subsolvus* subalcalinas e *hypersolvus* alcalinas. As relações de campo sugerem que as rochas alcalinas são mais jovens que as subalcalinas adjacentes.

As rochas *subsolvus* subalcalinas são representadas por sienogranitos equigranulares, monzogranitos porfiríticos e ortoclásio granitos dominantes, além de topazio-albita granitos e topazio-quartzo-feldspato pórfiros subordinados. Ortoclásio sienitos, microssienitos, ortoclásio microgranitos e feldspato-quartzo pórfiros caracterizam as rochas *hypersolvus* alcalinas. Os sienogranitos e monzogranitos são as fases mais precoces, as quais apresentam feições rapakivíticas. Possuem megacristais de feldspato alcalino perfitico, por vezes manteados por um agregado policristalino de oligoclásio-albita. Os acessórios mais típicos são magnetita, zircão, apatita, allanita, esfero e fluorita. Os microgranitos mostram intercrescimento granofírico na matriz juntamente com raros fenocristais de feldspato alcalino e biotita. Fluorita é o acessório mais abundante, além de allanita e zircão.

Os minerais máficos do tipo augita e/ou hornblenda são comuns nos sienitos e microssienitos enquanto a biotita e anfibólio sódico estão presentes nos granitos alcalinos. Nos primeiros, os cristais ocelares de quartzo encontram-se manteados por piroxênios e/ou anfibólios. Fluorita, zircão, allanita e opacos são os acessórios principais.

Os dois grupos de granitos exibem um padrão geoquímico distinto, sendo subalcalinos, metaluminosos a levemente peraluminosos. Ambos mostram características similares aos granitos tipo A.

Três maciços graníticos subalcalinos e um alcalino foram datados pelo método U-Pb em zircão. O biotita sienogranito do maciço Pedra Branca tem uma idade de 998 ± 5 Ma. O biotita-hornblenda-ortoclásio granito do maciço São Carlos possui idade de 995 ± 73 Ma, enquanto que o piroxênio-anfibólio-ortoclásio sienito do mesmo maciço, mas do tipo alcalino possui idade de 974 ± 6 Ma. Por fim, o biotita sienogranito porfirítico do maciço Massangana tem idade de 991 ± 4 Ma (Bettencourt *et al.*, 1999). (GJR)

Coberturas detrito-lateríticas (P3N1dl)

As coberturas detrito-lateríticas têm destaque no estado do Amazonas sob forma de platôs desenvolvidos sob variado substrato rochoso e que inclui unidades ígneas máficas e félsicas, metamórficas e sedimentares, estas, recobrando o espectro de bacias proterozóicas a fanerozóicas. Sob o ponto de vista de suítes granitóides, as principais áreas de ocorrência dessas coberturas apontam para a região nordeste do Amazonas, onde encontram-se as suítes Mapuera e Madeira; na região do rio Tapajós, junto ao limite com o estado do Pará, onde aflora grande extensão da suíte Parauari. Em áreas de vulcanismo, cita-se a região de ocorrência do Grupo Iricoumé, despontando, inclusive, reservas bauxíticas de interesse econômico associadas a essas coberturas; na região dos rios Amana - Parauari, onde predominam vulcanitos da Formação Salustiano; na região sudeste do Amazonas onde afloram as rochas vulcânicas Colíder, proximidade do flanco ocidental da Bacia do Alto Tapajós. No âmbito dos corpos máficos e máficos-ultramáficos têm destaque as suítes Tapuruquara (região de Santa Isabel do Rio Negro) e Ingarana (rio Parauari) e áreas relacionadas aos derrames basálticos da Formação Seringa, no interflúvio Capu-Capu – Nhamundá. As rochas alcalinas também oferecem ampla área de cobertura detrito-laterítica, a exemplo do morro Seis Lagos na região de São Gabriel da Cachoeira. No sudeste do Amazonas, uma série de pequenos corpos alcalinos (Guariba e Canamã) registram similares condicionamentos. Em termos de área sedimentar, desponta a região de ocorrência da Formação Alter do Chão (Cretáceo), com reconhecida e espessa cobertura laterítica. As regiões de ocorrência de unidades paleozóicas, incluindo as bacias Amazonas, Solimões e Alto Tapajós registram limitadas ocorrências.

Os perfis lateríticos, via-de-regra são maduros e têm evolução a partir da rocha original, na formação de horizontes saprolíticos àqueles pálidos. Seguem horizontes argilosos mosqueados cuja espessura pode registrar dezenas de metros. Horizontes amarelos gradam para níveis concrecionários onde em determinadas situações, aparecem linhas de pedra com espessura centimétrica. Neste horizonte é comum a presença de cascalho, que por sua vez, evolui para horizontes de crosta laterítica ferruginosa a aluminosa e com variada espessura. Alguns perfis apresentam-se incompletos ou truncados por coberturas detríticas, encontrando-se recobertas por latossolo. Dois principais períodos de formação de crosta laterítica têm sido

mencionados ocorrer no âmbito da Amazônia, no Paleógeno (Paleoceno – Oligoceno) e Neógeno (Mioceno – Plioceno) (Costa, 1991). (NJR)

3.2.3.2 - DOMÍNIO JAMARI

Complexo Jamari (PP4ja)

As rochas do Complexo Jamari distribuem-se amplamente na porção centro-oriental de Rondônia, com melhores exposições ao longo do curso médio do rio Jamari e na foz do rio Massangana. A denominação “Complexo Jamari” foi proposta por Isotta *et al.* (1978) para uma associação heterogênea de rochas polideformadas, transformadas em condições de P/T compatíveis com metamorfismo de grau médio a alto, constituída por gnaisses, migmatitos, granitos, anfíbolitos e granulitos. Scandola *et al.* (1998) restringiram ao complexo as rochas ortoderivadas, separando áreas de predomínio de paragneisses, xistos e migmatitos que passaram a designar de Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru. Rizzotto & Quadros (2006) reúnem no Complexo Jamari, ortogneisses tonalíticos e quartzo-dioríticos com intercalações de enderbitos, gnaisses calcissilicáticos, granada-biotita-sillimanita gnaisses, mica xistos e raros anfíbolitos. Todo o conjunto exhibe grau variável de migmatização e desenvolvimento de trama milonítica. No Amazonas, têm sido descritos na proximidade dos limites com os estados do Acre e Rondônia.

As relações de contato entre os diferentes litotipos do Complexo não são claras, embora contatos por falhas de alto ângulo sejam observados. Os ortogneisses tonalíticos e quartzo-dioríticos exibem um bandamento máfico/félsico bem definido, com espessuras centimétricas e freqüentes mobilizados quartzo-feldspáticos granatíferos dobrados e boudinados. Apresentam estrutura milonítica dominante caracterizada por porfiroclastos de plagioclásio envoltos por faixas estreitas e irregulares de minerais máficos e esteiras de agregados de quartzo e feldspatos.

A disposição das rochas do Complexo Jamari dá-se por meio de faixas e megalentes alternadas em contato por cavalgamentos frontais e oblíquos que evoluem para transcorrências. Os ortogneisses tonalíticos e quartzo-dioríticos exibem um bandamento máfico/félsico bem

definido, com espessuras centimétricas e freqüentes mobilizados quartzo-feldspáticos granatíferos dobrados e boudinados. Apresentam estrutura milonítica dominante caracterizada por porfiroclastos de plagioclásio envoltos por faixas estreitas e irregulares de minerais máficos e esteiras de agregados de quartzo e feldspatos.

Os dados geoquímicos dos gnaisses tonalíticos indicam um caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, cálcioalcalinos de médio a alto potássio, semelhantes aos granitos de arco vulcânico (Payolla *et al.*, 2002).

Os mobilizados quartzo-feldspáticos e porções de rochas supracrustais formam dobras isoclinais, ptigmáticas e intrafoliais que podem evoluir para dobras em bainha (Figura 3.2.3.2.1). Dobramentos tardios também se desenvolveram nos mobilizados e nas frações de rochas máficas e são decorrentes de cisalhamento diferencial, localizado dentro das zonas de cavalgamentos ou relacionados aos movimentos transcorrentes finais. As condições de metamorfismo são da fácies anfíbolito superior, como pode ser evidenciado pela paragênese mineral com granada e sillimanita nas paraderivadas e diopsídio e hornblenda nos ortogneisses. As temperaturas e pressões metamórficas obtidas nos ortogneisses tonalíticos são de 770-740°C e 900-700 MPa, respectivamente.



Figura 3.2.3.2.1- Mobilizados quartzo-feldspáticos e porções de rochas supracrustais formando dobras isoclinais, ptigmáticas e intrafoliais, localmente evoluindo para dobras em bainha (Complexo Jamari).

O episódio magmático mais antigo em Rondônia está registrado nos ortognaisses tonalíticos, quartzodioríticos e enderbíticos, os quais forneceram zircões com idades U-Pb de 1.750 ± 24 Ma, 1.761 ± 3 Ma (MSWD=0.43) e 1.730 ± 22 Ma, respectivamente (Payolla *et al.*, 2002, CPRM, 2003). Outras idades obtidas por CPRM (2003) em litótipos ortognáissicos do Complexo Jamari mostram-se também dentro deste mesmo intervalo de idade (1.763 ± 19 Ma e 1.752 ± 14 Ma). A composição isotópica Sm-Nd é relativamente uniforme apresentando idades modelo T_{DM} entre 2,06 a 2,20 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ -1,51 a +0,18. Dados isotópicos recentes obtidos em zircões detríticos de paragnaisses permitem estimar a idade máxima para sua deposição em 1.673 Ma (Payolla *et al.*, 2002). O limite inferior ou idade mínima dos metassedimentos é dada pelos granitos intrusivos Serra da Providência datados em 1.570 Ma. (GJR)

Formação Mutum-Paraná (PP4mp)

A designação “Formação Mutum-Paraná” foi dada por Lobato *et al.* (1966) para uma associação de quartzitos e filitos. Constitui uma sucessão sedimentar intercalada com rochas vulcânicas, sendo representadas por quartzo metarenitos, metassiltitos, filitos, ardósias, metargilitos, metarenitos arcoseanos, quartzitos, *metacherts* e metatufos. Sua ocorrência está restrita à região de São Lourenço, Limeira e Abunã, margem esquerda do rio Madeira, no noroeste de Rondônia. No Amazonas tem sido cartografada junto ao limite com os estados do Acre e Rondônia, encimando o embasamento Jamari.

As relações de contato entre a unidade e o embasamento estão marcadas por discordâncias erosivas e por zonas de cisalhamento dúcteis e dúcteis-rúpteis. As zonas de contato com os granitos da Suíte Intrusiva Rondônia são marcadas pela ocorrência de rochas cornubianíticas. Os arenitos da Formação Palmeiral estão sobrepostos por discordância erosiva e angular.

As condições metamórficas são da fácies xisto-verde inferior, não constituindo metamorfismo generalizado, estando associado às principais estruturas de cisalhamento dúcteis de direções N50°-70°W e E-W. Estas estruturas promoveram a quase verticalização dos estratos, enquanto em outras porções da sucessão os estratos encontram-se subhorizontalizados com transformações metamórficas de grau muito baixo.

As estruturas sedimentares são caracterizadas por estratificações cruzadas de baixo a médio ângulo, ondulações cavalgantes, marcas onduladas simétricas, bidirecionalidade dos estratos em planos distintos e laminação truncada por ondas. Estas estruturas, aliadas aos litótipos da unidade, sugerem ambiente de sedimentação marinho raso, epicontinental, com episódios de deposição continental restritos apenas a porções da sucessão.

Uma amostra de metatufa félsica da base da sucessão foi datada pelo método U/Pb (SHRIMP), a qual mostrou várias populações de zircões herdados com idades que variam do Arqueano ao Paleoproterozóico. Entretanto, a população principal apresentou idade concordante em 1.746 ± 4 Ma que é tida como a idade de cristalização (Santos *et al.*, 2001b; CPRM, 2003). (GJR)

Suíte Intrusiva Teotônio (MP2yt)

A primeira individualização destas rochas foi feita por Leal *et al.* (1978) que caracterizaram rochas alcalinas na cachoeira Teotônio e as denominaram de “Alcalinas Teotônio”. Trabalhos posteriores (Eletronorte, 1987) estenderam sua área de ocorrência até a proximidade da ilha São Patrício, a montante da cachoeira Teotônio. Adamy & Romanini (1990) denominaram de Complexo Morrinhos os granitos e sienitos que ocorrem entre a ilha São Patrício e a cachoeira Morrinhos.

A Suíte Intrusiva Teotônio (Payolla, 1994) inclui rochas granitóides e sienitóides que foram divididas em três tipos nesta ordem de predominância: a) microclínio granitos de granulação grossa; b) microclínio granitos bandados de granulação média; c) microclínio-quartzo sienitos e sienogranitos de granulação média a grossa. As rochas desta suíte ocupam uma pequena porção no noroeste de Rondônia, aflorando, principalmente, ao longo das margens e no canal do rio Madeira (cachoeira Teotônio), numa topografia suave dominada por terraços fluviais. Nas áreas aflorantes não foram observadas relações de contato com os litótipos do Complexo Jamari. No Amazonas, aparece junto ao limite estadual com Rondônia pela margem esquerda do rio Madeira.

Os microclínio granitos bandados são cortados por corpos tabulares de microclínio sienitos e também por diques sin-plutônicos de rochas intermediárias (dioritos, monzodioritos e monzonitos). O arranjo paralelo dos corpos

tabulares e diques define um bandamento em larga escala nos afloramentos da cachoeira de Teotônio. Monzogranitos tardios *subsolvus*, de granulação fina, rosados, ocorrem como diques de direção NE-SW intrusivos nos microclínio granitos.

As estruturas encontradas nos granitóides são predominantemente originadas por fluxo magmático. A estrutura bandada no microclínio granito de granulação média é definida por leitos milimétricos descontínuos ricos em máficos e pela disposição planar dos enclaves microgranulares alongados.

Os minerais dos granitos e sienitos *hypersolvus* foram parcialmente alterados para fases anidras. A faialita está parcialmente alterada para grünerita, óxido de ferro e iddingsita. O clinopiroxênio transformado para anfibólio verde exibindo intercrescimento simplectito com quartzo. Xenocristais de plagioclásio cálcico mostram-se fortemente corroídos pelo feldspato alcalino nos granitos e sienitos de granulação média, que associados aos enclaves monzodioríticos microgranulares, indicam misturas de magmas.

Os dados isotópicos U-Pb em zircão do microclínio-granito forneceu uma idade de 1.387 ± 16 Ma (Tosdal *et al.*, 1995). (GJR)

Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (MP2γc)

A Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (Bettencourt *et al.*, 1999) consiste de uma variedade de granitos *rapakivi* tais como piterlitos e, em menor proporção, wiborgitos junto com granitos equigranulares a porfiríticos, quartzo sienitos e riolitos/riodacitos pórfiros associados. As rochas da suíte afloram na margem esquerda do rio Madeira, na região de Mutum-Paraná e Fortaleza do Abunã, onde as mesmas encontram-se parcialmente encobertas por sedimentos recentes. O maciço principal é o da região de São Lourenço, o qual possui dimensões de 60 x 20 km, mostrando características de posicionamento epizonal. No Amazonas, aparece junto ao limite estadual com Rondônia pela margem esquerda do rio Madeira.

As fácies mais evoluídas são *hypersolvus* e representadas por biotita sienogranitos e biotita-ortoclásio granitos equigranulares. As variedades porfiríticas são dominantes com a presença esporádica de enclaves

microgranulares de composição diorítica. Apresentam como mineralogia principal o ortoclásio micropertítico, hornblenda ferro-titanífera (hastingsita) e biotita. Possuem como acessórios o zircão, ilmenita, magnetita e titanita. Já os granitos de Caripunas apresentam caráter *subsolvus* e estão fortemente afetados por processos de alteração pós-magmática nas quais ocorrem associadas mineralização de cassiterita.

Estruturas deformacionais são pouco expressivas, predominando um sistema de cisalhamento rúptil com direção N70°E e rúptil-dúctil E-W/NW-SE.

Os granitos *rapakivi* são predominantemente metaluminosos a levemente peraluminosos, enquanto que os ortoclásio granitos são de natureza peralcalina.

Os dados isotópicos U-Pb em zircão das rochas da suíte indicaram as seguintes idades: 1.314 ± 13 Ma para o biotita sienogranito equigranular; 1.312 ± 3 Ma no riolito pórfiro e 1.309 ± 13 Ma para o hornblenda-biotita sienogranito (Bettencourt *et al.*, 1999). (GJR)

Suíte Intrusiva Siriquiqui (MP2μsi)

Dreher *et al.* (1976) descrevem uma associação gabro-anortosítica nos rios Siriquiqui e Curuquetê. É constituída predominantemente por gabros, quartzo gabros e anortositos equigranulares a porfiríticos. Subordinadamente ocorrem diques de diabásio e quartzo monzonitos seccionando os gabros porfiríticos. Xenólitos de granófiros e quartzitos englobados pelo gabro ocorrem na cachoeira Primeira, no rio Siriquiqui. No Amazonas, aloram alguns corpos na bacia do rio Ituxi, na região limítrofe entre o sul do Amazonas e noroeste de Rondônia.

Os anortositos são de granulação grossa a porfiróides, contendo essencialmente plagioclásio (labradorita) com aglomerados máficos de clorita, tremolita-actinolita, epidoto e relíctos de augita. Os gabros são as rochas dominantes, a granulação é grossa a muito grossa, constituídos por cristais prismáticos de plagioclásio (> 3 cm) imersos numa matriz esverdeada a base de tremolita, clorita, hornblenda e carbonatos.

Os anortositos mostram mais empobrecidos em ferro e titânio em relação aos gabros e diabásios. Todo o

conjunto revela enriquecimento em álcalis, revelando afinidade química com a série magmática alcalina.

As idades K-Ar e Rb-Sr obtidas para as rochas da suíte distribuem-se no intervalo 1.050 ± 23 Ma e 1.275 ± 37 Ma. (GJR)

Formação Palmeiral (NP1p)

A Formação Palmeiral foi definida por Lobato *et al.* (1966), tendo como área-tipo os arredores da vila Palmeiral, situada às margens do rio Madeira. Souza *et al.* (1975) estenderam a terminologia para reunir arenitos e conglomerados que afloram nas serras Pacaás Novos e Uopianes (Figura 9). Bahia & Oliveira (2005) englobaram nesta unidade as rochas terrígenas da região do igarapé Preto, no sul do Amazonas. Costa (1978) determinou uma idade devoniana para arenitos do extremo noroeste de Mato Grosso (localidade FAG II, Mineração Aripuanã), sugerindo para essa litologia uma deposição litorânea em águas relativamente movimentadas. A autora desvinculou qualquer analogia às litologias do igarapé Preto, cuja idade identificada pelo gênero Amazonites cruzi postulou situar no intervalo do Pré-cambriano ao Cambriano Inferior. Na ocasião do estudo, as amostras provenientes da serra Pacaás Novos revelaram-se totalmente afossilíferas.

A Formação Palmeiral é constituída por conglomerados, quartzo arenitos e arenitos arcoseanos. Bahia (1997) individualizou seis litofácies, as quais compreendem conglomerado maciço ou com estratificação incipiente, arenito com estratificação horizontal, arenito com estratificação cruzada acanalada, arenito com estratificação cruzada tabular, arenito com estratificação cruzada sigmoidal e arenito maciço. Os conglomerados são oligomíticos e constituídos por seixos e calhaus arredondados e achatados de quartzo arenito e quartzo leitoso com subordinados sílex, quartzito e rochas vulcânicas. Os seixos ocorrem estratificados e imbricados. Os arenitos variam de finos a médios, ocorrendo subordinadamente frações grossas, com grau de seleção moderado a bem selecionado. Os arenitos são compostos por grãos de quartzo, sílex e eventualmente, feldspato e vulcânicas, além de caulinita, illita e níveis de manganês.

As siliciclásticas Palmeiral foram depositadas em uma bacia do tipo sinéclise, relacionada a um sistema fluvial

entrelaçado proximal ou de leque fluvial (Bahia, 1997), cuja sedimentação foi confinada posteriormente em estruturas do tipo grábens, as quais destacam-se Pacaás Novos, Uopianes e São Lourenço (Leal *et al.*, 1978; Bahia, 1997; Quadros *et al.*, 1998). A análise de paleocorrente nos diversos compartimentos da Formação Palmeiral, utilizando-se das medidas de atitudes de *foresets* da estratificação cruzada 2D, dos eixos de estratos curvados da estratificação 3D, de imbricação dos seixos oblatos nos conglomerados e da orientação do eixo maior de seixos prolatos, definem um sentido de paleofluxo de NNE para SSW (Bahia, 1997).

A relação de intrusão por rochas máficas, com idade em torno de 1,00 Ga, na Formação Palmeiral, vinha servindo de parâmetro ao seu estabelecimento no período Meso – Neoproterozóico. Dados recentes obtidos pelo método U/Pb (SHRIMP) em zircões detríticos, forneceram idade máxima da sedimentação em 1.030 Ma. Na área-tipo da vila Palmeiral, o zircão mais jovem revelou uma idade em 1.154 Ma. (MEQ, NJR)

3.2.4 – BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS

3.2.4.1 - BACIA DO AMAZONAS

GRUPO TROMBETAS (S3D1t)

A terminologia “Série Trombetas” foi empregada por Oliveira & Leonardos (1943) para identificar arenitos e folhelhos siluro-devonianos no rio Curuá, a partir da denominação originalmente utilizada por Derby (1878) para as litologias sedimentares da cachoeira Vira-Mundo, rio Trombetas. Ludwig (1964) reuniu a seção sedimentar composta pela alternância de arenitos, folhelhos e siltitos sob a designação de “Grupo Trombetas” e Lange (1967) o redefiniu sob a categoria de formação, subdividindo-a nos membros Urubu (arenitos grossos), Cajari (siltitos e arenitos finos), Nhamundá (quartzo arenitos) e Pitinga (arenitos finos, siltitos e folhelhos) do flanco norte da Bacia do Amazonas. Coube a Caputo *et al.* (1971) e Caputo (1984) a reavaliação da unidade Trombetas sob a hierarquia de grupo, a tendo subdividido, da base para o topo, nas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru. Cunha *et al.* (1994), com base na análise bioestratigráfica de quitinozoários (Quadros *et al.*, 1990; Grahn, 1991; Grahn & Paris, 1992), revelaram para o grupo uma idade ordoviciana-

devoniana. Corresponde à Seqüência Ordoviciano-Siluriana de Ghignone & Northfleet (1971).

Formação Autás-Mirim

A Formação Autás-Mirim (Caputo, 1984) constitui a unidade basal do Grupo Trombetas, estando representada pela intercalação de arenitos, siltitos e folhelhos (ritmitos) não-aflorantes na Bacia do Amazonas. Vem substituir os membros Urubu e Cajari propostos por Lange (1967). Junto a unidade sobrejacente Nhamundá, representa uma seqüência deposicional de caráter regressivo, interpretada sob condições deposicionais flúvio-estuarina e de praia, com intensa atuação eólica. É discordante às rochas do embasamento e unidades sedimentares mais antigas representadas pelas formações Prosperança e Acari. Sua seção-tipo foi identificada no intervalo 1943-2235 metros do poço 1-Am-1-AM (Caputo *et al.*, 1971). Uma idade neo-ordoviciano tem sido postulada para a formação, com base na identificação de fauna de quitinozoários (Quadros *et al.*, 1990; Grahn, 1991 e Grahn & Paris, 1992).

Formação Nhamundá

A Formação Nhamundá (*Apud* Breitbach, 1957; Caputo, 1984) tem sua representatividade na porção oeste da faixa sedimentar paleozóica que constitui a borda norte da Bacia do Amazonas. A seção-tipo situa-se no rio homônimo, na divisa entre os estados do Amazonas e Pará. A seção de referência encontra-se no intervalo 1610-1942 metros descrita para o poço 1-AM-1-AM (Caputo *et al.*, 1971). Está constituída principalmente por arenitos finos a médios, com subordinada intercalação de folhelho, siltito e diamictito na proximidade do topo da seção. O ambiente de sedimentação é fluvial e litorâneo sob condições glaciais (Rodrigues *et al.*, 1971; Caputo & Sad, 1974; Caputo & Crowell, 1985; Grahn, 1991; 1992; Grahn & Paris, 1992; Caputo, 1992). De acordo com Nogueira *et al.* (1999) e Soares *et al.* (1999), a seção aflorante da Formação Nhamundá revela características deposicionais de ambiente costeiro com avanço glacial no domínio da zona de *shoreface*. Soares *et al.* (1999) descreveram para os depósitos Nhamundá ambientes de *foreshore* (quartzo arenitos com estratificação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo) sugestiva de zona de praia (*wave wash*), *shoreface* (arenitos com estratificação cruzada tabular, bioturbação - *Skolithos*, marcas onduladas e laminação

cruzada cavalgante; arenitos finos e pelitos com estratificação cruzada *hummocky* - tempestitos, marcas onduladas e laminação plano-paralela) e subglacial costeiro (arenitos e diamictitos com deformação intraformacional – estruturas planares subhorizontais). Na região de Presidente Figueiredo, os autores ainda esboçaram a seguinte evolução para a Formação Nhamundá: 1 – sedimentação *foreshore/shoreface*; 2 - avanço de lençóis de gelo sobre o litoral provocando deformação nos sedimentos e 3 – recuo do gelo e re-instalação dos ambientes em (1). Repousa em discordância às rochas do embasamento e Formação Prosperança. Em sub-superfície o contato é concordante com o Formação Autás-Mirim, através da passagem da intercalação de siltito e arenito esverdeados para um arenito esbranquiçado da Formação Nhamundá. Lange (1967) postulou para a formação uma idade no intervalo Neo-Ordoviciano ao Eo-Siluriano, baseado na presença de graptólitos e diamictitos correlatos àqueles tilitos do Ordoviciano - Siluriano da costa Oeste Africana. Quadros *et al.* (1990) a posicionam no Eo-Siluriano, fundamentados nas idades dos quitinozoários. Análises bioestratigráficas efetuadas por Grahn (199, 1992) e Grahn & Paris (1992) estabeleceram uma idade neo-ordoviciano (Ilandoveriana – eo-wenlockiana) para a formação.

Formação Pitinga

A denominação “Membro Pitinga” foi empregada por Breitbach (1957) e Lange (1967) para reunir uma seção da Formação Trombetas constituída por folhelhos, silexitos, arenitos e siltitos com leitos sideríticos. Caputo *et al.* (1971) subdividiram-na em dois membros: Pitinga (base), composto por folhelho e siltito e, Manacapuru (topo), composto por arenito fino a médio, posteriormente conduzidos à hierarquia de formação por Caputo (1984). Cunha *et al.* (1994) mencionaram para a Formação Pitinga, apenas a presença de folhelho/siltito e diamictito de ambiente glácio-marinho, ocorrentes nas bordas norte e sul da Bacia do Amazonas. O silexito foi identificado apenas na borda norte da bacia. Junto com a unidade Manacapuru, representa uma seqüência deposicional de caráter transgressivo. A seção-tipo da unidade situa-se no rio Pitinga, afluente esquerdo do rio Nhamundá, onde atinge 45 metros de espessura. A seção de referência encontra-se no intervalo 1.590-1.660 metros do poço 1-AM-1-AM (Caputo *et al.*, 1971). Mantém relações de contato concordante com a Formação Nhamundá (estratigraficamente sobrejacente) e discordante com a Formação Prosperança. Sua idade eo-siluriana é

baseada na ocorrência de graptólitos na borda sul da bacia (Caputo & Andrade, 1968).

Formação Manacapuru

Originalmente definida como “membro” (Caputo *et al.*, 1971), a Formação Manacapuru (Caputo, 1984) constitui a unidade de topo do Grupo Trombetas. De acordo com Cunha *et al.* (1994) reúne arenitos finos a médios intercalados com siltitos acinzentados e laminados, ocorrentes em todo o flanco norte da Bacia do Amazonas e rios Jarauçu e Xingu no seu flanco sul. O ambiente de sedimentação é nerítico a litorâneo, caracterizando, segundo Carozzi *et al.* (1973), uma seqüência transgressiva - regressiva, a qual são identificados depósitos de praia e deltaico. A seção-tipo da formação encontra-se no intervalo 1.280-1.365 metros do poço MU-3-AM e a seção de referência é o intervalo 1.500-1.605 metros do poço 1-AM-1-AM. Mantém contato concordante com o folhelho da Formação Pitinga (sobrejacente). A idade siluro-devoniana para a formação está baseada nos resultados de análises bioestratigráficas com quitinozoários (Quadros *et al.*, 1990; Grahn, 1991; Grahn & Paris, 1992).

GRUPO URUPADI

O Grupo Urupadi foi originalmente proposto por Santos *et al.* (1975) para reunir as formações Trombetas, Maecuru e Ererê. O reconhecimento de uma discordância entre as unidades Trombetas e Maecuru relacionada à Orogenia Caledoniana, levou Caputo (1984) a considerarem apenas para o grupo, as formações Maecuru e Ererê. De acordo com Cunha *et al.* (1994) um novo ciclo transgressivo-regressivo pós-Caledoniano teve desenvolvimento na bacia, depositando-se sedimentos marinhos e glaciais em ambientes nerítico e flúvio-deltaico, cuja extensão ocorreu desde o Arco Purus até as bacias africanas a leste. Corresponde a base da Seqüência Devoniana - Carbonífera proposta por Ghignone & Northfleet (1971) e cujo topo atinge o grupo sobrejacente, Curuá.

Formação Maecuru (D2ml / D2mj)

Derby (1878) foi quem primeiro utilizou o termo “Maecuru” sob a categoria de grupo. Coube a Lange (1967) sua formalização como “Formação Maecuru”, subdividida

nos membros Jatapu e Lontra, proposta seguida por Caputo *et al.* (1971). Cunha *et al.* (1994) reuniram na Formação Maecuru arenitos e pelitos depositados sob condições neríticas e deltaicas, cujos afloramentos nas bordas norte e sul da Bacia do Amazonas atingem espessura de 250 metros. O Membro Jatapu (D2mj) é constituído por arenito fino intercalado a siltito e folhelho, acinzentado, micáceo, siderítico e rico em bioturbações. Na porção basal da seqüência observa-se a presença de camadas de folhelho ferruginoso, hematita e siderita. A seção-tipo deste membro está localizada no rio Jatapu, entre as cachoeiras Anamã e Manguirana. Como seção de referência considera-se o intervalo de 1.448 a 1.520m do poço 1-AM-1-AM. O sistema deposicional foi um delta progradante, com depósitos no prodelta, sob condições de baixa taxa de sedimentação, indicada pela bioturbação e matriz siderítica no arenito. O Membro Lontra (D2ml) é composto por arenito fino a conglomerático, de cores branca a cinza-claro, micáceo, mal-selecionado, com grãos subangulares a subarredondados, organizados em matriz silicosa, com finas intercalações de siltito. Estratificações cruzadas de grande porte derivadas de um sistema fluvial entrelaçado forneceram azimutes de paleocorrente para 330° (Caputo & Andrade, 1968). A seção-tipo encontra-se na cachoeira Lontra, rio Curuá. Como seção de referência foi adotado o intervalo de 1.388 a 1.448 metros do poço 1-AM-1-AM. A Formação Maecuru recobre através de uma paraconformidade as rochas do Grupo Trombetas. Seu estabelecimento estratigráfico ao Eo-Devoniano é baseado na presença de braquiópodes (Derby, 1878); Chitinozoa e Leiofusidas nas rochas do Membro Jatapu (Lange, 1967) e esporos, Tasmanites, Chitinozoários e Acritarchas, nas rochas do Membro Lontra (Daemon & Contreiras, 1971). Junto com a formação Ererê caracteriza a segunda fase transgressiva da bacia e cujo ápice da transgressão marinha ocorreu no Membro Barreirinha da Formação Curuá. Mantém correlação com a Formação Furnas da Bacia do Paraná.

Formação Ererê (D2e)

A terminologia “Ererê” foi empregada por Derby (1878) para designar uma seção sedimentar devoniana composta por siltito, com intercalações de folhelho e arenito, ocorrentes na planície de Ererê, na margem norte do rio Amazonas, com espessura de 250 metros. Sua área de ocorrência é caracterizada por um relevo aplainado e com ondulações suaves. O siltito é de cor cinza, laminado, argiloso, carbonático e micáceo. O arenito apresenta

granulometria fina a média, friável, com grãos bem selecionados e subarredondados de quartzo e palhetas de micas, dispostos em matriz argilosa. O folhelho é síltico, micáceo, de cor cinza-claro. As estruturas sedimentares observadas são bioturbação e estratificação tipo *flaser* no siltito e marcas onduladas no arenito. O ambiente deposicional é marinho raso, em planície de maré (Santos *et al.*, 1980). O contato inferior é gradacional com o Membro Lontra da Formação Maecuru. O estabelecimento dessa unidade ao Meso-Devoniano é sustentado pela presença de braquiópodes, gastrópodes, trilobitas, ostracodes reconhecidamente desse período (Caputo, 1984). Mantém correlação com as formações Uerê da Bacia do Solimões e Itaim da Bacia do Parnaíba.

GRUPO CURUÁ (D2c1c)

A terminologia Grupo Curuá é atribuída a Derby (1878) na designação de um folhelho negro sobreposto à Formação Ererê. A localidade-tipo situa-se no rio Curuá, afluente esquerdo do rio Amazonas, no estado do Pará. Trabalhos subseqüentes (Lange, 1967; Caputo *et al.*, 1971) vieram propor novas divisões, culminando com aquela de Caputo (1984) na subdivisão do grupo (base para o topo) nas formações Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro. O grupo estabelece o topo da Seqüência Devoniano-Carbonífera, limitada por discordância relacionada à Orogenia Eo-Herciniana.

Formação Barreirinha (D3b)

Coube a Carvalho (1926) a utilização do termo "Barreirinha" para designar um folhelho aflorante no rio Tapajós, a sul da vila Barreirinha. O termo foi formalizado por Lange (1967) como Membro Barreirinha, pertencente a então Formação Curuá, proposta acompanhada por Caputo *et al.* (1971) e Santos *et al.* (1975). Caputo (1984) propôs designar o folhelho da base do Grupo Curuá à Formação Barreirinha. A seção-tipo encontra-se no rio Tapajós, entre a localidade de Pauinin Grande e ilha Goiana. A unidade apresenta uma morfologia arrasada e plana em ambos os flancos da Bacia do Amazonas, interrompida apenas no Arco Purus, onde foi erodida ou não-depositada. No flanco norte revela uma espessura de 150 metros e no flanco sul de 120 metros, chegando até a 280 metros no eixo deposicional da bacia. A seção de referência é o intervalo de 2.717 a 2.978 metros do poço 2- LFST-1-AM. O folhelho é cinza-

escuro, laminado, micáceo, carbonoso, altamente radioativo, contendo concreções de até 2,0 metros de diâmetro, composta de carbonatos de Fe, Ca e Mn. O ambiente deposicional é marinho anóxico (Cunha *et al.*, 1994), que segundo Caputo (1984), corresponde a depósitos costa-a-fora, relativos a uma transgressão marinha de alcance continental. O contato inferior da Formação Barreirinha é concordante com o folhelho cinza-claro da Formação Ererê, bem registrado no perfil de raios-gama. O ambiente anóxico explica a ausência de macrofósseis, sendo a idade neo-devoniana (Andar Frasniano) baseada na presença de palinomorfos (Daemon & Contreiras, 1971). A Formação Barreirinha está inclusa na Seqüência Devoniano-Carbonífera Inferior e assinala a fase transgressiva que caracteriza o 2º ciclo transgressivo-regressivo da bacia. Mantém correlação com a Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba e com o Membro São Domingos da Formação Ponta Grossa da Bacia do Paraná.

Formação Curiri (D3c)

O termo "Curiri" foi proposto por Lange (1967) como membro da então Formação Curuá. Caputo (1984) o elevou à categoria de formação para representar uma seção composta por diamictito, folhelho, siltito e arenito ocorrente no rio Curiri, flanco sul da Bacia do Amazonas. A morfologia é caracterizada por cuevas ravinadas, com face voltada para norte. O diamictito é maciço, sustentado pela matriz argilosa, de cores cinza claro e escuro, com seixos angulosos de folhelho, riolito, quartzo, quartzito, chert, arenito, basalto e argilito, alguns estriados e facetados, chegando a atingir 20 cm de diâmetro. No interior do diamictito são encontrados corpos lenticulares de arenito fino a muito fino, com laminação cruzada, microdobras e microfraturas. No centro da bacia o diamictito grada para folhelho, com seixos dispersos na laminação. O folhelho é cinza-chumbo a cinza-claro, micáceo, com laminação ondulada, contendo grãos angulosos de quartzo, além de intercalações de siltito e arenito muito fino. Encontra-se intensamente bioturbado por fóssil-traços, marcando a base da Formação Curiri. O ambiente deposicional é interpretado como glacial (Cunha *et al.*, 1994). A seção de referência encontra-se no intervalo 2.615 - 2.775 metros do poço 2- LFST-1-AM. Revela contato concordante com a subjacente Formação Barreirinha, assinalado pela passagem gradativa do folhelho escuro para pelitos bioturbados ou diamictito da Formação Curiri. A idade neo-devoniana (andares Fammeniano e Struniano) é baseada em esporomorfos

estudados por Daemon & Contreiras (1971).

Formação Oriximiná

O termo “Membro Oriximiná” advém de Caputo *et al.* (1971) para designar uma seção composta pela alternância de arenitos, siltitos e folhelhos com intercalações de diamictitos, sobrejacente ao então Membro Curiri. Sua designação como formação deveu-se a Caputo (1984). Em sub-superfície, ocorre em quase toda a bacia, onde aparece com 430 metros de espessura. Em superfície, aflora no domo Monte Alegre. A faixa de afloramento dessa unidade exhibe um relevo com ondulações suaves, no qual ocorrem morros e colinas dispersos, onde desenvolve uma drenagem ravinada e bem encaixada. O arenito é branco a cinza, argiloso e piritoso, com grãos finos a médios, mal selecionados e subangulosos, apresentando estratificação cruzada e ampla bioturbação. O siltito e o folhelho alternam-se com o arenito, apresentam cores cinza-claro a escuro, micáceos, físeis, pouco calcíferos e contêm lentes de arenito. O diamictito é sustentado pela matriz arenosa, cimentada com sílica e óxido de ferro, na qual são encontrados seixos de arenito, siltito e folhelho, com diâmetros de até 10,0 cm. O ambiente de sedimentação corresponde ao litorâneo em estágio regressivo, com formação de depósitos em mar raso e restrito, lagunas, deltas e canais fluviais dominando os deltas. A contribuição de geleiras está evidenciada na presença de diamictito no início da deposição. A seção-tipo da Formação Oriximiná encontra-se no intervalo de 1.618 a 1.805 metros do poço estratigráfico 2-OAST-1-PA. Como seção de referência foi estabelecido o intervalo de 2.245 a 2.615 metros do poço 2-LFST-1-AM. O contato inferior é concordante, marcado pela passagem gradativa do siltito da Formação Curiri para o folhelho da Formação Oriximiná. A colocação desta unidade no intervalo entre o Neo-Devoniano (Andar Estruniano) e o Eo-Carbonífero (Andar Tournaisiano) deve-se a estudo palinológico executados por Daemon & Contreiras (1971), Carozzi *et al.* (1973) e Bless & Strel (1976). Mantém correlação com a Formação Longá da Bacia do Parnaíba.

Formação Faro

A Formação Faro foi proposta por Caputo *et al.* (1971) para reunir espesso pacote de arenitos com subordinados folhelhos, encontrando-se capeado por uma seção de siltitos e folhelhos. Em sub-superfície restringe-se à porção central da bacia, distribuindo-se desde o Arco

Gurupá até a região entre os poços Arari e Urariá e cuja maior espessura verificada encontra-se em torno de 375 metros. Aflora nos flancos norte e sul da bacia, assim como no domo Monte Alegre. O arenito é de cores branca e cinza-claro, com grãos geralmente finos, mal selecionados e subangulosos, cimentados com sílica. Apresenta estratificações plano-paralela e cruzada de alto ângulo, além de intercalações de folhelho e siltito carbonático. O folhelho é de cor cinza-claro a escuro, carbonoso e piritoso, laminado, contendo, na camada superior, intercalações de arenito fino e micáceo, e diamictito, com matriz pelítica, na camada inferior. Como seção-tipo foi adotado o intervalo 2.128 a 2.245 metros do poço 2-LFST-1-AM (lago Faro). A seção de referência, corresponde ao intervalo 3.158 a 3.365 metros do poço 1-AD-1A-AM (Andirá). O ambiente de sedimentação é flúvio-deltaico com influência de tempestade, durante o recuo do mar em consequência da Orogenia Eo-Herciniana (Cunha *et al.*, 1994). Caputo (1984) coloca também a influência glacial na sedimentação, atestada pela presença do diamictito intercalado na camada inferior de folhelho. Repousa em conformidade sobre os siltitos e folhelhos da Formação Oriximiná, na porção central da bacia. O limite superior é discordante, onde folhelhos passam abruptamente a arenitos da Formação Monte Alegre. A idade da Formação Faro abrange quase todo o Período Mississipiano (Eo-Carbonífero) e foi determinada com base em dados palinológicos apresentados por Daemon & Contreiras (1971).

GRUPO TAPAJÓS

Após um extenso processo erosivo relacionado à Orogenia Eo-Herciniana, um terceiro e último ciclo transgressivo-regressivo ocorreu na Bacia do Amazonas, depositando aproximadamente 1.500 metros de sedimentos vinculados às formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá, reunidas por Santos *et al.* (1975) no Grupo Tapajós. Compõe a Seqüência Carbonífera Superior – Permiano da bacia formada pelos clásticos, carbonatos e evaporitos continentais e de ambiente marinho do grupo, encontrando-se em franca discordância por meio da Orogenia Gonduanide e Diastrofismo Juruá. Registra limites no topo através da Orogenia Tardi-Herciniana.

Formação Monte Alegre (C1ma)

A denominação “Monte Alegre” foi utilizada pela primeira vez por Freydanck (1957), em sua investigação nos

flancos sul e leste da estrutura de Monte Alegre. O autor definiu uma seção composta pela alternância de arenitos com siltitos, folhelhos e dolomitos, além de centimétricas camadas de conglomerado na porção mais inferior. Coube seu registro como uma formação a Caputo *et al.* (1971) e estudos subseqüentes que a consagraram. Registra um relevo arrasado e com pequenos morrotes. O arenito é bimodal, de cores branca, verde-claro e creme quando alterado, friável, caulínico, com grãos finos e médios, foscos, bem selecionados, arredondados a subarredondados, cimentados por sílica e secundariamente por óxido de ferro. Geralmente apresenta-se maciço e às vezes com estratificações cruzadas de grande porte. Os pelitos intercalados no topo da formação são avermelhados e laminados. O conglomerado basal é sustentado pela matriz arenosa grossa e mal selecionada, na qual ocorrem seixos e grânulos de até 10 cm, compostos de granito, riolito, quartzo leitoso e folhelho. O ambiente de sedimentação é continental desértico, no qual o arenito é de origem eólica, indicado pela bimodalidade dos grãos e grandes estratificações cruzadas; o conglomerado foi depositado em canais de rios wadis, durante as tempestades e os pelitos nos lagos de interdunas. A seção-tipo da Formação Monte Alegre situa-se no anel de elevações que circunda o domo Monte Alegre, englobando as serras Ererê, Aroxi, Lua, Maxirá, Aracuri e Cucaro, dentre outras. A seção de referência corresponde ao intervalo de 2.445 a 2.525 metros do poço NO-6-AZ (Nova Olinda 6) no estado do Amazonas. A Formação Monte Alegre repousa em discordância erosiva sobre as formações Faro e Curiri, encontrando-se associada à Orogenia Eo-Herciniana. A unidade ocorre em quase toda a Bacia do Amazonas, exceto na região do Arco Gurupá onde se acunha. Em subsuperfície recobre discordantemente todas as unidades subjacentes, do embasamento vulcânico à Formação Faro, principalmente no flanco leste do Arco Purus. A idade neo-carbonífera proposta por Daemon & Contreiras (1971), deve-se à presença de restos de plantas e peixes nos pelitos e braquiópodes, briozoas, foraminíferos e conodontes nos dolomitos. Mantém correlação com as formações Piauí da Bacia do Parnaíba e Lagoa Azul da Bacia do Paraná.

Formação Itaituba (C2i)

O termo "Série Itaituba" foi empregado originalmente por Hartt (1874) para designar todas as rochas carboníferas da Bacia do Amazonas. A terminologia "Formação Itaituba" deveu-se a Caputo *et al.* (1971) apenas para representar a

porção intermediária da seção original, excluindo-se os sedimentos pelíticos e halitas basais da Formação Monte Alegre e os sedimentos químico-evaporíticos superiores da Formação Nova Olinda. A unidade é composta por sedimentos pelíticos intercalados com arenito, calcário, dolomita e anidrita, ocorrentes na margem do rio Tapajós e proximidade da cidade de Itaituba no Pará. Se destaca por uma morfologia plana, presença de inúmeros lagos e raros morros isolados. Em superfície, a formação reúne calcários, dolomitas, arenitos, siltitos e folhelhos intercalados. Em subsuperfície, predominam calcários na base e anidrita no topo. O calcário tem cores cinza, creme e amarelo, grada de marga até arenito calcífero, é micrítico a oolítico, resistente e com fratura conchoidal, fossilífero e revela disseminação em anidrita. Esta, por sua vez, tem predominância no topo, é nodular e tem cores branca, cinza e vermelha. O arenito é muito fino a médio, argiloso, mal selecionado, micáceo e de cores cinza, creme, amarela, branca e vermelho, esta, quando alterado. O siltito é maciço ou laminado, coeso, de cores cinza e castanha. O folhelho apresenta cores cinza e castanha, micáceo, com desagregação lamelar e alteração variegada. O ambiente de sedimentação é marinho nerítico, em planície de inframaré, durante um ciclo transgressivo-regressivo encerrado com a deposição da camada de anidrita no topo da formação. As estruturas sedimentares presentes incluem gretas de contração no calcário, estratificações plano-paralela e cruzada acanalada no arenito e *slump* na anidrita devido a dissolução (Caputo, 1984). A seção-tipo encontra-se no igarapé Bom Jardim e na localidade de Paredão, com espessura de 100 metros. A seção de referência encontra-se no intervalo de 2.100 a 2.245 metros do poço 1-NO-6-AM (Nova Olinda 6). O contato com a subjacente Formação Monte Alegre pode ser abrupto ou gradacional. No primeiro caso, é indicada pela passagem abrupta de um arenito para uma primeira camada de anidrita e no segundo caso, é gradacional através da intercalação de arenitos e pelitos para a camada de anidrita. Esta passagem é marcada pela configuração serrilhada da curva de raios gama e resistividade, uma característica dessa formação. Devido à rica fauna no calcário a idade da Formação Itaituba ficou estabelecida por Petri (1952) no Período Meso-Pensilvaniano.

Formação Nova Olinda (C2no)

A fase final do terceiro e último ciclo transgressivo-regressivo que afetou a Bacia do Amazonas é caracterizada

por uma sucessão de sedimentos clasto-químicos e evaporíticos, destacados por Kistler (1954) do topo da Formação Itaituba e denominados de Grupo Nova Olinda, mais tarde reconhecido como uma formação. Tem seção-tipo no intervalo de 772 a 2.100 metros do poço 1-NO-1-AM (Nova Olinda), perfurado na margem direita do rio Madeira, proximidade da cidade de Nova Olinda do Norte, estado do Amazonas. Sua morfologia assemelha-se àquela da Formação Itaituba, com ocorrência de lagos em áreas planas e arrasadas, destacando-se alguns morros isolados. A drenagem é endorréica nos lagos e dendrítica no restante do terreno. De acordo com Caputo *et al.* (1971), a Formação Nova Olinda é composta por grande heterogeneidade litológica e aspecto cíclico de sua sedimentação. Consiste na intercalação de halita, anidrita, gipsita, calcário, folhelho, siltito e arenito. A halita está concentrada na porção superior da sucessão, onde está presente em forma de bancos com até 100 metros de espessura. Apresenta cores branca, rosa e vermelha, é pura e cristalina, contendo uma interlaminação de folhelho cinza. A anidrita ocorre maciça ou disseminada em bancos de até 40 metros de espessura, apresentado cores cinza e branca, além de interlaminação de folhelho e sal-gema. O calcário ocorre de forma lenticular e é pobre em fósseis. O folhelho e o siltito são de cores preta, cinza, verde, marrom e vermelha, comumente laminados, calcíferos, contendo marcas de onda e restos de vegetais na superfície. O arenito é predominante na base da sucessão, tem granulometria muito fina a média e seleção regular, argiloso, laminado e com estratificação cruzada onde a fração é mais grossa. Os ambientes de sedimentação são marinho raso e lacustre hipersalino. Recobre em conformidade a Formação Itaituba, através da passagem das camadas de halita e calcário do topo dessa formação, para a camada de sedimentos clásticos da base da Formação Nova Olinda. Coube a Harland *et al.* (1989) seu estabelecimento ao Pensilvaniano Médio - Superior (andares neobashkiriana – eogzeliana).

Formação Andirá

Finda a Orogenia Tardi-Herciniana, a sedimentação na Bacia do Amazonas passou a ser predominantemente continental, com a deposição de arenitos, siltitos e folhelhos definidos no poço 1-AD-1-AM (Andirá) perfurado no município de Maués, estado do Amazonas. Esta sucessão recebeu de Caputo *et al.* (1971) a designação de Formação Andirá, representando o encerramento das seqüências sedimentares paleozóicas. O siltito é predominante na seção, de cores

vermelho-tijolo, castanho, verde-claro, cinza-claro e preto, parcialmente calcífero e betuminoso, micáceo, mole, com intercalações de silexito e calcário. O arenito e o folhelho apresentam as mesmas cores do siltito. O arenito é argiloso, calcífero, laminado, micáceo, com estratificações cruzada e plano-paralela. O ambiente sedimentar é flúvio-lacustre, marcando o final da deposição química-evaporítica na bacia, devido a regressão marinha, dando lugar a uma sedimentação essencialmente continental. A seção-tipo desta formação é o intervalo de 393 a 1.120 metros do referido poço e a seção de referência é o intervalo de 422 a 1.100 metros do poço 1-AR-1A-AM (Caputo *et al.*, 1971). O contato com a subjacente Formação Nova Olinda é concordante e gradacional, na passagem dos sedimentos evaporíticos da primeira para pelitos e arenitos Andirá, bem marcante pelos baixos valores na curva de eletrorresistividade. O contato superior com a Formação Alter do Chão é discordante e subparalelo. A unidade é pobre em macrofósseis, sendo encontrados apenas ostracodes e escamas de peixe. Daemon & Contreiras (1971) indicaram um estabelecimento ao Neo-Permiano para a formação, cabendo a Rodrigues *et al.* (1993) seu posicionamento no Eo-Permiano a partir do estudo de relações isotópicas de Sr. Mantém correlação com a Formação Fonte Boa da Bacia do Solimões e Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba.

GRUPO JAVARI

O Grupo Javari (Eiras *et al.*, 1994) reúne clásticos flúvio-lacustres que integram a Seqüência Cretácea – Terciária cuja evolução encontra-se vinculada à atividade orogênica Andina. Reúne duas principais formações, Alter do Chão, neo-cretácea, e Solimões, depositada no período Mioceno – Plioceno. O grupo está presente nas bacias Amazonas e Solimões.

Formação Alter do Chão (K2ac)

A Formação Alter do Chão (Kistler, 1954) encontra-se representada por uma grande variedade de arenitos e argilitos (incluindo caulins), com subordinada fração conglomerática. Tem sido atribuído para a unidade um sistema deposicional continental que ocorre em discordância a algumas unidades paleozóicas das bacias Amazonas e Solimões. Na Bacia do Solimões, interpõe-se em discordância angular entre o Grupo Tefé e a Formações Solimões. A formação foi por muito tempo correlacionada

às rochas sedimentares do Grupo Barreiras que aflora na região costeira do país, tendo sido posteriormente desvinculada a partir da identificação de dentes de dinossauro terópodo encontrado no poço 1-NO-1-AM (Nova Olinda) por Price (1960), que forneceu seu estabelecimento ao Cretáceo Superior. Na atualidade, a unidade tem sido foco de maiores estudos voltados à faciologia de seus depósitos sedimentares (Vieira, 1997), ao trato dos perfis de alteração desenvolvidos sobre suas principais litologias (Horbe *et al.*, 2001; 2003), ao arranjo neotectônico que a articula (Bemerguy *et al.*, 1999, 2001; Costa *et al.*, 2001) e à distribuição dos depósitos minerais resultantes dos produtos residuais ou formacionais que a unidade registra e que têm atendido a área da construção civil (D'Antona *et al.*, 2006). A unidade apresenta uma morfologia de superfícies tabulares e colinosas. Em subsuperfície, a sucessão inferior é predominantemente arenosa e apresenta ciclos de ambientes fluviais anastomosados com retrabalhamento eólico. Na base, em discordância com a Formação Andirá, ocorrem depósitos fluviais meandantes onde aparecem depósitos residuais de canais e pelitos de preenchimento de meandro abandonado. Os pelitos são ricos em fragmentos vegetais, de âmbar, marcas de raízes, restos de peixes, ostracodes e conchostráceos. A sucessão superior é predominantemente pelítica e de um ambiente progradacional flúvio-deltaico em ambiente lacustre (Dino *et al.*, 1999). Os estudos micropaleontológicos efetuados por Daemon & Contreras (1971) e Daemon (1975) estabeleceram uma idade cretácea (Mesoalbiano/Neoalbiano a Eocenomaniano para a porção basal e Neocenomaniano a Turoniana para a porção média). Travassos & Barbosa Filho (1990), baseados no estudo de palinórfos, acreditam que a sedimentação da formação efetivou-se entre o Cretáceo Superior e o Paleógeno, contudo, Dino *et al.* (1999) reafirmam que a associação palinológica observada para a formação permite o estabelecimento de sua deposição entre os andares Alagoas Superior e Cenomaniano.

3.2.4.2 – BACIA DO SOLIMÕES

Formação Benjamin Constant

Esta unidade foi proposta por Silva (1987, 1988) para reunir arenitos e folhelhos. Os primeiros são mal-selecionados, cinza-esbranquiçados e com estratificações plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, enquanto os pelitos são cinza-escuros a pretos. A formação ocorre apenas na

Sub-bacia Jandiatuba, encontrando-se em discordância tanto ao embasamento cristalino quanto à Formação Jutai sobrejacente. O ambiente deposicional é marinho raso a costeiro dominado por ondas. A Formação Benjamin Constant revela idade meso-ordoviciana determinada pela presença de *Acritarchae* (Quadros, 1986) e quitinozoários (Cruz, 1987). Representa o mais antigo registro sedimentar das bacias paleozóicas brasileiras.

Formação Jutai

O termo “Jutai” foi proposto por Caputo (1984) para designar a seção clástica de idade supostamente siluriana verificada no intervalo de 1.453 a 1.573 m no poço 2-JT-1-AM. Anteriormente, Silva (1987) a tinha incluído na Formação Jandiatuba, sendo, contudo, desmembrada por ser considerada uma unidade independente (Eiras *et al.*, 1994). A formação é composta predominantemente por folhelho cinza-escuro e acastanhado, com intercalações de arenito fino branco e siltito cinzento. No seu interior, o Membro Biá representa arenitos grossos, siltitos micáceos e folhelho negro intercalados com finas camadas dolomíticas creme-claro. Representa a sedimentação proximal em plataforma dominada por ondas e *onlap* costeiro de oeste para leste (Silva, 1987). A Formação Jutai ocorre na Sub-bacia Jandiatuba e ultrapassa os limites do Arco Caruari, sobrepondo-se discordantemente sobre a Formação Benjamin Constant e embasamento cristalino. Seu contato superior é discordante à sobrejacente Formação Jandiatuba. As datações palinológicas indicam idades neo-silurianas a eo-devonianas (Grahm, 1990) e ambientes deposicionais relacionados à transgressão marinha de oeste para leste. O perfil-tipo adotado para a Formação Jutai encontra-se no intervalo de 2.415 a 2.497 m do poço 1-JT-2-AM. Para o Membro Biá, a sua seção-tipo refere-se ao intervalo de 1.805 a 1.870 m do poço 1-RBI-1-AM perfurado no município de Caruari. A formação mantém correlação com parte do Grupo Trombetas da Bacia do Amazonas e registra sincronidade com as formações siluro-devonianas da Bacia do Alto Tapajós.

GRUPO MARIMARI

Coube inicialmente a Silva (1987; 1988) reunir no Grupo Marimari as formações Jandiatuba, Biá, Uerê, Urucu e Jaraqui, consideradas devonianas. Grahm (1990) referiu o terço inferior da Formação Jandiatuba ao siluriano,

individualizando a Formação Jutá e respectivo Membro Biá. Reavaliações sedimentares posteriores vieram propor o rebaixamento da Formação Jaraqui à categoria de “membro” da Formação Jandiatuba, bem como uma correspondência dos estratos da Formação Urucu ao Membro Arauá da Formação Uerê. Deste modo, o Grupo Marimari passou a compreender apenas as formações Uerê e Jandiatuba, em cada qual individualizando-se um membro litologicamente distinto e sem características de uma nova formação (membros Arauá e Jaraqui, respectivamente). O Grupo Marimari é correlacionável com os grupos Urupadi e Curuá da Bacia do Amazonas, Canindé da Bacia do Parnaíba e Paraná da Bacia do Paraná (Eiras *et al.*, 1994).

Formação Uerê

A formação teve sua formalização por Silva (1987;1988) na identificação de rochas predominantemente silicosas como silexites e arenitos com espículas de esponjas, além de folhelhos silicosos cinza-escuros. Na seção, o Membro Arauá é composto por arenito caulínítico fino a grosso, branco-acinzentado. A Formação Uerê repousa em discordância sobre a Formação Jutá no âmbito da Sub-bacia Jandiatuba, sobre o Membro Biá no Arco Carauari, sobre o Grupo Purus e embasamento cristalino no âmbito da Sub-bacia Juruá. Registra ainda interdigitação lateral com a Formação Jandiatuba, encontrando-se em discordância erosiva sob a Formação Juruá. As determinações bioestratigráficas e relações estratigráficas para com a Formação Jandiatuba permitem inferir para ela uma idade neo-eifeliana a eo-fameniana no intervalo meso a eo-devoniano (Quadros, 1988; Grahn, 1989). O ambiente deposicional postulado para a formação é marinho raso e transicional, com a fácies proximal, flúvio-eólica a litorânea representada pelo Membro Arauá. Considera-se a grande incidência de espongiários devida à abundância de nutrientes efetivada pela ressurgência no flanco oeste do arco Carauari, sob clima muito frio (Silva, 1987, 1988).

Formação Jandiatuba

A Formação Jandiatuba foi inicialmente referida por Silva (1987;1988) compondo apenas a atual porção superior da unidade, excluindo-se os clásticos finos e carbonatos reunidos na Formação Jutá (Eiras *et al.*, 1994). A formação está caracterizada na Sub-bacia Jandiatuba por folhelhos cinza-escuros a pretos, com intervalos muito ricos em

matéria orgânica, intercalados por siltitos e arenitos finos com espículas. O arenito passa a predominar em direção ao topo. Na Sub-bacia Juruá, a formação é composta por arenitos silicificados intercalados com silexites com espículas de esponjas e camadas de folhelho, siltito e diamictito. Na unidade, o Membro Jaraqui reúne diamictitos cinza-escuros a pretos. A Formação Jandiatuba recobre em discordância a Formação Jutá e embasamento cristalino, estendendo-se até o flanco oeste do Arco Purus. Interdigita-se lateralmente com a Formação Uerê, encontrando-se sobreposta em discordância pela Formação Juruá. Ausenta-se ainda sobre parte do Arco Carauari. O ambiente deposicional interpretado é marinho costeiro, transgressivo até o Frasniano (Devoniano Superior) e regressivo para a seção superior. Os diamictitos Jaraqui podem ser resultantes da ação de geleiras. Com base em microfósseis marinhos a unidade tem idade entre o Emsiano e o Tournaisiano, no intervalo Devoniano Inferior ao Carbonífero Inferior (Quadros, 1988). Grahn (1989;1990) atribuiu-lhe idades neo-eifeliana a neo-fameniana (meso a eo-devoniano), contudo, Quadros *et al.* (1992) reafirmaram para o topo da formação uma idade tournaisiana. A seção-tipo para a Formação Jandiatuba encontra-se no intervalo 2.103 a 2.406 m do poço 1-JT-2-AM. O intervalo 2.186 a 2.414 m do poço 1-JD-1-AM registra o perfil de referência. O Membro Jaraqui tem como perfil-tipo o intervalo 2.743 a 2.765 m do poço 1-JI-1-AM (Caputo, 1984), perfurado no município de Carauari. Seu perfil de referência encontra-se no intervalo 3.130 a 3.195 m do poço 1-BV-1-AM. O folhelho da Formação Jandiatuba e os arenitos da Formação Juruá configuram as rochas geradoras e reservatórios do sistema Jandiatuba – Juruá respectivamente (Eiras, 2005).

GRUPO TEFÉ

O Grupo Tefé reúne as formações Juruá, Carauari e Fonte Boa (Silva, 1987, 1988). Atualmente os perfis-tipo registram modificações nos limites das unidades, sendo considerado discordante seu contato com o Grupo Marimari (Eiras *et al.*, 1994).

Formação Juruá

O termo foi utilizado por Silva (1987, 1988) para descrever uma seção essencialmente arenosa, com pelitos subordinados. A formação constitui a base do Grupo Tefé, encontrando-se sobrejacente às formações Jandiatuba e

Uerê do Grupo Marimari e subjacente a uma camada de anidrita, informalmente designada de Camada Gavião. Caracteriza-se por arenito muito fino a grosso, branco e cinza, com estratificação cruzada de porte variável, associada a siltito, folhelho cinza e castanho, calcário e anidrita. Assenta discordantemente (erosiva) sobre os folhelhos Jandiatuba ou arenitos Uerê. Possui contato superior transicional para a Formação Carauari. Estudos em foraminíferos e palinóforos revelaram para ela uma idade eo-pensilvaniana (Altiner & Savini, 1991; Quadros & Melo, 1993). Os arenitos basais atestam uma sedimentação flúvio-deltaica com retrabalhamento eólico, passando para um ambiente eólico costeiro, com maior influência marinha em direção ao topo da unidade e culminando com fácies de praia com retrabalhamento eólico e, possivelmente barras longitudinais e deltas de maré. Os depósitos de *sabkha* associados às dunas lhe conferem clima quente e árido. A sua seção-tipo encontra-se no intervalo 2.529 a 2.712 m do poço 1-JR-1-AM, tendo como perfil de referência o intervalo 2.332 a 2.486 m do poço 1-LUC-1-AM perfurado no município de Coari. A Formação Juruá registra correlação com a Formação Alto Alegre da Bacia Amazonas e possivelmente com a Formação Piauí da Bacia Parnaíba (Eiras *et al.*, 1994).

Formação Carauari

A unidade foi formalizada por Silva (1987;1988) para designar o pacote carbonático-evaporítico sobreposto aos arenitos da Formação Juruá e sotoposto pelos siltitos da Formação Fonte Boa. A Formação Carauari é constituída por uma associação cíclica de folhelho castanho e cinza-escuro, calcilutito cinzento recristalizado, anidrita nodular e maciça branca e halita fina a grossa. Possui ampla distribuição na Bacia Solimões, incluindo os arcos Carauari e Purus. Possui contatos transicionais com as formações Juruá (inferior) e Fonte Boa (superior). No flanco da bacia está em contato discordante sobre o Grupo Purus e o embasamento cristalino, registrando ainda discordância angular sob a Formação Alter do Chão. Apresenta três soleiras de diabásio em níveis algo uniformes. A idade da formação tem sido atribuída ao Pensilvaniano, com base em datações por fusilinídeos (Altiner & Savini, 1991), conodontes (Lemos, 1989) e isótopos (Rodrigues *et al.*, 1989). A unidade tem sido interpretada como uma sedimentação marinha restrita durante ciclos transgressivos-regressivos, variando de normal a hipersalino. A seção-tipo encontra-se no intervalo 1.062 a 2.455 m do poço 1-CI-1-AM perfurado no município de Carauari, excluindo-se as

soleiras (Eiras *et al.*, 1994). Como perfil de referência, adotou-se o intervalo 987 a 2.159 m do poço 1-JD-1-AM perfurado no município de Eirunepé. É correlacionável às formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia Amazonas e possivelmente a Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba (Eiras *et al.*, 1994).

Formação Fonte Boa

Esta unidade foi proposta por Caputo (1984) e formalizada por Silva (1988) para reunir siltitos e folhelhos vermelhos a castanhos, intercalados com arenitos muito finos, brancos, que ocorrem na Sub-bacia Jandiatuba. Eiras *et al.* (1994) não consideram as halitas de base como pertencentes à unidade, relacionando-as à Formação Carauari. O contato entre as formações Fonte Boa e Carauari é transicional, considerado no topo do calcário ou evaporito mais superior. O contato superior da Formação Fonte Boa se dá em discordância angular e erosiva com a Formação Alter do Chão, de idade cretácea. Sua idade baseia-se na correlação com a Formação Andirá da Bacia Amazonas, considerada permiana (Daemon & Contreiras, 1971; Picarelli & Quadros, 1991; Rodrigues *et al.*, 1993). Corresponde a uma seqüência tipicamente regressiva que assinala o final da sedimentação marinha rasa da Formação Carauari, e a transição para a sedimentação continental desértica representada por *red beds* e depósitos de *sabkha* continental associado. Os evaporitos podem ter sido depositados à beira de lagos remanescentes da regressão marinha, ou formados por infiltração na zona vadosa e ascensão capilar do lençol freático enriquecido em sulfatos, sob condições áridas. Os siltitos calcíferos maciços intercalados com folhelhos foram interpretados por Caputo (1984) como originários de depósitos de *loess*. A seção-tipo da Formação Fonte Boa encontra-se no intervalo 538 a 732 m do poço 2-FB-1-AM perfurado no município do Juruá. As variações faciológicas na unidade levaram à adoção de duas seções de referência: intervalo de 1.109 a 1.407 m do poço 1-RT-1-AM perfurado no município de Tefé e, intervalo de 564 a 687 m do poço 1-JT-4-AM perfurado no município de Jutai, excluídas as soleiras de diabásio. A Formação Fonte Boa é correlacionável com a Formação Andirá da Bacia Amazonas (Eiras *et al.*, 1994).

Formação Solimões (N12s)

O termo Solimões foi revalidado por Caputo *et al.*

(1971) para agrupar argilitos avermelhados a acinzentados e níveis de arenitos conchíferos e de linhito, com ampla distribuição nas bacias Solimões e Acre. Mais para o topo da formação ocorre arenito branco, fino a grosso, com grãos angulosos e subarredondados. Os sedimentos revelam estrutura maciça e secundariamente laminação planar. Contudo, são comuns as estratificações plano-paralela e cruzadas planar e acanalada de pequeno a grande porte. A unidade revela-se muito rica em fósseis vegetais e vertebrados, incluindo troncos, folhas, carófilas, ostracodes, escamas, dentes e ossos (Caputo *et al.*, 1971). Cruz (1984) estabeleceu três principais zonas palinológicas para a formação, correspondentes ao Mioceno, Mioceno-Plioceno e Plioceno. De acordo com Eiras (2005), o início do soerguimento da cordilheira andina no Paleógeno levou ao isolamento da bacia fluvial Alter do Chão. A sobrecarga andina causou uma flexura na placa litosférica e deslocou o depocentro da sedimentação para a região subandina, com comportamento de bacia do tipo ante-país. Os rios, em treliça cretáceos, cederam lugar a grandes lagos de água doce e rasa, pouco movimentada, alimentados por um sistema fluvial meandrante de baixa energia. A elevação da umidade também favoreceu o desenvolvimento de uma vegetação incipiente, que depois viria a se tornar a atual e exuberante floresta amazônica. Nesse ambiente, foram depositados sedimentos essencialmente argilosos e, nos meandros abandonados, restos vegetais e conchas de moluscos. A partir do Mioceno, época do paroxismo do soerguimento andino, a bacia passou a ser assoreada por abundante aporte de sedimentos oriundos dos Andes e começou a se implantar a rede de drenagem em direção ao oceano Atlântico, precursora da bacia hidrográfica atual. A seção-tipo situa-se ao longo do rio Solimões, tendo como seção de referência o intervalo 5 a 305 m do poço 1-BV-1-AM. O perfil-tipo adotado compreende o intervalo 5 – 765 m do poço 2-RJ-1-AM. Segundo Caputo (1984), a Formação Solimões corresponde a uma sedimentação molássica distal, sendo apenas a porção superior depositada em ambientes fluvial e lacustre. A formação recobre em discordância a Formação Alter do Chão e forma uma cunha sedimentar desde o Arco Purus até as bacias subandinhas, onde chega a atingir mais de 7.000 m de espessura.

Formação Içá (N3i)

A Formação Içá foi definida por Maia *et al.* (1977) em furo de sondagem tendo como seção de referência uma sucessão sedimentar com até 79 metros de profundidade

obtida no poço 1AS-41-AM na localidade de São Joaquim, margem esquerda do rio Solimões, estado do Amazonas. Em superfície, possui uma área-tipo que se estende do rio Içá, desde a localidade de Boa União, até a sua foz junto ao rio Solimões. No geral, reúne arenitos amarelo-avermelhados, finos a conglomeráticos, friáveis, com siltitos subordinados e argilitos de características eminentemente continentais e depositados sob condições fluviais de elevada energia e clima árido. De acordo com Maia *et al.* (1977), a seção inferior da formação é constituída por siltitos e/ou argilitos maciços a finamente laminados, lenticulares, intercalados com arenitos estratificados. A seção superior está representada por arenitos conglomeráticos. Estratos cruzados acanalados de porte variado são comuns no seu interior. Uma rica fauna e flora pleistocênica encontra registro na formação que por sua vez, está em discordância erosiva sobre a Formação Solimões.

Terraços Fluviais (N4t)

Os terraços fluviais correspondem a amplos depósitos sedimentares constituídos por argila, areia e cascalho, via-de-regra, inconsolidados a semi-consolidados e com dezenas de metros de espessura. Os sedimentos revelam diferentes ciclos de erosão e deposição ao longo do tempo geológico. No âmbito da bacia intracratônica Solimões aparecem em diversas áreas das bacias dos rios Solimões, Juruá, Purus e Madeira. Normalmente constituem zonas de interflúvios entre a principal drenagem e alguns de seus afluentes, registrando nível topográfico mais elevado do que aquele das planícies aluvionares. Latrubesse & Rancy (1997) descreveram no rio Juruá uma fácies predominantemente arenosa com uma fácies conglomerática basal rica em fósseis de vertebrados. Cabe ressaltar a rica fauna pleistocênica na porção ocidental da Amazônia, com destaque para espécies de variado tamanho do gênero mammalian. A idade desses depósitos corresponde ao período Neógeno, possivelmente Pleistoceno Superior, recoberto em descontinuidade os sedimentos miocênicos a pliocênicos da Formação Solimões.

Depósitos de planícies aluvionares (N4a2)

Os principais rios que integram as bacias Solimões e Amazonas denotam expressivas áreas de planícies aluvionares, chegando a atingir dezenas de quilômetros de largura e de extensão. Têm destaque as bacias dos rios

Madeira, Purus, Solimões, Japurá, Juruá, Jutai, Amazonas, Uatumã e Jatapu. Revelam uma morfologia característica de planície sedimentar onde é comum o padrão de canais fluviais meandantes, lagos de variada conformação e meandros abandonados que registram a migração lateral do curso dos rios. A planície encontra-se representada por sedimentos arenosos a argilosos inconsolidados a semiconsolidados, associando-lhes níveis de cascalho e matéria orgânica. Os depósitos inconsolidados compõem-se predominantemente por areia de composição quartzo-feldspática e granulometria variável, normalmente revelando granodrecrescência ascendente. Os depósitos semiconsolidados são representados por camadas argilosas, maciças, com subordinados níveis arenosos e de espessura variável. Apresentam estratificações plano-paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas. Estes depósitos registram quantidades variáveis de troncos, matéria orgânica imatura e níveis de material vegetal (folhas).

3.2.4.3 - BACIA DO ALTO TAPAJÓS

A Bacia do Alto Tapajós encontra na atualidade um quadro litoestratigráfico em atenção à duas principais regiões: 1 - rios Tapajós (alto curso), Juruena (baixo curso) e Teles Pires (baixo curso) e, 2 – médio curso dos rios Jatuarana, Juma e Acari e médio-alto curso dos rios Sucunduri e Camaiú. Ambas unidades descritas a seguir apoiam-se no histórico de sua definição original a partir dos principais estudos voltados à bacia paleozóica e que tiveram por parte de Santiago *et al.* (1980), Bizinella *et al.* (1980), Reis *et al.* (2006b) e Reis (2006) as principais propostas estratigráficas.

GRUPO ALTO TAPAJÓS (S3D1AT)

Coube a Reis (2006) a proposta de integração no Grupo Alto Tapajós das formações siluro-devonianas Beneficente, Juma, Prainha e Terra Preta, ocorrentes no flanco noroeste da Bacia do Alto Tapajós. Vem substituir o termo “Grupo Jatuarana” empregado por Bizinella *et al.* (1980) para reunir no igarapé Jatuarana, afluente do rio Aripuanã, apenas as formações Borrachudo, Capoeiras e São Benedito, a partir da identificação de semelhantes litologias àquelas definidas no rio Tapajós por Santiago *et al.* (1980). Reis *et al.* (2006b) definiram no Grupo Jatuarana e região dos rios Tapajós, Juruena e Teles Pires, as formações Capoeiras, São Benedito, Ipixuna, Navalha e

Providência. De acordo com Reis (2006), futuras correlações podem ser estendidas a ambas porções da Bacia do Alto Tapajós e cuja uniformização deve obedecer as prioridades em nomenclatura estratigráfica e reconhecimento das seções-tipo. O Grupo Alto Tapajós mantém correlação com o Grupo Trombetas da Bacia do Amazonas e Formação Jutai da Sub-bacia Jandiatuba da Bacia do Solimões.

Litoestratigrafia dos rios Tapajós (alto curso), Juruena (baixo curso) e Teles Pires (baixo curso)

Formação Borrachudo

A Formação Borrachudo foi definida por Santiago *et al.* (1980) para reunir arenitos com níveis carbonosos e siltitos intercalados e cuja localidade-tipo e melhores exposições encontram-se na bacia do igarapé Borrachudo, afluente esquerdo do rio Tapajós. Uma espessura mínima foi estimada em 200 metros. De acordo com os autores, constitui o nível basal da sucessão sedimentar pós-Buiuçu. Os arenitos são finos, acinzentados, caulínicos, micáceos e com matriz argilosa. Revelam níveis de material carbonoso em uma fácies diagenética de hulha. É comum a presença de gretas de contração. De acordo com Santiago *et al.* (1980) as estruturas de gretas e presença de material carbonoso indicam ambiente continental a marinho raso, admitindo ainda uma influência flúvio-continental na zona litorânea da bacia. Reis *et al.* (2006b) não identificaram a referida unidade no curso do rio Tapajós em faixa alongada NNW-SSE, mencionando que a Formação Capoeiras que a recobre, é a principal unidade basal da bacia paleozóica. Bizinella *et al.* (1980) ao propor a reunião das formações paleozóicas no Grupo Jatuarana, não reconheceram a Formação Borrachudo na bacia do igarapé Jatuarana. Reis (2006) mencionou uma possível correspondência da Formação Borrachudo com o espesso pacote síltico acinzentado que desponta na Formação Juma, bacia do rio cognato. Em termos de idade, a formação revelou vínculos ao período Siluriano – Devoniano por meio da identificação de graptólitos e palinologia em fragmentos e cutículas de vegetais.

Formação Capoeiras

A Formação Capoeiras foi originalmente descrita

por Santiago *et al.* (1980) para reunir arenitos intercalados com siltitos e argilitos avermelhados cuja área-tipo situa-se no trecho das corredeiras Capoeiras e Chacorão, rio Tapajós. De acordo com os autores, as relações de contato entre a unidade e formações Borrachudo (subjacente) e São Benedito (sobrejacente) basearam-se em grande parte nas diferenças litológicas. Reis *et al.* (2006b) descreveram quartzos arenitos róseos, friáveis, granulação média, com estruturas cruzadas acanaladas de médio porte (1,5 metros) e tomadas de direção de paleocorrente para SW (Figuras 3.2.4.1.1a e 3.2.3.1.1.b). Ocorrem marcas onduladas assimétricas com comprimento de onda de 6,0 cm e paleocorrentes para 120° e 300°. No travessão Banco intercalam-se siltitos avermelhados, compactos e com acamadamento N60°W/10°SW. No topo do pacote arenosiltítico aparecem marcas onduladas assimétricas com comprimento de onda de 2,0 cm e paleocorrente em 290°, além de gretas de contração. No travessão Campinho predominam quartzos arenitos médios com estratos cruzados acanalados de pequeno porte e azimutes de paleocorrente em 150° e 180°. Na altura da localidade de Maracati e ilha da Anta, predominam quartzos arenitos intercalados com siltitos e estruturas cruzadas acanaladas com azimute de paleocorrente para NW, além de marcas onduladas de

variável direção e comprimento de onda, sugestivas ainda, de marcas de interferência e de provável ambiente de maré. O arenitos e siltitos estendem-se no trecho do travessão Chafariz até a localidade Prainha, rio Tapajós. Neste local, o quartzos arenito é acinzentado, silicificado e revela estratos cruzados acanalados de pequeno porte e marcas onduladas no topo dos sets. Em amostra de mão, a rocha exhibe minúsculas concavidades preenchidas por material argiloso (*drapes*), além da intercalação com níveis delgados de argila, sugestivos de uma área de exposição aérea a subaquosa e retrabalhamento do material fino. A análise bioestratigráfica forneceu indicação do iconofóssil *Palaeophicus sp.*, que apesar de indicar ambiente marinho, não constitui bom elemento cronoestratigráfico. Na proximidade do morro São Benedito ocorrem quartzos arenitos com geometria de lobos sigmoidais e marcas onduladas no topo (fácies proximal), além de bioturbação e marcas onduladas de interferência (fácies distal). De acordo com Reis *et al.* (2006b), a Formação Capoeiras revela condições de deposição sedimentar de um ambiente flúvio-deltaico com domínio de marés. Reis (2006) revelou uma correlação direta entre as formações Beneficente e Capoeiras, atentando, contudo, à prioridade cronológica do termo “Beneficente” (Almeida & Nogueira Filho, 1959).

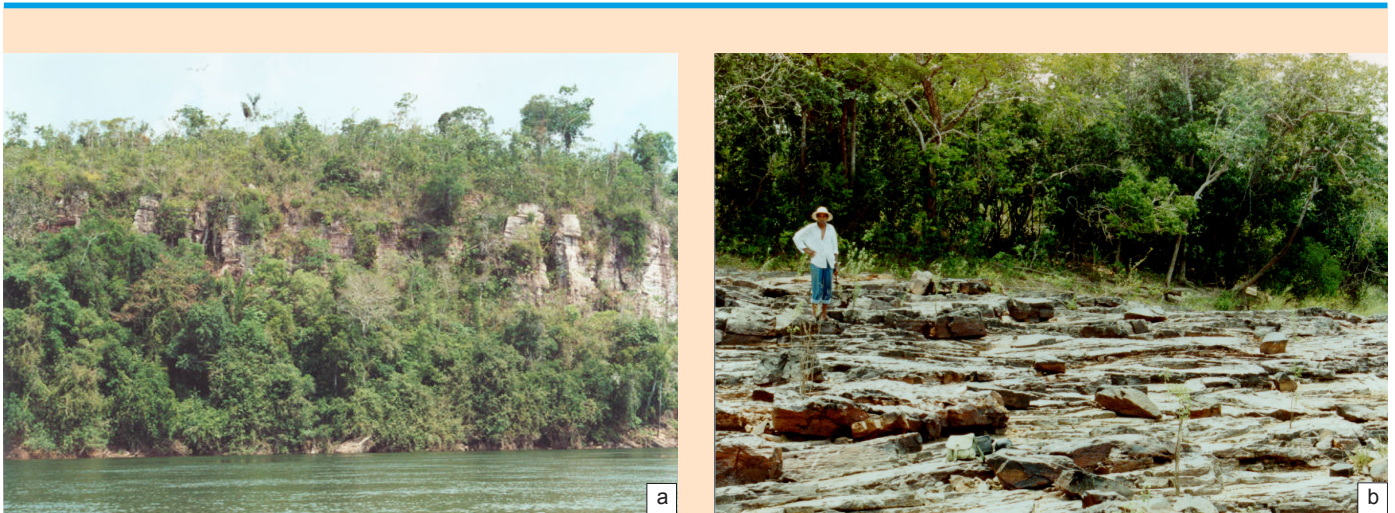


Figura 3.2.4.1.1 **a)** - Exposição sedimentar da Formação Capoeiras, margem direita do rio Tapajós; **b)** Estratificações cruzadas acanaladas em quartzos arenitos da Formação Capoeiras.

Formação São Benedito

Coube a Santiago *et al.* (1980) a verificação de uma unidade sedimentar pelítica (folhelho) sobreposta a quartzo arenitos e cuja feição morfológica regional tem destaque àquelas unidades arenosas nas cercanias. Enfatizaram a serra São Benedito, margem esquerda do rio Tapajós, como sua localidade-tipo, tendo a unidade extensão até 5 km a jusante do travessão Pesqueirinho. Reis *et al.* (2006b) descreveram na citada localidade-tipo, espesso pacote sedimentar representado pela intercalação de arenitos e siltitos silicificados, finamente laminados, que em direção ao topo revela camadas mais espessas de arenitos (Figura 3.2.4.1.2). A análise palinológica do siltito revelou fragmentos vegetais de idade devoniana, confirmando prévia indicação de Santiago *et al.* (1980). Lateralmente à serra São Benedito e margem esquerda do rio Tapajós, os ritmitos gradam a sets de quartzo arenitos maciços com aproximadamente 1,0 metro de espessura, que por sua vez, intercalam-se com camadas métricas de arenito e siltito finamente laminados e cujos estratos indicam acamadamento em N30°W/10°SW. A seção rítmica revela arenitos maciços sob forma de barras de um ambiente de frente deltaica (progradação deltáica da sobrejacente Formação Ipixuna sobre a fácies prodelta/turbidítica São Benedito).



Figura 3.2.4.1.2 – Morro São Benedito, localidade-tipo da Formação São Benedito, margem esquerda do rio Tapajós.

Formação Ipixuna

A Formação Ipixuna foi originalmente proposta por Santiago *et al.* (1980) para reunir quartzo arenitos

sobrejacentes à Formação São Benedito. Segundo os autores, registra ampla área de distribuição geográfica, lançando-se mão, contudo, de critérios eminentemente fotogeológicos para outras unidades arenosas sobrejacentes a que informalmente denominaram de unidades F e G. A formação encontra registro de intrusão pelo dique de diabásio Cururu, de idade jurássica. Reis *et al.* (2006b) mencionaram para a unidade uma extensão de afloramentos no rio Tapajós, que tem início nos primeiros afloramentos de quartzo arenitos a jusante da serra São Benedito até a proximidade da vila São Manoel do Teles Pires (Figura 3.2.4.1.3). Os corpos areníticos revelam uma geometria tabular e conteúdo em estratos cruzados acanalados de pequeno porte. Apresentam acamadamento em N15W/5SW. Em escala de mão, os arenitos revelam algumas pontuações de pirita. Na localidade de Santa Rita, afloram quartzo arenitos esbranquiçados com conteúdo em estratos cruzados acanalados de pequeno porte e azimute de paleocorrente para SW. A jusante, no travessão Pesqueirinho, as litologias mantêm conformação de lobos sigmoidais, que nos arredores revelam ainda marcas onduladas simétricas bifurcadas e cruzadas acanaladas de pequeno porte (canais fluviais), possíveis estruturas formadas em ambiente raso e com interferência pela ação de marés. Os lobos sigmoidais registram paleocorrente em 200° e as marcas onduladas, quando assimétricas, azimutes de paleocorrentes para 50°, sugerindo ação de maré do quadrante SW para NE e afogamento do sistema fluvial para SW. A montante da localidade de São Manuel, no leito esquerdo do rio Tapajós e sopé de alguns morros, afloram arenitos finos e siltitos finamente laminados, por vezes silicificados, com marcas onduladas no topo e bioturbação.

Esses ritmitos ocorrem na proximidade de calcilitos da sobrejacente Formação Navalha e de brechas tectônicas com conteúdo arenítico e carbonático. A Formação Ipixuna mantêm relação com o sistema deposicional da subjacente Formação São Benedito no que se refere ao arranjo de barras arenosas e ritmitos, não tendo sido verificada qualquer relação de sobreposição às formações Capoeiras ou embasamento Buiuçu conforme aventado por Santiago *et al.* (1980). Reis *et al.* (2006b) descreveram para o topo da formação uma condição de deposição sedimentar em ambiente flúvio-deltaico e com domínio de marés similar àquela da Formação Capoeiras.

As unidades São Benedito e Ipixuna mantêm correlação com a Formação Prainha que ocorre na borda

noroeste da Bacia do Alto Tapajós. A terminologia “São Benedito” tem prioridade aos futuros estudos de integração estratigráfica da região (Reis, 2006).

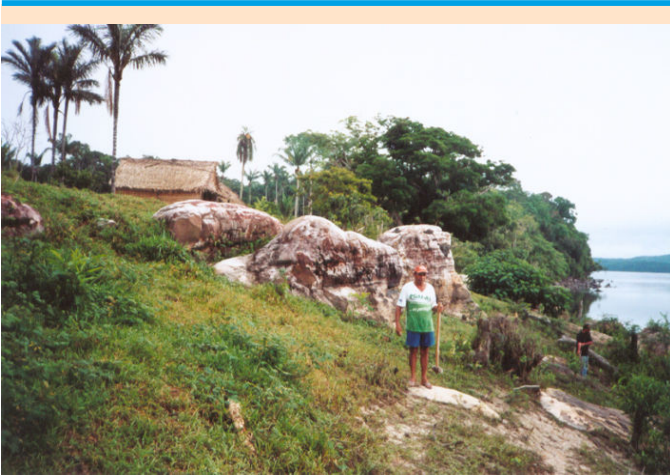


Figura 3.2.4.1.3 – Exposição arenítica da Formação Ipixuna, na localidade de Santa Rita, margem esquerda do rio Tapajós.

Formação Navalha

A primeira referência a siltitos acinzentados expostos na serra Navalha, baixo curso do rio Juruena, deve-se a Moura (1932). Santiago *et al.* (1980) apontaram uma segunda seqüência carbonática na região Tapajós - Juruena, reunindo arenitos e siltitos calcíticos acinzentados e calcários creme a acinzentados na Formação Navalha. Reis *et al.* (2006b) referiram-se à formação na serra cognata, mencionando na base material terrígeno composto por intercalação de arenitos e siltitos avermelhados, finamente laminados e com acamadamento em N30°E/4°SE. Esses ritmitos ocorrem em pacotes com até 3,0 metros em espessura. Grande parte da serra é constituída por um calcilito acinzentado claro a escuro, intensamente silicificado e com pontuações de pirita na matriz (Figura 3.2.4.1.4). Demais ocorrências silticas avermelhadas e de calcilitos foram verificadas no rio Bararati e rio Teles Pires, este, a 30 km de sua foz. Nobre-Lopes (2002) descreve em lâmina delgada a presença de mosaicos de calcita fibrosa radiaxial (CFR), um tipo especial de cimento, este, freqüentemente seguido por uma segunda geração de cimento calcítico. As amostras foram descritas como um calcário cristalino com elevado grau de diagênese e desprovido de textura original sedimentar. A autora fez

considerações a respeito de uma origem primária para os cimentos CFR, diageneticamente precoces e depositados em ambiente marinho freático, comumente encontrados preenchendo cavidades em *mud mounds* e construções de recifes paleozóicos. O estudo de palinofácies revelou grande quantidade de matéria orgânica amorfa e fragmentos de miósporos e tecidos vegetais. As exposições carbonáticas da serra Navalha e rio Bararati conferiram uma palinologia devoniana, estabelecendo deste modo, a exemplo da subjacente Formação São Benedito, uma idade também devoniana para a Formação Ipixuna. Resultados analíticos obtidos em amostras calcárias da Formação Navalha revelaram características magnesianas (5-12% em MgO) a dolomíticas (> 12% em MgO). A Formação Terra Preta, rio Sucunduri, mantém correlação com a Formação Navalha, cuja terminologia proposta por Moura (1932) torna-se prioritária aos futuros estudos de integração estratigráfica da região (Reis, 2006).



Figura 3.2.4.1.4 – Base da serra Navalha (localidade-tipo), baixo curso do rio Juruena. Calcilito acinzentado claro a escuro, intensamente silicificado, da Formação Navalha.

Formação Providência

Foram descritos na Formação Providência (Reis *et al.*, 2006b) os afloramentos areníticos com eminente característica arcoseana, róseos e friáveis e que ocorrem no entorno da localidade de Providência, frontal à vila Teles Pires em território paraense, pela margem esquerda do rio Teles Pires, em território mato-grossense, e cuja extensão para sul se faz até a corredeira Rasteira. Para oeste, ao

longo do rio Juruena, passa a aflorar a partir de uma ilha frontal à fazenda Pontal, a montante da foz do rio São Tomé, um afluente pela sua margem direita.

Esses arenitos também foram identificados no médio curso do rio Bararati, um afluente pela margem esquerda do rio Juruena. A sucessão, a montante de Providência, é arenosa arcoseana, rica em estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (30 cm) e azimute de paleocorrente para W. O topo dos estratos registram formas de leito representadas por marcas onduladas assimétricas não-bifurcadas e com variados comprimentos de onda (3 a 8 cm) e azimute de paleocorrente para o quadrante SW (Figura 3.2.4.1.5).

As camadas revelam baixo ângulo de mergulho. O arenito por vezes intercala-se a siltitos finamente laminados e também ricos em estratos cruzados acanalados com azimutes de paleocorrente em grande parte para NW. Esta sucessão predominantemente arenosa revela características deposicionais de um sistema fluvial entrelaçado (canais fluviais) com comum presença de estratos cruzados acanalados e marcas onduladas no topo dos *sets* areníticos.

Na altura das cachoeiras São José e Trovão, rio Teles Pires, afloram arenitos arcoseanos a quartzo arenitos finos, esbranquiçados, geometria tabular e com marcas onduladas no topo dos *sets*. Estas, são assimétricas não-bifurcadas (cristas retilíneas) a assimétricas do tipo catenária. Os arenitos também evidenciam estratos cruzados acanalados do tipo “espinha de peixe”, sugerindo a atuação de maré (azimutes de paleocorrentes para 220° e 20°). Níveis milimétricos de argilito aparecem intercalados nos arenitos. No entorno da pista de pouso Sapé o acamadamento é N80°E/4°SE, concordante ao padrão estrutural E-W que controla ambos rios Juruena e Teles Pires, este, a montante da corredeira Rasteira.

Neste local, afloram monótonos arenitos róseos, médios e bem selecionados. Quando em seção, revelam uma geometria sugestiva de lobos sigmoidais onde é comum a intercalação de argilito e marcas onduladas no topo dos *sets*. Registra o provável afogamento do sistema fluvial (barras arenosas). As paleocorrentes tomadas em marcas onduladas revelam azimutes no quadrante NW. As estratificações cruzadas acanaladas foram medidas nos quadrantes SW e NW. No rio Juruena, a Formação Providência passa a aflorar aproximadamente a 10 km a

jusante da foz do rio Bararati, estendendo-se às cachoeiras e corredeiras como Canal Grande, São Simão, Lavarinto e São Florêncio. Afloram quartzo arenitos a arenitos arcoseanos finos a médios, bem selecionados, róseos a esbranquiçados, ricos em estratos cruzados acanalados e marcas onduladas assimétricas. Apresentam baixo ângulo de mergulho das camadas. No trecho que se estende da foz do rio São Tomé e que inclui a cachoeira Lavarinto, intercalam-se siltitos acinzentados com cerca de 30 cm de espessura.

Nos rios São Tomé e Bararati, a unidade não registra mudanças notáveis, prevalecendo arenitos finos, bem selecionados, de aspecto sacaroidal e com intercalações siltíticas. Alguns finos leitos conglomeráticos aparecem, contudo, sem relação com as demais unidades litológicas. O estudo bioestratigráfico não revelou conteúdo palinológico.

A Formação Providência pode manter correspondência com a Formação Prainha (Reis, 2006), tratando-se, deste modo, de uma unidade subjacente à Formação Navalha e cuja estratigrafia volta-se para a borda sul da bacia paleozóica.

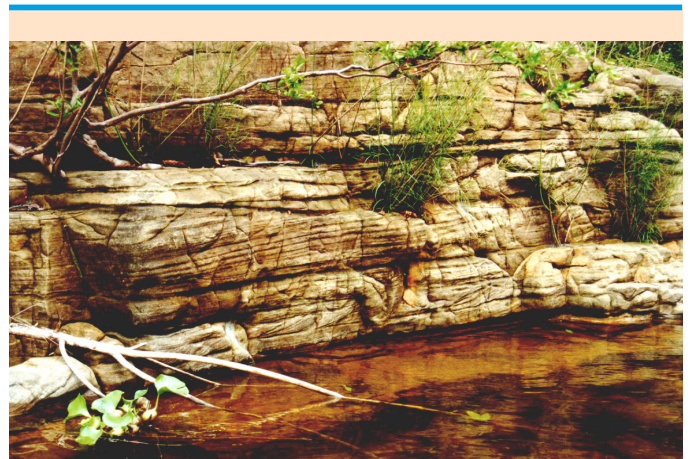


Figura 3.2.4.1.5 – Sucessão arenosa arcoseana, rica em estratificações cruzadas acanaladas e azimute de paleocorrente para W. O topo dos estratos registram formas de leito representadas por marcas onduladas assimétricas não-bifurcadas e com variados comprimentos de onda (3 a 8 cm) e azimute de paleocorrente para o quadrante SW. Margem direita do rio Teles Pires.

Litoestratigrafia do médio curso dos rios Jatuarana, Juma e Acari e médio-alto curso dos rios Sucunduri e Camaiú

Formação Beneficente

Coube a Reis (2006) a proposta de integração da sucessão terrígena Beneficente sob forma de uma unidade sedimentar basal paleozóica do Grupo Alto Tapajós. De acordo com o autor a litoestratigrafia da borda noroeste da bacia revela algumas características: 1) a seção-tipo do Grupo Beneficente, descrita originalmente por Almeida & Nogueira Filho (1959) no rio Aripuanã reúne duas principais litofácies – psamítica e pelítica – tipologias estas, identificadas na região dos rios Jatuarana, Acari, Juma, Camaiú e Sucunduri, bem como trechos da rodovia Transamazônica; 2) o “Beneficente” tem sido estabelecido indiscriminadamente como uma bacia sedimentar proterozóica. Os estudos que sucederam Almeida & Nogueira Filho (1959), com ápice no período 1970 - 1985, não atentaram para a estratigrafia sedimentar e particularidades. Sendo assim, o estabelecimento paleozóico sugerido por Almeida & Nogueira Filho (1959) para o Beneficente, jamais voltou a ser postulado nos estudos de mapeamento geológico que o sucederam; 3) o “Beneficente” como até então considerado na literatura, revelava-se sistematicamente impreciso no que se refere a inclusão ou não de níveis carbonáticos em sua litoestratigrafia; as rochas carbonáticas, por sua vez, têm revelado por meio de estudos palinológicos, uma idade siluro-devoniana; 4) a Bacia do Alto Tapajós, que apresenta em algumas situações forte controle estrutural por meio de falhas possivelmente compartimentais, têm sido cartografada em arranjo de dobramentos sinclinais e anticlinais.

Coube a Liberatore *et al.* (1972) a ampliação do Beneficente para o médio e alto curso do rio Sucunduri (cachoeira Mantible e Monte Cristo), baixo curso do rio Roosevelt, médio curso do rio Aripuanã, parte do rio Juma e rio Branco (afluente do rio Camaiú). Seu estabelecimento no éon Proterozóico deveu-se a ausência de documentação fossilífera, ausência de contatos com unidades cronologicamente definíveis e aparente correlação com reconhecidas bacias do cráton (Roraima e Gorotire). Mais para leste, na região do Alto Tapajós, Santos *et al.* (1975) e Bizinella *et al.* (1980) mantiveram a denominação de Grupo Beneficente. No que se refere a um substrato sedimentar

mais antigo para a bacia paleozóica, Santiago *et al.* (1980) e Pinheiro & Ferreira (1999) promoveram respectivamente o emprego das denominações “Palmares” e “Buiuçu” em substituição a Beneficente, Gorotire ou mesmo Cubencranquém.

Sob este amplo espectro de questionamentos, Reis (2006) empregou a denominação “Formação Beneficente” para agrupar rochas sedimentares clásticas que repousam em descontinuidade às vulcânicas Colíder, notadamente a sul e sudoeste da região de Apuí, revalidando, contudo, o estabelecimento paleozóico sugerido por Almeida & Nogueira Filho (1959). A formação corresponde a litofácies inferior dos autores. A Formação Beneficente, quando em contato discordante erosivo junto ao Grupo Colíder, aparece sob forma de arenitos líticos, quartzo arenitos, siltitos e mais raramente arenitos conglomeráticos róseos, compactos e de granulação grossa (Figura 3.2.4.1.6a). A unidade revela feições de canais fluviais onde são comuns estruturas de sulco e costela em planta e estratificações cruzadas acanaladas em corte. Os arenitos conglomeráticos, quando presentes, são interpretados como barras longitudinais do sistema fluvial. A formação aparece ainda no rio Acari, em trecho que compreende a travessia pela BR-230 (Transamazônica) até o término da vicinal 11 pela sua margem esquerda. Os quartzo arenitos Beneficente são róseos a avermelhados e subordinadamente acinzentados claro, granulação média, via-de-regra, silicificados. Em detalhe, intercalam-se milimetricamente com siltitos avermelhados, mantendo, contudo, uma laminação descontínua e bifurcada. Normalmente revelam-se maciços, porém, estratos cruzados acanalados de pequeno porte (0,5 metro) foram verificados e onde o azimuth de paleocorrente foi tomado para o quadrante SW. Acamadamentos foram medidos em E-W/10°S e N74°E/subhorizontal. Em corte de estrada e proximidade da vicinal Cupuaçu, afloram ritmitos constituídos por alternância de arenitos maciços, esbranquiçados e siltitos/argilitos avermelhados. Os sets arenosos tornam-se menos espessos em direção ao topo da seção, passando na base de 0,5 metro para alguns centímetros em direção ao topo. Interpreta-se este afloramento como formado em ambiente marinho raso (turbidítico).

Nesta área, a Formação Beneficente registra proximidade com rochas vulcânicas do Grupo Colíder e são identificados litarenitos vulcânicos e quartzo arenitos. No rio Sucunduri, no trecho que se estende da travessia da

BR-230 (Transamazônica) para montante, até a proximidade da foz do igarapé Goiabal, afloram arenitos e siltitos róseos a avermelhados, granulação fina a média, geometria tabular e ricos em estratificações cruzadas acanaladas (Figura 3.2.4.1.6b). Predominam estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (0,5 a 1,0 metro), cujos azimutes de paleocorrente apontaram principalmente para o quadrante NE. No trecho entre as corredeiras Tira-Teima e Cotovelo, afloram quartzos arenitos e conglomerados com características ímpares daquela sucessão arenítica rósea a avermelhada e fluvial. Encima este nível arenoconglomerático, espesso pacote representado pela alternância de arenitos sílticos e siltitos avermelhados, tabulares e ricos em estratificações cruzadas acanaladas. No trecho entre o igarapé Goiabal e serra Bonnet, incluindo a foz do igarapé Mantible, o curso do rio Sucunduri secciona litologias areníticas róseas e silicificadas que afloram em duas principais situações: em plano de falha N-S/60°E e onde é registrada uma marca ondulada quase na vertical e,

zonas onde aparecem planos de foliação medidos em N60W/50SW e N30E/70SE. Muitas das feições indicativas de dobramentos em caráter regional sugerem níveis de litologias mais resistentes à erosão. As cristas de serras alinhadas também envolvem a formação de brechas tectônicas. No alto curso do rio Sucunduri, proximidade da borda da Bacia do Alto Tapajós, Riker & Oliveira (2000) confirmaram uma palinologia siluriana para os arenitos da cachoeira Monte Cristo. Esta, constitui até o presente momento, a mais relevante informação de idade siluriana para a sedimentação Beneficente. A unidade é interpretada como originada em um ambiente de planície flúvio-deltaica onde desenvolveram-se canais fluviais entrelaçados. De norte para sul e oeste para leste, a planície Beneficente foi gradativamente sendo afogada (transgressão marinha), levando à formação de uma extensa e espessa planície lamosa representada pela sobrejacente Formação Juma. Na região de Apuí, sua espessura foi estimada estar em torno de 30 a 50 metros, contudo, podendo registrar maior espessura para leste.



Figura 3.2.4.1.6 a) Região de Apuí, vicinal Gaúcha. Arenitos líticos com fragmentos de vulcânica. Proximidade do contato entre o Grupo Colíder e a Formação Beneficente; b) Médio curso do rio Sucunduri. Estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte em quartzos arenitos da Formação Beneficente.

Formação Juma

A Formação Juma foi proposta por Reis (2006) para reunir um espesso pacote sedimentar representado por siltitos e arenitos finos acinzentados, cuja principal área de ocorrência é a bacia do rio Juma, no trecho que se estende

da cachoeira Paredão (Figura 3.2.4.1.7a), ao norte, até o entorno da ponte da vicinal Brasília, a sul, perfazendo aproximados 45 km de extensão fluvial. Outras conhecidas cachoeiras no rio Juma incluem-se nesta unidade, citando-se, Morena, Sucurijú e Apuí. Este pacote encontra-se sobreposto pela Formação Prainha. Corresponde a litofácies

pelítica incluída no “Beneficente” por Almeida & Nogueira Filho (1959). A Formação Juma aflora ainda na bacia do igarapé Jatuarana, acima da cachoeira Galinha, onde foram identificadas várias exposições de siltitos e arenitos finos acinzentados, algumas vezes com pontuações de sulfetos e cujos dados petrográficos têm revelado a presença de glauconita, sugerindo ambiência marinha. Cruz (1982) revelou uma idade siluro-devoniana para siltitos da região do Jatuarana. A Formação Juma aflora em trechos da BR-230 (Transamazônica), altura do Km 54 (a partir de Apuí), proximidade da fazenda Souza Metal. A grande maioria das vicinais da área de assentamento do INCRA, entre os rios Juma e Acari, cortam litologias da Formação Juma, citando-se Brasil Novo, Morena, Aripuanã, Sulina, Cangalhão, Coruja, Mineira e Raulino, dentre outras. Entre o rio Acari e cabeceiras do rio Camaiú também foram verificadas ocorrências de siltitos e arenitos finos intercalados, a exemplo das vicinais Três Estados, Três de Julho e Nova Linhares. A fina estratificação observada nos siltitos é proveniente da mistura de material terrígeno e carbonático.

O material terrígeno concentra-se ao longo estreitos níveis areníticos, de cerca de 1,0 mm de espessura, que se alternam com camadas mais largas, de até 1,0 cm de espessura, predominantemente carbonáticas e de granulometria silte. Nos leitos areníticos ocorrem grãos de quartzo subarredondados, de tamanho areia fina (< 0,1 mm) associados a raros grãos de feldspatos, opacos, sericita e clorita. Em meio a estes grãos observam-se pelóides escuros de carbonato, de cerca de 0,1 mm de tamanho e algumas partículas, também arredondadas, de material fosfático(?) marrom. Os leitos sílticos são formados por carbonato fino em meio ao qual distingue-se vagamente a presença de diminutos pelóides (< 0,05 mm), além de grãos disseminados de quartzo de tamanho silte e de raros opacos e sericita. Neste aspecto, alguns níveis de siltitos que revelam internamente a presença de material carbonático e cujas amostras efervesce ao ataque com ácido clorídrico (HCl), permanecem, contudo, predominantemente de origem terrígena. No alto curso do rio Sucundurí (Figura 3.2.4.1.7b), a Formação Juma aflora no trecho que compreende os

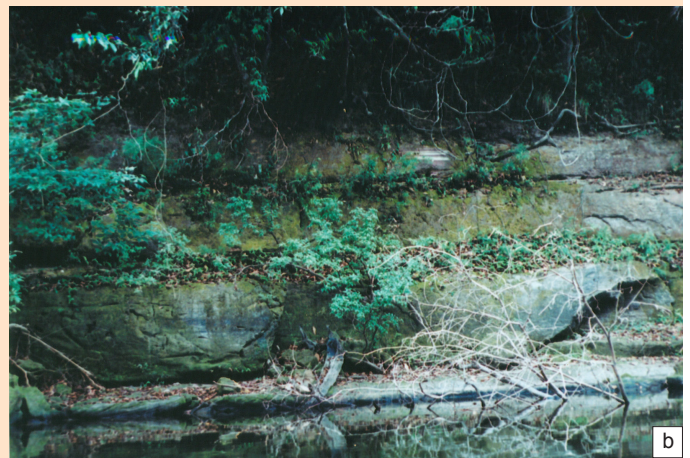


Figura 3.2.4.1.7 **a)** Cachoeira Paredão, rio Juma. Exposição de siltitos da Formação Juma; **b)** Rio Sucundurí. Siltitos cinza-esverdeados, laminados e quebradiços, com ondulações no topo, sendo recobertos por arenitos finos, róseos claro e siltitos intercalados com laminação plano-paralela e ondulações em escala de afloramento. Formação Juma.

primeiros 4,0 km a montante da foz do igarapé Sucundurizinho até a proximidade da corredeira Três Tombos (arenitos Prainha). No trecho compreendido entre a localidade de Terra Preta e Monte Cristo, Riker & Oliveira (2001) descreveram siltitos acinzentados e cujos resultados palinológicos apontaram uma idade siluriana. Cruz (2005)

identificou três palinofácies no furo TPN-05 (total de 452 metros) realizado na bacia do rio Sucundurí pela Cia. Morro Vermelho, Grupo Camargo Corrêa, na década de 80. As espécies identificadas foram relacionadas ao Neodevoniano, sendo que o intervalo que caracteriza a palinofácies C da autora mantém correspondência com a Formação Juma

(Reis 2006). A Formação Juma é interpretada como uma extensa e espessa planície lamosa gerada a partir do gradativo afogamento (transgressão marinha) da planície flúvio-deltáica Beneficente. Marginal à planície, desenvolveram-se áreas de intermaré da sobrejacente Formação Prainha. Sua espessura ao longo do rio Juma, no trecho entre as cachoeiras Paredão e Apuí é estimada em 50 metros. Contudo, na região do alto curso do rio Sucunduri, baseando-se na reinterpretação dos furos da Cia. Morro Vermelho (1-BO-01-AM e TPN-05), a unidade apresenta-se mais espessa e em torno de 150 a 250 metros.

Formação Prainha

Reis (2006) utilizou a denominação estratigráfica “Formação Prainha” em consonância àquela descrita originalmente por Almeida & Nogueira Filho (1959) em trecho do rio Aripuanã, entre a localidade de Beneficente (2 km a montante) e cachoeira Periquito, tratando-se de uma sucessão sedimentar clástica sobrejacente à fácies pelítica “Beneficente”.

Esta formação foi ainda identificada no baixo curso do igarapé Jatuarana, margem direita do rio Aripuanã, estendendo-se drenagem acima em aproximadamente 40 km, até o entorno da cachoeira Galinha (Figura 3.2.4.1.8a). Afloram quartzo arenitos silicificados, granulação média e coloração acinzentada a rósea. Internamente dispõem laminação plano-paralela.

Os arenitos róseos a avermelhados, silicificados, despontam na cachoeira Galinha, local que confere gradativo desnível escalonado rochoso em torno de 10 metros. São perceptíveis estruturas cruzadas acanaladas de médio a grande porte (0,5 a 5,0 metros) com azimutes medidos nos quadrantes SW, NW e subordinadamente NE. Na superfície aparecem marcas onduladas assimétricas não-bifurcadas e com comprimento de onda em torno de 5,0 cm. A montante da cachoeira Galinha são reconhecidas demais exposições quartzo areníticas ricas em estratos cruzados acanalados e com acamadamento medido em N10°E/12°NW. Alguns pontos no igarapé registraram brecha silicosa, onde é possível uma correspondência àquelas zonas de forte controle estrutural que também ocorrem alguns quilômetros a jusante. Aproximadamente uns 10 km acima da cachoeira, passam a aflorar rochas silticas acinzentadas da subjacente Formação Juma, cujo contato não foi possível estabelecer.

Estima-se uma espessura em torno de 30 metros para estes quartzo arenitos róseos da Formação Prainha ao longo do igarapé Jatuarana. A formação aflora ainda em trecho da BR-230 (Transamazônica), entre a travessia do igarapé Jatuarana (km 66 a partir de Apuí) até aproximadamente o km 55. Ainda, aproximadamente 8,0 km após a entrada da vicinal Três Estados, no sentido para o rio Camaiú onde há uma franca área de ocorrência de arenitos creme esbranquiçados e de granulação média a fina (Figura 3.2.4.1.8b).

No médio curso do rio dos Pombos (afluente esquerdo do rio Juma), em trecho ao longo da vicinal Pombos até a ponte sobre o rio, foram registrados afloramentos quartzo areníticos extremamente friáveis, róseos a esbranquiçados e bem selecionados (Figura 3.2.4.1.8c).

Estas rochas conferem um grande número e arranjo de marcas onduladas assimétricas bifurcadas e não-bifurcadas (longitudinais) e de variado comprimento centimétrico de onda. Em corte, níveis centimétricos de rocha revelam diferentes arranjos de marcas onduladas, evidenciando periódicas incursões de lâminas de água em profundidades também centimétricas.

Foram tomadas várias medidas sendo que naquelas assimétricas bifurcadas houve predomínio de azimutes no quadrante NE, conquanto que naquelas longitudinais, os azimutes situaram-se no quadrante SW. O acamadamento medido foi N50°W/10°SW. Nas vicinais Pimenta Bueno e Jaru afloram quartzo arenitos esbranquiçados, friáveis e bem selecionados. No topo ocorrem marcas onduladas assimétricas lineares e algumas estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe. No alto curso do rio Sucunduri, a Formação Prainha passa a aflorar a partir da corredeira Três Tombos, estendendo-se até a proximidade de Terra Preta, onde passam a aflorar as litologias carbonáticas da sobrejacente Formação Terra Preta.

A Formação Prainha é interpretada como desenvolvida em ambiente de intermaré e com fácies arenosa possivelmente de praia, encontrando-se em associação ao paleoambiente de supramaré da Formação Juma. Estima-se uma espessura em torno de 80 metros para este conjunto arenítico siltico a arenítico fino. Na reinterpretação dos furos 1-BO-01-AM e TPN-05 da Cia. Morro Vermelho, a Formação Prainha aparece com espessura variável entre 100 a 150 metros.

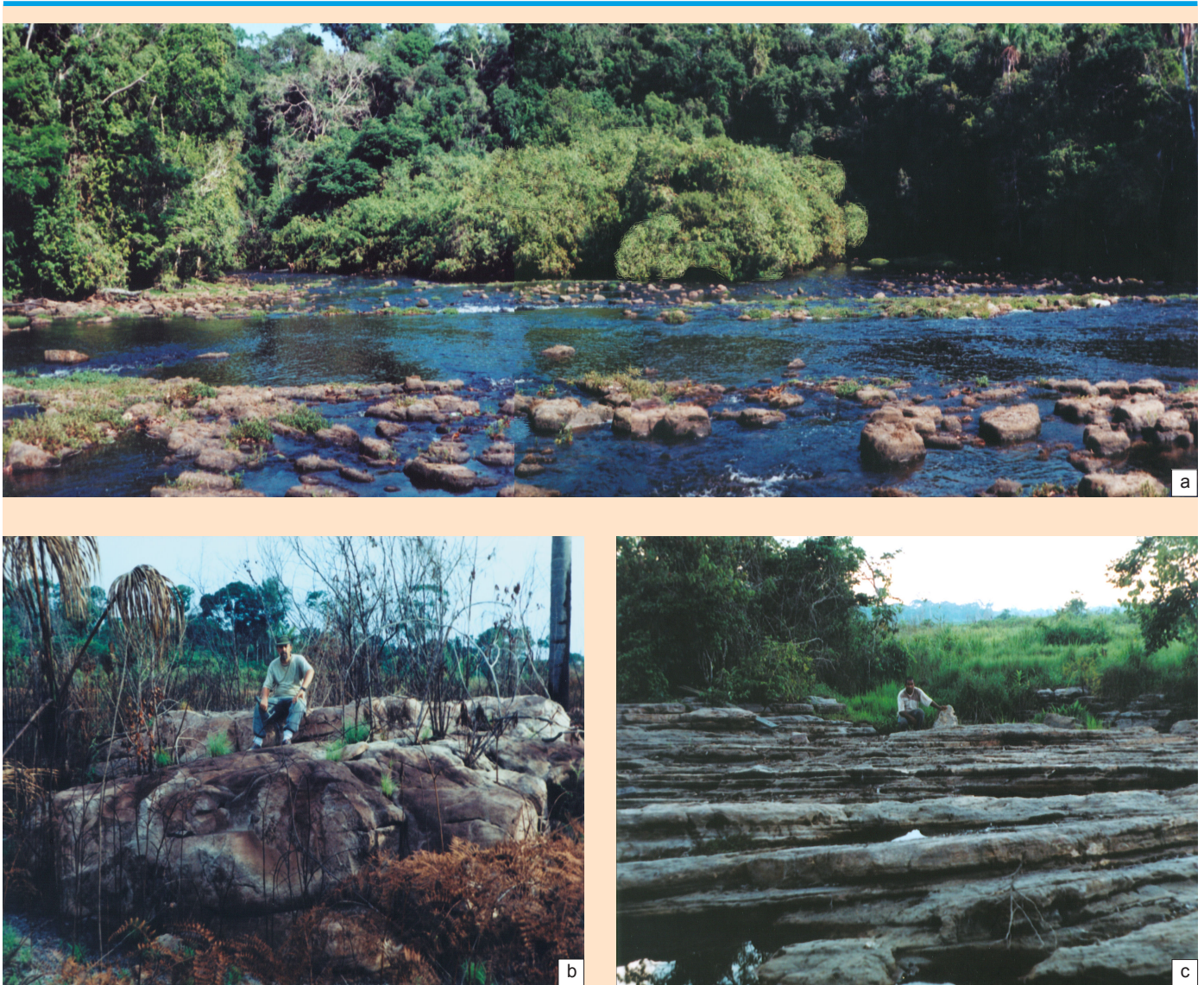


Figura 3.2.4.1.8 **a)** rio Jatuarana, cachoeira Galinha. Arenitos róseos a avermelhados escuro, silicificados, ricos em estruturas cruzadas acanaladas e marcas onduladas no topo. Formação Prainha; **b)** BR-230 (Transamazônica, região de Apuí). Arenito creme esbranquiçado e de granulação média a fina em blocos e amplos lajeiros, com marcas onduladas assimétricas e subordinados estratos cruzados acanalados da Formação Prainha; **c)** vicinal Pombos, região de Apuí. Quartzo arenito da Formação Prainha com acamadamento medido em N50W/10SW. No local, marcas onduladas assimétricas bifurcadas e assimétricas retilíneas.

Formação Terra Preta

Reis (2006) propôs a denominação “Formação Terra

Preta” para reunir rochas calcárias, em parte estromatolíticas (Figura 3.2.4.1.9a), aflorantes na região de Terra Preta, no alto curso do rio Sucunduri. A unidade é sobrejacente à

Formação Prainha e na bacia do Sucundurí tem área de exposição conhecida ainda restrita à localidade de Terra Preta, estimando-se, contudo, sua extensão sob forma de um nível que constitui a base do espesso pacote sedimentar que serve de divisor das bacias do Sucundurí e Juruena. A Cia. Morro Vermelho executou alguns furos nesta área, sendo que o de denominação TPF-04 veio revelar um pacote de calcáreo com espessura em torno de 24,70 metros situado no intervalo 17,0 – 41,7 metros. Os resultados analíticos apresentados pela CPRM (2001b) confirmaram sua potencialidade para uso como calcário agrícola. Macroscopicamente o calcário é de cor cinza escuro, com cristais grandes, cerca de 5mm, e é cortado por veios e estreitas vênulas de magnesita, de cor branca (Figura 3.2.4.1.9b). Sulfetos de cobre, em especial calcopirita, ocorrem disseminados na rocha. Em lâmina delgada, o calcário de Terra Preta forma um mosaico de pseudoesparita, com cristais “alongados”, contendo impurezas (sujos) maiores que 5 mm.

Os cristais apresentam os planos de maclas lamelares discretamente deformados e suave extinção ondulante. Onde as porções apresentam opacos finamente disseminados observa-se a presença de laminação irregular, talvez estromatolítica. Trata-se de uma bioconstrução estromatolítica afetada por neomorfismo durante os processos de diagênese. Ocorrem ainda veios compostos por límpidos cristais equidimensionais de calcita espática. Observa-se ainda substituição parcial dos carbonatos por sílica. Nobre-Lopes (2002) define a seguinte seqüência paragenética para rochas carbonáticas lamosas e muito afetadas diageneticamente, da Formação Navalha, na região do baixo curso do rio Teles Pires, considerada como cronocorrelata à Formação Terra Preta: deposição (formação) dos sedimentos carbonáticos, possível dissolução (a rocha apresenta cavidades semelhantes a *stromactatis* e nesse caso as cavidades seriam primárias e não resultantes de dissolução posterior), cimentação por calcita fibrosa com extinção radiaxial e/ou calcita fascicular, dissolução, cimentação por calcedônia e megaquartzo e finalmente, neomorfismo. O quadro deposicional da Formação Terra Preta é postulado estar relacionado a um ambiente marinho raso, de inframaré, o que teria propiciado o desenvolvimento de possíveis construções recifais. Na formação ocorrem ainda rochas sedimentares terrígenas, no geral, ritmitos, intercalados aos carbonatos. Admite-se um inter-relacionamento com a fácies de intermaré da Formação Prainha. (NJR).



Figura 3.2.4.1.9 a) Calcáreo estromatolítico da Formação Terra Preta, região de Terra Preta, alto curso do rio Sucundurí; b) Amostra de calcário cinza escuro da Formação Terra Preta, cortado por veios e estreitas vênulas de magnesita, de cor branca. Sulfetos de cobre, em especial calcopirita, ocorrem disseminados na rocha calcária estromatolítica. Região de Terra Preta, alto curso do rio Sucundurí.

4 - RECURSOS MINERAIS

4.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta um diagnóstico do setor mineral do estado do Amazonas, com ênfase para bens minerais voltados à construção civil (argila, areia, seixo, brita e rochas ornamentais), tendo destaque a necessidade da produção de potássio (silvinita), uréia (fertilizante agrícola) e calcário que servirão para alavancar o setor da agricultura; do caulim para emprego na indústria do papel, cerâmica branca ou de tintas e vernizes e de nióbio, tantalita e sílica que poderão ser empregados como insumos básicos de indústrias eletro-eletrônicas a serem instaladas no Pólo Industrial de Manaus - PIM para produção de semicondutores eletrônicos.

A importância da produção do gás da Província Urucu - Juruá é refletida pela perspectiva da aplicação desse insumo energético como matriz em indústrias a serem instaladas no PIM, na produção de metanol, uréia, estirênicos etc., bem como para produção de energia mais limpa e mais barata em substituição ao diesel. A extração do petróleo e do gás natural é medida pelos inúmeros benefícios econômicos e sociais gerados no Estado do Amazonas e refletidos pela criação de empregos diretos e indiretos e pela arrecadação de tributos e *royalties*.

Enfim, o diagnóstico do setor mineral aqui apresentado, municia de informações as empresas de mineração que tenham interesse em investir no setor, a sociedade como um todo e, principalmente os gestores municipais e estaduais, capacitando-os a adotarem políticas consistentes para o aproveitamento sustentável dos bens minerais do subsolo, em prol do desenvolvimento econômico e social de todo o Estado e onde o “homem amazonense” possa ser o maior beneficiário desse processo.

As substâncias minerais descritas encontram-se representadas sob forma de jazimentos (com ou sem atividade de lavra), incluindo os depósitos e/ou ocorrências minerais, que foram agrupados em 45 áreas (I a XLV) potenciais no Mapa de Recursos Minerais anexo a este volume.

Os dados e informações sobre esses jazimentos podem ser visualizados no Banco de Dados de Recursos Minerais que faz parte do SIG-Amazonas .

4.2 - CONTEXTUALIZAÇÃO

O valor da produção mineral do Estado do Amazonas no ano de 2004 alcançou a cifra de R\$ 184.128.062,00, sendo 29,18 vezes menor do que àquela do Estado do Pará. Essa relação fica apenas atenuada para 2,14 vezes menor, quando é considerada a produção de 15.540.900 barris de petróleo produzidos pela Província Petrolífera Urucu nesse mesmo ano. Esses dados demonstram claramente que, apesar do grande potencial mineral existente no Amazonas, comprovado há várias décadas por meio do reconhecimento de importantes substâncias minerais como o nióbio, caulim, silvinita e calcário, muitos bens permanecem ainda adormecidos no subsolo amazonense sem nenhuma aplicação em prol do desenvolvimento econômico e social do Estado. Esse cenário só será revertido com a aplicação de uma política consistente por parte do Estado, quando conseguir entender que o setor mineral e da agricultura são os vetores principais, realmente capazes de promover e dinamizar o desenvolvimento sustentável da região ocidental amazônica. É por demais conhecido que as nações hoje potenciais, tais como Estados Unidos, Canadá e África do Sul

alicerçaram seu desenvolvimento no binômio mineração-agricultura.

4.3 – ENTRAVES AO DESENVOLVIMENTO DO SETOR MINERAL

A política de aproveitamento dos bens minerais no Estado do Amazonas tem se limitado ao modelo extrativista como o desenvolvido na Província Mineral Pitinga. Esse modelo não agrega valor às substâncias minerais, e portanto não amplia os benefícios econômicos e sociais tanto o quanto os resultantes de uma política que privilegie além da extração e beneficiamento, a transformação e a industrialização no próprio Estado. O modelo de verticalização industrial da produção mineral no próprio Estado é o mais desejável e é o que produz maiores benefícios econômicos e sociais.

Outro entrave ao desenvolvimento do setor mineral é a restrição à mineração nas áreas indígenas e áreas de proteção ambiental. Algumas dessas áreas têm sido criadas no intuito de engessar áreas com potencialidade mineral e dificultar o seu aproveitamento em benefício da comunidade, principalmente em relação a exploração dos materiais e minerais de uso direto na construção civil, cuja exploração pode ser inviabilizada pelo custo do transporte aos centros consumidores e às sedes dos municípios, onerando o custo da construção civil no âmbito do Estado.

Outro exemplo marcante é o importante jazimento de nióbio do morro Seis Lagos, no município de São Gabriel da Cachoeira, totalmente inserido no interior da Terra Indígena Balaio e de uma reserva biológica criados após o dimensionamento do citado jazimento. Caso recente, é a criação da Floresta Nacional Jatuarana e do Parque Estadual Camaiú, no município de Apuí, que praticamente isolam áreas de interesse à pesquisa de reconhecido jazimento de calcário dolomítico na região de Terra Preta, alto curso do rio Sucundurí, bem como outros bens minerais ali anteriormente pesquisados, como o cobre e barita, dentre outros.

Outra questão importante diz respeito ao aproveitamento das águas subterrâneas e a preocupação que as autoridades estaduais devem ter com o bom gerenciamento desses recursos, em pró das gerações futuras. Neste aspecto, o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) dispõe de um acervo considerável de dados, armazenados

em banco de dados e se dispõe a colaborar, em regime de parceria, com o Estado para atingir esse objetivo.

4.4 - SUBSTÂNCIAS MINERAIS

4.4.1 - ARGILA

Basicamente três tipos de materiais argilosos são conhecidos e utilizados no Amazonas: (i) argilas muito plásticas que encontram-se nas aluviões recentes e que relacionam-se a ambientes de planícies de inundação, sendo amplamente empregadas na indústria da cerâmica vermelha, na produção de telhas, artesanatos e na manufatura de tijolos; (ii) argilas pouco plásticas, mosqueadas e algo arenosas, oriundas de depósitos residuais formados a partir de alteração sobre rochas da Formação Alter do Chão, responsáveis pela totalidade da produção de tijolos do Pólo Cerâmico Manacapuru – Iranduba (D'Antona *et al.* 2006) e, (iii) argilas levemente arenosas oriundas de latossolos e que têm utilização na construção de aterros, no preparo de argamassas e também na produção do cimento *portland*.

Nos municípios de Manacapuru e Iranduba, onde está instalado o maior pólo cerâmico vermelho do Amazonas (área XI, figuras 4.4.1a até 4.4.1e), os depósitos aluvionares e de alteração constituem as principais fontes para a produção de tijolos e telhas que abastecem principalmente o município de Manaus. Neste município, as argilas das planícies aluvionares são empregadas unicamente na cerâmica artesanal (D'Antona *et al.*, 2006) (área V). No município de Parintins, onde está localizado o segundo pólo cerâmico vermelho mais importante do Amazonas (área VI), os depósitos são oriundos de planície de inundação. Esta mesma situação é também verificada nos municípios de Itacoatiara (área IX) e Manicoré (área XII) sendo que neste último os depósitos estão relacionados também aos paleoterraços do baixo curso do rio Manicoré.

De acordo com os registros do DNPM, o Estado do Amazonas apresenta apenas dois tipos de jazimentos de argila, cujas reservas conhecidas, classificadas segundo seu uso, são mostradas na Tabela 4.4.1a. Estas reservas, constituem o somatório das reservas de jazidas localizadas nos municípios de Iranduba, Itacoatiara e Manaus. É de se ressaltar que, o município de Parintins, que representa o segundo pólo de cerâmica vermelha do Estado ainda não possui jazidas oficialmente registradas no DNPM.

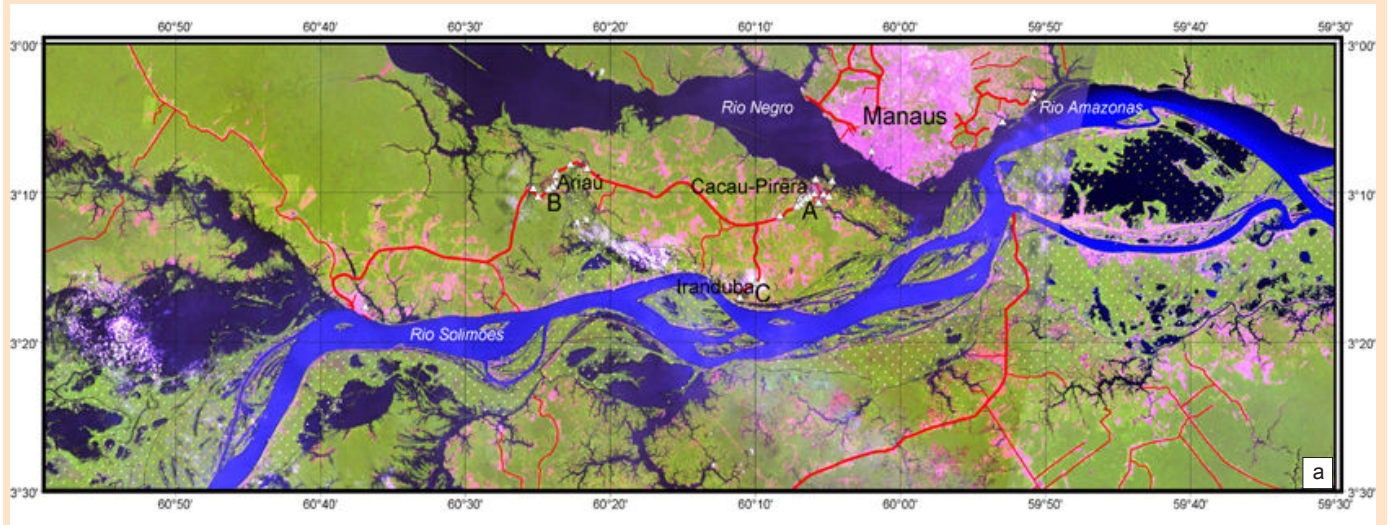


Figura 4.4.1 a) Área de localização do Pólo Cerâmico Manacapuru – Iranduba, b) Barreiro desenvolvido em argilas de produto de alteração da Formação Alter do Chão; c) Forno do tipo abóboda empregado no Pólo Cerâmico de Cacau-Pirêra (Iranduba)

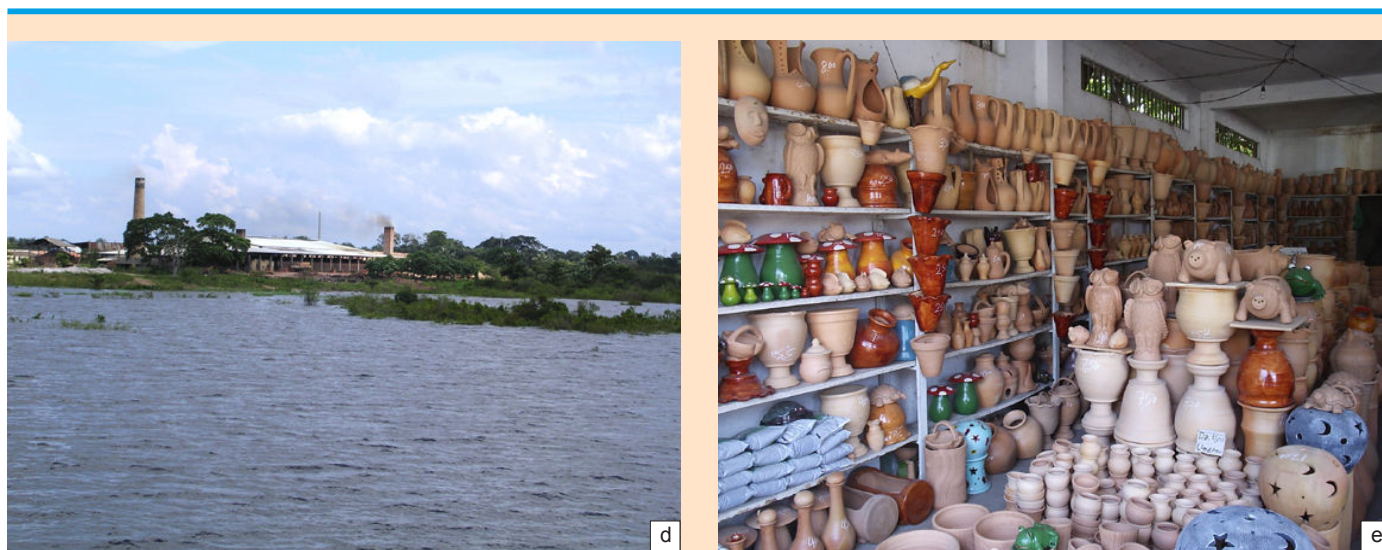


Figura 4.4.1d) Cerâmica da região de Cacau-Pirêra (Iranduba); e) Cerâmica artesanal em Manaus

Tabela 4.4.1 a) Reservas oficiais de argila no estado do Amazonas. Fonte: DNPM - 8º Distrito

Substância	Empresa	Município	Reservas (t)
Argila (Cerâmica)	CERAMA LITIARA	Iranduba Itacoatiara	35.877.339 3.593.700
Argila (Cimento)	CBE	Manaus	3.546.766

A produção oficial desse bem mineral no Estado do Amazonas em 2004 foi de apenas 144.471t, correspondendo a um valor de R\$ 644.531,00 e que representa um valor FOB da ordem de R\$ 4,50/m³ (Anuário Mineral Brasileiro, 2005).

Os estudos geológicos efetuados pela CPRM (D'Antona *et al.*, 2006), realizados com base em sondagens e ensaios cerâmicos preliminares fornecem a indicação para o Pólo Cerâmico Manacapuru – Iranduba de um grande potencial de argila para cerâmica vermelha. Estes estudos permitiram a inferência de reservas geológicas da ordem de 4,315 bilhões de metros cúbicos, onde 4,21 bilhões de m³ representam reservas relacionadas à depósitos residuais oriundos de produtos de alteração da Formação Alter do Chão, e o restante, 105 milhões de m³, correspondem a reserva de argila relacionada a depósitos aluvionares

recentes.

A constituição das argilas dos depósitos residuais é formada por quartzo, caulinita, illita/muscovita, esmectita (só no saprólito), feldspato e rutilo. Por sua vez, a constituição das argilas encontradas nos depósitos aluvionares holocênicos é formada por quartzo, caulinita, illita/muscovita, esmectita, rutilo e feldspato.

A composição química média para argilas residuais e aluvionares do pólo Manacapuru – Iranduba encontra-se listada na Tabela 4.4.1b.

O consumo de argila do pólo cerâmico Manacapuru/ Iranduba é da ordem de 226.000 m³/ano, correspondendo a uma produção anual de 102.000 milheiros de tijolos e de 16.000 milheiros de telhas e representando um valor total de venda no pátio das indústrias da ordem de R\$ 20.000.000,00/ano (D'Antona *et al.*, 2006). Nesse pólo, o preço médio do milheiro de tijolo de oito furos (ano de 2005) varia de R\$ 133,00, na região do Ariaú, a R\$ 178,00, na região de Cacau-Pirêra, sendo que o preço médio da telha na região de Iranduba (ano de 2005), foi de R\$ 305,00/milheiro. Os tijolos de oito furos produzidos nessa região são vendidos atualmente no comércio varejista de Manaus a um preço de R\$ 220,00/milheiro, enquanto que o milheiro das telhas varia de R\$ 450,00 a R\$ 500,00 (tipo *plan*) e de R\$ 650,00 a R\$ 770,00 (tipo *romana*).

Ocorrências expressivas de argila caulinitica foram detectadas na região do baixo curso do rio Manicoré (área XII) pela CPRM (2001) e correspondem a terraços aluvionares) perfeitamente delimitáveis em imagens de satélite. As camadas de argila apresentam espessuras aflorantes na ordem de 5,0 a 7,0 m acima do nível d'água, sendo mineralogicamente caracterizadas pela presença de quartzo, caulinita, illita, illita-esmectita e clorita. A composição química média para essas argilas encontra-se listada na Tabela 4.4.1. A boa exposição e as características químicas reveladas por essas argilas tornam a área de interesse e futuro alvo à exploração de argila caulinitica com fins de atender a indústria da cerâmica branca, na fabricação de azulejos, lajotas e pisos cerâmicos em geral.

Tabela 4.4.1b) Composição química média de depósitos argilosos do Amazonas. (1) Pólo Cerâmico Manacapuru – Iranduba, média 13 amostras (D'Antona *et al.* 2006) e (2) rio Manicoré, média 6 amostras (CPRM, 2001b).

Óxidos (%)	Depósitos Residuais (1)	Aluviões Holocênicos (1)	Terraço aluvionar (2)
SiO ₂	64,87	63,64	68,03
Al ₂ O ₃	17,62	15,69	20,68
Fe ₂ O ₃	5,33	5,77	0,64
MgO	0,46	1,38	0,06
CaO	0,02	1,02	0,05
Na ₂ O	0,12	1,29	0,05
K ₂ O	1,21	2,15	0,38
TiO ₂	1,00	0,89	1,66
P ₂ O ₅	0,04	0,13	0,07
MnO	0,01	0,08	0,05
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	-
P.F.	9,20	7,70	9,06

4.4.2 - AREIA

A areia é um bem mineral amplamente usado na indústria da construção civil sendo composta essencialmente por grãos de quartzo (SiO₂). Sua demanda se faz em maior escala nas sedes municipais, onde é geralmente extraída nos seus arredores, haja vista que seu baixo valor intrínseco não permite que seja transportada a grandes distâncias do local de consumo.

No estado do Amazonas, este bem mineral ocorre de forma abundante, geralmente associada às planícies aluvionares e aluviões recentes dos rios, onde constituem depósitos do tipo “barras de canais” e “dunas subaquosas” (Figuras 4.4.2a,b). O aproveitamento desses depósitos é verificado nos municípios de Japurá (área I), Japurá-Maraã

(área II), Tefé, Coari, Codajás, Anori e Anamá (área III), Novo Airão (área IV), Nhamundá (área VII), São Sebastião do Uatumã - Itapiranga (área VIII), Humaitá - Manicoré (área XIII) e São Gabriel da Cachoeira (área XXX). Nas áreas I, II e III, grande parte dos depósitos são produtos da bacia Içá, enquanto que aqueles da região de São Gabriel da Cachoeira (área XXX), correspondem à produtos da degradação intempérica de rochas do embasamento cristalino. A areia que é extraída nos municípios de Maués, Apuí e Lábrea também constituem depósitos aluvionares recentes ou resultam de alteração intempérica de rochas sedimentares.

A areia empregada em Manaus (área V), Parintins (área VI) e Itacoatiara (área IX), juntamente com aquela extraída em pequena escala em Manacapuru e Iranduba é proveniente de depósitos formados por processos de podzolização de rochas cretáceas da Formação Alter do Chão,. Os depósitos da região de Presidente Figueiredo são formados por similar processo, porém a podzolização se desenvolve sobre os arenitos da Formação Nhamundá, Grupo Trombetas, da Bacia do Amazonas. Somente nos arredores de Manaus, a CPRM (2005) mapeou cerca de 150 depósitos dessa natureza, abrangendo uma superfície de 4.000 ha, cujas reservas estimadas alcançam a cifra de 80.000.000 m³ de areia.

Esse bem mineral, em sua grande maioria, tem sido extraído de forma irregular e clandestina, geralmente sem obedecer à legislação ambiental, mineral e também ao código de postura municipal. Assim, apenas uma parcela da lavra de areia pode ser considerada legal. Os dados que melhor permitem quantificar a extração de areia são aqueles obtidos a partir do consumo de cimento. Levando-se em conta a relação 1:2 entre o consumo de cimento e areia, estima-se que a extração de areia, somente na cidade de Manaus atinge a cifra de 1,5 milhões de metros cúbicos/ano. Entretanto, o Anuário Mineral Brasileiro (2005) mostra que a produção em todo o estado do Amazonas, no ano de 2004, foi de 1.644.475 m³ de areia, com valor de venda atingindo o patamar de R\$ 19.610.023,00, correspondendo a um valor de cerca de R\$ 12,00/m³. Hoje, no comércio de Manaus, a areia de granulação média é comercializada a um preço que varia de R\$ 20,00 a R\$ 25,00/m³.

Além do principal emprego da areia na indústria da construção civil, sugere-se estudos voltados à sua possível aplicação na indústria do vidro e insumo para uso nas indústrias eletro-eletrônicas do Pólo Industrial de Manaus, na fabricação de cinescópios e semi-condutores eletrônicos.

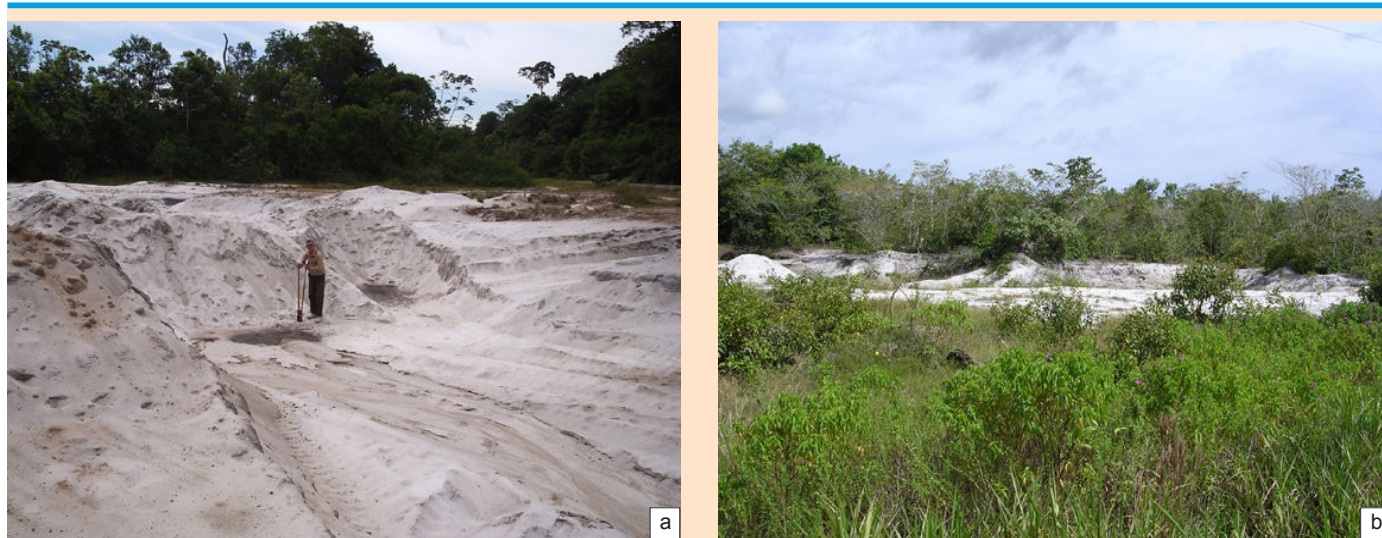


Figura 4.4.2 a) Areal situado na rodovia AM-352 (Manairão); b) Areal situado na rodovia AM-070 (Cacau-Pirêra – Manacapuru)

4.4.3 - BRITA E SEIXO

Brita - Quatro tipos de rocha constituem a fonte de brita no estado do Amazonas: 1 - arenitos silicificados da Formação Alter do Chão (fácies “Arenito Manaus”), que historicamente têm sido extraídos na sede e no entorno da cidade de Manaus (área V, Figura 4.4.3a,b); 2 – riolito , riodacito e outras rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, com uma frente de lavra no ramal do igarapé Canoas, região da BR-174 (área XXIX), município de Presidente Figueiredo; 3 - rochas graníticas da suíte Mapuera e corpo Abonari, com duas frentes de lavra na região da BR-174, entre os quilômetros 154 e 160, município de Presidente Figueiredo (área XXIX) e, 4 – gnaisses e metagranitos do Complexo Jauaperi com uma frente de lavra na localidade de Moura, município de Barcelos, distando cerca de 255 km de Manaus pelo rio Negro (área XXVIII, Figura 4.4.3c,d). O desmonte das frentes de lavra envolve o uso de explosivos e marrugem, sendo que posteriormente, os blocos menores são passados em britadores de mandíbulas primários, secundários e terciários, quando então a brita produzida é classificada pela sua granulometria.

A brita proveniente do município de Presidente Figueiredo chega à Manaus por transporte rodoviário, pela rodovia BR-174 (Manaus – Boa Vista), enquanto que aquela proveniente do município de Moura tem seu acesso por via

hidroviária através do rio Negro, em balsas com capacidade de 1.500 a 2.000 toneladas. Parte desse material é trazido a Manaus sob a forma de blocos, onde então é realizada a sua britagem para uma fração de granulometria menor.



Figura 4.4.3a) Antiga área de extração de brita proveniente de arenitos Alter do Chão



b



c



d

Figura 4.4.3b) Aspecto da brita oriunda do “Arenito Manaus”. Município de Iranduba (Fonte: D’Antona et al., 2006); c) Balsa transportadora de brita proveniente da região de Moura e sediada no porto da CEASA em Manaus; d) Balsa transportadora de brita proveniente da região de Moura, subindo o rio Solimões para atendimento da sede municipal de Coari, (Fonte: D’Antona et al., 2006)

Seixo – A totalidade do seixo produzido no Estado provém de leitos ativos dos rios, normalmente extraído por meio de dragas. A intensa extração e utilização desse bem mineral é justificada pela grande demanda nas sedes municipais e que inclui Manaus, onde o mesmo é empregado na concretagem, no setor da construção civil. As atuais frentes de lavra estão localizadas nas seguintes regiões:

a) rio Japurá, abrangendo áreas dos municípios de Japurá e Maraã (área II);

b) rio Solimões, englobando áreas dos municípios de Tefé, Coari, Codajás, Anori e Anamá (área III);

c) rio Negro, onde existem lavras em atividade nos

paranás Bacaba e Canta Galo, no município de Novo Airão (área IV); na região do Gavião, proximidade de Moura, no município de Barcelos (área XXVIII) e, na proximidade de São Gabriel da Cachoeira (área XXX). Uma nova frente de lavra está sendo implantada na proximidade de Santa Isabel do rio Negro;

d) rio Nhamundá, cuja produção atende as cidades de Nhamundá, Faro e Parintins (área VII);

e) rio Uatumã, englobando áreas dos municípios de São Sebastião do Uatumã e Itapiranga (área VIII), sendo que parte desse insumo é consumido nas sedes municipais mais próximas e outra parte utilizada na praça de Manaus;

f) rio Aripuanã, o principal fornecedor de seixo do estado do Amazonas (área X).

É digno de nota, o transporte de seixo proveniente do município de Caracará, Roraima, para consumo no mercado interno de Manaus (Souza & Diógenes, 1998). O rio Branco permite sua navegação até o porto de Caracará, onde algumas balsas retornam conduzindo seixos extraídos da região da cachoeira Bem Querer, rio Branco.

Na lavra de seixo é usada draga de sucção de 6 a 12 polegadas de diâmetro movida por motores de 125 HP a 315 HP, sendo que nessa operação são empregados em média três pessoas. As únicas frentes de lavra que operam com mergulhadores são aquelas dos rios Nhamundá e Uatumã (áreas VII e VIII). O seixo, que é constituído principalmente de quartzo leitoso e, secundariamente de sílex, é transportado para Manaus em balsas com capacidade de 1.000 a 2.000 toneladas, sendo vendido no porto dessa cidade a preços que variam de R\$ 50,00 a R\$ 55,00/m³. No comércio varejista, os preços praticados variam de R\$ 70,00 a R\$ 80,00/m³.

A produção de brita e seixo no estado do Amazonas, consumida principalmente na cidade de Manaus, atingiu o patamar de 1.104.617 m³ no ano de 2004 e representou um faturamento da ordem de R\$ 50.532.672,00 (Anuário Mineral Brasileiro, 2005), sendo que esse montante correspondeu a 27,44% do valor da Produção Mineral Bruta do Estado, sem considerar a produção de petróleo, permitindo assim a geração de 8,5 milhões de reais em tributos (ICMS).

4.4.4 - ROCHAS ORNAMENTAIS

No estado do Amazonas, considerando-se os

fatores relacionados à geologia (grau de fraturamento dos maços, grau de intemperismo, cor, textura e forma de ocorrência - serras, lajeiros, matacões), localização geográfica e infraestrutura de energia e transporte, existem basicamente quatro regiões que apresentam potencialidade para a produção de rochas ornamentais, tendo a cidade de Manaus como o centro consumidor de maior potencial. Nessas regiões destacam-se os seguintes tipos:

a) os tipos gnáissicos e metagraníticos acinzentados a avermelhados encontrados na região de Moura, no município de Barcelos (área XXVIII), que podem constituir bons alvos, pois poderiam ser transportados para Manaus por via hidroviária através do rio Negro em trecho de aproximadamente 265 km de extensão;

b) os tipos graníticos acinzentados a róseos que ocorrem ao norte da sede municipal de Presidente Figueiredo (área XXIX), em área que se estende até a região do Abonari, no limite com a reserva indígena Atroari – Uaimiri. A região apresenta relevo acidentado, com exposições rochosas em serras e lajeiros, sendo cortada pela BR-174 e munida de algumas vicinais. O escoamento para Manaus se faz por via rodoviária, em uma distância limite de 200 km pela principal rodovia;

c) os tipos graníticos e gnáissicos que ocorrem no município de São Gabriel da Cachoeira (área XXX), apresentam grande variabilidade de cor e padrão textural. Na região há predominância de lajeiros sobre as serras. A certificação dos principais tipos que atendam o mercado, bem como aqueles tipos exóticos, podem eventualmente compensar a grande distância de Manaus, cerca de 875 km pelo rio Negro;

d) os tipos escuros (negros) relacionados às rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Tapuruquara que ocorrem à noroeste da sede municipal de Santa Isabel do Rio Negro, baixo curso do rio Inambu (área XLV), registram interesse pela variedade de padrões verificados nessas litologias. A certificação dos principais tipos que atendam o mercado, bem como aqueles tipos exóticos, devem compensar a grande distância de Manaus, de cerca de 750 km pelo rio Negro.

Outras áreas potenciais de ocorrência de rochas ornamentais ocorrem no estado do Amazonas com destaque para brechas, xistos e principalmente calcários. No caso específico dos calcários, as bacias Amazonas e Alto Tapajós (ver item 4.6) registram tipos creme, avermelhados,

acinzentados, esbranquiçados e acastanhados.

4.4.5 - CALCÁRIO

O estado do Amazonas tem revelado algumas áreas com potencialidade para calcário e as reservas conhecidas alcançam o patamar de 437.644.518 t (Tabela 4.4.5a). As principais áreas de ocorrência situam-se nos municípios de Nhamundá (área XV), Urucará (área XVI) e Maués (área XVII), todas relacionadas à Formação Itaituba (Grupo Tapajós), uma unidade paleozóica da Bacia do Amazonas (Figura 4.4.5a).

Uma outra área localiza-se na porção sudeste do Amazonas, na região do alto curso do rio Sucunduri, no

município de Apuí (área XVIII). A rocha calcária dolomítica constitui uma expressiva camada associada a arenitos e siltitos da Formação Terra Preta (Grupo Alto Tapajós), uma unidade paleozóica da Bacia do Alto Tapajós (Reis, 2006).

A única mina em atividade encontra-se no município de Urucará, no rio Jatapu (Figura 4.4.5b). Pertence ao Grupo João Santos e produziu no ano de 2004 cerca de 362.700 toneladas de calcário que foi empregado no fabrico de cimento portland em sua indústria localizada na cidade de Manaus. Segundo informações do 8º Distrito do DNPM, a jazida de Maués, localizada no rio Parauari (Figura 4.4.5c), pertencente à Cia. Industrial Amazonense, não está em atividade de lavra e a do município de Nhamundá encontra-se em disponibilidade.

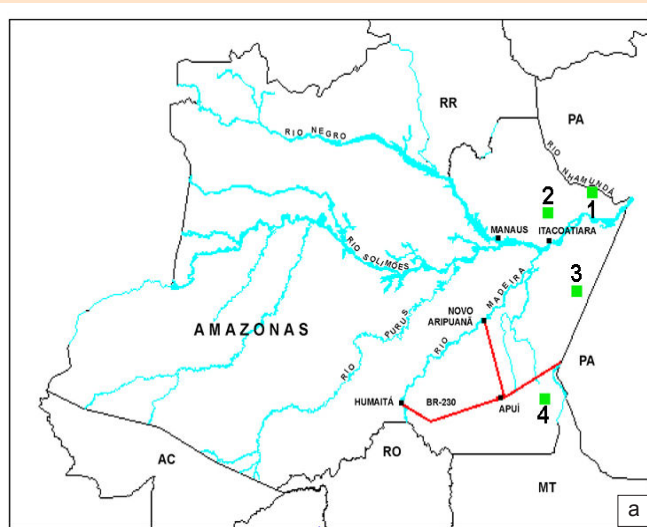


Figura 4.4.5a) Localização das principais áreas de ocorrência de calcário no estado do Amazonas. 1 – rio Nhamundá; 2 – rio Jatapu; 3 – rio Parauari e 4 – rio Sucunduri (Riker, 1997); b) Exposição de calcário da região do rio Jatapu, município de Urucará; c) Exposição de calcário da Formação Itaituba (Bacia do Amazonas), rio Parauari.



Tabela 4.4.5a – Potencial de calcário no estado do Amazonas (Fonte: Riker (1999); DNPM – 8º Distrito, 2004)

Status	Município	Coordenadas	Reservas (10 ⁶ t)			Teor (%)	PRNT (%)
			Medida	indicada	Inferida		
Mina	Urucará	01° 42' 24'' S 58° 32' 17'' W	25,5038	17,84533	-	CaO: 36,04-65,38 MgO: 0,43-5,14	64,00-93,89
Jazida	Maués	04° 54' 24'' S 57° 59' 44'' W	43,882	87,785	44,000	CaO: 38-53,91 MgO: 0,25-0,49	72,27-89,55
Jazida	Nhamundá	01° 26' 18'' S 57° 49' 22'' W	48,92592	169,702468	-	CaO: 48,49-52,77 MgO: 0,70-3,22	88,26-95,68
Depósito	Apuí	07° 47' 50'' S 58° 51' 21'' W	-	-	-	CaO: 13,11-46,60 MgO: 16,14-22,44	70,42-99,91

Um novo emprego para o calcário vem ocorrendo no Estado do Amazonas, contudo, de modo ainda discreto. A empresa Amazomix Ltda, sediada em Manaus, está promovendo a moagem de parte do calcário extraído das minas do rio Jatapu e Itaituba, pertencentes ao Grupo João Santos, e fornecendo às empresas de fabricação de asfalto da cidade, a um preço de R\$ 180,00/t. A produção de calcário moído para composição de asfalto gira em torno de 500t/mês.

A empresa Amazomix Ltda tem planos, no espaço de seis meses, de produzir também a cal, cuja demanda será definida em função das necessidades da Petrobrás que pretende usar este material nas bases de sustentação das tubulações do gasoduto Coari – Manaus. Outro foco encontra-se na utilização da cal pela empresa Águas do Amazonas, no tratamento da água para uso da população

de Manaus. A indústria, ainda em construção, terá capacidade de produzir até 2.000 t/mês de cal. O preço, com certeza, será competitivo ao que vem sendo praticado hoje no comércio varejista da cidade de Manaus, que é de R\$ 554,00/t e cujo produto tem proveniência da região sudeste do país.

Em termos de ocorrência de calcário dolomítico – magnesiano, a CPRM (2001) revelou importante ocorrência de rocha carbonática na região de Terra Preta, rio Sucunduri, no município de Apuí. A rocha corresponde a um calcário estromatolítico acinzentado escuro, de granulação grossa. No furo TP-F4, efetuado pela Cia. Morro Vermelho, as análises efetuadas no intervalo de 17,0m a 41,7m (CPRM, 2001) denotam a existência de calcário dolomítico de excelente qualificação para uso na agricultura, haja vista os teores elevados de CaO, MgO e PRNT (Tabela 4.4.5b).

Tabela 4.4.5b – Análises químicas do calcário do furo TP-F4 da Morro Vermelho, na região de Terra Preta, rio Sucunduri (Fonte: CPRM, 2001b)

Intervalo (m)	CaO (%)	MgO (%)	PRNT (%)
17,0 – 18,5	40,16	16,29	99,52
18,5 – 21,5	22,69	22,44	77,72
21,5 – 23,9	40,01	18,93	96,88
23,9 – 26,9	13,11	22,44	70,42
26,9 – 29,9	32,60	18,21	95,38
29,9 – 34,5	38,75	16,14	99,91
34,5 – 37,7	41,23	18,88	98,48
37,7 – 41,7	46,60	17,96	94,28

Em 2003 a Itacoatiara Calcários Ltda. - ITACAL requereu junto ao Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, várias áreas na região de Terra Preta, tendo

posteriormente realizado amostragem de grande volume (em torno de 10 toneladas) em rocha calcária e cujos resultados ainda não são do conhecimento (Fonte: Reis, 2006) (Figura

4.4.5d,e).

Constata-se que o Estado do Amazonas, com reservas estimadas em mais de 400 milhões de toneladas de calcário em seu subsolo, além de um depósito ainda não-quantificado na região de Terra Preta, no município de Apuí, não tem desenvolvido nenhum programa voltado ao aproveitamento desse bem mineral para subsídios à agricultura, fato consumado pela importação de calcário de outros estados brasileiros, notadamente Mato Grosso (Cáceres) e Rondônia (Pimenta Bueno). O preço aplicado

no comércio varejista de Manaus é de R\$ 330,00/t. Nas regiões de Humaitá e Apuí, o calcário é comercializado aos preços de R\$ 240,00/t (proveniente de Mato Grosso) e R\$ 180,00/t (proveniente de Rondônia). Segundo informações do Instituto de Desenvolvimento da Amazônia - IDAM em Humaitá, o governo do Estado vem subsidiando esse insumo aos agricultores do sudeste do Amazonas em até 85% de seu valor, fornecendo um prazo de cinco anos de carência para início do pagamento e onde não são embutidos juros de mora.



Figuras 4.4.5d,e) Atividade exploratória de calcário dolomítico na localidade de Terra Preta, rio Sucundurí, pela ITACAL (Fonte: Reis, 2006)

Outro fato constatado refere-se a pequena quantidade de calcário utilizado por hectare. Na região de Humaitá, onde há necessidade em média de 4,5 t de calcário/ha para promover uma boa calagem, foi aplicado, no ano de 2004, apenas 12.000 t desse insumo em 6.500 hectares de área plantada, gerando um déficit de calcário agrícola em torno de 59%.

O Amazonas revela 560.000 hectares de áreas agricultáveis que distribuem-se nos municípios de Humaitá, Lábrea, Manicoré e Canutama (Riker, 1999), que somadas ao município de Apuí configuram uma grande fronteira agrícola e onde o governo vem priorizando a produção de grãos. Em Humaitá as plantações de soja objetivam à exportação. A soja proveniente de Humaitá e de Mato Grosso segue através da hidrovía do rio Madeira até Itacoatiara,

onde foi instalado em 1997 um porto graneleiro, encontrando-se em operação para navios com capacidade de até 50.000 t. Daí, pelo rio Amazonas e Oceano Atlântico, a soja é exportada para a Europa, com custo de frete em torno de US\$ 55,00/t até Rotterdam, Holanda.

A perspectiva de desenvolvimento da agricultura na região sudeste do Estado, onde há carência de calcário para fins de corretivo, impõe a necessidade de se definir a viabilidade do emprego do calcário da região de Terra Preta, sendo necessária a continuidade das pesquisas geológicas na região.

Contudo, de acordo com as expectativas do mercado consumidor de calcário agrícola da região de Apuí e nas atuais circunstâncias de oferta do calcário de Terra Preta,

faz-se necessário avaliar os mercados internos (rios Jatapu, Nhamundá e Parauari) e externos (Mato Grosso) disponíveis. O Estado de Mato Grosso, por exemplo, constitui o maior produtor de calcário agrícola do país, com capacidade instalada de 2.000 t/h, suficiente para suprir sua demanda agrícola interna como corretivo de solo e ainda exportar para estados vizinhos, a exemplo do Amazonas (Lacerda Filho, 2004).

4.4.6 - CAULIM

Desde a década de 70 que é do conhecimento a presença de caulim em áreas de ocorrência de rochas da Formação Alter do Chão, de Manaus a Itacoatiara e para norte, tendo destaque algumas áreas situadas entre os km 30 e 60 da BR-174 (Damião *et al.*, 1972). Adicionam-se ocorrências recentemente verificadas no município de Manacapuru, notadamente na rodovia AM-352 (Manairão) (D'Antona *et al.*, 2006, Figura 4.4.6a).

Na década de 90, a área de ocorrência de caulim da BR-174 (Figura 4.4.6b) foi palco de pesquisa pela Mineração Horboy Clays Ltda. e objetivou sua qualificação ao emprego na indústria de papel (*coating*). A pesquisa culminou com o bloqueio de reservas totais desse bem mineral em 3.406.501.971 de toneladas, distribuídos em áreas com cerca de 30.000 hectares nos municípios de Manaus e Rio Preto da Eva (área V, Tabela 4.4.6a). Parte dessa reserva, em cerca de cem milhões de toneladas, apresenta qualificação para a indústria de papel de alta qualidade. O caulim, que integra uma fácies sedimentar da Formação Alter do Chão, tem como principais características químicas elevados teores de alumina, moderados teores de sílica e empobrecimento em ferro e titânio (Tabela 4.4.6b).

Tabela 4.4.6a - Reservas de caulim no estado do Amazonas.
Fonte: Anuário Mineral Brasileiro (2003)

Município	RESERVAS (t)		
	Medida	Indicada	Inferida
Manaus-Rio Preto da Eva	1.924.332.431	1.218.520.362	263.649.178

Tabela 4.4.6b - Caracterização química dos níveis de caulim maciço do jazimento da BR-174 (Fonte:CPRM, 2005b)

Óxidos/níveis	1	2	3	4	5
SiO ₂	43,90	45,50	45,22	49,11	44,70
Al ₂ O ₃	39,13	38,52	38,36	36,48	38,94
Fe ₂ O ₃	0,98	0,86	1,03	1,02	0,92
TiO ₂	1,54	1,51	1,53	1,41	1,55
MgO	0,27	0,26	0,28	0,24	0,26
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
P.F	14,08	13,25	13,48	11,63	13,53

Estimativas realizadas pela CPRM (2005) para o caulim da BR-174 apontam para um aproveitamento de cerca de 30% da reserva total para uso como cobertura de papel (*coating*) e cujo valor encontra-se na ordem de 3,5 bilhões de dólares. Se projetado um empreendimento que produza 500.000 t/ano de caulim beneficiado, poderá gerar uma receita anual de cerca de 60 milhões de dólares, permitindo um recolhimento de tributos em torno de 17 milhões de dólares/ano.

A perspectiva de vida útil da jazida encontrar-se-ia em torno de 50 anos. Contudo, o maior desafio para a implantação de um projeto dessa envergadura é o de produzir caulim a um custo competitivo àquele explorado no Pará e que oscila entre US\$ 65,00 – 85,00/t.

Outra importante aplicação para o caulim encontra-se na indústria cerâmica branca, na confecção de azulejos, ladrilhos, materiais sanitários e pisos cerâmicos. Pode ainda ser empregado na indústria química, na fabricação de tintas e vernizes. Existem empreendimentos petroquímicos que deverão ser futuramente implantados no Pólo Industrial de Manaus – PIM e que abrem perspectivas para as indústrias.

Como sub-produto do caulim, o quartzo hialino e de alta pureza, pode ser aventado à aplicação na indústria do vidro ou como insumo nas indústrias eletro-eletrônicas do PIM.



Figura 4.4.6a) Exposição de caulim na rodovia AM-352 (Manacapuru – Novo Airão). (Fonte: D'Antona *et al.*, 2006);
b) Exposição de caulim no Km 45 da BR-174 (igarapé Cabeça Branca)

4.4.7 - GIPSITA

A gipsita que ocorre nos municípios de Nhamundá e Urucará está associada às rochas sedimentares paleozóicas da Formação Nova Olinda (áreas XV e XVI). O Grupo João Santos é o detentor dos direitos minerários dos seus jazimentos, cujas reservas totais alcançam a cifra de 1.974.750 t (Tabela 4.4.7).

Existe apenas uma mina em atividade no rio Jatapu, município de Urucará, tendo no ano de 2004 produzido 26.600 t de minério, o qual é empregado na mistura da composição do cimento do tipo *portland* fabricado em Manaus, correspondendo a um valor de produção da ordem de R\$ 119.434,00 e que representa a um valor FOB de R\$ 4,50/m³.

Tabela 4.4.7 - Reservas de gipsita do estado do Amazonas.
Fonte: Anuário Mineral Brasileiro (1981,2005)

Status	Município	Localização	Reservas (t)	
			Medida	Indicada
Mina	Urucará	01° 46' 28,6'' S 58° 31' 1,6'' W	265.230	1.365.120
Jazida	Nhamundá	-	344.400	-

A gipsita, conjuntamente com o calcário e o ferro da região do rio Jatapu, são transportados em balsas com capacidade de até 2.500 toneladas, percorrendo um trecho de aproximadamente 220 km da mina até o porto de Manaus. O transporte é apenas realizado nos meses de janeiro a junho, época correspondente à cheia dos rios.

A gipsita pode ser ainda empregada como gesso na indústria da construção civil, parcela esta do mercado ainda dependente da importação de outros estados.

4.4.8 - FOSFATO

No Estado do Amazonas, o fosfato encontra registro apenas no município de Apuí, onde algumas rochas sílticas da Formação Juma, Grupo Alto Tapajós, têm revelado teores de P (fósforo) aquém de uma expectativa econômica (Reis, 2006). O siltito acinzentado, onde aflorante, registra deposição, em parte marinha, tendo sido identificada a presença de glauconita (Bizinnella *et al*; 1980).

4.4.9 - SILVINITA

A silvinita, um cloreto de potássio, constitui o principal mineral fonte de potássio, usado na indústria de fertilizantes.

Coube a Petrobras no ano de 1974, a primeira constatação sobre sua existência na Bacia do Amazonas, cujo poço 9-FZ-02-AM, situado no município de Nova Olinda do Norte, permitiu identificar depósitos de sais de potássio a profundidades variáveis entre 980 a 1.500 metros. A principal unidade sedimentar, hospedeira do depósito de silvinita, é a Formação Nova Olinda, de idade permo-carbonífera.

No ano de 1977 foi estabelecido um programa exploratório executado pela Petromisa, uma subsidiária da Petrobras, tendo culminado na identificação de reservas economicamente viáveis limitadas a profundidades inferiores a 1.200 m, cuja espessura média do minério é de 2,7 m, com valores extremos de 0,65 m e 4,38 m (Sad *et al.*, 1997).

Os depósitos contíguos de Fazendinha e Arari, nos municípios de Nova Olinda do Norte e Itacoatiara, constituem as principais áreas de ocorrência de silvinita. Situam-se a 130 km de Manaus e totalizam reservas na ordem de 1,15 bilhões de toneladas de minério (Figura 4.4.9 e Tabela 4.4.9).

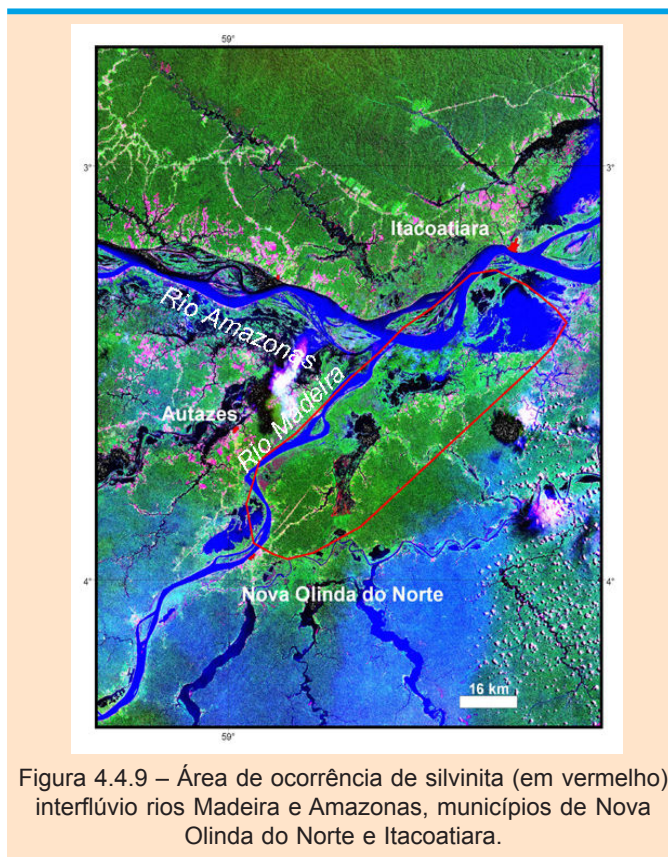


Figura 4.4.9 – Área de ocorrência de silvinita (em vermelho) interflúvio rios Madeira e Amazonas, municípios de Nova Olinda do Norte e Itacoatiara.

Coube à Petromisa o estudo de pré-viabilidade técnico-econômica do depósito de Fazendinha. A possibilidade de aproveitamento do depósito foi examinada com base nas reservas dimensionadas, nas características geológicas do jazimento, no tipo de minério disponível e na total dependência externa do mercado nacional de potássio. Os estudos mostraram a viabilidade de implantação de um complexo capaz de produzir 1.500.000 t/ano de cloreto de potássio, com cerca de 900.000 t/ano de K_2O , já considerados os índices de perdas normais durante o processo produtivo (lavra e beneficiamento), cujos investimentos iniciais estariam em torno de 1,2 bilhões de dólares.

O método de lavra sugerido é o de câmara e pilares longos. O minério seria lavrado por *retreating*, ou seja, por recuo, do final do painel em direção ao eixo primário de desenvolvimento. O painel de lavra projetado é de 227 m de largura e 2.300 m de comprimento. Todas as galerias de desenvolvimento, infra-estrutura de superfície e os painéis

de lavra seriam abertos por mineradores contínuos do tipo rotor, semelhantes àqueles utilizados nas minas canadenses.

A principal dificuldade encontrada na exploração do potássio refere-se à utilização na região de energia elétrica, totalmente proveniente de termelétricas. Com previsão de oferta de energia de Tucuruí, no Pará, além de recente licitação pública divulgada pela Petrobras, detentora dos direitos minerários, há expectativa de implementação de um projeto de aproveitamento da silvinita por empresas privadas.

A silvinita do Estado do Amazonas revela grande importância para o país, visto que o potássio vem sendo em

grande parte importado, existindo uma única mina em operação, em Taquari – Vassouras, Sergipe. No ano de 2004, o Brasil produziu 403.080 toneladas de potássio e importou um montante de 4.090.026 toneladas, o que configura 91% das necessidades desse bem mineral. O seu emprego como fertilizante poderá suprir as necessidades hoje verificadas no setor da agricultura do Amazonas. Demais possibilidades incluem o aproveitamento do sal gema, com aplicabilidade como sal comestível doméstico e para a pecuária, como alimentação complementar do gado bovino.

Há expectativa de criação de pelo menos 2.200 empregos diretos e 11.000 indiretos e arrecadação dos seguintes tributos: CFEM: R\$ 20,3 milhões; ICMS: R\$ 70,12 milhões; COFINS: R\$ 24,7 milhões e PIS: R\$ 5,8 milhões.

Tabela 4.4.9 - Reservas de silvinita do estado do Amazonas.
Fonte: DNPM - 8º Distrito (dados obtidos de relatórios de pesquisa aprovados)

Município	Depósito	Reservas (toneladas x 10 ⁶)								
		Medida	KCl (%)	K ₂ O (%)	Indicada	KCl (%)	K ₂ O (%)	Inferida	KCl (%)	K ₂ O (%)
Nova Olinda do Norte	Fazendinha	493,005	26,57	16,79	-	-	-	-	-	-
Itacoatiara	Arari	446,300	29,00 a 34,14	18,32 a 21,57	63,02	32,41 a 32,42	20,47 a 20,48	150,22	25,97 a 31,96	16,41 a 20,19

4.4.10 - ÁGUA SUBTERRÂNEA

A água subterrânea consumida nas sedes municipais de Manaus, Itacoatiara, Manacapuru, Iranduba, Careiro da Várzea, Manaquiri, Careiro-Castanho, Novo Airão, Autazes, Urucurituba, Maués e Parintins é proveniente de um grande aquífero associado aos arenitos da Formação Alter do Chão da Bacia do Amazonas.

Na Grande Manaus, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM tem cadastrado cerca de 1.900 poços tubulares os quais apresentam profundidade média de 80 metros e vazão média em torno de 20 m³/h. A maior profundidade atingida em um poço foi de cerca de 240 metros (Fonte:

SIAGAS).

O maior produtor de água subterrânea desse aquífero, na cidade de Manaus é a empresa “Águas do Amazonas”, detentora de cerca de 100 poços profundos que abastecem parte da população da zona norte da cidade. Em seguida, encontram-se as indústrias do Pólo Industrial de Manaus, empresas que engarrafam água mineral e residências em geral.

As empresas que promovem a venda de água no Amazonas produziram no ano de 2004 cerca de 85.901.291 litros de água mineral, o que correspondeu a um faturamento de R\$ 13.467.897,82 (Tabela 4.4.10).

Tabela 4.4.10 - Produção e venda de água mineral no estado do Amazonas. Fontes: DNPM - 8º Distrito e Anuário Mineral Brasileiro (2005)

Empresa	Produção (l)	Valor da Produção (R\$)
Minalar	5.676.561	987.237
Santa Cláudia	21.261.996	4.752.158
J. Cruz	29.412.655	3.660.212
Gelocrim	29.550.079	4.068.290,82
Total	85.901.291	13.467.897,82

A água que abastece a sede municipal de Presidente Figueiredo, a 100 km ao norte de Manaus, tem seu aquífero situado em rochas da Formação Nhamundá, Bacia do Amazonas. No município já foram cadastrados cerca de 20 poços tubulares, cuja profundidade máxima atingida foi de 40 m, tendo vazão média de cerca de 5 m³/h. A empresa Santa Cláudia detém um poço exploratório.

Alguns problemas, comuns às grandes capitais, têm sido identificados em poços da cidade de Manaus e revelam contaminação por nitrato e amônia. Também a construção de grande número de poços, distribuídos de forma indiscriminada, sem um estudo prévio do comportamento do aquífero, tem promovido um rebaixamento sistemático do seu nível freático, que em determinados bairros já supera os 50 metros (Fonte: CPRM/SIAGAS).

4.4.11 - LINHITO

O linhito, um carvão fóssil de valor secundário e cujo estágio mineral se situa entre a turfa e o carvão mineral, foi investigado no estado do Amazonas na segunda metade dos anos 70 (Maia *et al.* 1977) tendo como objetivo suprir as necessidades geradoras energéticas, em grande parte, regionais (Figura 4.4.11). A principal área de pesquisa desenvolveu-se na região do Alto Solimões, limítrofe com a Colômbia e Peru (área XXV).

A pesquisa incluiu áreas dos municípios de Benjamin Constant, Atalaia do Norte, Tabatinga, São Paulo de Olivença, Amaturá, Santo Antônio de Itá, Jutá e Japurá.

O linhito está associado às litologias da Formação Solimões, uma unidade sedimentar depositada no intervalo

Mioceno – Plioceno, onde ocorre sob forma de delgadas lentes de espessura milimétrica até o máximo de 1,46 m. Encontra-se intercalado com argilito cinza esverdeado e cinza escuro, sendo que tais lentes foram registradas até uma profundidade de 132 metros (Maia *et al.*, 1977).

Uma reserva geológica de linhito foi inferida em 46,400 bilhões de toneladas (Tabela 4.4.11), contudo, o baixo poder calorífico, baixo teor de carbono fixo e elevado teor de cinza de amostras analisadas, além das reduzidas espessuras dos leitos individuais de linhito e principalmente da sua inaplicabilidade para fins de fonte energética, tornou os depósitos uma fonte subeconômica de linhito.



Figura 4.4.11a) Testemunhos de linhito da Bacia do Solimões; b) Testemunho de argilito conchífero da Formação Solimões (Maia *et al.*, 1977)

Tabela 4.4.11 - Reservas indicada e inferida de linhito do Estado do Amazonas (Maia *et al.*, 1977)

Status	Reservas (ton x10 ⁶)	
	Indicada	Inferida
Depósito	35,5	46.400

4.4.12 - TURFA

As turfeiras correspondem às acumulações de matéria vegetal em ambientes redutores continentais, de água doce ou salobra, submetidas a uma maturação anterior à sua decomposição. Representam o primeiro estágio na formação do carvão mineral.

A turfa tem sido utilizada como material energético alternativo, principalmente em países da Escandinávia, ou pode ser utilizada para fins mais nobres como condicionadora de solos e controladora do grau de solubilidade de fertilizantes químicos na horticultura e agricultura ou em filtragens de esgotos, absorvente em pisos de estábulos e como carga de enchimento de concreto leve.

Coube a Araújo (1980) e Reis & Figueiredo (1983) a definição da região dos paranás Urariá e Ramos, na ilha Tupinambarana, como a de maior potencial em turfa do estado do Amazonas. A região engloba parte dos municípios de Nova Olinda do Norte, Maués, Boa Vista do Ramos e Urucurituba (área XXIV, figura 4.4.12). A turfa ocorre sob forma de delgadas lentes ou cunhas intercaladas em argilas e siltes, encontrando-se associada com depósitos aluvionares holocênicos e terraços pleistocênicos, estes, registrando

as maiores e mais significativas ocorrências. A reserva medida de turfa na região foi avaliada em 36.698 m³, correspondendo a 7.339,60 toneladas de turfa na base seca, sendo que as espessuras médias das turfeiras, onde avaliadas, variaram de 0,25 m a 1,00 m. Para toda a região do Médio Amazonas foi estimada uma reserva de turfa da ordem de 350.000 m³, correspondendo a 70.000 toneladas na base seca (Reis & Figueiredo, 1983).

As turfás da região da Ilha Tupinambarana revelam-se, contudo, com algum potencial para uso no setor agrícola pois os valores encontrados de poder calorífico e teor de cinzas inviabilizam seu aproveitamento para fins energéticos (tabela 4.4.12).

Outras ocorrências de turfa têm sido registradas em vários rios e igarapés da região, contudo, invariavelmente associadas às planícies aluvionares e ilhas fluviais. As áreas de foz de igarapés e paranás também registram condicionamento para a ocorrência de turfás, via-de-regra, imaturas. Citam-se ocorrências nos rios Demêni e Cauarés (Maia & Santos, 1980), baixo curso do rio Sucundurí e rio Canumã (Riker, 1979), rios Purus e Madeira (Amaral & Santos, 1980).

Tabela 4.4.12 - Características das turfás da região da ilha Tupinambarana (Reis & Figueiredo, 1983)

Nº de Amostras estudadas	Umidade Higroscópica (%)	Cinzas (b.s. %)	Voláteis (b.s. %)	Poder calorífico (b.s. Kcal/kg)	Carbono fixo (%)
47	4,21 a 69,65	14,14 a 89,90	10,19 a 48,11	766 a 3.425	0,34 a 23,08
3	60,65 a 78,50	18,57 a 28,70	46,50 a 58,51	3.551,64 a 4.571,55	20,52 a 24,80

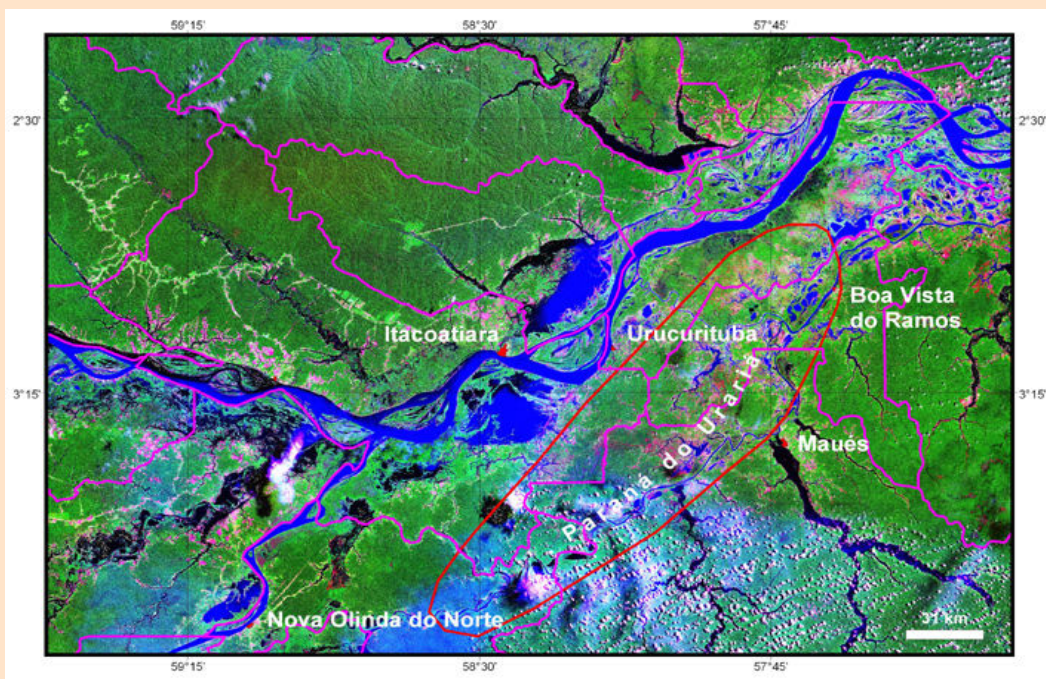


Figura 4.4.12 – Principal área de ocorrência de turfas na região dos paranás Ramos e Urariá, ilha Tupinambarana.

4.4.13 - PETRÓLEO E GÁS

O petróleo e gás no Estado do Amazonas ganha importância na Bacia do Solimões, em áreas que abrangem parte dos municípios de Coari, Tefé e Carauari (área XXVI, Figura 4.4.13). Secundariamente ocorre na Bacia do Amazonas, no município de Silves.

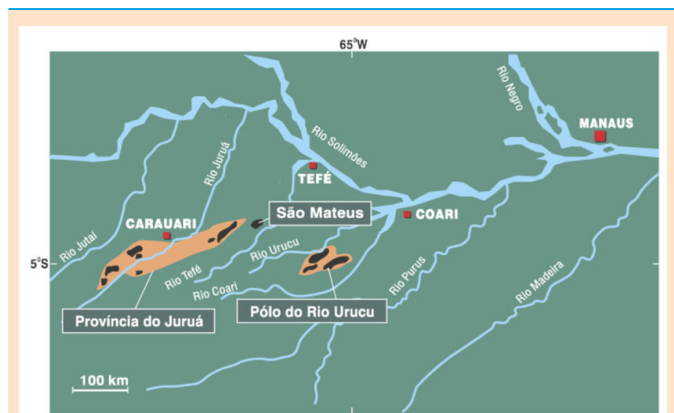


Figura 4.4.13 – Área de situação da Província Juruá (Óleo & Gás), municípios de Carauari, Tefé e Coari.

A Petrobras vem executando atividades exploratórias na bacia desde os anos 50, mas foi apenas em 1978 que se constatou o primeiro acúmulo de gás na região do rio Juruá. A presença de óleo e gás em Urucu veio ocorrer apenas em 1986 através do poço pioneiro 1-RUC-1-AM, cujas jazidas, hoje arranjadas em pólos de produção, incluem o rio Urucu, porções leste e sudoeste de Urucu e igarapé Marta, em uma área que excede 100 km² localizada no município de Coari.

De acordo com Eiras (2005), dois sistemas petrolíferos têm sido identificados na Bacia do Solimões: Jandiutuba – Juruá e Jandiutuba – Uerê. O sistema Jandiutuba - Juruá é o mais importante, sendo responsável por 98,8% do equivalente das acumulações comerciais de óleo, gás e condensado da bacia. A rocha geradora está representada por folhelhos da Formação Jandiutuba, tendo como rocha reservatório os arenitos da Formação Juruá e como rocha selante, os evaporitos da Formação Carauari. O início da geração do petróleo deu-se no Carbonífero por efeito de soterramento, sendo de extrema importância sua expulsão por efeito do calor das intrusões de diabásio ao

longo do Triássico. O sistema petrolífero Jandiatuba - Uerê é deficiente em vários aspectos e contém uma quantidade ínfima de petróleo na bacia.

Na atualidade, a Província Juruá – Urucu reúne em

torno de vinte campos de óleo, gás e condensado na bacia (Eiras, 2005), apresentando reservas totais de óleo em 22,761 milhões de barris e de 85,050 bilhões de m³ de gás (Tabela 4.4.13a).

Tabela 4.4.13a - Reservas totais de petróleo e gás no Amazonas (Fonte: Petrobras, maio de 2006)

Substância	Status	Município	Reservas
Petróleo (óleo e condensado)	Mina	Coari	21.262.000 m ³
	Jazida	Carauari	1.105.000 m ³
	Jazida	Silves	394.000 m ³
Gás natural	Mina	Coari	62.886.500.000 m ³
	Jazida	Carauari	22.164.200.000 m ³
	Jazida	Silves	4.853.000.000 m ³

A jazida do Pólo Urucu inclui reservas atuais da ordem de 21,262 milhões de m³ de óleo e condensado e 62,886 bilhões de m³ de gás. A principal zona produtora é conhecida como Juruá – 70 e encontra-se em torno de 2.400 m de profundidade. O pólo produziu no ano de 2005 um montante de 14.375.930 barris de petróleo que, se considerado o preço médio de US\$ 65,00/barril no vigente ano, tem-se um valor de produção desse bem mineral em cerca de US\$ 934.435.450,00. Toda produção é processada na refinaria de Manaus - REMAN, dando lugar aos seguintes produtos: asfalto, gasolina A, GLP, nafta, óleo combustível, óleo diesel, querosene de aviação e querosene iluminante (Tabela 4.4.13b).

No mesmo ano de 2005 a Província Urucu produziu um volume de gás natural na ordem de 3.567.205.000 m³, dos quais 2.184.912.000 m³ foram reinjetados no reservatório natural, 906.969.000 m³ foram queimados, 116.017.000 m³ tiveram consumo próprio na base de extração e ficando disponibilizado para consumo a cifra de 359.307.000 m³ (Tabela 4.4.13c).

Levando-se em conta a reserva total existente e a produção atual, credita-se para a mina de Urucu uma vida útil de apenas 9,3 anos.

Tabela 4.4.13b - Produção de petróleo de Urucu e seus derivados no ano de 2005 (Fonte: ANP, 2006)

Produção	14.375.930 barris
Derivados processados na refinaria de Manaus (REMAN)	asfalto – 21.401 m ³
	gasolina A – 216.729 m ³
	GLP – 145.636 m ³
	nafta – 864.855 m ³
	óleo combustível – 299.735 m ³
	óleo diesel – 804.903 m ³
	querosene de aviação – 68.679 m ³
	querosene iluminante – 400 m ³

Tabela 4.4.13c - Produção de gás natural na Província Urucu no ano de 2005
(Fonte: ANP, 2006)

Produção de gás natural	3.567.205.000 m ³
Reinjeção de gás	2.184.912.000 m ³
Queima e perda	906.969.000 m ³
Consumo próprio	116.017.000 m ³
Gás disponível	359.307.000 m ³

Para aproveitamento do gás natural da província, está em fase de implantação o gasoduto Coari – Manaus.

4.4.14 - BAUXITA (Alumínio)

A bauxita registra no Estado do Amazonas 151,78 milhões de toneladas de reservas totais (Tabela 4.4.14), compreendendo duas principais áreas de ocorrência, no município de Nhamundá (área XXIII) e na Província Mineral Pitinga, no município de Presidente Figueiredo (área XXXI).

O jazimento de Nhamundá ocorre em crosta laterítica desenvolvida sobre unidades rochosas da Formação

Alter do Chão. A bauxita do Pitinga é conhecida desde os anos 80, quando reconhecimentos geológicos revelaram a presença de platôs lateríticos ricos em alumina formados sobre rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitos da suíte Madeira. De acordo com Costa *et al.* (1988) os platôs têm variadas superfícies na ordem de 1 a 10 km² e espessura entre 0,5 m a 5,0 m, encontrando-se melhor desenvolvidos sobre as rochas vulcânicas.

As reservas oficialmente registradas no DNPM para a região do Nhamundá revelam a cifra de 131.785.316 t de minério com teor de 47,96% de Al₂O₃ (Tabela 4.4.14) e cujos direitos minerários pertencem à Mineração Rio do Norte.

Tabela 4.4.14 - Reservas de bauxita do estado do Amazonas
(Anuário Mineral Brasileiro, 1980; DNPM – 8º Distrito)

Status	Município	Reservas (t)		Al ₂ O ₃ (%)
		Medida	Indicada	
Jazida	Nhamundá	131.785.316	-	47,96
Jazida	Pres. Figueiredo	-	20.000.000	41,70

Na região da mina Pitinga, recente pesquisa tem definido uma reserva indicada de 20 milhões de toneladas de minério com teor de 41,7% de Al₂O₃ (Tabela 4.4.14). De acordo com a Companhia Vale do Rio Doce – CVRD, atual detentora dos direitos minerários, a bauxita apresenta as seguintes características: espessura do minério entre 2 a 6 metros; capeamento do estéril de 2 a 12 metros; teor de alumina (Al₂O₃) entre 44 a 56%; sílica entre 1 a 5% e ferro entre 5 a 20%.

4.4.15 - CROMO, NÍQUEL, COBALTO, COBRE E PLATINÓIDES

À noroeste da sede do município de Santa Isabel do Rio Negro (área XLV) localizam-se cinco estruturas circulares representadas por rochas máficas-ultramáficas da Suíte Intrusiva Tapuruquara. Três dessas estruturas, situadas na porção leste do vale do rio Inambu, foram foco de estudos geológicos de detalhe nos anos 70 (Araújo Neto

et al., 1977; Araújo Neto & Costi, 1979) cabendo a prospecção por meio de furos de sondagem (Figura 4.4.15) para averiguação de concentrações de cromo, cobre, níquel e cobalto, substâncias previamente determinadas em amostras de rocha e de solo da região e que haviam revelado resultados analíticos anômalos. As sondagens realizadas atingiram uma profundidade máxima de 400 m e possibilitaram a identificação da seguinte seqüência litológica (do topo para a base): hornblenda gabro, olivina gabro, websterito, lherzolito e peridotito. Ocorrem ainda gabros e granófiros anortosíticos em zonas setoriais.



Figura 4.4.15 – Testemunhos de sondagem na região das estruturas Tapuruquara, região do município de Santa Isabel de Tapuruquara.

A diferenciação litológica revelada pelos furos de sondagem se assemelha em parte àquela de alguns corpos estratiformes mineralizados tais como Bushveld, Sudbury, Skaergaard e Stillwater, contudo, os teores médios alcançados para o Cr (5.000 ppm), Ni (475 ppm), Cu (270 ppm) e Co (137,5 ppm) não se revelaram promissores à

formação de mineralização no intervalo perfurado. Ainda, a camada dunítica, normalmente mineralizada em cromo, não foi alcançada nos furos, e deste modo, não sendo possível avaliar o corpo em maior profundidade.

4.4.16 - FERRO

As reservas de ferro no estado do Amazonas estão estimadas em 65.720.318 toneladas (Tabela 4.4.16). A única mina em atividade localiza-se no município de Uruará, região do rio Jatapu, cujos direitos minerários pertencem ao Grupo João Santos (área XXII). O minério de ferro é do tipo oolítico (Costa, 1966; Hennies, 1969, *Apud* CPRM, 2003) encontrando-se associado às rochas da Formação Nhamundá da Bacia do Amazonas. Apresenta goethita e hematita em sua composição, cujo enriquecimento ocorreu sob condições de lateritização e processos supergênicos (Figura 4.4.16).

A Companhia Brasileira de Equipamentos – CBE, Grupo João Santos, explotou no ano de 2004, 18.400 toneladas de minério com teor de 70% de ferro, com valor de produção na ordem de R\$ 90.528,00. O minério de ferro é transportado para Manaus em balsas com até 2.500 toneladas de capacidade durante os meses de janeiro à junho, época da cheia dos rios. Sua principal aplicação encontra-se na mistura da composição do cimento do tipo *portland*.

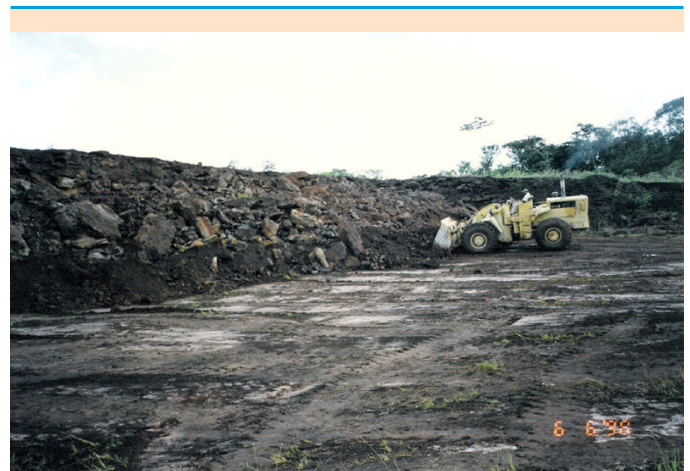


Figura 4.4.16 – Jazimento de ferro na região do rio Jatapu, município de Uruará.

Tabela 4.4.16 - Reservas de ferro do estado do Amazonas
(Anuário Mineral Brasileiro, 2005)

Status	Município	Reservas (t)	
		Medida	Indicada
Mina	Urucará	6.635.943	59.084.375

Outras menores ocorrências no Amazonas têm sido apontadas na região de Seis Lagos, associando-se ao principal bem mineral, o nióbio, e cuja espessa crosta laterítica é constituída por óxi-hidróxido de ferro (goethita e hematita). Na região do rio Sucundurí têm sido descritas (Liberatore *et al.*, 1972) camadas centimétricas de hematita no interior de rochas siliciclásticas da bacia paleozóica Alto Tapajós.

4.4.17 - MANGANÊS

No Estado do Amazonas, o manganês tem sido alvo de mineração nas décadas de 50 e 60 pela Mineração Bomfim S/A. As minas Beneficente e Cotovelo, hoje inativas, situam-se na calha do rio Aripuanã, em área que abrange os municípios de Manicoré, Novo Aripuanã e Apuí (área XXI).

Mina Beneficente: Está localizada na margem esquerda do rio Aripuanã, no município de Manicoré, distando cerca de 50 km ao norte da BR-230 (Transamazônica). O minério ocorre em lentes descontínuas com até 3,0 metros de espessura no interior de arenitos. Os teores de manganês encontram-se na faixa de 45% (Tabela 4.4.17). Na ocasião, o jazimento foi cubado em 86.000 t e o minério produzido no período de 1955 a 1960 revelou teores entre 41,00% a 46,00% de manganês metálico.

Mina Cotovelo: Está localizada a 7 km a montante da localidade de Beneficente, na margem esquerda do rio Aripuanã. O minério revela aspecto concrecionário e hospeda-se no interior de arenitos. Foi estimada uma reserva em torno de 100.000 t, tendo sido lavradas 1.500 t de minério com teor médio de 44,0% Mn (Tabela 4.4.17).

Tabela 4.4.17 - Composição química de minério de manganês das minas Beneficente e Cotovelo

Óxido/Elemento	Teor (%) Beneficente	Teor (%) Cotovelo
Mn	45,0	44,33
Fe	2,5	4,55
SiO ₂	4,0	7,65
Al ₂ O ₃	2,5	5,16
P	0,22	0,17
BaO	14,	-
As	0,003	-
Cu	0,1	-
Co	0,2	-

Segundo Liberatore *et al.* (1972), o minério de manganês é constituído por psilomelana e/ou pirolusita. Revela origem sedimentar, encontrando-se possivelmente associado às rochas terrígenas paleozóicas da Formação Beneficente, Grupo Alto Tapajós (Reis, 2006). A seguir faz-se uma breve descrição das minas inativas:

Outras dispersas ocorrências de manganês foram apontadas por Liberatore *et al.* (1972) nas localidades Natal e Seringal do Japão, no rio Aripuanã (área XXI), encontrando-se sempre associadas às rochas areníticas. Na bacia do rio Sucundurí, os autores mencionaram registros nas serras Palhal e Caracaxá (área XVIII). A CPRM (2001b) tem

cadastrado similares ocorrências de manganês em rochas areníticas da Bacia do Alto Tapajós, localizadas na bacia do rio Sucundurí, no interflúvio dos rios Manicorezinho e Aripuanã e região dos rios Branco e Camaiú.

Outras áreas de menor interesse incluem a região de Seis Lagos (área XXVII), no município de São Gabriel da Cachoeira, onde a crosta laterítica em ferro-nióbio associa o manganês e cuja presença em óxi-hidróxido situa-se em torno de 12%. No distrito de Cacau-Pirêra, município de Iranduba, ocorrem concreções manganíferas (pirolusita e psilomelana) produtos da diagênese superimposta às rochas da Formação Alter do Chão (D'Antona *et al.*, 2006) (área XI).

4.4.18 - METAIS BÁSICOS

Coube a Liberatore *et al.* (1972) a identificação em rocha e concentrados de sedimento de corrente e bateia coletados nas localidades de Terra Preta e cachoeira Fortaleza, rio Sucundurí, de calcopirita (cobre) em associação com galena, prata e vanádio (área XVIII, Figura 4.4.18).

No final dos anos 70 e início dos anos 80, a Companhia Administradora Morro Vermelho, Grupo Camargo Corrêa, veio efetivar naquelas referidas áreas uma pesquisa direcionada à ocorrência de sulfetos, tendo sido identificada a associação da mineralização de cobre com unidades clásticas e clástico-químicas. A mineralização ocorre sob forma de calcopirita e bornita, em associação com pirita, galena, esfalerita e magnetita. A mineralização, pertinente a informes de furos de sondagem, encontra-se associada a arenitos, argilitos e calcarenitos, além de camadas de calcário estromatolítico associado com barita. Os baixos teores de Cu situaram-se na faixa de 0,1 a 3%, com teor médio de 0,35% em horizonte mineralizado descontínuo com 7,0 metros de espessura (Carvalho & Figueiredo, 1982).

No período compreendido entre 1997 e 2001, a região de Terra Preta voltou a ser foco de pesquisa para sulfetos pelo Grupo Anglo American Brasil Ltda. Foram identificados *gossans* que vieram revelar valores dispersos para cobre e cobalto, a exemplo da pesquisa efetuada pelo Grupo Camargo Corrêa. Atualmente, a CODELCO, empresa chilena com tradição em mineração, demonstrou interesse na pesquisa de cobre da região de Terra Preta.

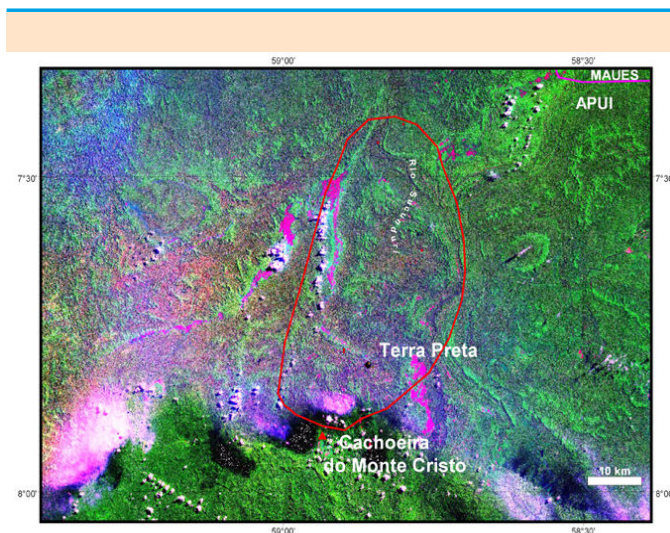


Figura 4.4.18 – Região de Terra Preta, rio Sucundurí, sudeste do Estado do Amazonas, alvo de pesquisa para sulfetos por várias empresas multinacionais.

4.4.19 - MAGNESITA

A primeira ocorrência de magnesita, um carbonato de manganês, no sudeste do Amazonas foi reportada por Liberatore *et al.* (1972), encontrando-se localizada no rio Sucundurí, na proximidade da localidade de Terra Preta, no âmbito da bacia paleozóica do Grupo Alto Tapajós. Similares ocorrências de magnesita, na mesma região, têm sido reportadas em associação com rochas calcárias estromatolíticas (CPRM, 2001b) da Formação Terra Preta (Reis, 2006) (área XVIII).

De acordo com Reis (2006), o calcário de Terra Preta é de cor cinza escuro, sendo cortado por veios e estreitas vênulas de magnesita, de cor branca. Sulfetos de cobre, em especial calcopirita, ocorrem disseminados na rocha. Petrograficamente, trata-se de uma bioconstrução estromatolítica afetada por neomorfismo durante os processos de diagênese. Ocorrem ainda veios compostos por límpidos cristais equidimensionais de calcita espática, observando-se a substituição parcial dos carbonatos por sílica.

4.4.20 - BARITA

Liberatore *et al.* (1972) reportaram duas ocorrências

de barita (sulfato de bário) no alto curso do rio Sucundurí, no entorno da região de Terra Preta (área XVIII). As ocorrências apresentam-se sob forma de veios esbranquiçados formando cristais ou material amorfo ou constituindo-se como cimento de brecha e onde óxidos de manganês e ferro estão presentes. Sua principal associação encontra-se nos calcários estromatolíticos da Formação Terra Preta, onde ocorrem como veios de variada dimensão (Reis, 2006).

4.4.21 - NIÓBIO

As ocorrências de nióbio no estado do Amazonas encontram-se localizadas na região de Seis Lagos (Justo, 1983), no município de São Gabriel da Cachoeira, na Província Mineral Pitinga, no município de Presidente Figueiredo e na região da serra Aracá, no município de Barcelos, com reservas totais em torno de 82.209.023 t de Nb_2O_5 contido (Tabela 4.4.21).

O carbonatito da região de Seis Lagos (área XXVII) constitui o maior jazimento de nióbio do mundo, se confirmada a reserva geológica inferida da ordem de 2.897.908.800 t de minério e cujo teor médio é de 2,81% de Nb_2O_5 (Tabela 4.4.21, Figura 4.4.21).

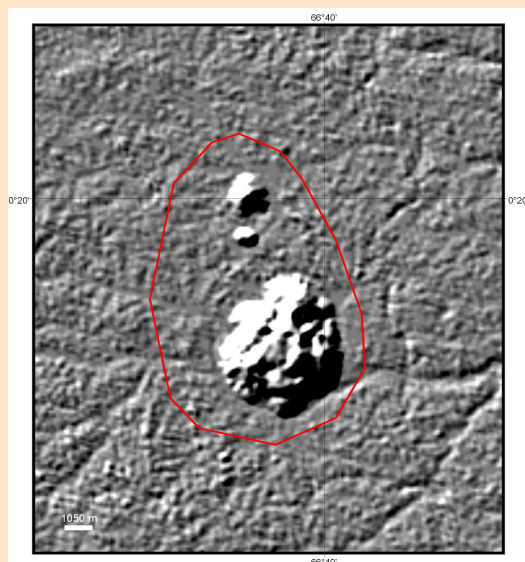


Figura 4.4.21 – Estruturas dos morros Seis Lagos, Meio e Norte (de sul para norte), município de São Gabriel da Cachoeira.

O nióbio encontra-se associado às rochas carbonatíticas da unidade Alcalinas Seis Lagos, cuja idade tem sido atribuída ao mesozóico. Três pequenas elevações ocorrem na região, sendo localmente conhecidas como Seis Lagos, Meio e Norte (de sul para norte). A principal área de envolvimento da prospecção geológica e furos de sondagem foi aquela de Seis Lagos. A estrutura revela uma espessa cobertura laterítica ferruginosa, responsável pela preservação do relevo positivo e cárstico, além da formação de lagos no seu interior. Análises geoquímicas conduzidas em amostras provenientes dos furos de sondagem possibilitaram a identificação da seguinte constituição mineralógica: oxihidróxidos de ferro (80% em peso) – hematita, goetita; oxihidróxidos de manganês (12% em peso) – hollandita, romanechita; óxidos de titânio - nióbio (4,6 % em peso) – Nb brookita, Nb rutilo, ilmeneo rutilo; fosfatos (1,7% em peso) – crandalita, monazita; óxidos de ETR (elementos terras raras) – cerianita; niobato – pirocloro; silicatos – zircão, quartzo, óxido de titânio - cálcio – titanita. Estes minerais podem ser herdados (ilmeneo rutilo, Nb rutilo, Nb brookita, monazita e pirocloro) ou neoformados (crandalita, romanechita, hollandita e cerianita). Ficou constatada a distribuição uniforme horizontal e lateral dos teores de Nb e Ce no jazimento.

O Brasil detém atualmente 88% das reservas mundiais de pirocloro (Nb_2O_5), com destaque para as reservas de Araxá, em Minas Gerais (94,7%). O Amazonas e especificamente a região do morro Seis Lagos, participa com 2,7% das reservas brasileiras (DNPM, 1998, 2000). Entretanto, o potencial mineral do morro Seis Lagos foi estimado em 2,89 bilhões de toneladas de minério, cujo tempo de exaustão tem sido calculado em cerca de 400 anos, constituindo, desta forma, a principal jazida de nióbio do mundo. O valor de 81,4 milhões de toneladas de nióbio contido representa mais de dez vezes o nióbio conhecido no mundo, além de apresentar média superior ao teor de Araxá (2,40%), até então a principal jazida.

O nióbio de Seis Lagos assume caráter estratégico e de importância futura para o país. As características do depósito sugerem o estabelecimento de tecnologias próprias de exploração e beneficiamento, bem como o estudo de mercado no que se refere a atual potencialidade em nióbio do país, demanda de exportação e consumo interno. Os direitos minerários desse jazimento pertencem ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM, cuja licitação para transferência desses direitos foi suspensa por decisão da Justiça, fundamentada pela ação do Ministério Público que

considerou incompatível a exploração mineral em área de proteção ambiental (fonte: DNPM 1998).

O nióbio ocorrente na Província Mineral Pitinga (área XXXI) apresenta reservas totais de 777.486 t de Nb_2O_5 (Tabela 4.4.21). O nióbio (pirocloro) encontra-se associado à columbita, tantalita e cassiterita, produtos minerais dos maciços graníticos Água Boa e Madeira (suíte Madeira). A produção beneficiada de nióbio da mina do Pitinga, pelo Grupo Paranapanema, no ano de 2004, foi de 1.746.452 kg

de Nb_2O_5 contido, correspondendo a um teor médio de 28,81% de Nb_2O_5 no minério, sendo que toda produção foi consumida pelo estado de São Paulo (Anuário Mineral Brasileiro, 2005).

O nióbio (columbita) da região da serra Aracá (área XXXVIII) corresponde a depósitos aluvionares no seu entorno. Borges (1987) estimou cerca de 330 toneladas de columbita através do processamento de 1.120.000 m³ de aluvião, caracterizando um teor médio para o jazimento de cerca de 294,64 gramas de columbita/m³.

Tabela 4.4.21 - Reservas de nióbio do estado do Amazonas (Justo, 1983; Borges, 1987; DNPM-8º Distrito, 2004)

Status	Município	Categoria das Reservas	Minério (t)	Nb ₂ O ₅ (%)	Nb ₂ O ₅ contido (t)
Jazida	São Gabriel da Cachoeira	Medida	38.376.000	2,85	1.093.716
		Indicada	200.640.000	2,40	4.815.360
		Inferida	2.658.892.800	2,84	75.512.555
		Total	2.897.908.800	2,81	81.431.237
Mina	Presidente Figueiredo	Total	-	-	777.486
Ocorrência	Barcelos	Inferida	330		

4.4.22. ESTANHO

O minério de estanho, sob forma de cassiterita (Veiga *et al.*, 1979), tem como principal área de concentração a região da bacia dos rios Uatumã e Jatapu e onde situa-se a Província Mineral Pitinga, nos municípios de Presidente Figueiredo e Urucará. Secundariamente, outras ocorrências têm sido registradas nos municípios de Santa Isabel do Rio Negro, Lábrea e Manicoré.

A mina Pitinga, distando cerca de 290 km retilíneos da capital Manaus (Figura 4.4.22a, área XXXI) representa uma importante província mineral estanífera do estado do Amazonas, associando-lhe outros bens minerais como o nióbio, tantalita, zirconita, ítrio, terras raras, tório, urânio e criolita (fluoreto de sódio e alumínio). A principal unidade mineralizante e responsável pelas ocorrências primárias e

secundárias (aluvionares) encontra registro nos granitóides da suíte Madeira, representada pelos maciços Água Boa e Madeira.

Vários estudos geológicos têm sido efetuados na mina Pitinga, na quase totalidade direcionados à gênese e idade dos corpos mineralizados, tendo destaque Daoud (1988), Daoud & Antonietto (1988), Dall' Agnol *et al.* (1994), Schobbenhaus *et al.* (1996), Lenharo (1998), Lenharo *et al.* (1999), Costi (2000) e Costi *et al.* (2000).

Três tipos de mineralização primária de cassiterita têm sido identificadas na província (Costi *et al.*, 1999): a) associada com a fácies albíta granito do maciço Madeira; b) relacionada a *greisen* e, c) em episienitos, ambos no maciço Água Boa.

O maciço Água Boa tem sido descrito como uma intrusão polifásica constituída por três principais fácies: granito *rapakivi*, biotita granito com veios de microgranito e topázio granito. No granito Água Boa a mineralização de estanho relaciona-se a processos pós-magmáticos e de alteração hidrotermal. Os *greisens* têm sido responsáveis pela concentração de cassiterita nas aluviões associadas ao maciço, encontrando-se localizados nas zonas de borda do plutão e controlado por fraturas. Dois tipos de *greisens* são identificados: topázio-siderofílicos e phengita-clorita. Os episienitos sódicos ocorrem como corpos lenticulares no interior dos biotita granitos. São rochas metassomáticas albíticas textural e geoquimicamente pouco homogêneas. Subordinados *greisens* e episienitos potássicos avermelhados encontram-se associados.

No maciço Madeira são identificadas três fácies:

granito *rapakivi*, biotita granito e albita granito. No granito, a mineralização de estanho é do tipo disseminada e ocorre na fácies albita granito, sendo composta por cassiterita, zircão, columbita-tantalita, pirocloro, xenotima e criolita. São distinguidas, mineralização de criolita maciça na proximidade do albita granito de núcleo e sua mineralização disseminada restrita ao albita granito e, mineralização disseminada de cassiterita, xenotima, zircão e columbita-tantalita, tanto na fácies albita granito de núcleo como naquela de borda. A fácies albita granito (tardia) é intrusiva nas fácies *rapakivi* e biotita granito.

As aluviões com conteúdo em cassiterita, exploradas intensamente desde o início da atividade da mina, encontram-se esgotadas. A atividade atual de lavra da mina Pitinga tem se voltado à mineralização primária, citando-se o Projeto Rocha Sã (Figura 4.4.22b,c).

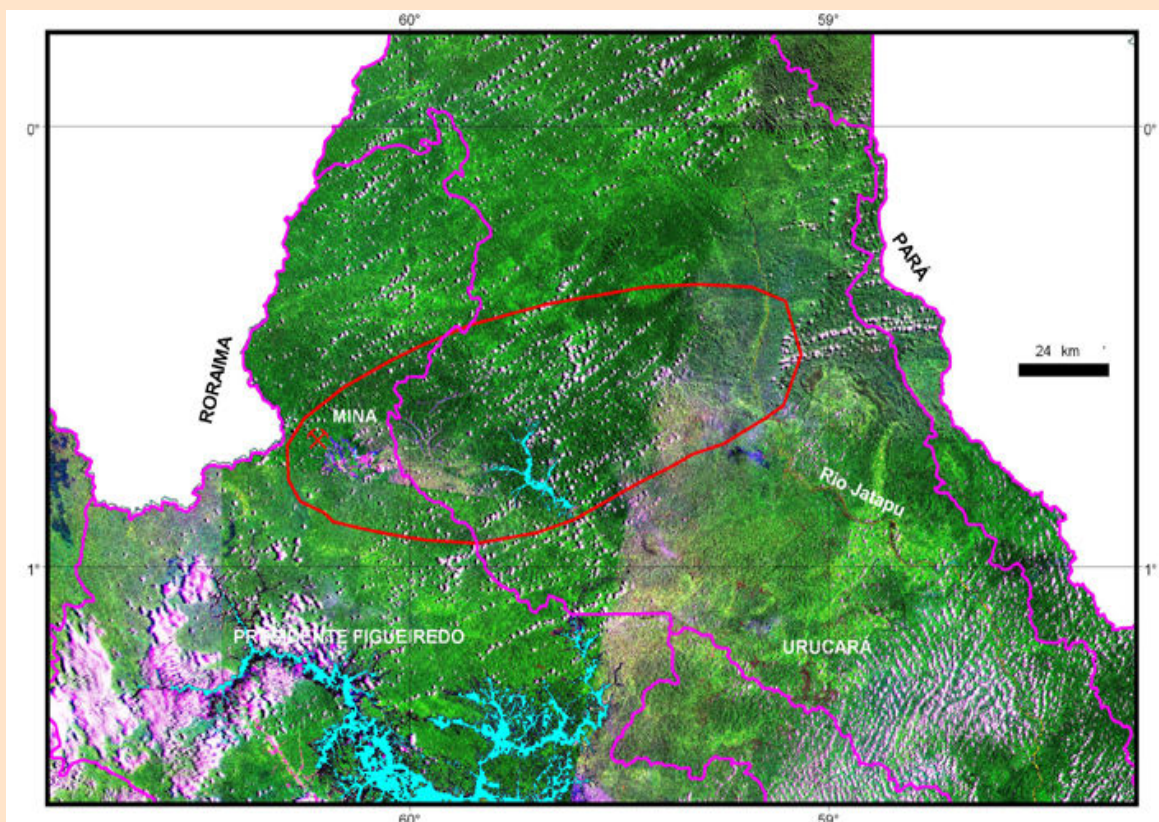


Figura 4.4.22a) Situação geográfica da Província Mineral Pitinga, porção nordeste do estado do Amazonas, nos municípios de Presidente Figueiredo e Urucará.



Figura 4.4.22b) Vista parcial da serra Madeira e frentes de exploração; c) extração das mineralizações primárias.

As pesquisas desenvolvidas pela Mineração Taboca indicam jazimentos com reservas devidamente comprovadas de estanho, criolita, nióbio, bauxita, tântalo, tório, urânio, xenotima e zircão (Tabela 4.4.22a).

Tabela 4.4.22a - Recursos minerais da Província Mineral Pitinga (DNPM-8º Distrito, 2004)

Bem Mineral	Reservas Totais (t)
Estanho	486.073
Criolita (Na_3AlF_6)	8.821.563
Nióbio	777.486
Bauxita	20.000.000
Tântalo	88.313
Tório (ThO_2)	289.000
Urânio (U_3O_8)	144.000
Xenotima (Y_2O_3)	102.160
Zircão (ZrSiO_4)	15.304.188

A produção de estanho da mina Pitinga atingiu o patamar de 7.500.689,90 kg no ano de 2004 (Tabela 4.4.22b), sendo comercializados 7.367.931,00 kg referentes ao primário, correspondendo a um valor de produção da ordem de R\$ 99.099.738,68 e gerando em compensação financeira (CFEM) para o município de Presidente Figueiredo em R\$ 1.105.409,15. Nesse mesmo ano a produção beneficiada de nióbio e tântalo foi de 1.747.452 kg e 174.645 kg, respectivamente (Tabela 4.4.22c). Todo o beneficiamento do minério é feito no estado de São Paulo.

Tabela 4.4.22b - Produção bruta de minério da mina Pitinga em 2004 (DNPM – 8º Distrito, 2004; Anuário Mineral Brasileiro, 2005)

Cassiterita	Quantidade e (ROM)	Teor médio	Contido
Primária	7.718.677 t	954,56 g/t Sn	7.367.931,00 kg
Secundária	180.800 m ³	726,25 g/m ³ Sn	132.758,90 kg

A presença do estanho sob condicionamento aluvionar tem sido descrita em dezenas de outras áreas do Amazonas, citando-se a região das serras Marié-Mirim e Imeri (área XXXII, Melo & Villas Boas, 1993, Almeida *et al.*, 2000b) e médio curso do rio Preto (área XXXIII, Santos *et al.*, 1993), no município de Santa Isabel do Rio Negro. Ainda, nos municípios de Lábrea, região do Igarapé Preto e bacia do rio Madeirinha (área XXXIV) e Manicoré (área XXXV).

Tabela 4.4.22c - Produção beneficiada no ano de 2004 (Anuário Mineral Brasileiro, 2005)

Substância mineral	Quantidade	Teor médio	Contido
Cassiterita (primária)	17.348.484 kg	42,47% Sn	7.367.931,00 kg
Nióbio (columbita-tantalita) – primária	6.063.000 kg	28,81% Nb ₂ O ₅	1.746.452,00 kg
Tântalo (columbita-tantalita) – primária	6.063.000 kg	2,88% Ta ₂ O ₅	174.645,00 kg

4.4.23 - OURO

O ouro apresenta ampla distribuição no estado do Amazonas, ocorrendo nos municípios de Maués, Humaitá, Manicoré, Novo Aripuanã, Apuí, Japurá, Barcelos, Santa Isabel do Rio Negro e São Gabriel da Cachoeira, conforme visto a seguir:

Município de Maués - O jazimento e as ocorrências de ouro no município de Maués (área XXXVI) estão localizados no prolongamento da Província Aurífera Tapajós, cuja extração ocorre desde a década de 50. Nessa região, o metal ocorre em áreas de ocorrência de rochas metassedimentares do Grupo Jacareacanga, granitóides da suíte Parauari e rochas vulcânicas Bom Jardim e Salustiano (Almeida *et al.*, 2000a).

No garimpo Abacaxis, explorado pela empresa

Matapí Exploração Mineral Ltda., as rochas hospedeiras representam metassedimentos seccionados por tonalitos, encontrando-se o ouro primário associado a veios de quartzo com sulfetos e secundariamente, em manto de intemperismo. As feições hidrotermais associadas à mineralização são caracterizadas por sílica, sericita, clorita, sulfeto, epidoto e carbonato. Os sulfetos estão representados por pirita, pirrotita e calcopirita. A alteração hidrotermal associa-se com zonas de deformação e desenvolve localmente brechas e/ou fraturas preenchidas por quartzo + sulfeto em padrão do tipo *stockwork* ou faixas métricas. Nos tonalitos, a alteração hidrotermal é incipiente, sendo reforçada ao longo de zonas de fraturas com vênulas de quartzo. A alteração é caracterizada pela disseminação de sericita e pirita. A Matapí bloqueou na região, em manto de alteração, reservas totais de 6.460,816 kg de Au e teor de 1,53 g/t. Na rocha sã, foi estimada uma reserva de 17.239 kg Au, com teor de 25,83 g/t (Tabela 4.4.23).

Tabela 4.4.23 - Reservas de ouro do garimpo Abacaxis, município de Maués. Fonte: DNPM – 8º Distrito.

Status	Reservas							
	Medida			Indicada			Geológica	
Jazida	Minério (t)	Teor (g/t)	Au contido (g)	Minério (t)	Teor (g/t)	Au contido (g)	Teor (g/t)	Au contido (g)
	2.812.702	1,53	4.309.099	1.406.351	1,53	2.151.717	25,83	17.239.000

Nas aluviões dos igarapés Grande, Anta e Patim, no alto curso do rio Parauari, desenvolveu-se intensa atividade exploratória para ouro, citando-se os garimpos Bandeirantes, Rosa de Maio, Comandante Peres, Cachoeirinha e serra Morena. O garimpo Rosa de Maio, importante produtor de ouro no passado, hoje não mais

responde com a mesma produção devido à exaustão das aluviões. A região encontra-se requerida pela empresa CRC do Brasil Mineração Ltda., a qual vem desenvolvendo trabalhos de pesquisa para ouro primário.

Ainda na bacia do rio Parauari, no âmbito de rochas

vulcânicas, desenvolveram-se atividades exploratórias para ouro aluvionar como dos garimpos 12 de Outubro, Pizon e Canela.

Municípios de Humaitá e Manicoré - As atividades de garimpagem de ouro no rio Madeira tiveram início em 1982 nas praias de Carapanatuba e Tambaquí. Daí até o presente, a exploração, por meio de balsas, se estendeu em áreas aluvionares em extenso trecho do rio, do limite com o estado de Rondônia até a proximidade da sede municipal de Manicoré, englobando os municípios de Humaitá e Manicoré, no Amazonas (área XIII). As aluviões do rio Madeira caracterizam-se por depósitos de canal ou de barras de meandros, onde o ouro, de granulação muito fina, encontra-se associado com depósitos arenosos superiores.

Com base nas atividades garimpeiras das localidades de Tambaqui, Gaivota, Carapanatuba, Carará, Restauração e São Salvador, D'Antona *et. al.* (1984) estimaram uma reserva de 2.852,56 kg de ouro contida em um volume aluvionar de 7.651.000 m³, correspondendo a um teor médio de 0,37 g/m³ de ouro.

Atualmente, a extração vem sendo realizada pelo regime de permissão de lavra garimpeira concedida à Cooperativa dos Extrativistas Mineraias Familiares de Manicoré e de Humaitá, respectivamente em áreas correspondentes a 8.412,44 e 9.142,00 hectares. A atividade é desenvolvida apenas na época de verão (julho a dezembro) em utilização de dragas de sucção de 4 a 6 polegadas de diâmetro sobre balsas e motores de 18 a 36 HP. No ano de 2005 foi levantado um total de 500 balsas em atividade, tendo gerado uma produção em torno de 300 kg de ouro. Na atividade exploratória intermitente estão envolvidas cerca de 2.000 pessoas, também dedicadas às atividades de lavoura ou de extrativismo de borraracha ou castanha executadas na época de cheia do rio (janeiro a junho).

Município de Japurá - A área XIV, na bacia do rio Puruí, registra atividade de garimpagem para ouro usando-se dragas de sucção. Na serra Traíra (área XLII) há histórico registro de atividade garimpeira para ouro em área de metassedimentos, com ápice no ano de 1988 quando foram trabalhadas as aluviões dos igarapés Merenda e Boqueirão na serra Esperança, um prolongamento da serra Traíra. Teores médios de Au estiveram em torno de 8g/m³. Similares condicionamentos geológicos das serras Caparro e Tunuí

têm importância na metalogenia do ouro da região da “Cabeça do Cachorro”.

Municípios de Apuí e Manicoré – Os garimpos Gavião e Dez Dias, situados no interflúvio entre os rios Aripuanã e Roosevelt, no limite interestadual entre os estados do Amazonas e Mato Grosso (área XXXVII), revelaram no ano de 1981 uma intensa atividade garimpeira que reuniu próximo de 2.500 exploradores. O ouro não foi apenas explorado nas aluviões, existindo atividade para extração de ouro primário em associação com rochas vulcânicas alteradas, como nas grotas Careca e França. No período de 1981 a 1983, estima-se que foram extraídos cerca de 1.360,496 kg de ouro (D'Antona *et al.*, 1984). Uma reserva foi estimada em 3.075,239 kg de ouro, englobando cerca de 10.150.626 m³ de aluviões virgens e de 1.429.757 m³ de aluviões minerados.

Município de Barcelos - As primeiras ocorrências de ouro no município de Barcelos (área XXXVIII) foram divulgadas por Achão (1974) ao efetuar prospecção aluvionar à sudeste da serra Aracá. Borges (1987) em pesquisa aluvionar na região da referida serra, obteve em mais da metade dos concentrados apurados, baixos teores de ouro (0,03 a 0,74 g/m³).

Município de Sta. Isabel do Rio Negro – Os metassedimentos da serra Daraá (área XXXIX) têm sido citados como um importante metalotecto para ouro (Almeida *et al.*, 2000).

Município de São Gabriel da Cachoeira - Melo & Villas Boas (1993) e Almeida *et al.* (2000) têm citado atividades de garimpagem para ouro nas aluviões que drenam a serra Neblina (área XL) e cujos teores atingiram 6g/m³ em algumas áreas trabalhadas. Na região compreendida pelas serras Tunuí e Caparro (área XLI), têm sido registradas várias ocorrências de ouro associadas a rochas metassedimentares, com teores de 2 a 14g/m³ (Melo & Villas Boas, 1993).

Municípios de Apuí e Novo Aripuanã - Na margem esquerda do rio Branco, no interflúvio entre os rios Acari e Camaiú (área XLIII), há registro de atividade garimpeira para ouro aluvionar ocorrida nos anos 80 e 90, encontrando-se no presente desativada (CPRM, 2001b). Citam-se as localidades da grotta da Colher, baixão do Paraíba e grotta da Mulher. Na proximidade da vila Sucunduri (área XLIV)

também ocorreu alguma atividade garimpeira para ouro.

4.4.24 - Monazita e Topázio

A oeste da serra Aracá, município de Barcelos (área XXXVIII), têm sido relatadas ocorrências de topázio e monazita aluvionares. Coube a Borges (1987), a partir de avaliações em algumas catas prospectivas, quantificar reservas geológicas em 21 toneladas de topázio e 33 toneladas de monazita.(SRC).

5 - BIBLIOGRAFIA

- Abreu A.S., Dall'Agnol R., Araújo J.F.V. 1976. *Petrografia e amostragem do Bloco E-III, Folha SA.19-Içá*: relatório analítico. Relatório Interno. Belém: Projeto RADAM, 23p.
- Achão S.M. 1974. *Reconhecimento geológico e prospecção aluvionar na porção sudeste da Serra do Aracá*. Relatório Interno. Manaus: CPRM, 5p. (Inédito)
- Achão S.M., Salas H.T. 1974. *Prospecção geológica na Serra de Tunuí, Rio Içana-Alto Rio Negro*. Manaus: CPRM, 33p.
- Adamy A., Romanini S.J. 1990. *Geologia da região Porto Velho - Abunã*. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 273 p. il.
- Almeida F.F.M. de, Nogueira Filho J. do V. 1959. Reconhecimento Geológico do rio Aripuanã. DNPM, Rio de Janeiro, *Boletim da Div. Geol. Min.*, 199: 1-43
- Almeida M.E. 1996. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no Estado do Amazonas. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões*, p. 72-75.
- Almeida M.E. 1997. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no Estado do Amazonas. In: Costa, M.L., Angélica R.S. (ed.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP/SBG-NO, Belém, p. 22-45.
- Almeida M.E. 2003. *Geologia e geocronologia dos granitóides do Sudeste de Roraima (Escudo das Guianas, Brasil), com ênfase no Granito Igarapé Azul*. Universidade Federal do Pará, Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica. Exame de qualificação do curso de doutorado. 76 p. (inédito).
- Almeida M.E. 2005. *Reconhecimento geológico ao longo do baixo curso do rio Curicuriari, noroeste do estado do Amazonas*. Relatório de Viagem. CPRM, Manaus, 13 p. (Rel. Interno).
- Almeida M.E., Bahia R.B.C., Oliveira M.A. 2005b. Folha SA.19-Içá. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A.de. (eds.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG*. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. Edição 2004. CD-ROM.
- Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Ferreira, A., 2000a. *Geologia da folha SB.21-V-D- Mamãe Anã*. Projeto Tapajós. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro, 238 p. CD-ROM.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S., Popini M.V. 1998. Geologia e Petrografia do Complexo Cuiú-Cuiú nas folhas SB.21-V-D e SB.21-Y-B, Província Mineral do Tapajós. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 467
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Macambira M.J.B. 1999. Carçal Granite: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Evaporation Age in Post-Collisional Granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian Region, Brazil. In: South American Symp. on Isotope Geol., 2, Córdoba, *Actas*, p. 3-6.
- Almeida, M.E.; Ferreira, A.L.; Macambira, M.J.B.; Sachett, C.R. 2001. Time constraint based on zircon dating for the Jacareacanga Group, Tapajós Province, Amazon Craton, Brazil. In: South-American Symposium On Isotope Geology, 3, Púcon, Chile, 2001. *Extended Abstracts*, CD-ROM.
- Almeida M.E., Fraga L.M.B., Brito M.F.L. de, Silva L.C., Santos J.O.S dos., Luzardo R., Oliveira M.A., Silva M.A. da. 2000b. *Projeto Serra Imeri*. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B. Nota Explicativa. CPRM, Manaus, CD-ROM.
- Almeida M.E., Fraga L.M.B., Macambira M.J.B. 1997a. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, *Resumo*, p. 34-37.
- Almeida M.E., Larizzatti J.H. 1996a. Geologia e petrografia, dos gnaisses migmatíticos do alto rio Uaupés, Estado do Amazonas, Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, 1996, Balneário de Camboriú. *Anais*, 6: p. 293-296.

- Almeida M.E., Larizzatti J.H. 1996b. Geologia e petrografia da Suíte Intrusiva Içana no alto rio Uaupés, Estado do Amazonas, Brasil. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 39, 1996, Balneário de Camboriú. *Anais*, 6: 399-403.
- Almeida M.E., Luzardo R., Pinheiro S.S., Oliveira M.A., 2005a. Folha NA.19-Pico da Neblina. *In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A.de. (eds.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. Edição 2004. CD-ROM.*
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Scheller T. 1997b. Içana Intrusive Suite: age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. *In: South-American Symposium on Isotope Geology*, 1, Campos do Jordão. *Extended Abstracts*, p. 31-33.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Faria M.S.G. de 2002a. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 41, João Pessoa, PB, *Anais*, p. 434.
- Almeida M.E., Monteiro M.A.S. 1997. *Perfil geológico ao longo dos rios Parauari e Pacu (folha SB.21-V-D), município de Maués, Estado do Amazonas*. Relatório de Viagem, Projeto PROMIN/ Tapajós. CPRM, Manaus, 5 p. (Rel. Interno).
- Almeida M.E., Pinheiro S. da S., Luzardo R. 2002b. *Reconhecimento geológico ao longo dos rios Negro, Xié e Içana (Missão Tunuí), Noroeste do estado do Amazonas*. CPRM, Manaus, Superintendência Regional de Manaus, 16 p., il.
- Altiner D., Savini R. 1991. *Pennsylvanian Foraminifera and carbonate microfacies from the Amazonas and Solimões basins: biostratigraphic, paleoecologic and paleogeographic results*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. Interno.
- Amaral J.E., Santos J.O.S. 1980. *Ocorrência de turfa e linhito nos rios Purus e Madeira*. Manaus. CPRM, Relatório Interno [s.ident.], 4 p., il.
- Anderson J.L., Bender E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, 23: 19-52.
- Andrade A.F. de, Santiago A.F., Melo C.F., Bizinella G.A., Moreira H.L., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Moura P.A., Lopes R.da C., Rosa Filho S.F., Neves S.A.V. 1978. *Projeto Tapajós – Sucunduri*. Relatório de Integração Geológica. Manaus, DNPM/CPRM, 3v.
- ANP (2006). Agência Nacional do Petróleo. site www.anp.gov.br 11/04/06.
- Araújo H.J.T., Ramos M.A.R. 1975. *Reconhecimento e Mapeamento Geológico dos rios Japurá, Juami, Apaporis, Traira e Igarapé Castanho*. Belém, Projeto RADAMBRASIL, Relatório Interno, 32.
- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G. de, Lima M.I.C. de, Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B. da, Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. Geologia da Folha SA.21 – Santarém. *In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap. I - Geologia*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 19)
- Araújo Neto H.de, Bonow C.de W., Amaral J.A.F.do, Carvalho V.G.D.de 1977. *Projeto Tapuruquara*. Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, 2v.
- Araújo Neto H.de, Costi H. T. 1979. *Projeto Tapuruquara II*. Relatório Final. *In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito (s. ident.)*, 2v.
- Araújo Neto H.de, Moreira H.L. 1976. *Projeto Estanho do Abonari*. Relatório Final. *In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito (s. ident.)*, 2v.
- Araújo, O.J.B. 1980. *Prospecto Maués - Tupinambarana*. Belém, CPRM. 25 p. (Inédito).
- Bahia R.B.C. 1997. *A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, oeste de Rondônia*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 88 p.
- Bahia R.B.C., Oliveira M.A. 2005. Folha SB.20-Purus. *In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A.de. (eds.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas - SIG. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. Edição 2004. CD-ROM.*
- Bahia R.B.C., Quadros M.L. do E.S. 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Geologia e Recursos Minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala de 1:250.000. Nota Explicativa. Porto Velho, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 53 p.
- Barrios F.J. 1983. *Caracterização geocronológica da Região Amazônica da Venezuela*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 123 p.
- Barron C.N. 1987. Where's the Guyana's Mobile Belt? *Guyana Geology & Mines Commission*, Report No. CNB 1/87 (for IGCP Project 204)
- Batchelor R.A., Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43-55.

- Bemerguy R.L., Costa J.B.S., Hasui Y., Borges M.S. 1999. O compartimento morfotectônico Manaus - Nhamundá: sistemas de relevo, drenagem e os elementos estruturais da neotectônica. *In: SBG – Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, Anais, 1: 326-329.*
- Berrangé J.P. 1973. A Synopsis of the Geology of Southern Guyana. Rep. Photogeol. Unit, Overseas Div., *Inst. Geol. Sci.*, London, no. 26, 16 p. (não-publicado)
- Bettencourt J.S., Leite Jr., W.B., Payolla B.L.; Scandola J.E., Muzzolon R., Vian J.A.J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. *In: Int. Symp. on Granites and Assoc. Mineral., 2, Salvador. CBPM/SGM, Excursions Guide, p. 3-31.*
- Bettencourt J.S., Onstott T.C., Teixeira W. 1995. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on Country rocks from the Central sector of the Rio Negro-Juruena Province, SW Amazon Craton. *In: Dall'Agnol, R., Macambira M.J.B., Costi H.T. (eds.) Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, 1995, Center for Geosciences. University Federal of Para, Belém. Abstract Volume, p. 5-16.*
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.B., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research, 95: 41-67.*
- Bizinella, G.A; Santiago, A.F; Santos, A; Borges, F.R; Souza, F.J.C; Godoy, H.K; Yamagutt, H.S; Oliveira, J.R; Oliveira, R.L. 1980. *Projeto Tapajós Sucundurí.* Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Convênio DNPM/CPRM. Manaus. 8 volumes.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I. de M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M. de, Santos J.O.S. (ed.) 2002. *Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapa na escala 1:1.750.000.* CPRM, Brasília: 1 CD-ROM.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.) 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.* Texto, Mapas & SIG. CPRM, Brasília, 692 p.
- Bless M.J., Streef M. 1976. The occurrence of reworked miospores in a Westphalian microflora South Limburg (The Netherlands) and its bearing on paleogeography. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst, n.s., 27: 1-39.*
- Borges, F.R. 1987. *Projeto Serra do Aracá.* CPRM/Trading Mineração Ltda. CPRM-Manaus, 51 p., il.
- Bosma W., Kroonenberg S.B., Maas K., Roeber E.W.F. de 1983. Igneous and Metamorphic Complexes of the Guiana Shield in Suriname. *Geol. en Mijnbouw, 62: 241-254*
- Breitbach J.W. 1957. *Geology of the Nhamundá Area.* Belém, Petrobras/RENOR, 29 p., Inédito.
- Brito M.de F.L.de 2000. Granito Jauari. *In: Almeida M.E. (Ed.), Projeto Serra Imeri. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B.* Nota Explicativa. CPRM, Manaus. CD-ROM.
- Brito M.de F.L.de 2000. Suíte Intrusiva Parauari. *In: Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Almeida M.E., Brito M.de F.L. de, Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (orgs.) Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã. (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000.* Nota Explicativa. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Manaus, Capítulo 2 - 2.3.
- Brito M.de F.L.de, Almeida M.E., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 1999. Caracterização petrográfica e litogeoquímica do Granito Igarapé Escondido: um granito rapakivi na Província Aurífera do Tapajós, Amazonas. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 7, Cong. Geol. dos Países de Língua Portuguesa, 5, Porto Segura, Anais.*
- Brito M.de F.L.de, Almeida M.E., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S., Popini, M.V.F. 1997. Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha – Registro de magmatismo tipo-A na Província do Tapajós. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 6, Anais, p. 847-851.*
- Brito M. de F.L.de, Fraga L.M.B., Santos L.C., Almeida M.E. 2000. Suíte Intrusiva Marauíá. *In: Almeida M.E. (Ed.). 2000. Projeto Serra Imeri. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B.* Nota Explicativa. CPRM, Manaus, CD-ROM.
- Brito M. de F.L. de, Fraga L.M.B., Silva L.C., Santos J.O.S. 2000. Complexo Cauaburi. *In: Almeida M.E. (Ed.). Projeto Serra Imeri. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B.* Nota Explicativa. CPRM, Manaus, CD-ROM.
- Caputo, M.V., 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil.* Tese de Doutorado, University of California, Santa Barbara, USA. 586 p.
- Caputo M.V., Andrade F.G. de 1968. *Geologia em semidetalhe do flanco sul da bacia amazônica entre os rios Cupari e Abacaxis.* PETROBRAS, Rel. Interno 589.
- Caputo M.V., Crowell J.C. 1985. Migration of Glacial Centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geol. Soc. Am. Bull., 96 (8): 1020-1036.*

- Caputo M.V., Rodrigues R., Vasconcelos D.N. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. Brasil. PETROBRÁS/RENOR. 92p., (Inédito)
- Caputo M.V.; Sad A.R.E. 1974. *Geologia do Baixo rio Negro e trecho da BR-174*. PETROBRÁS, Belém, Sistema de Informação de Exploração 130 – 5170 (Relatório Interno).
- Carneiro Filho A. 1993. Observações preliminares das dunas do Rio Negro. In: Simp. Int. Quat. Amaz., Manaus. *Resumos e Contribuições Científicas*, p. 166.
- Carozzi A.V., Alves R.J., Castro J.C. 1973. *Environmental and synsedimentary tectonic evolution of the paleozoic clastics of the Middle Amazonas Basin*. Belém, PETROBRAS. Rel. Interno.
- Carvalho M.S. de, Figueiredo A.J. de A. 1982. Caracterização Litoestratigráfica da Bacia de Sedimentação do Grupo Beneficente no Alto Rio Sucundurí-AM. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 1, Belém, *Anais*, p. 26-44.
- Carvalho P.F. de 1926. Vale do rio Tapajós. Rio de Janeiro, *Bol. Serv. Geol. Min. Bras.*, **15**: 33-80.
- Chappell B.W., White A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of The Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences*, **83**: 1-26
- Condie K.C. 2001. Continental Growth during formation of Rodinia at 1,35 – 0,9 Ga. *Gondwana Research* **4** (1): 5-16
- Cordani U.G., Neves B.B.B. 1982. The Geologic Evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geociências*, **12** (1-3): 78-88
- Costa J.B.S. 1996. A neotectônica na Amazônia. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, *Anais*, 1: 35-38.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M.S. 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. *Journal of South America Earth Sciences*, **14**, p. 335-347.
- Costa M.L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geociências*, **21** (12): 146-160
- Costa M.L., Horbe A.C., Horbe M.A., Teixeira J.T., Costa W.A.M. 1988. A região laterítica – bauxítica do Pitinga – AM. In: SBG, Cong. Bras. Geol, 35, Belém, *Anais*, p. 256-270
- Costa N.M.M. da 1978. Palinologia e correlação estratigráfica de sedimentos paleozóicos do extremo noroeste do Estado de Mato Grosso. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, **2**: 937 – 947.
- Costi H.T. 1985. Uma sugestão acerca de um novo posicionamento e nova denominação estratigráfica para as rochas máficas tipo Tapuruquara (noroeste do Amazonas e oeste do Território Federal de Roraima). In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 2, Belém, *Anais*, **1**: 340-349
- Costi H.T. 2000. *Petrologia de Granitos Alcalinos com Alto Flúor Mineralizados em Metais Raros: o Exemplo do Albitagranito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, 345 p.
- Costi H.T., Borges R.M.K., Dall’Agnol R. 1999. Primary mineralizations of the Pitinga tin province, Amazonian craton, north Brazil. In: Int. Symposium on Granites and Assoc. Mineralizations, 2, Argentina, *Resumenes*, p. 44-45.
- Costi H.T., Dall’Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*, **42** (9): 832-849
- Costi H.T., Pinheiro S. da S., Santiago A.F. 1984. *Projeto Uatumã-Jatapu*; Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM.
- CPRM 2001a. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapa na escala 1:2.500.000. In: Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves, Franciscus Jacobus Baars, Inácio de Medeiros Delgado, Maísa Bastos Abram, Reginaldo Leão Neto, Gerson Manoel Muniz de Matos, João Orestes Schneider Santos (ed.), Brasília: 1 CD-ROM.
- CPRM 2001b. *Projeto de Gestão Ambiental Integrada do Amazonas: Zoneamento Ecológico – Econômico do Vale do rio Madeira. Área Sudeste-Sul*. Manaus, CPRM, Relatório Interno. 92 p.
- CPRM 2001c. *Excursão científica no trecho Manaus - Boa Vista*. Guia de Excursão. Divulgação Interna. CPRM, Manaus, [s.ident.], 99 p. il.
- CPRM 2005b *Zoneamento Ecológico-Econômico do Distrito Agropecuário da SUFRAMA*. Tomo II – Meio Físico (Geologia e Recursos Minerais). CPRM/SUFRAMA. Manaus – AM. 45 p.
- Cruz N.M.da C. 1982. Palinoplancton de Sedimentos Paleozóicos do Estado do Amazonas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **54** (2): 355-363.
- Cruz N.M.da C. 1984. Palinologia do linhito do Solimões – Estado do Amazonas. In: Symposium Amazônico, 2, Manaus, DNPM, *Anais*, p. 473-476.
- Cruz N.M.da C. 2005. Palinologia e Palinofácies do Furo TPN-

- 5, no rio Sucundurí, Estado do Amazonas (AM), Brasil. In: SBP, Cong. Bras. Paleontol., 19, Cong. Latinoamer. Paleontol., 6, Aracajú, *Anais*, CD-ROM.
- Cunha E.F.da S., Nogueira A.C.R., Paz J.D.S., Ferron J.M., Prado M. 2006. Depósitos Eólicos da Formação Urupi, Paleoproterozóico do Escudo das Guianas, Mina do Pitinga-AM. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém. Sessão Temática III, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Cunha P.R.C.; Gonzaga F.G.; Coutinho L.F.C.; Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrobras*, 8 (1): 47-55.
- D'Antona R. de J.G, Borges F.R., Figueiredo E.S. 1984. *Projeto Estudos dos Garimpos Brasileiros – Área Amazonas*. Relatório Anual 1983. Março. Manaus, CPRM, 56 p.
- D'Antona R. de J.G., Reis N.J., Araújo I.de B., Maia, M.A.M., Rosa S.F., Nava D.B. 2006. *Projeto Materiais de Construção da Área Manacapuru – Iranduba – Manaus - Careiro (Domínio Baixo Solimões)*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Manaus, 2006 (no prelo).
- Daemon R.F. 1975. Contribuição à Datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 5 (2): 58
- Daemon, R.F., Contreras C.J.A. 1971. Zoneamento Palinológico da Bacia do Amazonas. In: Cong. Bras. Geol., 25, São Paulo, *Anais*, 3: 79-88
- Dahlberg E.H. 1971. Preliminary note on the petrography of charnockitic and granitic rocks along the north-western boundary of the Bakhuis Mountains (Suriname). *Med. Geol. Mijnb. Dienst. Sur.*, 21: 121-135
- Dall'Agnol R. 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: geoquímica e petrogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (1): 15-28.
- Dall'Agnol R., Abreu A.S. 1976. Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense na folha NA.19 Pico da Neblina. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto. *Anais* 2: 321-350.
- Dall'Agnol R., Bettencourt J.S., Jorge João X. da S., Medeiros H., Costi H.T., Macambira M.J.B. 1987. Granitogenesis in northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 382-403.
- Dall'Agnol R., Macambira, M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (1): 3-14.
- Dall'Agnol R., Santos M. G. S. 1996. Sienito Canamá: um exemplo da série alcalina -sódica na Amazônia. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém. *Boletim de resumos expandidos*: 50-53.
- Damião, R.N.; Souza, M.M.; Medeiros, M de F. 1972. *Projeto Argila Manaus*. CPRM, Manaus. 4v.
- Delgado I. de M., Santos R.A. dos, Pedreira A.J., Silveira Filho N.C. 2003. *Mapa Tectônico do Brasil*. 1:5.000.000. CPRM.
- Derby O.A. 1878. Contribuições para a geologia da região do baixo Amazonas. *Arch.Mus.Nac.*, 2: 77-104.
- Dino R., Silva O.B.da, Abrahão D. 1999. Caracterização Palinológica e Estratigráfica de Estratos Cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simp. Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Rio Claro. *Boletim*: 557-565
- Dreher A.M., Araújo J.F.V., Abreu A.S. 1976. Associação básico-anortosítica dos rios Curuquetê e Ciriquiqui - Município de Lábrea, Estado do Amazonas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto. *Anais*, 4: 149-168.
- Eby G.M. 1992. Chemical Subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, 20: 641-644
- Eiras J. F. 1996. Influência tectônica do arco de Carauari na sedimentação fanerozóica da Bacia do Solimões, Norte do Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador. *Anais* 1: 50-53.
- Eiras J.F. 2005. Cenário Geológico das Bacias Sedimentares do Brasil. In: Apostila sobre Prospecção e Desenvolvimento de Campos de Petróleo e Gás (Schlumberger) – *Projeto Multimin Tecnologia. Parte II - Tectônica, Sedimentação e Sistemas Petrolíferos da Bacia Solimões, Estado do Amazonas*. <http://acd.ufrj.br/multimin/mmp/textos/index.htm>
- Eiras J.F., Becker, C.R., Souza, E.M., Gonzaga, J.E.F., Silva, L.M., Daniel, L.M.F., Matsuda, N.S., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências de Petróleo Brasileiro S.A*, Rio de Janeiro, 8 (1):17-45.
- ELETRONORTE 1987. *Geologia, condições de fundação e materiais naturais de construção dos sítios Santo Antônio, Teotônio e Girau, rio Madeira. Estudos de inventário da Bacia do rio Madeira, trecho nacional*. Relatório Preliminar, 85p.
- England P.C, Thompson A. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: Coward M.P., Ries A.C. (eds.) *Collision Tectonics*. Blackwell Sci. Publ., London, p.83-94. (Geol. Soc. Special Publ. 19).

- Faria M.S.G. de, Luzardo R. 2000. Complexo Metamórfico Anauá. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrals), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima.* CPRM Superintendência Regional de Manaus. Capítulo 3 – 3.4
- Faria M.S.G. de, Luzardo R., Reis N.J. 2000a. Suíte Intrusiva Mapuera. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrals), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima.* CPRM Superintendência Regional de Manaus. Capítulo 3 – 3.5
- Faria M.S.G. de, Luzardo R., Oliveira, M.J.R. 2000b. Suíte Intrusiva Água Branca. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrals), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima.* CPRM Superintendência Regional de Manaus. Capítulo 3 – 3.6
- Faria M.S.G. de, Santos J.O.S., Luzardo, R., Hartmann L.A. 2002. The Oldest Island Arc of Roraima State, Brazil – 2,03 Ga: Zircon SHRIMP U-P Geochronology of Anauá Complex. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, PB, *Anais*, p. 306.
- Faria M.S.G., Faraco M.T.L., Reis N.J. e Oliveira M.A. 2005a. Folha NA.21-Tumucumaque. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A.de. (eds.) *Carta Geológica Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas-SIG.* Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Faria M.S.G., Bahia R., Almeida M.E., Oliveira M.A. 2005b. Folha SA.20-Manaus. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M. A. B., Jesus, J.D.A.de. (eds.) *Carta Geológica Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas-SIG.* Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Faria M.S.G.; Bahia R.B.C., Oliveira M.A. 2005c. Folha SA.21-Santarém. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A.de. (eds.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas - SIG.* Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Feijó F.J., Souza R.G.de 1994. Bacia do Acre. Rio de Janeiro, *Bol. Geociências PETROBRAS*, 8 (1): 9-16.
- Fernandes P.E.C.A., Pinheiro S.da S., Montalvão R.M.G.de, Issler R.S., Abreu A.S., Tassinari C.C.G. 1977. Geologia da Folha SA.19-Içá. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Cap. 1 – Geologia.* Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 14).
- Ferreira A.L. 2000. Formação Bom Jardim. In: Almeida A.L., Brito M.de F.L. de, Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (orgs). *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã. (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000.* Nota Explicativa. Manaus-AM: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Capítulo 2 - 2.5.
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.de F.L.de, Monteiro M.A.S. (orgs.) 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000.* Nota Explicativa. Manaus, CPRM- Serviço Geológico do Brasil.
- Ferreira, A.L., Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Oliveira, M.A., 2005. Folha SB.21-Tapajós. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A.de. (eds.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG.* Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. Edição 2004. CD-ROM.
- Forman J.M.A., Nardi J.I.S., Marques J.P.M., Lima M.I.C. 1972. *Pesquisa Mineral no Iri/Curuá.* Belém: SUDAM/ GEOMINERAÇÃO, 62 p.
- Fraga L.M.B. 1999. Geologia Estrutural. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrals), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima.* CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 4
- Fraga L.M.B. 2000. Formação Serra da Neblina. In: Almeida M.E. (Ed.). *Projeto Serra Imeri.* Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B. Nota Explicativa. CPRM, Manaus, CD-ROM.
- Fraga, L.M.B. 2002. *A Associação Anortosito–Mangerito–Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima e Suas Encaixantes Paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia.* Tese de Doutorado, CPGG/CG, Universidade Federal do Pará. 386 p.
- Fraga L.M.B., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1997. First Lead-Lead Zircon Ages of Charnokitic Rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the State of Roraima, Brazil. In: South-American Symp. on Isotope Geol., Campos do Jordão, SP. *Resumo*, p. 115-117
- Fraga L.M.B., Araújo R.V. de 1999a. Suíte Intrusiva Pedra Pintada. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrals), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima.* CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 4

- cos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 - 3.6.
- Fraga L.M.B., Araújo R.V.de 1999b. Suíte Intrusiva Serra da Prata. In: CPRM (ed.); Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 - 3.12.
- Fraga L.M.B., Araújo R.V.de, Haddad R.C. 1999. Suíte Metamórfica Rio Urubu. In: CPRM (ed.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 - 3.5.
- Fraga L.M.B., Reis N.J. 1995. The Rapakivi Granite-Anorthosite Association of Mucajaí region-Roraima State-Brazil. In: Dall'Agnol, R., Macambira M.J.B., Costi H.T. (Eds.). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*, 1, 1995, Belém. *Abstracts Volume*. Center for Geosciences. University Federal of Para, p 31-32.
- Fraga L.M., Reis N.J. 2002. The Calc-Alkaline Volcano-Plutonism in the Northern Roraima State, Guiana Shield: Implications for the Uatumã Event Concept and Geotectonic Significance. In: Simp. Vulc. Amb.Assoc., 2, Belém, PA, *Anais*: 15
- Frasca A.A., Borges F.R. 2005. Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha 24 de Maio*, SC.21-Z-A. Brasília, CPRM.
- Freydank H.G. 1957. *Limited investigation along eastern and southern flank of the Monte Alegre Dome*. Belém, Petrobras/RENOR. Inédito.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Machado N., Daoud W.K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 4, Brasília, DF. *Anais*, p. 246-248
- Gaudette H.E., Mendoza V., Hurley P.M., Fairbairn H.W. 1978. Geology and Age of the Parguaza Rapakivi Granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89** (9): 1335-1340
- Gaudette H.E., Olszewski Jr. W.J. 1985a. Determination of radiometric ages, Amazonas Territory, Venezuela. In: *Symposium Amazonico*, 1, Caracas. MEN/Dirección de Geologie *Boletim*, p. 733-746.
- Gaudette H.E., Olszewski Jr. W.J. 1985b. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geol. Mijnb.*: 131-144.
- Gaudette H.E., Olszewski Jr. W.J., Santos J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian Rocks from the Northern Part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **9** (3-4): 183-195
- GEOMINERAÇÃO. 1972. *Projeto Mapuera. Reconhecimento geológico/geoquímico*. S.1./ICOMI. 101p.
- Ghignone J.I., Northfleet A. 1971. *Seqüências sedimentares brasileiras*. Salvador, Petrobras. Rel. Interno, 7p.
- Gibbs A.K., Barron C.N. 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. Oxford University Press, New York, Clarendon Press, Oxford, 245 p.
- Giffoni L.F., Abrahão N. 1969. *Reconhecimento geológico do rio Cauaburi e região do Pico da Neblina, Estado do Amazonas*. Relatório de Viagem. Manaus, DNPM, 75 p.
- Giovannini C.A., Larizzatti J.H. 1993. Formação Araçá. In: Santos C.A.A., Melo A.F.F. (Orgs.) *Projeto Serra Imeri*. Relatório de Progresso. Manaus, CPRM.
- Giovannini C.A., Larizzatti J.H. 1994. Sistemas deposicionais na Serra Acará, Amazonas, In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38, Balaenário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, **3**: 319-321.
- Gorayeb P.S.de, Moura C.A.V., Barbosa R.C.O., Matsuda N.S. 2006. Caracterização do Embasamento da Bacia do Solimões com Base em Dados Petrográficos e Geocronológicos em Testemunhos de Sondagem. In: A.M.C. Horbe & V.da S. Souza (ed.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*, Manaus, SBG/ Núcleo Norte, **4**: p. 7-15.
- Grahn C.Y. 1989. *Evaluation of the Chitinozoan Biostratigraphy of the Solimões Basin*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. Interno.
- Grahn C.Y. 1990. *The Late Silurian and Early Devonian of Brazil: new evidence from the chitinozoan biostratigraphy*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. Interno.
- Grahn C.Y. 1991. Ordovician Chitinozoa and biostratigraphy of Brazil. *Geobios*, **25** (6): 703-723.
- Grahn C.Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil. *Palinology*, **16**: 35-61.
- Grahn C.Y., Paris F. 1992. Age and correlation of the Trombetas

- Group, Amazonas Basin, Brazil. *Rev. Micropaléontologie*, **35**: 197-209.
- Haddad, R.C., Faria, M.S.G. de 2000. Suíte Intrusiva Mapuera. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrals), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima*. CPRM - Superintendência Regional de Manaus. Capítulo 3 – 3.8
- Haddad R.C., Oliveira M.J.R., Faria M.S.G. de, Reis N.J. 2000. Grupo Iricoumé. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrals), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima*. CPRM - Superintendência Regional de Manaus. Capítulo 3 – 3.7
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. 1989. *A Geologic Time Scale*. Cambridge, Cambridge University Press. 263 p.
- Hartt C.F. 1874. Report of a reconnaissance of the Lower Tapajoz. Ithaca, *Bull. Cornell Univ. (Science)*, **1** (1): 11-37.
- Hasui Y., Haralyi N.L., Schobbenhaus C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. In: Simp. Amaz., 2, Manaus, AM. *Anais*, p. 129-147
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 16 v.
- Issler R.S. 1976. *Estruturas circulares de Tapuruquara*. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Relatório Interno, RADAM 81-G. Belém, DNPM, 1976. 13 p.
- Issler R.S.; Andrade A.R.E., Montalvão R.M.G.de, Guimarães G., Silva G.G. da, Lima M.I.C. 1974. Geologia da Folha SA.22 - Belém. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Cap. I – Geologia*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- Jensen L.S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario, Division of Mines, MP 66. 22 p.
- Jorge João X. da S., Santos C.A., Faraco M.T.L. 1984. *Projeto Trombetas-Mapuera: Relatório Final*. Belém. DNPM/CPRM, **1**: 234 p. Mapas geológico, de estações e de estações de geoquímica. Escala 1:250.000
- Jorge João, X. da S.; Santos, C.A., Provost, A. 1985. Magmatismo adameliítico Água Branca (Folha Rio Ma puera, NW do Estado do Pará). In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2, Belém. *Anais*, **2**: 93-109.
- Justo. L.J.E.C. 1983. *Projeto Uaupés*. Relatório Final de Pesquisa. CPRM - Manaus. 1983. 2 volumes.
- Kistler P. 1954. *Historical Resumé of the Amazon Basin*. Belém, PETROBRAS-RENOR, (Relatório Técnico Interno, 104-A).
- Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Ferreira A.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós, Estados do Pará e Amazonas*. Escala 1: 500.000. Nota Explicativa Integrada. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.
- Klein E.L., Vasquez M.L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós: Geologia e recursos minerais da folha Vila Riozinho, Folha SB.21-Z-A*. Escala 1:250.000. Estado do Pará. Nota Explicativa. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.
- Klein E.L., Vasquez M.L., Santos A. dos, Martins R.C. 1997. Structural Elements of the Maloquinha Intrusive Suite in the Tapajós Mineral Province, Northern Brazil, and the Emplacement of the Plutons. In: Int. Symp. Granites and Assoc. Mineral., 2, Salvador, *Extended Abstracts*, p. 313-314.
- Kloosterman J.B. 1968. *A tin province of the Nigerian type in southern Amazonia*. International Tin Council, London. **2**: 381-400.
- Kroonenberg S.B. 1976. Amphibolite-facies and Granulite-facies Metamorphism in the Coeroeni-Lucie Area, Southwestern Suriname. *Geol. Mijnb. Dienst. Suriname*, Medeling, **25**: 109-289
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C.de., Albuquerque M.C. (ed.) 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. Esc. 1:1.000.000. Goiânia, CPRM (Convênio CPRM/SICME), 200 p.
- Lacerda Filho J.V., Souza J.O., Oliveira C.C., Ribeiro P.S.E., Villas Boas P.F., Albuquerque M.C., Frasca A.A.S., Borges F.R., Moreton L.C., Martins E.G., Camargo M.A., Valente C.R., Pimentel M.M., Botelho N.F. 2001. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto PROMIN-Alta Floresta). In: SGB, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, *Sessão Temática VII*.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simp. Vulc. Amb. Assoc., 1, Gramado-RS, *Boletim de Resumos*, p. 93.

- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.-M., Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós gold province, Amazonian craton, Brazil. *Precamb. Res.* **119** (1-4): 189–223.
- Lange F.W. 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da bacia do baixo Amazonas. *In: Simp. Sobre a Biota Amazônica, Belém. Atas*, **1**: 215-326.
- Latrubesse E.M., Ramonell C. 1994. A Climatic Model for Southwestern Amazonia in Last Glacial Times. *Quaternary International*, **21**: 163-169.
- Latrubesse E.M, Rancy A . 1997. *The Late Quaternary of the Upper Juruá river, Southwestern Amazonia, Brazil : geology and vertebrate palaeontology*. p. 27-46.
- Le Maitre R.W. 1976. A new approach to the classification of igneous rocks using the basalt- andesite-dacite-rhyolite suite as an example. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **56** (2):191-203
- Le Maitre R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary terms*. Oxford: Blackwell, 193p.
- Leal J.W.L., Silva G.H., Abreu A.S., Lima M.I.C. 1976. Granito Serra da Providência. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, **29**, Ouro Preto. *Anais*, **4**: 59-74
- Leal J.W.L., Silva G.H., Santos D.B. dos, Teixeira W., Lima M.I.C. de, Fernandes C.A.C., Pinto A. do C. 1978. Geologia da Folha SC.20-Porto Velho. *In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap.I - Geologia*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- Leite J.A.D., Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de Zircões Detríticos e Análise Estratigráfica das Coberturas Sedimentares Proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **3**: 113-127.
- Lenharo S.L.R. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. São Paulo, 290 p.
- Lenharo S.L.R., Pollard P.J., Born H., Costi H.T. 1999. Topaz-bearing porphyritic phases within Água Boa granite, Pitinga tin mine, Amazonas, North Brazil. *In: Int. Symposium on Granites and Assoc. Mineralizations*, **2**, Argentina, *Resúmenes*, p. 60 – 61.
- Liberatore G., Alecrim J.D., Medeiros J.B. de, Malouf R.F., Pinheiro S. da S., Achão S.M., Santos J.O.S. 1972. *Projeto Aripuanã-Sucunduri*. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 8v. il.
- Lima M.I.C. de, Montalvão R.M.G. de, Issler R.S., Oliveira A. da S., Basei M.A.S., Araújo J.V.F., Silva G.G. da 1974. Geologia da Folha NA/NB.22 - Macapá. *In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap.I - Geologia*. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- Lima M.I.C. de, Oliveira E.P., Tassinari C.C.G. 1982. Cinturões Granulíticos da Porção Setentrional do Cráton Amazônico. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, **1**, Belém, PA. *Anais* **1**: 147-162
- Lima M.I.C. de, Pires J. de L. 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro – AM. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, **2**, Belém. *Anais*, **1**:140-154.
- Lobato F.P.N.S., Appel L.E., Godoy M.C.F.T. de, Ritter J.E. 1966. *Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia*. Rio de Janeiro, DNPM, 191 p. (Boletim, 125).
- Lourenço R.S., Montalvão R.M.G. de, Pinheiro S. da S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Fernandes C.A.C., Teixeira W. 1978. Geologia. *In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20-Manaus*. Rio de Janeiro, p. 17-164 (Levantamento de Recursos Naturais, 18)
- Ludwig G. 1964. *Divisão estratigráfico-faciológica do Paleozóico da bacia amazônica*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 72 p. (Série Ciência-Técnica-Petróleo, 1).
- Luzardo R. 2000. Formação Daraá. *In: Almeida M.E. (ed.) Projeto Serra Imeri. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B. Nota Explicativa*. CPRM, Manaus, CD-ROM.
- Luzardo R., Reis N.J. 2001. O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica. *In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz.*, **7**, Belém, *Workshop II*, p. 43-45
- Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos L.S. 2002. Idade de Zircão de vulcânicas do sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. *In: Simp. Vulcanismo e Amb. Relacionados*, **2**, Belém, Pará. *Resumos Expandidos*. CD-ROM.
- Macambira M.J.B., Teixeira J.T., Daoud W.K., Costi H.T. 1987. Geochemistry, mineralization and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17** (4) : 562-570.
- Maia R.G.N., Godoy H.K., Yamaguti H.S., Moura P.A., Costa F.S.F., Holanda M.A. de, Costa J. de A. 1977. *Projeto Carvão no Alto Solimões*. Ministério de Minas e Energia. DNPM/CPRM,

Manaus. 11v.

Maia R.G.N, Santos A.N. 1980. *Prospecção geológica visando turfa na Bacia Hidrográfica do Baixo Rio Negro*. Manaus, CPRM – DIVPES. 13 p. il.

Mandetta P., Veiga Jr. J.P., Oliveira J.R. 1974. *Reconhecimento Geológico e Geoquímico ao longo do rio Pitinga - afluente do rio Uatumã*. CPRM (Relatório Inédito), Publicação 1589, 126 p.

Marzoli A., Renne P.R., Piccirillo E.M., Ernesto M., Bellieni G., De Min A. 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**: 616-618.

McConnell R.B. 1958. A Provisional Stratigraphical Table of British Guyana. *Geol. Surv. Brit. Guyana, Ann. Rep. for 1957*. Appdx. I, p. 33-53

Melo A.F.F.de, Santos A.J., Cunha M.T.P., Campos M.J., D'Antona R.J. de G. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima*. Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, v. I-A e B. il.

Melo A.F.F.de, Santos C.A.dos, Villas Boas, P.F. 1993. *Geologia da região das Serras Aracá e Daraá (Nordeste do estado do Amazonas)*. Relatório Interno. Manaus, CPRM.

Melo, A.F.F. de, Villas Boas, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. Relatório Preliminar. DNPM/CPRM. CPRM - Superintendência Regional de Manaus. Manaus, 3 v.

Melo A.F.F.de, Villas Boas P.F. 1996. Intrusões Básicas do Proterozóico Superior (Diabásio Cujubim) e Mesozóico (Diabásio Uaraná) na região noroeste do Estado do Amazonas - Projeto Alto Rio Negro. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém. Boletim de Resumos Expandidos*, p. 68-71.

Mendoza V. 1972. *Geologia del area del rio Supuare: parte noroccidental del escudo de Guyana, Estado Bolivar, Venezuela*. **M.M.H.**, p. 306-338 (Bol. de Geologia Publ. Esp., 6).

Menezes Filho N.R. de, Mello A.F.F. de 1992. Sistemas deposicionais do Grupo Tunuí (Proterozóico Inferior) e suas possibilidades para concentrações minerais - Região do Alto Rio Negro, Província Estrutural do Rio Branco. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, Resumos*, p. 444-445.

Montalvão R.G.M., Fernandes P.E.C.A. 1975. *Grupo Tunuí*. Relatório Interno 38-G. Belém, Projeto RADAMBRASIL.

Montalvão R.M.G., Muniz M.C., Issler R.S., Dall'Agnol R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20- Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. *In: BRASIL, DNPM. Projeto*

RADAMBRASIL. *Cap. I - Geologia*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 8)

Monteiro M.A.S. 2000. Suíte Intrusiva Ingarana. *In: Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (orgs.) Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã. (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota Explicativa*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Manaus, Capítulo 2 - 2.4

Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Matsuda N.S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do Riólito Vila Raiol, Formação Iriri-sudoeste do Pará. *In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, Boletim de resumos expandidos*, p. 475-477.

Moura P.de 1932. *Reconhecimentos geológicos no Vale do Tapajós*. MA/SGM, Rio de Janeiro.

Nogueira A.C.R. 1999. Depósitos costeiros neoproterozóicos da Formação Prosperança, município de Presidente Figueiredo, estado do Amazonas. *In: SGB-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, Anais*, p. 412-415.

Oliveira A. da 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. *In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA..21-Tumucumaque, e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro, 1975. Cap. I - Geologia (Levantamento de Recursos Naturais, 9)*

Oliveira A.I. de, Leonardos O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. 2ª Ed., Rio de Janeiro, Serv. Inf. Agric., 813 p. (Série Didática 2).

Oliveira A. L., Leonardos O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura/Serviço de Informação Agrícola, 1943. (Série Didática, 2)

Oliveira, M.J.R., Almeida, M.E., Luzardo, R., Faria, M.S.G. de 1996. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Anais*, 2: p. 213-216.

Paiva G. 1929. *Valle do Rio Negro: physiografia e geologia*. Rio de Janeiro: SGM, 62 p. (SGM, 40)

Payolla B.L. 1994. *As rochas graníticas e sieníticas das Cachoeiras Teotônio e Santo Antônio, rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 145 p.

Payolla, B.L.; Bettencourt, J.S.; Kozuch, M.; Leite Jr, W.B.; Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R., 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd

isotopic constraints. *Precamb. Res.*, **119**: 141-169.

Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19** (4):120-125.

Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. 1977. The relationship between major element chemistry in tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**: 121-132.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.J. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, **25**: 956-983.

Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A. F.de, Nascimento J.O. do, Santos J.O.S., Oliveira J.R.de, Lopes R.da C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito (s. ident.), 8 v.

Petri S. 1952. Fusulinídeos do Carbonífero do rio Tapajós, Estado do Pará. *Sociedade Brasileira de Geologia*, **1** (1): 30-45.

Picarelli A.T., Quadros L.P. 1991. Bioestratigrafia do Permiano e Carbonífero das bacias do Solimões, Amazonas, Acre e Parnaíba, com base em fusulinídeos, palinologia e conodontes. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. Interno.

Pinheiro S.da S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Vasconcelos E.G., Pinto A.do C., Montalvão R.M.G.de, Issler R.S., Dall'Agnol R., Teixeira W., Fernandes C.A.C. 1976 In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Cap. I - Geologia*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 11).

Pinheiro S. da S., Ferreira A.L. 1999. *Sugestão para Redefinição da Denominação Formação Palmares, Região do Alto Tapajós, Sudoeste do Pará: Projeto PROMIN-Tapajós*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Manaus, Relatório Interno, 4 p.

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, 3v.

Pinheiro S.da S., Reis N.J., Costi H.T. 1990. *Projeto Caburaí*. Relatório Final. DNPM/CPRM, Manaus, 91p.

Pinho M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas paleoproterozóicas do norte do Estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geociências*, **32**: 153-156.

Pinho M.A.S.B., Van Schmus W.R., Chemale Jr. F. 2001. Nd

isotopic compositions, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the southwestern Amazonian Craton - Mato Grosso - Brazil. In: Bettencourt J.S., Teixeira W., Pacca I.G., Geraldés M.C., Sparrenberger I. (eds.) Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art, Institute of Geosciences-University of São Paulo, São Paulo. *Extended Abstracts*, p. 83-85.

Popini M.V.F., Ferreira A.L., Pinheiro S. da S. 2000. Formação Buiçu. In: Almeida M.E., Brito M.de F.L. de, Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (orgs). *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã. (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Manaus, Capítulo 2 - 2.8

Price L.I. 1960. Dentes de Theropoda num testemunho de sonda no Estado do Amazonas. Rio de Janeiro, *An. Acad. Bras. Ci.*, **32** (1): 79-84.

Quadros L.P. 1986. Ocorrência de microfósseis (Acritarchae) ordovicianos na Sub-bacia do Alto Amazonas, Brasil. In: Congresso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafia, 4, Argentina. *Actas*, 1: 151-156.

Quadros L.P. 1988. Zoneamento bioestratigráfico do Paleozóico Inferior e Médio (Seção Marinha) da Bacia do Solimões. Rio de Janeiro, *Bol. Geol. Petrobras*, **2** (1): 95-109.

Quadros L.P., Melo J.H.G. 1993. *Resultados palinológicos dos poços 1-LUC-1-AM e 3-RUC-8-AM*. PETROBRAS, Rio de Janeiro. Comunicação escrita.

Quadros L.P., Melo J.H.G., Gran Y. 1990. Carta bioestratigráfica da Bacia do Amazonas. In: Beurlein G., Quadros L.P. (eds.) *Bioestratigrafia das bacias paleozóicas brasileiras*. Texto explicativo das cartas bioestratigráficas, versão 01.90. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. Interno.

Quadros L.P., Melo J.H.G., Grahn C.Y. 1992. Bacia do Solimões. In: Beurlein G., Quadros L.P. (eds). *Bioestratigrafia das bacias paleozóicas brasileiras*. Texto explicativo das cartas bioestratigráficas, versão 01.90. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. Interno, p. 7-14.

Quadros M.L. do E.S., Bahia R.B.C., Klein E.L., Vasquez M.L., Almeida M.E., Ricci P.S.F., Monteiro M. A.S. 1999. As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PMT) e possibilidades de mineralizações associadas. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus. *Boletim de resumo expandidos*, p. 566-569.

Quadros M.L. do E.S., Bahia R.B.C., Scandola J.E. 1998. Evolução tectônica dos grábens do setor oeste do Cráton Amazô-

- nico – Estado de Rondônia. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte. *Anais*, p. 403.
- Ramgrab G.E., Damião R.N. 1970. *Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana*. Boa Vista, DNPM, Relatório Inédito, 673, 40 p., il.
- Reis C.C., Monteiro E.A. 1995. *Projeto Integração Alto Rio Negro-Serra Imeri*. Reconhecimento geológico ao longo dos rios Curicuriari, Capauari e áreas adjacentes, região do alto rio Negro, Estado do Amazonas, Brasil. Relatório de Viagem. Manaus, CPRM, 1995. 12 p. (inédito).
- Reis N.J. 2005. Magmatismo Máfico Mesozóico no Escudo das Guianas. In: Costa, João Batista Sena (ed). *O papel do embasamento pré-cambriano no desenvolvimento dos sistemas de riftes mesozóicos e evolução paleogeográfica do Litoral Norte do Brasil*. Relatório FINEP/PETROBRÁS. CD-ROM. Anexo I
- Reis N.J. 2006. *Projeto Rochas Carbonáticas de Apuí – Amazonas*. Relatório Final. Informe de Recursos Minerais, Série Insumos Minerais para Agricultura. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Manaus, 60 p.
- Reis N.J., D'Antona R. de J.G., Oliveira M.A. 2006a. Evidências de sedimentação pleistocênica no flanco oriental do Arco Purus, Estado do Amazonas – Formação Içá. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Reis N.J., Faria M.S.G.de 2000. Diabásio Quarenta Ilhas. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Caracaráí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 - 3.10
- Reis N.J., Faria M.S.G.de, Fraga L.M.B., Haddad R.C. 2000a. Orosirian Calc-Alkaline Volcanism and the Orocaima Event in the Northern Amazonian Cráton, Eastern Roraima State, Brazil. *Rev.Bras.Geociências*, 30 (3): 380-383.
- Reis N.J., Faria, M.S.G.de, Haddad R.C., Fraga, L.M.B. 1999. Vulcanismo Calci-Alcalino Paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima - Escudo das Guianas. In: SBG, Simp. Vulc. Amb. Assoc., 1, Gramado, *Anais*, p. 78
- Reis, N.J., Figueiredo E.S. 1983. *Projeto Turfa do Médio Amazonas*. Relatório de Progresso. Ministério das Minas e Energia. DNPM/CPRM. Manaus, 1983. 69 p. c/il.
- Reis N.J., Fraga L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu-Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 2: 88-90
- Reis N.J., Fraga L.M.B. 2000. Geologic and tectonic Framework of Roraima State - Guiana Shield. In: Int. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, *Expanded Abstract*. CD-ROM.
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G.de, Almeida M.E. 2003. *Geologia do Estado de Roraima, Brasil*. In: Geology Of France and Surrounding Areas – Special Guiana Shield. No. 2-3-4, BRGM, p. 121-134.
- Reis N.J., Haddad, R.C. 1999. Grupo Surumu. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 - 3.7
- Reis N.J., Millioti C., Luzardo R., Faria, M.S.G. de 2000b. Formação Seringa. In: CPRM (ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Caracaráí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 - 3.14
- Reis N.J., Riker S.R.L., Pinheiro S.da S. 2002. Terrenos sedimentares da região dos rios Tapajós, Teles Pires e Juruena. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, PB. *Anais*, p. 392
- Reis N.J., Riker S.R.L., Pinheiro S.da S., Nobre J.N., Cruz N. M.da C., Costi H.T. 2006b. Geologia dos rios Tapajós, Juruena (Bararati e São Tomé) e Teles Pires, porção sul do Cráton Amazônico, em área limítrofe dos estados do Amazonas, Pará e Mato Grosso. In: A.M.C. Horbe & V.da S. Souza (ed.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*, volume 4, Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 55-68.
- Reis N.J., Sztatmari P., Wanderlei Filho J.R. 2006. Dois eventos de magmatismo máfico mesozóico na fronteira Brasil – Guiana, Escudo das Guianas: enfoque à região do rifte Tacutu – North Savannas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 43, Aracaju. *Resumos Simples* (no prelo)
- Reis N.J., Yáñez, G. 2001. O Supergrupo Roraima ao longo da Faixa Fronteiriça entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén - Monte Roraima). In: N.J. Reis & M.A.S. Monteiro (ed.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*, volume 2, Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 115-147.
- Ribeiro P.S.E., Villas Boas P.F. 2005. Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio São João da Barra, SC.21-V-D*. Brasília, CPRM.

CD-ROM

- Ribeiro P.S.E., Villas Boas P.F., Frasca A.A.S. 2005. *Granito São Romão*. Relatório Integrado 1:500.000. In: Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C.de. Folhas SC.21-V-D, SC.21-X-C, SC.21-Z-A e SC.21-Z-B. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Edição 2005. CD-ROM
- Ricci P.dos S.F. 1999. *Síntese das descrições petrográficas das unidades do PROMIN - Tapajós*. Relatório de Progresso - Parte II. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belém, Relatório Interno (Inédito), 19 p.
- Riker S.R.L. 1979. *Prospecção Geológica no rio Canumã e seus afluentes, baixo curso dos rios Sucundurí, Camaiú, Acari e Paraná Madeirinha*. Manaus, CPRM – DIVPES. 146 p. il. (Inédito).
- Riker S.R.L. 1997. Programa de Avaliação Geológico-Econômica de Insumos Mineraiis para a Agricultura no Brasil – PIMA. *Avaliação sobre a potencialidade de calcário para agricultura no Estado do Amazonas*. CPRM, Manaus, Relatório Interno, 13 p.
- Riker, S.R.L. 1999. Insumos mineraiis para agricultura nos estados do Amazonas e Roraima. In: SBG - Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Resumos Expandidos*, p. 180-183.
- Riker S.R.L., Oliveira M.A. 2000. *Levantamento Geológico Preliminar de Parte do Médio/Alto Curso do rio Sucundurí*. Manaus, Relatório de Viagem, CPRM, Superintendência Regional de Manaus, 7 p.
- Riker S.R.L., Oliveira M.A. 2001. Enfoque geológico-geotectônico da região do Domo Sucundurí – Estado do Amazonas. In: SGB – Núcleo Norte, Simp. Geol. Amazônia, 6, Belém, *Sessão Temática 9*: 15-18.
- Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S. 2006. Geologia do Sudoeste do Cráton Amazônico. In: A.M.C. Horbe & V.da S. Souza (ed.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*, volume 4, Manaus, SBG - Núcleo Norte, p. 69 – 84.
- Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Ferreira A.L., Lopes R.C., Cordeiro A.V. 2004. Folha SC.21-Juruena. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, .M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B. (eds.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas - SIG*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Rizzotto G.J., Scandola J.E., Silva C.R., Dall'Agnol R., Morais P.R. 1995. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência rapakivi granite-Rondônia, Brazil. In: Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Costi H.T. (eds.) Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Center of Geosciences. University Federal of Para, Belém. *Abstracts Volume*, p. 67-68.
- Rodrigues R., Soliani Jr. E., Takaki T., Sato K., Kawajita K. 1993. *Cronoestratigrafia isotópica do estrôncio das formações Andirá (Bacia do Amazonas) e Cruzeiro do Sul (Bacia do Acre)*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. Interno.
- Roever E.W.F. de, Kroonenberg S.B. 2001. The Käyser dolerite, an alkaline dike from Suriname. In: SBG - Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Pará, CD-ROM. Workshop II – Evolução Geodinâmica do Escudo das Guianas, p. 24-27.
- Sad A.R., Campolina A., Costa A.M.da., Lima F.R.T.S., Carvalho R.S. 1997. Depósitos de potássio de Fazendinha, Nova Olinda do Norte, Amazonas. Principais Depósitos Mineraiis do Brasil. In: Schobbenhaus C., Queirós E.T. de, Coelho C.E.S. (Coord.) Brasília. 4v. DNPM/CPRM. p. 257-276.
- Santiago A.F., Santos J.O.S., Maia R.G.N. 1980. Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú, *Anais 2*: 786-797.
- Santos C.A.dos, Melo A.F.F.de, Gomes H.A. 1993. *Projeto Serra Imeri – Estado do Amazonas*. Nota Explicativa, Manaus, CPRM, 243 p.
- Santos D.B.dos, Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M.B.da, Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. Geologia da Folha SB.21-Tapajós. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Cap. I - Geologia*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 7)
- Santos J.O.S. 1982. Granitos proterozóicos da Plataforma Amazônica, Brasil. In: Congr. Latino-Americano Geol., 5, Buenos Aires, Argentina. *Actas*, 2: 97-112
- Santos J.O.S. 1993. O Pantanal Setentrional e os campos de dunas da Amazônia Ocidental. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DAAMAZÔNIA, 1992, Manaus. *Resumos e Contribuições Científicas*, p. 110.
- Santos J.O.S., Faria M.S.G. de, Hartmann L.A., McNaughton N.J. 2002. Significant Presence of the Tapajós – Parima Orogenic Belt in the Roraima Region, Amazon Craton based on SHRIMP U-Pb zircon Geochronology. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, PB, *Anais*, p. 336.
- Santos J.O.S., Faria M.S.G.de, Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2001a. Oldest charnockite magmatism in the Amazon Craton: zircon U-Pb SHRIMP Geochronology of the Jaburu Charnockite, Southern Roraima, Brazil. In: SBG/Núcleo

Norte, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém. *Sessão Workshop II*, 4 p.

Santos J.O.S., Faria M.S.G.de, Riker S.R.L., Souza M.M.de, Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2006b. *A faixa colisional K'Mudku (idade Grenvilliana) no norte do Cráton Amazonas: reflexo intracontinental do Orógeno Sunsás na margem ocidental do cráton*. In: SBG-Núcleo Norte, Simp.Geol. Amaz., 9, Belém, CD-ROM.

Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Moura, M.B., 2001b Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**:278–299.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G.de, Riker S.R.L., Souza M.M.de, Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006a. *A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006*. In: SBG-Núcleo Norte, Simp.Geol. Amaz., 9, Belém, CD-ROM.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 1997a. Reconnaissance U-Pb in Zircon, Pb-Pb in Sulphides and Review of Rb-Sr Geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. In: South American Symp. on Isotope Geol., 1, Campos do Jordão-SP, *Extended Abstracts*, p. 280-282.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000a. A new understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3** (4): 453-488.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N., Fletcher, I. 1999a. Uma inesperada idade cambriana para o enxame gigante de diques máficos na Província Aurífera Tapajós, obtida pela Geocronologia U-Pb em baddeleyita e zircão. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, AM. *Resumos Expandidos*, p. 482-485.

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.IIIA.

Santos J.O.S., Nelson, B.W. 1995. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. In: Congr. Latino-Americano Geol., 9, Caracas, Venezuela. *Temário 4*.

Santos J.O.S., Nelson B.W., Giovanini C.A. 1993. Campos de dunas: corpos de areia sob leitos abandonados de grandes rios. *Ciência Hoje*, **16** (93): 22-25.

Santos J.O.S., Olszewski W. 1988. Idade dos Granulitos tipo Kanuku em Roraima. In: SBG/DNPM, Congr. Latino-Americano

Geol., 7, Belém, *Anais*, p. 378-388

Santos J.O.S., Pessoa M.R., Reis N.J. 1981. Associações máficas-ultramáficas magnesianas na Plataforma Amazônica. In: Simp. Amaz., Puerto Ayacucho, Venezuela. *Resúmenes*, p. 290-307.

Santos J.O.S., Potter P.E., Reis N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R., McNaughton N.J. 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South América, based on U-Pb Geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, **115** (3): 331-348.

Santos J.O.S., Reis N.J., Hartmann L.A., McNaughton N.J. 2000b. Age of Roraima Group and Roraima-like sequences in the Northern Amazon Craton. In: Int. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, RJ, *Expanded Abstract*.

Santos J.O.S., Reis N.J., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher, I. 1999b. Associação Anortosito-Charnockito-Rapakivi no Calímiano do Norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: Evidências da Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em Zircão e Baddeleyita. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, AM. *Resumos Expandidos*, p. 502-505.

Santos J.O.S., Silva L.C.da, Faria M.S.G.de, Macambira M. 1997b. Pb-Pb Single Crystal Evaporation Isotopic Study on the Post-Tectonic, Sub-Alkalic, A-type Moderna Granite (Mapuera Intrusive Suite), State of Roraima, Northern Brazil. In: Int. Symp. Granites and Assoc. Rocks (ISGAM), 2, Salvador, BA. *Resumo*, p. 273-275.

Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L. A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precamb. Res.*, **131**, 1-2 (10) : 73-109.

Santos R.O.B.dos, Pitthan J.H.L., Barbosa E.S., Fernandes C.A.C., Tassinari C.C.G., Campos D.de A. 1975. *Geologia*. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 20-Guaporé. Rio de Janeiro, p. 21-123 (Levantamento de Recursos Naturais, 19).

Sato K., Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L. da Costa, R.S. Angélica (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, FINEP, SBG-NO, Belém, Pará, p. 91-143.

Scandolara J.E., Amorim J.L.de, Rizzotto G.J., Quadros M.L.do

- E.S., Bahia R.B.C. 1999. Compartimentação tectônica-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. *In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos*, p. 282-285.
- Scandolara J.E., Rizzotto G.J., Amorim J.L.de, Bahia R.B.C., Quadros M.L., Silva C.R., 1998. *Geologia do Estado de Rondônia*, 1:1.000.000, Nota Explicativa. CPRM, Porto Velho, 66 p.
- Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S, Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M.de, Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A.de. (ed.) 2005a. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapa na escala 1:1.000.000.*, CPRM, Brasília: Edição 2004. 41 CD-ROM.
- Schobbenhaus 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. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, Anais, 2: 395-397.*
- Silva G.G., Issler R.S. 1974. *Sienito Canamã; uma possibilidade metalogenética na Amazônia.* Belém, Projeto RADAMBRASIL, 1974. 14 p. (Relatório Interno, 20-G)
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia das Folhas SB.22-Araguaia e parte da Folha SC.22-Tocantins. *In: BRASIL, DNPM, Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB.22-Araguaia e parte da Folha SC.22-Tocantins. Capítulo I – Geologia.* Rio de Janeiro, p. 3-143 (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G.de, Bezerra P.E.L., Pimenta O.N.dos S., Tassinari C.G.C., Fernandes C.A.C. 1980. Geologia da Folha SC.21-Juruena. *In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap. I - Geologia.* Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- Silva L.C.da, Santos J.O.S. 1994. Distribuição de ETR e granitogênese na região do Alto Rio Negro (AM). *In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 4, Belém. Boletim de Resumos Expandidos*, p. 235-237.
- Silva L.C.da, Santos J.O.S., Gaudette H. 1996. Granitogênese na região do Alto Rio Negro-AM. CPRM, *A Terra em Revista*, 2: 24-31
- Silva O.B. 1987 *Análise da Bacia do Solimões (Revisão Estratigráfica, Magmatismo e Geoquímica).* Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 177 p.
- Silva O.B. 1988. Revisão estratigráfica da Bacia do Solimões. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, 6: 2428-2438.*
- Singh S. 1966. Geology and Petrology of Part of the Guiana Shield in the South Savannas - Rewa Area of Guyana. *Geol. Surv.Br. Guyana Bull., 37: 127 p.*
- Soares E.A.A., Truckenbrodt W., Nogueira A.F.C. 1999. Contribuição ao paleoambiente e à paleogeografia da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na Bacia do Amazonas, Região de Presidente Figueiredo - AM. *In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, Bol. Resumos Expandidos*, p. 435-437.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2004. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Província Mineral de Alta Floresta. *Geologia e Recursos Minerais das folhas Rio São João da Barra – SC.21-V-D; Alta Floresta – SC.21-X-C; Ilha de 24 de Maio – SC.21-Z-A; Vila Guarita – SC.21-Z-B, estados de Mato Grosso e Pará.* CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Brasília.
- Souza M.A.P.de, Diógenes H.de S. 1998. *Recursos Minerais do Município de Caracará, Estado de Roraima.* Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia - PRIMAZ de Caracará. Manaus, CPRM, Relatório Interno, 26 p., il., anexos
- Suguio K. 1999. Os Paleoclimas da Terra, com destaque ao Período Quaternário. *In: SBG - Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos*, p. 10-14.
- Tassinari C.C.G. 1981, *Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica.* Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2 v., pp. 99.
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados Isotópicos.* Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139 p.
- Tassinari C.G.C., Cordani U.G., Nutman A.P., Schmus W.R.V., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro - Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, 38: 161-175
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22 (3):174-182
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto V., Bartoreli A., Carneir C.D.R., Brito-Neves B.B. de (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485.
- Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W. 1984. Épocas

- metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro. *Anais*, 6: 2963-2977.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G. 1977. *Estudo geocronológico da Folha SA.20 Manaus*. Relatório Interno. Belém, Projeto RADAMBRASIL, 1977. 16 p.
- Tosdal R.M., Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Payolla B.L. 1995. Pb isotopic compositions from middle proterozoic rondonian rapakivi massifs, southwestern margin of the Amazonian Craton, Brazil. In: Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Costi H.T. (eds.) Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, 1, 1995, Belém. *Abstracts Volume*. Belém: Center for Geosciences. University Federal of Para, 1995. 88p. p. 78-79.
- Travassos W.A.S., Barbosa Filho C.M. 1990. Tectonismo Terciário na Área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas. PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, 4 (3): 299-314.
- Valério C.S. 2006. *Magmatismo Paleoproterozóico do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo (AM): geologia, geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2006. Aspectos geoquímicos e idades Pb-Pb da borda sudeste do Batólito São Gabriel, Município de Presidente Figueiredo (AM), Escudo das Guianas: implicações tectônicas. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, Sessão Temática III, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Milliotti C.A., Carvalho A.S. 2005. Geoquímica e Idade Pb-Pb de zircão no Grupo Iricoumé na região da borda norte da bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo (AM). In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Vulc. Amb. Relac., 3, Belém, *Anais*, p. 47-52.
- Vasquez M.L., Klein, E.L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo, Folha SB.21-Z-C*. Escala 1:250.000. Estado do Pará. Nota Explicativa. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. CD-ROM.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P.S.F., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós. Novos dados Geocronológicos. In: SBG - Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus-AM, *Boletim de Resumos*, p. 471-474.
- Vasquez M.L., Ricci P.dos S.F., Klein E.L., Santos A., Martins R.C. 2000a. Descrição das Unidades Litoestratigráficas e Litodêmicas. In: Klein E.L., Vasquez M. (org.) Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A)*. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota Explicativa. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Vasquez M.L., Ricci P.dos S.F., Klein E.L., Santos A.; Martins R.C. 2000b. *Descrição das Unidades Litoestratigráficas e Litodêmicas* In: Vasquez M.L., Klein E.L. (org.) Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C)*. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota Explicativa. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Veiga Jr J.P., Nunes A.C.B., Souza E.C.de, Santos J.O.S., Amaral J.E.do, Pessoa M.R., Cruz S.A.de S. 1979. *Projeto Sulfetos do Uatumã*. Relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 6v.
- Viégas Filho, J.de R. & Bonow, C.de W. 1976. *Projeto Seis Lagos*. Relatório Final. Ministério das Minas e Energia. DNPM/CPRM. Manaus. 1976. 2v.
- Vieira, L.C. 1997. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo-Terciário) na Região de Manaus – AM. In: Congresso Iniciação Científica, 9, São Carlos, *Anais*, p. 166
- Walrond G.W. 1987. Geological map of Guyana. *Guyana Geology and Mines Commission*, 1:1.000.000.
- Wanderley Filho J.R. 1991. Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 125 p.
- Wanderley Filho J.R., Travassos W.A.S., Alves, D.B. 2006. O diabásio das bacias paleozóicas amazônicas – mocinho ou vilão? In: SBG - Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, *Resumos Expandidos*. CD-ROM.
- Whalen J.B., Currie K.I., Chappell B.W.A. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419
- Windley B.E. 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: K.C. Condie (Ed.) *Proterozoic Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, p. 419-446