



# GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO **ESTADO DO PARÁ**

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  
2008**

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO  
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

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

## **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO PARÁ**

TEXTO EXPLICATIVO DO MAPA GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS  
DO ESTADO DO PARÁ

ESCALA 1:1.000.000

### **Organizadores**

Marcelo Lacerda Vasquez  
Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Belém, 2008

# **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO PARÁ**

Programa Geologia do Brasil (PGB),  
Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil  
Mapas Geológicos Estaduais

## **FICHA CATALOGRÁFICA**

Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores, Marcelo Lacerda Vasquez, Lúcia Travassos da Rosa-Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008.

328 p. : il. color. + 1 CD-ROM.

ISBN: 978-85-7499-065-1

Programa Geologia do Brasil (PGB). Integração e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais.

1. Geologia Regional - Pará. 2. Recursos Minerais - Pará. 3. Sistema de Informações Geográficas – Pará. I. Vasquez, Marcelo Lacerda. II. Rosa-Costa, Lúcia Travassos da.

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

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DO ESTADO DO PARÁ**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

EDISON LOBÃO

*Ministro*

**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*

JOSÉ RIBEIRO MENDES

*Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial*

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO

*Diretor de Relações Institucionais e*

*Desenvolvimento*

EDUARDO SANTA HELENA DA SILVA

*Diretor de Administração e Finanças*

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO

*Chefe do Departamento de Geologia (interino)*

REINALDO SANTANA CORREIA 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*

MARIA LAURA VEREZA DE AZEVEDO

*Chefe da Divisão de Geofísica*

ERNESTO VON SPERLING

*Chefe da Divisão de Marketing*

MÔNICA MAZZINI PERROTA

*Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto*

**SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELÉM**

MANFREDO XIMENES PONTE

*Superintendente*

EVANDRO LUIZ KLEIN

*Gerente de Geologia e Recursos Minerais*

LÚCIA TRAVASSOS DA ROSA-COSTA

MARIA TELMA LINS FARACO

*Supervisoras de Geologia e Recursos Minerais*

TOMAZ DE AQUINO MASSOUD LOBATO

*Gerente de Relações Institucionais*

*e Desenvolvimento*

CRISTIANE SILVA DE SOUSA

MARCELO LACERDA VASQUEZ

*Supervisores de Relações Institucionais*

*e Desenvolvimento*

## **CRÉDITOS TÉCNICOS**

### **COORDENAÇÃO GERAL**

Marcelo Lacerda Vasquez

### **COORDENAÇÕES TEMÁTICAS**

#### **Geologia**

Marcelo Lacerda Vasquez

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

#### **Cartografia Geológica**

José Maria de Azevedo Carvalho

Marcelo Lacerda Vasquez

#### **Petrografia**

Paulo dos Santos Freire Ricci

#### **Geotectônica**

Marcelo Lacerda Vasquez

#### **Metalogenia**

Evandro Luiz Klein

#### **Economia Mineral**

Xafi da Silva Jorge João

#### **Geofísica**

Cristiane Silva de Sousa

Maria Laura Vereza de Azevedo

#### **Base de Dados Geocronológicos**

Cintia Maria Gaia da Silva

Marcelo Lacerda Vasquez

#### **Sensoriamento Remoto**

Cristiane Silva de Sousa

#### **Geoprocessamento**

Cristiane Silva de Sousa

Paulo Augusto C. Marinho (*in memoriam*)

Expedito J. Souza Costa (*in memoriam*)

#### **Elaboração do SIG**

Cristiane Silva de Sousa

Elias Bernard S. E. Santos

#### **EQUIPE EXECUTORA**

Armínio Gonçalves Vale

César Lisboa Chaves

Cintia Maria Gaia da Silva

Cristiane Silva de Sousa

Edésio M. Buenano Macambira

Elem C. dos Santos Lopes

Evandro Luiz Klein

Expedito J. de Souza Costa (*in memoriam*)

Gisele Corrêa dos Anjos

Helder Ribeiro da Silva

Jaime P. Oliveira Barbosa

José Guilherme F. Oliveira

José Maria A. Carvalho

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Marcelo Lacerda Vasquez

Paulo A. da C. Marinho (*in memoriam*)

Paulo dos Santos Freire Ricci

Raimundo G. Nobre Maia

Xafi da Silva Jorge João

### **COLABORADORES**

#### **Serviço Geológico do Brasil - CPRM**

Antonio Augusto Soares Frasca

Augusto José Pedreira

Inácio de Medeiros Delgado

João Pedreira das Neves

Joffre Valmório de Lacerda Filho

Léo Rodrigues Teixeira

Marcelo Henrique Borges Leão

Maria Laura Vereza de Azevedo

Mônica Mazzini Perrota

Nelson Joaquim Reis

Orlando José Barros de Araújo

Regina Célia Santos Silva

Reginaldo Alves dos Santos

#### **Outras Instituições**

Afonso C. Rodrigues Nogueira - UFPA

Dilce de Fátima Rossetti - INPE

Márcia Aparecida S. Barros - UFMT

Mário Vicente Caputo - UFPA

Paulo Sérgio de S. Gorayeb - UFPA

Pedro Walfir M. Souza Filho - UFPA

### **APOIO TÉCNICO**

#### **Campo**

Almir A. Pacheco

José de Arimatéia da Cruz

José Paulo S. de Melo

Paulo Sérgio F. dos Santos

Edilberto R. L. Leão

Raimundo L. Cardoso

Manoel R. Soares

#### **Geoprocessamento (Estagiários)**

Aline S. Vieira

Darly E. S. Reis

Érika C. A. Lobato

Gilvana L. Soledade

Jéssica N. Ramos

Natasha L. Teixeira

Paulo S. Mendes dos S. Jr.

Saney C. F. de Freita

#### **Laboratório**

Denise Corrêa Lobato

Reginaldo O. Cavalcante

#### **Revisão Bibliográfica**

Maria Léa R. de Paula

Nelma Fabrícia da P. Ribeiro

Cintia Maria Gaia da Silva

# CRÉDITOS DE AUTORIA DO TEXTO EXPLICATIVO

## ORGANIZADORES

Marcelo Lacerda Vasquez e Lúcia Travassos da Rosa-Costa

## CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

Marcelo Lacerda Vasquez e Lúcia Travassos da Rosa-Costa

## CAPÍTULO 2: COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

Marcelo Lacerda Vasquez (MLV)

Lúcia Travassos da Rosa-Costa (LRC)

Cintia Maria Gaia da Silva (CGS)

Evandro Luiz Klein (ELK)

## CAPÍTULO 3: UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Marcelo Lacerda Vasquez (MLV)

Lúcia Travassos da Rosa-Costa (LRC)

Cintia Maria Gaia da Silva (CGS)

Paulo dos Santos Freire Ricci (PFR)

Jaime dos Passos de Oliveira Barbosa (JOB)

Evandro Luiz Klein (ELK)

Elem C. dos Santos Lopes (ESL)

Edésio M. Buenano Macambira (EBM)

César Lisboa Chaves (CLC)

José Maria de Azevedo Carvalho (JMC)

José Guilherme F. de Oliveira (JGO)

Gisele Corrêa dos Anjos (GCA)

Helder Ribeiro da Silva (HRS)

## CAPÍTULO 4: RECURSOS MINERAIS

Evandro Luiz Klein e José Maria de Azevedo Carvalho

## CAPÍTULO 5: ECONOMIA MINERAL

Xafi da Silva Jorge João

### *Fotos da Capa*

Paratur (Governo do Estado do Pará), Vale, Inocêncio de Sousa Gorayeb, Lúcia Travassos da Rosa-Costa, Marcelo Lacerda Vasquez



## APRESENTAÇÃO

---

Como parte da estratégia de recuperação da infra-estrutura, visando a retomada do crescimento econômico do país em bases sustentáveis, o Governo Federal instituiu, no âmbito do Plano Plurianual 2004-2007 (PPA 2004-2007), o Programa Geologia do Brasil (PGB), de responsabilidade executiva da CPRM, programa esse mantido e ampliado no PPA 2008-2011. Trata-se, na verdade, de importante item das políticas públicas federais, que visa, de um lado, resgatar o papel fomentador de investimentos do Estado, atraindo capital privado para o setor mineral e, de outro, dotar o planejador de ferramenta básica indispensável para as formulações de políticas consistentes de gerenciamento territorial e ambiental.

Pelo viés econômico, o PGB procura garantir informações geológicas para que o país possa desencadear um ciclo de geração de jazidas que suportem a expansão industrial, requerida pelo crescimento econômico continuado, sem desequilibrar a balança do comércio exterior. A produção mineral bruta, após a primeira transformação, representa 4,5% do PIB brasileiro (excluindo petróleo e gás), constituindo 43,5% do saldo da balança comercial brasileira<sup>1</sup> e ofertando mais de 970 mil empregos diretos, apenas no elo primário da cadeia produtiva, e mais de 9 milhões no elo secundário. Tinha em mente o governo ao instituir o PGB, que a maior parte da matéria-prima mineral que hoje abastece a indústria, provém de minas descobertas na década de 70, muitas em fase de esgotamento. Nesse meio tempo, o país ficou duas décadas sem gerar novas informações geológicas e daí a necessidade de metas arrojadas para se tentar resgatar o tempo perdido.

Por outro lado, as duas últimas décadas assistiram também à crescente preocupação de todo o mundo com as questões ambientais, sendo hoje consenso que o modelo de gestão territorial tradicional esgotou-se em sua incapacidade de impedir a exploração insustentável do planeta. No novo paradigma adotado para o correto gerenciamento do território, sob premissas de sustentabilidade, o conhecimento geológico passou a ser pré-requisito indispensável, entendendo-se a geodiversidade como o berço que alimenta e mantém a sócio e a biodiversidade.

Indicador do grave descompromisso com a geodiversidade, a escassez de água potável hoje preocupa tanto a humanidade, quanto as fontes de energia e alimentos. E por ser a água um bem mineral, mesmo que aflorante e corrente por vastas regiões, seu armazenamento em subsuperfície está submetido a condições e controles eminentemente geológicos. Sem conhecimento da geologia, impossível localizar e dimensionar corretamente as fontes de água e, conseqüentemente, impossível formular políticas públicas consistentes de oferta hídrica. Dessa carência de conhecimentos, vive e se alimenta a chamada indústria da seca nordestina.

Por isso o Governo do Presidente Lula, cioso de implementar o crescimento econômico do país em bases sustentáveis, sem riscos de “apagão” das fontes de insumos minerais, priorizou, já no início de sua gestão, em 2003, o resgate da infra-estrutura geológica brasileira, através da retomada intensiva dos levantamentos geológicos, aerogeofísicos, e das ações complementares de pesquisa hídrica e do reconhecimento da geodiversidade como base para o planejamento territorial.

É, pois, com satisfação e consciência de estarmos escrevendo novo capítulo na história do desenvolvimento do nosso país, que estamos entregando mais um produto do Programa Geologia do Brasil, no caso, o Sistema de Informações Geográficas (SIG) de Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Trata-se de intenso trabalho de atualização das informações regionais, que envolveu não só a compilação de dados históricos, incluindo nossos

---

1 Sinopse 2008 Mineração e Transformação Mineral (DNPM, 2008)



últimos produtos em escalas maiores, mas a aquisição de novos dados em áreas de menor conhecimento geológico. O produto apresentado contempla um CD-ROM contendo o Mapa Geológico do Estado do Pará e o Mapa Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, ambos em escala 1:1.000.000 e elaborados em ambiente de SIG, os arquivos de impressão dos mapas apresentados e o texto explicativo. Também é apresentado o volume impresso do texto explicativo.

O trabalho foi executado pela Superintendência Regional da CPRM em Belém, no período de 2005 a 2008, inteiramente custeado pelo PGB, e contou com a colaboração de 18 geólogos desta unidade, afora as equipes de apoio.

Considerando a importância do estado do Pará no cenário geomineiro nacional, temos certeza de que o enorme acervo de informações aqui disponibilizadas será de grande utilidade, seja para contribuir com o direcionamento das pesquisas minerais da iniciativa privada, seja para subsidiar a pesquisa acadêmica. De qualquer forma, a partir de agora, o estado e a sociedade paraense podem contar com importante ferramenta de planejamento de seu ordenamento territorial, onde todos os aspectos relevantes do meio físico podem ser considerados, em conjunto, ou separadamente, antes das tomadas de decisão.

***Agamenon S. L. Dantas***

Diretor-Presidente do Serviço Geológico do Brasil – CPRM

# **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO PARÁ**

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

---

*Escala 1:1.000.000*



# SUMÁRIO

---

<b>1 – INTRODUÇÃO</b> .....	21
<b>1.1 – OBJETIVOS</b> .....	21
<b>1.2 – JUSTIFICATIVA</b> .....	21
<b>1.3 – MÉTODOS E PRODUTOS</b> .....	21
<b>1.3.1 – Mapeamento Geológico</b> .....	21
<b>1.3.2 – Análises Geocronológicas</b> .....	23
<b>1.3.3 – Mosaicos e Mapas Temáticos</b> .....	23
Mosaico de Imagem de Satélite .....	23
Mosaico de Modelo Digital de Terreno .....	23
Mosaicos Geofísicos .....	23
Bases Cartográficas .....	23
Mapa Geológico .....	23
Mapa Tectônico e de Recursos Minerais .....	27
<b>1.3.4 – Banco de Dados</b> .....	27
Base de Afloramentos .....	28
Base de Recursos Minerais .....	28
Base de Geocronologia .....	28
Base de Kimberlitos .....	28
Base de Paleontologia .....	28
<b>1.3.5 – Texto Explicativo</b> .....	28
<b>1.3.6 – Levantamento Bibliográfico e Fontes de Informação</b> .....	28
<b>2 – COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA</b> .....	39
<b>2.1 – PROVÍNCIA CARAJÁS</b> .....	40
2.1.1 – Domínio Rio Maria .....	40
2.1.2 – Domínio Carajás .....	49
<b>2.2 – PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS</b> .....	55
2.2.1 – Bloco Amapá .....	55
2.2.2 – Domínio Carecuru .....	60
2.2.3 – Domínio Paru .....	62
2.2.4 – Domínio Bacajá .....	62
2.2.5 – Domínio Santana do Araguaia .....	68
<b>2.3 – PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL</b> .....	72
2.3.1 – Domínio Irixi-Xingu .....	72
2.3.2 – Domínio Erepecuru-Trombetas .....	76
<b>2.4 – PROVÍNCIA TAPAJÓS–PARIMA</b> .....	80
2.4.1 – Domínio Tapajós .....	80
<b>2.5 – PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA</b> .....	86
2.5.1 – Domínio Juruena .....	86
<b>2.6 – PROVÍNCIA PARNAÍBA</b> .....	89
2.6.1 – Fragmento Cratônico São Luís .....	89
2.6.2 – Cinturão Gurupi .....	90
<b>2.7 – PROVÍNCIA TOCANTINS</b> .....	95
2.7.1 – Cinturão Araguaia .....	95
<b>2.8 – BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS</b> .....	98
2.8.1 – Bacia do Amazonas .....	99
2.8.2 – Bacia do Alto Tapajós .....	103
2.8.3 – Bacia do Parnaíba .....	104
2.8.4 – Bacia do Grajaú .....	104
2.8.5 – Bacia do Marajó .....	107
2.8.6 – Bacia Bragança-Viseu .....	110
2.8.7 – Bacia do Pará-Maranhão .....	110
2.8.8 – Plataformas do Meio Norte .....	110

<b>3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS</b> .....	113
<b>3.1 – PROVÍNCIA CARAJÁS</b> .....	113
<b>3.1.1 – Domínio Rio Maria</b> .....	113
<b>3.1.1.1 – Greenstone Belts</b> .....	113
<i>Grupo Gradaús (A3gr)</i> .....	113
<i>Grupo Serra do Inajá (A3si)</i> .....	113
<i>Formação Quixadá (A3qx)</i> .....	114
<i>Formação Morada da Prata (A3mp)</i> .....	114
<i>Grupo Babaçu (A3ba)</i> .....	114
<i>Grupo Lagoa Seca (A3ls)</i> .....	115
<i>Grupo Tucumã (A3tm)</i> .....	115
<i>Grupo Sapucaia (A3sa)</i> .....	117
<b>3.1.1.2 – Complexos Máfico-Ultramáficos</b> .....	117
<i>Complexo Máfico-Ultramáfico Serra Azul (A3<math>\mu</math>sa)</i> .....	117
<i>Complexo Máfico-Ultramáfico Guara-Pará (A3<math>\delta</math>g)</i> .....	117
<b>3.1.1.3 – Granitóides e Ortognaisses TTG</b> .....	118
<i>Tonalito Arco Verde (A3<math>\gamma</math>av)</i> .....	118
<i>Tonalito Caracol (A3<math>\gamma</math>tc)</i> .....	118
<i>Granodiorito Rio Maria (A3<math>\gamma</math>rm)</i> .....	119
<i>Trondhjemitó Mogno (A3<math>\gamma</math>mo)</i> .....	119
<i>Trondhjemitó Água Fria (A3<math>\gamma</math>af)</i> .....	120
<i>Tonalito Parazônia (A3<math>\gamma</math>pa)</i> .....	120
<i>Granodiorito Cumarú (A3<math>\gamma</math>cu)</i> .....	120
<b>3.1.1.4 – Granitos de Alto K</b> .....	120
<i>Granito Guarantã (A3<math>\gamma</math>gt)</i> .....	120
<i>Granito Mata Surrão (A3<math>\gamma</math>ms)</i> .....	121
<i>Granito Xinguara (A3<math>\gamma</math>xg)</i> .....	121
<i>Granito Rancho de Deus (A3<math>\gamma</math>rd)</i> .....	121
<b>3.1.1.5 – Coberturas Sedimentares</b> .....	122
<i>Grupo Rio Fresco (PP12rf)</i> .....	122
<i>Formação Tocandera (PP12to)</i> .....	122
<i>Formação Rio Naja (PP12rn)</i> .....	122
<i>Grupo Gemaque (PP12ge)</i> .....	123
<i>Formação Fazenda São Roque (PP12sr)</i> .....	123
<i>Formação Cachoeirinha (PP12ch)</i> .....	123
<i>Formação Gorotire (PP23go)</i> .....	123
<b>3.1.1.6 – Magmatismo Félsico Intracontinental</b> .....	124
<i>Suíte Intrusiva Jamon (PP3<math>\gamma</math>j)</i> .....	124
<b>3.1.2 – Domínio Carajás</b> .....	125
<b>3.1.2.1 – Assembléia de Embasamento</b> .....	125
<i>Ortogramulito Chicrim-Cateté (A3ch)</i> .....	125
<i>Complexo Xingu (A3xi)</i> .....	125
<i>Diopsídio Norito Pium (A3<math>\delta</math>pi)</i> .....	126
<b>3.1.2.2 – Greenstone Belts</b> .....	126
<i>Grupo Grão Pará (A4gp)</i> .....	126
<i>Formação Parauapebas (A4pp)</i> .....	126
<i>Formação Carajás (A4cj)</i> .....	127
<i>Grupo Igarapé Salobo (A4is)</i> .....	128
<i>Grupo Igarapé Bahia (A4ib)</i> .....	128
<i>Grupo Igarapé Pojuca (A4pj)</i> .....	129
<i>Grupo Rio Novo (A4ro)</i> .....	130
<i>Grupo Aquiri (A4aq)</i> .....	130
<i>Grupo São Félix (A4sf)</i> .....	131
<i>Grupo São Sebastião (A4ss)</i> .....	132
<b>3.1.2.3 – Granitos de Alto K</b> .....	132
<i>Complexo Granítico Estrela (A4<math>\gamma</math>2e)</i> .....	132
<i>Granito Planalto (A4<math>\gamma</math>2pl)</i> .....	132
<i>Granito Serra do Rabo (A4<math>\gamma</math>2sr)</i> .....	133
<i>Diorito Cristalino (A4<math>\gamma</math>2cr)</i> .....	134
<i>Granito Plaquê (A4<math>\gamma</math>2pq)</i> .....	134
<i>Granito Igarapé Gelado (A4<math>\gamma</math>2ge)</i> .....	134
<i>Granito Velho Salobo (A4<math>\gamma</math>3vs)</i> .....	135

<b>3.1.2.4 – Magmatismo Máfico e Ultramáfico</b> .....	135
Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (A4 $\mu$ l).....	135
Suíte Intrusiva Cateté (PP1 $\mu$ c).....	135
Gabro Santa Inês (A4PP3 $\delta$ i).....	136
<b>3.1.2.5 – Cobertura Sedimentar</b> .....	136
Formação Águas Claras (A4ac).....	136
<b>3.1.2.6 – Magmatismo Félsico Intracontinental</b> .....	137
Suíte Intrusiva Serra dos Carajás (PP3 $\gamma$ sc).....	137
<b>3.2 – PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS</b> .....	138
<b>3.2.1 – Bloco Amapá</b> .....	138
<b>3.2.1.1 – Assembléia de Embasamento</b> .....	138
Complexo Jari-Guaribas (A4jg).....	138
Complexo Guianense (A4gu).....	140
Complexo Baixo Mapari (A4bm).....	140
Suíte Intrusiva Noucouru (A4no).....	141
<b>3.2.1.2 – Seqüência Metavulcano-Sedimentar</b> .....	141
Grupo Vila Nova (PP2vn).....	141
<b>3.2.1.3 – Magmatismo Orogênico Pré-Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	141
Granito Charuto (PP2 $\gamma$ ch).....	141
Granito Igarapé Cumaru (PP2 $\gamma$ cm).....	142
Alaskito Urucupatá (PP2 $\gamma$ ua).....	142
<b>3.2.1.4 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	142
Suíte Intrusiva Igarapé Careta (PP2 $\gamma$ cr).....	142
Suíte Intrusiva Parintins (PP2 $\gamma$ pr).....	143
Granitóides Indiferenciados (PP2 $\gamma$ i).....	143
<b>3.2.1.5 – Magmatismo Félsico Intracontinental</b> .....	143
Granito Uaiãpi (PP4 $\gamma$ 4u).....	143
<b>3.2.2 – Domínio Carecuru</b> .....	143
<b>3.2.2.1 – Seqüências Metavulcano-Sedimentares</b> .....	143
Grupo Ipitinga (PP2ip).....	143
Unidade Serra Cuiapocu (PP2cu).....	144
Seqüência Fazendinha (PP2f).....	144
Seqüência Treze de Maio (PP2tm).....	144
<b>3.2.2.2 – Magmatismo Orogênico Pré-Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	144
Metadiorito Dico (PP2 $\delta$ di).....	144
Suíte Intrusiva Carecuru (PP2 $\gamma$ ca).....	145
<b>3.2.2.3 – Magmatismo Orogênico Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	147
Granito Paru (PP2 $\gamma$ pa).....	147
<b>3.2.2.4 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	147
Suíte Intrusiva Parintins (PP2 $\gamma$ pr).....	147
Granitóides Indiferenciados (PP2 $\gamma$ i).....	147
<b>3.2.2.5 – Magmatismo Félsico Intracontinental</b> .....	147
Granito Uaiãpi (PP4 $\gamma$ 4u).....	147
<b>3.2.2.6 – Magmatismo Alcalino Intracontinental</b> .....	147
Complexo Alcalino Maraconaí (NP3 $\mu$ l.mc).....	147
<b>3.2.3 – Domínio Paru</b> .....	147
<b>3.2.3.1 – Complexo Metamórfico</b> .....	147
Complexo Ananaí (A4an).....	147
<b>3.2.3.2 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	148
Suíte Intrusiva Igarapé Urucu (PP2 $\gamma$ iu).....	148
<b>3.2.4 – Domínio Bacajá</b> .....	149
<b>3.2.4.1 – Complexos Metamórficos</b> .....	149
Complexo Cajazeiras (A3ca).....	149
Ortognaisse Pacajá (A4pa).....	149
Ortogramulito Máfico Rio Preto (A4rp).....	149
Complexo Aruanã (A4ar).....	151
Ortognaisse Uruará (A4ua).....	152
Paragnaisse Ipiaçava (A4PP1ip).....	152
Granulito Novolândia (A4PP1nv).....	152
Metatonalito Rio Bacajá (PP1 $\gamma$ ba).....	153

<b>3.2.4.2 – Greenstone Belts</b> .....	153
Grupo Vila União (A4vn) .....	153
Formação Tapirapé (A4ta) .....	154
Formação Buritirama (A4bu) .....	154
Seqüência Rochas Supracrustais 1 (APPsu1) .....	154
Seqüência Três Palmeiras (PP1tp) .....	154
<b>3.2.4.3 – Magmatismo Orogênico Pré-Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	155
Tonalito Brasil Novo (PP2γbn) .....	155
Granodiorito Oca (PP2γoc) .....	155
Granodiorito Belo Monte (PP2γbm) .....	156
Monzogranito Piranhaquara (PP2γpq) .....	156
Metatonalito Tapiranga (PP2γtp) .....	157
<b>3.2.4.4 – Magmatismo Orogênico Sin a Tardi-Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	157
Complexo Bacajaí (PP2bj) .....	157
Granito Canaã (PP2γcn) .....	158
Granodiorito Babaquara (PP2γbb) .....	158
<b>3.2.4.5 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	159
Suíte Intrusiva Arapari (PP2γar) .....	159
Suíte Intrusiva João Jorge (PP2γjj) .....	159
<b>3.2.4.6 – Magmatismo Pós-Orogênico (Ciclo Transamazônico)</b> .....	160
Granodiorito Sant'Ana (PP3γsa) .....	160
<b>3.2.5 – Domínio Santana do Araguaia</b> .....	160
<b>3.2.5.1 – Greenstone Belts</b> .....	160
Seqüência Fazenda Santa Fé (A4ff) .....	160
Seqüência Mururé (A4mu) .....	161
<b>3.2.5.2 – Complexos Metamórficos</b> .....	161
Ortogneise Rio Campo Alegre (A4ca) .....	161
Complexo Santana do Araguaia (A4PP2sa) .....	163
<b>3.2.5.3 – Magmatismo Orogênico Pré-Colisional</b> <b>(Ciclo Transamazônico)</b> .....	163
Tonalito Rio Dezoito (PP2γdz) .....	163
<b>3.2.5.4 – Cobertura Sedimentar</b> .....	163
Grupo Rio Fresco (PP12rf) .....	163
Formação Gorotire (PP23go) .....	163
<b>3.2.5.5 – Magmatismo Félsico Intracontinental</b> .....	163
Suíte Intrusiva Rio Dourado (PP3γrd) .....	163
Sienito Rio Cristalino (PP3γrc) .....	164
<b>3.3 – PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL</b> .....	164
<b>3.3.1 – Domínio Iriri-Xingu</b> .....	164
<b>3.3.1.1 – Magmatismo Intracontinental</b> .....	164
Grupo Iriri (PP3αi) .....	164
Formação Sobreiro (PP3αso) .....	164
Granitos Tipo I Indiferenciados (PP3γ1i) .....	164
Suíte Intrusiva Velho Guilherme (PP3γvg) .....	166
Granitos Tipo A Indiferenciados (PP3γ2i) .....	166
Sienito Guabiraba (PP3γsg) .....	167
<b>3.3.1.2 – Coberturas Sedimentares</b> .....	167
Formação Castelo dos Sonhos (PP23cs) .....	167
Formação Triunfo (PP3t) .....	167
Formação Cubencranquém (PP3cq) .....	168
<b>3.3.2 – Domínio Erepecuru - Trombetas</b> .....	168
<b>3.3.2.1 – Complexo Metamórfico</b> .....	168
Complexo Indiferenciado (APPi) .....	168
<b>3.3.2.2 – Seqüência Metavulcano-Sedimentar</b> .....	169
Unidade Rochas Supracrustais 2 (APPsu2) .....	169
<b>3.3.2.3 – Magmatismo Intracontinental</b> .....	169
Grupo Iricoumé (PP3αir) .....	169
Suíte Intrusiva Água Branca (PP3γ3ab) .....	170
Suíte Intrusiva Mapuera (PP3γma) .....	171
Sienito Erepecuru (PP3γer) .....	171
<b>3.3.2.4 – Cobertura Sedimentar</b> .....	171
Formação Urupi (PP3ur) .....	171

<b>3.3.2.5 – Magmatismo Máfico Intracontinental</b> .....	172
Rochas Máficas Indiferenciadas (PP34δi).....	172
Diabásio Suretama (MP1δsu).....	172
<b>3.3.2.6 – Magmatismo Alcalino Intracontinental</b> .....	172
Sienito Mutum (MP3λmu).....	172
Complexo Alcalino Maicuru (NP3μλm).....	173
<b>3.4 – PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA</b> .....	173
<b>3.4.1 – Domínio Tapajós</b> .....	173
<b>3.4.1.1 – Seqüência Metavulcano-Sedimentar</b> .....	173
Grupo Jacareacanga (PP3jac).....	173
<b>3.4.1.2 – Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)</b> .....	173
Complexo Cuiú-Cuiú (PP3cc).....	173
Formação Vila Riozinho (PP3αvr).....	175
Suíte Intrusiva Creporizão (PP3γcz).....	175
<b>3.4.1.3 – Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)</b> .....	176
Suíte Intrusiva Tropas (PP3γt).....	176
Grupo Iriri (PP3αi).....	176
Formação Bom Jardim (PP3αbj).....	178
Suíte Intrusiva Parauari (PP3γp).....	178
Suíte Intrusiva Ingarana (PP3δin).....	178
Olivina Gabro Rio Novo (PP3δrn).....	179
Anortosito Jutai (PP3δj).....	180
Gabro São Domingos (PP3δsd).....	180
Gabro Serra Comprida (PP3δsc).....	180
Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo (PP3δij).....	180
<b>3.4.1.4 – Magmatismo Intracontinental</b> .....	181
Suíte Intrusiva Maloquinha (PP3γml).....	181
Granito Pepita (PP3γpe).....	181
Granito Carocçal (PP3γca).....	181
Granito Porquinho (PP4γpo).....	182
Diabásio Crepori (PP4δc).....	183
<b>3.4.1.5 – Coberturas Sedimentares</b> .....	183
Formação Novo Progresso (PP3np).....	183
Formação Buiuçu (PP3bu).....	183
<b>3.4.1.6 – Magmatismo Máfico Intracontinental</b> .....	184
Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (MP3δcs).....	184
<b>3.5 – PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA</b> .....	184
<b>3.5.1 – Domínio Juruena</b> .....	184
<b>3.5.1.1 – Magmatismo Orogênico e Pós-Orogênico (Orogênese Juruena)</b> .....	184
Grupo Colíder (PP4αc).....	184
Suíte Intrusiva Teles Pires (PP4γtp).....	185
3.5.1.2 – Cobertura Sedimentar.....	185
Grupo Beneficente (PP4b).....	185
<b>3.6 - PROVÍNCIA PARNAÍBA</b> .....	186
<b>3.6.1 – Fragmento Cratônico São Luís</b> .....	186
<b>3.6.1.1 – Seqüência Metavulcano-Sedimentar</b> .....	186
Grupo Aurizona (PP2au).....	186
<b>3.6.1.2 – Magmatismo Orogênico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)</b> .....	186
Suíte Intrusiva Tromai (PP2γt).....	186
<b>3.6.1.3 – Magmatismo Orogênico Colisional (Ciclo Transamazônico)</b> .....	187
Suíte Intrusiva Tracuateua (PP2γtq).....	187
<b>3.6.1.4 – Coberturas Sedimentares</b> .....	187
Formação Viseu (NPEv).....	187
Formação Igarapé de Areia (NPEia).....	187
<b>3.6.2 – Cinturão Gurupi</b> .....	189
<b>3.6.2.1 – Complexos Metamórficos</b> .....	189
Metatonalito Igarapé Grande (A4γig).....	189
Complexo Itapeva (PP2i).....	189
<b>3.6.2.2 – Seqüências Metavulcano-Sedimentares</b> .....	189
Grupo Gurupi (PP2g).....	189
Formação Jaritequara (PP2gjr).....	190
Formação Rio Piritoró (PP2grp).....	191
Formação Chega Tudo (PP2ct).....	191
Formação Marajupema (NP1mj).....	191



<b>3.6.2.3 – Magmatismo Orogênico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)</b>	192
<i>Suíte Intrusiva Tromai (PP2yt)</i>	192
<i>Granito Cantão (PP2yc)</i>	192
<b>3.6.2.4 – Magmatismo Orogênico Sin a Tardi-Colisional (Ciclo Transamazônico)</b>	192
<i>Granito Maria Suprema (PP2yms)</i>	192
<b>3.6.2.5 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional (Ciclo Transamazônico)</b>	192
<i>Granito Japiim (PP2yjp)</i>	192
<i>Granito Jonasa (PP2yjo)</i>	192
<i>Granito Ourém (PP2yo)</i>	193
<b>3.6.2.6 – Magmatismo Alcalino</b>	193
<i>Nefelina Sienito Boca Nova (NP2λbn)</i>	193
<b>3.6.2.7 – Magmatismo Pós-Orogênico (Ciclo Brasileiro)</b>	194
<i>Granito Ney Peixoto (NP3γnp)</i>	194
<b>3.6.2.8 – Cobertura Sedimentar</b>	194
<i>Formação Piriá (NPEpi)</i>	194
<b>3.7 – PROVÍNCIA TOCANTINS</b>	194
<b>3.7.1 – Cinturão Araguaia</b>	194
<b>3.7.1.1 – Sequências Supracrustais</b>	194
<i>Grupo Baixo Araguaia (NPba)</i>	194
<i>Formação Morro do Campo (NPmcp)</i>	194
<i>Formação Xambioá (NPx)</i>	195
<i>Formação Pequizeiro (NPPq)</i>	196
<i>Formação Couto Magalhães (NPct)</i>	197
<i>Grupo Tucuruí (NPtu)</i>	197
<b>3.7.1.2 – Ofiolitos e Rochas Relacionadas</b>	197
<i>Complexo Serra do Tapa (NP2st)</i>	198
<i>Complexo Máfico-Ultramáfico Quatipuru (NP2μq)</i>	199
<b>3.8 – BACIAS SEDIMENTARES PALEOZÓICAS</b>	200
<b>3.8.1 – Bacia do Amazonas</b>	200
<i>Grupo Purus</i>	200
<i>Formação Prosperança (NP3pr)</i>	200
<i>Grupo Trombetas (O3D1t)</i>	200
<i>Grupo Urupadi</i>	200
<i>Formação Maecuru</i>	200
<i>Membro Jatapu (D1mj)</i>	203
<i>Membro Lontra (D2ml)</i>	203
<i>Formação Ererê (D2e)</i>	203
<i>Grupo Curuá (D3C1c)</i>	203
<i>Formação Barreirinha (D3b)</i>	203
<i>Formação Curiri (D3c)</i>	203
<i>Formação Oriximiná (D3C1o)</i>	203
<i>Formação Faro (C1f)</i>	203
<i>Grupo Tapajós</i>	204
<i>Formação Monte Alegre (C2ma)</i>	204
<i>Formação Itaituba (C2i)</i>	204
<i>Formação Nova Olinda (C2no)</i>	204
<i>Diabásio Penatecaua (Jδpe)</i>	204
<i>Kimberlitos (JKk)</i>	205
<i>Grupo Javari</i>	205
<i>Formação Alter do Chão (K2E1ac)</i>	205
<b>3.8.2 – Bacia do Parnaíba</b>	205
<i>Grupo Serra Grande (Ssg)</i>	205
<i>Arenito Guamá (Ssgag)</i>	206
<i>Grupo Canindé</i>	206
<i>Formação Pimenteiras (D2p)</i>	206
<i>Formação Poti (C1po)</i>	206
<i>Grupo Balsas</i>	206
<i>Formação Piauí (C2pi)</i>	206
<i>Formação Pedra de Fogo (P12pf)</i>	206
<i>Grupo Mearim</i>	207
<i>Formação Pastos Bons (J2pb)</i>	207

<b>3.8.3 – Bacia do Alto Tapajós</b> .....	207
<i>Grupo Jatuarana</i> .....	207
<i>Formação Borrachudo (Sdb)</i> .....	207
<i>Formação Capoeiras (Dc)</i> .....	207
<i>Formação São Manoel (Dsm)</i> .....	207
<i>Formação Igarapé Ipixuna (Cpii)</i> .....	207
<i>Diabásio Cururu (J8c)</i> .....	209
<b>3.9 – BACIAS SEDIMENTARES MESOZÓICAS</b> .....	209
<b>3.9.1 – Bacia do Grajaú</b> .....	209
<i>Formação Codó (K1c)</i> .....	209
<i>Grupo Itapecuru (K12it)</i> .....	209
<i>Formação Ipixuna (K2ip)</i> .....	210
<b>3.9.2 – Bacia do Marajó</b> .....	210
<i>Grupo Itapecuru (K12it)</i> .....	210
<i>Formação Ipixuna (K2ip)</i> .....	210
<i>Formação Tucunaré (N34t)</i> .....	210
<b>3.9.3 – Gráben Rio das Barreiras</b> .....	210
<i>Formação Rio das Barreiras (K2rb)</i> .....	210
<b>3.10 – COBERTURAS SUPERFICIAIS CENOZÓICAS</b> .....	210
<i>Cobertura Laterítica Madura (E13lm)</i> .....	210
<i>Grupo Barreiras (ENb)</i> .....	211
<i>Cobertura Laterítica Imatura (N13li)</i> .....	213
<i>Sedimentos Pós-Barreiras (N24pb)</i> .....	214
<i>Depósitos de Terraços Fluviais (N4tf)</i> .....	214
<i>Depósitos Aluvionares (N4a)</i> .....	214
<i>Depósitos Litorâneos (n4li)</i> .....	214
<b>4 – RECURSOS MINERAIS</b> .....	217
<b>4.1 – DOMÍNIO RIO MARIA</b> .....	217
<b>4.1.1 – Ouro</b> .....	217
<b>4.1.1.1 – Depósitos Orogênicos de Ouro</b> .....	217
<i>Depósito de Diadema (Sapucaia)</i> .....	217
<i>Depósito de Andorinhas</i> .....	218
<i>Depósito do Cuca</i> .....	218
<b>4.1.1.2 – Depósitos e Ocorrências de Ouro com Modelos Complexos ou Incertos</b> .....	219
<i>Depósito de Cumarú</i> .....	219
<i>Prospectos da Serra do Inajá</i> .....	219
<b>4.1.2 – Níquel, Cobalto e Cobre</b> .....	220
<i>Ocorrência da Serra do Inajá</i> .....	220
<i>Ocorrências de Gradaús</i> .....	220
<i>Alvos Boa Esperança, Vale do Sol e Água Limpa</i> .....	220
<b>4.1.3 – Chumbo e Zinco</b> .....	220
<b>4.1.4 – Ferro e Manganês</b> .....	220
<b>4.1.5 – Tungstênio</b> .....	220
<i>Depósito de Pedra Preta</i> .....	220
<b>4.1.6 – Molibdênio</b> .....	220
<b>4.1.7 – Gemas</b> .....	220
<b>4.1.8 – Rocha Ornamental</b> .....	221
<b>4.1.9 – Carvão</b> .....	221
<b>4.1.10 – Outros Recursos Minerais</b> .....	221
<b>4.2 – DOMÍNIO CARAJÁS</b> .....	221
<b>4.2.1 – Cobre</b> .....	221
<b>4.2.1.1 – Depósitos de Cobre-Ouro</b> .....	222
<i>Depósito Igarapé Bahia/Alemão</i> .....	222
<i>Depósito Sossego</i> .....	224
<i>Depósito Igarapé Salobo</i> .....	227
<i>Alvo GT-46 (Igarapé Cinzento)</i> .....	228
<i>Depósito Cristalino</i> .....	229
<i>Depósito Alvo 118</i> .....	229
<i>Depósito Serra Verde</i> .....	229
<b>4.2.1.2 – Depósitos Polimetálicos de Cobre</b> .....	230
<i>Depósito Breves</i> .....	230
<i>Depósito Gameleira</i> .....	231
<i>Depósito Estrela</i> .....	231
<i>Depósito Pojuca</i> .....	232
<i>Depósito Águas Claras</i> .....	232

4.2.1.3 – Depósitos de Cobre (Ni-Zn)	233
Alvo Borrachudo	233
Alvo Castanha	233
Outras Ocorrências	233
4.2.2 – Ouro	233
4.2.2.1 – Depósitos de Ouro (Pt-Pd) Associados a Rochas Sedimentares	233
Depósito Serra Pelada (Serra Leste)	233
4.2.2.2 – Depósitos Supergênicos	234
Garimpo Cutia	234
4.2.3 – Cromo	234
Ocorrência de Cromita de Luanga	234
4.2.4 – Níquel	235
4.2.4.1 – Depósitos de Níquel (Co) Laterítico	235
Depósito do Vermelho	235
Depósitos Puma e Serra da Onça	235
Depósitos Jacaré e Jacarezinho	235
Outras Ocorrências	235
4.2.4.2 – Ocorrência Primária de Níquel	235
Ocorrência de Manuel Selé	235
4.2.5 – Elementos do Grupo da Platina (EGP)	236
Ocorrência de Luanga	236
Ocorrência de Serra da Onça	236
4.2.6 – Estanho (Cu, Mo)	236
4.2.7 – Ferro	236
4.2.8 – Manganês	237
Depósito do Azul	237
Depósito do Sereno	238
4.2.9 – Alumínio	238
Depósito do Platô N5	238
4.2.10 – Gemas	238
Depósito de Malaquita de Serra Verde	238
Outras Ocorrências	238
4.2.11 – Rochas e Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil	238
4.3 – DOMÍNIO CARECURU	238
4.3.1 – Ouro	238
Garimpos Divisão, Nova Esperança e Igarapé do Inferno	239
Garimpos Castanha, Mamão e Limão	239
Mina Carará e Garimpo Catarino	239
Ocorrência da Serra do Ipitinga	240
4.3.2 – Elementos do Grupo da Platina	240
4.3.3 – Cobre	240
4.3.4 – Estanho	240
4.3.5 – Titânio	240
Ocorrência de Maraconaí	240
4.4 – DOMÍNIO BACAJÁ	240
4.4.1 – Ouro	240
Depósitos da Volta Grande do Rio Xingu	240
Ocorrências do Rio Bacajá	241
Depósito Faixa Prima	241
Garimpo Manelão	241
4.4.2 – Manganês	242
Depósitos da Serra de Buritirama	242
Depósito de Buriti	242
4.4.3 – Níquel	242
Ocorrência de Madeira	242
4.4.4 – Gemas	242
Ametista de Alto Bonito	242
Outras Ocorrências de Ametista	242
4.4.5 – Rochas e Minerais Industriais e de Insumo para a Agricultura	242
4.5 – DOMÍNIO SANTANA DO ARAGUAIA	243
4.5.1 – Ouro	243
Garimpo do Mandi	243
4.5.2 – Urânio	243
Ocorrências do Rio Cristalino	243
4.5.3 – Calcário Dolomítico	243
Mina Calpará (Fazenda Santa Fé)	243

4.5.4 – Outros Recursos Minerais .....	244
<b>4.6 – DOMÍNIO IRIRI-XINGU .....</b>	<b>244</b>
4.6.1 – Ouro .....	244
<i>Depósito Madalena .....</i>	<i>244</i>
<i>Garimpo Majestade.....</i>	<i>244</i>
<i>Depósito Castelo dos Sonhos.....</i>	<i>244</i>
4.6.2 – Estanho .....	244
<i>Depósito São Pedro do Iriri .....</i>	<i>244</i>
<i>Ocorrência do Granito Antônio Vicente.....</i>	<i>244</i>
<i>Outros Jazimentos de Estanho.....</i>	<i>245</i>
4.6.3 – Gemas .....	245
<b>4.7 – DOMÍNIO EREPECURU-TROMBETAS .....</b>	<b>245</b>
4.7.1 – Estanho e Cobre .....	245
4.7.2 – Fósforo e Titânio.....	245
<i>Depósito de Maicuru .....</i>	<i>245</i>
<i>Ocorrência de Mutum.....</i>	<i>245</i>
4.7.3 – Gemas .....	245
<b>4.8 – DOMÍNIO TAPAJÓS .....</b>	<b>245</b>
4.8.1 – Ouro .....	245
4.8.1.1 – <i>Depósitos Associados com Intrusões</i> .....	246
<i>Depósito do Palito.....</i>	<i>246</i>
<i>Depósito Tocantinzinho .....</i>	<i>247</i>
<i>Depósito São Jorge.....</i>	<i>247</i>
<i>Depósito Batalha .....</i>	<i>247</i>
4.8.1.2 – <i>Depósitos Epitermais</i> .....	248
<i>Depósito V3 (Botica) .....</i>	<i>248</i>
4.8.1.3 – <i>Depósitos Orogênicos de Ouro</i> .....	248
<i>Depósitos Ouro Roxo, Porto Rico e São José.....</i>	<i>248</i>
<i>Garimpo Guarim.....</i>	<i>249</i>
<i>Prospecto Patinhas .....</i>	<i>249</i>
<i>Prospectos da Porção Sul do Domínio Tapajós .....</i>	<i>250</i>
4.8.1.4 – <i>Depósitos de Classificação Incerta</i> .....	250
<i>Alvo V6 (Chapéu do Sol).....</i>	<i>250</i>
<i>Prospectos Associados com Diques de Andesito .....</i>	<i>250</i>
<i>Prospectos Associados com Rochas Básicas .....</i>	<i>251</i>
<i>Prospectos Associados com Brechas e Stockworks.....</i>	<i>251</i>
4.8.2 – Estanho (Nb, Ta) .....	251
4.8.3 – Molibdênio.....	252
4.8.4 – Gemas .....	252
<b>4.9 – DOMÍNIO JURUENA .....</b>	<b>252</b>
4.9.1 – Ouro .....	252
4.9.2 – Manganês .....	252
<b>4.10 – FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS.....</b>	<b>252</b>
4.10.1 – Ouro .....	252
4.10.1.1 – <i>Ocorrências Primárias de Ouro.....</i>	<i>252</i>
4.10.1.2 – <i>Depósitos de Ouro em Paleoplacer.....</i>	<i>252</i>
4.10.2 – Molibdênio.....	252
4.10.3 – Gemas .....	253
4.10.4 – Fósforo .....	253
4.10.5 – Rochas e Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil .....	253
<b>4.11 – CINTURÃO GURUPI .....</b>	<b>253</b>
4.11.1 – Ouro .....	253
4.11.1.2 – <i>Depósitos Orogênicos de Ouro</i> .....	253
<i>Depósito Cachoeira.....</i>	<i>253</i>
4.11.2 – Fósforo .....	254
4.11.3 – Rochas e Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil .....	254
<b>4.12 – CINTURÃO ARAGUAIA .....</b>	<b>254</b>
4.12.1 – Cromo.....	254
<i>Serra do Quatipuru.....</i>	<i>254</i>
4.12.2 – Níquel.....	254
4.12.2.1 – <i>Depósitos de Níquel Laterítico.....</i>	<i>254</i>
<i>Depósitos Serra do Tapa e Vale dos Sonhos .....</i>	<i>254</i>
<i>Deposito da Serra do Quatipuru.....</i>	<i>254</i>
4.12.3 – Cobre, Chumbo e Zinco .....	255
<i>Prospecto São Martim .....</i>	<i>255</i>

4.12.4 – Estanho .....	255
4.12.5 – Gemas .....	255
<i>Opala de São Geraldo do Araguaia</i> .....	255
<i>Ametista de Pau D'Arco</i> .....	256
<i>Diamante dos rios Araguaia e Tocantins</i> .....	256
<i>Outras Ocorrências de Gemas</i> .....	256
4.12.6 – Calcário e Mármore .....	256
4.12.7 – Minerais de Uso Industrial .....	256
4.12.8 – Fósforo .....	256
4.12.9 – Água Mineral .....	256
4.13 – BACIA DO AMAZONAS .....	256
4.13.1 – Chumbo e Zinco (Ba, Cu, U, Mo, ETR) .....	256
4.13.2 – Alumínio .....	257
<i>Distrito de Trombetas-Juruti</i> .....	257
<i>Distrito de Almeirim</i> .....	257
4.13.3 – Calcário .....	257
4.13.4 – Gipsita, Sal-gema e Potássio .....	257
4.13.5 – Fósforo .....	259
4.13.6 – Gemas .....	259
4.13.7 – Rochas e Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil .....	259
4.13.8 – Água Mineral e Águas Termais .....	259
4.13.9 – Petróleo e Gás .....	259
4.14 – BACIA DO ALTO TAPAJÓS .....	259
4.15 – BACIA DO PARNAÍBA .....	259
4.15.1 – Calcário .....	259
4.15.2 – Diamante .....	259
4.16 – BACIA DO GRAJAÚ .....	259
4.16.1 – Alumínio .....	259
4.16.2 – Calcário .....	260
4.16.3 – Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil .....	260
4.17 – BACIA DO MARAJÓ .....	260
4.17.1 – Caulim .....	260
4.18 – BACIA DO PARÁ-MARANHÃO .....	261
4.18.1 – Petróleo e gás .....	261
4.19 – COBERTURAS CENOZÓICAS .....	261
4.19.1 – Calcário .....	261
4.19.2 – Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil .....	262
4.19.3 – Água Mineral .....	262
5 – ECONOMIA MINERAL .....	263
5.1 – SETOR MINERAL NO ESTADO DO PARÁ .....	263
5.1.1 – Reservas Minerais do Estado do Pará .....	263
5.1.2 – Produção Mineral do Estado do Pará .....	266
5.1.3 – Valor da Produção Mineral (VPM) Comercializada do Estado do Pará .....	266
5.2 – BENS MINERAIS PRIMÁRIOS E TRANSFORMADOS PRODUZIDOS NO ESTADO DO PARÁ .....	268
5.2.1 – Minerais Metálicos .....	268
5.2.1.1 – <i>Ferro e Manganês</i> .....	268
5.2.1.2 – <i>Bauxita, Alumina e Alumínio</i> .....	270
5.2.1.3 – <i>Cobre e Ouro</i> .....	274
5.2.1.4 – <i>Ferro Gusa e Silício Metálico</i> .....	278
5.2.2 – Minerais Não-Metálicos .....	280
5.2.2.1 – <i>Caulim e Calcário</i> .....	280
5.2.2.2 – <i>Areia, Argila, Cascalho</i> .....	282
5.2.2.3 – <i>Água Mineral</i> .....	282
5.3 – TÍTULOS MINERÁRIOS DO ESTADO DO PARÁ .....	282
5.4 – INVESTIMENTOS E MÃO DE OBRA NA INDÚSTRIA DE MINERAÇÃO DO ESTADO DO PARÁ .....	284
6 – REFERÊNCIAS .....	291

# 1 . INTRODUÇÃO

*Marcelo Lacerda Vasquez e  
Lúcia Travassos da Rosa-Costa*

O Programa Geologia do Brasil desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM, através dos Mapas Geológicos Estaduais, têm promovido a integração, a atualização e a difusão das informações sobre a geologia e recursos minerais dos estados brasileiros. O estado do Pará, notável pela sua diversidade geológica e seu comprovado potencial mineral, que o coloca em posição de destaque no cenário mineral nacional, foi contemplado este ano com este produto.

O presente projeto foi executado pelo corpo técnico da Superintendência Regional de Belém, e representa uma síntese do conhecimento geológico mais atualizado do estado, baseada na análise crítica e compilação bibliográfica de trabalhos técnicos disponíveis, e em dados inéditos obtidos a partir de levantamentos geológicos de campo, realizados em áreas de conhecimento geológico restrito ou foco de controvérsias, na interpretação de produtos de sensores remotos, incluindo aeromagnetometria e aerogamaespectrometria, e em análises petrográficas e geocronológicas.

Este produto contempla um CD-ROM contendo o Mapa Geológico do Estado do Pará e o Mapa Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, ambos em escala 1:1.000.000 e elaborados em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG), os arquivos de impressão dos mapas apresentados e o texto explicativo em formato PDF. O CD-ROM contém ainda o aplicativo ArcExibe que permite ao usuário modificar os diretórios de trabalho, anexar arquivos e novos dados, criando projetos de interesse específico. Também é apresentado o volume de texto explicativo impresso.

Acompanhando a elaboração dos produtos apresentados, foi realizada a atualização do GEOBANK, que representa o banco de dados de maior porte da CPRM, o qual agrupa informações geológicas de todo o território nacional.

Os produtos gerados neste projeto representam o estado da arte do conhecimento geológico e de recursos minerais do Pará, que é disponibilizado pelo Serviço Geológico do Brasil à sociedade como ferramenta para fomentar investimentos no setor mineral do estado, para subsidiar a implementação de políticas públicas e promover o desenvolvimento regional.

## 1.1 - OBJETIVOS

O principal objetivo do projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará é disponibilizar para a sociedade informações atualizadas sobre a geologia e recursos minerais deste estado, visando o

desenvolvimento econômico e social, uma vez que o conhecimento geológico de uma região é ferramenta fundamental para o planejamento de políticas públicas, de ações de desenvolvimento e de ocupação racional do meio físico.

Com a divulgação da geologia e dos recursos minerais do Pará nos meios acadêmicos e de pesquisa geocientífica, esperamos também atrair instituições de pesquisa para o estado, nortear trabalhos geológicos e contribuir para qualificação de estudantes e pesquisadores que atuam na área de conhecimento das geociências.

## 1.2 - JUSTIFICATIVA

Embora o estado do Pará seja detentor de importantes reservas minerais, e tenha longa tradição em pesquisa mineral e acadêmica, não dispunha de um produto que apresentasse o estado da arte do conhecimento geológico. Coube a CPRM, na qualidade de Serviço Geológico do Brasil, compilar o enorme acervo de informações geológicas produzido em território paraense ao longo de décadas, migrar estas informações para meio digital e georreferenciado, e elaborar um produto sistemático, atualizado e disponível ao público.

As instituições relacionadas ao setor mineral serão diretamente beneficiadas por este produto, mas espera-se que sua utilização seja mais ampla e que auxilie no planejamento, captação e investimento de recursos em outros setores estratégicos e de retorno social.

## 1.3 - MÉTODOS E PRODUTOS

Os procedimentos técnicos e metodológicos adotados neste projeto seguiram a sistemática estabelecida pela CPRM para elaboração de mapas geológicos estaduais, que consiste basicamente na compilação, integração e análise crítica das informações disponíveis na literatura, na inserção das informações utilizáveis em bancos de dados, organização e elaboração dos produtos gerados em ambiente SIG. Especialmente no caso do projeto Mapa Geológico do Estado do Pará, novos dados foram produzidos a partir de levantamentos geológicos de campo e análises petrográficas e geocronológicas.

### 1.3.1 - Mapeamento Geológico

Foram executados perfis geológicos regionais em áreas de conhecimento geológico muito restrito, em três setores principais: na região de Santana do Araguaia, no extremo sudeste do Pará, nas regiões Irixi-Xingu e Bacajá, no centro-leste, e na região de Trombetas, no noroeste do Estado (Figura 1.1). Os perfis foram realizados ao longo dos principais rios e rodovias das áreas selecionadas, e serviram como base para redefinição de unidades litoestratigráficas consagradas

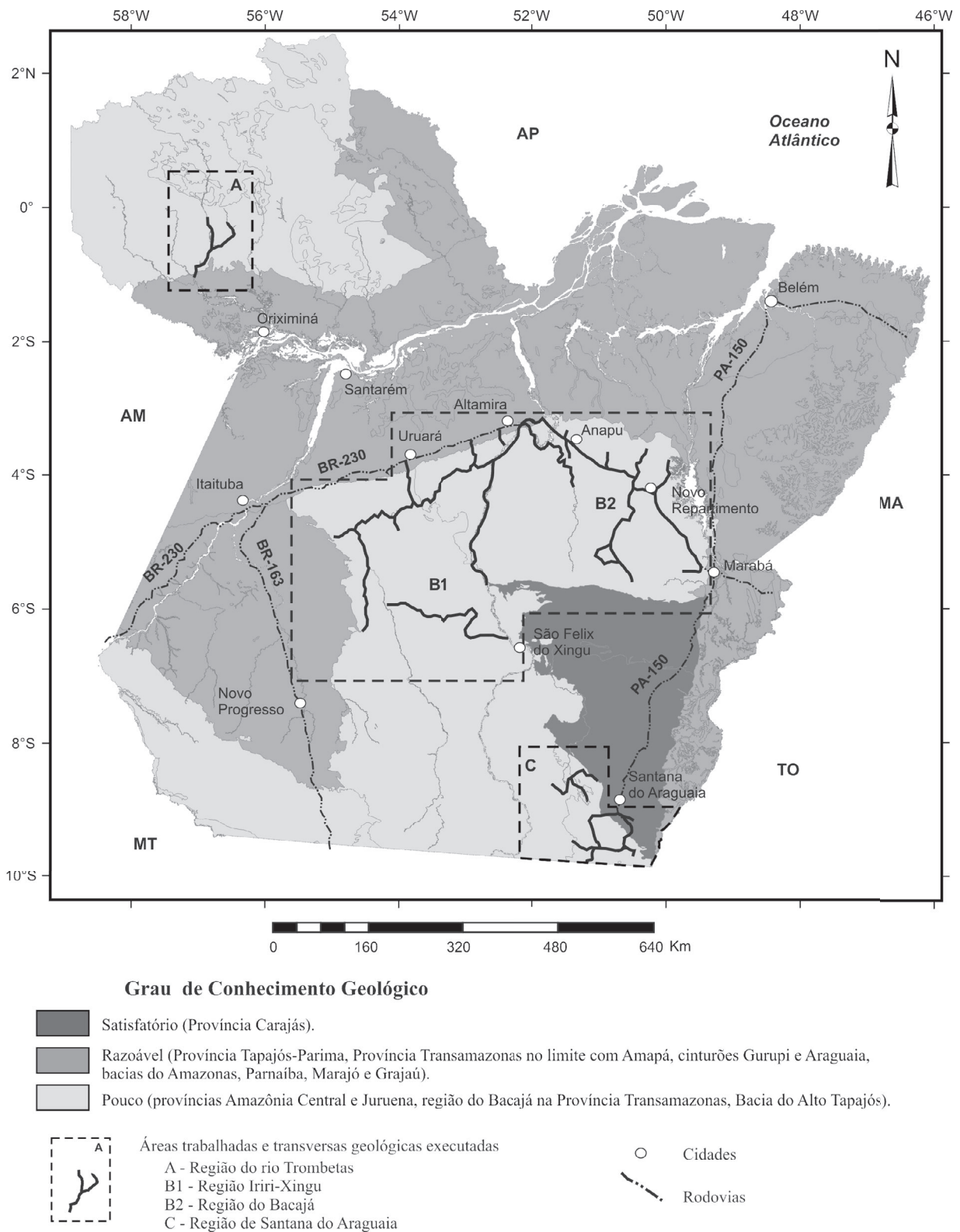


Figura 1.1 – Grau de conhecimento geológico no Pará e localização das áreas com trabalho de campo neste projeto.

na literatura e proposição de novas unidades. Algumas ocorrências minerais também foram cadastradas durante os trabalhos de campo.

### 1.3.2 – Análises Geocronológicas

Dez amostras de rocha coletadas durante os trabalhos de campo foram analisadas neste projeto, através do método de evaporação de Pb em zircão, no Laboratório Pará-Iso da Universidade Federal do Pará. Também foram analisadas doze amostras por Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Os dados produzidos subsidiaram interpretações geológicas e tectônicas, e foram incorporados à base de dados geocronológicos e ao texto explicativo.

### 1.3.3 – Mosaicos e Mapas Temáticos

O Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Pará compreende produtos gerados em SIG através do uso de diferentes programas de geoprocessamento e tratamento de imagens, que o usuário acessa através do ArcExibe, um aplicativo desenvolvido pela Divisão de Geoprocessamento (Digeop) da CPRM.

São disponibilizados arquivos de impressão do Mapa Geológico e do Mapa Tectônico e de Recursos Minerais, cujo *layout* compreende as colunas litoestratigráfica e litotectônica, respectivamente, além de encartes de mapas e mosaicos de imagens, incluindo imagens aerogeofísicas e do Modelo Digital do Terreno – MDT.

O SIG é composto fundamentalmente pelas bases geológica, estrutural, tectônica, de recursos minerais, geofísica, geocronológica, paleontológica, hidrográfica e planimétrica, cuja elaboração, atualização, ajuste e correção foram feitas com o programa ArcGis 9.2 da ESRI. É disponibilizado ainda um conjunto de mosaicos de imagens de diversos sensores remotos.

Para todas as bases e imagens do SIG foram adotados a projeção geográfica e o *datum* WGS84, enquanto para mapas de impressão foi adotada a projeção policônica. Nos arquivos de impressão, os mapas são apresentados em escala 1:1.000.000, e os encartes nas escalas 1:8.000.000 e 1:5.000.000.

### Mosaico de Imagem de Satélite

A CPRM adotou como referência a imagem Geocover 2000, uma composição multiespectral ortorretificada das imagens do satélite LANDSAT 7 ETM+, com resolução espacial de 14,25 m, disponibilizada pelo Stennis Space Center da Agência Espacial Norte Americana (NASA). Sobre as imagens Geocover 2000, compiladas pela Divisão de Sensoriamento Remoto (Disere) da CPRM, foram feitos ajustes nas bases hidrográfica e planimétrica (ajuste de rodovias).

O SIG inclui um mosaico das imagens Geocover 2000 do estado do Pará, reamostrado para uma resolução espacial de 90 m.

### Mosaico do Modelo Digital de Terreno

Os modelos digitais de elevação da SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foram obtidos a partir de dados de radar da banda C, processados pelo *Jet Propulsion Laboratory* da NASA, que geram imagens de relevo sombreado, o Modelo Digital de Terreno (MDT). Estes produtos são disponibilizados ao público pelo *Eros Data Center* do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), com uma resolução espacial de 90 m.

No projeto os dados de elevação da SRTM foram usados para gerar a rede de drenagem que compõem a base hidrográfica. As imagens MDT também foram usadas para a fotointerpretação que resultou nas atualizações das bases geológica e estrutural.

A Disere da CPRM gerou um mosaico do MDT do Pará em tons de cinza, com inclinação da fonte luminosa de 35° e azimute de 50°, processado no *software* ENVI.

### Mosaicos Geofísicos

Grande parte do território paraense é recoberta por levantamentos aerogeofísicos, em áreas de escudos pré-cambrianos e das bacias sedimentares fanerozóicas. Nas áreas de escudos pré-cambrianos foram realizados desde a década de 70 diversos levantamentos aerogeofísicos (Série 1000), principalmente magnetométricos e gamaespectrométricos, e com diferentes resoluções, sendo que os mais recentes, executados pela CPRM a partir do ano de 1999, foram realizados com altura de voo de 100 m e espaçamento entre linhas de voo de 500 m ou 1000 m (Figura 1.2). Os dados aerogeofísicos têm sido uma ferramenta de suma importância no mapeamento geológico e prospecção mineral, e neste projeto subsidiaram os levantamentos de campo e as interpretações geológicas para elaboração dos mapas apresentados.

A Petrobras realizou levantamentos aéreos de magnetometria e gravimetria nas bacias sedimentares e área plataformal do estado do Pará (Série 4000) (Figura 1.3), que são armazenados no Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP), gerenciado pela ANP. Este banco de dados também incorpora dados de gravimetria terrestre da Bacia do Amazonas e das bacias costeiras do nordeste do Pará, obtidos pela Petrobras e pelo Sistema Geodésico Brasileiro do IBGE (Figura 1.4).

A Divisão de Geofísica (Digeof) da CPRM elaborou mosaicos com relevo sombreado de gravimetria terrestre, aerogamaespectrometria, canal de contagem total, e aeromagnetometria do campo magnético total reduzido do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) a partir dos dados disponíveis no Pará. Estes mosaicos foram gerados através de reamostragem e micronivelamento dos aerolevantamentos com o programa OASIS Montaj 6.4, da Geosoft.

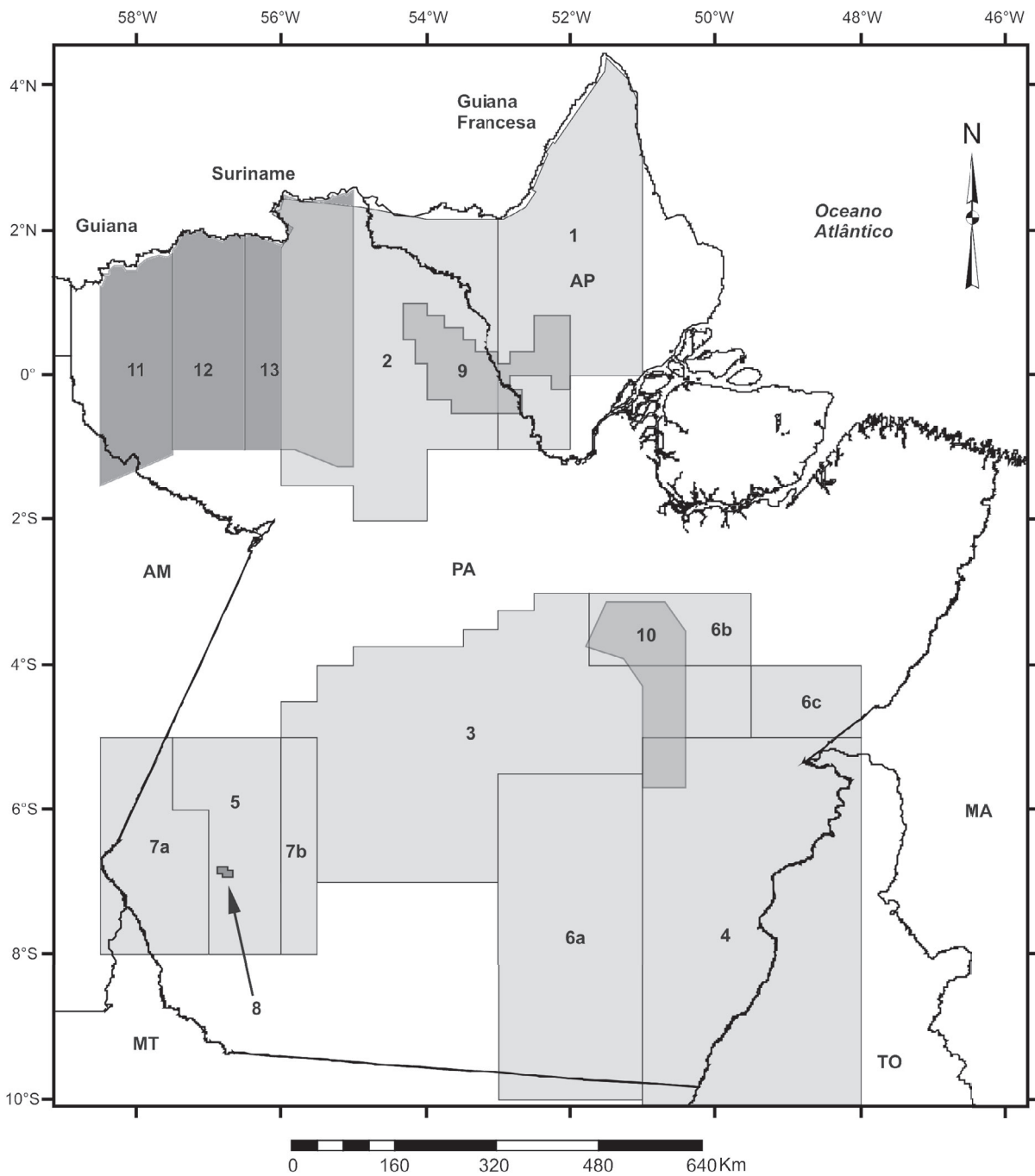
### Bases Cartográficas

Para elaboração das bases cartográficas com limite de acuidade da escala de 1:1.000.000, foi utilizada a Base Cartográfica Integrada Digital do Brasil ao Milionésimo do IBGE (versão 2006), sobre a qual foram implementadas simplificações, adaptações e modificações na rede hidrográfica, utilizando-se imagens Geocover 2000. Na base gerada também constam atualizações do sistema de transportes com a inserção de rodovias, estradas vicinais e núcleos urbanos, baseadas no Mapa Rodoviário do Estado do Pará (versão 2002), editado pelo DNIT - Departamento Nacional de Infra-Estrutura de Transportes do Ministério dos Transportes.

### Mapa Geológico

A primeira versão do mapa geológico foi baseada nas Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo (Schobbenhaus *et al.* 2004) elaboradas pela CPRM. Para a elaboração do mapa geológico final apresentado





**1974 - 1987**

- 1 - Jari-Rio Negro - Leste I (LV 2 km / AV 150 m)
- 2 - Jari-Rio Negro - Leste II (LV 2 km / AV 150 m)
- 3 - Sul do Pará (LV 4k km / AV 150 m)
- 4 - Brasil-Canadá - PGBC (LV 2 km / AV 150 m)
- 5 - Médio Tapajós (LV 2 km / AV 150 m)
- 6 - Carajás (LV 2 Km / AV 150 m)  
Área I (a), Área II (b) e Área III (c)

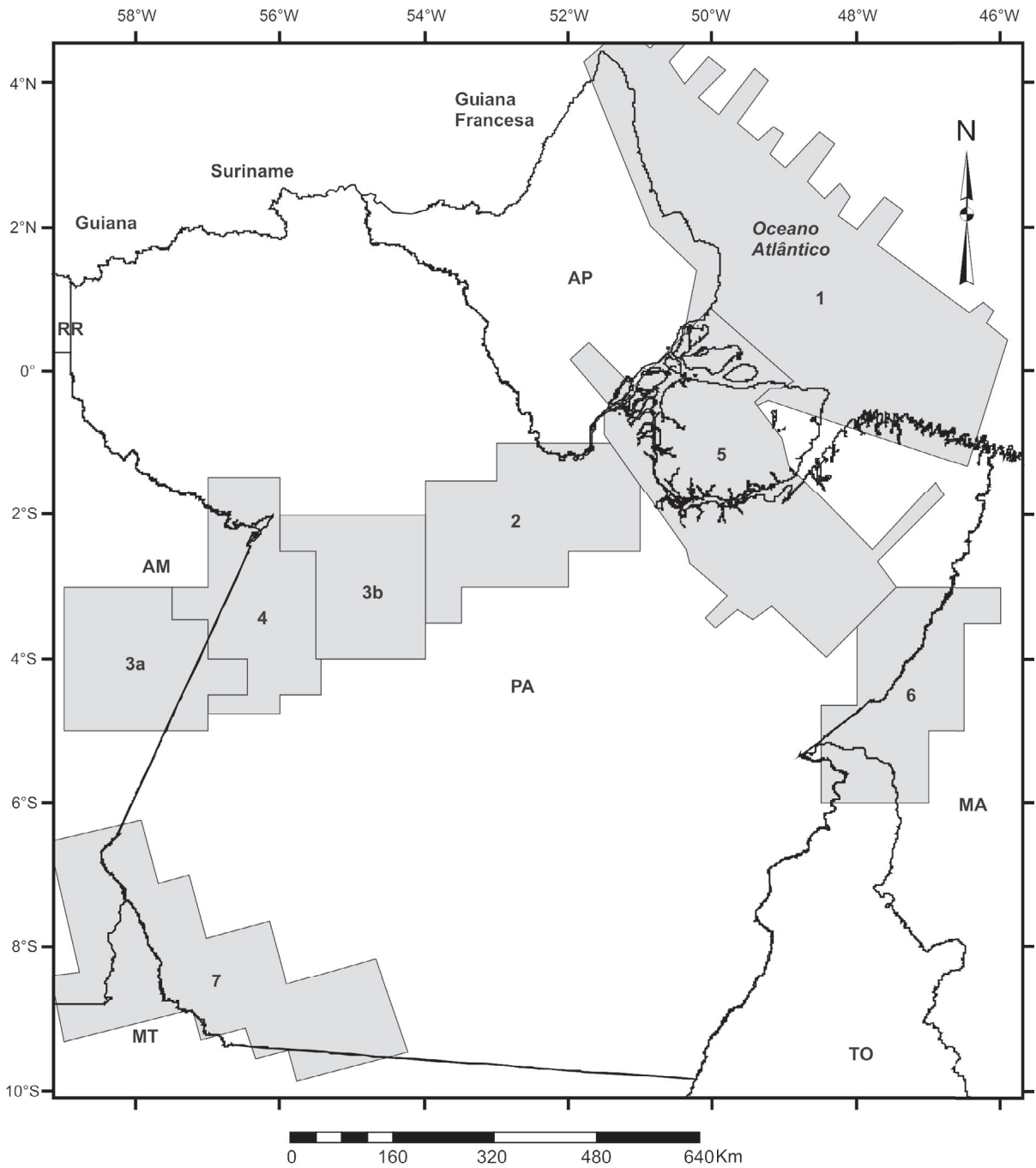
**1996 - 1999**

- 7 - Tapajós (LV 1 km / AV 100 m)  
Bloco I (a) e Bloco II (b)
- 8 - Creporizão (LV 250 m / AV 100 m)
- 9 - RENCA (LV 500 m / AV 100 m)

**2004 - 2005**

- 10 - Anapu-Tuerê (LV 500 m / AV 100 m)
- 11 - Mapuera (LV 1 km / AV 100 m)
- 12 - Trombetas (LV 1 km / AV 100 m)
- 13 - Paru do Oeste (LV 1 km / AV 100 m)

Figura 1.2 – Projetos de levantamentos aerogeofísicos da Série 1000 (gamaespectrometria e magnetometria) no Pará e estados adjacentes, realizados desde a década de 70 até 2005. LV – Linhas de vôo, AV – Altura de vôo.



**1968 - 1995**

- |  |  |
|--|--|
| 1 - Plataforma Continental Pará-Amapá (LV 4 km / AV 700 m) | 4 - Maués (LV 3 km / AV 800 m)           |
| 2 - Gurupá (LV 3 km / AV 800 m)                            | 5 - Marajó (LV 6 km / AV 500 m)*         |
| 3 - Santarém (LV 3 km / AV 800 m)                          | 6 - Pindaré (LV 2 km / AV 700 m)         |
| Área Oeste (a) e Área Leste (b)                            | 7 - Alto Tapajós (LV 25 km / AV 1060 m)* |

Figura 1.3 – Projetos de levantamentos aerogeofísicos da Série 4000 (magnetometria e gravimetria\*) no Pará e estados adjacentes, realizados pela Petrobras entre as décadas de 60 e 90. LV – Linhas de vôo, AV – Altura de vôo.

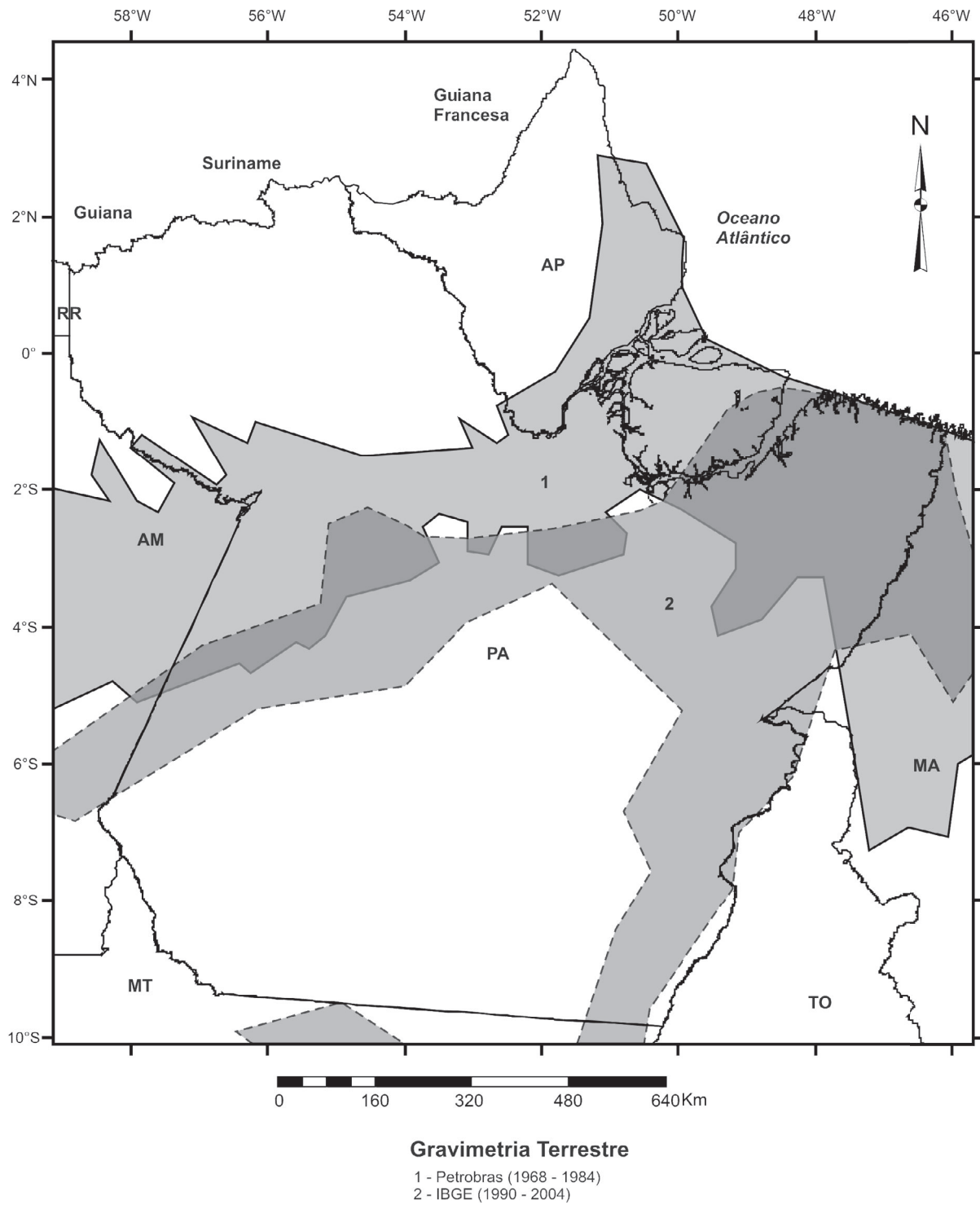


Figura 1.4 – Levantamentos de gravimetria terrestre no Pará e estados adjacentes.

neste projeto, foram feitas diversas atualizações na base geológica preliminar, com base nas informações obtidas nos trabalhos de campo, nos novos dados geocronológicos, na interpretação dos diversos produtos de sensores remotos, e na avaliação crítica e sistemática de todas as informações disponíveis na literatura. Desta forma, foram propostas novas unidades litoestratigráficas, redefinidos os contornos de unidades pré-existentes e traçados de estruturas. Estas modificações foram acompanhadas da atualização das tabelas de atributos das bases geológica e estrutural, com correção dos dados existentes e adição de novos dados.

No mapa geológico constam 244 unidades litoestratigráficas formais e informais, identificadas da seguinte forma: letras símbolo maiúsculas, que informam a era ou o período de sua formação/deposição, números que podem representar o período ou o sub-período de formação/deposição, seguidas de letras minúsculas que representam a abreviatura da sua denominação. No caso das rochas ígneas são adicionados ainda símbolos que representam a tipologia do magmatismo ( $\gamma$  - plutonismo félsico,  $\alpha$  - vulcanismo félsico,  $\delta$  - plutonismo máfico,  $\mu$  - plutonismo ultramáfico,  $\lambda$  - plutonismo alcalino). Por exemplo,  $PP3\gamma ma$  refere-se aos granitos ( $\gamma$ ) da era paleoproterozóica (PP), do período Orosiriano (3 - terceiro período do Paleoproterozóico), da Suíte Intrusiva Maloquinha (ma), e C2i corresponde às rochas sedimentares da Formação Itaituba (i) que se formaram no período Carbonífero (C), no sub-período Pensilvaniano (2 - segundo sub-período do Carbonífero). No caso de rochas ígneas de mesma natureza, formadas no mesmo eon ou na mesma era, pode-se adicionar números após os símbolos que definem o tipo de magmatismo para indicar idades relativas. Por exemplo, as letras símbolo  $A4\gamma 2ge$  e  $A4\gamma 3vs$  designam, respectivamente, os granitos ( $\gamma$ ) Igarapé Gelado e Velho Salobo, formados no Neoarqueano (A4), sendo que o primeiro é mais velho que o segundo. Em caso de incerteza do posicionamento cronoestratigráfico, utiliza-se, após as letras maiúsculas, dois números que representam o período ou o sub-período de formação possíveis. Por exemplo,  $PP23cs$  refere-se à Formação Castelo dos Sonhos (cs), formado na era paleoproterozóica (PP), porém com incerteza se durante o período Riáciano (2) ou no Orosiriano (3).

No mapa geológico as unidades são apresentadas na coluna estratigráfica em um arranjo cronoestratigráfico, e agrupadas conforme a associação litológica e domínio tectônico que pertencem (ex. Grupo Lagoa Seca / *Greenstone Belts* / Domínio Rio Maria). Neste trabalho foi adotada a escala do tempo geológico da *International Stratigraphic Chart*, versão 2006, elaborada pela *International Commission on Stratigraphy*, vinculada a IUGS – *International Union of Geological Sciences*.

Na base estrutural são apresentadas fraturas, falhas, zonas de cisalhamento, dobras, lineamentos estruturais (traços de superfícies S), diques, eixos de bacias sedimentares e arcos do embasamento nas mesmas. Sempre que possível foi discriminado o tipo de estrutura conforme o regime tectônico (ex. falha extensional, falha transpressional, zona de cisalhamento transcorrente) e informado o sentido de movimento (ex. dextral ou sinistral). Tipologia das dobras também é informada (ex. sinforme normal, antiforme invertido).

### Mapa Tectônico e de Recursos Minerais

O mapa tectônico apresenta a compartimentação tectônica do estado em domínios tectônicos pré-cambrianos e bacias sedimentares fanerozóicas, nos quais uma ou mais unidades litoestratigráficas são agrupadas em unidades litotectônicas, com base em critérios como idade, tipologia, significado tectônico e ambiente de formação/deposição. As unidades litotectônicas também são identificadas por letras símbolo, seguindo-se as mesmas convenções adotadas para as unidades litoestratigráficas, ou seja, letras maiúsculas informam a era ou o período de sua formação/deposição, números podem representar o período ou o sub-período de formação/deposição, letras minúsculas representam a abreviatura da sua denominação e, no caso das unidades magmáticas, símbolos representam a tipologia do magmatismo. Por exemplo, a unidade litotectônica *Greenstone Belts* Mesoarqueanos (A3gb), agrupa as seqüências metavulcano-sedimentares tipo *greenstone belt* (gb) de idade mesoarqueana (A3) que ocorre no Domínio Rio Maria; os Granitos de Alto K Neoarqueanos (A4 $\gamma$ ) reúnem as suítes plutônicas e corpos graníticos ( $\gamma$ ) de alto potássio e idade neoarqueana (A4) do Domínio Carajás, assim como a unidade Bacias Intracratônicas Paleozóicas (PZbi) engloba todas as unidades sedimentares das bacias intracratônicas (bi) formadas durante o Paleozóico (PZ). Uma mesma unidade litotectônica pode estar representada em mais de um domínio tectônico. No mapa tectônico é apresentada uma coluna das associações litotectônicas segundo um arranjo crono-estratigráfico.

A base estrutural que acompanha o mapa tectônico, na qual foram incluídos, além das principais estruturas que afetaram os domínios pré-cambrianos e fanerozóicos, os arcos e eixos das bacias fanerozóicas. São representadas também as falhas das bacias do Marajó (foz do rio Amazonas) e Pará-Maranhão e da Plataforma do Pará que se estendem para áreas submersas, e as isóbatas que demarcam o limite da Plataforma Continental Sul-americana.

O mapa tectônico serve de fundo para o mapa de recursos minerais, onde estes foram classificados conforme seu grau de importância (depósito, ocorrência e indício) e *status* econômico (ex. mina ativa, garimpo inativo...). Foram cadastrados 1.695 jazimentos minerais, os quais constam no SIG, sendo que cerca de 1.250 são apresentados no mapa de impressão.

A base inicial de compilação dos dados de recursos minerais foram as Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo (Schobbenhaus *et al.* 2004) elaboradas pela CPRM, cujas informações foram integralmente consistidas, e a esta base preliminar foram acrescentados mais de 1.000 novos cadastros de recursos minerais, compilados da literatura ou registrados durante os trabalhos de campo.

#### 1.3.4 - Banco de Dados

Durante este projeto algumas bases de dados do GEOBANK foram alimentadas com novas informações referentes ao estado do Pará, assim como bases de dados existentes foram reavaliadas e utilizadas na elaboração do SIG do projeto.

### Base de Afloramentos

Neste projeto foram cadastrados no GEOBANK dados de 658 afloramentos obtidos durante os trabalhos de campo realizados, através do aplicativo Base Aflora, onde são dadas todas as informações relevantes extraídas dos afloramentos. Em alguns casos, fotos e ilustrações foram acrescentadas.

### Base de Recursos Minerais

A base recursos minerais do estado do Pará conta com cadastro de 1.695 registros de minerais/substâncias de diferentes classes utilitárias, *status* econômico e grau de importância. Os dados foram inicialmente cadastrados no GEOBANK na base Rec Min por projetos anteriores, mas no presente projeto foi realizada a consistência dos mesmos. Além disso, foram incluídos cerca de 1.000 novos registros, a partir da consulta bibliográfica em diversos tipos de publicações, em especial do Projeto Distritos Mineiros do Estado do Pará (Carvalho *et al.* 2004), e do banco de dados SIGMINE do DNPM.

### Base de Geocronologia

Esta base conta com 291 registros de datações geocronológicas, que envolvem diferentes métodos de datação (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar) em rochas ou minerais. As fontes originárias dos dados geocronológicos são principalmente trabalhos de teses, artigos científicos, resumos publicados em eventos e relatórios de projetos anteriores. Dentre os registros geocronológicos que contam na base, 10 foram produzidos neste projeto, através da datação de rochas pelo método de evaporação de Pb em zircão.

### Base de Kimberlitos

Devido ao potencial dos kimberlitos para conter mineralização de diamante e ao caráter pontual dos corpos, o que torna difícil de representá-los em escala de mapeamento regional a semi-detalle adotadas pela CPRM, a empresa elaborou uma base de dados específica para ser disponibilizada em seus produtos em SIG. Os registros de corpos de kimberlito no estado do Pará foram compilados das folhas Santarém SA.21, Tumucumaque NA.21 e Tocantins SC.22 do projeto Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo elaboradas pela CPRM, em 2003. As principais fontes de informações para a elaboração deste banco de dados foram fornecidas pelas empresas De Beers e Rio Tinto Desenvolvimento Mineral - RTDM.

### Base de Paleontologia

A base de paleontologia é composta de 109 registros de fósseis de vertebrados, invertebrados, impressões fósseis de plantas e animais, microfósseis e palinofósseis, identificados em rochas sedimentares fanerozóicas do Pará. As fontes de informações são projetos de mapeamento e prospecção da Petrobras e CPRM, bem como de publicações de pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi, UFPA e UFRJ. A CPRM conta com a Basepaleo hospedada na sua *homepage*, que brevemente será migrada para o GEOBANK.

### 1.3.5 - Texto Explicativo

O presente texto explicativo apresenta uma síntese sobre a geologia, recursos minerais e economia mineral

do estado do Pará, e foi elaborado mediante criteriosa pesquisa bibliográfica, quando os trabalhos consultados foram avaliados de forma crítica. Sempre que possível, também foram feitas interpretações baseadas nas informações retiradas da bibliografia.

O texto está estruturado em capítulos que abordam, seqüencialmente, a compartimentação do estado em domínios tectônicos pré-cambrianos e bacias sedimentares fanerozóicas (Capítulo 2 – Compartimentação Tectônica), a descrição de todas as unidades litoestratigráficas apresentadas no mapa geológico (Capítulo 3 – Unidades Litoestratigráficas), o registro e descrição sintética dos recursos minerais que ocorrem em cada domínio tectônico ou bacia sedimentar (Capítulo – 4 Recursos Minerais) e uma avaliação do setor mineral do Pará e do impacto causado pela atividade mineira na economia do estado (Capítulo 5 – Economia Mineral).

Todos os capítulos são acompanhados de ilustrações e tabelas de síntese de dados que facilitam a compreensão. O texto explicativo é publicado na forma impressa e em meio digital, em formato PDF, no CD-ROM que contém o SIG.

### 1.3.6 – Levantamento Bibliográfico e Fontes de Informação

A pesquisa bibliográfica foi uma atividade contínua durante todo o desenvolvimento do projeto, tendo sido consultadas publicações técnicas variadas, em formato analógico e digital, como livros, periódicos, teses, dissertações, coletâneas, boletins e anais de eventos técnico-científicos. Relatórios técnicos e mapas de projetos anteriores de mapeamento geológico, assim como bancos de dados de livre acesso, armazenados em *homepages* de instituições públicas e privadas.

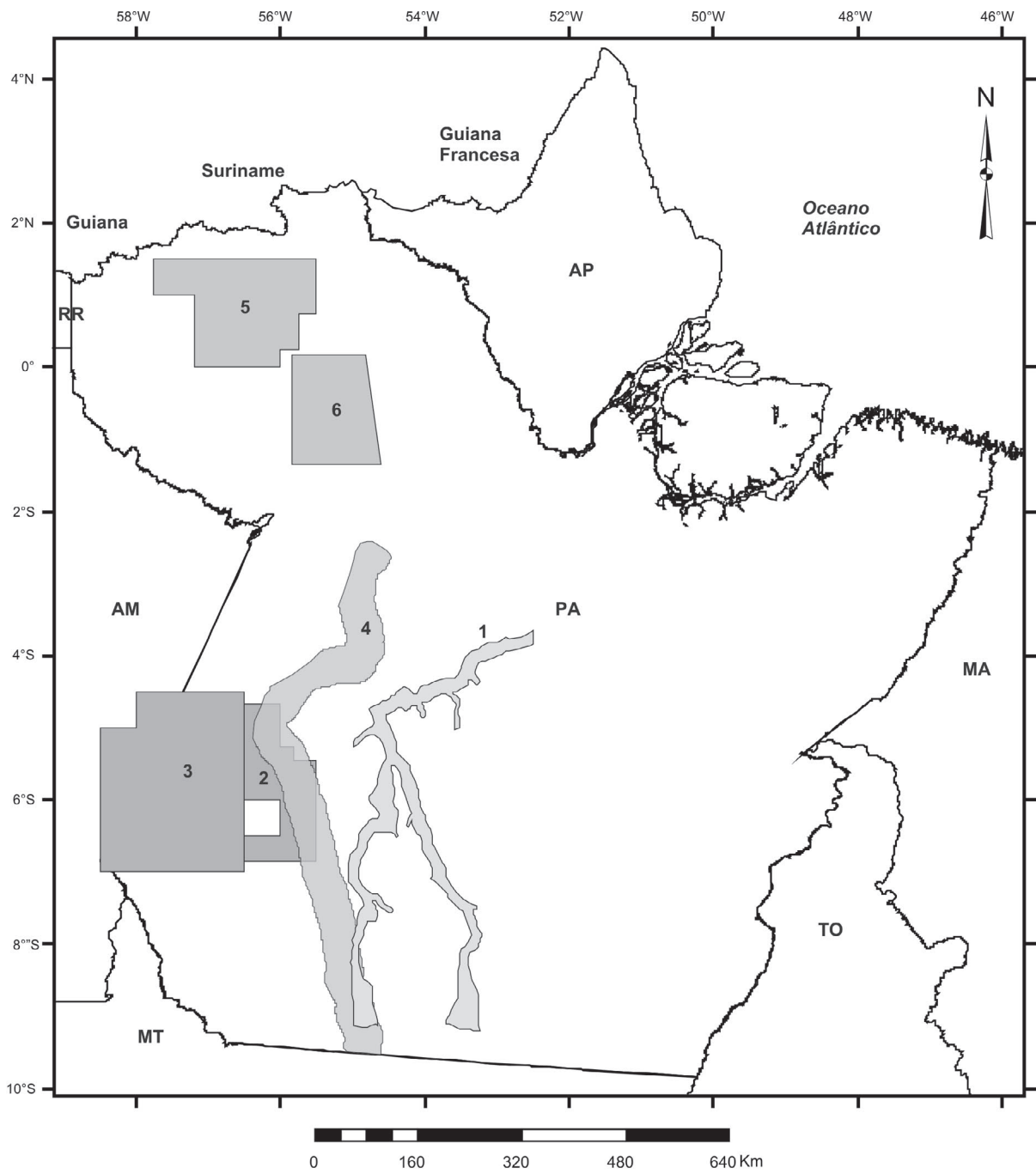
Manuais técnicos elaborados pelas divisões de geoprocessamento e de geologia básica da CPRM serviram como guia para alimentação do GEOBANK, para elaboração do SIG e padronização dos produtos gerados.

Destacamos os produtos gerados em diversos projetos de mapeamento e pesquisa mineral realizados no estado do Pará nas últimas décadas, que produziram um volumoso acervo de informações geológicas.

Na década de 70, empresas em convênio com a Sudam executaram mapeamento geológico e pesquisa mineral em escalas 1:100.000 e 1:250.000 nas porções oeste, central e nordeste do Pará (Figura 1.5). A porção noroeste do estado foi mapeada e prospectada pelo Idesp que também desenvolveu um projeto ao longo da rodovia Santarém-Cuiabá (BR-163).

A CPRM, em convênio com o DNPM, durante as décadas de 70 e 80 executou projetos de mapeamento geológico e prospecção na fronteira com o Amapá e Amazonas em escalas variadas (Figuras 1.6 e 1.7). Alguns projetos para prospecção de carvão, estanho e ouro foram em escala de semi-detalle (Tabela 1.1). A empresa neste período também executou levantamentos em 1:250.000 e 1:500.000 na porção nordeste, centro-sul e sul do estado, em terrenos pré-cambrianos e bacias sedimentares fanerozóicas.

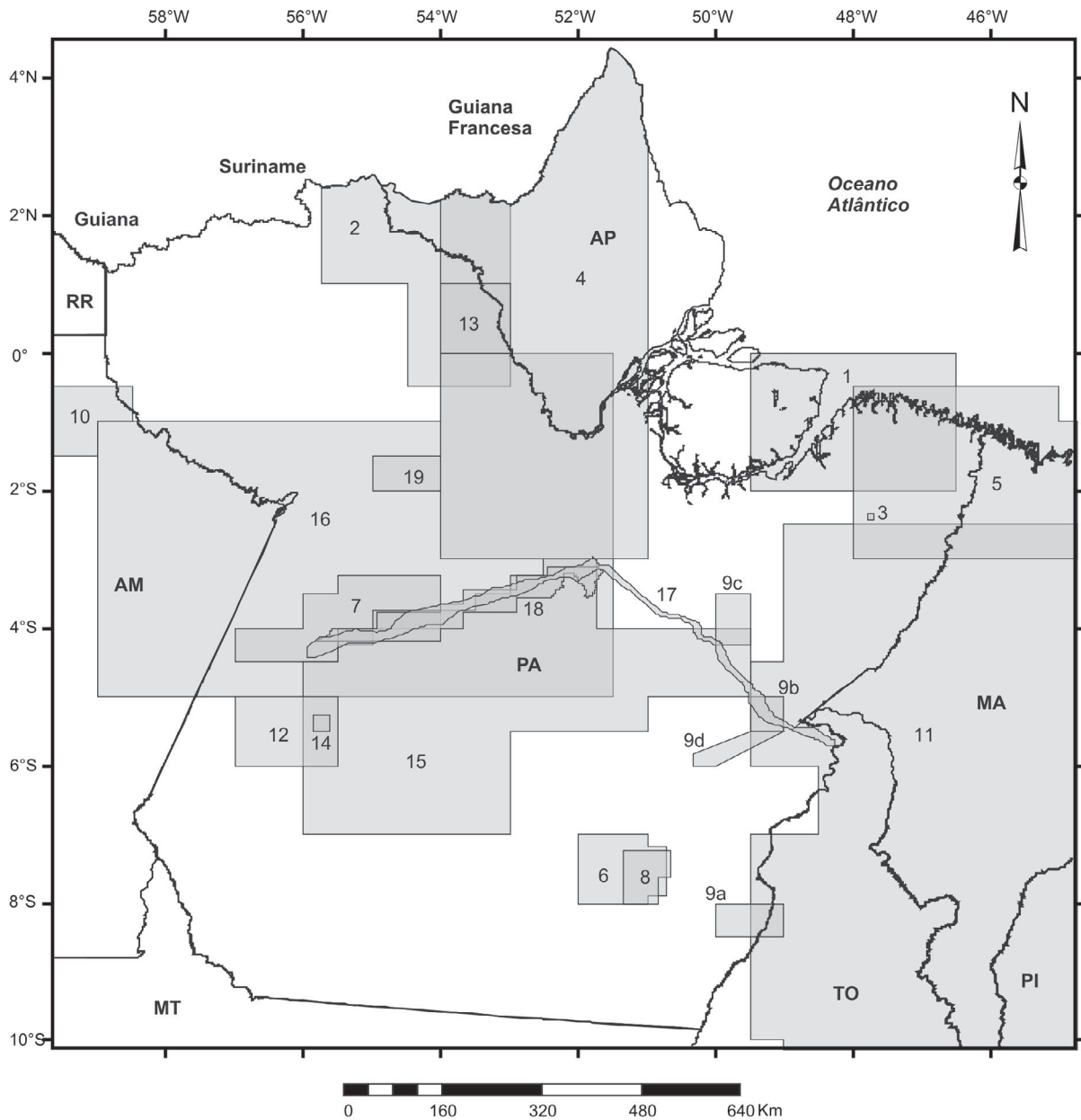
Nas décadas de 80 e 90 a CPRM executou o Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB) que, na Amazônia, foi realizado em escala 1:250.000, com integrações em 1:500.000. No Pará estes levantamentos



**1972-1978**

- |  |   |
|--|---|
| 1- Pesquisa Mineral Iriri/Curuá (Sudam/Geomitec) - 1:250.000   | 4- Projeto Santarém-Cachimbo - Pesquisa Mineral (Idesp) - 1:250.000   |
| 2- Pesquisa Mineral Tapajós/Jamaxim (Sudam/Geomitec) - 1:100.000   | 5- Projeto Trombetas-Erepecuru - Pesquisa Mineral (Idesp) - 1:250.000 |
| 3- Geologia Básica, Prospecção Geoquímica e por Concentrado de Batéia na Região Tapajós Maués (Sudam/Geomitec) - 1:100.000 | 6- Projeto Curuá-Cuminapanema - Pesquisa Mineral (Idesp) - 1:250.000  |

Figura 1.5 – Projetos de mapeamento geológico e pesquisa mineral realizados pela Sudam e Idesp no Pará na década de 70.



1972-1979

- |   |  |
|---|--|
| <p>1 - Argila Belém (DNPM/CPRM) - 1:250.000<br/>                 2 - Paru-Jari (DNPM/CPRM) - 1:250.000<br/>                 3 - Rio Capim (CPRM) - 1:20.000<br/>                 4 - Norte da Amazônia - Domínio Oiapoque-Jari (DNPM/CPRM) - 1:500.000<br/>                 5 - Gurupi (DNPM/CPRM) - 1:500.000<br/>                 6 - Xingu-Araguaia - (DNPM/CPRM) - 1:250.000<br/>                 7 - Calcário Itaituba (CPRM/DNPM) - 1:100.000<br/>                 8 - Carvão no Rio Fresco (DNPM/CPRM) - 1:50.000<br/>                 9 - Materiais de Construção de Tucuruí-Carajás (DNPM/CPRM) - 1:250.000<br/>                 a - Área I / b - Área II / c - Área III / d - Área IV</p> | <p>10- Sulfetos de Uatumã (DNPM/CPRM) - 1:100.000<br/>                 11- Estudo Global dos Rec. Min. Bacia do Parnaíba (DNPM/CPRM) - 1:500.000<br/>                 12- Jamanxim (DNPM/CPRM) - 1:100.000 / 1:250.000<br/>                 13 - Sudoeste do Amapá (DNPM/CPRM) - 1:100.000<br/>                 14 - Estanho dos Granitos Maloquinha (DNPM/CPRM) - 1:25.000<br/>                 15 - Integração Geológico-Geofísica Sul do Pará (CPRM/DNPM) - 1:500.000<br/>                 16 - Investigação para Carvão na Sinéclise do Amazonas (DNPM/CPRM) - 1:500.000<br/>                 17 - Transamazônica - Trecho Estreito-Itaituba (DNPM/CPRM) - 1:100.000<br/>                 18 - Sulfetos Altamira-Itaituba (DNPM/CPRM) - 1:100.000<br/>                 19 - Sulfetos de Alenquer (DNPM/CPRM) - 1:100.000</p> |
|---|--|

Figura 1.6 – Projetos de mapeamento geológico e pesquisa mineral com participação da CPRM no Pará na década de 70.

se concentraram na parte centro-leste e sudeste do estado, no limite com o Tocantins e Maranhão (Figura 1.8). Na década seguinte a CPRM deu continuidade ao mapeamento, com enfoque em províncias minerais (Promin) do sudoeste do estado, na região do Tapajós, e no limite com o Amapá, na área da Reserva Nacional do Cobre e Associados (Renca) (Figura 1.8).

O projeto Radam, ou Radambrasil, desenvolvido pelo DNPM na década de 70 e início dos anos 80 foi o primeiro projeto de mapeamento sistemático em escala regional (1:1.000.000) que cobriu a Amazônia. A área do Pará foi coberta por oito cartas geológicas ao milionésimo deste projeto (Figura 1.9).

Em 1984 o DNPM compilou os diversos mapeamentos geológicos em um mapa da geologia do Brasil em 1:2.500.000. Compilações geológicas para mapas temáticos foram feitas pela Seicom para o Mapa Geológico do Estado do Pará (1:2.000.000) (Figura 1.9) e pela CPRM para as cartas metalogenéticas ao milionésimo da Província Aurífera do Tapajós e a Província de Carajás (Tabela 1.1).

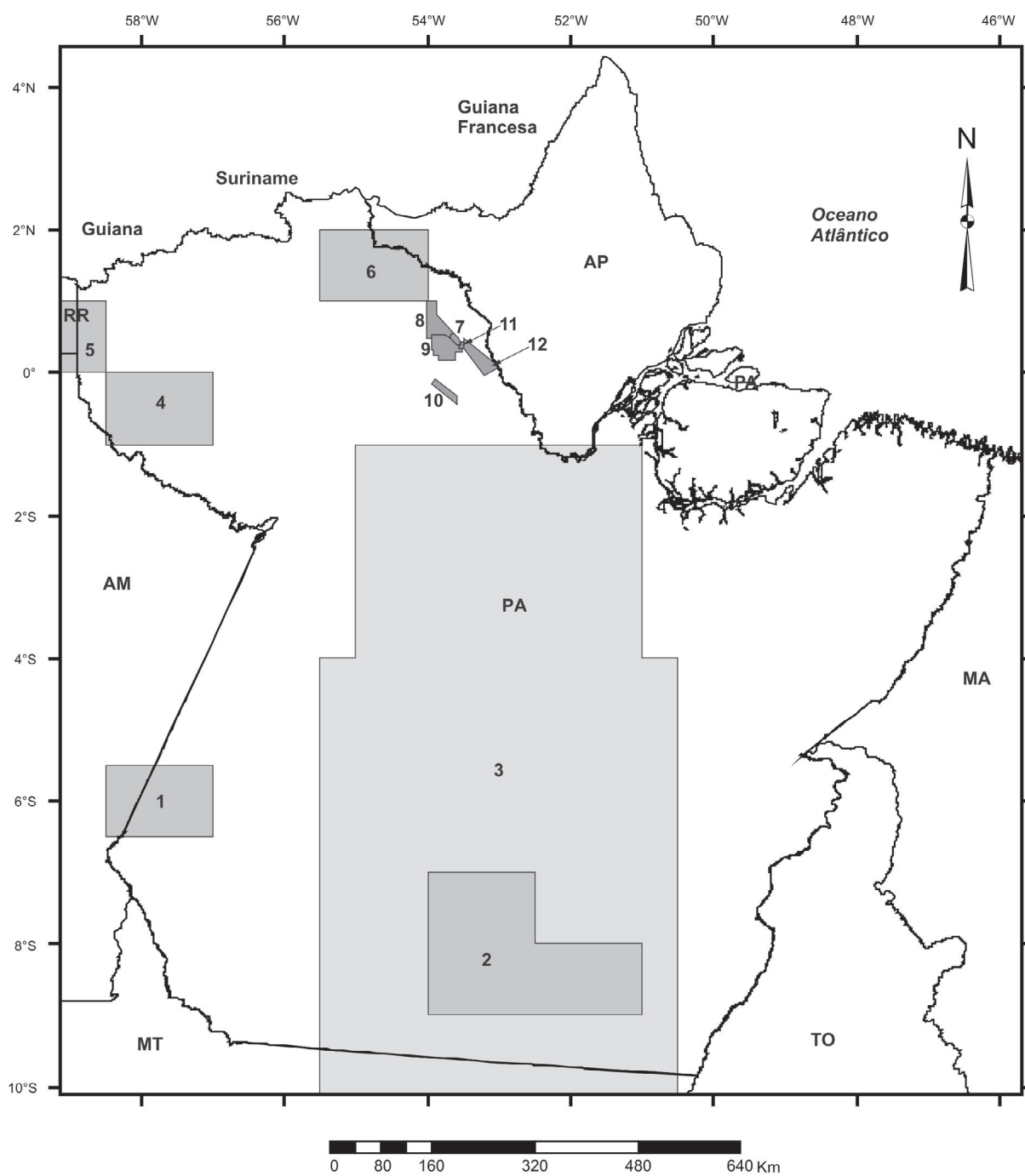
Em 2002 a CPRM compilou em ambiente SIG a geologia e recursos minerais da Amazônia brasileira

na escala 1:750.000, que posteriormente foi integrado aos mapas e SIG da geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil na escala 1:2.500.000 (Tabela 1.1). Uma versão atualizada do SIG foi lançada no programa Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo, em 2004, sendo que um conjunto de 10 cartas ao milionésimo recobre o Pará (Figura 1.9). A união das bases geológicas e temáticas destas cartas geológicas compôs as bases geológica, tectônica e de recursos minerais que foram atualizadas no presente projeto.

O mapa geológico do Pará foi compatibilizado, na medida do possível, com os mapas geológicos dos estados vizinhos do Mato Grosso (Lacerda Filho *et al.* 2004) e Amazonas (Reis *et al.* 2006) (Figura 1.9).

As teses de doutorado e dissertações de mestrado desenvolvidas nos domínios pré-cambrianos, bacias sedimentares e coberturas superficiais que ocorrem no Pará também foram importantes fontes de consulta. São trabalhos de diversas universidades brasileiras, sobretudo da Universidade Federal do Pará, que vêm desenvolvendo pesquisas na Amazônia desde a década de 60, alguns deles realizados com apoio do presente projeto (ex. Monteiro 2006, Vasquez 2006, Sousa 2008).

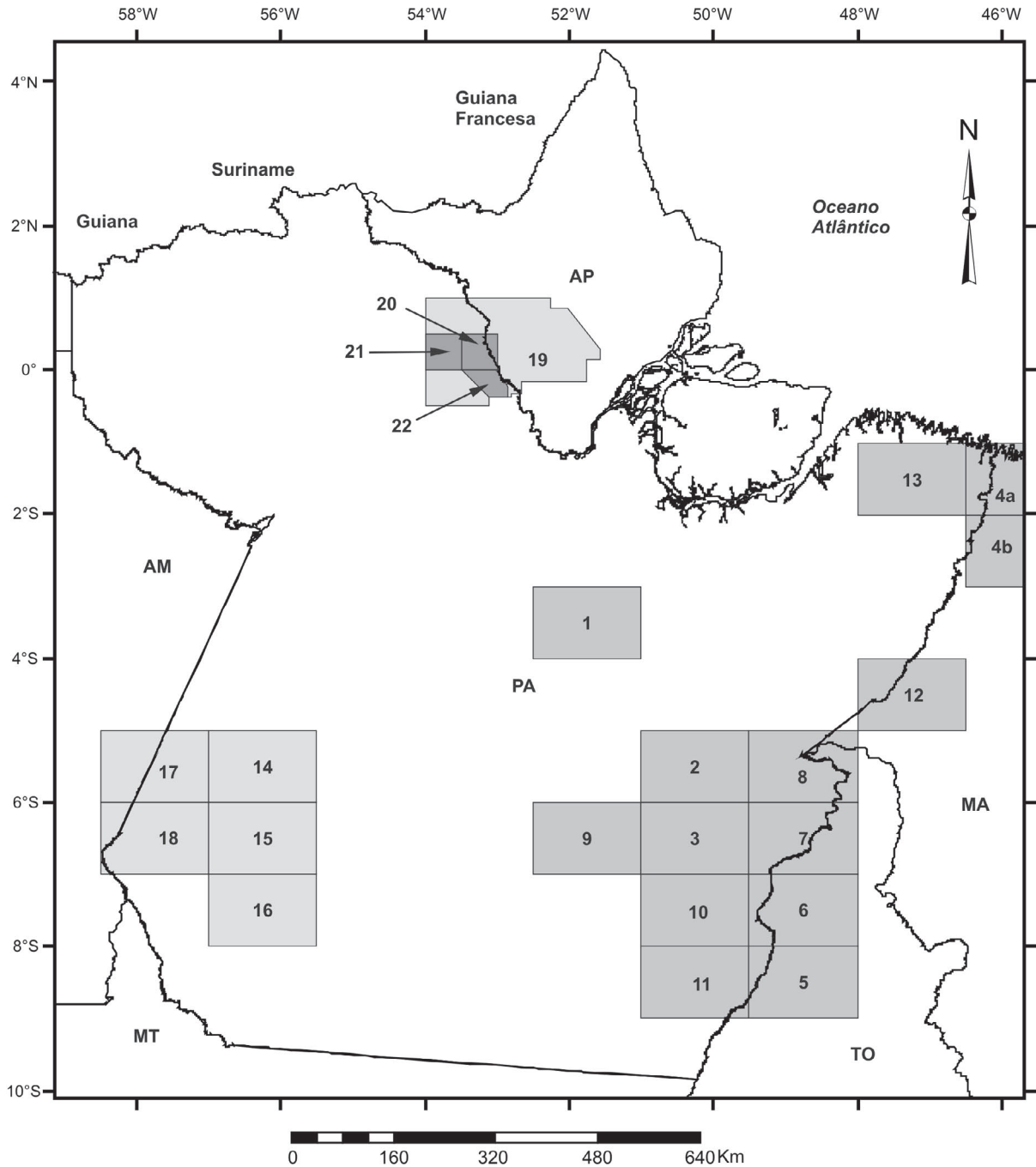




**1980-1987**

- |   |  |
|---|--|
| 1 - Tapajós-Sucunduri (DNPM/CPRM) - 1: 250.000        | 7 - Mapari (CPRM/Gebam) - 1:100.000      |
| 2 - Rio Chiché (DNPM/CPRM) - 1:250.000                | 8 - Ipitinga (CPRM/Gebam) - 1:100.000    |
| 3 - Bacia do Rio Xingu (Eletronorte/CNEC) - 1:250.000 | 9 - Uirapuru (CPRM/MTA) - 1:100.000      |
| 4 - Trombetas-Mapuera (DNPM/CPRM) - 1:250.000         | 10 - Cuiapocu (CPRM/Gebam) - 1:100.000   |
| 5 - Uatumã-Jatapu (DNPM/CPRM) - 1:250.000             | 11 - Cérbero I (CPRM/Gebam) - 1:100.000  |
| 6 - Rio Citaré (DNPM/CPRM) - 1:250.000                | 12 - Cérbero II (CPRM/Gebam) - 1:100.000 |

Figura 1.7 – Projetos de mapeamento geológico e pesquisa mineral com participação da CPRM no Pará na década de 80.



**1987 - 2000 (PLGB)**

- 1 - Altamira - PLGB (DNPM/CPRM) - 1:250.000
- 2 - Serra dos Carajás - PLGB (DNPM/CPRM) - 1:250.000
- 3 - Serra Pelada - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 4 - Turiaçu (a) e Pinheiro (b) - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 5 - Conceição do Araguaia - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 6 - Araguaína - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 7 - Xambioá - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 8 - Marabá - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 9 - São Felix do Xingu - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 10 - Xinguara - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 11 - Redenção - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 12 - Açailândia - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 13 - Castanhal - PLGB (SGB-CPRM) - 1:250.000

**2000 - 2001 (PROMIN)**

- 14 - Caracol - Promin (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 15 - Vila Riozinho - Promin (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 16 - Rio Novo - Promin (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 17 - Mamãe Anã - Promin (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 18 - Jacareacanga - Promin (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 19 - Renca - Promin (SGB-CPRM) - 1:250.000
- 20 - Renca - Subárea Ipitinga - Promin (SGB-CPRM) - 1:100.000
- 21 - Renca - Subárea Treze de Maio - Promin (SGB-CPRM) - 1:100.000
- 22 - Renca - Subárea Carecuru - Promin (SGB-CPRM) - 1:100.000

Figura 1.8 – Projetos de mapeamento geológico realizados pela CPRM no Pará desde a década de 80 até o ano de 2001.

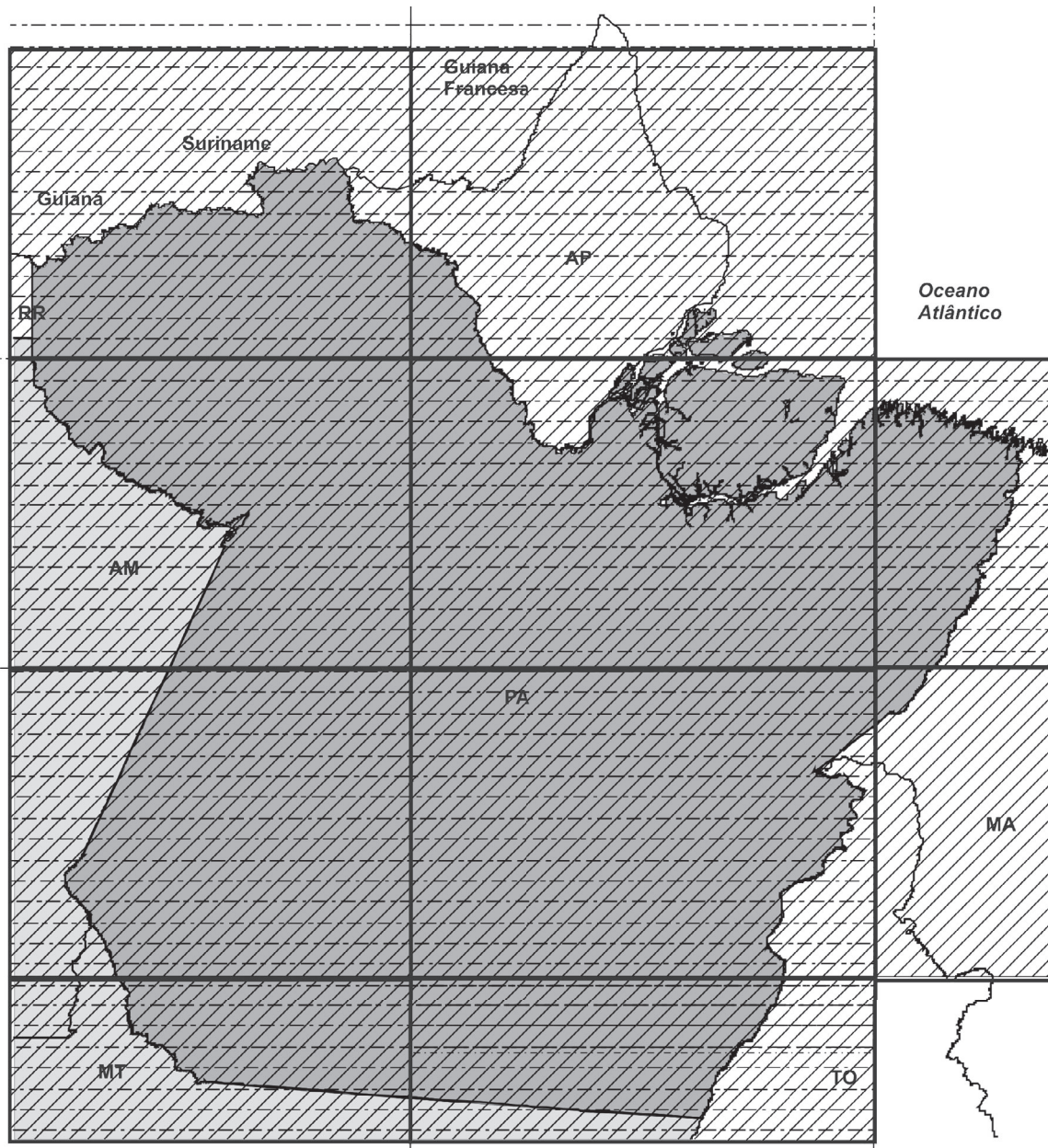


Figura 1.9 – Projetos de mapeamento geológico ao milionésimo realizados pela CPRM no Pará e mapas estaduais em SIG de estados adjacentes.

Tabela 1.1 – Projetos de mapeamento e pesquisa mineral no estado do Pará.

PROJETO	ESCALA	INSTITUIÇÃO	ANO	REF
Pesquisa Mineral no Iriti/Curuá	1:250.000	Sudam/Geomitec	1972	1
Pesquisa Mineral no Tapajós/Jamanxim	1:100.000	Sudam/Geomitec	1972	2
Geologia Básica, Prospecção Geoquímica e por Concentrado de Batéia na Região Tapajós-Maués	1:100.000	Sudam/Geomitec	1977	3
Projeto Materiais Industriais	1:250.000	Sudam/CPRM	1973	4
São Luís – Folha SA.23 e parte da Fortaleza – Folha SA.24	1:1.000.000	DNPM/Radam	1973	5
Belém – Folha SA.22	1:1.000.000	DNPM/Radam	1974	6
Araguaia – Folha SB.22 e parte da Tocantins - Folha SC.22	1:1.000.000	DNPM/Radam	1974	7
Macapá – Folha NA.22 e parte da NB.22	1:1.000.000	DNPM/Radam	1974	8
Tapajós – Folha SB.21	1:1.000.000	DNPM/Radam	1975	9
Tumucumaque – Folha NA.21 e parte da NB.21	1:1.000.000	DNPM/Radam	1975	10
Santarém - Folha SA.21	1:1.000.000	DNPM/Radambrasil	1976	11
Juruena – Folha SC.21	1:1.000.000	DNPM/Radambrasil	1980	12
Tocantins – Folha SC.22	1:1.000.000	DNPM/Radambrasil	1981	13
Projeto Santarém-Cachimbo – Pesquisa Mineral	1:250.000	Idesp	1977	14
Projeto Curuá-Cuminapanema – Pesquisa Mineral	1:250.000	Idesp	1978	15
Projeto Trombetas-Erepecuru	1:250.000	Idesp	1977	16
Estudos de Inventário Hidrelétrico da Bacia Hidrográfica do Rio Xingu - Estudos Geológicos- Geotécnicos	1:250.000	Eletonorte/CNEC	1980	17
Projeto Argila – Belém	1:250.000	DNPM/CPRM	1972	18
Projeto Paru-Jari	1:250.000	DNPM/CPRM	1972	19
Projeto Norte da Amazônia – Domínio Oiapoque-Jari	1:500.000	DNPM/CPRM	1974	20
Projeto Transamazônica – Trecho Estreito-Itaituba	1:100.000	DNPM/CPRM	1974	21
Projeto Xingu-Araguaia – Geologia e Geoquímica da Área Gradaús-Nova Olinda	1:250.000	DNPM/CPRM	1975	22
Projeto Gurupi	1:500.000	DNPM/CPRM	1977	23
Projeto Sulfetos de Alenquer-Monte Alegre	1:100.000	DNPM/CPRM	1976	24
Projetos Materiais de Construção Tucuruí-Carajás	1:250.000	DNPM/CPRM	1977	25
Projeto Sulfetos de Uatumã	1:100.000	DNPM/CPRM	1977	26
Projeto Sulfetos de Altamira-Itaituba	1:100.000	DNPM/CPRM	1977	27
Projeto Calcário Itaituba	1:100.000	DNPM/CPRM	1977	28
Projeto Carvão no Rio Fresco	1:50.000	DNPM/CPRM	1977	29
Projeto Jamanxim	1:100.000	DNPM/CPRM	1977	30

Tabela 1.1 (Continuação)

PROJETO	ESCALA	INSTITUIÇÃO	ANO	REF
Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba	1:500.000	DNPM/CPRM	1978	31
Projeto Sudoeste do Amapá	1:100.000	DNPM/CPRM	1978	32
Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha	1:25.000	DNPM/CPRM	1979	33
Projeto Integração Geológico-Geofísica Sul do Pará	1:500.000	DNPM/CPRM	1979	34
Projeto Investigação para Carvão na Sinéclise do Amazonas	1:500.000	DNPM/CPRM	1980	35
Projeto Rio Chiché	1:250.000	DNPM/CPRM	1980	36
Projeto Tapajós-Sucumhuri	1:100.000	DNPM/CPRM	1980	37
Projeto Uatumã/Jatapu	1:250.000	DNPM/CPRM	1983	38
Projeto Trombetas-Mapuera	1:250.000	DNPM/CPRM	1984	39
Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais – Folha NA.21-Z-B / Rio Citaré	1:250.000	DNPM/CPRM	1987	40
Altamira – Folha SA.22-Y-D	1:250.000	DNPM/CPRM (PLGB)	1987	41
Serra dos Carajás - Folha SB.22-Z-A	1:250.000	DNPM/CPRM (PLGB)	1991	42
Serra Pelada - Folha SB.22-X-C	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	1994	43
Conceição do Araguaia - Folha SC.22-X-B	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	1994	44
Araguaína - Folha SB.22-Z-D	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	1994	45
Xambioá - Folha SB.22-Z-B	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	1995	46
Marabá - Folha SB.22-X-D	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	1995	47
Turiaçu – Folha SA.23-V-D e Pinheiro - Folha SA.23-Y-B	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	1995	48
São Félix do Xingu - Folha SB.22-Y-B	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	1997	49
Açailândia - Folha SB.23-V-A	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	1999	50
Redenção - Folha SC.22-X-A	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	1999	51
Xinguara - Folha SB.22-Z-C	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	2000	52
Castanhal - Folha SA.23-V-C	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB)	2000	53
São Luís SW/NW – Folhas SA.23-V e SA.23-Y	1:500.000	SGB-CPRM (PLGB)	2000	54
Provincia Mineral do Tapajós - Mamãe Anã - Folha SB.21-V-D	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB/Promin)	2000	55
Provincia Mineral do Tapajós - Caracol - Folha SB.21-X-C	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB/Promin)	2000	56
Provincia Mineral do Tapajós - Vila Riozinho – Folha SB.21-Z-A	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB/Promin)	2000	57
Provincia Mineral do Tapajós - Rio Novo - Folha SB.21-Z-C	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB/Promin)	2000	58
Provincia Mineral do Tapajós - Jacareacanga – Folha SB.21-Y-B Folha SB.21-Y-B	1:250.000	SGB-CPRM (PLGB/Promin)	2000	59
Provincia Mineral do Tapajós – Folhas SB.21-V-D, SB.21-X-C, SB.21-Z-A, SB.21-Z-C e SB.21-Y-B	1:500.000	SGB-CPRM (PLGB/Promin)	2001	60

Tabela 1.1 (Continuação)

PROJETO	ESCALA	INSTITUIÇÃO	ANO	REF
Província Mineral da Renca	1:250.000 e 1:100.000	SGB-CPRM (PLGB/Promin)	2001	61
Mapa Geológico do Estado do Pará	1:2.000.000	Idesp/Sudam	1994	62
Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós	1:1.000.000	SGB-CPRM	1996	63
Carta Metalogenética da Província de Carajás – Folha SB.22 - Araguaia	1:1.000.000	SGB-CPRM	1996	64
Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais	1:2.500.000	DNPM	1981	65
Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira – Região Cratônica	1:750.000	SGB-CPRM	2002	66
Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil – Mapas e SIG	1:2.500.000	SGB-CPRM	2003	67
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha SA.21 – Santarém	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	68
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha SA.22 – Belém	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	69
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha SA.23 – São Luís	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	70
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha SB.21 – Tapajós	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	71
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha SB.22 - Araguaia	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	72
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha SC.21 – Juruena	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	73
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha SC.22 – Tocantins	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	74
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha NA.21 – Tumucumaque	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	75
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha NA.22 – Macapá	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	76
Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo - Folha SB.23 - Teresina	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	77
Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso	1:1.000.000	SGB-CPRM	2004	78
Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas	1:1.000.000	SGB-CPRM	2006	79
Projeto Rio Capim (Caulim)	1:20.000	CPRM	1973	80
Projeto Aveiro	1:10.000	CPRM	1979	81
Projeto Mapari (Au, metais base, ETR)	1:100.000	CPRM/Gebam	1982	82
Projeto Ipitanga (Fe, Au, Cu)	1:100.000	CPRM/Gebam	1982	83
Projeto Purgatório (Au, metais base)	1:100.000	CPRM/Gebam	1982	84
Projeto Corocal (Au)	1:25.000	CPRM/Gebam	1982	85
Projeto Cuiapocu (Au, Cu)	1:100.000	CPRM/Gebam	1982	86
Projeto Cérbero I (Au, metais base)	1:100.000	CPRM/Gebam	1983	87
Projeto Uirapurú (Au)	1:100.000	CPRM/MTA	1984	88
Projeto Cérbero II – Alfa (Au, metais base, ETR)	1:10.000	CPRM/Gebam	1984	89
Projeto Cérbero II (Au, metais base, ETR)	1:100.000	CPRM/Gebam	1985	90
Projeto Cérbero I – Alfa (Cu, Au, Ag)	1:25.000	CPRM/Gebam	1985	91

**Referências:** 1 - Forman et al. (1972); 2 - Andrade e Urdininea (1972); 3 - Andrade et al. (1977); 4 - Damasceno e Souza (1973); 5 - Nunes et al. (1973); 6 - Issler et al. (1974); 7 - Silva et al. (1974); 8 - Lima et al. (1974); 9 - Santos et al. (1975); 10 - Oliveira et al. (1975); 11 - Araújo et al. (1976); 12 - Silva et al. (1980); 13 - Cunha et al. (1981); 14 - Almeida C.A.S. et al. (1977); 15 - Rodrigues et al. (1978); 16 - Chaves et al. (1977); 17 - Eletronorte/CNEC (1980); 18 - Arantes et al. (1972); 19 - Neves et al. (1972); 20 - Costa et al. (1974); 21 - Reis et al. (1974); 22 - Jorge João et al. (1975); 23 - Costa et al. (1975); 24 - Pastana et al. (1976); 25 - Almeida H.G. de et al. (1977); 26 - Veiga Junior et al. (1976); 27 - Macambira et al. (1977); 28 - Carvalho et al. (1977); 29 - Marinho et al. (1977); 30 - Pessoa et al. (1977); 31 - Lima e Leite (1978); 32 - Jorge João et al. (1978); 33 - Prazeres et al. (1979); 34 - Martins e Araújo (1979); 35 - Vale et al. (1980); 36 - Pastana et al. (1980); 37 - Bizinella et al. (1980) e Melo et al. (1980); 38 - Costi et al. (1984); 39 - Jorge João et al. (1984); 40 - Santos (1987); 41 - Jorge João et al. (1987); 42 - Araújo e Maia (1991); 43 - Oliveira et al. (1994); 44 - Figueiredo et al. (1994); 45 - Araújo e Olivatti (1994); 46 - Souza e Moreton (1995); 47 - Almeida et al. (1995); 48 - Pastana et al. (1995); 49 - Macambira e Vale (1997); 50 - Villas Boas e Araújo (1999); 51 - Neves e Vale (1999); 52 - Santos e Pena Filho (2000); 53 - Costa (2000); 54 - Almeida H.G. de et al. (2000); 55 - Almeida et al. (2000); 56 - Bahia e Quadros (2000); 57 - Klein e Vasquez (2000), 58 - Vasquez e Klein (2000); 59 - Ferreira et al. (2000); 60 - Klein et al. (2001a); 61 - Carvalho et al. (2001a,b) e Rosa-Costa et al. (2001a,b), , 62 - Collyer et al. (1994); 63 - Faraco et al. (1996a); 64 - Faraco et al. (1996b); 65 - Schobbenhaus et al. (1981); 66 - Bizzi et al. (2002); 67 - Bizzi et al. (2003); 68 - Faria et al. (2004b); 69 - Bahia et al. (2004); 70 - Vasconcelos et al. (2004a); 71 - Ferreira et al. (2004); 72 - Faraco et al. (2004b); 73 - Rizzoto et al. (2004); 74 - Faraco et al. (2004c); 75 - Faria et al. (2004a); 76 - Faraco et al. (2004); 77 - Vasconcelos et al. (2004b); 78 - Lacerda Filho et al. (2004); 79 - Reis et al. (2006); 80 - Arantes et al. (1973); 81 - Figueiras et al. (1979); 82 - Marinho e Faria (1982); 83 - Almeida e Quaresma (1982); 84 - Frizzo (1982); 85 - Costa e Lobato (1982); 86 - Melo e Araújo (1982); 87 - Marinho et al. (1983); 88 - Costa (1984); 89 - Pastana et al. (1984); 90 - Melo et al. (1985) 91 - Pastana et al. (1985).

## 2 – COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

*Marcelo Lacerda Vasquez, Lúcia Travassos da Rosa-Costa, Cintia Maria Gaia da Silva, Evandro Luiz Klein*

As grandes unidades geotectônicas que constituem o continente sul-americano, ou porção continental emersa da Placa Sul-Americana são a Plataforma Sul-Americana e a Cadeia Andina (Almeida *et al.* 1981). O território brasileiro ocupa grande parte da Plataforma Sul-Americana, definida por três escudos pré-cambrianos, denominados Brasil Central ou Guaporé, das Guianas e Atlântico, além de extensas áreas de coberturas plataformais fanerozóicas, acumuladas em diversas bacias sedimentares, destacando-se as do Amazonas e Solimões, do Paraná e do Parnaíba (Figura 2.1).

O Cráton Amazônico é uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-Americana, constituído

pelos escudos das Guianas e Brasil Central, separados pela expressiva faixa sedimentar das bacias do Amazonas e Solimões. Localizado na porção norte da América do Sul, cobre uma área de aproximadamente 4.500.000 km<sup>2</sup>, que inclui a parte norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. É limitado a norte pela margem atlântica, e em suas bordas oriental e meridional por faixas orogênicas neoproterozóicas marginais do Escudo Atlântico (cinturões Paraguai-Araguaia-Tocantins), geradas durante o Ciclo Brasileiro. O limite ocidental com a Cadeia Andina é em grande parte convencional, visto que geralmente está encoberto por depósitos cenozóicos das bacias de antepaís subandinas (Schobbenhaus e Brito Neves 2003).

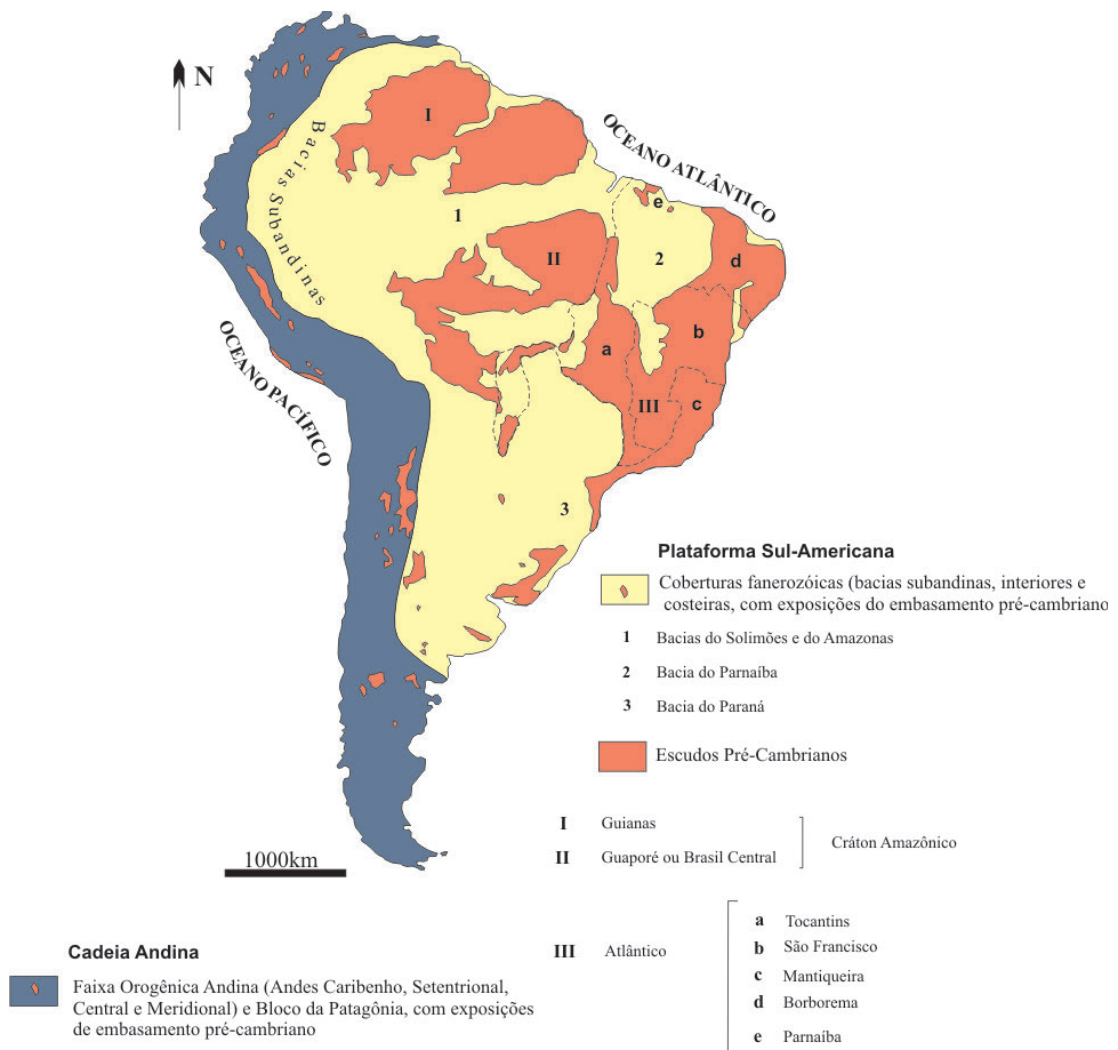


Figura 2.1 – Compartimentação geotectônica da América do Sul. Modificado de Almeida et al. (1977, 1981).



O Cráton Amazônico representa uma grande placa litosférica continental, composta por várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozóica, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozóico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (Brito Neves e Cordani 1991).

Vários modelos de compartimentação tectônica têm sido propostos para o Cráton Amazônico (Cordani *et al.* 1979, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Santos *et al.* 2000, Tassinari *et al.* 2000) desde Amaral (1974). Dentre as propostas mais discutidas na literatura recente, destacam-se a de Santos (2003) e Tassinari e Macambira (2004), que, em linhas gerais, são similares, com algumas discordâncias, sobretudo em relação a limites de províncias tectônicas, mas que admitem que a evolução do Cráton Amazônico é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleo- e o Mesoproterozóico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano.

Neste trabalho, foi adotada a proposta de Santos (2003), que divide o cráton em sete províncias tectônicas ou geocronológicas, a saber: Carajás (3000 – 2500 Ma), Transamazonas (2260 – 1990 Ma), Tapajós – Parima (2030 – 1860 Ma), Amazônia – Central (1900 – 1860 Ma), Rondônia – Jurueña (1850 – 1540 Ma), Rio Negro (1820 – 1520 Ma) e Sunsás (1450 – 1000 Ma), sendo que no âmbito do estado do Pará, as duas últimas não estão representadas (Figura 2.2).

Em função da reavaliação dos dados disponíveis na literatura e na aquisição de novos dados, algumas modificações foram implementadas no modelo adotado, destacando-se a proposição de novos limites entre as províncias Carajás, Transamazonas e Amazônia Central, o que se reflete diretamente na área de abrangência das mesmas.

Cada província tectônica/geocronológica foi compartimentada em domínios tectônicos, utilizando-se critérios como padrões geocronológicos, associações litológicas, *trends* estruturais e assinaturas geofísicas e, consequentemente, com evolução geológica particular e distinta em relação a dos domínios adjacentes. Onze domínios tectônicos foram individualizados no Cráton Amazônico no estado do Pará, para os quais foram adotadas designações já utilizadas em trabalhos anteriores (ex. Santos 2003), ou propostas novas denominações (Figura 2.3).

Na porção oriental do estado do Pará ocorrem ainda os domínios pré-cambrianos Fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupí, da Província Parnaíba, e o Cinturão Araguaia, da Província Tocantins (Figura 2.2).

Em relação às coberturas sedimentares, no Pará estão representadas 8 bacias fanerozóicas e 8 pré-cambrianas (Figura 2.4), sendo que estas últimas são discutidas no contexto dos domínios pré-cambrianos a que pertencem. (LRC)

## 2.1 – PROVÍNCIA CARAJÁS

A Província Carajás representa a porção crustal mais antiga e melhor preservada do Cráton Amazônico, localizada na sua borda sul-oriental, no sudeste do estado do Pará (Figura 2.2), e contém uma das maiores províncias minerais do planeta. Originalmente, esta província integrava a Província Amazônia Central de

Amaral (1974), relacionada ao Ciclo Transamazônico. Posteriormente, foi considerada como uma região formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano, e não afetada pelas orogêneses do Ciclo Transamazônico (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari e Macambira 1999, 2004). Nos modelos recentes de compartimentação tectônica do Cráton Amazônico, a porção arqueana da Província Amazônia Central foi denominada Bloco Carajás (Tassinari e Macambira 2004), e mais recentemente Província Carajás (Santos *et al.* 2000, Santos 2003), de ocorrência restrita ao Escudo Brasil Central.

A Província Carajás é delimitada a norte pelo Domínio Bacajá, cujo limite foi baseado em critérios geocronológicos (Cordani *et al.* 1984, Macambira *et al.* 2003, 2004, 2007, Monteiro 2006), e de contrastes metamórficos, litológicos, estruturais e de granitogênese (Ricci *et al.* 2003b). O limite meridional desta província é com o Domínio Santana do Araguaia, proposto neste projeto como um novo segmento da Província Transamazonas. A leste, o limite com a Província Tocantins é marcado pelo cavalgamento do Cinturão Araguaia, e a oeste, pelas rochas ígneas e sedimentares paleoproterozóicas da Província Amazônia Central que recobrem e cortam as rochas da Província Carajás, e que ocorrem também de forma esparsa no interior desta província arqueana (Figura 2.3).

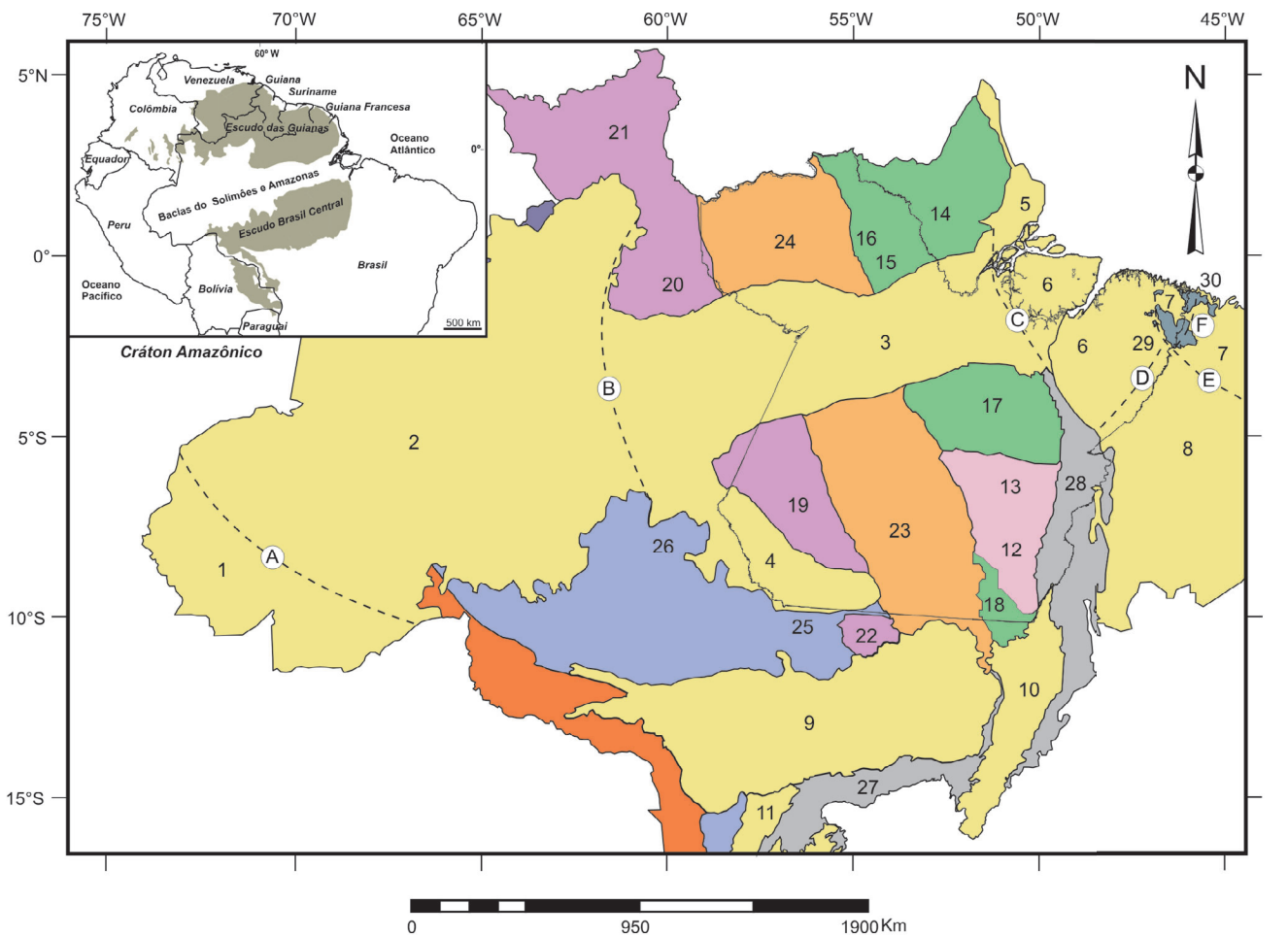
Diversos trabalhos anteriores esboçaram uma divisão desta província em domínios e associações litotectônicas distintas (p.ex. Costa *et al.* 1995, Macambira e Lafon 1995, Souza *et al.* 1996, Althoff *et al.* 2000, Dall'Agnol *et al.* 2000). No presente trabalho, adotou-se a proposta de Santos (2003) que dividiu a Província Carajás nos domínios Rio Maria e Carajás. O limite entre os dois domínios aqui apresentado foi definido com base em anomalias magnetométricas, não coincidentes com contatos geológicos. Este limite representa uma zona de transição, conforme preconizado por Dall'Agnol *et al.* (2000), uma vez que rochas do Grupo Sapucaia, um *greenstone belt* mesoarqueano pertencente ao Domínio Rio Maria, também ocorrem no Domínio Carajás.

O Domínio Rio Maria é caracterizado por uma crosta juvenil mesoarqueana, com seqüências de *greenstone belts* e granitóides tipo TTG. Em contraste, o Domínio Carajás é uma região de crosta continental predominantemente neoarqueana, caracterizada principalmente por seqüências metavulcano-sedimentares e granitóides de alto K. Ambos os domínios são marcados por um magmatismo granítico tipo A orosiriano, extensivo a outros domínios tectônicos no estado do Pará. (CGS, MLV)

### 2.1.1 - Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria, localizado na porção sul da Província Carajás (Figura 2.5), constitui um terreno granitóide-*greenstone* arqueano, que contém as rochas mais antigas do Cráton Amazônico. Este terreno é composto por associações tectônicas mesoarqueanas de *greenstone belts*, complexos máfico-ultramáficos, granitóides e ortognaisses tipo TTG e granitos de alto K, que evoluíram em um intervalo de cerca de 230 Ma (Tabela 2.1). Neste domínio também ocorrem associações de bacias sedimentares paleoproterozóicas, bem como granitos, diques félsicos e máficos relacionados a um magmatismo anorogênico do Orosiriano.

## Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará



### Provincias Tectônicas

Tocantins

Parnaíba

### Cráton Amazônico

Sunsás (1450 - 1000 Ma)

Rio Negro (1820 - 1520 Ma)

Rondônia- Juruena (1850 -1540 Ma)

Amazônia Central (1900-1860 Ma)

Tapajós-Parima (2030 - 1860 Ma)

Transamazonas (2260 - 1990 Ma)

Carajás (3000 - 2500 Ma)

Bacias e Coberturas Fanerozóicas

1 - Acre                      5 - Foz do Amazonas                      9 - Parecis

2 - Solimões                6 - Marajó                                      10 - Bananal

3 - Amazonas              7 - Bragança-Viseu / São Luís              11 - Pantanal

4 - Alto Tapajós            8 - Parnaíba / Alpercatas / Grajaú

### Arcos

A - Iquitos

E - Ferrer-Urbano Santos

B - Purus

F - Gurupi

C - Gurupá

D - Capim (Tocantins)

### Domínios Pré-Cambrianos

12 - Rio Maria

22 - Alta Floresta

13 - Carajás

23 - Iriti-Xingu

14 - Bloco Amapá

15 - Carecuru

24 - Erepecuru-Trombetas

16 - Paru

25 - Juruena

17 - Bacajá

26 - Roosevelt-Aricuanã

18 - Santana do Araguaia

27 - Cinturão Paraguai

19 - Tapajós

28 - Cinturão Araguaia

20 - Uaimiri

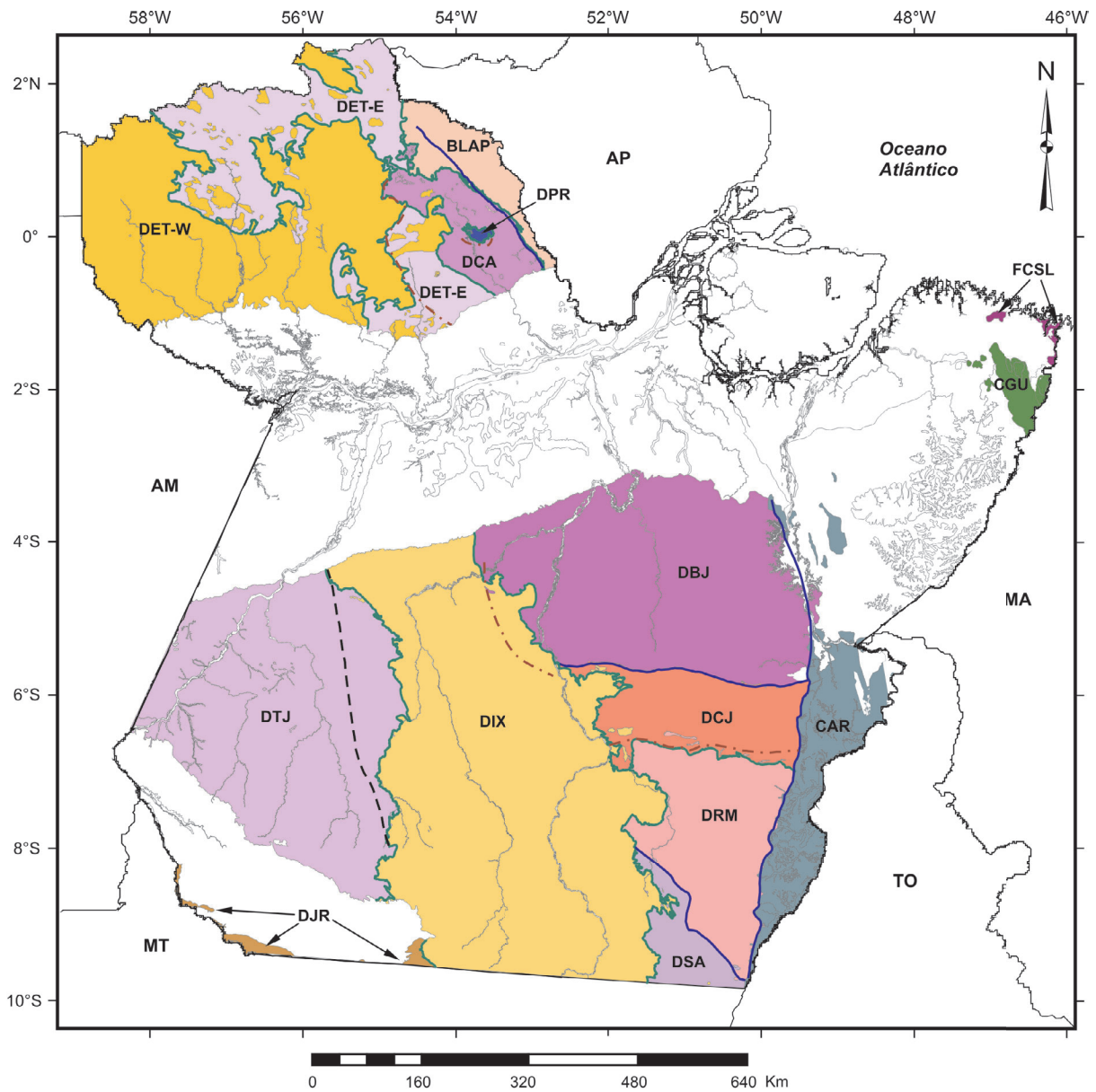
29 - Cinturão Gurupi

21 - Parima

30 - Fragmento Cratônico São Luís

Figura 2.2 – Províncias tectônicas do norte do Brasil. Modificado de Almeida et al. (1977, 1981) e Santos (2003).

Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará



**Províncias e Domínios Tectônicos**

**Embasamento da Província Parnaíba**

- Cinturão Gurupi - CGU (732 - 550 Ma)
- Fragmento Cratônico São Luís - FCSL (2240 - 2080 Ma)

**Província Tocantins**

- Cinturão Araguaia - CAR (< 850 - 757 Ma)

**Cráton Amazônico**

**Província Rondônia-Juruena**

- Domínio Juruena - DJR (1790 - 1760 Ma)

**Província Amazônia Central (1900 - 1860 Ma)**

- Domínio Erepecuru-Trombetas Oeste - DET-W
- Domínio Erepecuru-Trombetas Leste - DET-E
- Domínio Iriri-Xingu - DIX

**Província Tapajós-Parima (2030 - 1860 Ma)**

- Domínio Tapajós - DTJ

**Província Transamazonas (2260 - 1990 Ma)**

- Domínio Carecuru - DCA
- Domínio Paru - DPR
- Bloco Amapá - BLAP
- Domínio Bacajá - DBJ
- Domínio Santana do Araguaia - DSA

**Província Carajás**

- Domínio Carajás - DCJ (2800 - 2500 Ma)
- Domínio Rio Maria - DRM (>3000 - 2800 Ma)

**Tipos de limite**

- por associações tectônicas
- assinatura geofísica
- assinatura estrutural
- assinatura isotópica

Figura 2.3 – Províncias e domínios tectônicos do estado do Pará.

Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará

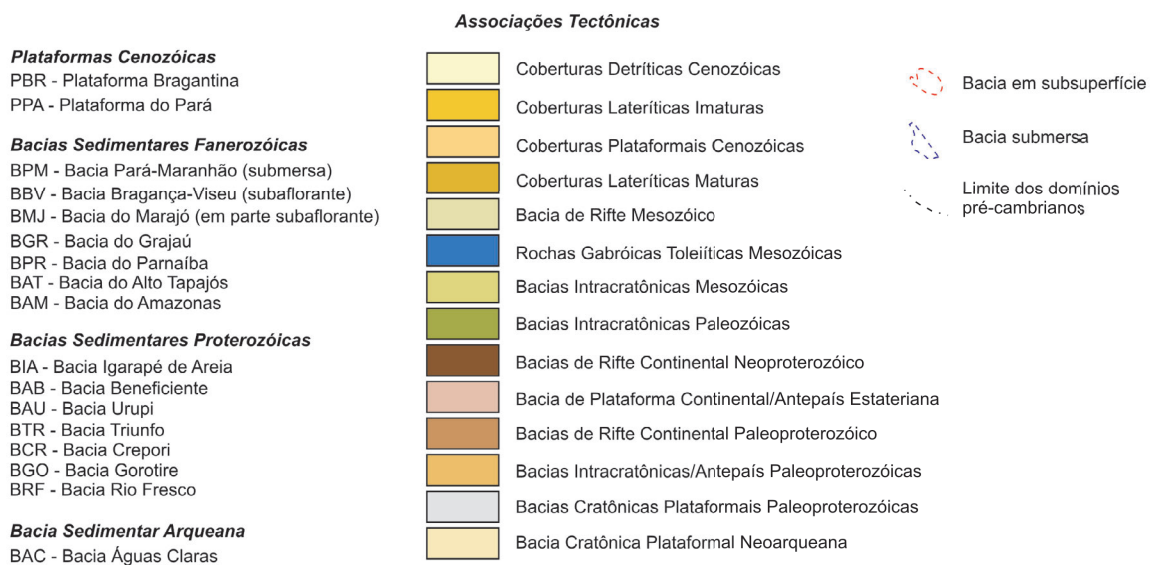
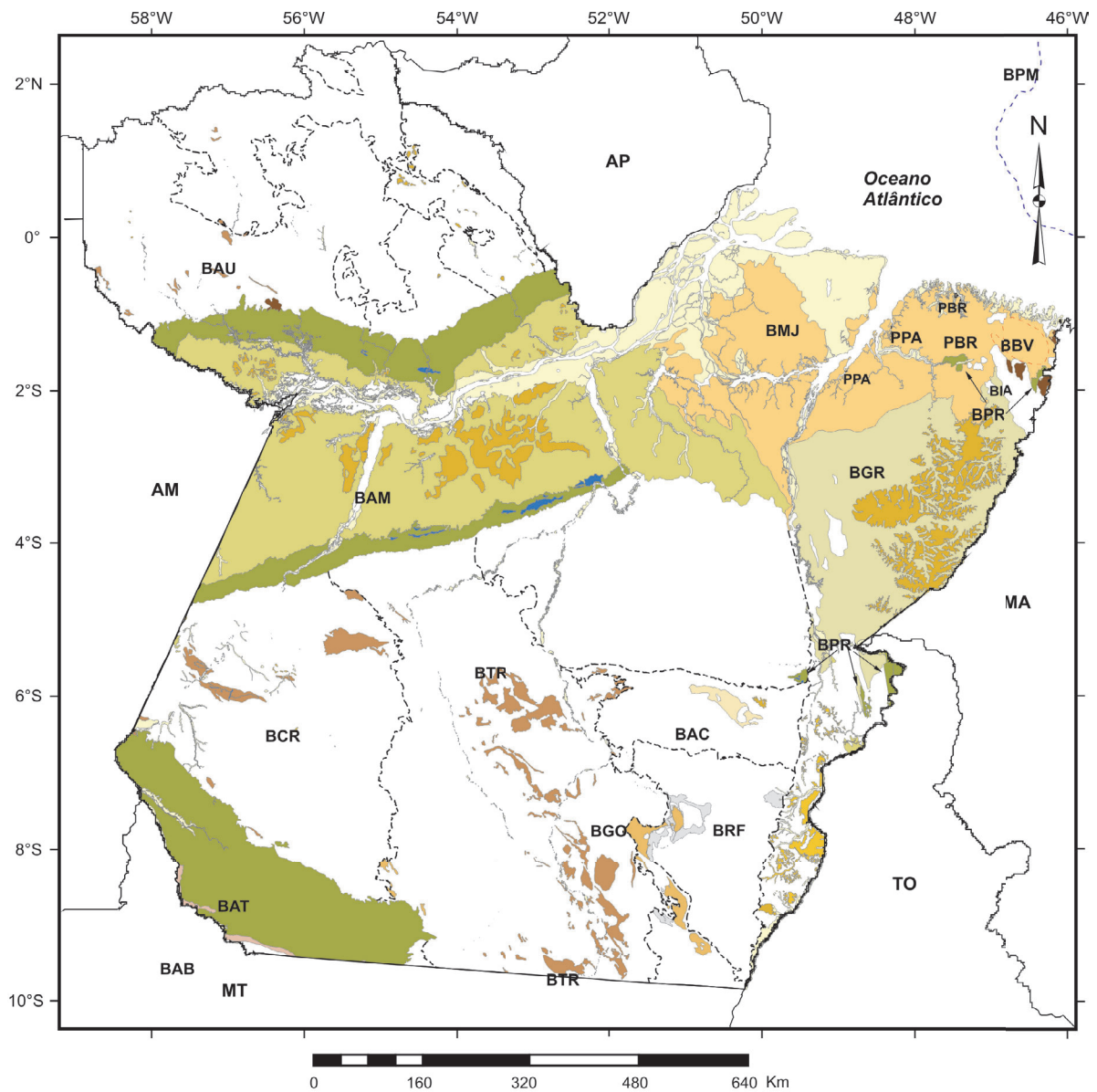


Figura 2.4 – Bacias fanerozóicas e proterozóicas do estado do Pará.

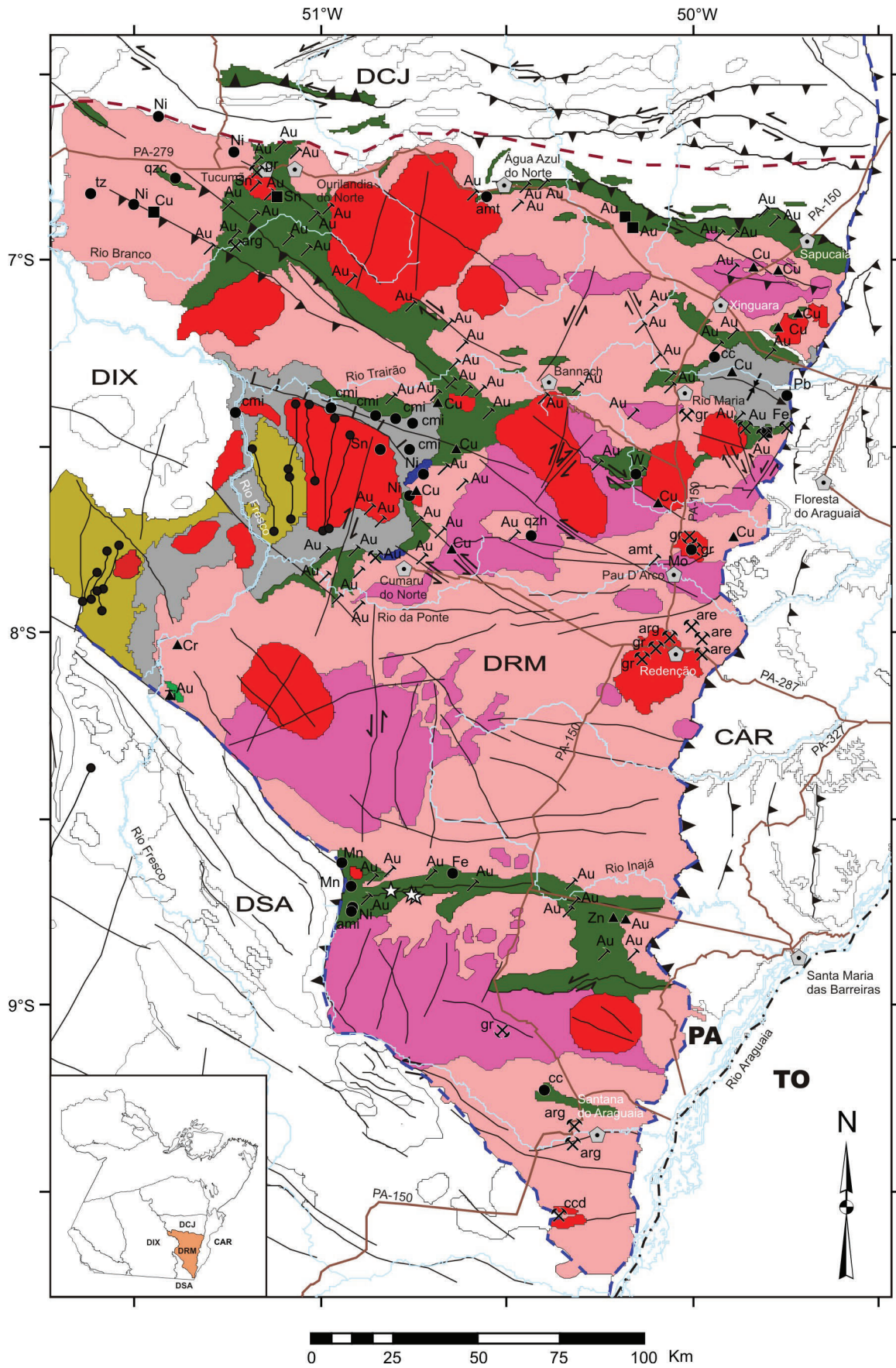


Figura 2.5 – Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Rio Maria.

## Associações Tectônicas do Domínio Rio Maria

### Magmatismo Félsico Intracontinental

**PP34<sub>γa</sub>** *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais* - granitos de afinidade alcalina relacionados à extensão crustal orosiriana ou estateriana. Suíte Intrusiva Jamon (1893-1870 Ma)

### Bacias Sedimentares Proterozóicas (Tafrogéno Sideriano-Riaciano)

**PP23<sub>bia</sub>** *Bacias Intracratônicas/Antepaís Paleoproterozóicas* - seqüências predominantemente psamíticas com sedimentação continental riaciana a orosiriana. Formação Gorotire (< 2035 Ma).

**PP12<sub>bcp</sub>** *Bacias Cratônicas Plataformais Paleoproterozóicas* - seqüências progressivas plataformais com sedimentação durante o Riaciano ou mais antiga. Grupos Rio Fresco e Gemaque.

### Terreno Granitóide-Greenstone Mesoarqueano

**A3<sub>γ</sub>** *Granitos de Alto K Mesoarqueanos* - granitos potássicos mesoarqueanos (2930-2833 Ma). Granitos Guarantã, Mata Surrão Xinguara e Rancho de Deus.

**A3<sub>ttg</sub>** *Granitóides e Ortognaisses TTG Mesoarqueanos* - granitóides mesoarqueanos (2988-2817 Ma) de afinidade TTG. Tonalitos Arco Verde, Caracol e Parazônia, trondhjemitos Mogno e Água Fria e granodioritos Rio Maria e Cumaru.

**A3<sub>μ</sub>** *Complexos Máfico-Ultramáficos Mesoarqueanos* - corpos máfico-ultramáficos mesoarqueanos. Complexos máfico-ultramáficos Serra Azul (2970 Ma) e Guara-Pará.

**A3<sub>gb</sub>** *Greenstone Belts Mesoarqueanos* - seqüências metavulcano-sedimentares mesoarqueanas (2988-2868 Ma). Grupos Gradaús, Serra do Inajá, Lagoa Seca, Babaçu, Sapucaia e Tucumã.

## Domínios Tectônicos

	Limite com assinatura geofísica	DSA - Domínio Santana do Araguaia	
	Limite com assinatura estrutural	DCJ - Domínio Carajás	CAR - Cinturão Araguaia
		DRM - Domínio Rio Maria	DIX - Domínio Iriri-Xingu

## Estruturas

	Falha ou fratura		Sinforme/sinclinal normal
	Falha compressional (cavalgamento)		Corpos de kimberlito
	Falha transpressional (dextra / sinistra)		Dique máfico
	Falha transcorrente (dextra / sinistra)		

## Base Planimétrica

	Rios e igarapés
	Estradas
	Cidades
	Limite estadual

## Recursos Minerais

### Metais Nobres

Ouro (Au)

### Metais Ferrosos

Ferro (Fe)

Manganês (Mn)

Níquel (Ni)

Zinco (Zn)

### Metais Não Ferrosos

Estanho (Sn)

Cobre (Cu)

Chumbo (Pb)

Wolfrâmio (W)

### Material de Uso na Construção Civil

Areia (are)

Argila (ag)

Calcário (cc)

Granito (gr)

### Gemas

Ametista (amt)

Quartzo citrino (qzc)

Quartzo hialino (qzh)

Topázio (tz)

### Rochas e Minerais Industriais

Amianto (ami)

### Energéticos

Carvão mineral (cmi)

### Grau de Importância

■ Depósito

● Ocorrência

▲ Indício

### Status Econômico

↗ Garimpo

✂ Mina ativa

✂ Mina inativa

Figura 2.5 (Continuação)

Os *Greenstone Belts Mesoarqueanos (A3gb)* ocorrem distribuídos em todo o domínio, como faixas orientadas nas direções E-W, NW-SE e NE-SW. Esta associação compreende as rochas supracrustais dos grupos Babaçu, Lagoa Seca, Serra do Inajá, Gradaús, Sapucaia e Tucumã. São *greenstone belts stricto sensu*, com predominância, na parte basal, de rochas metavulcânicas ultramáficas a máficas, de afinidade komatiítica e toleítica, com textura *spinifex* e estruturas *pillow-lavas* reliquias, e no topo, por metavulcânicas ácidas-intermediárias e metassedimentares clásticas e químicas, comumente com intercalações dos litotipos.

Os complexos máfico-ultramáficos diferenciados Serra Azul (2,97 Ga, Tabela 2.1) e Guara-Pará, aqui reunidos nos *Complexos Máfico-Ultramáfico Mesoarqueanos (A3μ)*, são intrusivos no Grupo Gradaús (3,0 Ga, Tabela 2.1).

A associação de *Granitóides e Ortognaisses TTG Mesoarqueanos (A3ttg)*, representados pelos tonalitos Arco Verde, Caracol e Parazônia, trondhjemitos Mogno e Água Fria e granodioritos Rio Maria e Cumaru, predomina no Domínio Rio Maria. Leucogranitos mais evoluídos e de afinidade cálcio-alcálica, intrusivos em várias unidades deste domínio, compõem a associação *Granitos de Alto K Mesoarqueanos (A3γ)*, constituída pelos granitos Garantã, Mata Surrão, Xinguara e Rancho de Deus.

Dois episódios principais de acreção de crosta juvenil, com geração de pares granitóides TTG – *greenstones belts*, e distintos temporalmente, foram propostos por Souza *et al.* (2001), cujos intervalos, modificados de acordo com dados geocronológicos atuais são: 3,05 – 2,92 Ga e 2,88–2,82 Ga (Tabela 2.1).

O evento mais antigo engloba a formação dos grupos Gradaús, Serra do Inajá, Babaçu e Lagoa Seca (3,05 – 2,90 Ga), de complexos máfico-ultramáficos diferenciados (2,97 Ga), e de um intenso magmatismo sintectônico (2,99 – 2,92 Ga), típico das séries TTG trondhjemiticas arqueanas, de *trend* cálcio-alcálico (Tonalito Arco Verde e Tonalito Caracol). Admite-se que a colocação do magmatismo trondjemítico foi sin a tardi-orogênico em relação à formação das seqüências *greenstone*. Na região da Serra do Inajá, porção sudoeste do domínio, o par granitóide-*greenstone* belt foi contemporâneo, conforme o intervalo de tempo admitido para o Grupo Serra do Inajá (2,99-2,96 Ga), e as idades do Tonalito Arco Verde, entre 2,99-2,95Ga. Na região da Serra das Andorinhas, porção nordeste do domínio, aparentemente as idades do Grupo Lagoa Seca (2,98-2,90 Ga) indicam uma evolução mais tardia e prolongada dos *greenstone belts*, com colocação posterior do Tonalito Arco Verde (2,96-2,94 Ga), já que foram observados no mesmo, enclaves de metapelitos de idade de 2,93 Ga (Althoff *et al.* 1997, 1998). Idades mais jovens para o Tonalito Caracol (2,95-2,92 Ga) indicam também uma evolução mais tardia desta porção do terreno granitóide-*greenstone*, durante a primeira fase acrescionária. Um magmatismo granítico potássico tardio, representado pelo Granito Garantã (2,93 Ga) também está associado a esta fase.

A formação inicial da crosta mesoarqueana envolvendo adição de material mantélico na geração dos *greenstone belts* e granitóides associados ( $\epsilon_{\text{Nd}} = +5,8$  a  $-0,3$ , Tabela 2.1), deve ter evoluído em um ambiente de bacias marginais e arcos de ilha, cujos magmas parentais se formaram a partir da fusão parcial do

manto empobrecido, no caso dos komatiitos e toleitos, e fusão parcial de crosta oceânica antiga transformada em granada anfíbolito ou eclogito, no caso dos tonalitos e metavulcânicas dacíticas (Souza *et al.* 2001, Althoff *et al.* 2000, Leite *et al.* 2004).

Registros de uma crosta mais primitiva que 3,0 Ga no Domínio Rio Maria são reconhecidos através de idades obtidas em zircões detriticos de 3,2 Ga (Macambira e Lancelot 1991), de 3,4 e 3,7 Ga (Macambira *et al.* 1998), além de zircões herdados de 3,2 Ga do Granito Musa (Machado *et al.* 1991) e de 3,1 Ga do Granito Jamon (Macambira e Dall'Agnol 1997).

O segundo evento de acreção crustal é marcado por um magmatismo de afinidade trondhjemitica, entre 2,87–2,86 Ga (Tonalito Parazônia, trondhjemitos Mogno e Água Fria, Tabela 2.1), e um volumoso magmatismo cálcio-alcálico rico em Mg, similar aos granitóides sanukitóides, representado pelo Granodiorito Rio Maria (2,88-2,85 Ga, Tabela 2.1). O Granodiorito Cumaru, de idade de 2,82 Ga (Tabela 2.1), apesar de mais jovem, é correlacionado a esse último magmatismo. O Grupo Tucumã (2,87 Ga, Tabela 2.1) é o correspondente supracrustal deste evento acrescionário. O Grupo Sapucaia não possui dados geocronológicos e pode estar relacionado a um dos dois eventos de acreção crustal, de 3,05 -2,90 ou 2,87-2,82 Ga.

Os leucogranitos de alto K, de 2,88-2,87 Ga (granitos Xinguara, Mata Surrão e Rancho de Deus, Tabela 2.1), são considerados como marcadores do último evento tectonotermal relacionado à cratonização no Domínio Rio Maria. A presença de xenocristais de zircão de 2,90 a 3,07 Ga no Granito Mata Surrão, de idade de 2,88 Ga, na região da Serra do Inajá, sugere participação de crosta mais antiga na geração dos magmas formadores deste granito (Rolando e Macambira 2003).

As características geoquímicas dos granitóides deste segundo evento acrescionário são compatíveis com derivação de fusão parcial de crosta oceânica toleítica transformada em granada-anfíbolito, com interação de crosta continental já existente (Souza *et al.* 2001, Leite 2001).

Em relação à estruturação do terreno granitóide-*greenstone*, ocorre uma foliação regional de direção E-W com variações para WNW-ESE, WSW-ENE e NW-SE, e mergulhos moderados a fortes, em geral para sul. A deformação é heterogênea, com rochas apresentando ainda bandamento magmático preservado e outras com bandamento gnáissico, foliação verticalizada, lineação subhorizontal, dobras e zonas de cisalhamento. A deformação nas unidades litológicas da região de Marajoara pode ser considerada como resultado de um regime transpressional regional, com encurtamento horizontal N-S, sintectônico à colocação destas (Althoff *et al.* 1995, 2000), ou em contraposição, como produto de um cinturão de cisalhamento transcorrente regional desenvolvido no período de 2,97-2,86 Ga (Araújo *et al.* 1991, 1994, Costa *et al.* 1995, Santos e Pena Filho 2000). A deformação nas seqüências supracrustais de Sapucaia e Identidade também são relacionadas a um eixo de compressão N-S (Oliveira *et al.* 1995, Souza *et al.* 2001). O Trondhjemitito Mogno apresenta uma trama planar de direção NE-SW, discordante da estruturação geral, que levou Neves e Vale (1999) e Santos e Pena Filho (2000) a considerarem esta unidade como o embasamento do terreno granito-*greenstone*.

Tabela 2.1 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Rio Maria.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação / Fontes Detriticas (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (t)
Magmatismo Félisico Intracontinental	Jamón	1885 ± 32 <sup>1</sup>	Pb-Pb zr	3,02 e 2,87 <sup>1</sup>	-9,7 e -9,5 <sup>1</sup>
		1883 +5/-2 <sup>2</sup>	U-Pb T zr	2,60 a 2,82 <sup>1</sup>	-9,3 a -9,6 <sup>1</sup>
	Suíte Intrusiva Jamón	1870 ± 68 Ma <sup>3</sup>	Pb-Pb rt	2,73 a 2,80 <sup>19</sup>	-8,8 a -10,5 <sup>19</sup>
		1893 ± 15 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr		
		Bannach		2,84 <sup>19</sup>	-9,6 <sup>19</sup>
		Manda Saia		2,61 a 2,71 <sup>19</sup>	-8,1 e -8,4 <sup>19</sup>
	Diques associados		2,83 e 2,88 <sup>1</sup>	-10 e -9,4 <sup>1</sup>	
Coberturas Sedimentares	Formação Gorotire	2154 ± 9 a 2035 ± 5 <sup>5</sup>	Pb-Pb zrd		
	Grupo Gemaque (Formação Cachoeirinha)	2,76-3,15 <sup>(*)6</sup>	U-Pb Tzrd		
Granitos de Alto K	Granito Xinguara	2865 ± 1 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr	2,88 <sup>8</sup>	+1,6 <sup>8</sup>
		2872 ± 10 <sup>9</sup>	Pb-Pb rt		
	Granito Mata Surrão	2868 ± 5 <sup>10</sup> , 2871 ± 7 <sup>11</sup>	Pb-Pb zr		
		2881 ± 2, 2875 ± 11 <sup>12</sup>	Pb-Pb zr	2,90 e 3,05 <sup>12</sup>	+0,56 e +1,89 <sup>12</sup>
	Granito Guarantã	2930 <sup>13</sup>	U-Pb T zr		
	Granodiorito Cumaru	2817 ± 4 <sup>14</sup>	Pb-Pb zr		
Granitóides e Ortognaisses TTG	Tonalito Parazônia	2858 <sup>15</sup>	U-Pb T ti		
	Trondhjemitó Águia Fria	2864 ± 21 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr	2,89 a 2,91 <sup>8</sup>	+1,4 a +2,0 <sup>8</sup>
		2871 <sup>15</sup>	U-Pb T ti	2,92 e 2,95 <sup>19</sup>	+0,9 e +1,0 <sup>19</sup>
	Trondhjemitó Mogno	2872 ± 5 <sup>15</sup>	U-Pb T zr, ti	3,01 a 2,92 <sup>8</sup>	+0,4 a +1,2 <sup>8</sup>
		2874 +9/-10 <sup>16</sup>	U-Pb T zr	3,01 e 2,92 <sup>19</sup>	+0,2 a +1,2 <sup>19</sup>
	Granodiorito Rio Maria	2878 ± 4 <sup>1</sup>	Pb-Pb zr		
2875 ± 7, 2877 ± 6, 2880 ± 4, 2881 ± 8 <sup>12</sup>		Pb-Pb zr	3,07 a 2,97 <sup>12</sup>	-0,53 a +0,74 <sup>12</sup>	
2859 ± 19 <sup>17</sup> , 2852 ± 16 <sup>18</sup>		Pb-Pb zr			
Tonalito Caracol	2924 ± 2, 2936 ± 3, 2948 ± 5 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr	3,88 a 2,86 <sup>8</sup>	-3,4 a +2,6 <sup>8</sup>	
Tonalito Arco Verde	2957 +25/-21 <sup>16</sup>	U-Pb T zr	2,94 e 2,91 <sup>19</sup>	+2 e +2,6 <sup>19</sup>	
	2965 ± 1, 2981 ± 8, 2988 ± 5 <sup>12</sup>	Pb-Pb zr	3,02 e 3,01 <sup>12</sup>	+1,56 e +1,72 <sup>12</sup>	
	2936 ± 4 <sup>10</sup> , 2964 ± 2 <sup>20</sup>	Pb-Pb zr			



Tabela 2.1 (Continuação)

Complexo Máfico-Ultramáfico	Complexo Máfico-Ultramáfico Serra Azul	2970 ± 7 <sup>15</sup>	U-Pb T zr		
	Grupo Tucumã	2868 ± 8 <sup>18</sup>	Pb-Pb zr		
		2979 ± 5 <sup>15</sup>	U-Pb T zr		
	Grupo Lagoa Seca	2904 + 29/-22 <sup>16</sup> , 2971 ± 18 <sup>21</sup>	U-Pb T zr		
		2943 ± 88 <sup>22</sup>	Pb-Pb rt	3,24 a 3,05 <sup>22</sup>	
	Grupo Babaçu	3046 ± 32 <sup>22</sup>	Sm-Nd rt	+1,11 a +2,53 <sup>22</sup>	
	Grupo Serra do Inajá	Fm. Morada da Prata	2,96 – 3,07 <sup>(*)</sup> 23	Pb-Pb zrd	
			Fm. Quixadá	U-Pb T zr	3,02 <sup>12</sup>
	Grupo Gradaúis		3002 ± 3 <sup>24</sup>	U-Pb T zr	3,4 <sup>24</sup>
					-0,34 <sup>24</sup>

Abreviaturas: L. LA-ICP-MS; S. SHRIMP; T. ID-TIMS; rt. rocha total; ti. titanita; zr. zircão; zrd. zircão detrítico; εNd(t). calculado para idade de cristalização; (\*) - idades em Ga.

Referências: 1 – Dall'Agnol et al. (1999a); 2 – Machado et al. (1991); 3 – Barbosa et al. (1995); 4 – Avelar (1996); 5 – Monteiro et al. (2004); 6 – Macambira (1992); 7 – Leite et al. (2004); 8 – Leite (2001); 9 – Rodrigues et al. (1992); 10 – Almeida et al. (2008); 11 – Althoff et al. (1998); 12 – Rolando e Macambira (2003); 13 – Althoff et al. (2000); 14 – Lafon e Scheller (1994); 15 – Pimentel e Machado (1994); 16 – Macambira e Lancelot (1996); 17 – Gaudette et al. (1998); 18 – Avelar et al. (1999); 19 – Håmo et al. (2002); 20 – Neste trabalho; 21 – Macambira e Lancelot (1991); 22 – Souza et al. (2001); 23 – Azevedo et al. (2004); 24 – Tassinari et al. (2005).

As coberturas sedimentares do Domínio Rio Maria são aqui consideradas como depositadas no Paleoproterozóico. Os grupos Rio Fresco e Gemaque provavelmente representam segmentos de uma única bacia plataformar, referida como Bacia do Rio Fresco. Estas coberturas são compostas por sucessões psamíticas na base e pelito-carbonáticas no topo, por vezes incipientemente metamorfisadas e localmente dobradas, que marcam transgressões marinhas sobre sedimentos de ambientes costeiros e continentais (Marinho *et al.* 1977, Cunha *et al.* 1984, Ramos *et al.* 1984, Macambira *et al.* 1986, Santos e Pena Filho 2000). Estas seqüências transgressivas dos grupos Rio Fresco e Gemaque não são correlacionáveis a Formação Águas Claras, depositada no Neoarqueano (> 2,71 Ga, Mougeot *et al.* 1996) do Domínio Carajás, conforme proposto em vários trabalhos (p.ex. Santos 2003), uma vez que esta unidade representa uma plataforma marinha progradante (Nogueira *et al.* 1995).

Macambira (1992) datou zircões detríticos arqueanos que sugerem uma idade máxima de 2,76 Ga para a deposição das coberturas da serra das Andorinhas, aqui correlacionadas ao Grupo Gemaque. Contudo, Santos e Pena Filho (2000) descreveram para esta mesma cobertura, contribuições de fontes de rochas ígneas com cerca de 1,88 Ga. Por outro lado, as coberturas da Formação Gorotire, que se depositaram antes deste magmatismo orosiriano recobrem as coberturas do Grupo Rio Fresco na seção tipo desta unidade.

Devido ao posicionamento controverso dessas coberturas plataformais optou-se por posicionar a sedimentação da Bacia do Rio Fresco entre o Sideriano e o Riáciano, período em que os domínios arqueanos desta província se consolidaram como uma área de plataforma continental estável capaz de alojar extensas bacias. Adicionalmente, há registros na Província Carajás de corpos máfico-ultramáfico acamadados do Sideriano (ca. 2,4 Ga), que provavelmente marcam um magmatismo toleítico relacionado à implantação de um rífite precursor dessa bacia sideriano-riáciana, aqui classificada como *Bacias Cratônicas Plataformais Paleoproterozóicas (PP12bcp)*.

A Formação Gorotire faz parte de outro conjunto de cobertura sedimentar paleoproterozóica, marcada por uma sedimentação psamítica quartzosa e arcoseana de ambiente continental, que sucedeu a sedimentação plataformar do Grupo Rio Fresco. Esta cobertura se depositou também no Domínio Santana do Araguaia, adjacente ao Domínio Rio Maria, onde forneceu uma idade máxima de deposição de 2,03 Ga (Monteiro *et al.* 2004). No sudoeste do Domínio Iriri-Xingu a Formação Castelo dos Sonhos (< 2,08 Ga, Santos 2003) também marca esta sedimentação continental. A ausência de material vulcânico nas fontes detríticas dessas coberturas reforça uma sedimentação anterior ao vulcanismo orosiriano do Grupo Iriri. Adicionalmente, as idades das fontes detríticas sugerem que os episódios de sedimentação ocorreram entre o fim do Riáciano e início do Orosiriano. Em relação à plataforma que se estabeleceu a partir do Sideriano sobre a crosta arqueana da Província Carajás, a deposição dessas coberturas riáciano-orosirianas se deu durante um estágio avançado de cratonização, marcado por regressão marinha e desertificação continental. Por outro lado, durante o Riáciano, os orógenos da Província Transamazonas se estabeleceram nas margens do

núcleo arqueano da Província Carajás e serviram de área fonte para os sedimentos dessas coberturas que se depositaram em regiões de antepaís retroarco. Desta forma, as coberturas continentais riáciano-orosirianas foram definidas como *Bacias Intracratônicas/Antepaís Retroarco Paleoproterozóicas (PP23bia)*.

O Orosiriano no Domínio Rio Maria é marcado por um magmatismo tipo A, representado pelos granitos da Suíte Intrusiva Jamon, e englobados de modo genérico nas *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais (PP34ya)*. Os isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{1,88 Ga}$  de -8,1 a -10,0 e  $T_{DM}$  de 3,02 e 2,60 Ga; Tabela 2.1) evidenciam fontes crustais arqueanas para essa granitogênese, e os modelamentos geoquímicos, isotópicos (Dall'Agnol *et al.* 1999a, Rämö *et al.* 2002) e experimentais (Dall'Agnol *et al.* 1999b) indicam uma origem para esses granitos, a partir de diferentes graus de fusão parcial de um protólito quartzo diorítico mesoarqueano, distinto dos granitóides arqueanos aflorantes no Domínio Rio Maria. (CGS, MLV)

### 2.1.2 - Domínio Carajás

O Domínio Carajás, localizado na porção norte da Província Carajás (Figura 2.6), é constituído por uma associação de alto grau que representa o embasamento mesoarqueano de seqüências metavulcano-sedimentares (*greenstone belts, sensu lato*) neoarqueanas e complexos máfico-ultramáficos associados. Associações de granitos neoarqueanos, em geral evoluídos composicionalmente, são contemporâneos às seqüências metavulcano-sedimentares. Uma cobertura sedimentar de uma plataforma continental neoarqueana recobre os *greenstone belts*. Neste domínio, as associações tectônicas do Paleoproterozóico são corpos máfico-ultramáficos siderianos e granitos tipo A orosirianos.

A *Associação Granulítica Mesoarqueana (A3gl)* é composta por fragmentos reliquiais da crosta inferior, representada pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté, relacionado ao evento mais antigo de formação de crosta neste domínio. O protólito de 3,0 Ga deste ortogranulito foi metamorfisado em fácies granulito há 2,86 Ga (Pidgeon *et al.* 2000, Tabela 2.2). Associados a este ortogranulito mesoarqueano ocorrem rochas gabróicas da série charnockítica (Diopsídio-Norito Pium), que possivelmente se colocaram durante o evento metamórfico granulítico.

Os ortognaisses, migmatitos e granitóides do Complexo Xingu representam a *Associação Granito-Gnáissico-Migmatítica Mesoarqueana (A3gn)*, que constitui o embasamento mesoarqueano deste domínio, o qual foi submetido a uma migmatização há 2,86 Ga (Machado *et al.* 1991). A idade de 2,97 Ga (Avelar *et al.* 1999, Tabela 2.2) obtida em ortognaisses na região de Tucumã, indica que esta associação pode ser resultado de retrabalhamento de granitóides mesoarqueanos, semelhantes aos do Domínio Rio Maria.

Os *Greenstone Belts Neoarqueanos (A4gb)* incluem as seqüências metavulcano-sedimentares dos grupos Grão-Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca, Rio Novo, Aquiri, São Félix e São Sebastião, constituídas, de modo geral, por metabasaltos com proporções variadas de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas félsicas a intermediárias, além de formações ferríferas bandadas e metassedimentares clásticas. Estas seqüências diferem daquelas do Domínio

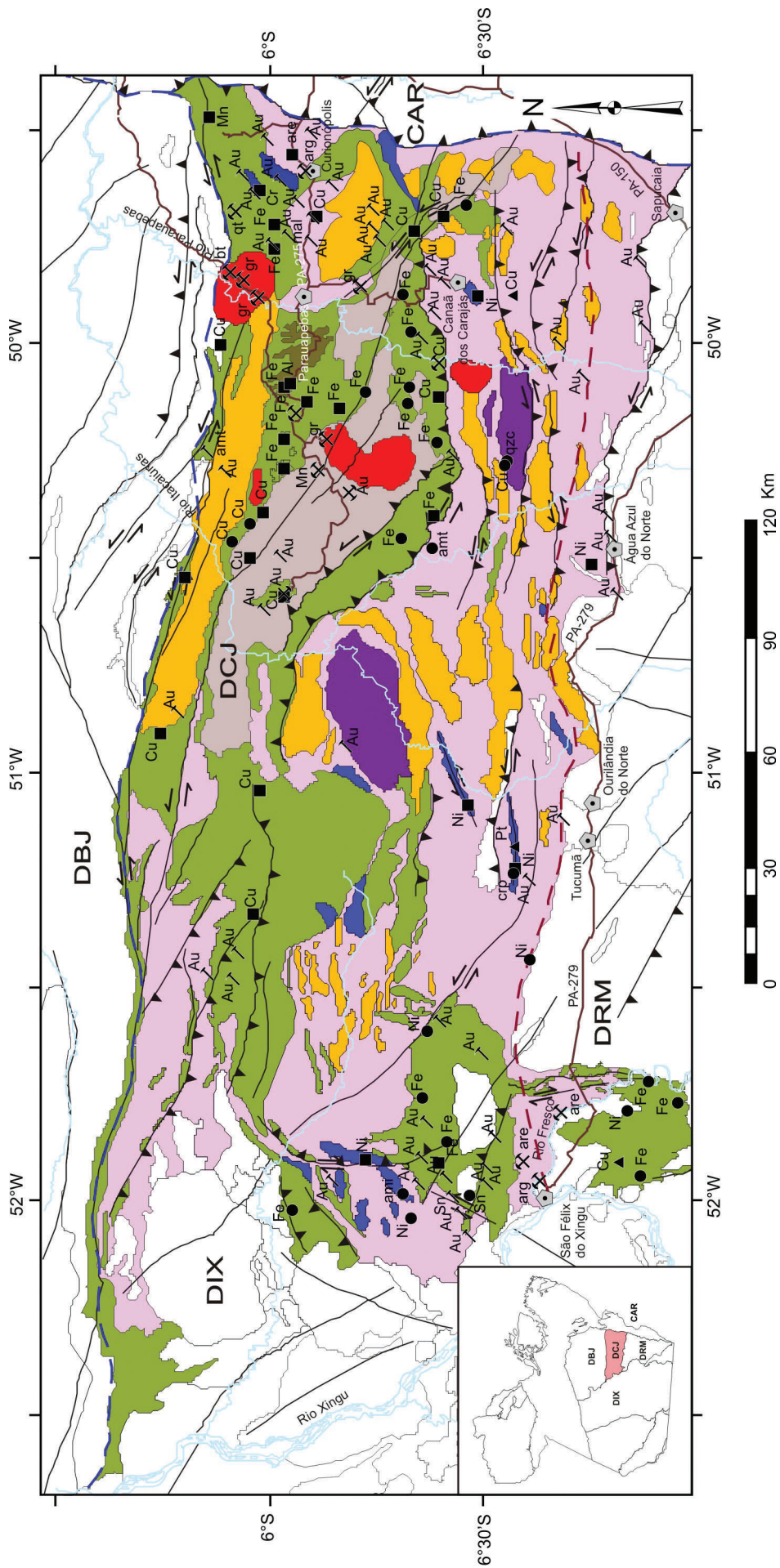


Figura 2.6 – Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Carajás.

## Associações Tectônicas do Domínio Carajás

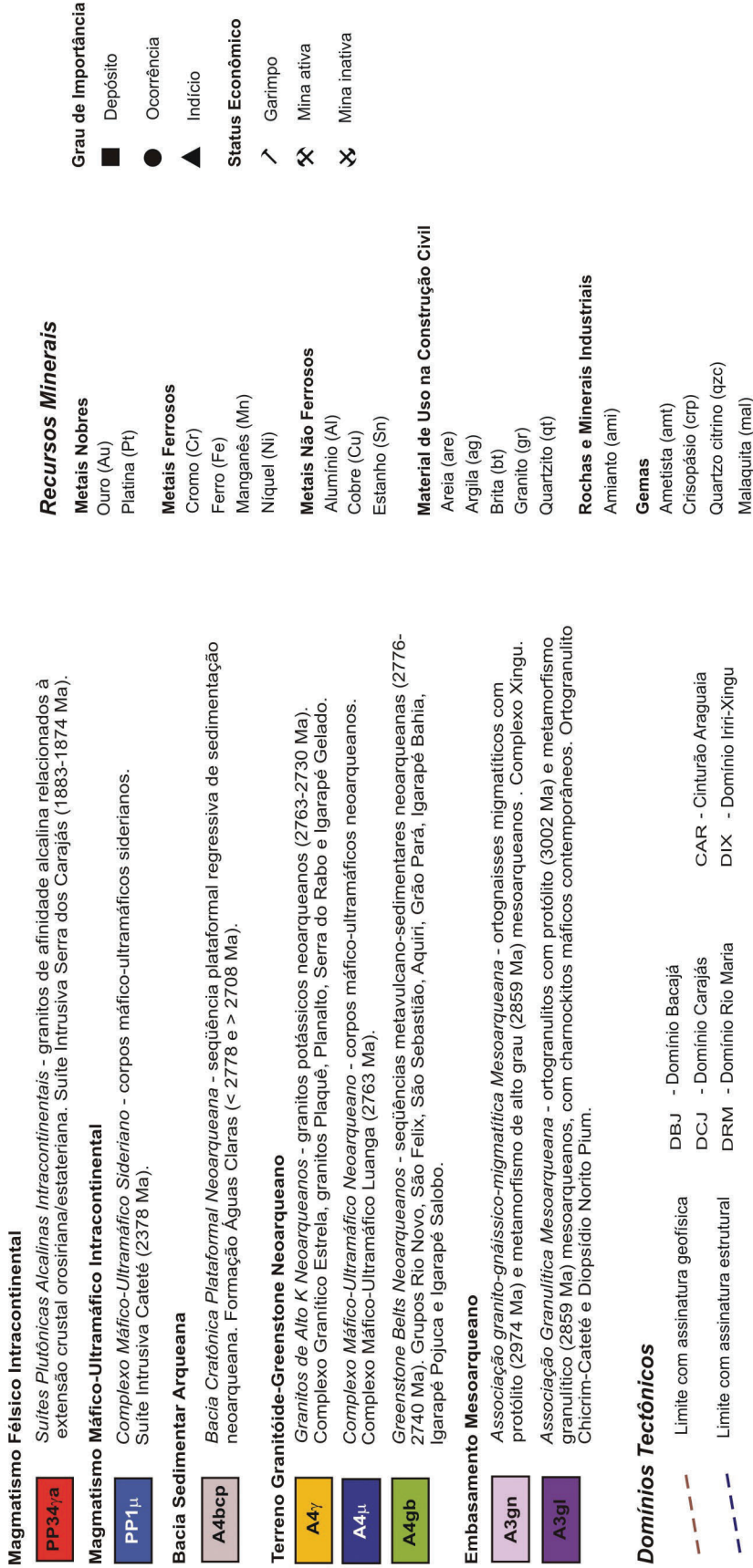


Figura 2.6 (Continuação)

## Recursos Minerais

<b>Metais Nobres</b>	<b>Grau de Importância</b>
Ouro (Au)	■ Depósito
Platina (Pt)	● Ocorrência
<b>Metais Ferrosos</b>	▲ Índice
Cromo (Cr)	
Ferro (Fe)	<b>Status Econômico</b>
Manganes (Mn)	↗ Garimpo
Níquel (Ni)	✕ Mina ativa
<b>Metais Não Ferrosos</b>	✕ Mina inativa
Alumínio (Al)	
Cobre (Cu)	
Estanho (Sn)	

## Material de Uso na Construção Civil

Areia (are)
Argila (ag)
Brita (bt)
Granito (gr)
Quartzito (qt)

## Rochas e Minerais Industriais

Amianto (ami)
<b>Gemas</b>
Ametista (amt)
Crisopásio (crp)
Quartzo citrino (qzc)
Malaquita (mal)

Tabela 2.2 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Carajás.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação/ Fontes Detriticas (Ma)	Método	Idade de metamorfismo (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (t)
Magmatismo Félsico Intracontinental	Granito Pojuca	1874 ± 2 <sup>1</sup>	U-Pb T zr			3,35 <sup>2</sup>	-9,7 <sup>2</sup>
	Suíte Intrusiva Serra dos Carajás	1880 ± 2 <sup>1</sup>	U-Pb T zr			2,73 e 2,61 <sup>2</sup>	-7,9 e -9,2 <sup>2</sup>
	Granito Cigano	1883 ± 2 <sup>1</sup>	U-Pb T zr			2,94 e 2,67 <sup>2</sup>	-9,5 e -9,7 <sup>2</sup>
Cobertura Sedimentar	Formação Águas Claras	2778 a 3020 <sup>3</sup>	U-Pb T zrd				
		2871 ± 3 a 3048 ± 2 <sup>4</sup>					
Magmatismo Máfico-Ultramáfico	Suíte Intrusiva Cateté	2378 ± 55 <sup>5</sup>	Sm-Nd rt				
		2766 ± 6 <sup>26</sup>	U-Pb S zr				
	Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga	2763 ± 6 <sup>1</sup>	U-Pb T zr				
	Granito Velho Salobo	2573 ± 2 <sup>1</sup>	U-Pb T zr				
	Granito Igarapé Gelado	2731 ± 26 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr				
Granitos de Alto K	Granito Plaquê	2727 ± 29 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr				
		2736 ± 24 <sup>8</sup>	Pb-Pb zr				
	Diorito Cristalino	2738 ± 6 <sup>9</sup>	Pb-Pb zr				
	Granito Serra do Rabo	2743 ± 1,6 <sup>10</sup>	U-Pb T zr				
	Granito Planalto	2747 ± 2 <sup>9</sup>	Pb-Pb zr				
Complexo Granítico Estrela	2763 ± 7 <sup>11</sup>	Pb-Pb zr			3,19 e 2,97 <sup>12</sup>	-0,38 e -2,06 <sup>12</sup>	

Tabela 2.2 (Continuação)

<i>Greenstone Belts</i>	Grupo Rio Novo	2658 ± 213 <sup>13</sup>	Sm-Nd rt					
	Grupo Igarapé Pojuca	2732 ± 3 <sup>1</sup>	U-Pb T zr			3,06 a 2,85 <sup>14</sup>	-0,8 e -1,4 <sup>14</sup>	
		2757 ± 81, 2719 ± 80 <sup>14</sup>	Sm-Nd rt				3,12 a 3,33 <sup>15</sup>	-0,89 a -3,26 <sup>15</sup>
	Grupo Igarapé Bahia	2748 ± 34 <sup>16</sup>	U-Pb S zr					
		2747 ± 1, 2745 ± 1 <sup>17</sup>	Pb-Pb zr					
		2776 ± 12, 2758 ± 36 <sup>17</sup>	Pb-Pb rt					
		2765 ± 36 <sup>17</sup> , 2751 ± 81 <sup>18</sup>	Pb-Pb rt					
	Grupo Grão-Pará	2758 ± 75 <sup>17</sup> , 2759 ± 24 <sup>18</sup>	Sm-Nd rt					
		2740 ± 8, 2743 ± 11 <sup>19</sup>	U-Pb S zr					
		2751 ± 4 <sup>20</sup>	U-Pb T zr					
2757 ± 18 <sup>21</sup>		Pb-Pb zr					-4,2 <sup>22</sup>	
Grupo Igarapé Salobo	2593 ± 260 <sup>22</sup>	Sm-Nd rt						
	2759 ± 2 <sup>1</sup>	U-Pb T zr						
	2758 ± 39 <sup>23</sup>	U-Pb T zr						
Complexo Xingu	2760 ± 11, 2757 ± 7 <sup>19</sup>	U-Pb S zr						
					2761 ± 3 <sup>1</sup>		U-Pb T zr	
	2974 ± 15 <sup>8</sup>	Pb-Pb zr			2859 ± 2 <sup>1</sup>		U-Pb T zr	
Ortogramulito Chicrim-Cateté	3002 ± 14 <sup>25</sup>	U-Pb S zr			2859 ± 9 <sup>25</sup>		U-Pb S zr	

Abreviaturas: L. LA-ICP-MS; S. SHRIMP; T. ID-TIMS; rt. rocha total; zr. zircão; zrd. zircão detrítico;  $\epsilon\text{Nd}(t)$ . calculado para idade de cristalização.

Referências: 1 – Machado et al. (1991); 2 – Dall'Agnol et al. (2005); 3 – Mougeot et al. (1996); 4 – Macambira et al. (2001); 5 – Macambira e Tassinari (1998); 6 – Barbosa (2004); 7 – Avelar (1996); 8 – Avelar et al. (1999); 9 – Huhn et al. (1999a); 10 – Sardinha et al. (2001); 11 – Barros et al. (2001b); 12 – Barros et al. (2004); 13 – Reis et al. (2001); 14 – Pimentel et al. 2003; 15 – Galarza e Macambira (2002); 16 – Tallarico et al. 2005; 17 – Galarza (2002); 18 – Santos (2002); 19 – Trendall et al. 1998; 20 – Krymsky et al. 2002; 21 – Macambira et al. 1996; 22 – Lobato et al. (2005); 23 – Wirth et al. 1986; 24 – Gibbs et al. 1986; 25 – Pidgeon et al. 2000; 26 – Lafon et al. (2000).

Rio Maria por serem mais jovens (2,76–2,73 Ga, Tabela 2.2) e não terem komatiítois na sua assembléia. Valores de  $\epsilon\text{Nd}$  variando entre +4,6 a -7,0 e  $T_{DM}$  de 3,3-2,85 Ga (Tabela 2.2), indicam participação de crosta continental pré-existente na geração destes magmas, corroborado ainda por altas razões iniciais de Sr e dados litoquímicos (p.ex., Gibbs et al 1986, Galarza e Macambira 2002, Pimentel et al. 2003, Zucchetti 2007).

Associações toleíticas geradas em ambientes de rifte continental ou arcos vulcânicos (Gibbs et al. 1986, Docegeo 1988, Olszewski et al. 1989, Oliveira et al. 1993, Macambira 2003, Silva et al. 2005) ou cálcio-alcálicas geradas em arcos magmáticos têm sido propostas para estas seqüências (Meirelles e Dardenne 1991, Teixeira 1994, Lindenmayer et al. 2005, Lobato et al. 2005). Zucchetti (2007) propõe um modelo que abrange as duas assinaturas, em que os metabasaltos do Grupo Grão-Pará possuem características geoquímicas de arco continental, extravasado sobre crosta continental atenuada, em ambiente de retroarco.

Os corpos máfico-ultramáficos acamadados do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga intrusivo no Grupo Rio Novo, são considerados como magmas toleíticos relacionados a um arco de ilha neoarqueano (Suíta 1988) ou a rifte continental (Ferreira Filho et al. 2007). A idade de 2,76 Ga (Tabela 2.2) obtida por Machado et al. (1991) confirma a contemporaneidade deste complexo com os *greenstone belts* da região, definindo aqui a unidade litotectônica *Complexo Máfico-Ultramáfico Neoarqueano (A4 $\mu$ )*.

Contemporâneo à formação dos *greenstone belts* neoarqueanos, foi gerado um intenso magmatismo granítico subcalino tipo A e cálcio-alcálico, de posicionamento sintectônico, em 2,76-2,73 Ga (Tabela 2.2), representado por corpos alongados segundo a direção WNW-ESE, designados de Complexo Granítico Estrela, granitos Plaquê, Planalto, Serra do Rabo e Igarapé Gelado, além do Diorito Cristalino, os quais constituem a associação dos *Granitos de Alto K Neoarqueanos (A4 $\gamma$ )*. A colocação do Granito Serra do Rabo e do Complexo Granítico Estrela se deu em nível crustal raso, entre 2,5 e 3,5 kbar, com geração de auréolas tectono-termiais nas rochas encaixantes, durante uma limitada fase compressiva (Sardinha et al. 2006, Barros et al. 2001a, 2004). O granito Plaquê tem sua gênese ligada a fusão crustal durante o desenvolvimento do Cinturão Itacaiúnas (Jorge João e Araújo 1992). Idades modelo Sm-Nd de 3,19 a 2,97 Ga e valores negativos de  $\epsilon\text{Nd}$  (-0,38 e -2,06; Tabela 2.2) indicam participação de fontes crustais mesoarqueanas na geração desta associação. Outros corpos incluídos nesta associação são de granitos foliados, tardios, de 2,57-2,56 Ga, um conhecido como Granito Velho Salobo (2,57 Ga, Tabela 2.2), de assinatura moderadamente alcalina e outro na região do rio Itacaiúnas, não cartografado no presente trabalho, denominado informalmente de Granito Itacaiúnas, com idade de 2,56 Ga (Souza et al. 1996). No intervalo de 2,58 a 2,50 Ga são atribuídos, além da colocação deste magmatismo tardio de 2,57-2,56 Ga, eventos metamórficos, relacionados a zonas de cisalhamento e hidrotermalismo, reconhecidos principalmente na porção mais ao norte do Domínio Carajás, através dos métodos U-Pb em titanita, monazita e zircão e Re-Os em molibdenita (Machado et al. 1991, Réquia et al. 2003).

A estruturação geral do Domínio Carajás é marcada por feixes de estruturas E-W e WNW-ESE, formando o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, implantado desde o Mesoarqueano. Reativações regionais rúpteis no Neoarqueano desenvolveram os sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento na porção norte (Pinheiro e Holdsworth 2000), enquanto a porção sul é controlada por um sistema compressivo, com leques imbricados de cavalgamentos oblíquos dúcteis (Araújo e Maia 1991, Costa et al. 1995). Formas sigmoidais formam a mais proeminente feição destes sistemas transcorrentes. Outra feição marcante é a Falha Carajás, com cerca de 130 km de comprimento, constituída por feixes curvilíneos e retos de direção geral WNW-ESE e seus *splays* subordinados, cuja reativação gerou dobras e falhas diversas e complexas no Grupo Grão Pará e Formação Águas Claras (Pinheiro 1997, Pinheiro e Holdsworth 2000). Conjuntos de falhas N-S e NE-SW são atribuídos a eventos distensivos no Proterozóico.

As sucessões psamíticas e pelíticas da Formação Águas Claras que constituem uma plataforma marinha progradante (Nogueira et al. 1995), foram depositadas em uma *Bacia Cratônica Plataformar Neoarqueana (A4bc $\rho$ )* sobre os *greenstone belts* neoarqueanos da serra dos Carajás. A idade mínima de deposição desta formação é dada pela intrusão de diques máficos de 2,71 Ga (Mougeot et al. 1996).

Araújo et al. (1988) propuseram que a Formação Águas Claras, correspondendo à unidade de topo dos *greenstone belts* neoarqueanos da serra dos Carajás, se depositou em uma bacia *pull apart*, resultante de um evento transensivo dextral relacionado a um sistema transcorrente. Posteriormente, esta bacia foi invertida em flor positiva por uma transpressão sinistral. Contudo, Pinheiro e Holdsworth (2000) propuseram que esta unidade se depositou em uma bacia intracratônica, instalada anterior à reativação dextral que originou o Sistema Transcorrente Carajás, o qual provocou subsidência ao longo de zonas de dilatação extensional, seguido por uma transpressão sinistral que causou uma fraca inversão da bacia. Este modelo também é suportado pelas paleocorrentes da Formação Águas Claras que apontam para área fonte fora do sigmoides, sugerindo uma bacia mais ampla que as controladas pelas estruturas da serra dos Carajás (Pinheiro e Nogueira 2003).

O início do Paleoproterozóico no Domínio Carajás é representado pela expressiva formação de corpos máfico-ultramáficos acamadados da Suíte Intrusiva Cateté (2,38 Ga, Tabela 2.2), aqui referidos como *Complexo Máfico-Ultramáfico Sideriano (PP1 $\mu$ )*, relacionados a um evento distensivo global, de posicionamento intraplaca (Macambira e Ferreira Filho 2002).

A Suíte Intrusiva Serra dos Carajás (1,88-1,87 Ga) representa a associação das *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais (PP34 $\gamma$ )* no Domínio Carajás. Valores negativos de  $\epsilon\text{Nd}$  (-7,9 a -9,7) e  $T_{DM}$  de 3,35 e 2,60 Ga (Tabela 2.2) refletem que os protólitos desta suíte foram derivados de fontes crustais arqueanas. Os magmas geradores desta suíte, segundo Dall'Agnol et al. (2005), são provavelmente rochas quartzo-feldspáticas, geoquimicamente intermediárias entre as rochas fontes das suítes intrusivas Jamon e Velho Guilherme, porém com componente mais máfico ou então derivados por graus de fusão parcial mais altos. (CGS, MLV)

## 2.2 – PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS

A Província Transamazonas (Santos 2003) representa um expressivo orógeno paleoproterozóico, com evolução relacionada ao Ciclo Transamazônico (2,26 – 1,95 Ga), que se estende ao longo da porção oriental do Cráton Amazônico, desde o nordeste do Escudo Brasil Central, e recobrando a porção setentrional do Escudo das Guianas, através do norte do Brasil (Amapá e noroeste do Pará), Guiana Francesa, Suriname, Guiana e leste da Venezuela (Figura 2.2). Segundo a proposta de compartimentação tectônica do Cráton Amazônico de Tassinari e Macambira (2004), este órogeno corresponde à Província Maroni-Itacaiúnas, e em escala global é correlacionado aos terrenos birrimianos do Cráton Oeste Africano, formados durante o Evento Eburneano (Onstott e Hargraves 1981, Onstott *et al.* 1984, Feybesse e Milesi 1994, Ledru *et al.* 1994, Théveniaut *et al.* 2006). Em linhas gerais, a Província Transamazonas consiste de grandes domínios juvenis paleoproterozóicos e segmentos arqueanos retrabalhados durante o Transamazônico, observados principalmente no Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006), no Domínio Bacajá, e no Bloco Imataca (Montgomery e Hurley 1978), este último ocorrendo na Venezuela.

Tassinari (1996), baseado em significativas variações do padrão geocronológico deste orógeno, definiu os domínios simático e ensialíco. O domínio simático se estende aproximadamente a partir do rio Oiapoque, que delimita a fronteira entre o Amapá e a Guiana Francesa, até a falha de Guri, na Venezuela, que representa o limite meridional do Bloco Imataca. Representa a porção juvenil do orógeno, cuja evolução envolve basicamente processos de acreção juvenil e retrabalhamento crustal no paleoproterozóico, principalmente durante o Riáciano. O domínio ensialíco, segundo definição daquele autor, engloba ainda protólitos de rochas arqueanas retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, e inclui, além do Bloco Imataca, a faixa que se estende a partir do rio Oiapoque para sul, até o limite com a província arqueana de Carajás, o qual foi proposto por Cordani *et al.* (1984).

Para a concepção do domínio ensialíco, Tassinari (1996) fundamentou-se na presença de rochas arqueanas registradas apenas nas regiões dos rios Cupixi e Tartarugal Grande (Jorge João e Marinho 1982, Lima *et al.* 1982, Montalvão e Tassinari 1984, Sato e Tassinari 1997), na porção central e leste do Amapá, interpretadas como relíquias ou *inliers* em meio às rochas paleoproterozóicas. No entanto, diversos estudos realizados na última década produziram um grande acervo de novos dados geológicos e geocronológicos/isotópicos (Sato e Tassinari 1997, Lafon *et al.* 1998, Ricci *et al.* 2001 e 2002, Rosa-Costa *et al.* 2003 e 2006, Tassinari *et al.* 2001, 2004, Pimentel *et al.* 2002, Avelar *et al.* 2003, Klein *et al.* 2003, Santos 2003, Faraco *et al.* 2004d, Macambira *et al.* 2004, Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008), que demonstraram que a extensão de crosta arqueana retrabalhada no Ciclo Transamazônico é maior do que suposto por Tassinari (1996). Em consequência, no sudeste do Escudo das Guianas foi proposto o Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006), que representa um extenso segmento de crosta continental arqueana, cuja porção sudoeste adentra os limites do estado do Pará, e na porção nordeste do Escudo Brasil Central, o Domínio Bacajá, em que

foram individualizadas diversas unidades com idades arqueanas, e inclusive siderianas.

Portanto, considera-se como parte da Província Transamazonas, além do Bloco Amapá e do Domínio Bacajá, os domínios Carecuru e Paru, localizados no sudeste do Escudo das Guianas, utilizando-se designações propostas em trabalhos anteriores (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2003 e 2006, Santos 2003, Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008) (Figura 2.3). Adicionalmente, é proposto o Domínio Santana do Araguaia, localizado no sudeste do Escudo Brasil Central (Figura 2.3), o qual era incorporado às províncias arqueanas de Carajás (Santos 2003) ou Amazônia Central (Tassinari e Macambira 2004). No entanto, datações realizadas neste projeto indicaram que, embora este domínio apresente embasamento arqueano, há evidências de retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico, conforme discutido a seguir. (LRC)

### 2.2.1 – Bloco Amapá

O Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006) representa o mais expressivo segmento de crosta continental arqueana individualizado na Província Transamazonas, e se estende desde a porção leste do estado do Amapá, a partir da região do rio Tartarugal Grande, adentrando a região noroeste do Pará, ao longo da margem direita do rio Jari, que delimita a fronteira entre os referidos estados. É alongado segundo o *trend* regional NW-SE, apresenta uma extensão de aproximadamente 350 km no comprimento maior, com largura variando entre cerca de 100 e 240 km (Figura 2.7).

O Bloco Amapá apresenta diferenças significativas em termos de conteúdo litológico, metamorfismo, padrão geocronológico e assinatura isotópica do Nd em relação aos domínios paleoproterozóicos adjacentes, as quais foram critérios fundamentais para a individualização do mesmo (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2003 e 2006).

Dados geocronológicos disponíveis, obtidos principalmente pelos métodos de evaporação de Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total (Tabela 2.3), demonstram que o Bloco Amapá tem uma longa história evolutiva, marcada por vários estágios de acreção e retrabalhamento crustal, que iniciou no final do Paleoarqueano e se estendeu até o Paleoproterozóico. Atividade magmática ocorreu principalmente na transição Meso-Neoarqueano e durante o Neoarqueano, e o principal período de acreção crustal se estendeu desde o final do Paleoarqueano e ao longo do Mesoarqueano, enquanto processos de retrabalhamento crustal prevaleceram durante o Neoarqueano. Durante o Ciclo Transamazônico, o principal processo geodinâmico foi retrabalhamento do embasamento arqueano, que sofreu deformação, metamorfismo e participou como fonte de granitos crustais paleoproterozóicos, em diferentes estágios orogenéticos (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006, no prelo, Ricci *et al.* 2002, Avelar *et al.* 2003).

Na compartimentação tectônica aqui adotada para o estado do Pará, onde está representado apenas a porção ocidental do Bloco Amapá, foram individualizadas as seguintes associações litotectônicas: *Associação Granulítica Arqueana/Paleoproterozóica (APPgl)* e *Associação Granito-grnáissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica (APPgn)*, que representam



o embasamento arqueano retrabalhado no Ciclo Transamazônico; *Suites Plutônicas Pré-colisionais (PP2γ1)*, *Suites Plutônicas Tardi a Pós-colisionais (PP2γ3)* e *Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos Riacionos (PP2ra)*, que incorporam as unidades paleoproterozóicas com evolução relacionada ao Ciclo Transamazônico.

A *Associação Granulítica Arqueana/Paleoproterozóica (APPg)* é constituída pelos complexos Jari-Guaribas e Baixo Mapari e pela Suíte Intrusiva Noucouru. O Complexo Jari-Guaribas é composto predominantemente por gnaisses granulíticos ortoderivados, cujos protólitos

magmáticos apresentam idades em torno de 2,80 Ga (Tabela 2.3). Idades modelo  $T_{DM}$  variam entre 3,26 e 3,19 Ga, com valores de  $\epsilon Nd$  negativos, entre  $-3,97$  e  $-2,91$  (Tabela 2.3), e sugerem que a origem dos precursores magmáticos dos granulitos envolve retrabalhamento de crosta paleoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006). Segundo Rosa-Costa *et al.* (no prelo), o metamorfismo de fácies granulito ocorreu entre 2,10 e 2,09 Ga, conforme sugerem idades de monazitas e zircões de gnaisses granulíticos e leucossomas associados, e está relacionado ao estágio colisional

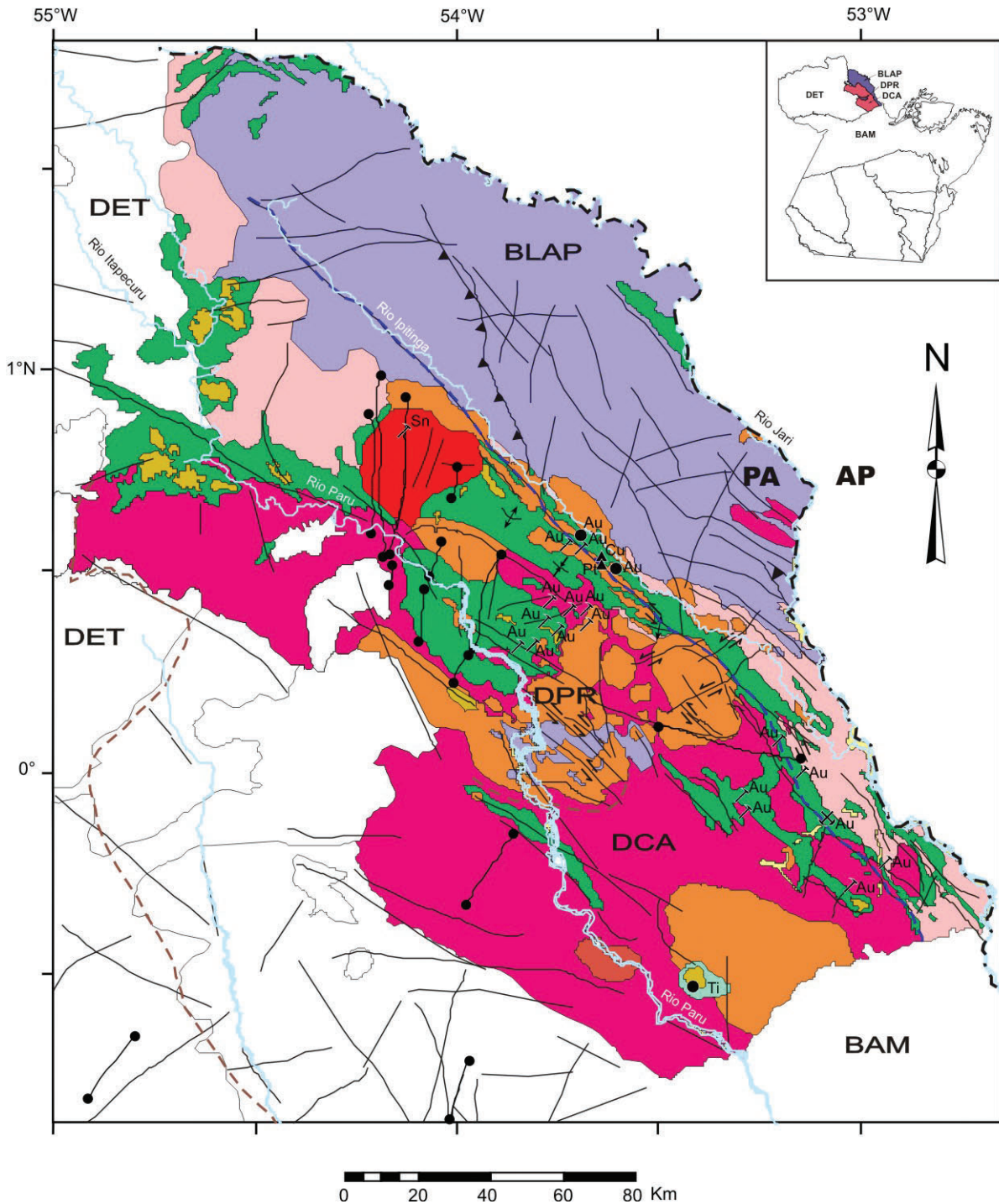


Figura 2.7 – Associações tectônicas e recursos minerais do Bloco Amapá, Domínio Carecuru e Paru.

### Associações Tectônicas do Domínio Carecuru

#### Rifte Continental Criogeniano (Magmatismo Máfico-Ultramáfico/Sienítico/Carbonatítico Intracontinental)

**NP<sub>μλ</sub>** Rochas Ultramáficas e Carbonatíticas Neoproterozóicas - complexo alcalino carbonatítico com rochas ultramáficas associadas. Complexo Alcalino Maracanaí.

#### Magmatismo Félsico Intracontinental

**PP34<sub>γa</sub>** Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais - granitos de afinidade alcalina relacionados à extensão crustal orosiriana/estateriana. Granito Uaiápi (1753 Ma).

#### Orógeno Riacciano do Ciclo Transamazônico (Arcos de Ilha/Magmático e Colisão Continental)

**PP2<sub>γ3</sub>** Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais - granitóides riaccianos relacionados ao relaxamento crustal posterior a colisão transamazônica. Suíte Intrusiva Parintins (2050-2030 Ma) e Granitóides Indiferenciados.

**PP2<sub>γ2</sub>** Suítes Plutônicas Sin a Tardicolisionais - granitóide riacciano contemporâneo ao clímax da colisão continental do Ciclo Transamazônico. Granito Paru (2098 Ma).

**PP2<sub>γ1</sub>** Suítes Plutônicas Pré-colisionais - granitóides de arcos magmáticos riaccianos colididos durante o Ciclo Transamazônico. Suíte Intrusiva Carecuru (2150-2139 Ma).

**PP2<sub>ra</sub>** Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos Riaccianos - seqüências metavulcano-sedimentares relacionadas a arcos de magmáticos riaccianos. Grupo Ipitinga (2267 Ma), seqüências Fazendinha, Treze de Maio e Serra do Cuiapocu.

### Associações Tectônicas do Domínio Paru

#### Magmatismo Orogênico Riacciano (Ciclo Transamazônico)

**PP2<sub>γ3</sub>** Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais - charnockitos riaccianos relacionados ao relaxamento crustal posterior a colisão do Ciclo Transamazônico. Suíte Intrusiva Igarapé Uruçu (2074 Ma).

#### Fragmentos Arqueanos Retrabalhados no Riacciano

**APP<sub>gl</sub>** Associação Granulítica Arqueana/Paleoproterozóica - granulitos com protólito arqueano e charnockitos riaccianos associados. Complexo Ananai (2597 Ma).

### Associações Tectônicas do Bloco Amapá

#### Orógeno Riacciano do Ciclo Transamazônico (Arcos de Ilha/Magmático e Colisão Continental)

**PP2<sub>ra</sub>** Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos Riaccianos - seqüências metavulcano-sedimentares relacionadas à arcos de ilha ou magmáticos riaccianos. Grupo Vila Nova (metamorfismo - 2087 Ma).

**PP2<sub>γ3</sub>** Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais - granitóides riaccianos relacionados ao relaxamento crustal posterior a colisão durante o Ciclo Transamazônico. Suítes intrusivas Parintins (2049-2030 Ma) e Igarapé Careta (2065 Ma).

**PP2<sub>γ1</sub>** Suítes Plutônicas Pré-colisionais - granitóides riaccianos formados antes da colisão continental de 2,1 Ga durante o Ciclo Transamazônico. Alaskito Urucupatá (2145 Ma), granitos Charuto (2218 Ma) e Igarapé Cumaru (2185 Ma).

#### Fragmentos Arqueanos Retrabalhados no Riacciano

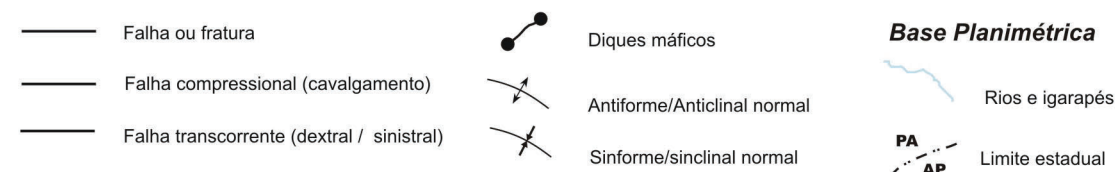
**APP<sub>gn</sub>** Associação Granito-gnáissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica - ortognaisses migmatíticos com protólitos arqueanos e metamorfismo de alto grau riacciano. Complexo Guianense (2652-2628 Ma / 2056 Ma / 2038Ma).

**APP<sub>gl</sub>** Associação Granulítica Arqueana/Paleoproterozóica - granulitos com protólitos arqueanos com charnockitos arqueanos associados e metamorfismo granulítico riacciano (2096-2086 Ma). Complexos Jari-Guariba (2797-2788 Ma) e Baixo Mapari e Suíte Intrusiva Noucuru (2656-2605 Ma).

### Domínios Tectônicos



### Estruturas



### Recursos Minerais

Metais Nobres	Rochas e Minerais Industriais	Grau de Importância	Status Econômico
Ouro (Au)	Titânio (Ti)	■ Depósito	↗ Garimpo
Platina (Pt)		● Ocorrência	✕ Mina ativa
<b>Metais Não Ferrosos</b>		▲ Indício	✕ Mina inativa
Cobre (Cu)			
Estanho (Sn)			

Figura 2.7 (Continuação)

Tabela 2.3 - Síntese dos dados geocronológicos do Bloco Amapá.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de cristalização (Ma)	Método	Idade de metamorfismo (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (t)	
Magmatismo Físico Intracontinental	Granito Uaiápi	1753 ± 3 <sup>1</sup>	Pb-Pb zr					
	Suíte Intrusiva Parintins	2030 ± 2, 2049 ± 3 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr			2,52 e 2,45 <sup>2</sup>	-2,42 e -2,51 <sup>2</sup>	
Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional	Suíte Intrusiva Igarapé Careta	2065 ± 33 <sup>3</sup>				3,07 <sup>3</sup>	-3,25 <sup>3</sup>	
	Alaskito Urucupatá	2146 ± 3 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr			2,48 <sup>2</sup>	-0,87 <sup>2</sup>	
Magmatismo Orogênico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)	Granito Igarapé Cumaru	2185 ± 4 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr			2,30 <sup>2</sup>	+ 1,47 <sup>2</sup>	
	Granito Charuto	2218 ± 3 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr					
Seqüência Metavulcano-Sedimentar	Grupo Vila Nova			2087 ± 22 Ma <sup>5</sup>	Sm-Nd gr-rt			
	Complexo Baixo Mapari					3,12 <sup>2</sup>	-3,38 <sup>2</sup>	
Assembléia de Embasamento	Suíte Intrusiva Noucouuru	2605 ± 6 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr					
		2625 ± 4, 2649 ± 2 e 2656 ± 4 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr			3,04 a 2,99 <sup>2</sup>	-2,31 a -1,86 <sup>2</sup>	
	Complexo Guianense	2628 ± 2 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr	2038 ± 6 e 2056 ± 7 <sup>7</sup>		U-Th-Pb mz	2,99 a 2,83 <sup>2</sup>	-1,95 a -0,17 <sup>2</sup>
		2652 ± 4 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr					
	Complexo Jari-Guaribas	2788 ± 2 e 2790 ± 8 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr	2096 ± 6, 2093 ± 8, 2088 ± 8, 2087 ± 3 e 2086 ± 8 <sup>7</sup>		U-Th-Pb mz	3,26 a 3,19 <sup>2</sup>	-3,97 a -2,91 <sup>2</sup>
		2797 ± 3 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr					

Abreviaturas: zr. zircão; gr. granada; mz. monazita; rt. rocha total; εNd (t). calculado para idade de cristalização.

Referências: 1 – Vasquez e Lafon (2001); 2 – Rosa-Costa et al. (2006); 3 – Faraco et al. (2004d); 4 – Rosa-Costa et al. (2003); 5 – Pimentel et al. (2002); 6 – Ricci et al. (2002); 7 – Rosa-Costa et al. (no prelo).

do Ciclo Transamazônico. Estes autores, baseados em indicadores petro-estruturais, admitem que o evento granulítico é contemporâneo ao desenvolvimento de um sistema de cavalgamento oblíquo, com vergência tectônica de SW para NE.

O Complexo Baixo Mapari reúne um conjunto de ortognaisses de composição predominantemente granítica, estabilizados na transição das facies anfíbolito e granulito, migmatizados, com ortopiroxênio ocorrendo apenas esporadicamente, indicando que estas rochas atingiram excepcionalmente a facies granulito. Dados geocronológicos/isotópicos são restritos nesta unidade, mas relações de campo indicam uma idade mínima neoarqueana, uma vez que estas aparentemente são encaixantes de plutons da Suíte Intrusiva Noucoureu, datados entre 2,60 e 2,65 Ga (Tabela 2.3). Uma idade  $T_{DM}$  de 3,12, acompanhada de  $\epsilon Nd$  negativo de -3,38, indica que a origem do protólito ígneo envolveu retrabalhamento de crosta mesoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006, Tabela 2.3).

A Suíte Intrusiva Noucoureu incorpora um conjunto de plutons charnockíticos intimamente associados aos gnaisses de alto grau metamórfico dos complexos Jari-Guaribas e Baixo Mapari, e alongados principalmente segundo a direção NW-SE, variando de fraca a fortemente deformados. Datações realizadas em distintos plutons desta suíte forneceram idades de cristalização entre  $2656 \pm 4$  e  $2605 \pm 6$  Ma (Tabela 2.3). Idades  $T_{DM}$  variam entre 3,04 e 2,99 Ga, com  $\epsilon Nd$  negativos entre -2,31 e -1,86 (Tabela 2.3), indicam que a gênese do magmatismo charnockítico neoarqueano que define esta suíte envolve retrabalhamento de crosta mesoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006).

A Associação Granito-gnáissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica (APPgn) é constituída pelo Complexo Guianense, que reúne predominantemente ortognaisses de fácies anfíbolito, fraca a fortemente migmatizados, cujas amostras datadas apresentaram idades de  $2652 \pm 4$  Ma e  $2628 \pm 2$  Ma (Tabela 2.3). Isótopos de Nd forneceram idades modelo entre 2,99 e 2,83 Ga (Tabela 2.3), acompanhadas de valores de  $\epsilon Nd$  negativos (entre -1,95 e -0,17), que sugerem que os precursores magmáticos dos gnaisses têm evolução preferencialmente relacionada a retrabalhamento de crosta mesoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006). Uma idade de  $3321 \pm 11$  Ma (Klein *et al.* 2003) obtida em um gnaiss "tipo Guianense" indica a presença de relíquias de crosta paleoarqueana associada a esta unidade.

Embora não haja dados geocronológicos elucidativos até o momento, pode-se aventar que o metamorfismo de fácies anfíbolito que afetou as rochas do Complexo Guianense também está relacionado ao estágio colisional, assim como o evento granulítico de 2,10 - 2,09 Ga registrado no Complexo Jari-Guaribas (Tabela 2.3). No entanto, idades U-Th-Pb obtidas em monazitas provenientes de gnaisses do Complexo Guianense, de  $2056 \pm 7$  Ma e  $2038 \pm 6$  Ma (Tabela 2.3), são interpretadas como registrando migmatização em estágio tardi a pós-colisional, quando houve retrabalhamento do embasamento arqueano, colocação de granitos e deformação ao longo de corredores de deformação transcorrente (Rosa-Costa *et al.* no prelo). O magmatismo granítico tardi a pós-colisional está representado pela Suíte Intrusiva Igarapé Careta, datado em  $2065 \pm 33$  (Tabela 2.3), e por plutons da

Suíte Intrusiva Parintins, onde foram obtidas idades de  $2049 \pm 3$  e  $2030 \pm 2$  Ma (Tabela 2.3), os quais, no mapa tectônico apresentado neste projeto, estão incluídos na unidade litotectônica *Suítes Plutônicas Tardi- a Pós-colisionais (PP2γ3)*. Idades modelo  $T_{DM}$  entre 3,07 e 2,45 Ga, e  $\epsilon Nd$  de -3,25 a -2,42 (Tabela 2.3) obtidas nestas suítes, indicam que a origem dos granitóides envolve retrabalhamento de crosta arqueana.

Três corpos graníticos, denominados Granito Charuto, Granito Igarapé Cumarú e Alaskito Urucupatá, datados em  $2218 \pm 3$ ,  $2185 \pm 4$ , e  $2146 \pm 3$ , respectivamente (Tabela 2.3), definem a unidade litotectônica *Suítes Plutônicas Pré-colisionais (PP2γ1)*. Dados restritos de isótopos de Nd obtidos no Granito Igarapé Cumarú e Alaskito Urucupatá revelam idades modelo  $T_{DM}$  de 2,3 e 2,48 Ga, e  $\epsilon Nd$  de +1,47 e -0,87 (Tabela 2.3), respectivamente, que sugerem que a origem do primeiro está ligada a acreção crustal juvenil no Paleoproterozóico, e a do outro envolve mistura entre dois componentes, representados por magma juvenil paleoproterozóico e um componente crustal arqueano (Rosa-Costa *et al.* 2006). Os dados geocronológicos/isotópicos indicam que a colocação do Granito Igarapé Cumarú e Alaskito Urucupatá se deu durante o estágio convergente acrescionário da evolução orogênica transamazônica, bem caracterizado no Domínio Carecuru, e que ocorreu, segundo Rosa-Costa (2006), entre 2,19 e 2,14 Ga, vinculado ao desenvolvimento de arcos magmáticos em margem continental ativa. Por outro lado, a idade do Granito Charuto revela que este magmatismo está relacionado a estágios mais precoces da evolução transamazônica.

Os limites propostos para o Bloco Amapá coincidem com grandes estruturas tectônicas, de direção NW-SE, que controlam extensos cinturões das rochas metavulcano-sedimentares que definem os grupos Ipitinga e Vila Nova, os quais delimitam as bordas meridional e setentrional do Bloco Amapá, respectivamente, destacando-se que o limite meridional com o Domínio Carecuru é mais estudado e, conseqüentemente, melhor definido.

O Grupo Vila Nova se estende desde a porção central do Amapá até o noroeste do Pará, onde está representado apenas por discretas faixas supracrustais, sem informações geológicas consistentes até o momento. No Amapá, onde é melhor estudado, o Grupo Vila Nova é definido por seqüências metamáfico-ultramáfica, químico-exalativa e metassedimentar, metamorfizadas na facies xisto-verde a anfíbolito (Spier e Ferreira Filho 1999, Ricci *et al.* 2001, Melo *et al.* 2003), tendo sido o metamorfismo datado em  $2087 \pm 22$  Ma (Tabela 2.3) em um granada-anfíbolito da região do rio Vila Nova (Pimentel *et al.* 2002). Embora ainda não seja conhecida sua idade de formação, granitóides intrusivos nesta unidade, na região do rio Amapari, no Amapá, forneceram idades em torno de 2,25 Ga (R. Tavares, comunicação verbal), que pode ser considerada como idade mínima do Grupo Vila Nova, cuja evolução, portanto, estaria ligada a estágios iniciais do Ciclo Transamazônico. Por correlação com o Grupo Ipitinga, do Domínio Carecuru, datado em 2,26 Ga (McReath e Faraco 2006), e cujo ambiente tectônico de formação é atribuído a bacia retro-arco (Farcato 1997), o Grupo Vila Nova neste projeto integra a unidade litotectônica *Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos Riagianos (PP2ra)*.

O arcabouço estrutural da porção ocidental do Bloco Amapá, no estado do Pará, é caracterizado por lineamentos estruturais de direção NW-SE de centenas de quilômetros de extensão, que representam zonas de cavalgamento ou zonas transcorrentes, as quais geralmente caracterizam os contatos tectônicos entre as diversas unidades, que ocorrem como faixas alongadas, ou corpos com formas sigmoidais ou lenticulares. Estes lineamentos são destacados em todos os produtos de sensores remotos, inclusive em imagens aerogeofísicas magnetométricas, onde são marcados por grandes anomalias magnéticas lineares. Em mesoescala é observada uma pervasiva foliação dúctil, sobretudo nas unidades do embasamento arqueano, com mergulhos predominantemente entre 40 e 60° para SW, e lineação de estiramento com caimentos moderados para o mesmo quadrante, definindo um sistema de cavalgamento oblíquo, com transporte tectônico de SW para NE. Este padrão estrutural pode ser modificado ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes, onde são registradas foliação de alto ângulo e lineações sub-horizontais (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa 2006).

Rosa-Costa (2006) admite que marcadores geocronológicos e estruturais observados na borda sudoeste do Bloco Amapá, apontam para um evento colisional entre 2,10 e 2,08 Ga, com o desenvolvimento de um sistema de cavalgamento oblíquo e metamorfismo de unidades do embasamento, que atingiu até a fácies granulito (ex. Complexo Jari-Guaribas). No estágio seguinte, entre 2,07 -2,03 Ga, dominou tectônica transcorrente, que promoveu deformação, metamorfismo com migmatização associada, e colocação de pequenos plutons graníticos ao longo de extensas zonas de cisalhamento direcionais, que definem grandes corredores de deformação. (LRC)

### 2.2.2 – Domínio Carecuru

O Domínio Carecuru é um segmento essencialmente paleoproterozóico, com evolução relacionada ao Ciclo Transamazônico (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006). É alongado segundo a estruturação regional NW-SE, apresentando cerca de 300 km de extensão no comprimento maior, com largura máxima de aproximadamente 120 km. Faz contato a leste com Bloco Amapá, e a oeste, com o Domínio Erepecuru-Trombetas, o limite adotado neste projeto ainda é bastante especulativo (Figura 2.7). Em imagens aerogamaespectrométricas observa-se que o padrão de baixa radiação, típico do Domínio Carecuru, estende-se para oeste, ultrapassando o limite oriental do Domínio Erepecuru-Trombetas, até a região do Rio Maicuru.

As unidades orogênicas, ou seja, com evolução no Evento Transamazônico, são representadas principalmente por granitóides e gnaisses cálcio-alcálicos (Suíte Intrusiva Carecuru), e faixas de rochas metavulcano-sedimentares (Grupo Ipitinga, seqüências Fazendinha, Treze de Maio e Serra Cuiapocu), que definem uma associação do tipo granito-*greenstone*, cuja evolução está relacionada à ambiente de arco magmático. Adicionalmente, ocorrem vários plutons graníticos (ex. Granito Paru e Suíte Intrusiva Parintins), os quais, segundo apontam os dados existentes, têm evolução relacionada a estágios sin- a tardicolisionais (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006). Dados geocronológicos e isotópicos existentes, obtidos pelos métodos de

evaporação de Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total (Tabela 2.4), indicam idades entre 2,27 e 2,10 Ga, e que a origem das rochas deste domínio envolve acreção crustal juvenil e/ou retrabalhamento de crosta arqueana no Riáciano (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006).

Na compartimentação tectônica adotada neste projeto, as diversas unidades orogênicas (em relação ao Ciclo Transamazônico) do Domínio Carecuru constituem as associações litotectônicas *Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos Riácianos (PP2ra)*, *Suítes Plutônicas Pré-Colisionais (PP2γ1)*, *Suítes Plutônicas Sin- a Tardicolisionais (PP2γ2)* e *Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais (PP2γ3)*. Adicionalmente, foram individualizadas as unidades *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais (PP34γa)* e *Rochas Ultramáficas e Sieníticas Alcalinas Neoproterozóicas (NPμλ)*, que representam manifestações magmáticas de ambiente intracontinental, não relacionadas a eventos orogenéticos.

A unidade Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos Riácianos (PP2ra) inclui o Grupo Ipitinga, as seqüências Fazendinha e Treze de Maio e a Unidade Serra Cuiapocu. Enquanto as demais unidades supracrustais são compostas basicamente por xistos máficos e ultramáficos, o Grupo Ipitinga apresenta maior diversidade litológica, sendo constituído na base por rochas metamáfico-ultramáficas, e nas porções intermediárias e superior, por rochas metassedimentares, de derivação químico-exalativa e clástica, respectivamente, caracterizando uma seqüência do tipo *greenstone belt*. Este grupo é a unidade mais antiga que se conhece no Domínio Carecuru, tendo sido datado em 2267 ± 66 Ma (Tabela 2.4). Faraco (1997) demonstra que as rochas metamáfico-ultramáficas do Grupo Ipitinga têm assinaturas químicas toleítica e komatiítica, e interpreta que sua gênese estaria relacionada à expansão de fundo oceânico, em bacia retro-arco. Isótopos de Nd demonstram a natureza juvenil do magma originário, indicada por idades modelo  $T_{DM}$  riácianas entre 2,37 e 2,26 Ga, e  $\epsilon Nd$  positivos de 2,4 a 3,1 (Tabela 2.4).

Por outro lado, nas outras seqüências supracrustais ainda não existem dados geocronológicos conclusivos, mas sua íntima associação com granitóides da Suíte Intrusiva Carecuru (2,15-2,14 Ga), sugerem que os mesmos são mais jovens que o Grupo Ipitinga. Idades modelo  $T_{DM}$  siderianas obtidas nestas seqüências, de 2,49 e 2,4 Ga, acompanhadas de valores fracamente negativos de  $\epsilon Nd$  de -0,36 e -0,2 (Tabela 2.4), são interpretadas como idades mistas, produzidas por magmas juvenis paleoproterozóicos, com participação menor de componentes crustais arqueanos (Rosa-Costa *et al.* 2006).

No Domínio Carecuru, a unidade *Suítes Plutônicas Pré-Colisionais (PP2γ1)* é a mais expressiva, sendo definida pela Suíte Intrusiva Carecuru e pelo Metadiorito Dico. O Metadiorito Dico, definido neste projeto, é um corpo plutônico máfico, no qual foi obtida uma idade  $T_{DM}$  de 2,46 Ga (Tabela 2.4). A Suíte Intrusiva Carecuru engloba granitóides e gnaisses cálcio-alcálicos, de 2,15 a 2,14 Ga (Tabela 2.4), que contêm remanescentes de rochas mais antigas, que representam um evento plutônico cálcio-alcálico mais precoce, datado entre 2,19 e 2,17 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2006). Dentre as rochas desta suíte, um único granitóide apresentou assinatura juvenil, definida pela idade  $T_{DM}$  de 2,28 Ga,

Tabela 2.4 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Carecuru.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de cristalização (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (t)
Magmatismo Orogênico Colisional	Granito Paru	2098 ± 2 <sup>1</sup>	Pb-Pb zr	2,83 <sup>1</sup>	- 6,61 <sup>1</sup>
Magmatismo Orogênico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)	Suíte Intrusiva Carecuru	2139 ± 4 e 2141 ± 2 <sup>1</sup> 2150 ± 1 e 2140 ± 1 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr	2,50 a 2,28 <sup>1</sup>	- 0,84 a +1,63 <sup>1</sup>
	Metadiorito Dico			2,46 <sup>3</sup>	
Seqüências Metavulcano-Sedimentares	Grupo Ipitinga	2267 ± 66 <sup>4</sup>	Sm-Nd rt	2,37 a 2,26 <sup>4</sup>	+2,4 a +3,1 <sup>4</sup>
	Seqüência Fazendinha			2,49 <sup>1</sup>	- 0,36 <sup>1</sup>
	Seqüência 13 de Maio	2151 ± 3 a 2071 ± 15 <sup>5</sup>		2,40 <sup>1</sup>	- 0,2 <sup>1</sup>

Abreviaturas: rt. rocha total; zr. zircão; εNd (t). calculado para idade de cristalização.

Referências: 1 – Rosa-Costa et al. (2006); 2 – Rosa-Costa et al. (2003); 3 – Faraco et al. (2004); 4 – McReath e Faraco (2006); 5 – Rosa-Costa et al. (2002).

acompanhada de εNd de +1,63, enquanto a maioria tem idades modelo siderianas, entre 2,50 e 2,38 Ga, com εNd entre - 0,84 e - 0,15, interpretadas como idades mistas, que indicam a participação de componentes crustais arqueanos na origem dos magmas cálcio-alcálicos (Rosa-Costa *et al.* 2006, Tabela 2.4).

Rosa-Costa et al (2006) consideram que a assinatura isotópica das rochas da Suíte Intrusiva Carecuru, que aponta a participação de crosta continental arqueana, e sua íntima associação com as seqüências metavulcano-sedimentares é sugestiva de um ambiente geodinâmico envolvendo subducção de crosta oceânica, mais especificamente de sistemas de arcos magmáticos estabelecidos em margem continental ativa. Na proposta evolutiva de Rosa-Costa (2006), este magmatismo cálcio-alcálico expressivo do Domínio Carecuru, marca o estágio convergente acrescionário da evolução orogenética transamazônica neste segmento do Escudo das Guianas.

Um corpo granítico que secciona rochas da Suíte Intrusiva Carecuru, e que define a unidade Granito Paru, proposta neste projeto, é o representante da unidade litotectônica *Suítes Plutônicas Sin- a Tardicolisionais (PP2γ2)*, o qual foi datado em 2098 ± 2 Ma, e apresenta idade T<sub>DM</sub> de 2,83 Ga, com εNd de - 6,61 (Tabela 2.4), que indicam origem envolvendo retrabalhamento de crosta arqueana. Este magmatismo granítico marca, no Domínio Carecuru, o estágio colisional da evolução orogenética transamazônica, que ocorreu entre 2,10 e 2,08 Ga, bem caracterizado na borda sudoeste do Bloco Amapá, pelo desenvolvimento de um sistema de cavalgamento oblíquo e metamorfismo de alto grau nas unidades do embasamento arqueano (Rosa-Costa *et al.* no prelo).

Dados geológicos são escassos no Domínio Carecuru sobre a Suíte Intrusiva Parintins e os Granitóides Indiferenciados, que integram a unidade litotectônica *Suítes Plutônicas Tardi- a Pós-colisionais (PP2γ3)*. Por correlação com o Bloco Amapá, esta unidade representa o magmatismo, principalmente granítico, relacionado ao estágio pós-colisional do Ciclo Transamazônico, entre 2,07-2,03 Ga, quando dominou tectônica transcorrente

ao longo de corredores de deformação, com deformação, metamorfismo, e colocação de plutons graníticos (Rosa-Costa 2006).

Granitos anorogênicos estaterianos com afinidade alcalina, incluídos na unidade Granito Uaiãpi (1753 ± 3 Ma, Vasquez e Lafon 2001, Tabela 2.4), representam a unidade *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais (PP34γa)*, que ocorre tanto no Domínio Carecuru quanto no Bloco Amapá, porém fora dos limites do Pará. No Domínio Carecuru, está representado por apenas um pluton circunscrito que secciona as rochas supracrustais do Grupo Ipitinga, no limite deste domínio com o Bloco Amapá, onde também ocorrem corpos relacionados a este evento magmático, porém fora do território paraense.

Finalmente, o Complexo Alcalino Maraonaí, que define a unidade litotectônica *Rochas Ultramáficas e Sieníticas Alcalinas Neoproterozóicas (NPμλ)*, é uma manifestação magmática fanerozóica intracontinental, de natureza alcalina-carbonatítica. Por correlação com o Complexo Alcalino Maicuru, do Domínio Erepecuru-Trombetas, admite-se uma idade neoproterozóica para este magmatismo, que segundo Lemos e Gaspar (2002), está relacionado à tectônica distensiva responsável pelo rifteamento a partir do qual evoluiu a Bacia do Amazonas.

Em termos estruturais o Domínio Carecuru apresenta um padrão de deformação heterogêneo. Zonas intensamente deformadas alternam-se a outras onde a deformação é incipiente, ou mesmo ausente. Este padrão é bem registrado nos granitóides da Suíte Intrusiva Carecuru e nas rochas metavulcânicas das diversas faixas supracrustais, que ora apresentam suas texturas ígneas preservadas, ora desenvolvem foliação milonítica, ao longo de zonas de cisalhamento, concordantes ao *trend* regional NW-SE. A Zona de Cisalhamento Ipitinga representa o mais expressivo lineamento estrutural, demarca aproximadamente o limite entre o Domínio Carecuru e o Bloco Amapá, e exerce forte controle sobre as rochas supracrustais do Grupo Ipitinga, as quais exibem, via de regra, foliação com alto ângulo de mergulho.

(LRC)

Tabela 2.5 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Paru.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de cristalização (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (t)
Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional (Ciclo Transamazônico)	Suíte Intrusiva Igarapé Urucu	2074 ± 5 <sup>1</sup>	Pb-Pb zr	2,83 <sup>1</sup>	-1,16 <sup>1</sup>
Complexo Metamórfico	Complexo Ananaí	2597 ± 4 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr	2,68 a 2,61 <sup>1</sup>	-5,89 a -4,80 <sup>1</sup>

Abreviaturas: zr. zircão; εNd (t) . calculado para idade de cristalização.

Referências: 1 – Rosa-Costa et al. (2006); 2 – Rosa-Costa et al. (2003).

### 2.2.3 – Domínio Paru

O Domínio Paru apresenta forma aproximadamente elíptica, com cerca de 100 km de extensão no comprimento maior, na direção WNW-ESSE (Figura 2.7). É representado por apenas duas unidades litoestratigráficas, o Complexo Ananaí, unidade de embasamento arqueana, e a Suíte Intrusiva Igarapé Urucu, paleoproterozóica, que foram incluídas nas unidades litotectônicas *Associação Granulítica Arqueana/Paleoproterozóica (APPgl)* e *Suítes Plutônicas Tardi- a Pós-colisionais (PP2γ3)*, respectivamente.

Importantes contrastes litológicos e geocronológicos/isotópicos com as unidades do Domínio Carecuru, subsidiam a individualização do Domínio Paru (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006). O Complexo Ananaí é definido essencialmente por granulitos ortoderivados neoarqueanos, onde foi obtida uma idade de 2597 ± 4 Ma para um protólito magmático, e idade T<sub>DM</sub> de 2,83 Ga, com εNd de - 1,16 (Tabela 2.5). Estes granulitos são hospedeiros dos plutons charnockíticos paleoproterozóicos da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu, datada em 2074 ± 5 Ma, os quais apresentam idades modelo entre 2,68 e 2,61 Ga, e valores negativos de εNd entre -5,89 e -4,80, (Tabela 2.5) que indicam a participação de componentes crustais arqueanos na origem do magma charnockítico (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006).

O significado tectônico do Domínio Paru ainda permanece incerto. Rosa-Costa *et al.* (2006) sugerem que o Domínio Paru pode representar uma evidência de prolongamento da crosta arqueana do Bloco Amapá para oeste, que teria sido preservada nas raízes do arco magmático Carecuru, ou um terreno alóctone, acrescido a este arco magmático durante o Transamazônico. (LRC)

### 2.2.4 - Domínio Bacajá

Cordani *et al.* (1984) com base em dados Rb-Sr e K-Ar observaram que as rochas ao norte da serra dos Carajás, na região entre os rios Bacajá e Itacaiúnas, foram afetadas durante o Ciclo Transamazônico, distinguindo-as das rochas arqueanas ao sul, do Domínio Carajás. Santos et al (1988), baseados em dados Rb-Sr obtidos em rochas da região entre os rios Xingu e Iriri sugeriram que naquele setor, além de retrabalhamento de rochas arqueanas, houve formação de crosta durante o Ciclo Transamazônico. Teixeira *et al.* (1989), em seu modelo de compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas, propuseram a continuidade da Província Maroni-Itacaiúnas para a porção nordeste

do Escudo Brasil Central, a sul da Bacia do Amazonas, englobando o segmento atualmente conhecido como Domínio Bacajá, segundo a designação proposta por Santos (2003). No modelo adotado neste projeto, portanto, o referido domínio é parte da Província Transamazonas.

Dados geocronológicos obtidos na última década a partir da datação de zircão, comprovam que o Domínio Bacajá teve sua evolução relacionada ao Ciclo Transamazônico, uma vez que foram datadas rochas com idades riacianas, entre 2,21 e 2,07 Ga (Macambira *et al.* 2001a, Santos 2003, Souza *et al.* 2003, Faraco *et al.* 2005, Vasquez *et al.* 2005, 2008, Vasquez 2006, Tabela 2.6), e que guarda ainda rochas mais antigas, de idade arqueana, e inclusive sideriana (Tabela 2.6).

Em linhas gerais, o Domínio Bacajá (Figura 2.8) é composto por associações tectônicas que representam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, granitóides de arcos magmáticos riacianos, granitóides e charnockitos relacionados ao clímax e estágios posteriores da colisão continental riaciana, podendo ser considerado como um órogeno colisional.

Ricci *et al.* (2003b) observaram contrastes litológicos, metamórficos, estruturais e geofísicos entre os domínios Bacajá e Carajás. Dentre os diversos critérios observados, destaca-se um predomínio de rochas de alto grau no Domínio Bacajá, uma menor proporção de rochas supracrustais e uma notável tectônica transcorrente, marcada por extensas zonas de cisalhamento NW-SE e WNW-ESE, paralelas e contínuas, que imprimem deformação dúctil nas rochas. Além disso, Ricci (2006 b,c,e) verificou que parte dos charnockitos e granulitos foram reequilibrados (descharnockitizados e retrometamorfisados), propondo que a quantidade de rochas infracrustais é ainda maior neste domínio.

No Domínio Bacajá as rochas granulíticas estão representadas pelas unidades metassedimentares Granulito Novolândia e Paragnaisse Ipiaçava, e pelo Ortogranulito Máfico Rio Preto, e complexos Cajazeiras e Aruanã, que representam os granulitos ortoderivados. No mapa tectônico apresentado neste trabalho, estas unidades de alto grau foram agrupadas na *Associação Granulítica Arqueana-Paleoproterozóica (APPgl)*.

Vasquez (2006) e Vasquez *et al.* (2008) encontraram fontes detríticas mesoarqueanas a siderianas, e idades de metamorfismo de 2109 ± 9 Ma e de cerca de 2,07 Ga para os granulitos paraderivados da porção oeste do domínio (Paragnaisse Ipiaçava,

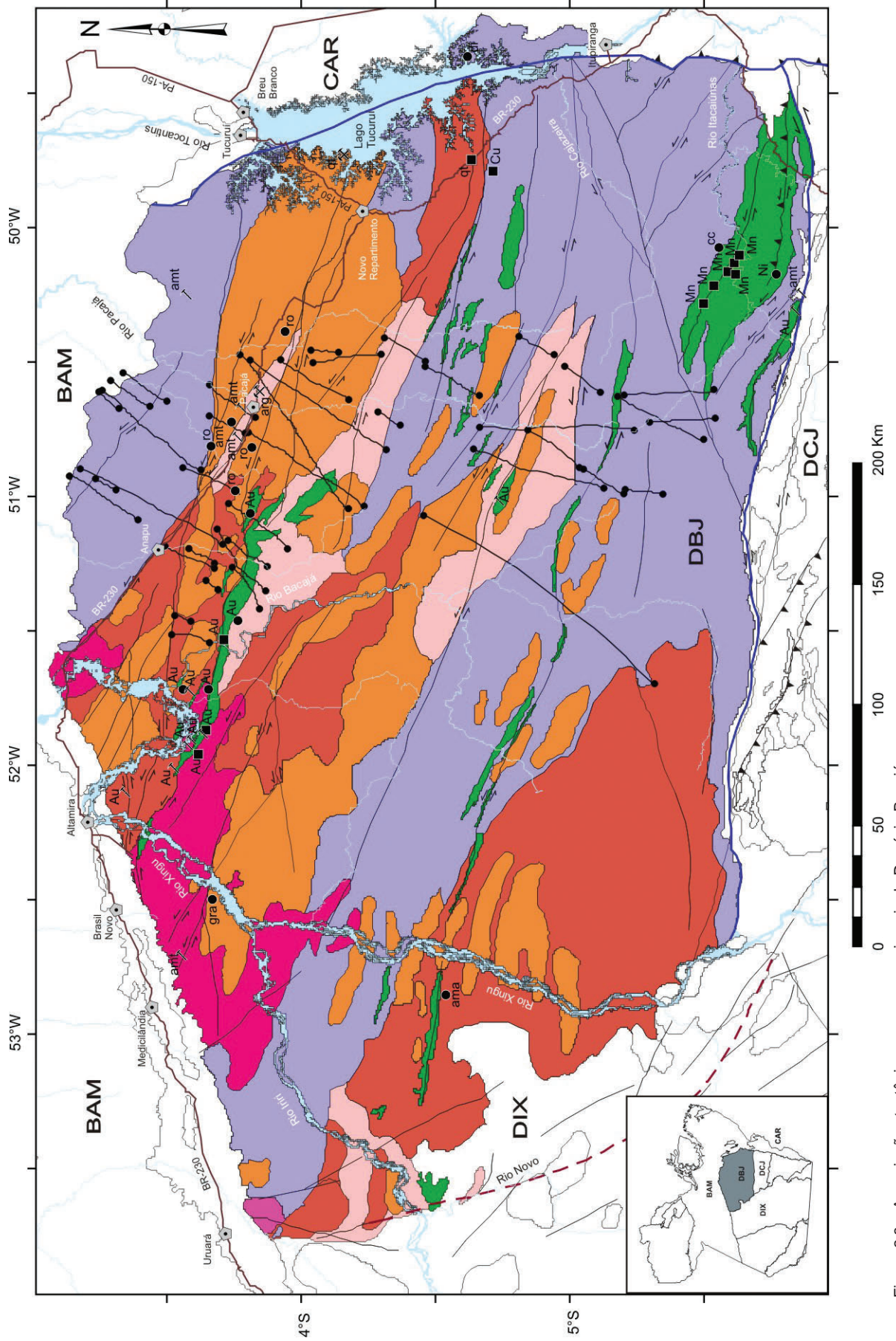


Figura 2.8 – Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Bacajá.



**Associações Tectônicas do Domínio Bacajá**

**PP3<sub>y</sub>**

*Suíte Plutônica Pós-orogênica* - granitóide orosiriano que pode representar um pulso magmático tardio do Ciclo Transamazônico ou um reflexo de antepais da Orogênese Cuiú-Cuiú. Granodiorito Sant'Ana (1986 Ma).

**Órôgeno Riacciano do Ciclo Transamazônico (Arcos de Ilha/Magmático e Colisão Continental)**

**PP2<sub>3</sub>**

*Suítes Plutônicas Tardi a Pós-collisionais* - granitóides e charnockitos riaccianos (2086-2069 Ma) relacionados ao relaxamento crustal posterior à colisão transamazônica. Suítes intrusivas Arapari e João Jorge.

**PP2<sub>2</sub>**

*Suítes Plutônicas Sin a Tardicolisionais* - granitóides e charnockitos riaccianos (2114-2094 Ma) relacionados ao climax da colisão continental (ca. 2,1 Ga). Complexo Bacajá, Granito Canaã, Granodiorito Babaquara.

**PP2<sub>1</sub>**

*Suítes Plutônicas Pré-collisionais* - granitóides de arcos de ilha e magmáticos riaccianos (2215-2133 Ma) colididos durante o Ciclo Transamazônico. Tonalito Brasil Novo, granodioritos Oca e Belo Monte, Monzogranito Piranhaquara e Metatonalito Tapiranga.

**Fragmentos Arqueanos e Siderianos Retrabalhados no Riacciano**

**APPgn**

*Associação Granito-gnaissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica* - ortognaisses migmatíticos com protólitos arqueanos a siderianos (2671-2338 Ma) e leucossomas riaccianos (2195 Ma). Ortognaisses Pacajá e Uruará, Metonalito Rio Bacajá.

**APPgb**

*Greenstone Belts Arqueano/Paleoproterozóicos* - seqüências metavulcano-sedimentares neoarqueanas a siderianas. Grupo Vila União, Seqüência Três Palmeiras (2359 Ma), Rochas Supracrustais 1.

**APPgl**

*Associação Granulítica Arqueana/Paleoproterozóica* - granulitos com protólitos (3009-2597 Ma) de fontes deíticas (3135-2475 Ma) arqueanas e siderianas, e metamorfismo granulítico riacciano (2109-2064 Ma), com charnockitos associados. Complexo Cajazeiras, Ortogranulito Máfico Rio Preto, Granulito Novolândia, Paragnaisse Ipiçava.

**Domínios Tectônicos**

---

Limite com assinatura geofísica

DIX - Domínio Irixi-Xingu

---

Limite com assinatura estrutural

DBJ - Domínio Bacajá  
DCJ - Domínio Carajás

**Estruturas**

—

Falha ou fratura

↗

Falha compressional (cavalgamento)

↖

Falha transpressional sinistral

↔

Falha transcorrente (dextral / sinistral)

—●—

Diques máficos

**Base Planimétrica**



**Recursos Minerais**

**Metais Nobres**

Ouro (Au)

**Metais Ferrosos**

Níquel (Ni)

Manganês (Mn)

**Metais Não Ferrosos**

Cobre (Cu)

**Material de Construção Civil**

Areia (are)

Argila (arg)

Calcário (cc)

Quartzito (qt)

Rocha ornamental (ro)

**Gemas**

Ametista (amt)

Água marinha (ama)

Diamante (di)

Granada (gra)

**Grau de Importância**

■ Depósito

● Ocorrência

▲ Indício

**Status Econômico**

↗ Garimpo

✕ Mina ativa

✕ Mina inativa

Figura 2.8 (Continuação)

Tabela 2.6 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Bacajá.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação/ Fontes Detriticas (Ma)	Método	Idade de metamorfismo (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd(t)
Magmatismo Pós-Orogénico (Ciclo Transamazônico)	Granodiorito Sant'Ana	1986 ± 5 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr			2,83 <sup>5</sup>	-8,89 <sup>5</sup>
	Suíte Intrusiva João Jorge (Granito Felício Turvo)	2077 ± 2 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr			2,73 e 2,65 <sup>5</sup>	-5,80 e -6,49 <sup>5</sup>
		2076 ± 6 <sup>9</sup>	Pb-Pb zr			2,57 e 2,33 <sup>9</sup>	-4,12 e -0,60 <sup>9</sup>
	Suíte Intrusiva Arapari	2069 ± 6 <sup>11</sup>	Pb-Pb zr				
		2075 ± 3 <sup>9</sup>	Pb-Pb zr				
Magmatismo Orogénico Tardi a Pós-Collisional (Ciclo Transamazônico)	2070 ± 3 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr			2,47 a 2,46 <sup>5</sup>		-3,12 a -2,40 <sup>5</sup>
		U-Pb S zr					
	2102 ± 3 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr				2,59 <sup>5</sup>	-3,45 <sup>5</sup>
	2104 ± 5 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr				2,54 <sup>5</sup>	-3,40 <sup>5</sup>
		Pb-Pb zr					
	2113 +35/-33 <sup>8</sup>	U-Pb S zr					
		2133 ± 10 <sup>5</sup>	U-Pb S zr	U-Pb S zr	2055 ± 6 <sup>5</sup>	2,45 <sup>5</sup>	-0,71 <sup>5</sup>
	2147 ± 5 <sup>4</sup>	U-Pb S zr				2,74 <sup>5</sup>	-4,29 <sup>5</sup>
	2154 ± 3 <sup>9</sup>	Pb-Pb zr					
	Magmatismo Orogénico Pré-Collisional (Ciclo Transamazônico)	2160 ± 3 <sup>5</sup>	U-Pb S zr				2,52 <sup>5</sup>
U-Pb S zr							
2182 ± 6 <sup>6</sup>		Pb-Pb zr					
Tonalito Brasil Novo	2209 ± 2 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr				2,93 e 2,71 <sup>5</sup>	-4,35 a -6,37 <sup>5</sup>
	2215 ± 2 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr					
Greenstone Belts	Seqüência Três Palmeiras	2359 ± 3 <sup>3</sup>	Pb-Pb zr			2,49 e 2,47 <sup>5</sup>	+1,64 e +173 <sup>5</sup>

Tabela 2.6 (Continuação)

Complexos Metamórficos	Metatonalito Rio Bacajá (Complexo Jacaré*)	2338 ± 5 <sup>4</sup>	U-Pb S zr			3,10 <sup>5</sup>	-10,84 <sup>5</sup>	
	Granulito Novolândia	2313 ± 9 <sup>8</sup>	U-Pb S zr					
					2064 ± 4 <sup>2</sup>			
	Paragnaisse Ipiçava	3,14 - 2,56 <sup>5</sup>	Pb-Pb zrd		2109 ± 9 5 <sup>4</sup>			
		3,12 - 2,47 <sup>(*)5</sup>	U-Pb S zrd		2073 ± 2, 2071 ± 3 <sup>5</sup>			
	Ortognaisse Uruará	2440 ± 7 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr		2074 ± 3 <sup>5</sup>			
		2503 ± 10 <sup>6</sup>	U-Pb S zr					
		2487 ± 13 <sup>4</sup>	U-Pb S zr				2,98 - 2,64 <sup>5</sup>	-4,68 a +0,46 <sup>5</sup>
	Complexo Aruanã	2606 ± 4 <sup>1</sup>	Pb-Pb zr					
	Ortognaulito Máf. Rio Preto	2628 ± 3 <sup>1</sup>	Pb-Pb zr		2072 ± 3 <sup>1</sup>			
		2671 ± 3 <sup>3</sup>	Pb-Pb zr		2195 ± 3 <sup>1</sup>		2,67 <sup>3</sup>	+2,7 <sup>3</sup>
	Complexo Cajazeiras	3009 ± 27 <sup>2</sup>	U-Pb S zr		2074 ± 8 <sup>2</sup>			
		2942 ± 4 <sup>1</sup>	Pb-Pb zr					

Abreviaturas: S. SHRIMP; mz. monazita; zr. zircão; zrd. zircão detritico;  $\epsilon\text{Nd}(t)$  calculado para idade de cristalização; (\*) idades em Ga, - denominação usada exclusivamente pelos autores.

Referências: 1 – Neste trabalho; 2 – Macambira et al. (2007); 3 – Macambira et al. (2004); 4 – Vasquez et al. (2008); 5 – Vasquez (2006); 6 – Santos (2003); 7 – Vasquez et al. (2005); 8 – Faraco et al. (2005); 9 – Macambira et al. (2003); 10 – Monteiro (2006); 11 – Souza et al. (2003).

Tabela 2.6). As idades em torno de 2,07 Ga foram interpretadas como refletindo o metamorfismo granulítico de baixa pressão relacionado ao relaxamento e extensão crustal pós-colisional, e a idade de 2,11 Ga como metamorfismo de alto grau relacionado ao pico da colisão. Adicionalmente, Macambira *et al.* (2007) encontraram uma idade metamórfica de  $2064 \pm 4$  Ma para o Granulito Novolândia, da parte oriental do Domínio Bacajá. O granulito ortoderivado, forneceu idades para os protólitos entre  $3009 \pm 27$  Ma e  $2606 \pm 6$  Ma, e idades metamórficas principalmente em torno de 2,07 Ga (Macambira *et al.* 2007, este trabalho, Tabela 2.6).

Os ortognaisses de fácies anfibolito, com diferentes graus de migmatização do Ortognaisse Pacajá, Ortognaisse Uruará e Metatonalito Rio Bacajá foram aqui reunidos na *Associação Granito-Gnáissico-Migmatítica Arqueana-Paleoproterozóica (APPgn)*. Os protólitos magmáticos destas unidades forneceu idades entre  $2671 \pm 3$  Ma e  $2313 \pm 9$  Ma (Tabela 2.6), e uma idade de  $2195 \pm 3$  Ma obtida no Ortognaisse Pacajá é interpretada como a idade de um evento de migmatização (este trabalho, Tabela 2.6). Os dados de isótopos de Nd obtidos nestas unidades mostram fonte juvenil neoarqueana ( $T_{DM}$  de 2,67 Ga e  $\epsilon Nd_{2,67 Ga}$  de +2,7) e crustal mesoarqueana ( $\epsilon Nd_{2,34 Ga}$  de -10,80 e  $T_{DM}$  de 3,10 Ga – Tabela 2.6), na formação das associações de embasamento do Domínio Bacajá.

As seqüências metavulcano-sedimentares do Domínio Bacajá foram incluídas na unidade litotectônica *Greenstone Belts Arqueano-Paleoproterozóicos (APPgb)*, na qual destaca-se a Seqüência Três Palmeiras, datada em  $2359 \pm 3$  Ma (Tabela 2.6), com rochas metamáficas apresentando um caráter geoquímico transicional entre toleítos de arco de ilha e de fundo oceânico (Jorge João *et al.* 1987). Isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{2,36 Ga}$  de +1,73 a +1,64 e  $T_{DM}$  de 2,47 e 2,49 Ga – Tabela 2.6) sugerem uma origem relacionada a acreção juvenil há aproximadamente 2,5 Ga (Vasquez 2006). As demais seqüências metavulcano-sedimentares, o Grupo Vila União e a Seqüência de Rochas Supracrustais 1, contam com pouca informação. Contudo, algumas evidências sugerem que estas são mais antigas, possivelmente neoarqueanas, como por exemplo, a semelhança litológica (no caso do Grupo Vila União) com seqüências metavulcano-sedimentares do Domínio Carajás, e o fato das mesmas serem, aparentemente, encaixantes de rochas neoarqueanas (no caso, a unidade Rochas Supracrustais 1 que no Garimpo Manelão é intrudida por ortognaisses de 2,67 Ga do Ortognaisse Pacajá).

A presença de *greenstone belts* siderianos, até arqueanos, no Domínio Bacajá, o distingue dos outros domínios da Província Transamazonas, nos quais as seqüências metavulcano-sedimentares estão associadas a bacias de arcos magmáticos riacianos.

As unidades litotectônicas do Domínio Bacajá, com evolução relacionada a distintos estágios orogenéticos do Ciclo Transamazônico, são: *Suites Plutônicas Pré-Colisionais (PP2 $\gamma$ 1)*, *Suites Plutônicas Sin a Tardicolisionais (PP2 $\gamma$ 2)*, *Suites Plutônicas Tardi a Pós-colisionais (PP2 $\gamma$ 3)*. A primeira engloba o Tonalito Brasil Novo, os granodioritos Oca e Belo Monte, o Monzogranito Piranhaquara e o Metatonalito Tapiranga, cujas idades variam  $2215 \pm 2$  a  $2133 \pm 10$  Ma (Tabela 2.6), que segundo Vasquez (2006), têm evolução relacionada a arcos magmáticos riacianos instalados nas bordas de

um continente consolidado no Sideriano. A assinatura dos isótopos de Nd (Tabela 2.6) sugere fontes variadas para esses granitóides pré-colisionais, com pouca ( $\epsilon Nd_{2,15 Ga}$  de -1,59 e -0,71 e  $T_{DM}$  de 2,47 e 2,49 Ga) e significativa contribuição crustal ( $\epsilon Nd_{2,15 Ga}$  de -4,29 a -6,36 e  $T_{DM}$  de 2,74 a 2,93 Ga).

A unidade *Suites Plutônicas Sin a Tardicolisionais (PP2 $\gamma$ 2)* reúne os charnockitos do Complexo Bacajá, os granitóides do Granodiorito Babaquara e Granito Canaã, os quais, embora não apresentem uma composição típica dos granitóides sin-colisionais, suas idades de formação em torno de 2,1 Ga (Tabela 2.6) coincidem com as idades relacionadas ao clímax da colisão continental do Ciclo Transamazônico. Os isótopos de Nd destes granitóides indicam uma contribuição crustal ( $\epsilon Nd_{2,1 Ga}$  de -3,40 e -3,45 e  $T_{DM}$  de 2,59 e 2,54 Ga, Tabela 2.6).

Os granitóides posicionados após a colisão continental de 2,1 Ga são reunidos nas *Suites Plutônicas Tardi a Pós-colisionais (PP2 $\gamma$ 3)*, que compreende as suítes intrusivas Arapari e João Jorge, as quais reúnem charnockitos e granitos fortemente controlados pelas zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE e WNW-ESE (Figura 2.8), com idades entre  $2086 \pm 5$  a  $2069 \pm 6$  Ma (Tabela 2.6). Isótopos de Nd (Tabela 2.6) indicam que suas fontes são crustais, e que a componente de crosta arqueana é mais significativa nos granitos ( $\epsilon Nd_{2,08 Ga}$  de -4,12 a -6,49 e  $T_{DM}$  de 2,57 e 2,73 Ga) que nos charnockitos ( $\epsilon Nd_{2,08 Ga}$  de -2,40 e -3,12 e  $T_{DM}$  de 2,46 e 2,47 Ga). Contudo, localmente ocorrem granitos com uma componente sideriana com muito pouca participação crustal ( $\epsilon Nd_{2,08 Ga}$  de -0,60 e  $T_{DM}$  de 2,33 Ga).

No Domínio Bacajá foi individualizado ainda um granitóide (Granodiorito Sant'Ana, datado em  $1986 \pm 5$  Ma (Tabela 2.6), portanto cerca de 80 Ma mais jovem que os granitóides englobados na unidade litotectônica *Suites Plutônicas Tardi a Pós-colisionais (PP2 $\gamma$ 3)*. Vasquez (2006) ponderou que este corpo pode representar pulso magmático tardio do Ciclo Transamazônico, relacionado ao estágio pós-orogênico, ou alternativamente ter evolução relacionada ao orógeno orosiriano (2,03-1,96 Ga) do Domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima, posicionado em região de antepaís. Contudo, a assinatura de isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{1,99 Ga}$  de -8,89 e  $T_{DM}$  de 2,83 Ga – Tabela 2.6) deste granitóide denota uma significativa contribuição crustal neoarqueana, que contrasta com a dos granitóides contemporâneos do Domínio Tapajós, que apresentam fontes paleoproterozóicas com pouca contribuição crustal (Lamarão *et al.* 2005). Em função da ocorrência expressiva de crosta neoarqueana no Domínio Bacajá, optou-se por classificar o Granodiorito Sant'Ana como uma *Suíte Plutônica Pós-orogênica (PP3 $\gamma$ )* em relação ao Ciclo Transamazônico.

Enxames de diques máficos de orientação NE-SW e N-S ocorrem na porção oriental do Domínio Bacajá (Figura 2.8), os quais têm uma notável expressão em imagens aeromagnéticas. São corpos de diabásio, provavelmente relacionados ao magmatismo toleítico jurássico (diabásios Penatecaua e Cururu) ocorrido durante a reativação mesozóica da Bacia do Amazonas, os quais foram englobados na unidade *Rochas Gabróicas Toleíticas Mesozóicas (J8)*.

O limite sul do Domínio Bacajá com o Domínio Carajás é marcado por zonas de cisalhamento E-W do Lineamento Cinzento. Os dados geocronológicos obtidos nas proximidades deste limite têm confirmado a formação e o retrabalhamento da crosta no Domínio Bacajá durante o Ciclo Transamazônico (ex. Cordani *et al.* 1984, Santos *et al.* 1988, Monteiro 2006, Macambira *et al.* 2007). A oeste, as rochas vulcânicas e os granitos do Domínio Iriri-Xingu recobrem e cortam as rochas do Domínio Bacajá. No entanto, a presença de janelas de embasamento no Domínio Iriri-Xingu, e a continuidade para oeste da assinatura aeromagnetométrica do Domínio Bacajá, sugerem sua extensão neste sentido (Figura 2.8). A leste, cavalgamentos do Cinturão Araguaia marcam o limite tectônico entre os domínios adjacentes. (MLV)

### 2.2.5 – Domínio Santana do Araguaia

O Domínio Santana do Araguaia localiza-se no extremo sudeste do estado do Pará (Figura 2.9), e sob o ponto de vista tectônico, posiciona-se no sudeste do Cráton Amazônico, em contato, a leste, com o Cinturão Araguaia, a norte com o Domínio Rio Maria, e a sul, admite-se que ultrapasse a fronteira com o estado do Mato Grosso, estendendo-se pela região nordeste daquele estado.

Nas propostas de compartimentação tectônica do Cráton Amazônico, o Domínio Santana do Araguaia tem sido considerado uma continuidade do terreno granitóide-*greenstone* mesoarqueano que define o Domínio Rio Maria, sendo, portanto, interpretado como pertencente à Província Carajás, segundo a proposta de Santos (2003), ou à Província Amazônia Central, de Tassinari e Macambira (2004). No entanto, idades K-Ar e Rb-Sr entre 2,70 e 2,0 Ga (Tabela 2.7; Tassinari e Basei 1980, Cunha *et al.* 1981), obtidas no nordeste do Mato Grosso, já indicavam o retrabalhamento de crosta arqueana neste segmento durante o Ciclo Transamazônico, o que não é observado no Domínio Rio Maria, segmento preservado de orogenias pós-arqueanas.

Mapeamento geológico e novos dados geocronológicos realizados no âmbito deste projeto ratificam o retrabalhamento de rochas arqueanas do Domínio Santana do Araguaia durante o Ciclo Transamazônico, e permitem vislumbrar um quadro geológico diferente dos apresentados em trabalhos de mapeamento e compilação anteriores (Cunha *et al.* 1981, Neves e Vale 1999, Faraco *et al.* 2004a). Gnaisses, migmatitos e granitóides da região de Santana do Araguaia constituem as unidades litoestratigráficas Ortognaisse Rio Campo Alegre e Complexo Santana do Araguaia, os quais eram anteriormente mapeados como Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974, Cunha *et al.* 1981, Faraco *et al.* 2004a). Estas unidades, propostas neste projeto, juntamente com as seqüências metavulcano-sedimentares Mururé e Fazenda Santa Fé, compõem a associação granitóide-*greenstone* arqueana do Domínio Santana do Araguaia.

No mapa tectônico apresentado neste projeto, o Ortognaisse Rio Campo Alegre e o Complexo Santana do Araguaia são englobados na unidade litotectônica *Associação Granito-gnáissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica (APPgn)*. No primeiro, em um

ortognaisse datado pelo método Pb-Pb em zircão neste projeto, foram obtidas idades entre  $2408 \pm 7$  a  $2663 \pm 23$  Ma (Tabela 2.7), sendo a idade mais antiga interpretada como idade mínima de cristalização do protólito magmático. O Complexo Santana do Araguaia ainda não foi datado, mas no Mato Grosso, em região que poderia representar o seu prolongamento para sul, foi obtida uma isócrona Rb-Sr de referência onde foi calculada uma idade de  $2696 \pm 79$  Ma (Tabela 2.7), que indica idade neoarqueana. Na mesma região foram obtidas idades K-Ar (minerais) e Rb-Sr (isócrona de referência) paleoproterozóicas, entre 2,17 e 2,0 Ga (Tabela 2.7), que refletem retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico.

As seqüências metavulcano-sedimentares Mururé e Fazenda Santa Fé são englobadas na unidade litotectônica *Greenstone Belts Arqueano/Paleoproterozóicos (APPgb)*. Idades Pb-Pb em zircões detríticos obtidas na Seqüência Mururé variam entre  $2833 \pm 7$  e  $2975 \pm 14$  (Tabela 2.7), e indicam idade máxima de sedimentação em torno de 2,83 Ga.

Portanto, os dados geocronológicos disponíveis na associação arqueana granitóide-*greenstone* do Domínio Santana do Araguaia, entre 2,83 e 2,66 Ga, demonstram que esta é mais jovem que sua correlata no Domínio Rio Maria, cujas idades variam entre 3,0 e 2,86 Ga (Tabela 2.7), o que reforça a compartimentação destes dois segmentos.

O retrabalhamento do Domínio Santana do Araguaia durante o Ciclo Transamazônico, previamente indicado por idades radiométricas Rb-Sr e K-Ar, é confirmado pelo magmatismo granitóide paleoproterozóico de  $2187 \pm 28$  Ma (Tabela 2.7), que define a unidade Tonalito Rio Dezoito, proposta neste projeto, que em trabalhos anteriores também era mapeada como Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974, Cunha *et al.* 1981, Faraco *et al.* 2004a). No mapa tectônico apresentado neste projeto, o Tonalito Rio Dezoito é incorporado à unidade litotectônica *Suítes Plutônicas Pré-Colisionais (PP2γ1)*, que engloba os granitóides riacianos da Província Transamazônicas formados antes do estágio colisional do Ciclo Transamazônico.

No Domínio Santana do Araguaia, coberturas sedimentares paleoproterozóicas, representadas pelo Grupo Rio Fresco e Formação Gorotire, são englobadas nas unidades *Bacias Cratônicas Plataformais Paleoproterozóicas (PP12bcp)* e *Bacias Intracratônicas/Antepais Paleoproterozóicas (PP23bia)*, respectivamente, cujas descrições constam no Domínio Rio Maria, uma vez que ocorrem de forma mais expressiva naquele segmento.

A Suíte Intrusiva Rio Dourado e o Sienito Rio Cristalino, incluídas na unidade litotectônica *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais (PP34γa)*, representam o último evento magmático conhecido no Domínio Santana do Araguaia. Trata-se de manifestações plutônicas anorogênicas, de afinidade alcalina, sendo que a primeira tem características de granitos tipo-A, tendo sido datada em  $1889 \pm 11$  Ma (Tabela 2.7). Esta unidade é cronocorrelata a outras suítes similares que retratam o importante evento magmático alcalino intracontinental, expressivamente representado em toda a porção sudeste do Cráton Amazônico (Suíte Intrusiva Jamon/Domínio Rio Maria, Suíte Intrusiva Carajás/Domínio Carajás).

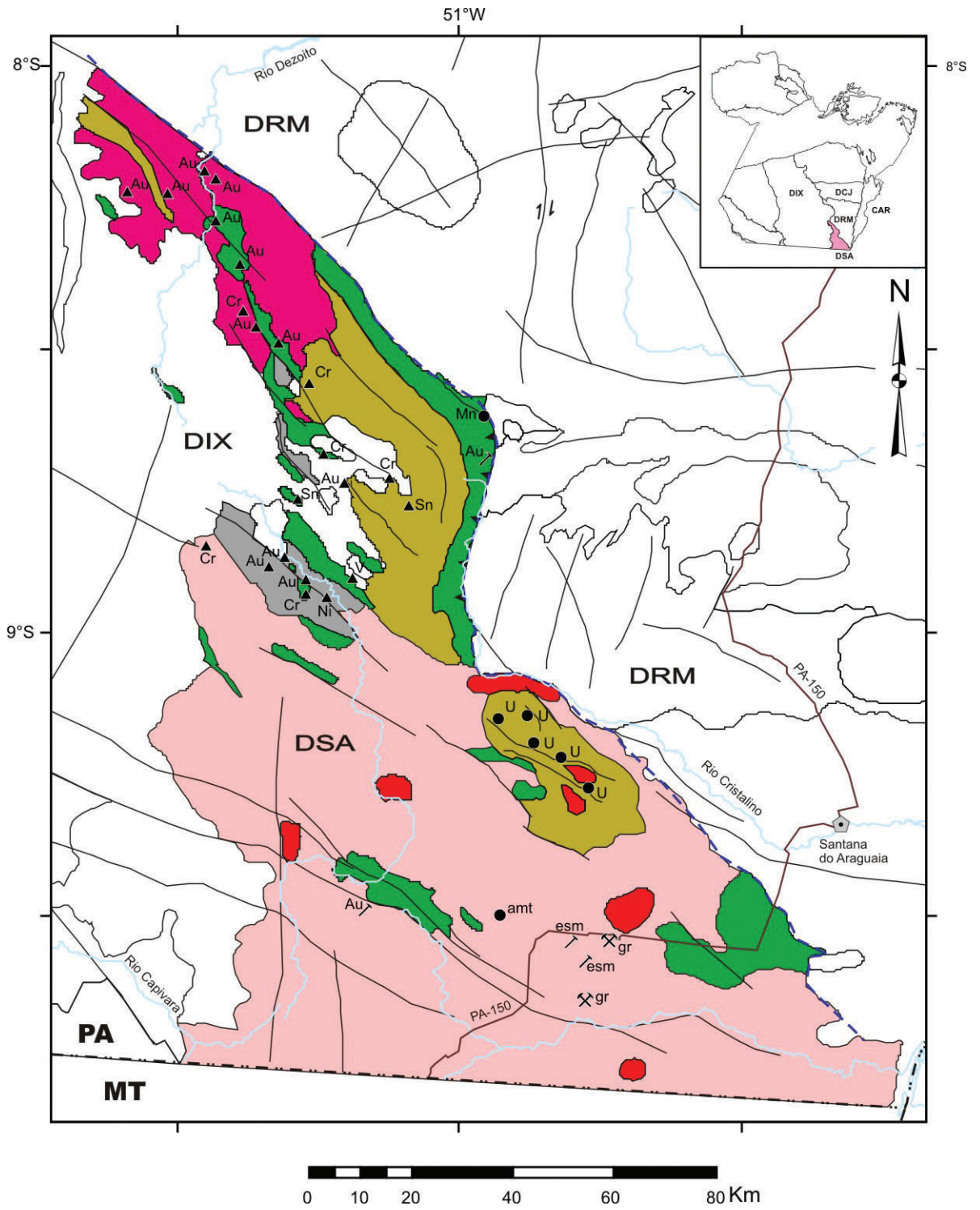


Figura 2.9 – Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Santana do Araguaia.

**Associações Tectônicas do Domínio Santana do Araguaia**

**Magmatismo Félsico Intracontinental**

**PP34/a** *Suites Plutônicas Alcalinas Intracontinentais* - granitos de afinidade alcalina relacionados à extensão crustal orosiriana/estateriana. Suíte Intrusiva Rio Dourado (1884 Ma) e Sienito Rio Cristalino.

**Bacias Sedimentares Proterozóicas (Tafrogéno Sideriano-Riaciano?)**

**PP23bia** *Bacias Intracratônicas/Antepais Paleoproterozóicas* - seqüência predominantemente psamítica com sedimentação continental riaciana a orosiriana. Formação Gorotire (< 2035 Ma).

**PP12bcp** *Bacias Cratônicas Plataformais Paleoproterozóicas* - seqüências de plataforma transgressiva com sedimentação durante o Riaciano ou mais antiga. Grupo Rio Fresco.

**Orógeno Riaciano do Ciclo Transamazônico (Arco de Ilha/Magmático e Colisão Continental)**


**PP21** *Suites Plutônicas Pré-Colisionais* - granitóides riacianos formados antes da colisão continental de 2,1 Ga durante o Ciclo Transamazônico. Tonalito Rio Dezoito (2187 Ma).

**Fragmentos Arqueanos e Siderianos Retrabalhados no Riaciano**




**APPgn** *Associação Granito-gnáissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica* - ortognaisses migmatíticos com protólitos arqueanos a siderianos e metamorfismo riaciano com granitóides associados. Ortognaisse Rio Campo Alegre (2663-2408 Ma) e Complexo Santana do Araguaia.

**APPgb** *Greenstone Belts Arqueano/Paleoproterozóicos* - seqüências metavulcano-sedimentares neoarqueanas e talvez siderianas. Seqüências Mururé (< 2833 Ma) e Fazenda Santa Fé.

**Domínios Tectônicos**

 Limite com assinatura estrutural  
 DSA - Domínio Santana do Araguaia      CAR - Cinturão Araguaia  
 DRM - Domínio Rio Maria                      DIX - Domínio Iriri-Xingu

**Estruturas**

-  Falha ou fratura
-  Falha compressional (cavalgamento)
-  Falha transcorrente (dextral / sinistral)

**Base Planimétrica**

-  Rios e igarapés
-  Estradas
-  Cidades
-  Limite estadual

**Recursos Minerais**







Metais Nobres	Gemas	Grau de Importância	Status Econômico
Ouro (Au)	Ametista (amt)	 Depósito	 Garimpo
<b>Material de Uso na Construção Civil</b>	Esmeralda (esm)	 Ocorrência	 Mina ativa
Granito (gr)	<b>Metais Ferrosos</b>	 Indício	 Mina inativa
Calcário dolomítico (ccd)	Cromo (Cr)		
<b>Energéticos</b>	Níquel (Ni)		
Urânio (U)	Vanádio (V)		

Figura 2.9 (Continuação)

Tabela 2.7 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Santana do Araguaia.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação/ Fontes Detriticas (Ma)	Método	Idade de metamorfismo (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd(t)
Magmatismo Félsico Intracontinental	Suíte Intrusiva Rio Dourado	1889 ± 11 <sup>5</sup>	U-Pb T zr			2,69 e 2,62 <sup>6</sup>	- 7,3 e -7,7 ♦
	Tonalito Rio Dezoito	2187 ± 28 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr				
Complexos Metamórficos	Complexo Santana do Araguaia			2070 ± 63 <sup>4</sup>	K-Ar mu		
				2174 ± 33 <sup>4</sup>	K-Ar bt		
				2082 ± 51 <sup>4</sup>	K-Ar anf		
			2696 ± 79 <sup>3</sup>	Rb-Sr rt.	2000 <sup>3</sup>	Rb-Sr rt	
	Ortognaisse Rio Campo Alegre	2408 ± 7 a 2663 ± 23 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr				
<i>Greenstone Belts</i>	Seqüência Mururé	2833 ± 7 a 2975 ± 14 <sup>1</sup>	Pb-Pb zrd				

Abreviaturas: T. ID-TIMS; zr. zircão; zrd. zircão detritico; rt. rocha total; bt. biotita, anf. anfíbólio; mu. muscovita; εNd(t). calculado para idade de cristalização; ♦ - recalculado para novo (t).

Referências: 1 – Monteiro et al. (2004); 2 – Neste trabalho; 3 – Cunha et al. (1981); 4 – Tassinari e Basei (1980); 5 – Barros et al. 2005; 6 – Sato e Tassinari (1997).



O Domínio Santana do Araguaia apresenta um *trend* estrutural marcadamente NW-SE, fortemente contrastante com a estruturação E-W do Domínio Rio Maria, o que também subsidiou sua individualização. A foliação dúctil, observada no Ortognaisse Rio Campo Alegre, está orientada segundo N20°-40°W, com mergulhos de 30°-40° para SW. Na porção nordeste deste domínio, destaca-se uma zona de cavalgamento que delinea a borda leste de uma faixa da Seqüência Mururé, orientado segundo NW-SE, com inflexão para NNE-SSW. (LRC)

### 2.3 – PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

Em trabalhos recentes, a designação Província Amazônia Central tem sido utilizada para denominar províncias geocronológicas com distintos significados tectônicos. Na concepção de alguns autores (Cordani *et al.* 1979, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari *et al.* 2000) esta província tem sido interpretada como o núcleo mais antigo do Cráton Amazônico, com evolução anterior a 2,3 Ga, portanto não afetado por orogêneses do Ciclo Transamazônico (2,26 – 1,96 Ga), e em torno do qual foram acrescentadas as faixas móveis paleoproterozóicas. Segundo esta proposta, a Província Amazônia-Central inclui, além dos domínios arqueanos de Rio Maria e Carajás, a região que se estende aproximadamente entre os rios Xingu e Iriri, a sul da Bacia do Amazonas, e a norte desta bacia, entre os rios Maicuru e Nhamundá, que representam neste trabalho, grosso modo, os domínios Iriri-Xingu e Erepecuru-Trombetas, respectivamente (Figura 2.10 e 2.11). Pode-se considerar que a característica mais proeminente desta região é a expressiva associação vulcano-plutônica de idade orosiriana e caráter intracontinental, representada principalmente pelo Grupo Iriri e Suite Intrusiva Velho Guilherme, a sul da Bacia do Amazonas, e pelo Grupo Iricoumé e Suite Intrusiva Mapuera, a norte.

Coube a Santos *et al.* (2000) a redefinição da Província Amazônia-Central, a partir da qual desmembrou a Província Carajás, esta última constituída pelos domínios arqueanos de Carajás e Rio Maria. Segundo esta proposta, ratificada posteriormente por Santos (2003), os principais critérios para redefinição da Província Amazônia Central foram, além da inexistência de rochas arqueanas nesta província, os contrastes estruturais e litológicos em relação à Província Carajás. Em linhas gerais, a Província Carajás é um segmento arqueano preservado, com estruturação geral WNW-ESE em regime dúctil, enquanto a Província Amazônia Central é composta por uma associação vulcano-plutônica cratogênica de idade paleoproterozóica, entre 1,90 e 1,86 Ga, com estruturação essencialmente rúptil, e segundo NW-SE. (LRC)

#### 2.3.1 - Domínio Iriri-Xingu

O Domínio Iriri-Xingu corresponde à porção meridional da Província Amazônia Central. Trata-se de uma parte do Cráton Amazônico pouco conhecida, onde domina uma associação vulcano-plutônica orosiriana, além de coberturas sedimentares de rifte continental (Figura 2.10).

Existem poucos registros de janelas do embasamento neste domínio, a exemplo de gnaisses e supracrustais do Morro Grande, no rio Curuá (Forman *et al.* 1972), que representam provavelmente continuidade de

domínios adjacentes. Destaca-se também a ocorrência de remanescentes de uma bacia intracratônica paleoproterozóica, com evolução anterior ao vulcano-plutonismo orosiriano. Esta cobertura define a unidade litotectônica *Bacias Intracratônicas/Antepaís Paleoproterozóicas (PP23bia)*, e é representada pela Formação Castelo dos Sonhos, cujas fontes detríticas, com idades de 3105 a 2083 Ma (Tabela 2.8), sugerem uma sedimentação riaciana e com contribuição de fontes arqueanas. Esta bacia pode estar associada à evolução pós-colisional do Ciclo Transamazônico, representando, por exemplo, uma bacia de antepaís de um orógeno transamazônico.

Algumas unidades que compõem a associação vulcano-plutônica orosiriana expressiva do Domínio Iriri-Xingu, também se estendem ao Domínio Tapajós, da Província Tapajós-Parima, onde, apesar da contemporaneidade, apresentam algumas características contrastantes. Uma das mais proeminentes unidades geológicas do Domínio Iriri Xingu é o Grupo Iriri, constituído essencialmente por rochas vulcânicas, com idades entre 1,89 e 1,70 Ga (Tabela 2.10), incluído na unidade litotectônica *Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais (PP3α)*. A assinatura de isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{1,88 Ga}$  de -6,3 a -11,6 e  $T_{DM}$  de 2,60 a 3,13 Ga – Tabela 2.8) denota uma fonte crustal arqueana para estas rochas, que contrasta com as fontes paleoproterozóicas para as rochas da mesma unidade no Domínio Tapajós. De modo análogo, a Suite Intrusiva Velho Guilherme e os Granitos Tipo A Indiferenciados, com idades de 1,62 a 1,89 Ga (Tabela 2.8), do Domínio Iriri-Xingu, classificados como *Suites Plutônicas Alcalinas Intracontinentais (PP3γa)*, apresentam fontes crustais arqueanas ( $\epsilon Nd_{1,88 Ga}$  de -5,35 a -12,2 e  $T_{DM}$  de 2,55 a 3,25 Ga, Tabela 2.8), enquanto na maioria do granitos tipo A contemporâneos do Domínio Tapajós (ex. Suite Intrusiva Maloquinha), são identificadas fontes paleoproterozóicas. A contribuição de fontes crustais arqueanas também foi observada nas rochas andesíticas da Formação Sobreiro ( $T_{DM} = 3,11 Ga$  e  $\epsilon Nd = -10,1$ , Tabela 2.8), de 1,86-1,88 Ga, incluída na unidade *Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas Intracontinentais (PP3β)*. Estes dados demonstram que a participação de crosta arqueana na origem das rochas ígneas orosirianas se intensifica em direção à Província Carajás (Lamarão *et al.* 2005 e Vasquez 2006).

O contraste entre a assinatura de isótopos de Nd tem sido usado como critério para esboçar o limite entre as províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central, a exemplo de Santos *et al.* (2000), que sugeriram um limite submeridiano entre essas duas províncias. No entanto, o prolongamento de corpos ígneos do Domínio Tapajós para leste, em direção ao Domínio Iriri-Xingu, sugere sua continuidade neste sentido. Dados geocronológicos e de geoquímica isotópica sistemáticos são necessários para refinar o limite entre estes domínios, e conseqüentemente, entre as províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central.

Os Granitos Tipo I Indiferenciados, incluídos na unidade litotectônica *Suites Plutônicas Cálcio-alcalinas de Alto K Intracontinentais (PP3γi)* do Domínio Iriri-Xingu, carecem de estudos petrológicos e geocronológicos, mas sua mineralogia e por vezes composição petrográfica, são semelhantes a dos granitoides cálcio-alcalinos relacionados a arcos magmáticos, o que não é coerente com seu agrupamento junto às unidades relacionadas ao

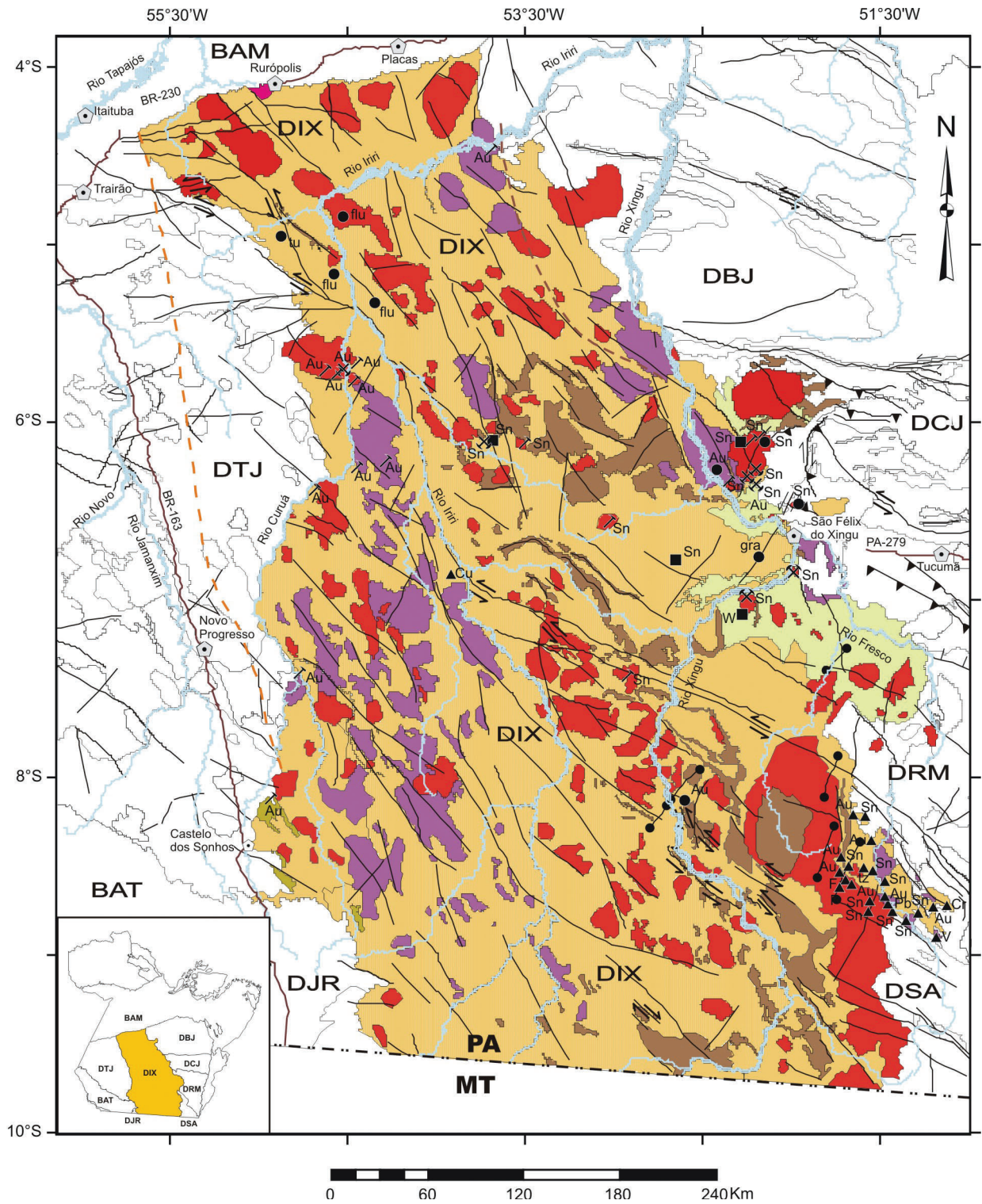


Figura 2.10 – Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Irir-Xingu.

## Associações Tectônicas do Domínio Iriri-Xingu

### Tafrógenos Orosiriano e Estateriano

#### Bacia Sedimentar Proterozóica

**PP3brc** *Bacias de Rifte Continental Paleoproterozóico* - seqüências epiclásticas e piroclásticas de rifte continental formado entre o Orosiriano e o Estateriano. Formações Triunfo e Cubencranquém.

#### Magmatismo Intracontinental

**PP34<sub>7a</sub>** *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais* - granitóides de afinidade alcalina (tipo A) relacionados à extensão crustal orosiriana e/ou estateriana. Suíte Intrusiva Velho Guilherme (1862-1867 Ma), Sienito Guabiraba e Granitos Tipo A Indiferenciado (1888 Ma).

**PP3<sub>β</sub>** *Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas Intracontinentais* - rochas vulcânicas intermediárias e máficas de alto potássio relacionadas à extensão crustal orosiriana. Formação Sobreiro (1865-1880 Ma).



**PP3<sub>γi</sub>** *Suítes Plutônicas Cálcio-alcalinas de Alto K Intracontinentais* - granitóides cálcio-alcalinos evoluídos relacionados à extensão crustal orosiriana. Granitos Tipo I Indiferenciados.

**PP3<sub>α</sub>** *Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais* - rochas vulcânicas félsicas, piroclásticas e vulcanoclásticas relacionadas à extensão crustal orosiriana. Grupo Iriri (1890-1870 Ma).

#### Bacia Sedimentar Proterozóica (Tafrogênese Sideriana-Riaciana?).

**PP23bia** *Bacias Intracratônicas/Antepais Paleoproterozóicas* - seqüências predominantemente psamítica de sedimentação continental riaciana a orosiriana. Formação Castelo dos Sonhos (< 2083 Ma).


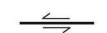


### Domínios Tectônicos

 Limite com assinatura isotópica  
 Limite com assinatura geofísica

DTJ - Domínio Tapajós  
 DSA - Domínio Santana do Araguaia  
 DBJ - Domínio Bacajá  
 DCJ - Domínio Carajás  
 DRM - Domínio Rio Maria

BAM - Bacia do Amazonas  
 BAT - Bacia do Alto Tapajós  
 DJR - Domínio Juruena  
 DIX - Domínio Iriri-Xingu

### Estruturas

 Falha ou fratura  
 Falha transcorrente sinistral  
 Falha compressional (cavalgamento)  
 Diques máficos

### Base Planimétrica

 Rios e igarapés  
 Estradas  
 Cidades  
 Vilas/localidades  
 Limite estadual

### Recursos Minerais

#### Metais Nobres

Ouro (Au)

#### Metais Não Ferrosos

Estanho (Sn)

Cobre (Cu)

Chumbo (Pb)

Wolframio (W)

#### Metais Ferrosos

Cromo (Cr)

Vanádio (V)

#### Gemas

Topázio (tz)

Turmalina (tu)

Granada (gra)

#### Rochas e Minerais Industriais

Fluorita (flu)

Flúor (F)

#### Grau de Importância

 Depósito

 Ocorrência

 Indício

#### Status Econômico

 Garimpo

 Mina ativa

 Mina inativa

Figura 2.10 (Continuação)

Tabela 2.8 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Iiriri-Xingu.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação/ Fontes Detriticas (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (t)	
Coberturas Sedimentares	Formação Castelo dos Sonhos	3105 – 2083 <sup>8</sup>	U-Pb S zrd			
	Granitos Tipo A Indiferenciados	1887 ± 2 e 1888 ± 3 <sup>7</sup>	Pb-Pb zr	2,55 <sup>3</sup>	-5,35 <sup>♦</sup>	
Magmatismo Intracontinental	Granito Mocambo	1862 ± 16 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	2,98 <sup>6</sup>	-7,9 <sup>6</sup>	
	Suíte Intrusiva Velho Guilherme	1866 ± 3 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	3,02 <sup>6</sup>	-12,2 <sup>6</sup>	
	Granito Rio Xingu	Granito Antônio Vicente	1867 ± 4 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	3,25 <sup>6</sup>	-12,1 <sup>6</sup>
		Granito Serra da Queimada	1887 ± 5 <sup>5</sup>	Pb-Pb zr		
	Formação Sobreiro	Granitos Tipo I Indiferenciados	1865 ± 5 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr	3,11 <sup>4</sup>	-10,1 <sup>4</sup>
			1880 ± 6 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr		
		1921 ± 69 <sup>1</sup>	Rb-Sr rt.			

Abreviaturas: S. SHRIMP; zr. zircão; zrd. zircão detritico; rt. rocha total. εNd (t) calculado para idade de cristalização; ♦ - recalculado para novo (t);\* - denominação usada exclusivamente pelos autores.

Referências: 1 – Macambira et al. (1997); 2 – Fernandes (2005); 3 – Sato e Tassinari (1997); 4 – Teixeira et al. (2002a); 5 – Pinho et al. (2006); 6 – Teixeira et al. (2002b); 7 – Paiva Junior et al. (2006); 8 – Santos (2003).

magmatismo de ambiente extensional intracontinental, conforme adotado neste trabalho. Se não representam remanescentes de um arco magmático, é possível que sua evolução esteja relacionada à *underplating* magmático, como sugerido por Almeida (2006) para os granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca do Domínio Erepecuru-Trombetas, que representa a porção setentrional da Província Amazônia Central

As formações Triunfo e Cubencranquém representam as *Bacias de Rifte Continental Paleoproterozóicas (PP3brc)* do Domínio Iriri-Xingu. Estas unidades se caracterizam por uma sedimentação continental, com significativa contribuição de fontes detríticas principalmente de origem vulcânica félsica, possivelmente relacionada às rochas do Grupo Iriri. Considera-se que esta sedimentação posterior ao vulcano-plutonismo orosiriano está relacionada a um estágio mais avançado de evolução de um rifte (tafrógeno) implantado durante o Orosiriano e o Estateriano.

A orientação preferencial NNW-SSE (Figura 2.10) das falhas no Domínio Iriri-Xingu contrasta com o *trend* estrutural dos domínios adjacentes. Tais falhas controlam as intrusões ígneas e segmentos sedimentares das bacias de rifte paleoproterozóicas, podendo corresponder às ombreiras do rifte.

Brito Neves *et al.* (1995) denominaram o que corresponde ao Domínio Iriri-Xingu de Tafrógeno do Iriri, e associaram a sua evolução aos processos de extensão e adelgaçamento crustal (tafrógenese) ocorridos após as aglutinações das massas continentais durante o Riáciano e Orosiriano, que deram origem aos supercontinentes no final do Paleoproterozóico. (MLV)

### 2.3.2 – Domínio Erepecuru-Trombetas

O Domínio Erepecuru-Trombetas, que representa a porção setentrional da Província Amazônia Central, é um dos setores menos conhecidos do território paraense, onde os últimos levantamentos geológicos sistemáticos datam da década de 80 e onde os restritos dados geocronológicos existentes foram obtidos através das sistemáticas Rb-Sr e K-Ar. No entanto, algumas das principais unidades litoestratigráficas deste domínio se estendem em direção oeste, adentrando as regiões nordeste do estado do Amazonas e sudeste de Roraima, onde foram alvos de estudos geológicos recentes (CPRM 2000, Reis *et al.* 2003, Santos 2003, Almeida 2006, Valério 2006) que serviram como base para as interpretações adotadas neste projeto. No entanto, é importante ressaltar que nestes estados vizinhos tais unidades são consideradas como parte da Província Tapajós-Parima (Domínio Uaimiri, Santos 2003).

O Domínio Erepecuru-Trombetas pode ser dividido em dois subdomínios, sendo a principal diferença entre eles a maior ou menor exposição de rochas de embasamento (Figura 2.11). No Domínio Erepecuru-Trombetas Leste aparentemente dominam rochas do embasamento, representadas pelas unidades litotectônicas *Associação Granito-gnáissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica (APPgn)* e *Greenstone Belts Arqueano/Paleoproterozóicos (APPgb)*, compostas respectivamente pelas unidades litoestratigráficas Complexo Indiferenciado e Rochas Supracrustais 2, cuja cartografia neste projeto foi baseada fundamentalmente em produtos de sensores remotos e informações de campo oriundas de projetos anteriores (Oliveira *et al.*

1975, Araújo *et al.* 1976, Chaves *et al.* 1977, Jorge João *et al.* 1984). Fundamentando-se nos dados disponíveis, especula-se que estas unidades podem representar a continuidade para oeste dos domínios adjacentes da Província Transamazonas (Domínio Carecuru e/ou Bloco Amapá). No Complexo Indiferenciado, composto por gnaisses e granitóides, existem evidências da atuação do Ciclo Transamazônico, como as idades de  $2040 \pm 23$  e  $1910 \pm 70$  Ma obtidas pelos métodos K-Ar em biotita e Rb-Sr em rocha total, isócrona de referência, respectivamente (Araújo *et al.* 1976). A unidade Rochas Supracrustais 2 poderia representar remanescentes de uma seqüência metavulcano-sedimentar, semelhante àquelas cartografadas no Domínio Carecuru (ex. Grupo Ipitinga, Seqüência 13 de Maio).

No Domínio Erepecuru-Trombetas Oeste domina amplamente uma associação vulcano-plutônica intracontinental orosiriana, constituída principalmente pelas unidades litotectônicas *Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais (PP3α)* e *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais (PP34γa)*, as quais têm correlatos a sul da Bacia do Amazonas, no Domínio Iriri-Xingu. A primeira é representada pelo Grupo Iricoumé, composto principalmente por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, com idades entre 1,90 e 1,88 Ga, e assinatura isotópica de Nd ( $T_{DM}$  de 2,26 a 2,05 Ga e  $\epsilon Nd$  de -1,44 a + 1,69, Tabela 2.9) que indica fontes riácianas, e a outra pela Suíte Intrusiva Mapuera e pelo Sienito Erepecuru. Esta suíte inclui granitos de 1,89 a 1,86 Ga, com características geoquímicas semelhantes as dos granitos tipo A, e com assinatura de Nd ( $T_{DM}$  de 2,25 a 2,12 Ga e  $\epsilon Nd$  de -1,68 a +0,66, Tabela 2.9), também demonstrando fontes riácianas. No Sienito Erepecuru foi obtida uma idade Rb-Sr imprecisa de  $1806 \pm 69$  Ma (Tabela 2.9), que sugere contemporaneidade com a Suíte Mapuera.

A Suíte Intrusiva Água Branca representa a unidade litotectônica *Suítes Plutônicas Cálcio-alcalinas de Alto K Intracontinentais (PP3γ1)*, a qual é composta por granitóides com características semelhantes a dos granitóides cálcio-alcalinos, com idades de colocação em torno de 1,9 Ga (Tabela 2.9), com assinatura de Nd apontando fontes distintas, sendo uma crustal sideriana ( $T_{DM}$  de 2,47 a 2,32 e  $\epsilon Nd$  de -4,27 a -2,69) e outra riáciana ( $T_{DM}$  2,29 a 2,14 Ga e  $\epsilon Nd$  -2,24 a +0,46), com componentes juvenis e crustais (Tabela 2.9). Neste projeto optou-se por associar esta suíte ao magmatismo orosiriano de caráter intracontinental, assim como o Grupo Iricoumé e a Suíte Intrusiva Mapuera, com base nas interpretações de Almeida (2006) que admite sua evolução em ambiente intracontinental, controlados por mecanismos de *underplating* magmático e fusão crustal de rochas paleoproterozóicas empobrecidas, envolvendo ainda a adição de material juvenil. É ressaltado, no entanto, que existem interpretações genéticas alternativas para esta unidade, como a que envolve subducção de litosfera oceânica em ambiente de arco magmático (CPRM 2000, Valério 2006).

Magmatismo máfico intracontinental no Domínio Erepecuru-Trombetas é representado pela unidade Rochas Máficas Indiferenciadas e pelo Diabásio Suretama, incluídas, respectivamente, nas unidades tectônicas *Rochas Gabróicas Paleoproterozóicas (PP34δ)* e *Rochas Gabróicas Toleiíticas Estaterianas (PP4δ)*. Tais unidades carecem de dados geocronológicos, e embora



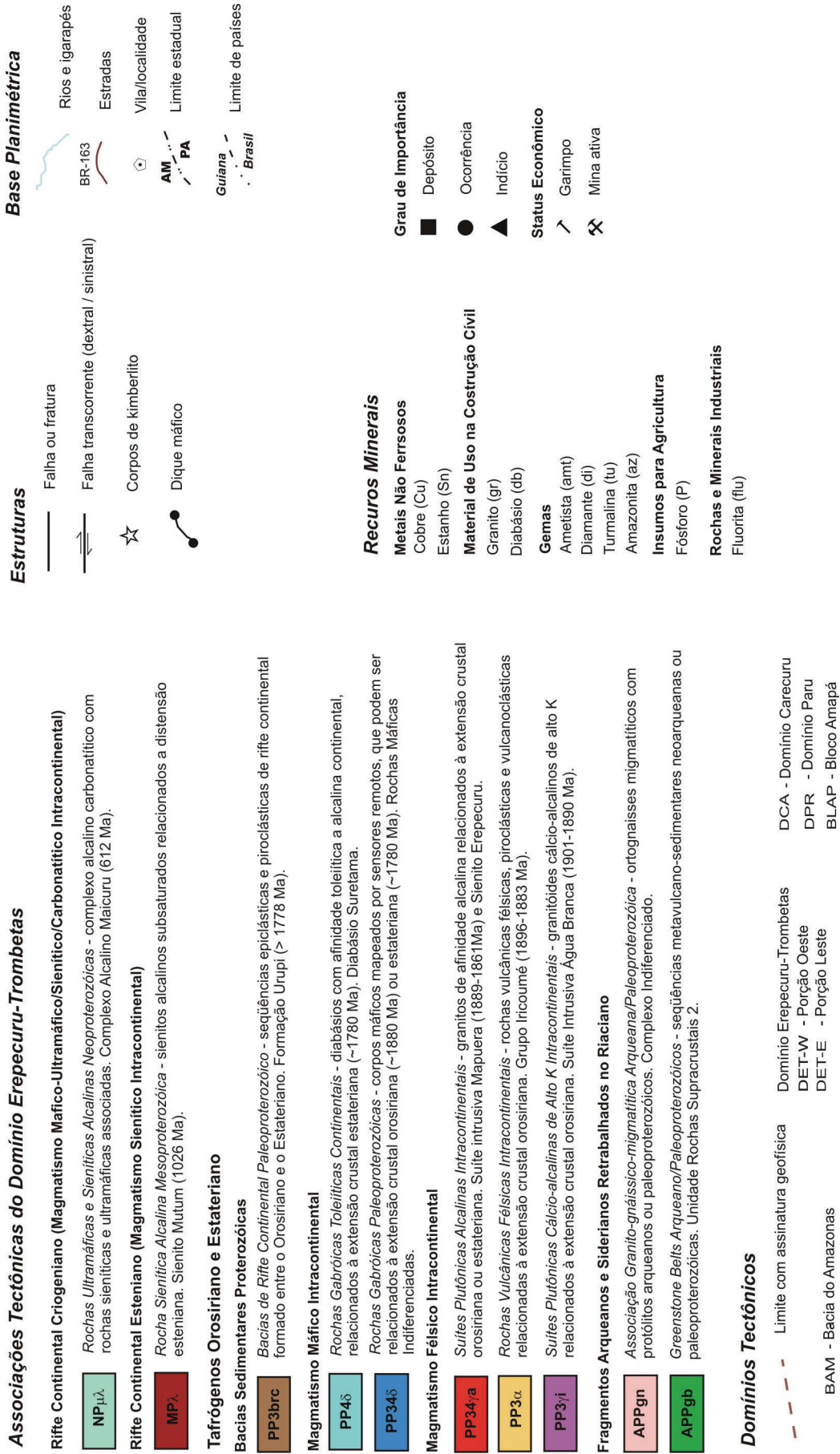


Figura 2.11 (Continuação)

Tabela 2.9 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Erepecuru-Trombetas.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de cristalização (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (t)
Magmatismo Alcalino Intracontinental	Complexo Alcalino Maicuru	612 <sup>1</sup>	Rb-Sr		
		1026 ± 28 <sup>2</sup>	K-Ar rt		
	Magmatismo Máfico Intracontinental	1420 ± 32 <sup>3</sup>	K-Ar pl		
		1806 ± 69 <sup>2</sup>	Rb-Sr rt		
Magmatismo Intracontinental	Suíte Intrusiva Mapuera	1871 ± 5 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr	2,25 a 2,12 <sup>13</sup>	- 1,68 a + 0,66 <sup>13</sup>
		1871 ± 5 <sup>5</sup>	U-Pb S zr		
		1889 ± 2 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr		
		1865 ± 15, 1869 ± 10, 1871 ± 5, 1876 ± 4 <sup>7</sup>	U-Pb S zr		
		1861 ± 20 e 1864 ± 13 <sup>8</sup>	Pb-Pb zr		
		1873 ± 6 <sup>9</sup>	U-Pb S zr		
	Suíte Intrusiva Água Branca	1872 ± 24 <sup>10</sup>	U-Pb S zr	2,29 a 2,14 <sup>4</sup> 2,47 a 2,32 <sup>4</sup>	- 2,24 a + 0,46 <sup>4</sup> - 4,27 a - 2,69 <sup>4</sup>
		1898 ± 3, 1895 ± 3, 1890 ± 2 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr		
		1901 ± 5, 1895 ± 3, 1891 ± 2 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr		
		1891 ± 7 <sup>10</sup>	U-Pb S zr		
Grupo Iricoumé		1883 ± 4 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	2,26 a 2,05 <sup>13</sup>	- 1,44 a + 1,69 <sup>13</sup>
		1888 ± 3 <sup>11</sup>	Pb-Pb zr		
		1893 ± 5 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr		
		1893 ± 2 <sup>12</sup>	Pb-Pb zr		
		1896 ± 7 <sup>5</sup>	U-Pb S zr	2,19 <sup>14</sup>	- 0,27 <sup>14</sup>

Abreviaturas: S. SHRIMP; rt. rocha total; zr. zircão; pl. plagioclásio; bt. biotita; εNd (t), calculado para idade de cristalização.

Referências: 1 - Lemos e Gaspar (2002); 2 - Oliveira et al. (1975); 3 - Araújo et al. (1976); 4 - Almeida (2006); 5 - Santos et al. (2002); 6 - Valério (2006); 7 - Santos (2003); 8 - Lenharo (1998); 9 - Santos et al. 2001; 10 - Santos in Reis et al. (2003); 11 - Costi et al. (2000); 12 - Macambira et al. (2002); 13 - Reis et al. (2006); 14 - Costi (2000).



no Diabásio Suretama já tenha sido obtida uma idade imprecisa K-Ar em plagioclásio de  $1420 \pm 32$  Ma (Tabela 2.9), não é descartada a hipótese desta unidade estar relacionada à extensão crustal estateriana, a exemplo do Diabásio Crepori ( $1780 \pm 7$  Ma, Tabela 2.10) do Domínio Tapajós.

A Formação Urupi representa as *Bacias de Rifte Continental Paleoproterozóica (PP3brc)* no Domínio Erepecuru-Trombetas, que foi depositada em ambiente continental com contribuição de fontes detríticas de rochas vulcânicas ácidas (Jorge João *et al.* 1984). Esta formação recobre rochas do Grupo Iricoumé, e tem idade mínima estabelecida em 1,78 Ga, a partir da datação de dique máfico da Formação Quarenta Ilhas que corta a seqüência na região do Pitinga, nordeste do Amazonas (J. O. S. Santos in Reis *et al.* 2003). Assim como as formações Triunfo e Cubencranquém do Domínio Iriri-Xingu, a sedimentação da Formação Urupi é posterior ao vulcano-plutonismo orosiriano e também pode estar relacionada a um estágio avançado de evolução de um tafrógeno implantado durante o Orosiriano.

Manifestações plutônicas alcalinas de idade meso- (Sienito Mutum, 1026 Ma, Tabela 2.9) neoproterozóica (Complexo Alcalino Maicuru, 612 Ma, Tabela 2.9) do Domínio Erepecuru-Trombetas foram incluídas nas unidades *Rocha Sienítica Alcalina Mesoproterozóica (MP<sub>A</sub>)* e *Rochas Ultramáficas e Sieníticas Alcalinas Neoproterozóicas (NP<sub>UL</sub>)*, e estão relacionadas a eventos distensivos intracontinentais. (LRC)

#### 2.4 - PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA

Tassinari (1996) individualizou no Cráton Amazônico um cinturão orogênico paleoproterozóico de 1,95-1,80 Ga, a Província Ventuari-Tapajós que foi desmembrado do núcleo arqueano, representado pela Província Amazônia Central dos modelos de Cordani *et al.* (1979) e Teixeira *et al.* (1989). Esta província de orientação NW-SE se estende do sudoeste do Pará até o sul da Venezuela e é composta de rochas de derivação mantélica relacionadas a um arco magmático (Tassinari 1996, Sato e Tassinari 1997, Tassinari e Macambira 1999, 2004, Tassinari *et al.* 2000).

Santos *et al.* (2000) redefiniram esta província paleoproterozóica, como Província Tapajós-Parima e reviram seus limites espacial e temporal (2,10-1,87 Ga). Santos *et al.* (2001) dividiram a província nos domínios Parima e Uaimiri, localizados ao norte da Bacia do Amazonas, e nos domínios Tapajós e Alta Floresta ao sul da bacia (Figura 2.2). Nos modelos de Santos *et al.* (2001, 2004) a evolução desta província é marcada por sucessivos arcos de ilha e magmáticos acrescidos a borda de um continente.

No presente trabalho adotou-se a denominação de Província Tapajós-Parima, com ressalva à quantidade de arcos propostos por Santos e seus colaboradores que carecem de comprovação. (MLV)

##### 2.4.1 – Domínio Tapajós

O Domínio Tapajós é um segmento meridional da Província Tapajós-Parima, e se limita a leste com o Domínio Iriri-Xingu, sendo recoberto a norte e a sul respectivamente pelas bacias fanerozóicas do Amazonas e Alto Tapajós (Figura 2.12).

Os mapeamentos modernos neste domínio somados aos novos dados de geoquímica e geocronologia

resultaram em modelos evolutivos mais aprimorados. Basicamente se distinguem dois modelos principais: um que envolve acreção de sucessivos arcos magmáticos entre 2050 e 1877 Ma (Santos *et al.* 2000, 2001, 2004), e outro envolvendo um único arco magmático orosiriano ( $< 2,0$  Ga) e a geração de sucessivos pulsos magmáticos pós-colisionais, que se estenderam ao estágio pós-orogênico, há cerca de 1,88 Ga (Vasquez *et al.* 2002).

Em função da carência de dados que comprovem a existência de diversos arcos magmáticos no Domínio Tapajós, foi adotado neste trabalho o modelo de um único arco magmático, com expressivo magmatismo pós-colisional associado, seguido da formação de riftes continentais paleoproterozóicos (orosirianos/estaterianos) em eventos francamente extensionais (tafrógenes). Desta forma, no Domínio Tapajós ocorrem associações tectônicas de um orógeno orosiriano formado pela colisão de um arco, agora admitido como um arco de ilha (Arco Cuiú-Cuiú), a um continente durante a Orogênese Cuiú-Cuiú. Os pulsos magmáticos pós-colisionais são reunidos em associações tardi a pós-orogênicas que se distinguem daquelas relacionadas à implantação dos tafrógenos do final do Orosiriano e início do Estateriano.

As unidades que representam o Arco Cuiú-Cuiú do Domínio Tapajós são o Grupo Jacareacanga e o Complexo Cuiú-Cuiú, sendo a primeira constituída por sucessões siliciclásticas e químicas, com subordinado vulcanismo máfico-ultramáfico associado. Trata-se de uma seqüência turbidítica, depositada entre 2,1 e 2,01 Ga, intercalada com basaltos de fundo oceânico, relacionada a bacias de retro-arco e de fossa oceânica (Santos *et al.* 2001, 2004, Santos 2003). Esta unidade define a unidade tectônica *Bacia de Arco de Ilha Orosiriano (PP3ra)*, que não engloba as bacias relacionadas a possíveis arcos mais jovens (1,97 e 1,9 Ga) encontradas no estado do Amazonas (Santos *et al.* 2001, 2004, Santos 2003).

Os ortognaisses e granitóides orosirianos ( $2033 \pm 7$  a  $2005 \pm 7$  Ma, Tabela 2.10) do Complexo Cuiú-Cuiú representam os granitóides de arco ilha, aqui referidos como uma *Suíte Plutônica Sinorogênica (PP3 $\gamma$ 1)*, devido a deformação dúctil e o metamorfismo relacionados à fase colisional, conforme atestam as estruturas de cavalgamento (Figura 2.12) e as feições de migmatização registradas nos mesmos (Almeida *et al.* 2001a, Vasquez *et al.* 2002).

Santos *et al.* (2004) advogam a existência de um arco magmático de 2000-1986 Ma (Arco Cumaru) e outro de 1980-1957 Ma (Arco Creporizão) no Domínio Tapajós, baseando-se principalmente em dados geocronológicos U-Pb e dados geoquímicos restritos. Devido à falta de estudos mais detalhados que comprovem a existência desses arcos, admite-se uma evolução pós-colisional para as rochas mais jovens que 2,0 Ga.

As associações do Arco Cuiú-Cuiú se concentram nas porções sudoeste e central do Domínio Tapajós (Figura 2.12), mas na sua parte leste, Lamarão *et al.* (2002) estudaram um conjunto de rochas vulcânicas (Formação Vila Riozinho) com cerca de 2,0 Ga, que apresentam uma assinatura cálcio-alcalina de alto K a shoshonítica típica de arcos magmáticos maduros. Associadas espacialmente a essas rochas vulcânicas, ocorrem ainda coberturas vulcanoclásticas e epiclásticas da Formação Novo Progresso. Estas formações, reunidas na unidade

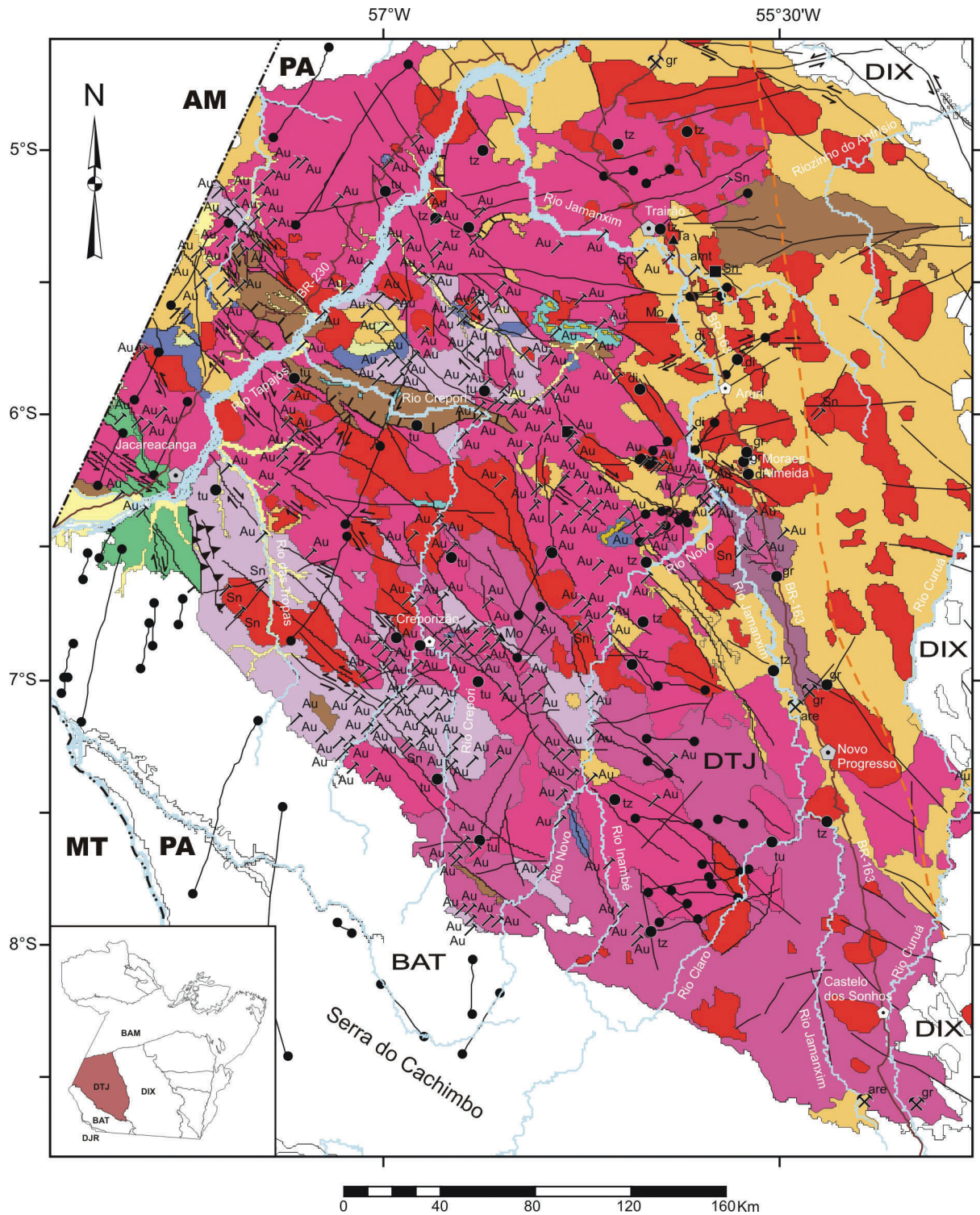


Figura 2.12 – Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Tapajós.

**Associações Tectônicas do Domínio Tapajós**

**Rifte Continental Esteniano (Magmatismo Máfico-Ultramáfico Intracontinental)**

**MP $\delta$**  Rochas Gabróicas Alcalinas/Toleiíticas Continentais - gabros e diabásios ricos em olivina, toleiíticos continentais e alcalinos relacionados à distensão esteniana. Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (1186 Ma).

**Tafrógenos Orosiriano e Estateriano**

**PP4 $\delta$**  Rochas Gabróicas Toleiíticas Continentais - diabásios estaterianos (1778 Ma) com afinidade toleiítica continental relacionados à extensão crustal estateriana (ca 1,78 Ga). Diabásio Crepori.

**PP3brc** Bacias de Rift Continental Paleoproterozóico - seqüências epiclásticas e piroclásticas de rifte continental formado entre o Orosiriano e o Estateriano. Formação Buiuçu.

**PP34 $\gamma$ a** Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais - granitóides, em geral de afinidade alcalina, relacionados à extensão crustal orosiriana e a estateriana. Exemplo: Suíte Intrusiva Maloquinha (1882-1864 Ma) e Granito Porquinho (1786 Ma).

**PP3 $\beta$**  Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas Intracontinentais - rochas vulcânicas intermediárias e máficas de alto K relacionadas à extensão crustal orosiriana. Formação Bom Jardim (1881 Ma).

**PP3 $\delta$**  Rochas Gabróicas Cálcio-alcalinas de Alto K Intracontinentais - gabros cálcio-alcalinos de alto potássio relacionados à extensão crustal orosiriana. Suíte Intrusiva Ingarana (1887-1881 Ma) e Anortosito Jutai (1878 Ma).

**Pp3 $\alpha$**  Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais - rochas vulcânicas félsicas orosirianas da extensão crustal pós-orogênica a anorogênica. Grupo Iriri (1893-1870 Ma).

**Orógeno Orosiriano - Orogênese Cuiú-Cuiú (Arco de Ilha/Magmático e Colagem Continental)**

**PP3 $\gamma$ 3** Suítes Plutônicas Pós-orogênicas - granitóides orosirianos de alto potássio relacionados ao relaxamento e extensão crustal após soldagem do Arco de ilha Cuiú-Cuiú. Suítes intrusivas Tropas (1907-1894 Ma) e Parauari (1891-1879 Ma).

**PP3 $\gamma$ 2** Suíte Plutônica Tardiorogênica - granitóides orosirianos de alto potássio do período posterior a soldagem do Arco de Ilha Cuiú-Cuiú. Suíte Intrusiva Creporizão (1997-1957 Ma).

**PP3av** Rochas de Arco Vulcânico Orosiriano e Bacia Associada - rochas vulcânicas orosirianas de alto potássio relacionadas a arco vulcânico, e vulcano-sedimentares associadas. Formações Vila Riozinho (200-1998 Ma) e Novo Progresso.

**PP3 $\gamma$ 1** Suítes Plutônicas Sinorogênicas - granitóides e ortognaisses orosirianos de arco de ilha soldado a um continente durante à Orogênese Cuiú-Cuiú. Complexo Cuiú-Cuiú (2033-2005 Ma).

**PP3ra** Bacia de Arco de Ilha Orosiriano - seqüência metavulcano-sedimentar relacionada a arco de ilha orosiriano. Grupo Jacareacanga.

**Domínios Tectônicos**

 Limite com assinatura isotópica

DJR - Domínio Juruena






BAM - Bacia do Amazonas

DIX - Domínio Iriri-Xingu




BAT - Bacia do Alto Tapajós

DTJ - Domínio Tapajós

**Estruturas**

-  Falha ou fratura
-  Falha compressional (cavalgamento)
-  Falha transcorrente (dextral / sinistra)
-  Falha extensional (normal)
-  Diques máficos

**Base Planimétrica**

-  Rios e igarapés
-  Estradas
-  Cidades
-  Vilas/localidades
-  Limite estadual

**Recursos Minerais**

**Metais Nobres**

Ouro (Au)

**Metais Ferrosos**

Tântalo (Ta)

**Metais Não Ferrosos**

Molibdênio (Mo)

Estanho (Sn)

**Material de Uso na Construção Civil**

Areia (are)

Granito (gr)

**Gemas**

Ametista (amt)

Topázio (tz)

Diamante (di)

Turmalina (tu)

**Grau de Importância**

 Depósito

 Ocorrência

 Indício

**Status Econômico**

 Garimpo

 Mina ativa

Figura 2.12 (Continuação).

Tabela 2.10 - Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Tapajós.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação / Fontes Detriticas (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd(t)
Magmatismo Máfico Intracontinental	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	1072 ± 18, 1046 ± 27 <sup>15</sup>	K-Ar rt, pl		
		1186 ± 12 <sup>16</sup>	U-Pb S bd		
Magmatismo Intracontinental	Diabásio Crepori	1780 ± 7 <sup>16</sup>	U-Pb S bd		
	Granito Porquinho	1786 ± 14 <sup>8</sup>	U-Pb S zr		
	Granito Caroyal	1870 ± 4 <sup>3</sup>	U-Pb S zr		
	Granito Pepita	1872 ± 4 <sup>8</sup>	U-Pb S zr		
	Suíte Intrusiva Maloquinha	1877 ± 12, 1874 ± 7,	U-Pb S zr	2,60 e 2,53 <sup>1</sup>	-6,67 e -2,84 <sup>1</sup>
		1871 ± 8, 1864 ± 18 <sup>3</sup>			
		1880 ± 9 <sup>6</sup> , 1882 ± 4 <sup>11</sup>	Pb-Pb zr	2,28 a 2,23 <sup>7</sup>	-0,72 a -2,45 <sup>7</sup>
	Anostoso Jutai	1878 ± 8 <sup>3</sup>	U-Pb S ti		
	Olivina Gabro Rio Novo	1878 ± 3 <sup>10</sup>	Pb-Pb zr		
	Suíte Intrusiva Ingarana	1881 ± 11 <sup>8</sup>	U-Pb S bd	2,24 <sup>1</sup>	-0,87 <sup>1</sup>
1881 ± 3, 1880 ± 7 <sup>8</sup>		U-Pb S zr			
Suíte Intrusiva Parauari	1887 ± 3 <sup>9</sup>	Pb-Pb zr			
	1883 ± 4 <sup>3</sup>	U-Pb S zr			
Suíte Intrusiva Parauari	1883 ± 8 <sup>14</sup> , 1883 ± 2 <sup>10</sup>	Pb-Pb zr			
	1879 ± 11 <sup>1</sup>	U-Pb T zr			
Magmatismo Pós-Orogénico (Orogénese Cuiú-Cuiú)	(Granito Jardim do Ouro*)	1880 ± 3 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	2,32 <sup>7</sup>	-1,82 <sup>7</sup>
		1891 ± 3 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	2,43 e 2,32 <sup>7</sup>	-5,21 e -2,68 <sup>7</sup>
	Formação Bom Jardim	1881 ± 4 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	2,29 <sup>7</sup> e 2,26 <sup>1</sup>	-1,98 <sup>7</sup> e -2,38 <sup>1</sup>
				2,78 <sup>19</sup>	-7,92 <sup>19</sup>
		1886 ± 3 <sup>17</sup>	Pb-Pb zr	2,67 a 2,60 <sup>5</sup>	-7,3 a -6,3 <sup>♦</sup>
	Grupo Iriri	1870 ± 8 <sup>6</sup>	U-Pb S zr	2,45 <sup>1</sup>	-1,37 <sup>1</sup>
		1893 ± 3, 1888 ± 2 <sup>11</sup> , 1888 ± 2 <sup>12</sup>	Pb-Pb zr	2,37 e 2,34 <sup>7</sup>	-2,47 e -2,83 <sup>7</sup>
	(Formação Moraes Almeida*)	1888 ± 6 <sup>13</sup>			
		1890 ± 6, 1875 ± 4 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	2,44 e 2,30 <sup>7</sup>	-3,05 e -2,26 <sup>7</sup>
	Suíte Intrusiva Tropas	1897 ± 2, 1893 ± 3 <sup>8</sup>	U-Pb T zr, ti		
1892 ± 6 1907 ± 9, 1896 ± 5 <sup>8</sup>		U-Pb S zr			
		1898 ± 5 <sup>3</sup>	U-Pb S zr		

Tabela 2.10 (Continuação)

Magmatismo Orogênico (Orogênesse Cuiú-Cuiú)	Suíte Intrusiva Creporizão	1997 ± 3, 1984 ± 1 <sup>9</sup>	Pb-Pb zr		
				1974 ± 6, 1970 ± 12, 1957 ± 6 <sup>3</sup>	U-Pb S zr
Formação Vila Riozinho	(Granito São Jorge Velho*)	1983 ± 8 e 1981 ± 2 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	2,41 a 2,26 <sup>7</sup>	-1,03 a -2,68 <sup>7</sup>
	(Monzogranito Jamaxim*)	1997 ± 5 <sup>8</sup>	U-Pb S zr, ti		
Complexo Cuiú-Cuiú	Formação Vila Riozinho	2000 ± 4, 1998 ± 3 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	2,49 a 2,28 <sup>7</sup>	-1,09 a -3,71 <sup>7</sup>
		2011 ± 23 <sup>1</sup>	U-Pb T zr	2,16 e 2,09 <sup>5</sup>	+1,8 e +2,6 <sup>♦</sup>
Grupo Jacareacanga	(Xisto Sai-Cinza*)	2033 ± 7, 2016 ± 5, 2015 ± 9, 2012 ± 8, 2005 ± 7 <sup>3</sup>	U-Pb S zr		
		2125, 2106, 2098, 2875 <sup>1</sup>	U-Pb T zrd		
Seqüência Metavulcano-Sedimentar	(Quartzo Xisto Espírito Santo*)	2189 ± 4, 2136 ± 2, 2034 ± 6, 2006 ± 3 e 1971 ± 2 <sup>2</sup>	Pb-Pb zrd		
		1901, 1898, 1895 e 2065 <sup>1</sup>	U-Pb T zrd		
	(Formação Sequeiro*)	1909, 1902, 1899, 1895 e 1464 <sup>1</sup>	U-Pb T zrd		
	(Formação Abacaxis*)				

Abreviaturas: S. SHRIMP; T. ID-TIMS; rt. rocha total; pl. plagioclásio; bd. baddeleyita; mz. monazita; ti. titanita; zr. zircão; zrd. zircão detrítico; εNd(t). calculado para idade de cristalização; ♦ - recalculado para novo (t); \* - denominação usada exclusivamente pelos autores.

Referências: 1 – Santos et al. (2000); 2 – Almeida et al. (2001b); 3 – Santos et al. (2001); 4 – Tassinari (1996); 5 – Sato e Tassinari (1997); 6 – Lamarão et al. (2002); 7 – Lamarão et al. (2005); 8 – Santos et al. (2004); 9 – Vasquez et al. (2000a); 10 – Vasquez et al. (2000c); 11 – Vasquez et al. (1999); 12 – Dall'Agnol et al. (1999); 13 – Moura et al. (1999); 14 – Brito et al. (1999); 15 – Pessoa et al. (1977); 16 – Santos et al. (2002); 17 – Teixeira et al. (2002a); 18 – Teixeira et al. (2002b); 19 – Vasquez (2006).

tectônica *Rochas de Arco Vulcânico Orosiriano e Bacia Associada (PP3av)*, são composicionalmente mais evoluídas que as rochas do Arco Cuiú-Cuiú e isentas de metamorfismo e deformação dúctil, e provavelmente têm sua evolução relacionada a uma etapa mais tardia da Orogênese Cuiú-Cuiú.

Após a colisão do Arco Cuiú-Cuiú contra um continente, se instalaram zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE, que representam a estruturação principal do Domínio Tapajós (Figura 2.12), ao longo das quais se posicionaram os granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão. Estes granitóides, de 1,99 a 1,96 Ga (Tabela 2.10), representam uma *Suíte Plutônica Tardiorogênica (PP3γ2)*, mostram, em parte, uma assinatura geoquímica geralmente relacionada a arcos magmáticos, que também tem sido identificada em granitóides de etapas posteriores à colisão (Liégeois *et al.* 1998).

O Domínio Tapajós conta com poucos dados de isótopos de Nd, mas estes sugerem que os granitóides do arco de ilha ( $\epsilon Nd_{2,01 Ga}$  de +2,6 e +1,8 e  $T_{DM}$  de 2,09 e 2,16 Ga, Tabela 2.10) resultam de acreção juvenil, e que as rochas do arco vulcânico de 2,0 Ga ( $\epsilon Nd_{2,0 Ga}$  de -1,09 a -3,71 e  $T_{DM}$  de 2,49 a 2,28 Ga, Tabela 2.10) e dos granitóides tardiorogênicos ( $\epsilon Nd_{1,98 Ga}$  de -1,03 a -2,68 e  $T_{DM}$  de 2,41 a 2,26 Ga, Tabela 2.10) apresentam uma modesta contribuição de crosta mais antiga. Contudo, as rochas deste domínio compartilham de fontes de magmas paleoproterozóicos com cerca de 2,1 Ga.

Existe uma diferença de 50 Ma entre o posicionamento da intrusão mais jovem relacionada ao final da Orogênese Cuiú-Cuiú e as rochas da Suíte Intrusiva Tropas. Santos *et al.* (2001, 2004) relacionam esta unidade a um arco magmático de 1909-1886 Ma (Arco Tropas), considerando que as bacias relacionadas a este arco são coberturas sedimentares com fontes detríticas de cerca de 1,9 Ga (formações Abacaxis e Sequeiro), e também propõem a existência de um arco magmático de 1885-1877 Ma (Arco Parauari). No entanto, faltam estudos mais detalhados que suportem a existência desses arcos, e em função disso é mantido aqui o enfoque de uma evolução pós-colisional tardia em relação à Orogênese Cuiú-Cuiú. Assim, os granitóides das suítes intrusivas Tropas e Parauari, com idades entre 1907 e 1879 Ma (Tabela 2.10), são classificados como Suítes Plutônicas Pós-orogênicas (PP3γ3).

Vasquez *et al.* (2002) atribuem para os granitóides cálcio-alcálicos da Suíte Intrusiva Parauari uma evolução relacionada à extensão pós-colisional (estágio pós-orogênico), com mistura de magmas mantélicos e crosta continental, a exemplo dos modelos de *underplating* para as rochas cálcio-alcálicas de alto potássio do oeste dos Estados Unidos (Smith *et al.* 1990, Coleman e Walker 1992, Hawkesworth *et al.* 1995, Hooper *et al.* 1995) e norte da Austrália (Wyborn e Page 1988).

As *Rochas Gabróicas Cálcio-alcálicas de Alto K Intracontinentais (PP3δ)* reúnem as unidades Suíte Intrusiva Ingarana, Anortosito Jutai, Olivina Gabro Rio Novo, Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo e os gabros Serra Comprida e São Domingos. São rochas gabróicas com idades entre 1887 e 1878 Ma (Tabela 2.10) que reforçam a atuação de processo de *underplating* na geração das rochas pós-orogênicas. Os dados de isótopos de Nd da Suíte Ingarana ( $\epsilon Nd_{1,87 Ga}$  de -0,87  $T_{DM}$  de 2,26 Ga, Tabela 2.10) sugerem fontes

mantélicas paleoproterozóicas com pouca participação de crosta continental.

As *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais (PP34γa)* no Domínio Tapajós são representadas principalmente pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, mas também abrange corpos graníticos contemporâneos, como os granitos Caroçal e Pepita que apresentam particularidades, o primeiro com uma assinatura cálcio-alcálica de alto potássio e uma significativa contribuição de crosta arqueana (Almeida *et al.* 1999), e o outro uma composição peralcalina (Brito 2000b). De modo geral, esta associação engloba granitos de afinidade alcalina (tipo A) com idades entre 1882 e 1864 Ma (Tabela 2.10), originados a partir de fontes crustais neoarqueanas ( $\epsilon Nd_{1,87 Ga}$  de -6,67 e -2,84 e  $T_{DM}$  de 2,66 e 2,53 Ga, Tabela 2.10) ou de fontes paleoproterozóicas com pouca contribuição crustal ( $\epsilon Nd_{1,87 Ga}$  de -0,72 e -2,45 e  $T_{DM}$  de 2,28 e 2,23 Ga, Tabela 2.10). O Granito Porquinho, datado em  $1786 \pm 4$  Ma (Tabela 2.10), portanto cerca de 100 Ma mais jovem que os granitos de 1,88–1,86 Ga, também é incluído na unidade *Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais (PP34γa)*, que também engloba os granitos tipo A estaterianos, ainda pouco conhecidos no Cráton Amazônico. Estes dois eventos magmáticos possivelmente representam estágios diferentes da implantação dos riftes continentais do final do Paleoproterozóico, podendo o orosiriano estar relacionado ao início da formação dos mesmos, e o estateriano marcar o estágio mais evoluído da tafrogênese paleoproterozóica. Destaca-se a possibilidade do magmatismo estateriano ser um reflexo da Orogênese Juruena, registrada mais a sul do Cráton Amazônico.

As rochas do Grupo Iri correspondem aos equivalentes vulcânicos dos granitos alcalinos (tipo Suíte Intrusiva Maloquinha) e cálcio-alcálicos (tipo Suíte Intrusiva Parauari) de cerca de 1,88 Ga, conforme sugere a estreita relação espacial e a contemporaneidades das idades (Tabela 2.10). No entanto, até o momento não foi possível distinguir as duas linhagens, sendo estas englobadas de modo genérico nas *Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais (PP3α)*.

De modo análogo, as rochas andesíticas da Formação Bom Jardim, bem como os diques do Andesito Joel-Mamoal e do Lamprófito Jamanxim devem ser os equivalentes vulcânicos e subvulcânicos das rochas gabróicas cálcio-alcálicas de alto potássio (tipo Suíte Intrusiva Ingarana). Estas rochas andesíticas e basálticas foram reunidas nas *Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas Intracontinentais (PP3β)*.

Os isótopos de Nd para ambas as associações de rochas vulcânicas intracontinentais do Domínio Tapajós indicam uma fonte paleoproterozóica com moderada contribuição crustal ( $\epsilon Nd_{1,88 Ga}$  de -1,37 e -3,05 e  $T_{DM}$  de 2,26 e 2,45 Ga, Tabela 2.10).

A implantação dos riftes continentais paleoproterozóicos no Domínio Tapajós culminou com a deposição das coberturas sedimentares da Formação Buiucu, aqui referida como *Bacias de Rifte Continental Paleoproterozóico (PP3brc)*. As ocorrências desta unidade na borda da Serra do Cachimbo apresentam uma orientação segundo NW-SE, enquanto a dos rios Crepori e Riozinho do Anfrísio mostram um controle por falhas WNW-ESE e E-W (Figura 2.12). Apesar dos

contrastes estruturais, estes segmentos devem ter sido parte de uma única bacia, aqui referida como Bacia do Crepori (Figura 2.12). Esta bacia foi preenchida por sucessões epiclásticas com contribuição vulcanoclástica e localmente piroclástica. Os níveis rudíticos apresentam significativa contribuição de rochas vulcânicas e piroclásticas, principalmente félsicas, e localmente contém clastos de rochas graníticas isotrópicas, o que sugere que as rochas de cerca 1,88 Ga tenham sido a principal fonte dessas coberturas.

Costa *et al.* (1991) propuseram um modelo de evolução tectônica para a porção oriental do Cráton Amazônico, envolvendo uma tectônica extensional com eixos de estiramento máximo de direção NE-SW relacionada a um adelgaçamento litosférico e colapso do piso durante o Mesoproterozóico. No entanto, dados geocronológicos mais recentes posicionam este evento no Paleoproterozóico. Segundo aqueles autores, falhas normais NW-SE e WNW-ESE controlaram a formação de meio-grabens e grabens, cortados por falhas de transferência NE-SW e ENE-WSW. Esta tectônica teria soerguido o embasamento, controlado a abertura e inversão das bacias. Neste contexto, se formou o Graben do Cachimbo no sudoeste do Domínio Tapajós, posteriormente recoberto pelas coberturas paleozóicas da Bacia do Alto Tapajós, e os demais segmentos da Bacia do Crepori (Crepori e Riozinho do Anfrísio).

Os diques e soleiras do Diabásio Crepori incluídos nas *Rochas Gabróicas Toleiíticas Estaterianas (PP4δ)*, cortam o embasamento orosiriano, sendo difícil de distingui-las dos diques máficos fanerozóicos. Contudo, as intrusões que cortam as coberturas de rifte continental do rio Crepori têm idade de  $1780 \pm 7$  Ma (Tabela 2.10), a qual, além de marcar este evento magmático indica a idade mínima de sedimentação das coberturas sedimentares paleoproterozóicas da Bacia do Crepori.

Os gabros troctolíticos da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca ( $1186 \pm 12$  Ma, Tabela 2.10) apresentam uma afinidade geoquímica dúbia, sendo em parte alcalinos (Pessoa *et al.* 1977) ou olivina toleítos (Quadros *et al.* 1998). De qualquer forma, estas rochas aqui classificadas como *Rochas Gabróicas Alcalinas e Toleiíticas Continentais (MPδ)* marcam uma reativação do manto sob o Domínio Tapajós, cerca de 600 Ma após o último evento magmático. Santos *et al.* (2002) interpretaram este evento como um magmatismo alcalino esteniano relacionado à riftes intracratônicos, reflexo da orogênese colisional Sunsás. (MLV)

## 2.5 – PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA

A Província Rondônia-Juruena, disposta segundo um *trend* estrutural regional WNW-ESE ou E-W, situa-se na porção sudoeste do Cráton Amazônico, (Figura 2.2) onde seu contato com a Província Tapajós-Parima é parcialmente recoberto por rochas sedimentares da Bacia do Alto Tapajós. É uma província acrescionária, constituída por gnáisses félsicos, seqüências vulcano-sedimentares e suítes de granitóides, com idades principalmente entre 1,85 e 1,63 Ga, e evolução vinculada a sistemas de arcos magmáticos (referências primárias em Tassinari *et al.* 2000 e Santos 2003). A assinatura isotópica de Nd é predominantemente juvenil, embora idades modelo e valores de  $\epsilon Nd$ , identificados mais significativamente em sua porção oriental, indiquem contribuição importante de crosta continental

mais antiga, provavelmente da Província Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2000, Pinho *et al.* 2003, Oliveira *et al.* 2005).

Santos (2003) subdividiu esta província em dois domínios distintos, denominados Jamari e Roosevelt-Juruena, baseado principalmente em diferenças de idade das rochas de embasamento, que são algo mais jovens no primeiro. O Domínio Jamari, estende-se principalmente pelo norte-nordeste do estado de Rondônia, enquanto o Domínio Roosevelt-Juruena, que ocupa a parte setentrional da Província Rondônia-Juruena, está bem representado no estado do Mato Grosso, onde foi subdividido nos domínios Juruena, Roosevelt-Aripuanã e Jauru (Pedreira *et al.* 2003). O Domínio Juruena localiza-se na porção centro-norte daquele estado, com uma disposição E-W, adentrando o limite meridional do estado do Pará.

(LRC)

### 2.5.1 - Domínio Juruena

No estado do Mato Grosso, o Domínio Juruena é definido por dois segmentos crustais distintos (Frasca *et al.* 2003, Souza *et al.* 2005, Lacerda Filho *et al.* 2006): a parte sul é composta de um terreno granito-gnáissico de médio a alto grau metamórfico com registros de uma tectônica tangencial, enquanto na parte norte ocorre um terreno vulcano-plutônico, submetido a uma tectônica transcorrente de deformação dútil e dútil-dútil.

Em linhas gerais o Domínio Juruena é composto por rochas com idades de 1,85 a 1,75 Ga, cálcio-alcalinas a shoshoníticas, que são interpretados como relacionados a um único arco, o Arco Magmático Juruena (Frasca *et al.* 2003, Souza *et al.* 2005, Lacerda Filho *et al.* 2006), ou alternativamente, a sucessivos arcos magmáticos (Santos *et al.* 2000, Santos 2003), implantados em margem continental mais antiga, a Província Tapajós-Parima, de idade paleoproterozóica.

Diversos autores (Santos 2003, Souza *et al.* 2005, Lacerda Filho *et al.* 2006) constataram que a assinatura de isótopos de Nd das rochas ígneas relacionadas a ambiente de arco indica fontes em torno de 2,1 Ga, que reforçam a participação de crosta paleoproterozóica da província adjacente. Pinho *et al.* (2003) caracterizaram na porção nordeste do Domínio Juruena (região do Moriru) um vulcanismo bimodal com cerca de 1,77 Ga, com granitos contemporâneos associados, e localmente granitos mais jovens de 1,67 Ga. Baseados na assinatura de isótopos de Nd (maioria dos valores de  $\epsilon Nd$  entre +2 e -1 e  $T_{DM}$  em torno de 2,1 Ga) e na natureza química dessas rochas, estes autores sugeriram tratar-se de um terreno não totalmente juvenil, mas que envolve uma crosta juvenil e/ou litosfera subcontinental um pouco mais velha, que provavelmente está relacionado a um arco de margem continental desenvolvido sobre um embasamento paleoproterozóico ligeiramente mais antigo.

No Pará, o terreno vulcano-plutônico está restritamente representado no extremo sudoeste do estado, (Figura 2.13) onde foram definidas as unidades litotectônicas *Rochas de Arco Vulcânico Estaterianas (PP4av)* e *Suíte Plutônica Pós-orogênica Estateriana (PP4y)*. A primeira é representada por rochas vulcânicas

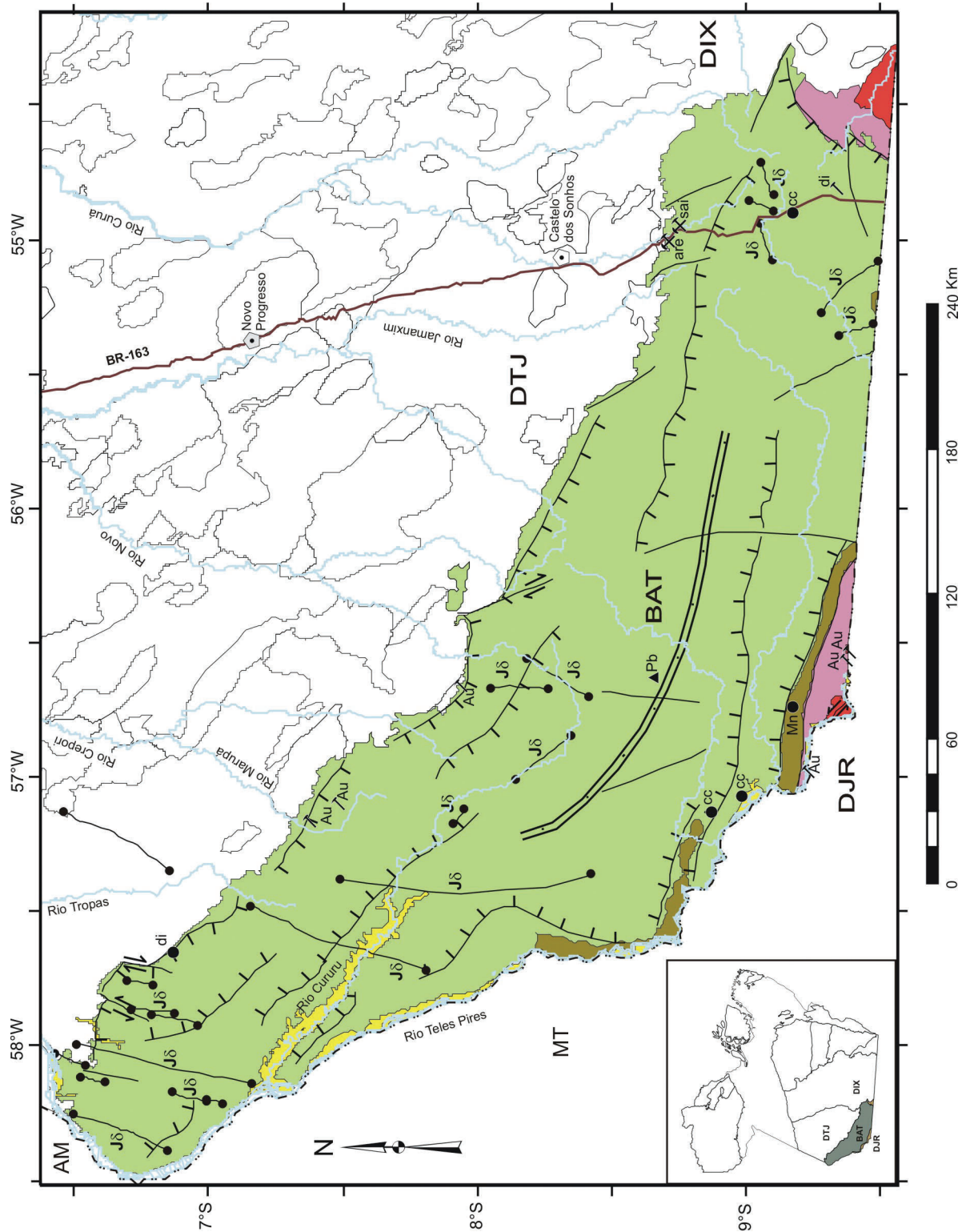


Figura 2.13 – Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Juruena.



**Bacia do Alto Tapajós**



*Rochas Gabrôicas Toleiíticas Mesozóicas* - diabásios jurássicos e cretáceos, basaltos triássicos, de afinidade toleiítica continental relacionados à ativação mesozóica. Diabásio Cururu (177 Ma).



*Bacias Intracratônicas Paleozóicas* - seqüências siliciclásticas e químicas de deposição carbonífera a permiana, durante as transgressões/regressões marinhas na Bacias do Alto Tapajós. Grupo Jatuarana.



*Rochas Gabrôicas Toleiíticas Cambrianas* - diabásio cambriano, de provável afinidade toleiítica continental, relacionados a implantação de riftes precursores da Bacia do Alto Tapajós. Diabásio Piranha (500 Ma).

**Associações Tectônicas do Domínio Juruena**

**Bacias Sedimentares Proterozóicas**



*Bacia de Antepais Retroarco Estateriana* - seqüência estateriana, de ambiente fluvial a plataformal com sedimentação psefítica a carbonática. Grupo Beneficente (<1730 Ma).

**Órgeno Estateriano - Orgênese Juruena (Arco Vulcânico/Magmático e Colagem em Continente)**

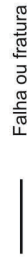


*Suíte Plutônica Pós-orogênica Estateriana* - granitos estaterianos relacionados ao relaxamento e extensão crustal posterior a Orgênese Juruena. Suíte Intrusiva Teles Pires (1757 Ma).



*Rochas de Arco Vulcânico Estaterianas* - rochas vulcânicas cálcio-alcálinas de arco vulcânico relacionadas à Orgênese Juruena. Grupo Colider (1786-1761 Ma).

**Estruturas**



Falha ou fratura



Falha extensional (normal)



Falha transcorrente (dextral / sinistral)



Eixo da bacia



Dique máfico

**Base Planimétrica**



Rios e igarapés



Estradas



Cidades



Vilas/localidades



Limite estadual

**Domínios Tectônicos**

BAT - Bacia do Alto Tapajós

DJR - Domínio Juruena

DIX - Domínio Iriri-Xingu

DTJ - Domínio Tapajós

**Recursos Minerais**

**Metais Nobres**

Ouro (Au)

**Metais Ferrosos**

Manganês (Mn)

**Metais Não Ferrosos**

Chumbo (Pb)

**Material de Uso na Construção Civil**

Saibro (sai)

Areia (are)

Calcário (cc)

**Gemas**

Diamante (di)

**Grau de Importância**

● Ocorrência

▲ Indício

**Status Econômico**

↗ Garimpo

Figura 2.13 (Continuação)

Tabela 2.11 - Síntese dos dados geocronológicos e isotópicos do Domínio Juruena.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação/ Fontes detríticas (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (t)
Cobertura Sedimentar	Grupo Beneficente	1418 ± 38 e 1318 ± 37 <sup>6</sup>	Rb-Sr rt		
		1485 ± 32 e 1331 ± 28 <sup>6</sup>	Rb-Sr rt, ff		
		2646 ± 15 a 1729 ± 48 <sup>5</sup>	Pb-Pb zrd		
Magmatismo Orogênico e Pós-orogênico (Orogênese Juruena)	Suíte Intrusiva Teles Pires	1757 ± 16 <sup>4</sup>	U-Pb T zr	2,10 <sup>4</sup>	
	Grupo Colíder	1786 ± 16 <sup>3</sup>	U-Pb T zr		
		1781 ± 6 <sup>2</sup>	U-Pb T zr	2,34 <sup>2</sup>	- 3,75 <sup>2</sup>
		1776 ± 6 a 1761 ± 5 <sup>1</sup>	U-Pb T zr	2,21 a 2,16 <sup>1</sup>	- 1,4 a - 0,7 <sup>1</sup>
		1776 ± 3 a 1764 ± 3 <sup>1</sup>	U-Pb T zr	2,02 e 2,10 <sup>1</sup>	+ 1,3 e + 0,1 <sup>1</sup>

Abreviaturas: T. ID-TIMS; zr. zircão; zrd. zircão detrítico; rt. rocha total; ff. fração fina; εNd (t). calculado para idade de cristalização.

Referências: 1 – Pinho et al. (2003); 2 – Moreton et al. (2005); 3 – JICA/MMAJ apud Moreton et al. (2005); 4 – Santos (2003); 5 – Leite e Saes (2003); 6 – Tassinari e Basei (1978).

do Grupo Colíder, com idades entre 1,79 a 1,76 Ga (Tabela 2.11), que representam a fase extrusiva do Arco Magmático Juruena.

A unidade *Suíte Plutônica Pós-orogênica Estateriana (PP4γ)* é representada pelos granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires, que representam um magmatismo pós-orogênico intraplaca, com idade em torno de 1,76 Ga (Tabela 2.11), cuja assinatura geoquímica assemelha-se a dos granitos tipo A pós-orogênicos (Oliveira *et al.* 2005). Este magmatismo alcalino de 1,76 Ga já havia sido caracterizado na porção ocidental da Província Rondônia-Juruena, no Domínio Roosevelt-Aripuanã, cuja origem foi relacionada à distensão e ativação do manto em ambiente intracontinental (Neder *et al.* 2002).

O Domínio Juruena está limitado a norte com rochas sedimentares proterozóicas do Grupo Beneficente, composto por sucessões pséfito-psamíticas e uma pelito-carbonática subordinada, que possivelmente marca uma transição de um ambiente fluvial continental para plataformar (Frasca e Souza 2005). Estas rochas definem um segmento alongado segundo WNW-ESE (Figura 2.13), fortemente controlado por falhas transcorrentes e dobras com padrões de interferência. Baseados nesta tectônica transcorrente, Lacerda Filho *et al.* (2004) classificaram a Bacia Beneficente como uma bacia tipo *strike slip* ou *pull apart*.

Leite e Saes (2003) dataram as fontes detríticas de um conglomerado da porção basal de uma seqüência atribuída ao Grupo Beneficente, cujos seixos contêm rochas vulcânicas correlatas às rochas do Grupo Colíder de 1,77 Ga. Baseados na idade máxima de sedimentação obtida (< 1,73 Ga, Tabela 2.11), e nos registros de rochas de ambiente marinho raso/plataformar sobrejacentes à seqüência terrígena continental, estes autores sugeriram uma deposição em um rifte continental, implantado após o vulcanismo de 1,77 Ga, seguido de uma transgressão de um mar epicontinental, e que a tectônica que afetou esta bacia posteriormente estaria relacionada a eventos transpressivos vinculados às orogêneses mesoproterozóicas, do Ciclo Sunsás.

Contudo, se o magmatismo de 1,77 Ga do Grupo Colíder está relacionado ao Arco Magmático Juruena,

que foi seguido por um magmatismo pós-colisional de 1,76 Ga (Suíte Intrusiva Teles Pires), e as coberturas sedimentares do Grupo Beneficente se depositaram cerca de 30-40 Ma depois, pode-se admitir que elas representem uma bacia de antepaís deste arco. Assim estas coberturas são aqui classificadas como uma *Bacia de Antepaís Retroarco Estateriana (PP4bar)*.

(MLV)

## 2.6 – PROVÍNCIA PARNAÍBA

A Província Estrutural Parnaíba (Almeida *et al.* 1977; Hasui *et al.* 1984a) localiza-se ao longo do limite entre as regiões norte e nordeste do Brasil e engloba parte dos estados do Pará, Maranhão, Piauí e Tocantins. É limitada a norte pelo Oceano Atlântico, a oeste pelo Cráton Amazônico a sudoeste pela Província Tocantins, ao sul pelo Cráton São Francisco e a leste pela Província Borborema. É uma das províncias estruturais brasileiras em que predominam rochas sedimentares e vulcânicas não deformadas depositadas em bacias sedimentares fanerozóicas. Rochas pré-cambrianas afloram como janelas erosivas e tectônicas em meio a essa cobertura sedimentar e constituem parte dos orógenos conhecidos como Fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupi (Almeida *et al.* 1976). (ELK)

### 2.6.1 – Fragmento Cratônico São Luís

O Fragmento Cratônico São Luís engloba as rochas pré-cambrianas riacianas (Tabela 2.12) que afloram próximo à costa atlântica na região limítrofe entre os estados do Pará e Maranhão (Figura 2.3), rochas estas que não apresentam evidências geocronológicas de terem sido afetadas pelo evento orogênico neoproterozóico (Brasiliiano) relacionado com a constituição do Cinturão Gurupi. É denominado de fragmento cratônico em virtude de estudos de correlação geológica e geocronológica (Hurley *et al.* 1967, Torquato e Cordani 1981, Lesquer *et al.* 1984, Klein e Moura 2008) que sugerem fortemente que esse terreno seja um fragmento do Cráton Oeste Africano que permaneceu na Plataforma Sul-Americana por ocasião da ruptura continental mesozóica que gerou América do Sul e África.

A área cratônica estende-se por cerca de 400 km na direção leste-oeste e 120 km na direção norte-sul. A área aflorante, entretanto, é algo descontínua em função da cobertura sedimentar fanerozóica, o que torna difícil o estabelecimento dos limites do cráton. A porção mais ocidental corresponde a granitóides orogênicos riacianos e o limite oriental localiza-se provavelmente algumas dezenas de quilômetros a leste da cidade de São Luís, uma vez que rochas do embasamento da Bacia do Parnaíba já mostram evidência da superposição do Ciclo Brasileiro (ver revisão e referências primárias em Klein *et al.* 2005a,b). Para sul-sudoeste há um limite transicional com o Cinturão Gurupi, aproximadamente marcado pela Zona de Cisalhamento Tentugal. Este limite é caracterizado pela gradação de granitóides não deformados na área cratônica para milonitos no Cinturão Gurupi.

Os *trends* estruturais da área cratônica não apresentam padrão único, com direções NNE-SSW e NNW-SSE sendo observadas em campo e em sensores remotos. Isso contrasta com o padrão fortemente linear e alongado segundo NW-SE observado no Cinturão Gurupi. Os principais elementos estruturais identificados são a xistosidade impressa na seqüência metavulcano-sedimentar e as zonas de cisalhamento de pequeno porte que cortam tanto as rochas supracrustais como granitóides.

Litologicamente o Fragmento Cratônico São Luís é dominado por suítes plutônicas e bacias de arcos de ilhas (Figura 2.14), estas com ocorrência subordinada. As rochas mais antigas, com 2240 Ma (Tabela 2.12), pertencem à seqüência metavulcano-sedimentar de fácies predominantemente xisto verde, que define o Grupo Aurizona (Pastana e Jorge João 1995, Klein e Moura 2001), inserida na unidade litotectônica *Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos Riacionos (PP2ra)*. Os granitóides, de composição variada, estão agrupados em suítes plutônicas pré-colisionais e sin- a tardicolisionais (Figura 2.14). A *Suíte Plutônica Pré-Colisional (PP2γ1)* é composta por granitóides orogênicos cálcio-alcalinos predominantemente metaluminosos (Suíte Intrusiva Tromai), com idades entre 2168 e 2147 Ma (Klein *et al.* 2005a) (Tabela 2.12). Já a *Suíte Plutônica Sin a Tardicolisional (PP2γ2)* é formada por granitos peraluminosos tipo S (Suíte Intrusiva Tracuateua), com idades no intervalo 2086-2091 Ma (Lowell 1985, Palheta 2001) (Tabela 2.12). Outras unidades de menor expressão envolvem conjuntos vulcânicos não metamorfisados e em geral não deformados, alguns com idades similares aos da Suíte Intrusiva Tromai, outros com idade indefinida (Klein *et al.* no prelo).

O Fragmento Cratônico São Luís é interpretado (Klein *et al.* 2005a,b) como um orógeno paleoproterozóico envolvendo, pelo menos, uma fase acrescionária entre 2240 e 2150 Ma, responsável pela geração da seqüência metavulcano-sedimentar e dos granitóides cálcio-alcalinos em sistemas de arcos de ilhas, e uma fase colisional ocorrida há 2100-2080 Ma, marcada por metamorfismo e colocação de granitóides peraluminosos, melhor representada no embasamento do Cinturão Gurupi.

(ELK)

### 2.6.2 – Cinturão Gurupi

O Cinturão Gurupi é um orógeno neoproterozóico de orientação NNW-SSE desenvolvido na borda sul-

sudoeste do Cráton São Luís (Almeida *et al.* 1976, Costa 2000, Klein *et al.* 2005b). O cinturão possui área aflorante de aproximadamente 160 km na maior dimensão, com cerca de 50 km de largura, estando os demais limites encobertos por rochas sedimentares fanerozóicas (Figura 2.14). Informações geofísicas e estudos petrográficos e geocronológicos de rochas do embasamento das bacias sedimentares fanerozóicas (Brito Neves *et al.* 1984, Cunha 1986, Nunes 1993) indicam que o Cinturão Gurupi estende-se ainda 60-80 km para sul e até 500 km na direção leste-oeste sob essas bacias. Teria, possivelmente, ligação com o domínio Médio Coreá da Província Borborema (ver discussão em Klein *et al.* 2005b e Klein e Moura 2008).

A maioria dos conjuntos litológicos do Cinturão Gurupi forma corpos alongados segundo NNW-SSE. São observáveis estruturas planares como xistosidade, clivagem incipiente, foliação milonítica e bandamento gnáissico. No domínio que envolve a Zona de Cisalhamento Tentugal, as lineações de estiramento mineral são grosseiramente sub-horizontais, enquanto que no restante do cinturão, especialmente em sua porção nordeste, mergulham com ângulos variados, de baixos a moderados, para SSW. As relações geométricas entre as estruturas planares e lineares indicam um regime transcorrente sinistral para a Zona de Cisalhamento Tentugal e transporte de massa de sudoeste para nordeste para o Cinturão Gurupi como um todo, ou seja, o cinturão aparentemente cavalga obliquamente sobre a borda do Cráton São Luís (Costa 2000, Ribeiro 2002, Klein *et al.* 2005b).

Litologicamente, o Cinturão Gurupi é composto por seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares, gnaisses e várias gerações de rochas plutônicas. Uma parte significativa dessas rochas está relacionada ao Fragmento Cratônico São Luís, sendo, portanto, de idade paleoproterozóica. Essas rochas representam fragmentos retrabalhados da borda cratônica (orógeno riaciono retrabalhado no Ciclo Brasileiro) e porções do embasamento sobre o qual se ergueu o cinturão neoproterozóico (Klein *et al.* 2005b).

Fazem parte da assembléia de embasamento (Figura 2.14) gnaisses foliados a bandados da *Associação Granito-gnáissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica (APPgn)* com idades de 2594 Ma (Metatonalito Igarapé Grande, Tabela 2.13) e 2167 Ma (Complexo Itapeva, Tabela 2.13); fragmentos de *Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos Riacionos (PP2ra)*, composta por rochas supracrustais (Formação Chega Tudo), com idade entre 2168 e 2148 Ma (Tabela 2.13); *Suítes Plutônicas Pré-Colisionais - PP2γ1* (Suíte Intrusiva Tromai e Granito Cantão, 2168-2147 Ma, Tabela 2.13); *Suítes Plutônicas Sin a Tardicolisionais - PP2γ2* (Granito Maria Suprema) e *Tardi a Pós-Colisionais - PP2γ3* (granitos Jonasa, Japiim e Ourém), formadas por granitos peraluminosos de 2100-2060 Ma (Palheta 2001, Klein *et al.* 2005b) (Tabela 2.13).

As seqüências neoproterozóicas são mais limitadas, pelo menos entre as unidades presentemente expostas. Parte significativa deve se encontrar encoberta por unidades fanerozóicas. As associações pré-orogênicas, em relação ao Ciclo Brasileiro, são representadas por duas unidades (Figura 2.14): a Formação Marajupema, unidade metassedimentar de idade indefinida, mas mais

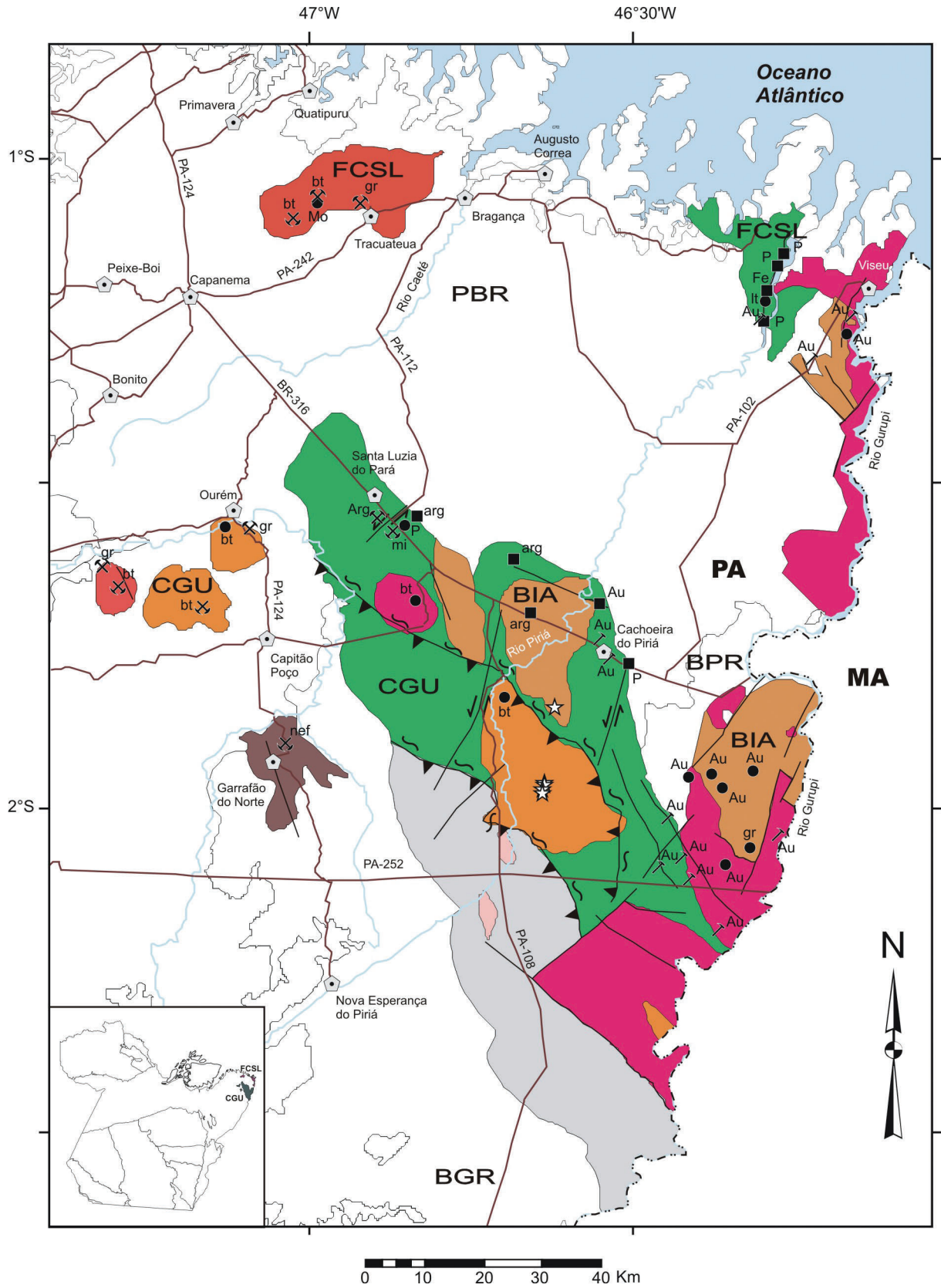


Figura 2.14 – Associações tectônicas e recursos minerais do Fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupi.

## Cinturão Gurupi

### Orógeno Neoproterozóico do Ciclo Brasileiro

<b>NPbrc</b>	<i>Bacias de Riffe Continental Neoproterozóico</i> - seqüências siliciclásticas de riftes continentais ediacaranos a cambrianos. Formações Piriá e Igarapé de Areia (< 550 Ma) no Cinturão Gurupi e Formação Viseu no fragmento cratônico adjacente.
<b>NP<sub>γ</sub></b>	<i>Suíte Plutônica Pós-orogênica Neoproterozóica</i> - granito pós-orogênese do Ciclo Brasileiro no Cinturão Gurupi. Granito Ney Peixoto (549 Ma).
<b>NP<sub>λ</sub></b>	<i>Rocha Sienítica Alcalina Neoproterozóica</i> - sienitos alcalinos subsaturados relacionados à distensão criogeniana. Nefelina Sienito Boca Nova (732 Ma).
<b>NPmp</b>	<i>Seqüência Pré-orogênica de Margem Passiva</i> - seqüência metassedimentar de margem continental passiva toniana. Formação Marajupema (<1100 Ma).

### Orógeno Riáciano e Fragmento Arqueano Retrabalhado no Ciclo Brasileiro

<b>PP2<sub>γ</sub>3</b>	<i>Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais</i> - granitóides riácianos relacionados ao relaxamento crustal posterior a colisão durante o Ciclo Transamazônico. Granitos Jonasa (2061 Ma), Japiim (2084) e Ourém.
<b>PP2<sub>γ</sub>2</b>	<i>Suítes Plutônicas Sin a Tardicolisionais</i> - granitóides riácianos (ca. 2,1 Ga) relacionados ao clímax da colisão continental do Ciclo Transamazônico. Granito Maria Suprema (2100 Ma.)
<b>PP2<sub>γ</sub>1</b>	<i>Suítes Plutônicas Pré-colisionais</i> - granitóides de arcos de ilha e magmáticos riácianos colididos durante o Ciclo Transamazônico. Suíte Intrusiva Tromai (2168-2147 Ma) e Granito Cantão (2159 Ma).
<b>PP2<sub>ra</sub></b>	<i>Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos e Riácianos</i> - seqüências metavulcano-sedimentares relacionadas a arcos de ilha riácianos. Formação Chega Tudo (2160-2148 Ma) e Grupo Gurupi.
<b>APPgn</b>	<i>Associação Granito-gnáissico-migmatítica Arqueana/Paleoproterozóica</i> - ortognaisses migmatíticos com protólitos arqueanos e riácianos. Metonalito Igarapé Grande (2594 Ma) e Complexo Itapeva (2167 Ma).

## Fragmento Cratônico São Luís

### Orógeno Riáciano do Ciclo Transamazônico (Arcos de Ilha/Magmático e Colisão Continental)

<b>PP2<sub>γ</sub>2</b>	<i>Suítes Plutônicas Sin a Tardicolisionais</i> - granitóides riácianos (ca. 2,1 Ga) relacionados ao clímax da colisão continental do Ciclo Transamazônico. Suíte Intrusiva Tracuateua (2091-2086 Ma)
<b>PP2<sub>γ</sub>1</b>	<i>Suítes Plutônicas Pré-colisionais</i> - granitóides de arcos de ilha riácianos colididos durante o Ciclo Transamazônico. Suíte Intrusiva Tromai (2168-2147 Ma)
<b>PP2<sub>ra</sub></b>	<i>Bacias de Arcos de Ilha/Magmáticos Riácianos</i> - seqüências metavulcano-sedimentares relacionadas a arcos de ilha riácianos. Grupo Aurizona (2240 Ma)

## Domínios Tectônicos

BIA - Bacia Igarapé de Areia	BGR - Bacia do Grajaú
CGU - Cinturão Gurupi	BPR - Bacia do Parnaíba
FCSL - Fragmento Cratônico São Luís	PBR - Plataforma Brasileira

## Estruturas

	Falha ou fratura
	Zona de cisalhamento compressional
	Falha transcorrente sinistral
	Corpos de kimberlito

## Base Planimétrica

	Rios e igarapés
	Estradas
	Cidades
	Limite estadual

## Recursos Minerais

### Metais Nobres

Ouro (Au)

### Metais Não Ferrosos

Molibdênio (Mo)

### Insumos para Agricultura

Fósforo (P)

### Rochas e Minerais Industriais

Mica (mi)

Nefelina (nef)

### Material de Uso na Construção Civil

Areia (are)

Argila (ag)

Brita (bt)

Granito (gr)

Laterita (lt)

### Grau de Importância

■ Depósito

● Ocorrência

▲ Indício

### Status Econômico

↗ Garimpo

✂ Mina ativa

✂ Mina inativa

Figura 2.14 (Continuação)

Tabela 2.12 - Síntese dos dados geocronológicos do Fragmento Cratônico São Luís.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação / Fontes Detriticas (Ma)	Método	T <sub>DM</sub> (Ga)	εNd (t)
Coberturas Sedimentares	Formação Igarapé de Areia	500 a 700 <sup>1</sup>			
		2110 a 2170 <sup>2</sup>	U-Pb L zrd		
	Formação Viséu	1950 a 2170 <sup>1</sup>	Pb-Pb zrd		
		2038 a 3126 <sup>3</sup>	Pb-Pb zrd		
Magmatismo Orogénico Colisional (Ciclo Transamazônico)	Suíte Intrusiva Tracuateua	2086 ± 10 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr		
		2091 ± 5 <sup>4</sup>	Pb-Pb zr	2,31 a 2,50 <sup>4</sup>	+1,1 a -1,3 <sup>4</sup>
Magmatismo Orogénico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)	Suíte Intrusiva Tromai	2147 ± 3, 2156 ± 3, 2160 ± 2, 2168 ± 4 <sup>5</sup>	Pb-Pb zr	2,22 a 2,26 <sup>5</sup>	+1,9 a +2,6 <sup>5</sup>
		2148 ± 4, 2149 ± 5, 2163 ± 3, 2165 ± 2 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr		
		2160 ± 4 <sup>7</sup>	U-Pb S zr		
Seqüência Metavulcano-Sedimentar	Grupo Aurizona	2149 ± 4, 2152 ± 3 <sup>8</sup>	Pb-Pb zr		
		2240 ± 5 <sup>6</sup>	Pb-Pb zr	2,48 <sup>5</sup>	+0,8 <sup>5</sup>

Abreviaturas: L. LA-ICP-MS; S. SHRIMP; zr. zircão; zrd. zircão detritico. εNd (t). calculado para idade de cristalização.

Referências: 1 – Pinheiro et al. (2003); 2 – Teixeira et al. (2007); 3 – Teixeira et al. (2007); 4 – Palheta (2001); 5 – Klein et al. (2005a); 6 – Klein e Moura (2001); 7 – Klein et al. (no prelo); 8 – Klein e Moura (2003).

Tabela 2.13 - Síntese dos dados geocronológicos do Cinturão Gurupi.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de cristalização/ fontes detriticas (Ma)	Método	Idade de metamorfismo/ Resfriamento (Ma)	Método	TDM (Ga)	εNd (t)
Magmatismo Pós-Orogénico (Ciclo Brasileiro)	Granito Ney Peixoto	549 ± 4 <sup>3</sup>	Pb-Pb zr	528 ± 17, 534 ± 4	K-Ar ms	1,60 e 1,78 <sup>3</sup>	-7,4 e -8,5 <sup>3</sup>
				544 ± 14 <sup>7</sup>			
Magmatismo Alcalino	Nefelina-Sienito Boca Nova	732 ± 7 <sup>1</sup>	U-Pb L zr	517 ± 15 <sup>6</sup>	K-Ar ms		
				580 ± 10 <sup>5</sup>			
Magmatismo Orogénico Tardi a Pós-Colisional (Ciclo Transamazônico)	Granito Ourém	1840 a 2011 <sup>3</sup>	Pb-Pb zr				
	Granito Jonasa	2061 ± 8 <sup>3</sup>	Pb-Pb zr	525 ± 20 <sup>4</sup>	Rb-Sr m	2,09 a 2,40 <sup>3</sup>	+3,2 a -1,1 <sup>3</sup>
	Granito Japiim	2084 ± 5 <sup>3</sup>	Pb-Pb zr			2,22 a 3,23 <sup>3</sup>	+1,9 a -3,4 <sup>3</sup>
Magmatismo Orogénico Sin a Tardicolisional	Granito Maria Suprema	2100 ± 12 <sup>1</sup>	U-Pb T zr			2,07 a 2,30 <sup>1</sup>	+4,0 a +0,7 <sup>1</sup>
Magmatismo Orogénico Pré-Colisional (Transamazônico)	Granito Cantão	2159 ± 13 <sup>3</sup>	Pb-Pb zr			2,21 a 2,48 <sup>3</sup>	+2,7 a -0,9 <sup>3</sup>
Seqüências Metavulcano-Sedimentares	Formação Marajupema	1102 a 2635 <sup>1</sup>	Pb-Pb zrd			1,41 a 2,41 <sup>1</sup>	
	Formação Chega Tudo	2160 ± 3 e 2148 ± 1 <sup>2</sup>	Pb-Pb zr			2,20 a 2,34 <sup>1</sup>	+2,7 a +1,1 <sup>1</sup>
	Complexo Itapeva	2167 ± 2 <sup>1</sup>	U-Pb T zr			2,22 a 2,31 <sup>1</sup>	+2,6 a +1,4 <sup>1</sup>
Complexos Metamórficos	Metatonalito Igarapé Grande	2594 ± 3 <sup>1</sup>	Pb-Pb zr				

Abreviaturas: L. LA-ICP-MS; T. ID-TIMS; m. mineral; bi. biotita; ms. muscovita; zr. zircão; zrd. zircão detritico; εNd(t). calculado para idade de cristalização.

Referências: 1 - Klein et al. (2005b); 2 - Klein e Moura (2001); 3 - Palheta (2001); 4 - Klein e Moura (2003); 5 - Jorge-João (1980); 6 - Almeida et al. (1968); 7 - Villas (1982).

jovem do que 1100 Ma (Klein *et al.* 2005b), que constitui provável *Seqüência Pré-orogênica de Margem Passiva (NPmp)*; e pelo Nefelina Sienito Boca Nova de 732 Ma (Tabela 2.13) que constitui a unidade *Rocha Sienítica Alcalina Neoproterozóica (NPL)*. São reconhecidas ainda a *Suíte Plutônica Pós-orogênica Neoproterozóica (NPy)*, representada pelo Granito Ney Peixoto, de natureza peraluminosa, e idade de 549 Ma (Palheta 2001), e as *Bacias de Rifte Continental Neoproterozóico (NPbrc)* (Figura 2.14), compostas pelas formações siliciclásticas Viseu, Igarapé de Areia e Piriá, possivelmente mais jovens do que 550 Ma (Tabela 2.13). (ELK)

## 2.7 – PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.* 1977), localizada na região central do país, nos estados do Pará, Tocantins e Goiás, é uma entidade tectônica formada por um sistema de orógenos essencialmente neoproterozóicos, denominados faixas Brasília, Paraguai e Araguaia, e Arco Magmático de Goiás, cuja evolução se deu durante o Ciclo Orográfico Brasileiro/Pan-Africano, a partir da convergência e colisão de blocos continentais: o Cráton Amazônico (a oeste), o Cráton São Francisco (a leste) e o Cráton Parapanema (a sudoeste, e encoberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná), durante a amalgamação do Gondwana Oriental (Delgado *et al.* 2003). Além dos orógenos neoproterozóicos, a Província Tocantins é constituída por diversos terrenos com idades que variam do Mesoproterozóico ao Mesoproterozóico, tendo sido todos eles retrabalhados durante o Ciclo Orográfico Brasileiro. A porção setentrional desta província está representada, no estado do Pará, pelo Cinturão Araguaia (Almeida *et al.* 1981), que margeia a borda oriental do Cráton Amazônico, e que corresponde ao segmento norte do Cinturão Paraguai-Araguaia (Almeida *et al.* 1981). (LRC)

### 2.7.1 - Cinturão Araguaia

O Cinturão Araguaia apresenta extensão de aproximadamente 1200 km e largura de cerca de 100 m, prolongando-se na direção N-S, margeando a borda leste do Cráton Amazônico, desde o extremo norte do estado do Tocantins até o noroeste de estado Goiás, onde é recoberto pelos sedimentos neógenos da Bacia do Bananal, os quais recobrem a região de articulação deste cinturão com o Cinturão Paraguai, que contorna a borda sul do Cráton Amazônico, com direção principal E-W (Figura 2.15). A leste, o Cinturão Araguaia é recoberto por rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Parnaíba, e a sudeste faz contato com o Maciço de Goiás (Almeida *et al.* 1976), cujo limite é marcado por um sistema de transcorrências de direção NE-SW que definem o Lineamento Transbrasiliiano.

No estado do Pará, as unidades neoproterozóicas que constituem o Cinturão Araguaia são os grupos Baixo Araguaia e Tucuruí, que representam uma *Seqüência de Margem Passiva (NPmp)*, e os corpos máfico-ultramáficos dos complexos Quatipuru e Serra do Tapa, incluídos na unidade litotectônica *Ofolitos e Rochas Relacionadas (NPof)*, ambas relacionadas a fase pré-orogênica do Ciclo Brasileiro (Figura 2.15).

A *Seqüência de Margem Passiva (NPmp)* é constituída fundamentalmente pelo Grupo Baixo Araguaia, o qual é composto pela formações Morro do Campo, Xambioá,

Pequizeiro e Couto Magalhães, que representam um conjunto de rochas metassedimentares predominantemente terrígenas, com contribuição menor de rochas carbonáticas, cujos protólitos sedimentares foram depositados em ambientes marinho raso com praia e plataforma restritas, talude e bacia marinha (Souza e Moreton 1995, Figueiredo *et al.* 2007), caracterizando um sistema de margem passiva. Em estudos de proveniência realizados em quartzitos da Formação Morro do Campo, foram obtidas idades arqueanas a neoproterozóicas, entre 3,0 e 0,85 Ga (Teixeira e Moura 2001, Moura *et al.* 2005, Tabela 2.14), as quais, são interpretadas pelos autores como indicativas de fontes variadas para os sedimentos, como as rochas arqueanas e paleoproterozóicas dos crátons Amazônico e São Francisco, do Maciço de Goiás (Paleoproterozóico) e do Arco magmático de Goiás (Neoproterozóico).

Estas rochas metassedimentares apresentam metamorfismo regional do tipo Barroviano, o qual varia de anquimetamórfico, na parte oeste, atingindo condições de fácies anfíbolito a leste, na zona mais interna do Cinturão Araguaia (Silva 1980, Dall'Agnol *et al.* 1988, Gorayeb 1981, Alvarenga *et al.* 2000, Figueiredo *et al.* 2007). Segundo Abreu *et al.* (1994) e Gorayeb e Alves (2003), durante condições de pico metamórfico foram alcançadas temperaturas em torno de 650°C e pressões maiores que 6 Kbar. Alvarenga *et al.* (2000) consideram que condições de pico metamórfico foram atingidas durante a colocação do Granito Santa Luzia, datado em torno de 660 Ma (Moura e Gaudette 1993), e que idades K-Ar entre 565 ± 20 Ma e 533 ± 16 Ma (Macambira 1983, Tabela 2.14), obtidas em hornblenda, biotita e muscovita de xistos da Formação Xambioá, registram resfriamento metamórfico.

Adicionalmente, ainda foi incluído na *Seqüência de Margem Passiva (NPmp)* o conjunto de metabasaltos e rochas metassedimentares clásticas do Grupo Tucuruí, embora o significado tectônico desta unidade ainda seja controverso. Enquanto Trouw *et al.* (1976) admitem uma evolução neoproterozóica para estas rochas, relacionada ao Ciclo Brasileiro, Matta (1988) posiciona este grupo no Proterozóico Médio, interpretando-o como uma unidade de cobertura do embasamento do Cráton Amazônico, inclusive correlacionando-o à Formação Gorotire.

Neste projeto, admite-se idade neoproterozóica para o Grupo Tucuruí e evolução ligada a fases tardias do Ciclo Brasileiro, em função das idades K-Ar em rocha total em torno de 510 ± 15 Ma (Tabela 2.14), obtidas por Teixeira (1978) em metabasalto, e da orientação submeridiana deste grupo, portanto concordante à orientação geral do Cinturão Araguaia. Por este motivo, esta unidade é integrada à *Seqüência de Margem Passiva (NPmp)*.

No entanto, destaca-se que o Grupo Tucuruí apresenta características que se assemelham às seqüências vulcano-sedimentares (seqüência Alpha) do Estádio de Transição, discutidas em Almeida *et al.* (2000) e Almeida e Carneiro (2004), as quais se formaram desde o final do Neoproterozóico, em fases tardias do Ciclo Brasileiro, até o Cambriano, precedendo as grandes sinéclises intracratônicas paleozóicas (a exemplo das bacias do Amazonas, Parnaíba e Alto Tapajós), que marcam o Estádio de Estabilização da plataforma continental brasileira. Segundo estes autores, tais



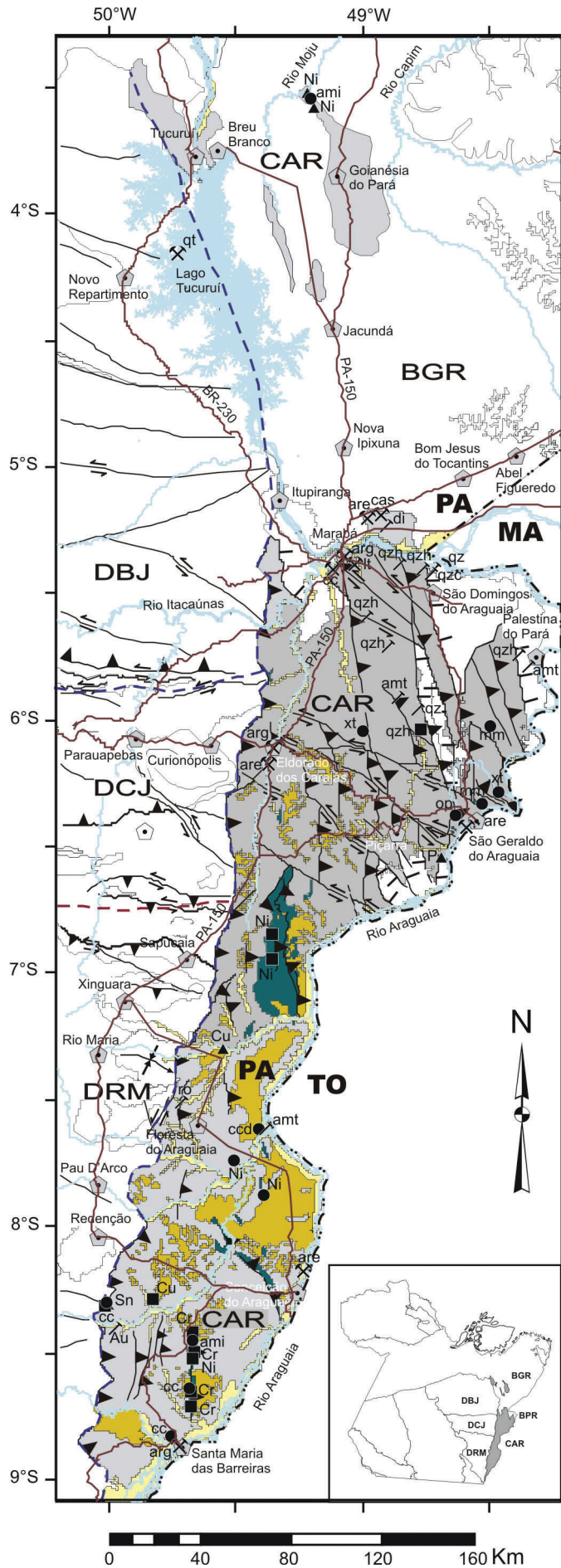


Figura 2.15 – Associações tectônicas e recursos minerais do Cinturão Araguaia.

**Associações Tectônicas do Cinturão Araguaia**

**Coberturas Superficiais Cenozóicas**


- CZd** Coberturas Detríticas - depósitos aluvionares pleisto-holocênicos dos rios Araguaia, Tocantins e seus afluentes.
- CZli** Coberturas Lateríticas Imaturas - coberturas superficiais residuais e concrecionárias, plio-holocênicas, tipo argilosa, argilo-arenosa e ferruginosa e latosolos.

**Orógeno Neoproterozóico do Ciclo Brasileiro**







**Associações Pré-orogênicas**

- NPof** Ofiolitos e Rochas Relacionadas - complexos ofiolíticos criogenianos tectonicamente associados à margem continental passiva toniana do Cinturão Araguaia. Complexos Serra do Tapa e Quatipuru (754 Ma).
- NPmp** Seqüência de Margem Passiva - seqüência metassedimentar de margem continental passiva toniana, com basaltos associados. Grupos Baixo Araguaia (< 850 Ma) e Tucuruí (500 Ma?).






**Domínios Tectônicos**

-  Limite com assinatura estrutural
- CAR - Cinturão Araguaia
- DBJ - Domínio Bacajá
- DCJ - Domínio Carajás
- DRM - Domínio Rio Maria

**Estruturas**

-  Falha ou fratura
-  Falha extensional (normal)
-  Falha transcorrente (sinistral)
-  Falha compressional (cavalgamento)
-  Falha transpressional sinistral
-  Sinforme/sinclinal normal com caimento

**Base Planimétrica**

-  Rios e igarapés
-  Lago
-  Estradas
-  Cidades
-  Limite estadual

**Recursos Minerais**

**Água Mineral**

Água mineral (agm)

**Gemas**

- Ametista (amt)
- Diamante (di)
- Opala (op)
- Quartzo citrino (qzc)
- Quartzo (qz)
- Quartzo hialino - cristal de rocha (qzh)

**Insumos para Agricultura**

- Fósforo (P)
- Mármore (mm)

**Rochas e Minerais Industriais**

- Amianto (am)
- Rocha ornamental (ro)
- Xenotímio (xt)

**Material de Uso na Construção Civil**

- Areia (are)
- Argila (arg)
- Calcário (cc)
- Calcário dolomítico (ccd)
- Cascalho (cas)
- Laterita (lt)

**Metais Ferrosos**

- Cromo (Cr)
- Níquel (Ni)

**Metais Não Ferrosos**

- Cobre (Cu)
- Estanho (Sn)

**Metais Nobres**

- Ouro (Au)

**Grau de Importância**

-  Depósito
-  Ocorrência
-  Indício

**Status Econômico**

-  Garimpo
-  Mina ativa

Figura 2.15 (Continuação)

Tabela 2.14 - Síntese dos dados geocronológicos do Cinturão Araguaia.

Associação	Unidade Litoestratigráfica	Idade de Formação / Fontes Detríticas (Ma)	Método	Idade de metamorfismo (Ma)	Método
Ofiolitos e Rochas Relacionadas	Complexo Máfico-Ultramáfico Quatipuru	757 ± 49 <sup>6</sup>	Sm-Nd		
	Complexo Serra do Tapa	2083 ± 4, 2062 ± 3, 2052 ± 5 <sup>5</sup>	Pb-Pb zr		
Seqüências Supracrustais	Grupo Tucuruí			510 ± 15 <sup>4</sup>	K-Ar rt
	Formação Xambioá			533 ± 16 e 553 ± 16 <sup>3</sup> 565 ± 20 <sup>3</sup>	K-Ar ms K-Ar hb
	Formação Morro do Campo	2909 a 1747 <sup>2</sup>	Pb-Pb zrd		
		3,0 a 0,85 <sup>(*) 1</sup>	Pb-Pb zrd		

Abreviaturas: zr. zircão; zrd. zircão detrítico; ms. muscovita; hb. hornblenda; rt. rocha total; (\*) - idade expressa em Ga.

Referências: 1 – Moura et al. (2005); 2 – Teixeira e Moura (2001); 3 – Macambira (1983); 4 – Teixeira (1978); 5 – Gorayeb et al. (2001); 6 – Paixão et al. (2002a).

seqüências preencheram bacias de tamanho restrito, posicionadas ao longo do eixo deposicional das grandes sinéclises paleozóicas ou na periferia das mesmas, e são caracterizadas por sedimentação clástica imatura, predominantemente continental, e vulcanismo alcalino, que reflete manifestações pós-tectônicas do Ciclo Brasileiro, metamorfismo de baixo grau e moderada deformação.

A associação de *Ofiolitos e Rochas Relacionadas (NPof)*, expressivamente representada na porção ocidental do Cinturão Araguaia, é representado pelos complexos máfico-ultramáficos Quatipuru e Serra do Tapa, que ocorrem em corpos alongados, principalmente segundo N-S, associados às rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães, os quais têm sido interpretados como remanescentes de complexos ofiolíticos ou, alternativamente, como corpos magmáticos de origem mantélica, sem crosta oceânica associada (Hasui et al. 1984b, Gorayeb 1989, Kotschoubey e Hieronymus 1996, Kotschoubey et al. 1996, Alvarenga et al. 2000, Gorayeb et al. 2001, Paixão e Nilson 2002).

O Complexo Máfico Ultramáfico Quatipuru, segundo Paixão e Nilson (2002), representa uma seqüência ofiolítica, datada em 757 ± 49 Ma (Tabela 2.14), com gênese em zona de cordilheira meso-oceânica. No entanto, para o Complexo Máfico-Ultramáfico Serra do Tapa, enquanto Kotschoubey et al. (1996) e Alvarenga et al. (2000) admitem que este representa remanescentes de fundo oceânico da fase rifte da evolução neoproterozóica do Cinturão Araguaia, Gorayeb et al. (2001) sugerem que o mesmo representa corpos alóctones paleoproterozóicos, em função de idades de 2083 ± 4 Ma, 2062 ± 3 Ma e 2052 ± 5 Ma (Tabela 2.14) obtidas em zircões de basaltos almofadados da serra homônima.

O arcabouço estrutural do Cinturão Araguaia é marcado principalmente por um sistema de cavalgamentos regionais de direção aproximada N-S, suavemente inclinados para E e ESE, que imprimem uma pervasiva foliação nas rochas. Lineações mergulhando para SE, sugerem transporte tectônico para NW e colisão oblíqua com o Cráton Amazônico.

Este padrão estrutural é modificado ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE, dúcteis e fráglil-dúcteis, que seccionam o Cinturão Araguaia, e na sua porção sudeste, no limite com o Maciço de Goiás, onde é afetado por zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW do Lineamento Transbrasiliiano (Costa et al. 1988, Abreu et al. 1994, Fonseca et al 1999, Alvarenga et al. 2000, Gorayeb et al. 2008). (LRC)

## 2.8 - BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS

A tectônica de formação, o preenchimento, os eventos magmáticos associados e as reativações tectônicas das bacias fanerozóicas estão relacionados a diferentes estágios de evolução da Plataforma Sul-Americana. A evolução iniciou com a consolidação de uma plataforma, após as orogenias do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (725-500 Ma), no limite Neoproterozóico-Cambriano, e formação de riftes intracontinentais, que pode ter se estendido até o Ordoviciano. Esta etapa de transição (Estágio de Transição, de Almeida 1969 e Almeida et al. 2000) foi sucedida pela formação de grandes sinéclises intracratônicas paleozóicas, com transgressões e regressões marinhas, que iniciaram no final do Ordoviciano e se estenderam até final do Permiano, as quais marcam o Estágio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana. Após um período de calma tectônica teve início uma ativação meso-cenozóica (Estágio de Reativação) relacionada à abertura do Oceano Atlântico, com pulsos de magmatismo básico do Neotriássico ao Eocretáceo, formação de riftes abortados e recobrimento das sinéclises paleozóicas. A partir do Neocretáceo a distensão relacionada à separação Brasil-África formou bacias divergentes na margem continental atlântica, com magmatismo toleítico e alcalino associados (Almeida et al. 2000, Milani e Tomaz Filho 2000, Brito Neves 2002, Almeida e Carneiro 2004, Zalan 2004).

Em termos de tectônica global, os primeiros estágios de evolução da Plataforma Sul-Americana estão relacionados à evolução do supercontinente Gondwana, que ao se colidir com a placa da Laurásia, no final do Permiano, formou o supercontinente Pangea. A ativação do manto por plumas mantélicas e a distensão

durante o Triássico-Jurássico, e depois no Neocretáceo, respectivamente relacionada à abertura do Oceano Atlântico equatorial e meridional, causou a quebra destes supercontinentes (Almeida *et al.* 2000, Brito Neves 2002). A aglutinação das massas continentais (Laurásia, Gondwana Oeste e Leste) se deveu às orogênias paleozóicas e mesozóicas registradas nas Américas e na Europa. No Paleozóico, as bordas da placa Gondwana foram afetadas por orogênias paleozóicas, e nas porções interiores predominaram uma tectônica extensional e sedimentação intracratônica, que formou os riftes e as sinéclises paleozóicas. No Mesozóico e Cenozóico, os esforços compressivos das orogêneses andina e caribenha alcançaram as bacias fanerozóicas da porção norte e ocidental da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 2000, Zalan 2004).

As bacias fanerozóicas do norte do Brasil são agrupadas na Província Amazonas (bacias Amazonas, Solimões, do Alto Tapajós, Acre e Tacutu) e na Província Parnaíba (bacias do Parnaíba, Alpercatas, Grajaú, Bragança-Viseu, São Luís). No Pará ocorrem oito bacias sedimentares, sendo três bacias intracratônicas paleozóicas (bacias do Amazonas, do Alto Tapajós e do Parnaíba), três bacias mesozóicas de rifte abortado (bacias do Marajó, do Grajaú e Bragança-Viseu) e uma bacia de margem passiva (Bacia do Pará-Maranhão). O Pará abrange também segmentos de plataforma continental cenozóica emersa (Plataforma Bragantina) e submersa (Plataforma do Pará, Figura 2.4). Localmente, há remanescentes dos riftes continentais que precederam à formação das sinéclises paleozóicas (ex. Bacia Igarapé de Areia).

Os riftes que precederam a formação das sinéclises paleozóicas, aqui referidos como *Riftes Continentais Neoproterozóicos (NPbr)*, correspondem às seqüências formadas no Estágio de Transição (Almeida 1969, Almeida *et al.* 2000) no final do Ciclo Brasileiro, entre o Neoproterozóico (Ediacarano) e o Cambriano. Esta associação está representada pelas rochas das formações Igarapé de Areia, Piriá e Viseu, aqui reunidas na Bacia Igarapé de Areia (Figura 2.14), com sua evolução relacionada ao final da Orogênese Brasileira, que estruturou o Cinturão Gurupi, e precedendo a formação da Bacia do Parnaíba, no Paleozóico. Fontes detriticas com cerca de 600 Ma (Tabela 2.14) são registradas nestas formações (Pinheiro *et al.* 2003) o que sugere uma idade máxima da sedimentação no final do Neoproterozóico (Ediacarano).

As rochas do Grupo Tucuruí apresentam características litológicas, estruturais e metamórficas que se assemelham às seqüências vulcano-sedimentares (seqüência *Alpha*) do Estádio de Transição, discutidas em Almeida *et al.* (2000) e Almeida e Carneiro (2004), as quais se formaram desde o final do Neoproterozóico, em fases tardias do Ciclo Brasileiro, até o Cambriano, precedendo as grandes sinéclises intracratônicas paleozóicas. Se confirmado, estas rochas representariam um rifte precursor da Bacia do Parnaíba. Contudo, em virtude da carência de estudos, neste trabalho o Grupo Tucuruí é considerado como pertencente à unidade litotectônica Seqüência de Margem Passiva (NPmp), do Cinturão Araguaia.

No Pará existem poucos registros de eventos magmáticos relacionados à formação de riftes

precursores das sinéclises paleozóicas. Bahia e Abreu (1985) mapearam em subsuperfície um complexo carbonatítico (Cuminá) de idade Sm-Nd de  $570 \pm 70$  Ma sob as formações paleozóicas na borda norte da Bacia do Amazonas, o qual relacionaram ao magmatismo alcalino originado de um manto anômalo, que causou soerguimento isostático durante a fase inicial do rifte que gerou esta bacia. Santos *et al.* (2002) dataram por U-Pb em baddeleyita um corpo de diabásio com cerca de 500 Ma próximo a borda norte da Bacia do Alto Tapajós. Este magmatismo cambriano marca o estágio de rifte continental que precedeu a formação desta sinéclise paleozóica. Além disso, Teixeira (2001) com base em geofísica (magnetometria e gravimetria) detectou feições sugestivas de riftes precursores desta bacia em profundidade.

A sedimentação dos riftes precursores da Bacia do Amazonas está representada pelas rochas da Formação Prosperança (*Bacias de Rifte Continental Neoproterozóico – NPbr*) que afloram em sua borda norte, sendo os melhores registros localizados no leste do estado do Amazonas, com ocorrências restritas no Pará. Trata-se de uma seqüência siliciclástica de leque aluvial e sistema fluvial de ambiente de rifte continental, a qual é recoberta pelas rochas ordovicianas do Grupo Trombetas, que marcam o início da deposição das seqüências sedimentares cratônicas relacionadas às transgressões marinhas paleozóicas. A idade da deposição da Formação Prosperança é controversa, sendo aventada idade neoproterozóica (Cunha *et al.* 1994, Nogueira e Soares 1996) ou cambro-ordoviciana (Schobenhau *et al.* 1984, Pedreira *et al.* 2003).

As grandes bacias paleozóicas interiores da Plataforma-Sul Americana formadas no Estágio de Estabilização, neste trabalho são classificadas de *Bacias Intracratônicas Paleozóicas (PZbi)*, e no norte do Brasil são representadas pelas bacias do Solimões, Amazonas, Alto Tapajós e Parnaíba, as três últimas ocorrendo no Pará (Figura 2.4). (MLV)

### 2.8.1. - Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas abrange uma área de aproximadamente 500.000 km<sup>2</sup>, com eixo maior orientado na direção ENE-WSW. Seus estratos sedimentares recobrem as províncias pré-cambrianas dos escudos das Guianas e Brasil-Central, e seu preenchimento atinge uma espessura máxima de 5.000 m (Cunha *et al.* 1994). A oeste, seu limite com a Bacia do Solimões é marcado pelo Arco de Purus e, a leste, o Arco de Gurupá a limita com a Bacia do Marajó (Figura 2.2).

O controle da Bacia do Amazonas pelas estruturas do embasamento pré-cambriano tem sido salientado por diversos autores (Rezende e Brito, 1973, Hasui *et al.* 1984c, Bahia e Abreu 1985, Campos e Teixeira 1988, Wanderley Filho 1991, Wanderley Filho e Costa 1991, Costa *et al.* 1991d). Além disso, a tectônica no Proterozóico teria espessado a crosta sob a bacia, que atinge 35 km de espessura (Nunn e Aires 1985), e estruturado cinturões de cisalhamento NW-SE e NE-SW que foram reativados no Fanerozóico.

Baseado em estudos de sísmica e gravimetria, Wanderley Filho (1991) propôs uma compartimentação da Bacia do Amazonas em blocos, limitados por

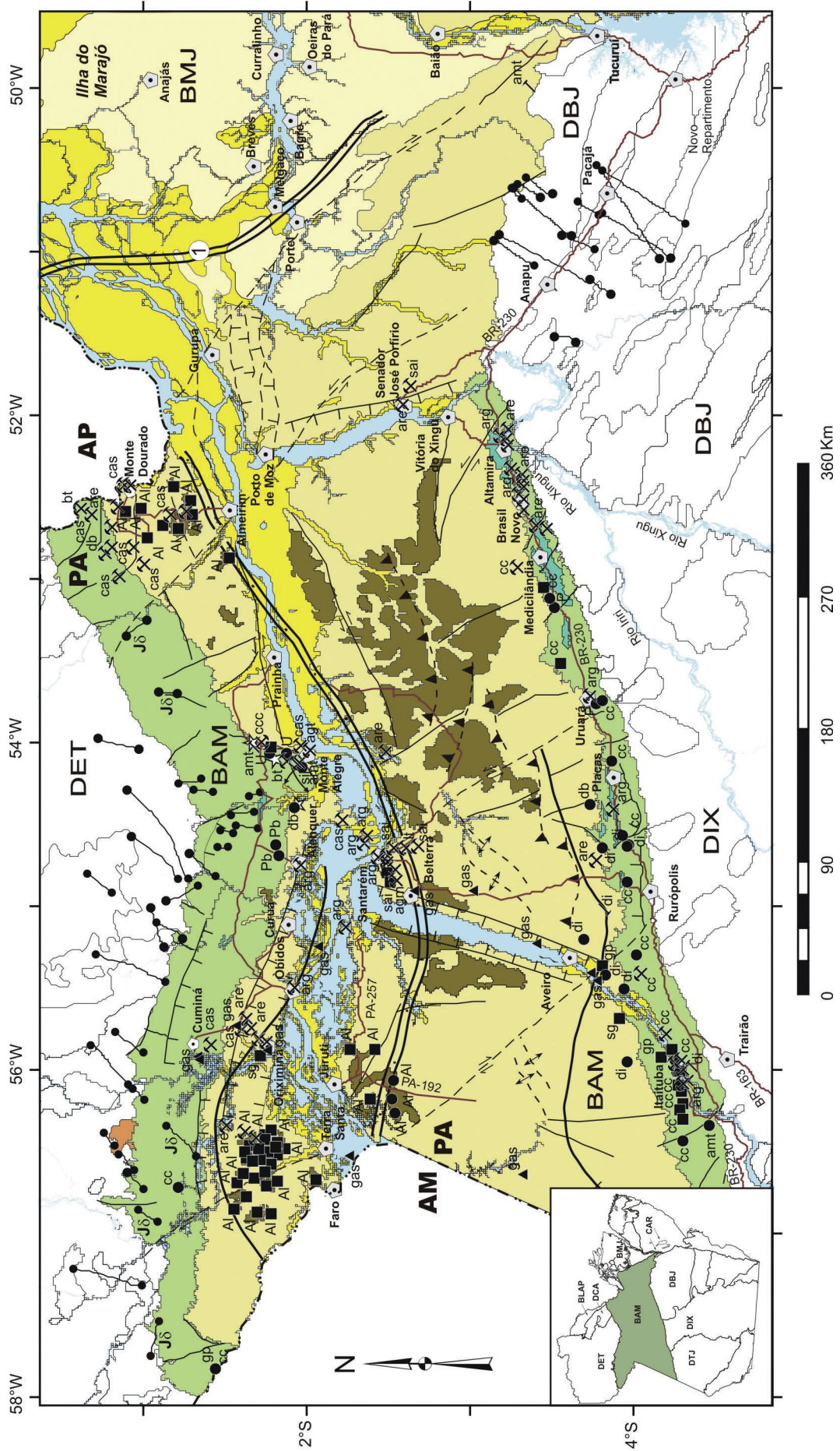


Figura 2.16 – Associações tectônicas e recursos minerais da Bacia do Amazonas.

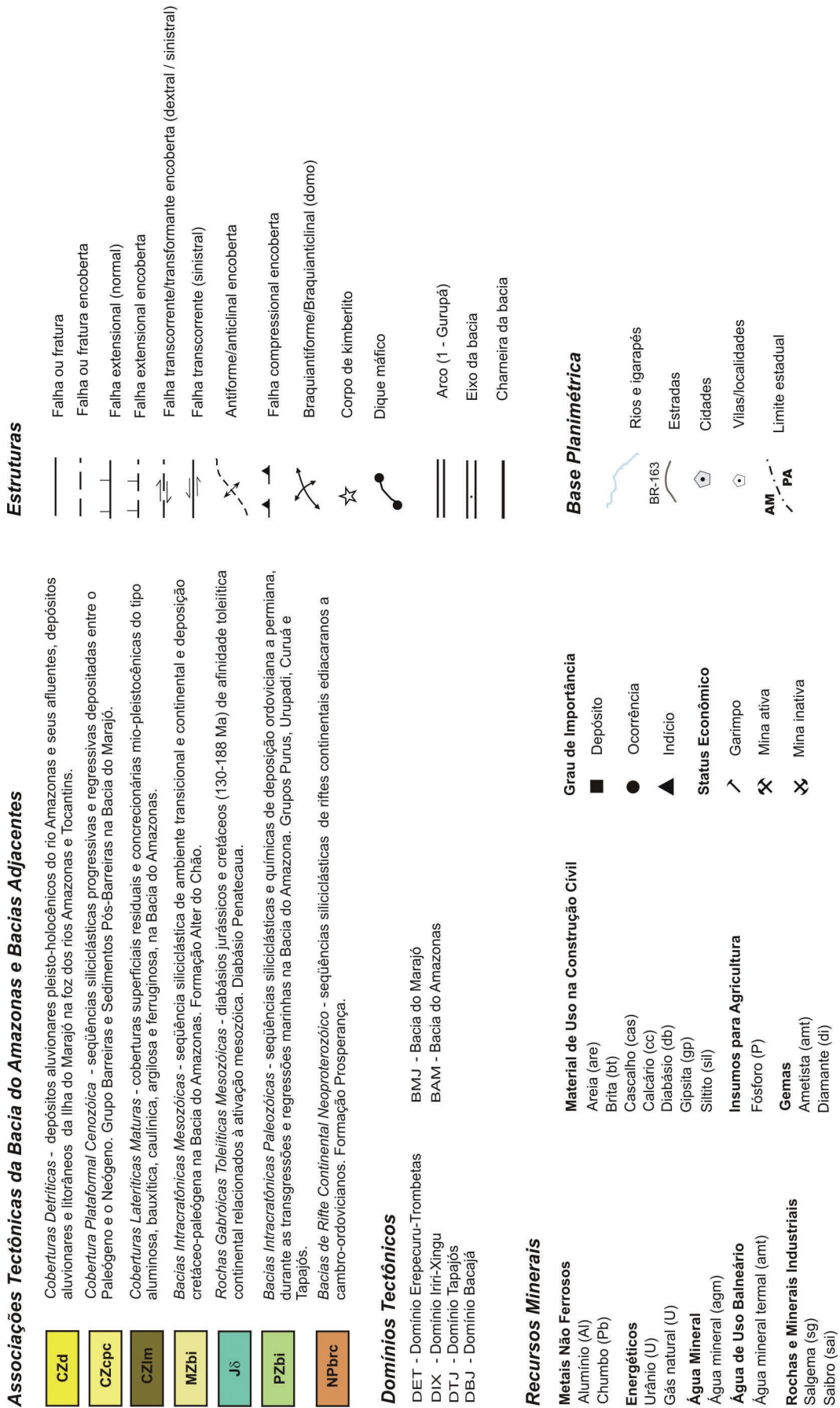


Figura 2.16 (Continuação)

lineamentos NW-SE (Figura 2.16), que se comportaram de maneira distinta durante o Fanerozóico. Conforme este autor, estes lineamentos são falhas de transferência que deslocaram os depocentros das formações paleozóicas a cenozóicas, e conferiram uma geometria em *dog-leg* para a bacia.

Para a tectônica paleozóica, Wanderley Filho (1991) observou que falhas normais NE-SW (e ENE-WSW), que representam zonas de charneiras da Bacia do Amazonas, convergem em direção ao Arco de Purus, o que indica que a bacia abriu mais a leste do que a oeste. Constatou ainda, que a pouca movimentação destas falhas normais, que afetaram exclusivamente as formações paleozóicas, revelou que tais estruturas foram ativas apenas no estágio inicial de implantação da bacia. Também observou deslocamentos pouco significativos do eixo da bacia durante o Paleozóico, o que reflete uma subsidência gradual, e que a movimentação das falhas de transferência NW-SE foi mais forte a partir do final do Carbonífero.

A Bacia do Amazonas foi preenchida durante sucessivas transgressões de mares epicontinentais sobre o Craton Amazônico, do Neo-ordoviciano ao Neopermiano. Estas transgressões se deram de nordeste para oeste, adentrando o continente pela região do Marajó, estendendo-se até o Arco Purus, e recobrimo-o no Mesodevoniano (Caputo 1984, Almeida e Carneiro 2004). Por outro lado, a mudança de ambientes marinho e transicional periglaciais para ambientes continentais e mares restritos com espessos evaporitos, marcaram uma progressiva regressão neste período. As sucessivas regressões e transgressões, discordâncias erosivas e hiatos de sedimentação resultaram de soerguimentos vinculados às orogêneses Caledoniana, Herciniana e Gondwanide (Sanrafaélica) (Cunha *et al.* 1994, Almeida e Carneiro, 2004, Zalan 2004). As formações paleozóicas dos grupos Urupadi, Curuá e Tapajós são aqui agrupadas na unidade *Bacias Intracratônicas Paleozóicas (PZbi)* (Figura 2.16).

A tectônica mesozóica na Bacia do Amazonas inicia com soerguimento causado pela ativação termal do manto e uma distensão E-W, acompanhados de um extenso magmatismo básico toleítico juro-triássico (Diabásio Penatecaua), marcado por soleiras de direção E-W e diques de diabásio, em geral NE-SW, que intrudiram as formações paleozóicas, e que definem a unidade litotectônica *Rochas Gabróicas Toleíticas Mesozóicas (Jδ)* (Figura 2.16). Estes corpos de diabásio alcançam cerca de 900 m de espessura no centro da bacia, adelgaçam em direção as bordas e desaparecem nos arcos estruturais. Esta variação de espessura se deu devido à migração do magma por gravidade em direção ao depocentro da bacia e a erosão das formações pré-silurianas nos arcos (Wanderley Filho 1991, Wanderley Filho *et al.* 2005).

No Eocretáceo, esforços compressivos E-W na Bacia do Amazonas são evidenciados por anticlinais assimétricas e falhas reversas NE-SW nas unidades pré-cretáceas de sua porção sudoeste, na região do Tapajós (Campos e Teixeira 1988). Tais esforços, que causaram a inversão positiva da Bacia do Amazonas no início do Cretáceo, são correlacionáveis à tectônica transpressional (Evento Juruá) que afetou a Bacia do Solimões, em resposta à orogênese andina a oeste, e

abertura do oceano Atlântico a leste (Caputo 1985, Campos e Teixeira 1988, Caputo e Silva 1990).

No Neocretáceo, o relaxamento dos esforços compressivos propiciou a subsidência flexural da Bacia do Amazonas, a reativação das zonas de charneiras e a deposição de uma seqüência continental neocretácea a paleocênica (Formação Alter do Chão) em seu interior (Campos e Teixeira 1988, Wanderley Filho 1991). Desta forma, as rochas formadas durante o Mesozóico na Bacia do Amazonas são agrupadas na unidade *Bacias Intracratônicas Mesozóicas (MZbi)* (Figura 2.16).

A porção leste da bacia foi afetada por uma tectônica transtracional, com falhas transcorrentes NW-SE e normais ENE-WSW que resultaram em grabens e estruturas em flor negativa. Campos e Teixeira (1988) correlacionaram esta transtração a uma cinemática de rotação de blocos na Placa Sul-Americana em resposta à Orogenia Caribenha, no Paleógeno. No entanto, Wanderley Filho (1991) identificou evidências que posicionam esta tectônica transtrativa no Cretáceo e a relacionou com a implantação do Arco de Gurupá.

Importantes estruturas tectônicas regionais da Bacia do Amazonas foram implantadas ou consolidadas durante o Mesozóico e o Cenozóico. Na borda ocidental da bacia destaca-se o Arco de Purus, no estado do Amazonas, um lineamento NW-SE, delineado por gravimetria, sísmica e sondagem, que consiste de um alto de segmentos do embasamento proterozóico e de um rifte precursor profundo (Graben Invertido Purus), recobertos por pacotes adelgaçados das formações permo-carboníferas e neocretácea-paleocénicas. Baseado nos contrastes dos controles tectono-sedimentares nas bacias do Solimões e Amazonas, Wanderley Filho (1991) propôs que o Arco de Purus esteve ativo durante o Paleozóico, e funcionou como um anteparo que controlou a sedimentação paleozóica nas duas bacias. Adicionalmente, sugeriu que esta zona de compartimentação evoluiu a partir de um prolongamento dos lineamentos NW-SE que controlaram o Graben do Cachimbo (Bacia do Alto Tapajós). Eventos transcorrentes cretáceos e paleocénicos reativaram as falhas deste arco.

O Arco de Gurupá, também com direção NW-SE, localiza-se na borda leste da bacia (Figura 2.16), e foi identificado em subsuperfície por métodos indiretos (gravimetria e sísmica). Trata-se da ombreira de um rifte mesozóico (Bacia do Marajó), cuja formação se iniciou com o soerguimento no final do Devoniano, e cuja evolução no Cretáceo e Paleoceno foi controlada por falhas listricas e o aumento do soerguimento a oeste do arco (Wanderley Filho 1991).

Outra estrutura é o Domo de Monte Alegre que consiste de uma braquianticlinal ENE-WSW (Figura 2.16) na borda norte da bacia, composta de formações paleozóicas intrudidas por corpos de diabásio jurássicos, arranjados em camadas basculadas em forma elipsoidal (20 x 30 km). Posteriormente, esta estrutura foi cortada nos flancos sul e leste por falhas normais que a justapuseram a Formação Monte Alegre. Pastana *et al.* (1976) atribuíram à formação do Domo de Monte Alegre ao diapirismo do magma máfico. Contudo, Almeida e Pinheiro (2007) atribuem um papel secundário para este mecanismo na origem da braquianticlinal, que segundo os mesmos, resultou principalmente da

rotação de blocos controlados por um leque de falhas que causaram inversão tectônica positiva em um padrão de dobra de interferência regional. Conforme estes autores, o evento tectônico neocretáceo foi responsável pela estruturação do Domo de Monte Alegre e as falhas normais que cortam a estrutura estão relacionadas à tectônica do Cenozóico.

A geometria da Bacia do Amazonas em *dog-leg* resultou da interação de falhas normais NE-SW (falhas mestras) e falhas de transferência NW-SE (falhas compartimentais), que sofreram sucessivas movimentações iniciadas no Paleozóico e que se intensificaram no Cretáceo e Paleoceno (Wanderley Filho 1991).

Nas proximidades do Domo de Monte Alegre ocorrem corpos de kimberlito, supostamente do Neocretáceo (informação da Rio Tinto Desenvolvimento Mineral – RTDM), que cortam as formações Monte Alegre e Nova Olinda. Os kimberlitos cretáceos no Brasil têm sido associados a plumas mantélicas relacionadas à ativação da Plataforma Sul-Americana e abertura do Oceano Atlântico Sul, conforme discutido em Bizzi e Vidotti (2003). Contudo, os kimberlitos de Pimenta Bueno em Rondônia forneceram idades triássicas de 237 e 226 Ma (Masun e Smith 2008) que sugerem a existência de um magmatismo alcalino que pode estar relacionado ao início da fase rifte de abertura do Oceano Atlântico Equatorial.

Costa *et al.* (1991b,c) identificaram dois conjuntos de eixos extensionais para a tectônica que afetou o norte do Brasil durante o Mesozóico, e distinguiram dois grandes domínios na região (domínios Ocidental e Oriental). As bacias fanerozóicas do Domínio Ocidental, como a Bacia do Amazonas, foram controladas por um eixo NW-SE relacionado à abertura do Atlântico Equatorial e à separação das placas Africana, Norte-Americana e Sul-Americana durante o Cretáceo e o Paleoceno, conforme preconizado por Caputo (1984).

O cenário tectônico cenozóico (neotectônica) é marcado exemplarmente pelas feições halocinéticas na parte ocidental na Bacia do Amazonas. Os esforços compressivos transcorrentes imprimiram uma intensa deformação na seqüência evaporítica permo-carbonífera (Formação Nova Olinda) e na seqüência clástica neocretácea-paleocênica (Formação Alter do Chão) sobrejacente. Wanderley Filho *et al.* (1988) destacaram os diferenciais de sobrecarga nas descontinuidades das soleiras de diabásio sobre as camadas de sal como fator que condicionou as feições halocinéticas, e que a reativação das falhas antigas pela transcorrência do Paleoceno gerou zonas de alívio que propiciaram a migração do sal.

Costa (2002) baseado na heterogeneidade dos estilos estruturais distinguiu domínios na Bacia do Amazonas afetados pela tectônica cenozóica e destacou a complexidade estrutural na porção central e sudoeste da bacia (região do Tapajós), causada pela movimentação salífera mio-pleiocênica que pode ter alcançado o Holoceno. Conforme este autor, a tectônica cenozóica intraplaca resultou da interação das placas Sul-Americana, Nazca, Cocos e Caribe, no Neógeno, e o soerguimento da cadeia andina não afetou esta parte da bacia.

A tectônica cenozóica afetou os padrões morfoestruturais e a direção dos principais rios da Bacia do Amazonas e modificou a paisagem em cada um dos domínios da bacia, com significativo controle das falhas transcorrentes E-W e NE-SW dextrais. A segunda metade do Paleógeno foi marcada por uma quiescência que resultou em uma ampla peneplanização da plataforma e a formação de perfis lateríticos fosfáticos, caulínicos e bauxíticos (*Coberturas Lateríticas Maturas – CZIm*) na porção centro-sul (região do Baixo Tapajós) e noroeste (região do Trombetas) da bacia (Costa e Hasui 1997, Costa *et al.* 2001, Bemerguy *et al.* 2002) (Figura 2.16). Durante o Mioceno e Plioceno a transcorrência gerou falhas reversas e anticlinais de orientação NE-SW e ENE-SSW, inicialmente atribuídas ao Eocretáceo (Caputo 1985, Campos e Teixeira 1988), nos domínios transpressivos da porção ocidental da bacia. Após a tectônica transcorrente mio-pleiocênica houve um outro período de estabilização, quando se formou uma segunda geração de superfícies residuais argilosas e ferruginosas. Por fim, os sistemas transtensivos plio-holocênicos, com braços tripliques de riftes e transcorrências, reorganizaram os padrões de drenagem e controlaram a sedimentação dos terraços aluviais, elúvios e aluviões (*Coberturas Detríticas – CZd*) do rio Amazonas e seus afluentes (Costa e Hasui 1997, Costa *et al.* 2001, Bemerguy *et al.* 2002). (MLV)

### 2.8.2 - Bacia do Alto Tapajós

A Bacia do Alto Tapajós, também representante da unidade *Bacias Intracratônicas Paleozóicas (PZbi)*, possui uma área de 105.000 km<sup>2</sup> e eixo maior segundo NW-SE (Figura 2.13). Seu preenchimento alcança mais de 1.700 m de espessura (Santiago *et al.*, 1980) e recobre rochas proterozóicas dos domínios Juruena, Tapajós e Iriri-Xingu no sudoeste do Pará (Figura 2.13). A idade da seqüência sedimentar desta bacia tem sido motivo de controvérsias. Alguns a posicionaram no Proterozóico (Liberatore *et al.* 1972, Santos *et al.* 1975, Silva *et al.* 1980) e outros, baseados em conteúdos de fósseis, a relacionaram a uma sedimentação siluro-devoniana a carbonífera (Santiago *et al.* 1980, Reis *et al.* 2005).

A seqüência paleozóica do Grupo Jatuarana recobre seqüências paleoproterozóicas que afloram na borda sul (Grupo Beneficente) e norte (Formação Buiucu, anteriormente referida como Palmares) da Bacia do Alto Tapajós (Bizinella *et al.* 1980, Santiago *et al.* 1980, Ferreira *et al.* 2000, Lacerda Filho *et al.* 2004). Geralmente, as camadas das seqüências paleoproterozóicas apresentam-se fortemente basculadas, enquanto as das seqüências paleozóicas no interior da bacia estão subhorizontais.

A concordância da orientação das seqüências paleoproterozóicas com as falhas NW-SE e E-W que controlaram a formação da Bacia do Alto Tapajós sugere estas são estruturas foram herdadas do Paleoproterozóico. Costa *et al.* (1991d e 2003) propuseram a formação desta bacia a partir de um graben proterozóico, denominado Graben do Cachimbo, o qual foi posteriormente invertido por pulso compressivo proterozóico que imbricou a borda do graben.

As falhas NW-SE que balizam a Bacia do Alto Tapajós representam uma continuidade do Arco Purus da Bacia do



Amazonas (Wanderley Filho 1991) que se desenvolveu no paleozóico sob um rifte neoproterozóico, denominado Graben Invertido Purus (Caputo 1985). Teixeira (2001) detectou por geofísica, riftes precursores da Bacia do Alto Tapajós, supostamente neoproterozóicos, mas o magmatismo máfico cambriano identificado por Santos et al (2002) foi a primeira evidência direta dos mesmos.

A orientação NW-SE da Bacia do Alto Tapajós contrasta com a direção ENE-WSW da Bacia do Amazonas, mas a correlação entre estas bacias é sugerida pela sedimentação paleozóica, comum a ambas, relacionada à transgressões marinhas em regiões periglaciais (Almeida e Carneiro 2004). As seqüências paleozóicas marcam principalmente a transgressão marinha devoniana, embora os registros se estendam do Siluriano ao Permiano. A sedimentação triássica, sugerida por Teixeira (2001), ainda é incerta e os diques jurássicos de diabásio (Diabásio Cururu – Santos *et al.* 1975) que cortam a seqüência paleozóica são os únicos registros mesozóicos. Tais diques definem a unidade *Rochas Gabróicas Toleíticas Mesozóicas* ( $\delta$ ) (Figura 2.13). A provável conexão desta bacia com a Bacia do Amazonas, no sudeste do estado do Amazonas, foi recoberta por sedimentos mesozóicos (Formação Alter do Chão) e cenozóicos (Formação Iça) (Pedreira *et al.* 2003, Reis *et al.* 2006).

Falhas N-S e NNW-SSE deslocaram as charneiras da Bacia do Alto Tapajós de forma análoga às falhas de transferência NW-SE identificadas por Wanderley Filho (1991) na Bacia do Amazonas. Contudo, a movimentação, predominantemente dextral, não parece ter modificado de forma significativa a geometria da Bacia do Alto Tapajós.

Na borda sudoeste da Bacia do Alto Tapajós ocorrem anticlinais, sinclinais, falhas reversas (WNW-ESE e NNW-SSE) e domos que envolvem tanto as seqüências proterozóicas (Liberatore *et al.* 1972, Iwanuch 1999, Riker e Oliveira 2001) quanto as paleozóicas sobrejacentes (Lacerda Filho *et al.* 2004). O Domo de Sucunduri no sudeste do Amazonas é a estrutura mais notável desta bacia, e ocorrem ainda domos menores no norte do estado do Mato Grosso. A formação destas estruturas é relacionada à inversão da bacia proterozóica causada por esforços compressivos mesoproterozóicos (Iwanuch 1999, Riker e Oliveira 2001). Contudo, as seqüências paleozóicas também estão arqueadas e falhadas, como mostrado nos mapas geológicos dos estados do Amazonas (Reis *et al.* 2006) e Mato Grosso (Lacerda Filho *et al.* 2004). Apesar de não haver estudos que comprovem, há a possibilidade da Bacia do Alto Tapajós ter sido afetada pelos eventos tectônicos mesozóicos e cenozóicos que afetaram a Bacia do Amazonas. (MLV)

### 2.8.3 - Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba apresenta uma forma circular, ocupa cerca de 600.000 km<sup>2</sup> da região norte e nordeste do Brasil, e no seu depocentro atinge 3.500 m de espessura (Góes e Feijó 1994, Milani e Zalan 1999). Esta sinéclise paleozóica se implantou sobre riftes proterozóicos e cambrio-ordovicianos instalados no embasamento pré-cambriano (Góes e Feijó 1994, Brito Neves 2002), representada por segmentos da Província Borborema, do Craton São Francisco, do Fragmento Cratônico São Luís e dos cinturões Araguaia e Gurupi.

Costa e Hasui (1997) distinguiram falhas normais obliquas N-S nas bordas oriental e ocidental da Bacia do Parnaíba, e normais frontais NE-SW na borda sudeste, cortadas por falhas reativadas do Lineamento Transbrasiliano, além de falhas de transferência NW-SE que compartimentaram a bacia. O *trend* N-S é oblíquo ao eixo de distensão das bacias paleozóicas da região norte do Brasil que, conforme proposto por Costa e Hasui (1997), foi herdado do Cinturão Araguaia, de evolução brasileira.

A borda setentrional da bacia é limitada pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, relacionado à implantação de riftes mesozóicos, e a porção nordeste da bacia é recoberta pelas seqüências cretáceas das bacias São Luís, Grajaú e Bragança-Viseu, e paleoneógenas (Grupo Barreiras) da Plataforma Bragantina.

No leste do Pará aflora uma pequena parte da borda ocidental da Bacia do Parnaíba, que corresponde a segmentos das seqüências siluriana (Grupo Serra Grande), devoniana (Grupo Canindé), carbonífero-triássica (Grupo Balsas) e jurássica (Grupo Mearim), as quais são agrupadas na unidade *Bacias Intracratônicas Paleozóicas* (PZbi) (Figura 2.17). Adicionalmente, admite-se que os segmentos da Bacia Igarapé de Areia, no nordeste do Pará, possam representar riftes precursores da Bacia do Parnaíba. As seqüências siluriana e devoniana desta bacia estão relacionadas às mesmas transgressões paleozóicas registradas na Bacia do Amazonas, que teriam vindo de nordeste e adentrado para sudeste. As mudanças climáticas e estruturais a partir do Carbonífero resultaram em ambiente mais continental, quente e árido, com mares restritos e rasos (evaporitos), e até desérticos, no início do Triássico (Góes e Feijó 1994, Almeida e Carneiro 2004).

No Mesozóico, ocorreu um magmatismo basáltico juro-triássico e outro no Eocretáceo, posterior à sedimentação continental mesojurássica do Grupo Mearim. Ambos os eventos são relacionados a estágios de abertura do Oceano Atlântico (Góes e Feijó 1994, Milani e Zalan 1999, Milani e Tomaz Filho 2000). As formações jurássicas são expressivas no Maranhão, onde Góes (1995) as reuniu na Bacia das Alpercatas. No Pará, o Jurássico restringe-se a intrusões de diabásio que cortam as seqüências paleozóicas da Bacia do Parnaíba e uma ocorrência local do Grupo Mearim.

Durante a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, no Cretáceo, foram implantadas bacias em riftes na margem continental da Plataforma Sul-Americana, os quais foram posteriormente abortados. No Pará estas *Bacias de Riftes Abortados Mesozóicos* (MZbra) estão representadas pelas bacias do Marajó, Grajaú e Bragança-Viseu (Figuras 2.17, 2.18 e 2.19). (MLV)

### 2.8.4 - Bacia do Grajaú

Góes (1995) reuniu na Bacia do Grajaú as seqüências cretáceas depositadas sobre as seqüências paleozóicas da Bacia do Parnaíba. Posteriormente, Góes e Rossetti (2001) propuseram uma evolução tectono-sedimentar comum para a Bacia do Grajaú, mais interior, e a Bacia de São Luís, com posicionamento mais marginal, agrupando-as na Bacia São Luís-Grajaú. Esta bacia maior compreende um sistema de graben com um *horst* intrabasinal, o Arco Ferrer-Urbano Santos, que separa a porção interior da bacia da margem atlântica equatorial. Contudo, no presente trabalho será mantida a distinção

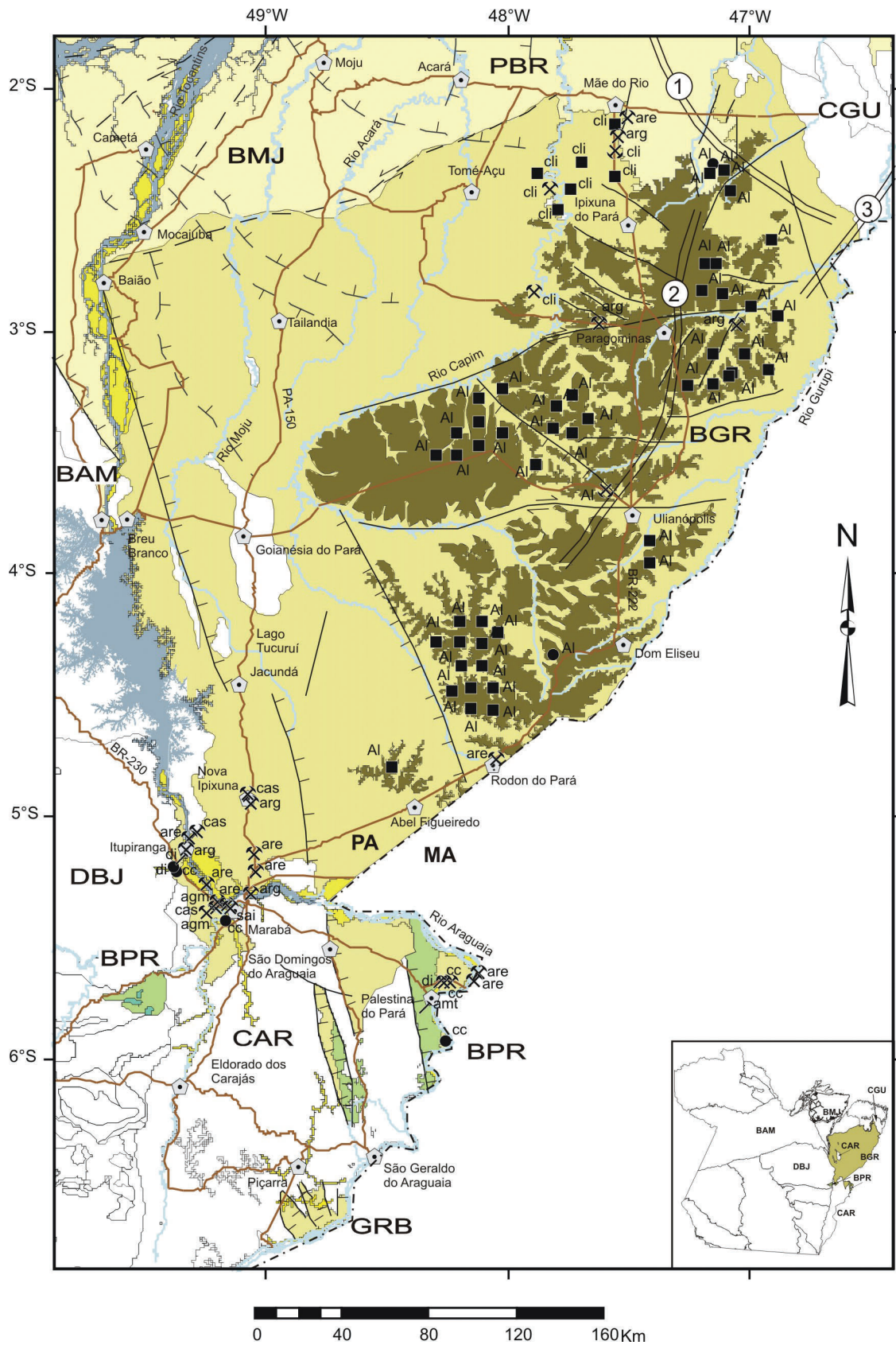


Figura 2.17 – Associações tectônicas e recursos minerais da Bacia do Parnaíba.






**Associações Tectônicas das Bacias do Grajaú e Marajó e Graben Rios das Barreiras**

- CZd** Coberturas Detríticas - depósitos aluvionares pleisto-holocênicos dos rios Tocantins e Araguaia.
- CZcpc** Coberturas Plataformais Cenozóicas - seqüências siliciclásticas progressivas e regressivas depositadas entre o Paleógeno e o Neógeno. Grupo Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras na Bacia do Marajó e Plataforma Bragantina.
- CZIm** Coberturas Lateríticas Maturas - coberturas superficiais residuais mio-pleistocênicas do tipo aluminosa, bauxítica, caulínica, fosfática, argilosa e ferruginosa nas bacias do Marajó e Grajaú.
- MZbra** Bacias de Rifte Abortado - seqüências siliciclásticas e químicas de ambientes costeiros, de deposição cretácea em riftes abortados. Grupo Itapecuru e formações Codó e Ipixuna nas bacias do Marajó e Grajaú e Formação Rio das Barreiras no graben homônimo.

**Associações Tectônicas das Bacia do Parnaíba**

- MZbra** Bacias de Rifte Abortado - seqüências siliciclásticas e químicas de ambientes costeiros, de deposição jurássica a cretácea em riftes abortados. Grupo Balsas e Formação Pastos Bons na Bacia do Parnaíba
- Jδ** Rochas Gabróicas Toleiíticas Mesozóicas - diabásios jurássicos e cretáceos, de afinidade toleiítica continental, relacionados à reativação mesozóica.
- PZbi** Bacias Intracratônicas Paleozóicas - seqüências siliciclásticas e químicas, depositadas do Ordoviciano ao Permiano, durante ciclos transgressivos/regressivos na Bacia Parnaíba. Grupos Serra Grande e Canindé.

**Estruturas**

-  Falha ou fratura
-  Falha extensional (normal)
-  Falha extensional encoberta
-  Falha transcorrente (dextral)
-  Falha transcorrente encoberta (dextral / sinistral)

**Arcos**

- ① Arco Ferrer-Urbano Santos
- ② Arco Capim (ou Tocantins)
- ③ Arco Gurupi

**Domínios Tectônicos**

- PBR - Plataforma Bragantina
- GRB - Graben Rio das Barreiras
- BGR - Bacia do Grajaú
- BMJ - Bacia do Marajó
- BAM - Bacia do Amazonas
- CAR - Cinturão Araguaia

**Base Planimétrica**

-  BR-316 Estradas
-  Cidades
-  Limite estadual
-  Rios e igarapés
-  Lago

**Recursos Minerais**

**Metais Não Ferrosos**

Alumínio (Al)

**Rochas e Minerais Industriais**

Caulim (cli)

**Água Mineral**

Água mineral (agm)

**Gemas**

Ametista (amt)

Diamante (di)

**Material de Uso na Construção Civil**

Areia (are)

Argila (arg)

Cascalho (cas)

Calcário (cc)

Saibro (saí)

**Grau de Importância**

■ Depósito

● Ocorrência

**Status Econômico**

⌘ Mina ativa

⌘ Mina inativa

Figura 2.17 (Continuação).

destas bacias, enfocando-se a Bacia do Grajaú, que aflora no nordeste do Pará (Figura 2.17).

A Bacia do Grajaú é limitada a norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos e a sul pela Antéclise Xambioá-Alto Parnaíba, um arqueamento E-W cuja evolução remonta ao Paleozóico. O Arco do Capim (ou Arco Tocantins) a limita a noroeste com a Bacia do Marajó, e o Lineamento Rio Parnaíba a limita a leste com a Bacia do Parnaíba. Esta distribuição confere uma forma semi-circular à bacia identificada por Góes (1995).

O preenchimento da Bacia do Grajaú alcança 1.500 m de espessura junto ao Arco do Capim e adelgaça em direção a borda sul. Rossetti (2001a) identificou três seqüências deposicionais, comum às bacias do Grajaú e São Luís, que se depositaram no Eocretáceo e Neocretáceo em ambientes costeiros (flúvio-deltaico, litorâneo, estuarino), e que marcam transgressões marinhas.

No modelo proposto por Azevedo (1991 apud Góes e Rossetti 2001), durante a abertura do Atlântico Equatorial, no Cretáceo, um rifte intracontinental foi abandonado e na parte mais interior do continente se desenvolveu uma bacia tipo *sag* (Bacia do Grajaú). Contudo, a tectônica extensional e transcorrente que afetou a borda setentrional da Bacia do Grajaú, nas proximidades do Arco Ferrer-Urbano Santos, também afetou sua porção interior, com desenvolvimento de falhas normais, reversas e estruturas de deformação sin-sedimentares por atividade sísmica, que atestam intensa atividade tectônica durante o preenchimento, o que descarta o modelo de formação de bacia por subsidência (Góes e Rossetti 2001, Rossetti 2001b). De acordo com esta proposta evolutiva, uma zona de descolamento basal na margem equatorial atlântica desencadeou esforços distensivos, com reativação de falhas NE-SW e NW-SE do embasamento e formação do rifte. No entanto, a superposição da transcorrência E-W resultante da mudança de rotação das placas Sul-Americana e Africana modificou a estrutura original de rifte (Góes e Rossetti 2001).

Costa *et al.* (1991b,c) destacaram que o Cinturão Araguaia funcionou como um divisor dos domínios extensionais do Mesozóico no norte do Brasil, e a evolução das bacias fanerozóicas do Domínio Oriental (Paranaíba, Grajaú, Marajó e Bragança-Viseu) foram controladas por um eixo extensional ENE-WSW diagonalmente oposto ao eixo extensional NW-SE que controlou a evolução das bacias contemporâneas do Domínio Ocidental (Amazonas, Solimões, Alto Tapajós, Acre e Tacutu). (MLV)

### 2.8.5 - Bacia do Marajó

A Bacia do Marajó, no norte do Pará, abrange aproximadamente 70.000 km<sup>2</sup> e apresenta uma forma de bumerangue (Figura 2.18), dada por falhas normais NW-SE cortadas por falhas de transferência NE-SW e ENE-WSW, que a compartimentaram nas sub-bacias Mexiana, Limoeiro, Mocajuba e Cametá (Villegas 1994). Esta bacia se estende desde as plataformas do Pará e Amapá até o continente, atravessando a Ilha de Marajó, e limita-se a sul com a Bacia do Grajaú, através do Arco Capim, e a oeste tem o seu limite com Bacia do Amazonas marcado pelo Arco Gurupá (Figura 2.18).

Trata-se de um rifte preenchido com cerca de 11.000 m de seqüências de rifte cretáceas e cenozóicas pós-m de depositadas sobre o embasamento pré-cambriano, e remanescentes de seqüências paleozóicas das bacias adjacentes. A seqüência de rifte, englobada na unidade tectônica *Bacias de Riftes Abortados (MZbra)*, se depositou durante o Eocretáceo (Aptiano e Albiano), e é representada pelas formações Jacarezinho e Breves, definidas em subsuperfície, que têm equivalentes em superfície, o Grupo Itapecuru. De forma análoga, a seqüência pós-rifte subaflorante (formações Limoeiro e Marajó), depositadas principalmente durante o Paleoceno e Plioceno, equivalem às coberturas do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras (Rossetti e Góes 2004). Segundo a estratigrafia proposta por Lima (1987 in Villegas 1994), somente a cobertura holo-pleistocênica (Formação Tucunaré) é aflorante.

Baseado nos dados de sísmica, gravimetria e sondagem, Villegas (1994) propôs que a Bacia do Marajó consiste de hemi-grabens controlados por falhas normais e transcorrentes que refletem os *trends* dos cinturões de cisalhamento do embasamento pré-cambriano, um cinturão NW-SE do Escudo das Guianas e sua componente NE-SW, bem como o Cinturão Araguaia de orientação N-S. Ainda segundo este autor, as falhas normais NW-SE e NNW-SSE e as compartimentais NE-SW se instalaram durante a extensão regional no Eocretáceo. O avanço das falhas lítricas e o progressivo abatimento do teto desencadeou uma importante abertura da Bacia do Marajó, seguida da implantação de falhas normais antitéticas, expressiva sedimentação e edificação de altos intrabaciais (*horsts*), como o que a separa da Sub-bacia de Mocajuba. A diminuição dos movimentos transtensivos e a intensificação das transcorrências NE-SW dextrais favoreceu o desenvolvimento de estruturas *pull-apart* como a Sub-bacia de Mexiana. A transtração cenozóica relacionada à transcorrências NE-SW a E-W foi acompanhada de modesto abatimento de novas falhas normais NW-SE e reativação das anteriores, com importante deposição de sedimentos a partir do Paleoceno. Em termos globais, esta evolução tectônica estava relacionada à separação das placas Sul-Americana e Africana e abertura do Atlântico Equatorial.

No cenário de evolução tectônica e paleográfica proposta por Costa *et al.* (2002) para a Bacia do Marajó, o rifte pode ter-se iniciado durante o magmatismo Juro-Triássico, mas a sedimentação mais precoce da seqüência de rifte foi localizada. Os depósitos de leques aluviais e lacustres do Eocretáceo foram sucedidos por uma ampla sedimentação fluvial vinda principalmente de oeste e sudeste. Com a maturidade do rifte no Neocretáceo, os semi-grabens se tornaram simétricos, com sedimentação flúvio-deltaica, adelgaçaram para norte, de onde vinha uma transgressão marinha que marcou o começo da deposição da seqüência pós-rifte. Os sedimentos carreados pelo do rio Tocantins cobriram as sub-bacias de Mocajuba e Cametá. No Eoceno, a transgressão marinha alcançou o noroeste da bacia, mas com o soerguimento dos Andes, esta parte da bacia também recebeu sedimentos do rio Amazonas. A partir do Mioceno, a bacia sofreu subsidência em resposta à transtensão relacionada à neotectônica

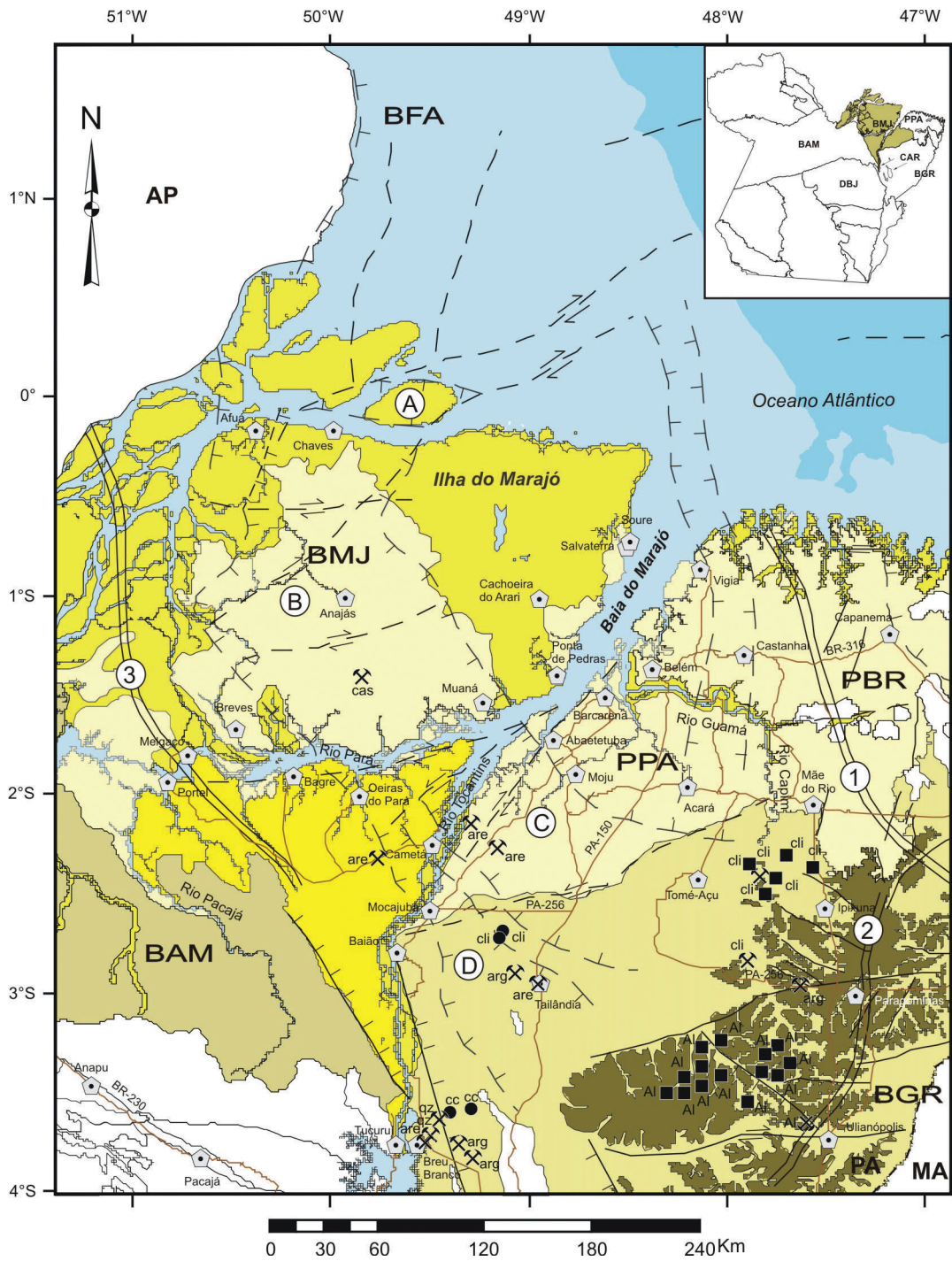


Figura 2.18 – Associações tectônicas e recursos minerais da Bacia do Marajó.

**Associações Tectônicas da Bacia do Marajó e das Bacias e Plataformas Adjacentes**

<b>CZd</b>	<i>Coberturas Detriticas</i> - depósitos aluvionares holocênicos da foz do rio Amazonas e depósitos aluvionares e litorâneos pleisto-holocênicos da Bacia do Marajó e das plataformas do Pará e Bragantina.
<b>CZcpc</b>	<i>Coberturas Plataformais Cenozóicas</i> - seqüências siliciclásticas progressivas e regressivas, depositadas entre o Paleógeno e o Neógeno. Grupo Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras na Bacia do Marajó e plataformas do Pará e Bragantina
<b>CZlm</b>	<i>Coberturas Lateríticas Maturas</i> - coberturas superficiais residuais mio-pleistocênicas do tipo aluminosa, bauxítica, caulínica, fosfática, argilosa e ferruginosa nas bacias do Marajó e Grajaú.
<b>MZbra</b>	<i>Bacias de Rife Abortado</i> - seqüências siliciclásticas e químicas de ambientes costeiros, de deposição cretácea em riftes abortados nas bacias do Marajó e Grajaú.
<b>MZbi</b>	<i>Bacias Intracratônicas Mesozóicas</i> - seqüências siliciclásticas, de ambiente transicional e continental, de deposição cretácea-paleógena. Formação Alter do Chão na Bacia do Amazonas.

**Estruturas**

	Falha ou fratura
	Falha extensional (normal)
	Falha extensional encoberta
	Falha transcorrente encoberta (dextral / sinistral)
	Falha transcorrente (dextral)
	Arco

**Arcos**

- ① Arco Ferrer-Urbano Santos
- ② Arco Capim (ou Tocantins)
- ③ Arco Gurupá

**Subacias**

- Ⓐ Subacia Mexiana
- Ⓑ Subacia Limoeiro
- Ⓒ Subacia Cameta
- Ⓓ Subacia Mocajuba

**Domínios Tectônicos**

BGR - Bacia do Grajaú	PPA - Plataforma do Pará
BMJ - Bacia do Marajó	PBR - Plataforma Bragantina
BAM - Bacia do Amazonas	BFA - Bacia da Foz do Amazonas
CAR - Cinturão Araguaia	

**Base Planimétrica**

	Estradas		Rios e igarapés
	Cidades		
	Limite estadual		

Escala Batimétrica

	0-25 m
	25-50 m

**Recursos Minerais**

<b>Metais Não Ferrosos</b> Alumínio (Al)	<b>Material de Uso na Construção Civil</b> Areia (are) Argila (arg) Casalho (cas) Calcário (cc)	<b>Grau de Importância</b> ■ Depósito ● Ocorrência	<b>Status Econômico</b> ✕ Mina ativa ✕ Mina inativa
<b>Rochas e Minerais Industriais</b> Caulim (cli)			

Figura 2.18 (Continuação).

transcorrente dextral, o que resultou numa grande transgressão de mar raso (Mar Pirabas), acompanhada de sedimentação transicional ao longo da costa. Os depósitos quaternários dos rios Amazonas e Tocantins, sob a influência marinha, formaram uma planície flúvio-estuarina e a Ilha do Marajó.

Na região das Sub-bacias de Cameté e da Bacia do Grajaú (Figura 2.18) se desenvolveram perfis lateríticos caulínicos e bauxíticos (*Coberturas Lateríticas Maturas – CZlm*) durante a peneplanização paleógena (Costa e Hasui 1997, Bermeguy *et al.* 2002).

Na borda ocidental da bacia, o delta do rio Tocantins progradou, depositando seqüências mio-pleiocênicas (*Cobertura Plataformar Cenozóica, CZcpc*) e depois seqüências pleisto-holocênicas (*Coberturas Detríticas – CZd*) (Figura 2.18) que contribuíram na formação da Ilha do Marajó (Costa *et al.* 2002, Bermeguy *et al.* 2002). (MLV)

### 2.8.6 - Bacia Bragança-Viseu

A Bacia Bragança-Viseu junto com a Bacia São Luís e o Graben Ilha Nova são riftes da margem Atlântica Equatorial que se formaram no Cretáceo. Esta bacia abrange cerca de 5.000 km<sup>2</sup> no nordeste do Pará, sendo limitada a sul e a leste pelo embasamento pré-cambriano (Cinturão Gurupi e Fragmento Cratônico São Luís), a norte pela Plataforma Ilha de Santana e a oeste pela Plataforma Bragantina (Figura 2.19).

Trata-se de uma bacia subflorante recoberta pelas coberturas cenozóicas do Grupo Barreiras. Dados gravimétricos, sísmicos e de sondagem apontam para um rifte assimétrico de direção NW-SE com eixo deposicional NNW-SSE, com preenchimento de 4.500 m de seqüências clásticas, cretáceas (Aptiano a Santoniano) a miocênicas, cuja deposição transicionou de ambiente continental de rifte para marinho de margem continental (Aranha *et al.* 1990, Lima *et al.* 1994).

Aranha *et al.* (1990), baseados no contexto das três bacias marginais cretáceas, propuseram uma evolução tectono-sedimentar que iniciou com um estiramento no Aptiano e formação de uma fossa preenchida por sedimentos de leques aluviais (Formação Bragança) e de sistemas flúvio-deltáicos e lacustres (formações Codó e Grajaú). No Albiano depósitos fluviais progradaram sobre os marinhos (Formação Itapecuru), e a partir do Neocretáceo, os esforços compressivos, marcados por uma transcorrência dextral E-W, se intensificaram nas bacias contemporâneas a sudeste. Na Bacia Bragança-Viseu houve somente reativação de falhas normais NW-SE, que foram cortadas por falhas de transferência NE-SW responsáveis pela compartimentação das bacias de riftes cretáceos (Aranha *et al.* 1990, Costa *et al.* 1991b). Após esses movimentos, deu-se o soerguimento e erosão nas bacias Bragança-Viseu e São Luís e a transgressão marinha miocênica (Grupo Barreiras). (MLV)

### 2.8.7 - Bacia do Pará-Maranhão

A Bacia do Pará-Maranhão é uma bacia submersa localizada nas proximidades do talude das plataformas do Pará e Ilha de Santana, e que se estende pela planície abissal até cerca 4.000 m de profundidade (Figura 2.19). A leste, faz limite com a Bacia de Barreirinhas e a oeste

com a Bacia da Foz do Amazonas, compondo um conjunto de bacias da margem equatorial, que evoluíram de bacias rifte mesozóicas para bacias de margem passiva, relacionadas a uma tectônica transformante de abertura do Atlântico (Mohriak 2003). A Bacia do Pará-Maranhão tem cerca 95.000 km<sup>2</sup>, a parte oriental é controlada por falhas NW-SE que acompanham a orientação do talude, e sua parte ocidental é controlada por falhas E-W que adentram a plataforma e estão relacionadas às falhas transformantes oceânicas.

O preenchimento atingiu 7.000 m de espessura na porção mais distal e o abatimento dos hemi-grabens foi menor na parte ocidental da bacia, devido ao predomínio de transcorrência E-W (Zanoto e Szatmari 1987). A fase rifte é representada por uma sedimentação flúvio-deltáica-lacustre do final do Aptiano e início do Albiano. Na fase pós-rifte, depositaram-se calcários, psamitos e pelitos relacionados à transgressão albiana de um mar restrito, e a partir do Cenomaniano (Neocretáceo) deu-se a deposição de sedimentos marinhos costeiros a abissais de margem continental passiva. Após uma fase regressiva, a sedimentação foi retomada na transgressão miocênica, que se estende até o recente (Brandão e Feijó 1994).

Falhas lítricas e dobras na seqüência pós-rifte do sopé do talude e nos altos vulcânicos associados às zonas de falhas transformantes na bacia oceânica, indicam uma tectônica gravitacional na plataforma e uma compressão na crosta oceânica (Mohriak 2003). (MLV)

### 2.8.8 - Plataformas do Meio Norte

As plataformas Bragantina, do Pará, do Amapá e de Ilha de Santana correspondem às áreas continentais emersas e submersas que se mantiveram estáveis durante a evolução das bacias meso-cenozóicas da Província Parnaíba.

A Plataforma Bragantina compreende a área emersa nordeste do Pará que se limita a norte com a Plataforma do Pará (Figura 2.19). As seqüências mio-pleiocênicas na Plataforma Bragantina, que definem a *Cobertura Plataformar Cenozóica (CZcpc)* apresentam espessuras inferiores a 60 m, mas localmente atingem cerca de 400 m, e tendem a se adelgaçar da linha de costa ao interior do continente (Rossetti e Góes 2004). Rezende e Ferradaes (1971), a partir de dados gravimétricos, sugeriram a existência de pequenas fossas de até 3.500 m de profundidade na plataforma e identificaram uma depressão maior orientada segundo NNW-SSE, denominada Graben ou Fossa Vigia-Castanhal (Figura 2.19). Esta fossa atravessa a Plataforma Bragantina e do Pará, se limita a norte com a Sub-bacia Mexiana e a sul com a Sub-bacia Cameté.

A Plataforma do Pará, em sua maior parte corresponde à plataforma continental submersa até profundidades entre 50 e 100 m, onde se limita com a Bacia Pará-Maranhão (Figura 2.19). No entanto, também abrange a porção leste da Ilha do Marajó, onde afloram seqüências pleisto-holocênicas, englobadas nas *Coberturas Detríticas (CZd)*. A noroeste, esta plataforma se limita com a Plataforma do Amapá e a leste com a Plataforma de Ilha de Santana. (MLV)

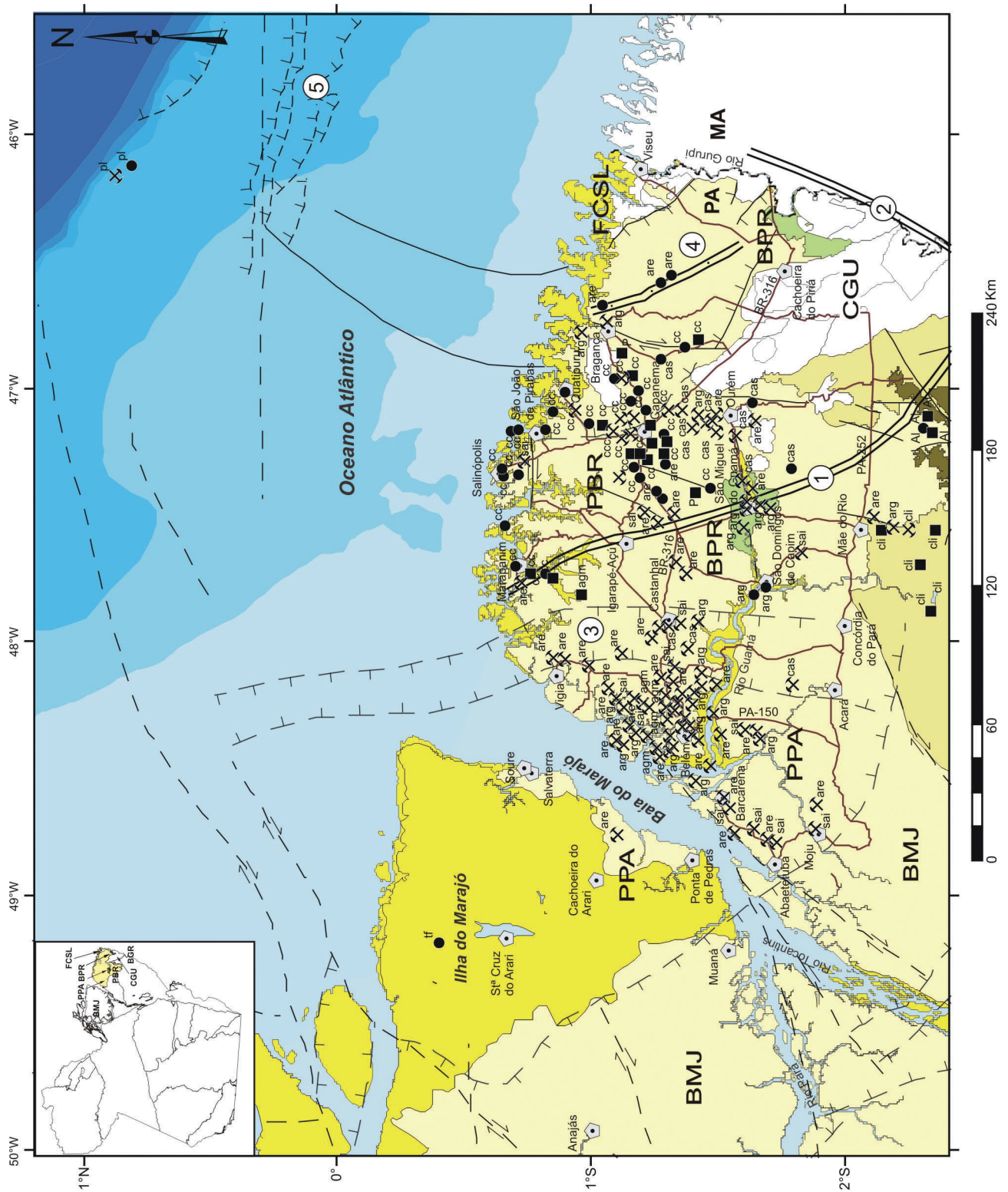


Figura 2.19 – Associações tectônicas e recursos minerais das plataformas do Pará e Bragançina e bacias associadas.



**Associações Tectônicas das Plataformas e Bacias de Rifte Abortado do Meio Norte**

<b>CZd</b>	<b>Coberturas Detriticas</b> - depósitos aluvionares pleisto-holocênicos dos rios Amazonas, Tocantins e Guamá e depósitos aluvionares e litorâneos da Ilha do Marajó e das plataformas do Pará e Bragantina	Falha ou fratura
<b>CZcpc</b>	<b>Coberturas Plataformais Cenozóicas</b> - seqüências siliciclásticas progressivas e regressivas depositadas entre o Paleógeno e o Neógeno. Grupo Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras nas bacias do Marajó e Bragança-Viséu e plataformas do Pará e Bragantina.	Falha extensional (normal)
<b>CZlm</b>	<b>Coberturas Lateríticas Maturas</b> - coberturas superficiais residuais mio-pleistocênicas do tipo aluminosa, bauxítica, caulínica, fofática, argilosa e ferruginosa nas bacias do Marajó e Grajaú.	Falha extensional encoberta
<b>MZbra</b>	<b>Bacias de Rifte Abortado</b> - seqüências siliciclásticas e químicas de ambientes costeiros, de deposição cretácea em riftes abortados. Grupo Iapecuru e formações Codó e Ipixuna nas bacias do Marajó e Grajaú. Engloba também as unidades mesozóicas subaflorentes das bacias do Marajó, Bragança-Viséu e Pará-Maranhão.	Falha transcorrente encoberta (dextral/sinistral)
		Falha transcorrente (dextral)
		Arco
		Eixo da bacia

**Associações Tectônicas da Bacia do Parnaíba**

<b>PZbi</b>	<b>Bacias Intracratônicas Paleozóicas</b> - seqüências siliciclásticas depositadas no Siluriano. Grupo Serra Grande e Arenito Guamá.
-------------	--

**Arcos e Bacias Subaflorentes**

- ① Arco Ferrer-Urbano Santos
- ② Arco Gurupi
- ③ Graben Vigia-Castanhal
- ④ Bacia Bragança-Viséu
- ⑤ Bacia Pará-Maranhão

**Base Planimétrica**



**Domínios Tectônicos**

- PBR - Plataforma Bragantina
- PPA - Plataforma do Pará
- BGR - Bacia do Grajaú
- BMJ - Bacia do Marajó
- BPR - Bacia do Parnaíba

**Recursos Minerais**

Material de Uso na Construção Civil	Grau de Importância	Status Econômico
<b>Metais Não Ferrosos</b> Alumínio (Al)	■ Depósito	✕ Mina ativa
<b>Rochas e Minerais Industriais</b> Cauilim (cli)	● Ocorrência	✕ Mina inativa
<b>Água Mineral</b> Água mineral (agm)		
<b>Energéticos</b> Petróleo (pl) Turfa (tf)		
<b>Insumos para Agricultura</b> Calcário calcítico (ccc)		

Figura 2.19 (Continuação).

## 3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

*Marcelo L. Vasquez, Lúcia T. da Rosa-Costa, Cintia M. G. da Silva, Paulo dos S. F. Ricci, Jaime dos P. de O. Barbosa, Evandro L. Klein, Elem C. dos S. Lopes, Edésio M. B. Macambira, César L. Chaves, José M. de A. Carvalho, José G. F. de Oliveira, Gisele C. dos Anjos, Helder R. da Silva*

### 3.1 - PROVÍNCIA CARAJÁS

#### 3.1.1 – Domínio Rio Maria

##### 3.1.1.1 – *Greenstone Belts*

###### *Grupo Gradaús (A3gr)*

O Grupo Gradaús foi formalizado por Macambira *et al.* (1986) e corroborado por Santos e Pena Filho (2000) como uma seqüência metavulcano-sedimentar tipo *greenstone belt*, dobrada e metamorfozada em fácies xisto verde. Ocorre como dois segmentos alongados, de direção geral WNW-ESE e N-SW, respectivamente, nos flancos norte e sul da serra dos Gradaús, bordejando a bacia sedimentar representada pelo Grupo Rio Fresco.

De modo geral, este grupo é constituído por duas seqüências: uma inferior, com rochas metaultramáficas (serpentinitos e talco xistos), metavulcânicas máficas (metabasaltos, metagabros e metadiabásios), e ácidas (metatufos cineríticos, metadacitos, metariodacitos pórfiros e metarriolitos), com rochas metassedimentares químicas subordinadas; e outra superior, de rochas metassedimentares clásticas e químicas, com metavulcânicas intermediárias e ácidas (metadacitos, metariodacitos, metarriolitos e metatufos) subordinadas. As rochas metassedimentares correspondem a quartzo-sericita filitos, quartzo-clorita-sericita filonitos, quartzo-clorita xistos, metassiltitos e metargilitos, metarenitos, metacherts, formações ferríferas bandadas, ardósias e metagrauvas. As formações ferríferas bandadas de fácies óxido, silicatada e sulfetada, são encontradas, geralmente, na base do pacote metassedimentar, enquanto metacherts ocorrem na parte superior, intercalados em metapelitos e metatufos. As rochas desta unidade apresentam foliação incipiente a acentuada, por vezes com estruturas primárias preservadas, como laminação e estratificação plano-paralela. Ocorrências de pirita são descritas nas formações ferríferas, metacherts, metapelitos, metagabros, metadiabásios e metatufos (Cordeiro *et al.* 1982, Macambira *et al.* 1986, Santos e Pena Filho 2000).

Santos (1995) descreveu o Grupo Gradaús, na região do depósito aurífero do Cumarú, como sendo constituído por uma unidade inferior com intercalações de metabasaltos/diabásios, metandesitos e rochas metaultramáficas, que gradam para uma seqüência superior de rochas metassedimentares clasto-químicas,

intercaladas com metadacitos/riodacitos, metarriolitos e metandesitos, além de *hornfels* cálcio-silicáticos, gerados pela intrusão do Granodiorito Cumarú (2817 ± 4 Ma, Lafon e Scheller 1994). Quimicamente, as rochas vulcânicas representam uma seqüência bimodal, de afinidade toleítica a cálcio-alcalina, geradas em ambiente de arco magmático. Em termos estruturais, esse autor descreveu duas zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis-rúpteis destrais, que afetaram essas rochas, a da serra Ruim, de direção NNE, e a da serra da Tocandera, de direção N45E, além de foliação milonítica de direção geral NE, mergulhando para NW ou SE.

A idade de formação do Grupo Gradaús é 3002 ± 3 Ma (U-Pb em zircão, Tassinari *et al.* 2005; Tabela 2.1), obtida em metadacito porfírico, sendo coerente com a idade de 2970 ± 7 Ma (Pimentel e Machado 1994) do Complexo Máfico-ultramáfico Serra Azul, intrusivo nesta seqüência. A idade  $T_{DM}$  de 3,4 Ga desse metadacito indica a época de diferenciação do manto superior e o  $\epsilon_{Nd}$  de -0,34 (Tabela 2.1), calculado para a idade de 3,0 Ga, sugere uma leve contaminação crustal do magma gerador dessas vulcânicas félsicas logo após a sua diferenciação do manto, segundo Tassinari *et al.* (2005).

Garimpos de ouro primário e secundário ocorrem no âmbito deste grupo (Vale *et al.* 1982). (CGS)

###### *Grupo Serra do Inajá (A3si)*

A presença de rochas ultrabásicas na serra do Inajá foi reconhecida primeiramente por Silva *et al.* (1974) que as correlacionaram com o Grupo Grão Pará. Posteriormente, Ianhez *et al.* (1980), por motivos de descontinuidade física e diferenças litológicas, denominaram de Grupo Serra do Inajá, caracterizando estas rochas como uma seqüência tipo *greenstone belt*. Esta unidade ocorre como uma faixa contínua de direção geral E-W, que define a serra homônima, a cerca de 80 km a sudoeste de Redenção.

Ianhez *et al.* (1980) descreveram o Grupo Serra do Inajá em quatro associações litológicas, constituídas, da base para o topo, por 1) rochas metaultramáficas (serpentinitos, metaperidotitos, esteatitos, actinolitos e clorititos), 2) metamafitos (quartzo monzodioritos a monzogabros e metandesitos), 3) metatufos riocácicos e 4) rochas metassedimentares (quartzitos, metabrechas, formações ferríferas, metacherts, concentrações manganésíferas e *hornfels* carbonáticas - mármore).

Neves e Vale (1999) mantiveram a denominação Grupo Serra do Inajá, conforme Ianhez *et al.* (1980), mas individualizado nas formações Quixadá e Morada

da Prata, em que a primeira representa um domínio de rochas metavulcano-plutônicas, e a segunda de rochas metassedimentares, metamorizadas em fácies xisto-verde. Segundo Neves e Vale (1999), as relações de contato e posicionamento seqüencial, tanto dos litotipos dentro das formações Morada da Prata e Quixadá, como entre elas, ou com as demais unidades que lhe fazem contato, são difíceis de serem estabelecidas, devido à justaposição de cavalgamentos oblíquos de baixo ângulo e transcorrências subverticais. Estes autores atribuem uma deformação heterogênea nestas rochas, delineando porções mais preservadas e outras fortemente deformadas, com bandamento composicional, lenticularização e foliação milonítica de *trend* geral E-W, subverticalizada ou de baixo mergulho para sul. Zonas de cisalhamento direcionais NW-SE também são descritas deslocando este grupo.

Neves e Vale (1999) destacam o potencial destas rochas para mineralizações auríferas, com ocorrências de ouro disseminado nas formações ferríferas, em veios de quartzo e em aluviões. Valores anômalos de Cr e Ni em serpentinitos também foram citados por Ianhez *et al.* (1980). (CGS)

#### *Formação Quixadá (A3qx)*

A Formação Quixadá, porção inferior do Grupo Gradaús, foi definida por Neves e Vale (1999) nos limites da fazenda Quixadá, e ocorre margeando a Serra do Inajá e suas ramificações, estendendo-se para leste até as proximidades da Formação Couto Magalhães, e a oeste, é limitada pela Seqüência Mururé.

Esta unidade, segundo Neves e Vale (1999), é formada por rochas metaplutônicas e metavulcânicas máficas e ultramáficas, com intercalações subordinadas de formações ferríferas bandadas. As metamáficas (actinolita xistos e anfíbolitos) representam basaltos toleíticos enriquecidos (tipo TH2 de Condie 1981), de ambientes de arcos de ilha. As metaultramáficas representam komatiitos e komatiitos peridotíticos, descritas como xistos ultramáficos (talco-sericita xistos, tremolita-clorita xistos, talco-tremolita-antofilita xistos e talco-clorita-serpentina xistos), metaperidotitos e metapiroxenitos. Estruturas em *pillow* nos metabasaltos e texturas *spinifex* em metaultramáficas também foram descritas por Docegeo (1988) nesta unidade. As rochas desta formação apresentam deformação heterogênea, desde isotrópicas até com pronunciada foliação milonítica. Bandas de quartzo-turmalina nos xistos actinolíticos concordantes à foliação e zonas de epidotização pervasiva marcam processos hidrotermais superpostos.

A formação do *greenstone belt* Serra do Inajá se deu em curto período de tempo, de cerca de 30 Ma, dado pelas idades de rocha metavulcânica máfica da Formação Quixadá de  $2988 \pm 4$  Ma (U-Pb em zircão, Rolando e Macambira 2003; Tabela 2.1), e de zircões detriticos  $>2,96$  Ga da Formação Morada da Prata (Azevedo *et al.* 2004; Tabela 2.1). Valores de  $\epsilon Nd$  positivos, entre 1,67 e 5,78 ( $t = 2,99$  Ga), e idade modelo  $T_{DM}$  de 3,02 Ga indicam derivação de uma fonte mantélica mesoarqueana para o magmatismo máfico da Formação Quixadá (Rolando e Macambira 2003; Tabela 2.1). (CGS)

#### *Formação Morada da Prata (A3mp)*

A Formação Morada da Prata, definida por Neves e Vale (1999), constitui a Serra do Inajá, com o limite ocidental próximo das cabeceiras do rio Inajá, prolongando-se para leste, por aproximadamente 70 km, até o médio curso daquele rio. Segundo estes autores, esta unidade é formada essencialmente por rochas metassedimentares químicas (formações ferríferas bandadas) e clásticas (filitos, metarenitos, metafolhelhos carbonosos e metassiltitos), raros metadacitos e intercalações subordinadas de metabasaltos, xistos ultramáficos, metaperidotitos e metapiroxenitos.

Segundo Neves e Vale (1999), as formações ferríferas bandadas constituem o litotipo marcante desta formação, dado pela abundância e continuidade física, sendo responsáveis pela sustentação do relevo da serra do Inajá e fortes anomalias magnéticas. São rochas de granulação fina, com bandas de espessura irregular e com continuidade lateral, cuja associação mineral é quartzo, hematita, magnetita e, subordinadamente, magnetita. A textura é granoblástica, com quartzo em subgrãos, isorientados, indicando milonitização e o caráter tectônico do bandamento. Comumente, estas rochas encontram-se dobradas, com alternância de sinformes e antiformes métricos, flancos assimétricos, revirados, com planos axiais verticalizados. As rochas metassedimentares apresentam granulação desde muito fina a média, com clivagem ardósiana, xistosidade, foliação milonítica e porções maciças preservadas entre as zonas deformadas.

A idade máxima de sedimentação das rochas da Formação Morada da Prata é indicada pelas idades entre 2,96 e 3,07 Ga (Pb-Pb por evaporação, Azevedo *et al.* 2004, Tabela 2.1) fornecidas por zircões detriticos de rocha metassedimentar. (CGS)

#### *Grupo Babaçu (A3ba)*

O Grupo Babaçu representa diversos segmentos com formas irregulares e orientação geral NE-SW, distribuídos a norte, sul e sudeste da Serra das Andorinhas. Neste projeto, esta unidade corresponde a Seqüência Babaçu de Cordeiro e Saueressig (1980), que foi descrita como uma seqüência vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt*, composta por extensos derrames de metabasaltos, intercalados predominantemente com rochas metassedimentares químicas, além de metatufos e talco xistos. Esta seqüência foi denominada posteriormente de Formação Mamão por Docegeo (1988), representando a porção superior do Grupo Babaçu. A porção inferior foi designada de Formação Igarapé Encantado, que no presente trabalho corresponde ao Grupo Tucumã, que ocorre na região a sul da serra da Seringa. Os grupos Babaçu e Lagoa Seca representam a parte inferior e superior, respectivamente, de uma mesma seqüência *greenstone belt*, denominada como Grupo Andorinhas por Santos e Pena Filho (2000).

De acordo com as descrições de Cordeiro e Saueressig (1980), Cordeiro (1982), Docegeo (1988), Huhn *et al.* (1988), Santos e Pena Filho (2000) e Souza *et al.* (1988, 2001), os metabasaltos são toleíticos, maciços, com texturas ígneas reliquias, variolíticos e com *pillow* lavas centimétricas a métricas, e material *interpillow* fino com vidro devitrificado. Os metatufos são clorita-sericita xistos, com quantidades variáveis de quartzo, carbonato, pirita, pirrotita e magnetita.

As metaultramáficas (xistos com tremolita, talco e clorita) ocorrem como intercalações ao longo de todo o pacote, com textura *spinifex* reliquiar, e são classificadas como komatiitos piroxeníticos. A porção superior é constituída predominantemente por rochas metassedimentares químicas. Metacherts ocorrem em pequenas lentes com turmalina, manganês, pirita, carbonatos recristalizados e ouro livre, e formações ferríferas bandadas ocorrem como lentes ou camadas quilométricas, formadas por intercalações de hematita e sílica. Metapelitos classificados como clorita e quartzo-sericitita xistos também são descritos nesta seqüência. O metamorfismo é considerado de fácies xisto verde a anfíbolito. Esta seqüência tem uma foliação de direção geral E-W, de 50-60° para sul e norte, em grande parte subverticalizada, cortada por zonas de cisalhamento, com alteração hidrotermal e mineralização de ouro associadas.

Souza *et al.* (1988, 2001), na região a sudeste de Xinguara, descreveram esta unidade como Greenstone Belt de Identidade, constituído predominantemente por rochas metavulcânicas máficas e félsicas, com metaultramáficas e metassedimentares químicas subordinadas, e onde são descritas ocorrências de *pillow* lavas (Figura 3.1).

As rochas metavulcânicas félsicas ocorrem como enxames de diques de direção geral WNW-ESE, com composição dacítica a riolítica, caráter cálcio-alcálico, e são marcadas por textura porfírica.

Souza *et al.* (1997, 2001) definiram três séries geoquímicas para as rochas metavulcânicas do Greenstone Belt de Identidade: komatiítica, toleítica de baixo potássio e cálcio-alcálica sódica, cujo modelamento geoquímico indicou que os magmas parentais dos komatiitos e basaltos toleíticos foram derivados por fusão parcial de um manto lherzolítico fracamente empobrecido, enquanto os metadacitos foram gerados por fusão parcial de crosta oceânica transformada em granada anfíbolito ou eclogito, em um ambiente de subducção.

A idade Sm-Nd de  $3046 \pm 32$  Ma (Souza *et al.* 2001; Tabela 2.1) obtida para metabasaltos, metagabros e metadacitos, é considerada como uma idade de referência para a formação deste grupo. Valores positivos de  $\epsilon Nd$  ( $t=3,0$  Ga) entre 1,11 e 2,53 para os metabasaltos e metagabros indicam que estas rochas derivaram de uma fonte mantélica, corroborada ainda por geoquímica de ETR e traços (Souza *et al.* 2001).

Mineralização a ouro ocorre em veios de quartzo e em rochas hidrotermalizadas deste grupo, a exemplo dos garimpos do Mamão e Babaçu (Docegeo 1988). (CGS)

#### *Grupo Lagoa Seca (A3ls)*

Esta unidade ocorre como dois segmentos, sendo um menos expressivo de direção NE-SW, localizado ao sul da Serra das Andorinhas, e outro maior de direção E-W, cortado a leste pelo Granito Musa, de idade paleoproterozóica. A denominação Grupo Lagoa Seca foi proposta por Docegeo (1988), para reunir uma seqüência de rochas metavulcânicas félsicas (metandesitos, metadacitos/metariodacitos) intercaladas com rochas metassedimentares, e outra seqüência com predomínio de rochas metassedimentares (metagrauvas, metassiltitos e metarenitos), intercaladas com rochas

metavulcânicas máficas (metabasaltos, tremolita-actinolita e hornblenda-epidoto xistos), metaultramáficas (talco xistos) e níveis de formação ferrífera bandada. O conjunto apresenta direção geral E-W, e mergulhos variando de 45°N a subverticais (Cordeiro e Saueressig 1980, Cordeiro 1982, Docegeo 1988, Nascimento e Biagini 1988, Huhn *et al.* 1988).

Docegeo (1988) dividiu o grupo Lagoa Seca nas formações Fazenda do Quincas e Recanto Azul, base e topo, respectivamente. A Formação Fazenda do Quincas representa um conjunto de rochas metassedimentares clasto-químicas, intercaladas com metavulcânicas máfico-ultramáficas e raros níveis de metavulcânicas/subvulcânicas intermediárias a ácidas (metandesitos, metadacitos e metariodacitos), que formam faixas estreitas e alongadas, subverticalizadas, com direção geral N60E. Pelas descrições destes autores, esta formação deve corresponder, neste projeto, ao segmento menor, de direção NE-SW, ao sul da Serra das Andorinhas. A Formação Recanto Azul é constituída por metavulcânicas/subvulcânicas intermediárias a ácidas (metandesitos, metadacitos e metariodacitos), intercaladas com rochas metassedimentares clásticas e raros níveis de metavulcânicas máfico-ultramáficas. As indicações geográficas feitas por Docegeo (1988) não permitiram a correlação desta formação com o outro segmento deste grupo, no presente projeto.

Datações U-Pb em zircão para o Grupo Lagoa Seca foram obtidas em rochas metavulcânicas ácidas, as quais forneceram idades de  $2979 \pm 5$  Ma (Pimentel e Machado 1994, Tabela 2.1) e  $2904 \pm 29/-22$  Ma (Macambira e Lancelot 1996, Tabela 2.1), bem como em metagrauvas, com idade de  $2971 \pm 18$  Ma (Macambira e Lancelot 1991, Tabela 2.1), todas consideradas como idades mínimas de formação desta unidade. Outra idade de referência deste vulcanismo félsico é de  $2943 \pm 88$  Ma (Souza *et al.* 2001, Tabela 2.1), obtida por Pb-Pb em metadacitos, cujos dados isotópicos Sm-Nd forneceram idades  $T_{DM}$  de 3,05 a 3,24 Ga (Tabela 2.1) e valores de  $\epsilon Nd$  ( $t = 3,0$  Ga) de + 0,22 a + 3,15 (Tabela 2.1), indicando que este vulcanismo é produto de fusão parcial de uma crosta oceânica com leve contaminação crustal durante a sua colocação.

Mineralizações de ouro são descritas nesta unidade, a exemplo do depósito tipo *lode-gold* de Lagoa Seca, encaixado em metagrauvas magnetíticas (Souza 1999). (CGS)

#### *Grupo Tucumã (A3tm)*

As rochas do *greenstone belt* Tucumã, citadas inicialmente por Cordeiro (1982) e Huhn *et al.* (1986 e 1988) como *greenstone belt* Seringa, foram formalizadas como Grupo Tucumã por Araújo e Maia (1991). Ocorrem como diversos segmentos de orientação geral NW-SE, na região a sul e sudeste da serra da Seringa, e a nordeste e sudeste da cidade de Tucumã. Os maciços graníticos paleoproterozóicos Velho Guilherme, Seringa, Bannach e Cachoeirinha são intrusivos nesta unidade.

Segundo Araújo e Maia (1991), Macambira e Vale (1997), Santos e Pena Filho (2000), o Grupo Tucumã é constituído por rochas metamáficas (anfíbolitos e xistos a actinolita, tremolita e clorita), metaultramáficas (serpentinóis, metaperidotitos, metapiroxenóis e xistos com antofilita, cordierita e talco), metavulcânicas



Figura 3.1 – Rochas metavulcânicas máficas com estruturas almofadadas (*pillow lavas*) do Grupo Babaçu, na região de Identidade. Foto: Marcelo A. de Oliveira.



Figura 3.4 – Exemplo de granito avermelhado de granulação grossa da Suíte Intrusiva Jamon, apresentando textura rapakivi. Corpo Redenção. Foto: Davis C. de Oliveira.



Figura 3.2 – Aspecto textural típico do Granodiorito Rio Maria, contendo enclaves máficos alongados concordantemente à foliação. Foto: Marcelo A. de Oliveira.

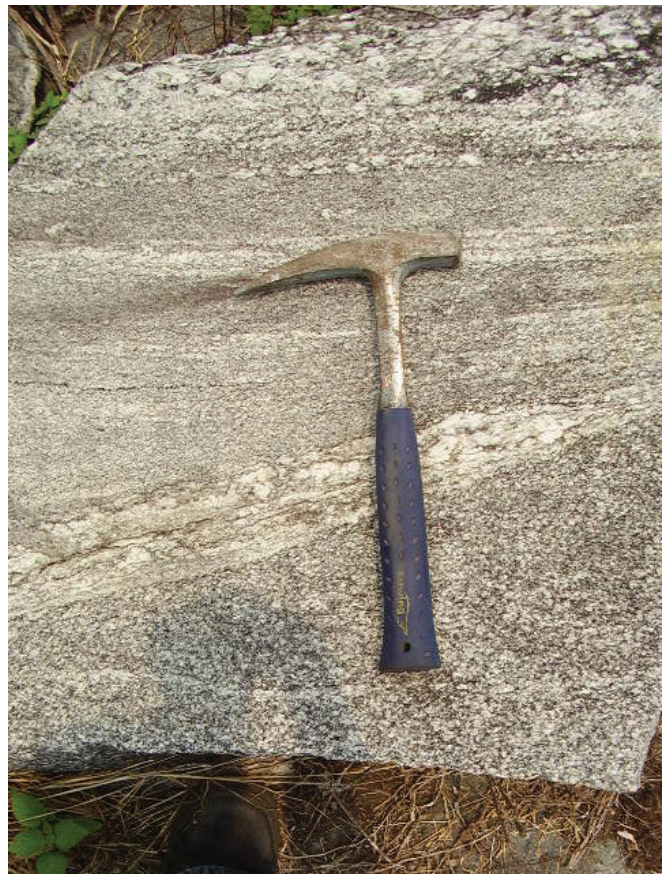


Figura 3.3 – Bandamento composicional característico observado no Trondhjemito Mogno. Foto: Fabriciana V. Guimarães.

ácidas (metadacitos, metatufos líticos, xistos com sericita, biotita e quartzo) e metassedimentares psamo-pelíticas com subordinadas intercalações de metamafitos e metavulcânicas félsicas. Na porção metassedimentar são descritos filitos, biotita xistos, clorita xistos, biotita-muscovita xistos, quartzitos micáceos, metarenitos, metarcóseos, metagrauvas, formações ferríferas bandadas e ocasionalmente rochas conglomeráticas com seixos de quartzo e fragmentos de rochas. O metamorfismo que afetou esta unidade é de fácies xisto-verde. Em termos litoquímicos, as rochas metavulcânicas correspondem a basaltos toleíticos, andesitos a dacitos, de ambiência tipo arco de ilha, segundo Macambira e Vale (1997).

Huhn *et al.* (1986), na região a sul do Granito Seringa, descreveram esta unidade composta por uma seqüência inferior de rochas metamáfico-ultramáficas (metabasaltos, metadunitos, metaperidotitos e metapiroxenitos) com níveis de formação ferrífera intercalados, e uma superior de rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias (metandesitos, metatufos dacíticos e riocacitos) com metassedimentares intercaladas (metassiltitos, metagrauvas e metatufos). Rochas ultramáficas com textura *spinifex* foram relatadas por Cordeiro (1982) e Hirata *et al.* (1982) nesta região. As rochas ultramáficas, segundo Huhn *et al.* (1986), têm afinidade komatiítica e, um andesito e um tufo dacítico, tendência toleítica a cálcio-alcalina. Estes litotipos foram incluídos na Formação Igarapé Encantado, parte basal do Grupo Babaçu por Docegeo (1988).

Estruturalmente, o Grupo Tucumã, segundo Araújo e Maia (1991), Macambira e Vale (1997) e Santos e Pena Filho (2000), é cortado por zonas de cisalhamento dúctil transcorrentes, conjugadas com cavalgamentos oblíquos de direções NW-SE, NE-SW e E-W, definidas por uma foliação milonítica incipiente a acentuada, com mergulho alto. Além destas feições, ocorrem dobras abertas e fechadas, assimétricas e de dimensões variadas. Falhas transcorrentes NE-SW são atribuídas a um evento distensivo do Proterozóico. Outra feição estrutural marcante é a Falha Seringa, de direção NW-SE, que atravessa as rochas deste grupo, com extensão de mais de 100 km.

A formação do Grupo Tucumã é dada pela idade de  $2868 \pm 8$  Ma (Pb-Pb em zircão, Avelar *et al.* 1999; Tabela 2.1) obtida em uma rocha vulcânica félsica milonitizada, a qual é considerada como a época de geração deste *greenstone belt*.

Garimpos de ouro aluvionar, a exemplo do Cuca e Pedra Rica, são comuns nas rochas desta unidade, que possui potencial metalogenético também para ferro das formações ferríferas e sulfeto maciço em rochas ultramáficas, de acordo com Macambira e Vale (1997). (CGS)

#### *Grupo Sapucaia (A3sa)*

O Grupo Sapucaia foi formalizado por Araújo e Maia (1991) como uma seqüência tipo *greenstone belt*, sendo que as primeiras citações da mesma foram feitas por Cordeiro (1982) e Hirata *et al.* (1982), que descreveram textura *spinifex* em rochas ultramáficas nas proximidades do Igarapé Sapucaia.

Esta unidade ocorre principalmente como uma faixa alongada com cerca de 120 km de extensão e 1 a 10 km de largura, e em segmentos menores de direção geral

WNW-ESE. É intrudida pelo Granito Seringa, de idade paleoproterozóica, no extremo oeste.

Segundo as descrições de Araújo e Maia (1991) e Macambira e Vale (1997), o Grupo Sapucaia é constituído de rochas metaultramáficas (serpentinóis e xistos com actinolita, tremolita, clorita, talco, antigorita, crisotila, antofilita e opacos) de afinidade komatiítica com textura *spinifex*, metamáficas (xistos actinolíticos), metadacitos e metassedimentares. As rochas metassedimentares são representadas por xistos micáceos e quartzosos (com quartzo, muscovita, clorita, biotita, albita, epidoto, sillimanita, cianita e andaluzita) com subordinados quartzitos (com clorita, muscovita e sericita) e formações ferríferas bandadas fácies óxido. Santos e Pena Filho (2000) reconheceram apenas a seqüência mais basal do Grupo Sapucaia, na porção sudeste deste grupo, representada por metaultramafitos tipo clorita-grunerita xistos e metaperidotitos (Iherzolitos) com texturas ígneas preservadas. Segundo os vários autores citados acima, as rochas deste grupo apresentam metamorfismo em fácies xisto verde, com uma forte anisotropia estrutural, com xistosidade ou foliação milonítica pronunciada, além de serem cortadas por zonas de cavalgamento oblíquas e transcorrências associadas.

Apesar da ocorrência de segmentos dispersos na porção sul do Domínio Carajás, admite-se que o Grupo Sapucaia faz parte da evolução do Domínio Rio Maria, e, portanto, é correlacionável às seqüências *greenstone belts* com idades de 3,00 Ga ou 2,87 Ga que ocorrem neste domínio, visto que inexistem dados geocronológicos para este grupo.

Diversos garimpos de ouro aluvionar e primário ocorrem neste grupo, como por exemplo, na porção centro-oeste do mesmo, onde Oliveira *et al.* (1995) definiram a Zona de Cisalhamento Diadema, de direção geral WNW-ESE, cuja evolução foi responsável pela mineralização aurífera da região. (CGS)

### **3. 1.1.2 – Complexos Máfico-Ultramáficos**

#### *Complexo Máfico-Ultramáfico Serra Azul (A3µsa)*

Esta unidade é representada por um corpo máfico-ultramáfico intrusivo no Grupo Gradaús, aflorante no flanco leste da estrutura de Gradaús, na localidade de Serra Azul (Docegeo 1988).

Os litotipos descritos são dunitos cumuláticos, piroxenitos, peridotitos, gabros e anortositos. Os peridotitos são serpentinizados e com textura *cumulus*, constituídos por pseudomorfos de *cumulus* a serpentina e tremolita, *intercumulus* a diopsídio, transformado para tremolita + talco + clorita + hornblenda, clorita e opacos. Os piroxenitos contêm *cumulus* de diopsídio, além de carbonato e clorita. Os gabros apresentam diopsídio, plagioclásio saussuritizado, tremolita, clorita e carbonatos (Souza *et al.* 1988 apud Docegeo 1988).

A idade de cristalização deste complexo é  $2970 \pm 7$  Ma (U-Pb em zircão, Pimentel e Machado 1994; Tabela 2.1), sendo considerado como contemporâneo à formação do Grupo Gradaús, datado em 3,0 Ga (Tassinari *et al.* 2005). (CGS)

#### *Complexo Máfico-Ultramáfico Guara-Pará (A3δg)*

Esta unidade foi proposta por Macambira *et al.* (1986) para agrupar corpos intrusivos máfico-ultramáficos que ocorrem no flanco sudeste da Serra dos Gradaús,

limitados por falhas, e formando elevações de topos abaulados.

Segundo Santos (1995), a maior parte da Suíte Guara-Pará corresponde a olivina gabros, de textura subofítica, constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, tremolita-actinolita, olivina, além de clorita, zoisita, opacos, carbonatos e titanita. Diques de diabásio e microgabros que ocorrem na área dos garimpos do Cumarú e Macedônia, são correspondentes hipoabissais prováveis destes olivina gabros.

As rochas ultramáficas são dunitos e peridotitos serpentinizados, equigranulares, com granulação fina a média, maciços, por vezes com veios de crisotila fibrosa, dando um aspecto bandado à rocha. São constituídos por *cumulus* de olivina serpentizada, piroxênio parcialmente serpentizado como *intercumulus*, hornblenda, clorita, opacos e carbonatos (Macambira *et al.* 1986, Santos 1995).

Este complexo é intrusivo no Grupo Gradaús (3,0 Ga, Tassinari *et al.* 2005), não tem evidências de metamorfismo e deformação, e é correlacionado ao Complexo Máfico-ultramáfico Serra Azul (2,97 Ga, Pimentel e Machado 1994), localizado mais ao norte, também na serra dos Gradaús (Macambira *et al.* 1986, Santos 1995). (CGS)

### 3. 1.1.3 – Granitóides e Ortognaisses TTG

#### Tonalito Arco Verde (A3γav)

Medeiros (1987) e Gastal (1987) assinalaram a existência de gnaisses tonalíticos e granodioríticos bandados nas proximidades da Vila Marajoara, sul do município de Rio Maria. Althoff *et al.* (1991) estudando esta mesma região desmembraram, localmente, o então Complexo Xingu em três unidades litológicas. Uma delas foi correlacionada ao já conhecido Granodiorito Rio Maria (Dall'Agnol *et al.* 1986), e as demais denominadas de Granito Garantã e Metatonalito Gnáissico Arco Verde, este último redefinido posteriormente por Althoff *et al.* (1994) como Tonalito Arco Verde.

O Tonalito Arco Verde possui uma expressiva área de ocorrência na parte setentrional do Domínio Rio Maria, de acordo com os mapeamentos feitos por Santos e Pena Filho (2000) e Neves e Vale (1999). Esta unidade é constituída basicamente por tonalitos a trondhjemitos cinzas, equigranulares, granulação média, isotrópicos, apresentando texturas ígneas preservadas, ou são fortemente foliados. Mineralogicamente apresentam oligoclásio/andesina, quartzo, epidoto, biotita e localmente hornblenda, tendo como minerais acessórios titanita, apatita, magnetita, zircão, allanita e microclínio. Como minerais de alteração contém clorita, calcita, muscovita e óxidos de ferro. Enclaves de quartzo dioritos, anfíbolitos, granodioritos e monzogranitos, além de veios de aplitos e pegmatitos concordantes e discordantes à foliação são comuns.

A feição mais marcante destas rochas é um expressivo bandamento composicional, cuja gênese é motivo de controvérsias. Enquanto Santos e Pena Filho (2000) e Neves e Vale (1999) consideram que as rochas desta unidade foram retrabalhadas pelo Cinturão de Cisalhamento Pau d'Arco, admitindo neste caso uma origem tectônica para o bandamento, Althoff *et al.* (1994, 2000) interpretam o bandamento como de origem ígnea, produzido por processos de mistura magmática.

Em termos gerais, rochas pouco deformadas ocorrem intimamente associadas a domínios foliados altamente deformados. Segundo Althoff *et al.* (2000), a foliação, definida pelo bandamento composicional, está orientada segundo N100-120°E, com altos mergulhos para norte ou sul. Adicionalmente, são descritas dobras com plano axial vertical e eixo horizontal curvo, xistosidade e zonas de cisalhamento conjugadas verticais.

Análises modais do Tonalito Arco Verde, quando lançadas no diagrama QAP, seguem as séries de rochas cálcio-alcálicas de baixo K (Althoff *et al.* 1994, 1995, 2000). Segundo Althoff *et al.* (2000), estas rochas foram derivadas por fusão parcial de um granada anfíbolito, com o magma evoluído por cristalização fracionada.

Idades de cristalização entre  $2988 \pm 5$  e  $2936 \pm 4$  Ma, obtidas por Pb-Pb e U-Pb em zircão (Macambira e Lancelot 1996, Rolando e Macambira 2003, Almeida *et al.* 2008; Tabela 2.1), demonstram que o Tonalito Arco Verde é o granitóide TTG mais antigo do Domínio Rio Maria. Neste projeto, na região noroeste da Serra do Inajá, foi datado um tonalito porfiroclástico, pelo método Pb-Pb em zircão, que revelou uma idade de  $2964 \pm 2$  Ma (Tabela 2.1), consistente com os dados existentes.

Valores de  $\epsilon Nd$  positivos, entre 1,56 e 2,6, indicam derivação mantélica para essas rochas, e as idades  $T_{DM}$  entre 3,02 e 2,91 Ga são coerentes com uma extração do manto próxima da idade de cristalização (Rolando e Macambira 2003, Rämö *et al.* 2002, Tabela 2.1).

Embora contatos destes granitóides com as seqüências de *greenstone belts* não sejam bem definidos, um enclave de metapelito com idade de  $2927 \pm 24$  Ma (Althoff *et al.* 1997, 1998), indica contemporaneidade entre estas unidades. (JOB)

#### Tonalito Caracol (A3γtc)

O Tonalito Caracol, definido por Leite *et al.* (2004), ocorre próximo à cidade de Xinguara, limitando-se a noroeste com o Grupo Sapucaia, a nordeste com o Trondhjemitó Água Fria e a sul pelo Trondhjemitó Mogno, Granito Xinguara e Granodiorito Rio Maria.

Esta unidade é definida por granitóides de composição tonalítica e trondhjemitica, de coloração cinza clara a escura, heterogranulares, de granulação média e localmente grossa, contendo enclaves de microtonalitos e de rochas tipo *greenstone belts*. Mineralogicamente, estas rochas são formadas essencialmente de plagioclásio e quartzo, com a biotita como principal mineral ferromagnésico. Zircão, titanita, opacos, allanita, epidoto, apatita e micas brancas são as fases acessórias.

Segundo Leite (2001), em termos estruturais, o que mais se ressalta nestas rochas é uma foliação marcada através de um bandamento composicional, a qual localmente pode ser perturbada por dobras, bandas e zonas de cisalhamento, estas últimas restritas a porção sudoeste da unidade. A foliação ocorre em duas direções predominantes, N-S com mergulhos subverticais, na porção noroeste, e NW-SE com mergulhos variantes de 40° a subverticais quase sempre para SW, na porção sul. Leite (2001) interpreta o bandamento como uma estrutura primária, gerada durante e logo após a colocação dos corpos, na transição do estágio submagmático a subsolidus, enquanto as bandas e

zonas de cisalhamento foram desenvolvidas a baixas temperaturas, já no estágio subsolidus.

A assinatura geoquímica destes granitóides é típica das séries trondhjemiticas arqueanas, com *trend* cálcio-alcálico, caráter metaluminoso a peraluminoso, e baixo potássio. O comportamento dos elementos terras raras mostrou dois padrões distintos para estas rochas, com altas e baixas razões  $La_n/Yb_n$ , indicando fonte heterogênea para as mesmas. O grupo dos tonalitos com altas razões  $La_n/Yb_n$  seria derivado da fusão de metabasaltos não enriquecidos, previamente transformados em granada anfíbolitos, enquanto aqueles com baixas razões seriam produtos de uma fonte similar, porém sem granada (Leite 2001).

Granitóides desta unidade forneceram idades de  $2948 \pm 5$  Ma,  $2936 \pm 3$  Ma e  $2924 \pm 2$  Ma (Leite 2001, Tabela 2.1), interpretadas como representativas de sucessivas intrusões, ou então, como idades mínimas de cristalização, muito próximas à idade de cristalização, em decorrência de possíveis efeitos de metamictização dos cristais analisados.

Isótopos de Nd mostraram idades  $T_{DM}$  variantes de 2,86 a 3,88 Ga (Tabela 2.1), com  $\epsilon Nd$  positivos e negativos (+2,6 a -3,4), sugerindo participação de material crustal e mantélico na gênese dos granitóides, ou então fontes diferentes para os magmas formadores (Leite 2001). (JOB)

#### *Granodiorito Rio Maria (A3γrm)*

Dall'Agnol *et al.* (1986) designaram Granodiorito Rio Maria rochas essencialmente granodioríticas, ocorrentes nos arredores do município de Rio Maria, associadas ainda a tonalitos e contendo enclaves máficos, possivelmente dioritos (Figura 3.2). Além daqueles dos arredores de Rio Maria, vários corpos foram correlacionados a esta unidade, na porção sul do Domínio Rio Maria, e a oeste, até as proximidades do limite com o Domínio Iriri-Xingu.

Medeiros (1987) destacou o caráter homogêneo destas rochas, definindo quatro fácies petrográficas: biotita-hornblenda granodiorito, hornblenda-biotita granodiorito, biotita granodiorito e monzogranito. A hornblenda e a biotita são os máficos principais, e a característica marcante destas rochas é a intensa saussuritização dos cristais de plagioclásio, que imprime uma coloração levemente esverdeada as mesmas. Huhn *et al.* (1988) enfatizaram as duas primeiras fácies que são formadas essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e hornblenda, com titanita, apatita, allanita, epidoto, clorita e opacos como acessórios. Estes mesmos autores citaram como evidência de metamorfismo, a presença de epidoto, clorita, quartzo e parte da titanita.

Medeiros e Dall'Agnol (1988) ressaltaram a existência de foliação, com direção predominante WNW-ESE e mergulhos subverticais. A orientação de minerais ferro-magnesianos e dos enclaves máficos reforça tais considerações. Em termos microestruturais são comuns fraturamentos em cristais de feldspato (principalmente microclínio), *kink bands* em plagioclásio, extinção ondulante com formação de contatos suturados entre cristais de quartzo, podendo evoluir a novos grãos (Medeiros e Dall'Agnol 1988).

No diagrama QAP estes granitóides têm comportamento similar ao das associações cálcio-

alcálicas de médio K (Medeiros e Dall'Agnol 1988). Oliveira (2005) observou que as rochas do Granodiorito Rio Maria e rochas intrusivas máficas acamadadas que ocorrem associadas, próximas à cidade de Bannach apresentam caráter metaluminoso e características afins com as séries cálcio-alcálicas em certos diagramas, porém mostram teores mais baixos de  $Al_2O_3$  e CaO e mais elevados de MgO, Cr e Ni, assemelhando-se geoquimicamente às suítes sanukitóides da Província Superior do Canadá.

Diversas datações foram realizadas em rochas desta unidade, pelos métodos Pb-Pb em zircão e U-Pb em zircão e titanita, com as idades variando entre  $2881 \pm 8$  e  $2852 \pm 16$  Ma (Pimentel e Machado 1994, Macambira e Lancelot 1996, Gaudette *et al.* 1998, Avelar *et al.* 1999, Dall'Agnol *et al.* 1999, Rolando e Macambira 2003; Tabela 2.1), dentre as quais destacam-se as idades de  $2874 +9/-10$  Ma (Macambira e Lancelot 1996) e  $2872 \pm 5$  Ma (Pimentel e Machado 1994), ambas obtidas pelo método U-Pb em zircão e titanita.

Valores de  $\epsilon Nd$  de +1,2 a -0,53 e idades  $T_{DM}$  de 2,92 a 3,07 Ga (Leite 2001, Rämö *et al.* 2002, Rolando e Macambira 2003), aliados à presença de xenocristais com idades entre 2970 e 3100 Ma (Rolando e Macambira 2003), demonstraram contaminação crustal nos magmas geradores destes granitóides. (JOB)

#### *Trondhjemitito Mogno (A3γmo)*

Docegeo (1988) e Huhn *et al.* (1988) individualizaram rochas trondhjemiticas a noroeste de Rio Maria, e propuseram a denominação de Trondhjemitito Mogno, em alusão às boas exposições na fazenda homônima. Estes mesmos autores destacaram o caráter intrusivo do Trondhjemitito Mogno no Granodiorito Rio Maria e nos *greenstone belts* na região de Rio Maria, em função da ocorrência de xenólitos de granodioritos e metabasaltos.

O Trondhjemitito Mogno ocorre principalmente na porção norte do Domínio Rio Maria, composto essencialmente por trondhjemitos, e subordinadamente tonalitos e granodioritos, contendo enclaves máficos e xenólitos de granodioritos e metabasaltos. São rochas cinza esbranquiçadas a cinza escuras, leuco a mesocráticas, granulação média a grossa, protomiloníticas, granoblásticas a granolepidoblásticas anastomosadas, com processos hidrotermais superpostos. A assembléia mineral é constituída por plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita, hornblenda, clorita, allanita, titanita, opacos, apatita e zircão.

Em termos estruturais são isotrópicos, ou apresentam foliação pouco penetrativa, ou ainda foliação bem definida pelo bandamento composicional (Figura 3.3), orientada segundo N40-50E com mergulhos em torno de 70°NW, associada a enclaves máficos paralelizados (Neves e Vale 1999).

Em termos litoquímicos representam rochas metaluminosas, transicionais entre as séries tonalítica e cálcio-alcálica, pobres em potássio, e com baixo grau de diferenciação (Santos e Pena Filho 2000).

A única datação existente para esta unidade, realizada através do método U-Pb em titanita, resultou numa idade concordante de 2871 Ma (Pimentel e Machado 1994, Tabela 2.1), que pode ser considerada como idade mínima de cristalização, o que sugere que o Trondhjemitito Mogno representa uma segunda geração



de granitóides TTG do Domínio Rio Maria. Idades  $T_{DM}$  de 2,95 e 2,92 Ga com  $\epsilon Nd$  ( $t = 2,87$  Ga) de +1,0 a + 0,9, obtidos por Râmô *et al.* (2002, Tabela 2.1), indicam derivação mantélica para os magmas geradores do Trondhjemitó Mogno. (JOB)

#### *Trondhjemitó Água Fria (A3γaf)*

O Trondhjemitó Água Fria, definido por Leite (2001), é representado por um corpo alongado segundo NW-SE, que aflora na região nordeste à cidade de Xinguara, intrusivo na porção sul do Grupo Sapucaia e no Tonalito Caracol a oeste, cortado pelo Granito Xinguara ao sul, e em contato com as rochas metamórficas da Formação Couto Magalhães a leste. Suas melhores exposições ocorrem na rodovia PA-150, a cerca de 16 km a norte de Xinguara.

Trata-se basicamente de trondhjemitos com subordinados granodioritos, de coloração cinza clara, textura granular média, foliados e com bandamento composicional regular a levemente ondulado, de direção NW-SE a WNW-ESE. Contém localmente enclaves do Tonalito Caracol, assim como diques e veios leucograníticos correlacionáveis ao Granito Xinguara (Leite 2001).

Mineralogicamente é constituído por plagioclásio e quartzo, com o feldspato potássico sendo acessório nos trondhjemitos, com maior importância nos granodioritos. A biotita é o principal mineral máfico, com opacos, epidoto, allanita, titanita, apatita e zircão como acessórios. Segundo Leite (2001), estes granitóides comportam-se como constituintes das séries cálcio-alcálicas trondhjemiticas de baixo potássio (Lameyre e Bowden 1982) ou cálcio-alcálicas tonalítico-trondhjemiticas (Bowden *et al.* 1984).

Leite *et al.* (2004) dataram um granitóide desta unidade e obtiveram uma idade mínima de cristalização de  $2864 \pm 21$  Ma (Pb-Pb em zircão, Tabela 2.1). Tal idade é compatível com as relações de campo que sugerem que o Trondhjemitó Água Fria é intrusivo nas rochas do Tonalito Caracol (2950 a 2920 Ma), e posterior à colocação do Granodiorito Rio Maria (2852 a 2881 Ma). Idades  $T_{DM}$  de 2,89 a 2,91 Ga com valores de  $\epsilon Nd$  ( $t = 2,86$  Ga) de +1,4 a + 2,0 sugerem fonte mantélica para os magmas geradores do Trondhjemitó Água Fria (Leite 2001). (JOB)

#### *Tonalito Parazônia (A3γpa)*

Docegeo (1988) denominou de Tonalito Parazônia a *stocks* e *sills* de composição tonalítica, intrusivos no Trondhjemitó Mogno, com boas exposições na fazenda Parazônia, a oeste de Rio Maria. Estas rochas apresentam uma foliação incipiente, e são compostas basicamente de plagioclásio, quartzo e biotita cloritizada, com titanita, opacos, allanita e apatita como acessórios ou traços.

Souza *et al.* (1990) fazem referência a esta unidade e ressaltam a falta de parâmetros para diferenciá-la de suas encaixantes, o Trondhjemitó Mogno. No entanto, Pimentel e Machado (1994) determinaram uma idade U-Pb em titanita de 2858 Ma (Tabela 2.1), que sugere que o Tonalito Parazônia é mais jovem, cerca de 13 a 18 Ma, que aquela unidade. (JOB)

#### *Granodiorito Cumaru (A3γcu)*

Esta unidade ocorre na forma de três pequenos corpos intrusivos no Grupo Gradaús e em parte recobertos por

rochas do Grupo Rio Fresco. São rochas faneríticas de granulação média, fracamente foliadas ou isotrópicas, constituídas por plagioclásio (oligoclásio a andesina), quartzo, microclínio, hornblenda, biotita, tendo como acessórios epidoto, clorita, titanita e opacos (Macambira *et al.* 1986).

Segundo Santos (1995), o pluton principal e que denomina esta unidade, o *stock* do Cumaru, exibe uma textura isotrópica e se colocou em condições tarditectônicas, enquanto os *stocks* de Maria Bonita, com formas sigmoidais, evidenciam condições sintectônicas para sua colocação.

As características petrográficas e geoquímicas do Granodiorito Cumaru assemelham-se às dos granitóides cálcio-alcálicos, do tipo I, relacionados a arcos vulcânicos, e a baixa razão inicial  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,703, Lafon e Macambira 1990), indica uma fonte mantélica ou curto tempo de residência crustal para o magma granodiorítico (Santos 1995).

Lafon e Scheller (1994) dataram esta unidade e obtiveram uma idade média de  $2817 \pm 4$  Ma (Pb-Pb em zircão, Tabela 2.1), a qual foi interpretada como idade de cristalização, que definiria um magmatismo mais jovem que o Granodiorito Rio Maria, ou, alternativamente, como idade mínima de cristalização, o que poderia implicar que o Granodiorito Cumaru é contemporâneo ao Granodiorito Rio Maria.

Há uma forte correlação dos corpos granodioríticos com as mineralizações de ouro da região, pelo fato de que os maiores depósitos são relacionados às cúpulas de corpos granodioríticos e suas associações com zonas de cisalhamento, como é o caso dos *stocks* do Cumaru e Maria Bonita (Santos 1995). (JOB)

### **3. 1. 1. 4 – Granitóides de Alto K**

#### *Granito Garantã (A3γgt)*

O Granito Garantã, individualizado por Althoff *et al.* (2000), é representado por um corpo localizado na região de Marajoara, com boas exposições na localidade de Floresta, no extremo leste do Domínio Rio Maria.

Althoff *et al.* (2000) o descrevem como um monzogranito foliado, de coloração rosada, textura grosseira, com lineação mineral proeminente. Mineralogicamente é composto essencialmente por microclínio, quartzo, oligoclásio e biotita, tendo como acessórios muscovita, apatita, zircão, epidoto, opacos, titanita e allanita, com clorita e carbonatos como minerais de alteração (Althoff *et al.* 1991). Este granito é cortado por veios de rochas graníticas finas e grosseiras e anfibolíticas.

O Granito Garantã é intrusivo no Tonalito Arco Verde, porém não causa nenhum efeito termal neste. Apresenta uma foliação fortemente penetrativa WNW-ESE, subvertical, associada a uma lineação de estiramento subhorizontal, ressaltada pela orientação preferencial de cristais de biotita, megacristais de feldspato e *ribbons* de quartzo. Segundo Althoff *et al.* (2000), esta foliação é paralela àquela observada no Tonalito Arco Verde, e foi gerada por intensa deformação subsolidus. Deste modo, estes autores ressaltaram que tanto o Granito Garantã como o Tonalito Arco Verde devem ser vistos como plutons sintectônicos e não como rochas metamórficas recristalizadas em um determinado evento posterior, como anteriormente sugerido (Docegeo 1988, Araújo *et al.* 1994).

Althoff *et al.* (1994) classificaram o Granito Guarantã como pertencente às séries cálcio-alcálicas intermediárias e ricas em  $K_2O$ . A idade considerada para esta unidade é de 2930 Ma, obtida por U-Pb em zircão (M.J.B. Macambira *in* Althoff *et al.* 2000, Tabela 2.1). (JOB)

#### *Granito Mata Surrão (A3γms)*

Duarte *et al.* (1991) denominaram de Granito Mata Surrão um corpo localizado a oeste da vila de Marajoara, e Althoff *et al.* (2000) e Rolando e Macambira (2003) estenderam esta designação para definir outros corpos localizados nas proximidades daquela vila e a 70 km oeste da cidade de Redenção.

Macroscopicamente, as rochas apresentam textura equigranular média, coloração creme esbranquiçada, aspecto homogêneo, sendo classificados principalmente como biotita leucomonzogranitos, com variações locais para granodioritos (Duarte 1992, Duarte *et al.* 1991, Duarte e Dall'Agnol 1996). Frequentemente apresentam xenólitos do Tonalito Arco Verde, assim como enclaves dioríticos a quartzo dioríticos ricos em anfibólio. Duarte e Dall'Agnol (1996) descrevem uma foliação não penetrativa e bandamento magmático. Estes consideram o Granito Mata Surrão como um granito predominantemente potássico, altamente fracionado e de afinidade cálcio-alcálica. De forma preliminar admitem que o mesmo seja derivado da fusão crustal de granitóides arqueanos mais antigos.

As idades obtidas nos diversos corpos desta unidade, pelos métodos Pb-Pb em rocha total e evaporação de Pb em zircão, variam entre  $2881 \pm 2$  e  $2868 \pm 5$  Ma (Rodrigues *et al.* 1992, Althoff *et al.* 1998, Rolando e Macambira 2003, Almeida *et al.* 2008; Tabela 2.1). (JOB)

#### *Granito Xinguara (A3γxg)*

O Granito Xinguara foi definido por Leite (1995) para designar um corpo situado nos domínios do município de Xinguara. Neste trabalho, este termo é empregado para designar também outros batólitos e *stocks* correlatos, distribuídos pelo Domínio Rio Maria, e individualizados por Neves e Vale (1999) e Santos e Pena Filho (2000), que o denominaram de Monzogranito Xinguara para salientar o tipo petrográfico dominante.

Na seção tipo, Leite e Dall'Agnol (1997) individualizaram três variedades petrográficas: leucomonzogranitos (mais abundante), granitos pegmatóides e leucosienogranitos. Neves e Vale (1999) e Santos e Pena Filho (2000) descrevem ainda biotita monzogranitos e monzogranitos a duas micas, com subordinados termos granodioríticos, tonalíticos e sienograníticos, além de veios e diques.

Leite (2001) chama atenção ao grande número de enclaves existentes no Granito Xinguara, de natureza tonalítica-trondhjemítica, granodiorítica, quartzo diorítica e quartzo monzodiorítica, correlacionáveis ao Tonalito Caracol e ao Granodiorito Rio Maria, assim como enclaves micáceos e metabásicos, estes correlacionáveis aos *greenstone belts*.

Macroscopicamente, o Granito Xinguara apresenta grande homogeneidade textural e composicional. É equigranular, de granulação média, hololeucocrático, de coloração rosa clara, eventualmente cinza clara, com alguns pontos mais escuros devidos aos minerais

máficos (Leite 2001). Localmente podem ocorrer tipos mais porfiríticos, e tipos médios a finos próximos a zonas de contatos, os últimos relacionados a zonas de deformação mais intensa.

Embora geralmente se apresente isotrópico, próximo ao contato com as encaixantes, ocorre foliação de fluxo e bandamento magmático, e foliação tectônica de direção preferencial E-W a WNW-ESE, com mergulhos altos a verticais, e suaves ( $10$  a  $20^\circ$ ) localizadamente, além de dobras de transposição, bandas de cisalhamento e fendas de tensão (Leite 2001).

Segundo Leite e Dall'Agnol (1996) o Granito Xinguara se comporta segundo o *trend* cálcio-alcálico de Nockolds e Allen (1953), predominando o caráter metaluminoso. Leite (2001) ressalta a dificuldade de caracterização de rochas leucograníticas através de diagramas multi-elementares, porém reforça a semelhança destes com leucogranitos cálcio-alcálicos do tipo CA2, de Sylvester (1994).

Leite (2001) datou duas amostras do Granito Xinguara pelo método de evaporação de Pb em zircão, e obteve as idades de  $2865 \pm 1$  Ma (Tabela 2.1), considerada como idade de sua cristalização, e  $2928 \pm 2$  Ma, interpretada como produzida por zircões herdados. Tal idade é próxima às idades obtidas para o Tonalito Caracol, a qual aliada aos dados de isótopos de Nd, que mostram  $\epsilon Nd +1.6$  com idade  $T_{DM}$  de 2,88 Ga, reforça a hipótese de que o mesmo seja a fonte dos magmas que originaram o Granito Xinguara (Leite 2001). (JOB)

#### *Granito Rancho de Deus (A3γrd)*

O Granito Rancho de Deus, localizado na porção centro-leste do Domínio Rio Maria, foi inicialmente reconhecido por Santos e Pena Filho (2000), que o correlacionaram com os granitos paleoproterozóicos da região, afins a Suíte Intrusiva Jamon. Almeida *et al.* (2008), embasados em estudos petrográficos, geoquímicos e estruturais, constataram similaridades deste granito com os granitos potássicos da região (tipo Xinguara, Mata-Surrão e Guarantã).

O Granito Rancho de Deus é representado por dois *stocks* alongados segundo a direção E-W, com cerca de 16 e 5 km no comprimento maior, intrusivos no Granodiorito Rio Maria, sendo que o maior ainda tem relações de contato através de zona de cisalhamento com o Granito Mata Surrão.

Segundo Almeida *et al.* (2008), estes corpos são constituídos predominantemente por leucomonzogranitos, com granodioritos subordinados. São rochas de coloração rosada, textura heterogranular média a grossa, mais ricas em máficos (biotita e anfibólio) que os granitos Mata Surrão e Guarantã, além de possuírem anfibólio modal, diferentemente daqueles. Em termos de deformacionais, estas rochas apresentam foliação marcada por estruturas de fluxo, bandamento magmático e xistosidade. A foliação apresenta direção preferencial segundo E-W e WNW-ESE, com mergulhos suaves, podendo atingir altos ângulos nas bordas dos corpos, onde geralmente é mais desenvolvida.

As características geoquímicas destas rochas indicam analogias com os granitos cálcio-alcálicos, similares aos de ambientes sin-colisionais e de arcos vulcânicos, conforme Almeida *et al.* (2008). No entanto, estes autores consideram os dados disponíveis ainda inconclusivos, uma vez que a convergência geoquímica,

típica de leucogranitos ricos em sílica, dificulta a identificação da série geoquímica a qual pertencem os mesmos. (JOB)

### 3. 1.1.5 – Coberturas Sedimentares

#### *Grupo Rio Fresco (PP12rf)*

Desde os primeiros reconhecimentos geológicos durante as décadas de 20 e 50 na bacia do rio Fresco, no sudeste do Pará, são conhecidas ocorrências de carvão associadas à unidade que Barbosa *et al.* (1966) definiram como Formação Rio Fresco. Houve propostas de subdivisão e redefinição para esta unidade, e alguns autores englobaram na mesma as coberturas sedimentares da serra dos Carajás, Paredão, Mururé e Matão (Silva *et al.* 1974, Cunha *et al.* 1984, Macambira *et al.* 1986, Neves e Vale 1999). No entanto, no presente trabalho, adotou-se a subdivisão do Grupo Rio Fresco nas formações Tocandera e Rio Naja empregada por Santos e Pena Filho (2000), considerando-se como representativas desta unidade somente as ocorrências descritas nas serras dos Gradaús e da Tocandera, no rio Fresco e seus afluentes, o Igarapé Tepore e os rios da Ponte, Naja, Trairão e Juari. O Grupo Rio Fresco também é registrado no Domínio Santana do Araguaia, representado pela Formação Rio Naja, que ocorre em pequenos corpos localizados na porção noroeste do referido domínio, sotoposta principalmente ao Complexo Santana do Araguaia e à Seqüência Mururé. (MLV)

#### *Formação Tocandera (PP12to)*

O termo Formação Tocandera foi proposto por Parada *et al.* (1966) para um conjunto de quartzitos e formações ferríferas que afloravam na serra homônima. Silva *et al.* (1974) consideraram estas rochas como parte do Grupo Grão Pará. Contudo, Marinho *et al.* (1977) descreveram ausência de metamorfismo regional nas rochas desta unidade, ao contrário daquele grupo. Santos e Pena Filho (2000) redefiniram a Formação Tocandera como a unidade clástica basal do Grupo Rio Fresco, e reuniram as formações ferríferas e quartzitos no Grupo Gradaús, recobertos discordantemente pelos psefitos e psamitos da Formação Tocandera.

Formação Tocandera é composta na base de conglomerados polimíticos com matriz arenítica ferruginosa, seixos mal selecionados, angulosos a subangulosos, de formações ferríferas, metacherts, metabasaltos e metapelitos. Estes gradam para conglomerados oligomíticos com seixos de quartzo e chert. Contudo, predominam arenitos ortoquartzíticos e quartzo arenitos, bem selecionados, com raros clastos de chert, com pouca matriz, que pode apresentar filmes de sericita, cimentação silicosa, argilominerais e hematita. Intercalam-se quartzo grauvas maciças e estratificadas de granulação grossa, siltitos e folhelhos avermelhados e *chert*. (MLV)

#### *Formação Rio Naja (PP12rn)*

A Formação Rio Naja foi proposta por Cunha *et al.* (1984) para referir a sucessão pelítica da parte superior do Grupo Rio Fresco. Estes autores estenderam as ocorrências desta unidade a outras coberturas plataformais (serra dos Carajás e serra do Mururé). Santos e Pena Filho (2000) utilizaram a designação Formação Rio Naja apenas para as ocorrências da serra dos Gradaús.

Esta unidade é constituída de folhelhos, folhelhos carbonosos, argilitos, siltitos, arenitos arcoseanos, quartzo arenitos e brechas intraformacionais com fragmentos angulosos de siltitos e argilitos com cimento manganífero. Adicionalmente, Ramos *et al.* (1984) descrevem em um perfil de sondagem (102,2 m de profundidade) localizado na ilha do Barreiro, no rio Fresco, uma sucessão de grauvas carbonosas e micáceas, siltitos carbonosos e calcíferos com um nível de carvão com cerca de 3 m de espessura, sobreposto por uma soleira de diabásio, arenitos micáceos, grauvas carbonosas com níveis centimétricos de carvão e argilito carbonoso. Outras ocorrências de carvão foram identificadas por Marinho *et al.* (1977) no rio Trairão, na borda da serra dos Gradaús, que classificaram o carvão como tipo betuminoso baixo volátil e antracito.

A bacia da serra dos Gradaús é uma estrutura sinformal com eixo E-W. A unidade de borda, ou basal (Formação Tocandera), é marcada por serras (*hogbacks*) alinhadas, com as camadas mergulhando cerca de 15°SE e 15°SW, enquanto a unidade superior (Formação Rio Naja) se caracteriza por um relevo mais aplainado ou levemente ondulado (Marinho *et al.* 1977, Macambira *et al.* 1986, Santos e Pena Filho 2000). Foram descritas dobras mais abertas e menos freqüentes que nas das rochas supracrustais adjacentes (Macambira *et al.* 1986, Santos e Pena Filho 2000).

É consenso que a sucessão psamítica e psefítica da Formação Tocandera representa uma sedimentação continental de sistema de leque aluvial e fluvial entrelaçado, enquanto a sucessão pelítica da Formação Naja marca um sistema marinho costeiro de regiões de pântanos, mangues e lagunas (Marinho *et al.* 1977, Cunha *et al.* 1984, Ramos *et al.* 1984, Macambira *et al.* 1986, Santos e Pena Filho 2000).

Há controvérsias sobre o posicionamento estratigráfico do Grupo Rio Fresco. Devido a semelhanças com as sucessões psamíticas e pelíticas das serras do Carajás (Formação Águas Claras) e Andorinhas (Grupo Gemaque), essas ocorrências eram correlacionadas ao Grupo Rio Fresco da serra dos Gradaús (Silva *et al.* 1974, Cunha *et al.* 1984, Macambira *et al.* 1986, Docegeo 1988). Por sua vez, a Formação Águas Claras foi posicionada no Neoarqueano (Mougeot *et al.* 1996, Dias *et al.* 1996), o que levou Santos (2003) e Faraco *et al.* (2004b) a posicionarem o Grupo Rio Fresco e seus correlatos no Neoarqueano. Contudo, Nogueira *et al.* (1995) descreveram uma sucessão plataformal progradante para a Formação Águas Claras, o que contrasta com a seqüência transgressiva identificada no Grupo Rio Fresco, assim dificultando a correlação entre estas unidades.

Ramos *et al.* (1984) argumentaram que, se o carvão desta unidade é de origem hímica (vegetal), ele deveria ser devoniano, mas se for de origem sapropélica (algas), como especulado por Cunha *et al.* (1984), ele pode ser proterozóico. Contudo, estes autores acharam improvável que houvesse matéria orgânica suficiente para formar uma camada de carvão tão espessa (cerca de 3 m) no Proterozóico. Por outro lado, a intrusão do Granito Gradaús da Suíte Intrusiva Jamon (ca. 1,88 Ga), inclusive provocando metamorfismo de contato (Macambira *et al.* 1986, Santos e Pena Filho 2000), indica uma idade mínima paleoproterozóica de sedimentação. Além disso, o Grupo Rio Fresco é coberto

pela Formação Gorotire (Barbosa *et al.* 1966), a qual apresenta evidências de deposição durante o Orosiriano (fontes detríticas >2,03 Ga). Desta forma, pode-se esperar que a sedimentação do Grupo Rio Fresco tenha ocorrido durante um período que os domínios arqueanos da Província Carajás se tornaram uma plataforma continental, provavelmente no Sideriano ou até no Riáciano. (MLV)

#### *Grupo Gemaque (PP12ge)*

A cobertura sedimentar da serra das Andorinhas, sotoposta aos granitóides e *greenstone belts* arqueanos do Domínio Rio Maria, foi inicialmente reunida na Sequência Gemaque (Cordeiro e Saueressig 1980). Cordeiro (1982) correlacionou estas rochas ao Grupo Rio Fresco. Contudo, no presente trabalho adotou-se a proposta de Santos e Pena Filho (2000), que redefiniram o Grupo Gemaque, subdividindo-o nas formações São Roque e Cachoeirinha.

O Grupo Gemaque é constituído por sucessões psamo-psefíticas, pelíticas e carbonáticas, não metamorfasadas ou incipientemente metamorfasadas, em uma bacia sinformal basculada de NW para SE, com camadas mergulhando de 10° a 30° para NE e SW e localmente com antifomes com eixos para SE (Cordeiro 1982, Santos e Pena Filho 2000).

Esta unidade recobre discordantemente as rochas arqueanas do Grupo Babaçu e do Granodiorito Rio Maria. A leste, o Grupo Gemaque faz contato tectônico com as rochas neoproterozóicas da Formação Couto Magalhães. (MLV)

#### *Formação Fazenda São Roque (PP12sr)*

A Formação São Roque representa a unidade basal do Grupo Gemaque, é composta essencialmente por arenitos ortoquartzíticos, seguidos por quartzogravacas, para e ortoconglomerados (poli e oligomíticos), sublitenitos conglomeráticos e brechas polimiticas, bem como folhelhos avermelhados subordinados. As estruturas sedimentares, como estratificação cruzada plana e laminação, estão preservadas, mas localmente exibem microtexturas de recristalização de quartzo nos ortoquartzitos e de sericita na matriz das quartzogravacas (Santos e Pena Filho 2000). (MLV)

#### *Formação Cachoeirinha (PP12ch)*

A sucessão predominantemente pelítica do topo do Grupo Gemaque é constituída por siltitos e argilitos rosados com ondulações cavalgantes, intercalados com arenitos finos com marcas onduladas e estratificação cruzada acanalada, bem como folhelhos cinza-escuro (carbonosos) e esverdeados (calcíferos/dolomíticos?) subordinados. Ao microscópio, as rochas pelíticas mostram argilominerais recristalizados para sericita, por vezes desenvolvendo sombras de pressão ao redor de cristais de minerais opacos (Santos e Pena Filho 2000).

Ramos *et al.* (1984) descreveram em testemunho de sondagem da Docege no flanco norte da serra das Andorinhas uma sucessão química de ambiente marinho representada por calcários dolomíticos, com níveis de brecha intraformacional, chert e folhelho carbonoso intercalados.

A Formação São Roque marca uma sedimentação continental fluvial entrelaçada com contribuições de

leques aluviais, planície de inundação e lagos, enquanto a Formação Cachoeirinha denota uma sedimentação marinha rasa, associada a lagos costeiros (Santos e Pena Filho 2000).

Baseado na correlação prévia com o Grupo Rio Fresco e deste com a Formação Águas Claras, posicionada no Neoarqueano (Mougeot *et al.* 1996, Dias *et al.* 1996), o Grupo Gemaque foi também posicionado no Arqueano (Santos 2003, Faraco *et al.* 2004b). Adicionalmente, Macambira (1992) datou cristais de zircão detrítico de um quartzito, atribuído a esta unidade, por U-Pb TIMS, e obteve idades entre 2,76-3,15 Ga (Tabela 2.1) que denotam fontes detríticas arqueanas, e estabelecem uma idade máxima de sedimentação de 2,76 Ga. Por outro lado, Santos e Pena Filho (2000) identificaram litoclastos de granito subvulcânico, riolito e grãos de ortoclásio e quartzo bipiramidal com baias de corrosão, os quais correlacionaram ao magmatismo félsico anorogênico do Paleoproterozóico (ca. 1,88 Ga). Além disso, estes autores também mencionaram metamorfismo de contato nos psamitos e pelitos do Grupo Gemaque, causado por intrusões graníticas paleoproterozóicas (ca. 1,88 Ga).

Oliveira *et al.* (2007) baseados na ocorrência de material epiclástico e conglomerados com seixos das rochas epiclásticas no topo do Grupo Gemaque, sugeriram a existência de um vulcanismo contemporâneo à sedimentação.

As evidências acima descritas sugerem que diferentes rochas sedimentares e metassedimentares foram consideradas como pertencentes ao Grupo Gemaque, que deveria ser restrito às sucessões transgressivas de bacia plataformal que se assemelham às do Grupo Rio Fresco. Portanto, admite-se que a sedimentação do Grupo Gemaque pode ter ocorrido no Paleoproterozóico, durante o Sideriano ou até no Riáciano, quando deve ter se estabelecido uma plataforma continental, como sugerido para o Grupo Rio Fresco. (MLV)

#### *Formação Gorotire (PP23go)*

Na bacia do rio Fresco, no sudeste do Pará, aflora uma sucessão siliciclástica que Barbosa *et al.* (1966) reuniram na Formação Gorotire. Estes autores descreveram na seção-tipo da Formação Gorotire, localizada na serra dos Gradaús, uma sequência de arenitos arcoseanos alterados (caulínicos), de granulação grossa a média, e quartzo arenitos (ortoquartzíticos) de granulação média, com intercalações de arenitos finos, lentes de concentrados de ilmenita e níveis de seixos (de 2,5 a 7,5 cm) de quartzo, quartzito e jaspelitos. Estes autores estenderam as ocorrências da Formação Gorotire para oeste, e sugeriram que a mesma estaria dobrada, com eixos caindo para NW e SE.

A Formação Gorotire recobre discordantemente o Grupo Rio Fresco na serra dos Gradaús (Barbosa *et al.* 1966). Nas ocorrências mais a sul as rochas desta formação recobrem as rochas neoarqueanas e riácianas do Domínio Santana do Araguaia, mas alguns contatos são marcados por falhas NW-SE que predominam neste domínio.

O posicionamento da Formação Gorotire em relação ao vulcanismo félsico do Grupo Iriri, do Domínio Iriri-Xingu, tem sido uma questão polêmica. Silva *et al.* (1974) distinguiram uma sucessão siliciclástica mais jovem (Formação Triunfo), não dobrada, contendo clastos de material vulcânico do Grupo Iriri e de quartzo arenitos

da Formação Gorotire, mas posicionaram ambas as formações como posteriores ao vulcanismo, assim como Pastana *et al.* (1980) e Cunha *et al.* (1981). Por outro lado, Martins e Araújo (1979) se valem da ausência de clastos vulcânicos na seção tipo da Formação Gorotire para posicioná-la sob as rochas vulcânicas do Grupo Iriri.

A falta de estudos sistemáticos, bem como as correlações regionais tem favorecido estas controvérsias. No presente trabalho, optou-se por restringir a Formação Gorotire à sucessão siliciclástica com predomínio de material quartzoso e sem contribuição de material vulcânico que ocorre na bacia do rio Fresco, e mais ao sul, nas serras do Mururé e Matão, sobre as rochas do Grupo Rio Fresco, e do Complexo Santana do Araguaia e do Tonalito Rio Dezoito.

Trabalhos anteriores descrevem dobras nas rochas da Formação Gorotire (Barbosa *et al.* 1966, Silva *et al.* 1974, Cunha *et al.* 1981). Contudo, pode tratar-se de estruturas aparentes resultantes de falhas que bascularam as camadas.

A exceção de registros localizados de metamorfismo térmico (Cunha *et al.* 1981) e metassomatismo (Andrade *et al.* 1986b) causados por intrusões ígneas, não há registros de paragêneses e microtexturas realmente diagnósticos de metamorfismo regional. As feições de recristalização de quartzo e mica branca descritas por esses autores podem estar relacionadas aos falhamentos e a percolação de fluidos hidrotermais que afetaram as rochas desta formação.

Barbosa *et al.* (1966) atribuíram à sedimentação da Formação Gorotire a uma transgressão marinha pré-siluriana, que posteriormente passou a ser interpretada como uma sedimentação continental pré-cambriana relacionada a um sistema fluvial (Silva *et al.* 1974, Pastana *et al.* 1980, Cunha *et al.* 1981).

Amaral (1974) obteve idades K-Ar entre  $1439 \pm 38$  e  $1496 \pm 55$  Ma para diques de diabásio e gabro que cortam as rochas da área tipo da Formação Gorotire, e admitiu uma idade mínima da sedimentação para esta unidade de 1,5 Ga. Além disso, Andrade *et al.* (1986b) descreveram na serra do Matão sienitos e diques de andesito intrusivos em rochas desta unidade, que provavelmente são relacionados ao magmatismo paleoproterozóico de 1,88 Ga.

Monteiro *et al.* (2004) dataram na região da serra do Matão, no Domínio Santana do Araguaia, cristais de zircão detrítico de um quartzito (quartzo arenito?) correlato à Formação Gorotire, que forneceram idades entre  $2154 \pm 9$  e  $2035 \pm 5$  Ma (Tabela 2.1), com raros grãos com cerca de 2,5 Ga. Estes dados indicam predomínio de fontes detríticas riacianas e uma idade máxima de deposição de 2,03 Ga.

A ausência de fontes detríticas relacionadas às rochas ígneas paleoproterozóicas de cerca de 1,88 Ga, e a presença de fontes detríticas riacianas (2,15-2,03 Ga), sugerem que a Formação Gorotire se depositou durante o Paleoproterozóico, no início do Orosiriano, ou antes, no Riáciano. (MLV)

### 3. 1. 1. 6 – Magmatismo Félsico Intracontinental Suíte Intrusiva Jamon (PP3yj)

Dall'Agnol *et al.* (2005) propôs a Suíte Granítica Jamon para englobar diversos corpos graníticos com características geoquímicas de granitos tipo-A oxidados. Neste trabalho será adotada a denominação Suíte

Intrusiva, ao invés de Suíte Granítica, adotando-se, porém, o mesmo nome designativo.

Esta suíte é composta pelos granitos *Jamon* (PP3yjj), *Bannach* (PP3yjb), *Cachoeirinha* (PP3yjc), *Gradaús* (PP3yjr), *Manda Saia* (PP3yjms), *Marajoara* (PP3yjmj), *Musa* (PP3yjm), *Redenção* (PP3yjre), *São João* (PP3yjjo) e *Seringa* (PP3yjs), dentre outros, sem designação formal.

Estes corpos são intrusivos, indiscriminadamente, em todas as unidades do Domínio Rio Maria, com diâmetro/comprimento maior variando de 8 a 45 km. Apresentam formas variadas, definem corpos circunscritos, alongados, ou com contornos irregulares, isotrópicos, embora sejam comumente seccionados por falhas e fraturas rúpteis de direções variadas (N-S, NW-SE, WNW-ESE e NE-SW), as quais influenciam grandemente o relevo, caracterizado por feições topográficas positivas, que os distingue de suas encaixantes. Em termos de assinatura aerogeofísica, nos mapas aerogamaespectrométricos são marcados por anomalias radiométricas expressivas.

São granitos de coloração rosada, avermelhada ou acinzentada, leuco a hololeucocráticos, de granulação média a grossa, localmente fina ou pegmatóide, com textura equigranular a heterogranular, apresentando localmente textura porfirítica, inclusive *rapakivi* (Figura 3.4). Os tipos petrográficos caracterizados são principalmente sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos. São definidos mineralogicamente por quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio, biotita, hornblenda, clorita e muscovita. Como acessórios ocorrem minerais opacos, zircão, apatita, magnetita, ilmenita, allanita, titanita, fluorita, clorita e granada. Epidoto, fluorita, clorita, sericita, minerais argilosos e hidróxidos de ferro são os principais constituintes secundários. Em alguns corpos, a exemplo dos granitos *Jamon*, *Bannach* e *Redenção*, a distribuição de tipos petrográficos sugere um zoneamento composicional, no qual, as fases mais evoluídas tendem a se concentrar nas porções mais centrais dos corpos, e as menos evoluídas ocorrendo nas bordas (Dall'Agnol 1982, Almeida 2005, Oliveira 2006). Associados principalmente aos granitos *Musa* e *Jamon* ocorrem também diques porfiríticos de natureza dacítica e granítica (Dall'Agnol *et al.* 1986, 1999a).

Alguns corpos da Suíte Intrusiva *Jamon* foram estudados geoquimicamente (granitos *Bannach*, *Musa* e *Jamon*), nos quais foi caracterizada uma natureza subalcalina, metaluminosa a peraluminosa, com assinatura geoquímica de granitos intraplaca tipo-A (Almeida 2005, Dall'Agnol *et al.* 1999a). A ocorrência de magnetita intercrescida a ilmenita e formada a partir da oxi-exsolução da titanomagnetita, altas razões de  $\text{FeO}t/(\text{FeO}t+\text{MgO})$ , bem como altos valores de susceptibilidade magnética (da ordem de  $13$  a  $322 \times 10^{-4}$  (SI) nos granitos *Musa* e *Jamon*) demonstram que os granitos desta suíte foram formados em condições oxidantes, comparáveis aos granitos à magnetita (Dall'Agnol *et al.* 1999a).

Quatro corpos desta suíte foram datados (granitos *Seringa*, *Redenção*, *Musa* e *Jamon*) por vários métodos (U-Pb em zircão, Pb-Pb em zircão e rocha total), apresentando idades similares, entre  $1893 \pm 15$  Ma e  $1870 \pm 68$  Ma (Machado *et al.* 1991, Barbosa *et al.* 1995, Dall'Agnol *et al.* 1999a, Avelar 1996; Tabela 2.1),

caracterizando um expressivo magmatismo orosiriano no Domínio Rio Maria.

Dados de isótopos de Nd obtidos em alguns corpos da Suíte Intrusiva Jamon mostram valores de  $\epsilon Nd(t = 1,88 \text{ Ga})$  variando de -10,0 a -8,1, idades  $T_{DM}$  entre 3,02 e 2,60 Ga (Dall'Agnol *et al.* 1999a, Rämö *et al.* 2002; Tabela 2.1), o que, segundo estes autores, indica derivação de fontes crustais similares neoarqueanas. No caso mais específico dos granitos Jamon e Musa, dados de Nd e modelamento geoquímico são consistentes com fontes arqueanas quartzo dioríticas (Dall'Agnol *et al.* 1999).

Dall'Agnol *et al.* (1999a) consideram que os granitos Musa e Jamon foram colocados em níveis crustais rasos, sob pressões em torno de 3 kbar, e foram capazes de gerar metamorfismo de fácies hornblenda *hornfels* em suas encaixantes supracrustais, as quais por sua vez chegam a desenvolver mineralizações de wolframita associadas a veios de quartzo, na região de Pedra Preta, que, segundo Cordeiro *et al.* (1984) e Javier Rios *et al.* (1998), teria relação com a colocação do Granito Musa. (JOB)

### 3.1.2 – Domínio Carajás

#### 3.1.2.1 – Assembléia de Embasamento

##### *Ortogranulito Chicrim-Cateté (A3ch)*

Araújo e Maia (1991) mapearam rochas granulíticas ao longo do rio Cateté, mas correlacionaram-nas ao então Complexo Pium, definido por Docego (1987). No entanto, Ricci (2006a), verificou que as rochas aflorantes ao longo do rio Pium não eram granulitos máficos, mas sim, rochas ígneas gabróicas, que neste projeto definem a unidade Diopsídio Norito Pium. Assim, este último autor extinguiu aquele complexo metamórfico na área-tipo Pium, e reconheceu gnaisses granulíticos apenas numa outra área-tipo, entre a Aldeia Indígena Chicrim e o rio Cateté. Nessa região, o termo Ortogranulito Chicrim-Cateté (seção-tipo no rio homônimo) passa a ser aqui considerado como o único embasamento granulítico do Domínio Carajás.

No atual projeto, na área-tipo Chicrim-Cateté, não foram acrescentadas novas informações de campo, mas foi realizada uma revisão petrográfica e textural das lâminas delgadas e amostras obtidas por Araújo e Maia (1991), as quais confirmaram a existência de gnaisses, e não, de rochas ígneas deformadas, como no caso do Diopsídio Norito Pium. A nova unidade aqui definida é constituída por ortogranulitos charnockíticos a enderbíticos (cálcio-alcálicos, segundo Jorge João *et al.* 1991) e pequenos corpos de granulitos máficos associados. As texturas metamórficas mais comuns são do tipo granoblástica interlobada equigranular, nos tipos félsicos, e poligonal nos máficos.

Em termos geocronológicos, ainda não foram obtidas idades confiáveis na área-tipo Chicrim-Cateté. No entanto, Pidgeon *et al.* (2000) dataram por U-Pb SHRIMP em zircão, um gnaisse enderbítico na área-tipo Pium, obtendo uma idade de  $3002 \pm 14 \text{ Ma}$  para o protólito ígneo, assim como uma idade de  $2859 \pm 9 \text{ Ma}$ , obtida nas bordas de zircões, e interpretada como a do metamorfismo granulítico (Tabela 2.2). Na presente nota explicativa, aquela rocha datada é agora considerada como um possível xenólito do Ortogranulito Chicrim-Cateté, hospedado nas rochas gabróicas do

Diopsídio Norito Pium. Em função disso, essas referidas idades são atreladas à unidade Ortogranulito Chicrim-Cateté. (PFR)

##### *Complexo Xingu (A3xi)*

O Complexo Xingu, na concepção original de Silva *et al.* (1974), incluía corpos gnáissico-migmatíticos, diversos tipos de granulitos e granitóides, além de rochas supracrustais, que se estendia desde o rio Xingu, no Domínio Bacajá, até o sudeste do Pará, no Domínio Rio Maria. Com bases nos dados Rb-Sr e K-Ar para estas rochas no Domínio Bacajá, estes autores sugeriam tratar-se de um complexo de rochas arqueanas retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico. Trabalhos posteriores de mapeamento ou compilação mantiveram a concepção original do Complexo Xingu (Issler *et al.* 1974, Santos *et al.* 1975, Cunha *et al.* 1981, Schobbenhaus *et al.* 1984, Jorge João *et al.* 1987, Santos *et al.* 1988).

Cordani *et al.* (1984) demonstraram, a partir de dados Rb-Sr e K-Ar, que enquanto as rochas a norte da serra dos Carajás (porção oriental do Domínio Bacajá) e do extremo sudeste do Pará (Domínio Santana do Araguaia) eram afetadas pelo Evento Transamazônico, as rochas dos domínios Carajás e Rio Maria teriam sido preservadas durante este evento. A confirmação de idades arqueanas, por U-Pb e Pb-Pb na década de 90, para as rochas dos domínios Carajás e Rio Maria (Machado *et al.* 1991, Pimentel e Machado 1994, Avelar 1996, Huhn *et al.* 1999a) e o avanço na cartografia geológica, permitiram individualizar vários granitóides arqueanos a partir do Complexo Xingu nestes domínios. No entanto, os ortognaisses mesoarqueanos do Domínio Carajás e parte dos granitóides e ortognaisses do extremo sudeste do estado (Domínio Santana do Araguaia) continuaram a ser referidos como Complexo Xingu, mesmo nos trabalhos de compilação mais recentes (Faraco *et al.* 2004 a, b, Lacerda Filho *et al.* 2004).

Nos domínios Bacajá e Santana do Araguaia, novos dados Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd (Macambira *et al.* 2001a, 2003, Vasquez *et al.* 2005, Vasquez 2006, este trabalho) e trabalhos de mapeamento realizados no presente projeto, propiciaram a individualização de novas unidades e o abandono do termo Complexo Xingu.

Nesta nota explicativa, é proposta uma redefinição do referido complexo, agora restrito ao Domínio Carajás, que segundo Ricci *et al.* (2003b), estende-se para norte apenas até o Lineamento Cinzento. Este balizador, segundo aqueles autores, está associado a bruscos contrastes metamórficos, litológicos, estruturais e de granitogênese (de um lado e de outro), além de ligado a zonas anormalmente mineralizadas.

O Complexo Xingu passa, então, a incorporar somente embasamento mesoarqueano, composto por ortognaisses e migmatitos associados, fortemente bimodais (ricos em ortoanfibólitos), que foram embasamento ou encaixantes das seqüências de *greenstone belts* e granitóides neoarqueanos do Domínio Carajás. Predominam composições tonalíticas (granodioríticas e trondhjemiticas, subordinadas), segundo Araújo *et al.* (1991), além de supostos corpos granitóides, muito pouco estudados. Em termos tectono-estruturais, da escala de mapa até a de lâmina delgada, estas rochas apresentam padrões anastomosados e fortemente assimétricos, e são controladas por um

regime tectônico imbricado (em geral, foliações com mergulhos  $< 60^\circ$  e *trend* E-W). Além destes contrastes em relação aos complexos metamórficos do Domínio Bacajá (regime transcorrente e estruturas paralelizadas e simétricas), o Complexo Xingu difere-se ainda por exibir intensa migmatização, mas pouca geração de mobilizados graníticos (Araújo *et al.* 1991).

Um ortognaisse granodiorítico do Complexo Xingu, coletado nas proximidades de São Félix do Xingu, forneceu uma idade de cristalização do protólito de  $2974 \pm 15$  Ma, obtida por Avelar *et al.* (1999), por Pb-Pb em zircão (Tabela 2.2). Por sua vez, nos arredores da cidade de Curionópolis, Machado *et al.* (1991) obtiveram, pelo método U-Pb em zircão, uma idade de  $2859 \pm 2$  Ma em leucossoma (Tabela 2.2), interpretada como a de uma última migmatização. (PFR)

#### *Diopsídio Norito Pium (A3δpi)*

Hirata *et al.* (1982) foram os primeiros a reconhecerem rochas metamórficas infracrustais, ao sul da serra dos Carajás, enquanto Docegeo (1987) definiram o então Complexo Pium (seção-tipo no rio homônimo), para reunir esses granulitos. Ricci (2006a) verificou que, na realidade, no corpo cortado pelo rio Pium, ocorrem apenas rochas ígneas, monotonamente gabróicas (e não granulitos máficos), compondo um corpo intrusivo, com deformação variável, e de cristalização profunda (gabros da série charnockítica). No presente relatório, é nesse último sentido que as rochas dessa seção-tipo são entendidas e, portanto, hierarquizadas como corpo geológico, sob a designação Diopsídio-Norito Pium. Este termo foi aqui adotado por ser, aquele clinopiroxênio, um mineral-chave da catazona para rochas gabróicas, ao contrário do ortopiroxênio, que não é exclusivo deste nível crustal.

Esta nova unidade (restrita às cercanias do rio homônimo) é representada por um corpo batolítico, alongado na direção regional E-W, que reúne rochas gabróicas diversas (noritos, gabronoritos, hornblenda gabronoritos e hornblenda gabros), maciças a foliadas, incluindo as variedades ricas em quartzo. As texturas são tipicamente gabróicas e bem preservadas, tais como a granular-hipidiomórfica (modificada ou não para porfiroclástica), ou aquelas com plagioclásios tabulares paralelizados (*parallel texture*), e também, com plagioclásios tabulares entrecruzados (*crisscross granular texture*). O caráter ígneo é respaldado, também, pelos freqüentes intercrescimentos entre clinopiroxênio e ortopiroxênio, bem como piroxênios com maclamento primário (Figura 3.5). A presença de diopsídio, de hornblenda titanífera, castanho-esverdeada, e de titano-biotita avermelhada caracteriza o ambiente crustal profundo de cristalização deste corpo. Além disso, nas raras rochas milonitizadas, agregados feldspáticos poligonizados também atestam as altas T de recristalização sinorogênica.

A idade desses gabros é ainda desconhecida. Pidgeon *et al.* (2000) estabeleceram numa rocha metamórfica de composição enderbítica da área-tipo Pium, uma idade de cristalização magmática de  $3002 \pm 14$  Ma, através do método U-Pb SHRIMP em zircão, e outra do metamorfismo granulítico de  $2859 \pm 9$  Ma, obtida nas bordas do referido mineral. No entanto, Ricci (2006a) argumenta que a rocha datada não é representativa do corpo em questão, e nem é ígnea,

podendo, supostamente, se tratar de um xenólito do Ortogranulito Chicrim-Cateté, unidade proposta neste projeto para designar o embasamento granulítico do Domínio Carajás. (PFR)

### **3. 1.2.2 – Greenstone Belts**

#### *Grupo Grão Pará (A4gp)*

O Grupo Grão-Pará (CVRD/CMM 1972) é constituído por uma espessa seqüência de rochas vulcânicas superiores e inferiores (Formação Parauapebas, Meireles *et al.* 1984), e jaspilitos com minério de ferro (Formação Carajás, CVRD/CMM 1972), que ocorre nos flancos norte e sul da Serra dos Carajás, e em outros segmentos alongados de direção geral E-W, fotointerpretados, até próximo ao limite ocidental com o Domínio Iriri-Xingu. É descrito como repousando discordantemente sobre os gnaisses do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974, Machado *et al.* 1991).

Dois principais modelos geotectônicos têm sido propostos para o Grupo Grão-Pará, que admitem evolução ligada a ambientes de rifte continental (Gibbs *et al.* 1986, Docegeo 1988, Olszewski *et al.* 1989, Oliveira *et al.* 1993, Macambira 2003 e outros) ou a arcos magmáticos (Meireles e Dardenne 1991, Teixeira 1994, Silva *et al.* 2005, Lindenmayer *et al.* 2005, Lobato *et al.* 2005, Zucchetti 2007). (CGS)

#### *Formação Parauapebas (A4pp)*

Esta unidade corresponde às rochas vulcânicas máficas que ocorrem na base e topo da Formação Carajás, representando derrames basálticos, além de rochas vulcânicas félsicas subordinadas e intrusões máficas. O termo Formação Parauapebas foi citado inicialmente por Meireles *et al.* (1984) apenas para a unidade basáltica inferior, e posteriormente adotado para toda a seqüência vulcânica do Grupo Grão-Pará, a exemplo de Araújo e Maia (1991) e Pinheiro (1997). A individualização dos basaltos superiores como Formação Igarapé Cigarra, proposta por Macambira *et al.* (1990), não foi utilizada neste trabalho pela dificuldade de separação cartográfica entre as duas seqüências vulcânicas.

De modo geral, as rochas máficas da Formação Parauapebas são descritas como corpos estratiformes sob a Formação Carajás, com contatos concordantes, que refletem uma contemporaneidade entre estas duas formações (Beisiegel *et al.* 1973, Gibbs e Wirth 1990, Macambira 2003). Contatos tectônicos entre estas unidades também são descritos por Pinheiro (1997). As rochas máficas incluem os derrames basálticos e rochas intrusivas como *sills* e diques, que receberam variadas classificações, como basaltos, basaltos andesíticos, andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos, dacitos, quartzo dioritos, dioritos e gabros (Gibbs *et al.* 1986, Olszewski *et al.* 1989, Araújo *et al.* 1991, Lindenmayer *et al.* 1994a, 2005, Teixeira *et al.* 1997, Huhn *et al.* 1999b, Meireles e Dardenne 1991, Macambira 2003, Silva *et al.* 2005, Zucchetti 2007). Ocorrem também associados aos derrames basálticos inferiores, níveis pouco espessos de rochas piroclásticas básicas a intermediárias, além de derrames e tufo félsicos descritos como riolitos, *lapilli* tufo, tufo vítreos e de cristais (Gibbs *et al.* 1986, Meireles e Dardenne 1991).

A seqüência basáltica superior, descrita por Gibbs *et al.* (1986), se caracteriza por apresentar um percentual menor de derrames basálticos, tufos finos, siltitos tufáceos, filitos, cherts e grauvacas associados. Intercalações lenticulares de formação ferrífera são tidas como critérios distintivos desta seqüência por Beisiegel *et al.* (1973). Teixeira *et al.* (1997) e Macambira (2003) correlacionam esta seqüência ao Grupo Igarapé Bahia.

De modo geral, as rochas máficas exibem granulação fina a grossa com texturas e mineralogias primárias preservadas, exceto nas áreas deformadas, as quais indicam condições metamórficas de fácies xisto verde baixo a anquimetamórficas. As estruturas e texturas mais comumente descritas são: maciça, amigdaloidal, vesicular, variolítica, estruturas de fluxo, *quench*, hialofílica, intergranular, ofítica, subofítica, porfirítica e glomeroporfirítica. A assembléia mineral primária é constituída por plagioclásio, anfibólio, piroxênio e olivina. Minerais descritos como acessórios e secundários são clorita, actinolita/tremolita, ilmenita/titanita, leucocênio, albita, mica branca, biotita, quartzo, epidoto, calcedônia, hematita, magnetita, rutilo, talco, escapolita, sulfetos e carbonatos (Beisiegel *et al.* 1973, Lemos e Villas 1983, Meireles *et al.* 1984, Meirelles 1986, Gibbs *et al.* 1986, Olszewski *et al.* 1989, Araújo *et al.* 1991, Meirelles e Dardenne 1991, Lindenmayer *et al.* 1994a, Teixeira 1994, Teixeira *et al.* 1997, Pinheiro 1997, Macambira e Silva 1998, Macambira 2003, Lobato *et al.* 2005, Zucchetti 2007).

A Formação Parauapebas é afetada pelo Sistema Transcorrente Carajás, sinistral, de caráter rúptil a rúptil-dúctil, e pela Falha Carajás, de direção NW-SE, e seus *splays* subordinados, aos quais se associam um complexo padrão estrutural com desenvolvimento de dobras e falhas diversas (Pinheiro 1997, Pinheiro e Holdsworth 1997, 2000).

A Formação Parauapebas foi afetada por pelo menos dois eventos de alteração hidrotermal, um de espilitização associado à extrusão vulcânica submarina (Beisiegel *et al.* 1973, Meirelles 1986, Teixeira *et al.* 1997, Zucchetti 2007), e outro posterior, associado à intrusão do granito orosiriano Serra dos Carajás (Teixeira *et al.* 1997), bem como à mineralização de ferro (Lobato *et al.* 2005, Zucchetti 2007).

A natureza do vulcanismo máfico desta unidade é controversa, variando desde afinidades toleítica a cálcio-alcálica, com magmas sendo gerados em ambientes de rifte continental (Gibbs *et al.* 1986, Olszewski *et al.* 1989, Oliveira *et al.* 1993, Macambira 2003), arcos de ilhas associados a zonas de subducção (Meirelles 1986, Meirelles e Dardenne 1991, Teixeira 1994, Silva *et al.* 2005, Lindenmayer *et al.* 2005), e arco magmático continental com crosta continental atenuada, em ambiente de retroarco (Zucchetti 2007).

As idades U-Pb em zircão obtidas para a Formação Parauapebas são concordantes entre si, entre  $2757 \pm 7$  Ma e  $2760 \pm 11$  Ma (Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Trendall *et al.* 1998; Tabela 2.2), obtidas em metarriolitos que ocorrem intercalados aos metabasaltos inferiores. Os valores de  $\epsilon Nd$ , entre +4,6 e -7,0, e as razões isotópicas iniciais de Sr para os metabasaltos e metarriolitos indicam que são rochas originadas de fusões mantélicas com assimilação de crosta continental mais antiga (Gibbs *et al.* 1986, Olszewski *et al.* 1989), corroborado ainda por dados litoquímicos (Zucchetti 2007).

Nesta unidade ocorrem vários depósitos de Cu-Au, como o Alvo GT-46 (Silva *et al.* 2005) no flanco norte da Serra dos Carajás, e os depósitos do Sossego (Carvalho *et al.* 2004, Villas *et al.* 2004), Cristalino (Soares *et al.* 2001), Alvo 118 (Rigon *et al.* 2000) e Alvo Estrela (Lindenmayer *et al.* 2005), localizados na região da Serra do Rabo, porção sudeste da Serra dos Carajás. (CGS)

#### *Formação Carajás (A4cj)*

Esta unidade contém o protominério das jazidas de ferro de Carajás, descoberto em 1967 pelos geólogos da Companhia Meridional de Mineração, e que constitui o topo de vários platôs nos flancos da Serra dos Carajás, conhecido como serras Norte e Sul. Sua espessura é estimada em torno de 200 a 300 m, e os contatos inferior e superior com a Formação Parauapebas descritos como concordantes por CVRD/CMM (1972) e Beisiegel *et al.* (1973), enquanto Meirelles e Dardenne (1991) admitem que estas relações podem ser mais estruturais do que estratigráficas.

A Formação Carajás encontra-se mais estudada na serra Norte e é descrita como constituída por jaspillitos, com bandamento definido pela alternância de micro e mesobandas de óxidos de ferro (hematita, magnetita e martita), jaspe (chert impregnado por hematita fina) e/ou chert branco, além de carbonatos subordinados (Figura 3.6). A granulação destas rochas é fina, com textura granoblástica, sendo por vezes venulados e brechados (Beisiegel *et al.* 1973, Beisiegel 1982, Meirelles 1986, Macambira e Silva 1995, Macambira 2003, Lindenmayer *et al.* 2001a, Figueiredo e Silva *et al.* 2004, 2005, Lobato *et al.* 2005).

Várias estruturas sedimentares deposicionais e pós-deposicionais preservadas são descritas nesta formação (Meirelles 1986, Macambira e Silva 1995, Lindenmayer *et al.* 2001a, Macambira 2003), tais como laminação plano-paralela, esferulitos de provável origem orgânica, estruturas de escavação e preenchimento (*scour-and-fill*), estruturas de escorregamento (*slump*), marcas de sobrecarga, estruturas em chama e brechas de dissolução, que segundo vários autores indicam que esta formação não sofreu metamorfismo regional (Macambira e Silva 1995, Lindenmayer *et al.* 2001, Macambira 2003). Na região da Serra Sul, Lindenmayer *et al.* (2001a) descrevem as formações ferríferas com magnetita recristalizada, interpretada como provocada por metamorfismo de contato por um sill gabro-diorítico, com destruição das estruturas primárias.

No geral, esta formação apresenta feições de deformação rúptil a rúptil-dúctil, em níveis crustais rasos, como falhas, zonas de cisalhamento e um complexo padrão de dobras delineado pelo acamamento primário. *Splays* com transcorrências e cavalgamentos ligados a Falha Carajás, interrompem a continuidade dos corpos de jaspillitos na região da Serra Norte (Ladeira e Cordeiro 1988, Pinheiro 1997, Macambira 2003).

Os jaspillitos mostram composição litoquímica variável, ausência de material terrígeno, e são interpretados como formados por precipitação química em plataforma submarina rasa, ampla e tectonicamente estável, com contribuição de fumarolas/fontes hidrotermais (Lindenmayer *et al.* 2001a, Macambira e Schrank 2002).



A idade de deposição da Formação Carajás é inferida a partir da datação de rochas metavulcânicas concordantes ao acamamento dos jaspilitos, com intervalos entre  $2740 \pm 8$  e  $2757 \pm 18$  Ma (Trendall *et al.* 1998, Macambira *et al.* 1996, Krymsky *et al.* 2002, Tabela 2.2). Análises Sm-Nd nos jaspilitos também indicaram uma idade neoarqueana de  $2593 \pm 260$  Ma, com  $\epsilon_{Nd}$  de -4,2 (Lobato *et al.* 2005, Tabela 2.2), indicativo de contaminação com crosta mais antiga, já que os jaspilitos são considerados como produto de exalação vulcânica. Segundo Macambira (2003), o intervalo máximo de deposição desta unidade é de 29 Ma, considerando-se como idade máxima a da Formação Parauapebas, de  $2759 \pm 2$  Ma (Machado *et al.* 1991), e a idade mínima de  $2740 \pm 8$  Ma (Trendall *et al.* 1998) de um sill que corta a Formação Carajás.

Esta unidade contém as jazidas de ferro de alto teor (<65%) da Serra dos Carajás, como as do platô de N4, na porção norte desta serra. (CGS)

#### *Grupo Igarapé Salobo (A4is)*

Docegeo (1988) formalizou o Grupo Igarapé Salobo, a partir da Sequência Salobo (Farias e Saueressig 1982), para definir uma seqüência metavulcano-sedimentar cujas rochas sustentavam diversos segmentos de serras, tais como as do Salobo, da Redenção e do Cinzento, as quais ocorrem na região limítrofe entre os domínios Carajás e Bacajá. Costa e Siqueira (1990) defendiam que elas compunham uma estruturação do tipo duplex distensivo, relacionado ao Sistema Transcorrente Cinzento. Contudo, segundo a literatura disponível (Martins *et al.* 1982; Docegeo 1988, Lindenmayer 1990, 1998, 2003, Siqueira 1990, 1996, Lindenmayer e Fyfe 1991, Réquia *et al.* 1995, Pinheiro 1997), essas várias serras apresentam metamorfismo desde a fácies xisto verde baixo até granulito (incompatível com a hierarquia de grupo, conforme Petri *et al.* 1986), além de possuírem diferentes conteúdos litológicos e potenciais metalogenéticos. Em função disso, neste projeto é proposta a redefinição do Grupo Igarapé Salobo, que passa agora a incorporar apenas rochas metavulcano-sedimentares (com mineralização polimetálica), expostas na serra do Salobo, enquanto, as de alto grau, da serra do Cinzento (quartzitos com sillimanita e granada, segundo Siqueira 1990), passam a definir o Grupo Novolândia, pertencente ao Domínio Bacajá. São também excluídas do grupo em questão as supracrustais da serra da Redenção (clorita-quartzo xistos e clorita quartzitos, de fácies xisto verde baixo, segundo Siqueira 1990), que aqui passam a fazer parte da unidade denominada de Sequência Rochas Supracrustais 1, também do Domínio Bacajá.

Segundo esta nova concepção, no Grupo Igarapé Salobo predominam rochas metaclásticas (quartzo-clorita xistos, granada-biotita xistos e quartzitos), xistos com proporções variadas de magnetita, fayalita, anfibólio, quartzo e plagioclásio e (supostas) "formações ferríferas" (?). Metavulcânicas básicas a intermediárias são subordinadas (Docegeo 1988, Siqueira 1990). O metamorfismo alcança a fácies anfibólito médio (isógradas da granada, hornblenda e da cummingtonita-grunerita), e o padrão estrutural é de foliações verticalizadas (*trend* WNW-ESE), intensas feições de transposição e corpos rochosos estirados e bastante interdigitados tectonicamente (Siqueira 1996).

O conhecido depósito de Cu (Au-Mo-Ag) da serra do Salobo pode representar um critério metalogenético para diferenciar este grupo das seqüências encontradas nas serras do Cinzento e da Redenção, onde não há mineralizações conhecidas.

Machado *et al.* (1991) obtiveram uma idade U-Pb em zircão de  $2761 \pm 3$  Ma (Tabela 2.2), em anfibólitos do Grupo Igarapé Salobo. Mesmo sendo interpretada pelos autores como de metamorfismo, esta idade é também coincidente com as idades de formação de outras seqüências metavulcano-sedimentares (entre 2,74 e 2,78 Ga; Tabela 2.2), do Domínio Carajás. (PFR, CGS)

#### *Grupo Igarapé Bahia (A4ib)*

Segundo Docegeo (1988), o Grupo Igarapé Bahia representa uma seqüência metavulcano-sedimentar arqueana, metamorfozizada em fácies xisto verde baixo, de direção geral NNW, subverticalizada, que aflora como uma pequena janela estrutural dentro da Formação Águas Claras, porção centro-oeste da estrutura sigmoidal de Carajás.

Este grupo foi inicialmente subdividido pela Docegeo (1988) nas formações Grota do Vizinho (inferior) e Sumidouro (superior), enquanto nos trabalhos mais recentes (Soares *et al.* 1999, Ronzê *et al.* 2000) encontra-se descrito segundo dois domínios principais: um metavulcânico inferior e outro metassedimentar superior.

O domínio metavulcânico é constituído predominantemente por rochas metavulcânicas máfico-intermediárias (metabasaltos, metandesitos e metadacitos), intercaladas com subordinadas metavulcanoclásticas e formações ferríferas. O domínio metassedimentar é composto predominantemente por rochas metassedimentares clásticas (metarritmitos, metargilitos, metassiltitos, metagrauvacas) intercaladas com metavulcanoclásticas intermediárias a ácidas (metatufos de cristal maciços a laminados, finos, e metalapilli tufos), metabasaltos e rochas metassedimentares químicas (formações ferríferas bandadas e oolíticas, além de chert). Separando as duas seqüências ocorre uma zona de brechas ou rochas fragmentárias, hospedeira da mineralização principal de cobre, que é interpretada como de origem hidrotermal epigenética (Ronzê *et al.* 2000, Tazava e Oliveira 2000, Tallarico *et al.* 2005 e outros) ou singenética, produto de atividade hidrotermal freática (Almada e Villas 1999) e de fluxo de detritos (Dreher *et al.* 2005, 2008).

De modo geral, vários autores descrevem as rochas deste grupo com texturas igneas e estruturas sedimentares primárias preservadas, apesar de apresentarem uma foliação moderada a fraca e uma expressiva alteração hidrotermal marcada por cloritização, sulfetação, metassomatismo de Fe, carbonatação, silicificação, biotitização, com precipitação de ouro, prata, fluorita, apatita, anfibólio, turmalina, uraninita, carbonatos de ETR, cassiterita e Fe-pirosmalita (Ferreira Filho e Danni 1985, Ribeiro 1989, Soares *et al.* 1999, Sachs 1993, Pinheiro 1997, Ronzê *et al.* 2000, Tallarico *et al.* 2000b, Villas *et al.* 2001, Galarza e Macambira 2002a, Santos 2002, Dreher 2004).

Segundo Pinheiro (1997), as rochas deste grupo, o qual denominou de Grupo Igarapé Pojuca, apresentam uma clivagem ardosiária penetrativa e lineações

minerais, que servem como critérios para distinguir esta unidade da Formação Águas Claras.

Estudos geoquímicos nas rochas máficas apontam uma natureza toleítica para o vulcanismo, apesar de destacarem a forte influência da alteração hidrotermal nestas rochas, provavelmente gerado em um ambiente intraplaca tipo rifte continental. (Ribeiro 1989, Sachs 1993, Villas *et al.* 2001, Galarza e Macambira 2002a). A seqüência metassedimentar é interpretada como turbidítica, por Dreher (2004), admitindo um ambiente marinho profundo com eventos súbitos de subsidência relacionados a falhas de crescimento ativas.

O intervalo de idades obtidas em rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas deste grupo varia entre  $2745 \pm 1$  Ma e  $2776 \pm 12$  Ma (Tallarico *et al.* 2005, Galarza 2002, Galarza e Macambira 2002a, Santos 2002; Tabela 2.2). Considerando-se apenas as obtidas em zircão por U-Pb SHRIMP e Pb-Pb, a idade de formação desta unidade pode ser considerada como 2,75 Ga (Tabela 2.2). Idades  $T_{DM}$  entre 2,96 e 3,13 Ga acompanhadas por valores negativos de  $\epsilon Nd$  (-0,85 a -2,1; Tabela 2.2), composições isotópicas de Pb muito radiogênicas, além da presença de cristais de zircão herdados de 2,86 a 3,07 Ga nas rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas, indicam evidências de uma crosta continental pré-existente mesoarqueana quando da colocação deste magmatismo (Galarza 2002, Galarza *et al.* 2003, Santos 2002).

O Grupo Igarapé Bahia hospeda os depósitos de Au supergênico do Igarapé Bahia (já lavrado) e Cu-Au do Alemão, este último descoberto pela Docegeo em 1996 (Soares *et al.* 1999). (CGS, HRS)

#### *Grupo Igarapé Pojuca (A4pj)*

Trata-se de uma seqüência metavulcano-sedimentar arqueana, metamorfizada na fácies xisto verde alto a anfibolito baixo, que constitui uma faixa estreita e alongada, segundo a direção N50W, com mergulhos variando entre 50°NE e 60°SW (Farias *et al.* 1984, Docegeo 1984). O Grupo Igarapé Pojuca foi formalizado por Docegeo (1988), que definiu a sua área-tipo no Igarapé Pojuca, afluente da margem esquerda do Igarapé Azul, extremo norte da Serra dos Carajás. Ocorrem intrusivos neste grupo corpos graníticos neoarqueanos (Granito Itacaiúnas de 2,56 Ga, Souza *et al.* 1996) e proterozóicos de 1,87 Ga (Granito Pojuca, Machado *et al.* 1991) e 1,58 Ga (Leucogranito do Depósito de Gameleira, Lindenmayer *et al.* 2001b), além de corpos básicos de 2,62-2,70 Ga (Galarza e Macambira 2002b).

As descrições deste grupo são oriundas de trabalhos de pesquisa mineral em corpos mineralizados de Cu-Zn, sobretudo, a partir de testemunhos de sondagens, que foram denominados de corpos 1, 2, 3 e 4 e Pojuca Leste, este último conhecido hoje como Gameleira. De modo geral, o Grupo Igarapé Pojuca é composto predominantemente por rochas metavulcânicas básico-intermediárias (metandesitos, metabasaltos, biotita xistos, granada-biotita xistos, anfibólito xistos granatíferos, biotita xistos com fragmentos, anfibolitos e hornblenditos), freqüentemente hidrotermalizados (a biotita/clorita, cordierita, antofilita, anfibólitos, albita e quartzo), com intercalações de rochas metassedimentares psamo-pelíticas de composição

variada (xistos com granada, andaluzita, muscovita, biotita, quartzo e plagioclásio) e formações ferríferas bandadas (fácies óxido-silicato com estruturas sindeposicionais preservadas), intrudidas por rochas máficas descritas como anfibolitos, metagabros, metabasaltos, quartzo-dioritos (Docegeo 1984, 1988, Farias *et al.* 1984, Saueressig 1988, Medeiros Neto e Villas, 1985, Winter 1994, Lindenmayer *et al.* 2001b, Galarza 2002). Os biotita-anfibólito xistos são os hospedeiros principais da mineralização de Cu nos corpos 1, 2 e 3 (Docegeo 1984) e a Formação Corpo Quatro (Docegeo 1988) no corpo homônimo. Esta formação é constituída essencialmente por rochas metassedimentares clasto-químicas descritas como dois litotipos informais: rochas bandadas (níveis alternados de anfibólitos, quartzo, sulfetos, magnetita, almandina e/ou biotita e níveis descontínuos de chert) e xistos com fragmentos (clastos de chert (?) em matriz de anfibólito e biotita, ou com proporções variadas de almandina, biotita, anfibólitos, quartzo, plagioclásio, antofilita e cordierita), ambos com pirrotita, calcopirita e esfalerita (Farias *et al.* 1984, Docegeo 1988, Saueressig 1988).

Lindenmayer *et al.* (2001b) admite que a diversidade de litotipos descritos no depósito de Gameleira, é produto de graus variados de deformação e alteração hidrotermal, com os mais ricos em biotita representando extrema alteração hidrotermal. Ainda, segundo estes autores, as formações ferríferas representam hidrotermalitos ("veios" bandados com quartzo, grunerita, biotita verde, magnetita e sulfetos) com assinatura geoquímica de fonte crustal granítica, e origem ligada à colocação dos granitos e da mineralização epigenética paleoproterozóica.

O pico de metamorfismo desta seqüência metavulcano-sedimentar, segundo Winter (1994) é anfibolito baixo, dado pelas assembléias minerais de hornblenda, plagioclásio e biotita nas rochas metamáficas, e grunerita, quartzo, granada e biotita nas metassedimentares e ainda pelo espectro Raman de grafita nas rochas bandadas, com condições de P e T estimadas de 5-7 kbar e 450-600°C.

Os dados geoquímicos para as rochas metavulcânicas deste grupo são interpretados de duas formas controversas, com composição similar a toleítos arqueanos, gerados em ambiente intraplaca continental (Winter 1994), rifte continental ou margem continental ativa (Galarza 2002), ou com afinidade cálcio-alcálica, com características de magmas de arcos continentais e de arcos de ilha (Lindenmayer *et al.* 2001b).

Admite-se a idade de  $2732 \pm 3$  Ma (U-Pb em zircão, Tabela 2.2), obtida por Machado *et al.* (1991) em uma amostra de formação ferrífera e interpretada como idade do metamorfismo regional, como indicativa da idade de formação do Grupo Igarapé Pojuca, visto que a mesma é comparável às idades isocrônicas Sm-Nd de  $2719 \pm 80$  e  $2757 \pm 81$  Ma (Pimentel *et al.* 2003, Tabela 2.2), obtidas para metandesitos e metandesitos+metagabros do depósito Gameleira, respectivamente. Valores negativos de  $\epsilon Nd$  entre -0,8 e -3,26 indicam contaminação do magma original por crosta continental antiga, consistente com as idades modelos entre 2,9 e 3,4 Ga (Pimentel *et al.* 2003, Galarza e Macambira 2002b; Tabela 2.2). (CGS, HRS)

*Grupo Rio Novo (A4ro)*

O termo Rio Novo foi utilizado inicialmente por Hirata *et al.* (1982) e Meireles *et al.* (1982) para a seqüência metavulcano-sedimentar que aflora na região de Serra Pelada, extremo nordeste do Domínio Carajás, que a correlacionaram com as seqüências tipo *greenstone belt* da região de Rio Maria. A formalização como Grupo Rio Novo foi feita por Araújo e Maia (1991), e corroborada por Oliveira *et al.* (1994), que ampliaram a área de ocorrência deste grupo, englobando as rochas circunvizinhas, pertencentes ao Grupo Igarapé Pojuca, de Docegeo (1988), as rochas metassedimentares que constituem a serra do Sereno e os corpos máfico-ultramáficos do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga. No presente trabalho, a cartografia do Grupo Rio Novo segue, em linhas gerais, a de Araújo e Maia (1991) e Oliveira *et al.* (1994), extraíndo-se o Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga, que é considerado uma unidade independente. A cartografia deste grupo na sua porção meridional, região sul-sudoeste de Curionópolis segue a de Pinheiro (1997), que a denominou de Grupo Igarapé Pojuca. Salienta-se aqui que, embora se tenha mantido a designação Grupo Rio Novo, estudos mais sistemáticos são necessários para uma melhor definição desta unidade.

O Grupo Rio Novo, segundo Araújo e Maia (1991) e Oliveira *et al.* (1994), é constituído por metamafitos, metaultramafitos, metaquartzitos, formações ferríferas bandadas, xistos micáceos e metapelitos grafitosos, manganésiferos e ferruginosos.

Segundo Oliveira *et al.* (1994) os metaultramafitos são representados por actinolita xistos, talco xistos, antofilita-clorita-talco xistos, antofilita-tremolita xistos e serpentinitos. Os metamafitos são constituídos por actinolita xistos, com foliação milonítica. Os metaquartzitos variam de granulação fina a muito grossa e as formações ferríferas bandadas são constituídas por quartzo e hematita. Além desses litotipos, destaca-se a seqüência metassedimentar que ocorre no garimpo de Serra Pelada, representada por filitos sericíticos e quartzo sericíticos, derivados de siltitos, argilitos e argilitos siltíticos. Esta seqüência essencialmente sedimentar foi designada de Formação Serra Pelada por Jorge João *et al.* (1982), enquanto Meireles *et al.* (1982) a correlacionaram ao então Grupo Rio Fresco.

Segundo Araújo e Maia (1991) e Oliveira *et al.* (1994), o Grupo Rio Novo foi submetido a condições metamórficas de fácies xisto verde baixo e alto (quartzitos com sillimanita) e processos deformacionais polifásicos com taxas de deformação variadas. Estes autores admitem que a estruturação regional do Grupo Rio Novo esta ligada à terminação leste do Sistema Transcorrente Cinzento, que corresponde a uma estrutura tipo "rabo de cavalo", formada por zonas de cavalgamento oblíquo NE-SW, que divergem a partir de uma zona transcorrente principal WNW-ESE.

Pinheiro (1997) interpreta esta seqüência metavulcano-sedimentar como uma unidade de cobertura, apresentando metamorfismo de fácies xisto verde baixo predominante, com graus mais altos próximo ao Complexo Granítico Estrela. Este autor descreve ainda uma pervasiva fábrica milonítica nestas rochas (Figura 3.7), permitindo diferenciá-las do grupo Grão Pará, que ainda preservam estruturas primárias.

A idade mínima do Grupo Rio Novo é nearqueana, sugerida pelas idades do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga ( $2763 \pm 7$  Ma, Machado *et al.* 1991) e do Complexo Granítico Estrela ( $2763 \pm 7$  Ma, Barros *et al.* 2001b), ambos intrusivos neste grupo. Outra indicação de idade arqueana para este grupo é a idade de  $2658 \pm 213$  Ma (Pb-Pb em rocha total, Tabela 2.2), obtida por Reis *et al.* (2001) em rochas metamáficas no depósito de Serra Verde, a oeste de Curionópolis.

Dentre os principais depósitos minerais associados ao Grupo Rio Novo, merece destaque os depósitos de Au de Serra Pelada, Cutia e Formiga, o depósito de Cu-Au de Serra Verde, Mn da Serra do Sereno e Fe da Serra Leste. (CGS, CLC)

*Grupo Aquiri (A4aq)*

O Grupo Aquiri foi proposto por Soares *et al.* (1988) para agrupar uma seqüência metavulcano-sedimentar que ocorre no extremo oeste da Serra dos Carajás, e que constitui uma estrutura regional elíptica, de direção geral E-W, que se estreita na porção ocidental.

Em mapeamento geológico à montante do Igarapé Aquiri, Soares *et al.* (1988) reconheceram dois domínios de rochas supracrustais, sendo um representado por rochas metavulcano-sedimentares de fácies anfibolito (formações Azulona e Cuxiú), não individualizadas em mapa, e outro representado essencialmente por rochas metassedimentares psamo-pelíticas, de fácies xisto verde que poderia representar uma outra formação do Grupo Aquiri ou ser correlato ao então Grupo Rio Fresco. Segundo estes autores, a Formação Azulona (porção inferior) é constituída por metabasaltos com intercalações de metaultramáficas subordinadas, metarriolitos, metatufos de cristal, metalapilli tufos e formações ferríferas de fácies óxido, enquanto a Formação Cuxiú (porção médio-superior) é definida por xistos paraderivados e formações ferríferas de fácies óxido-silicato, com intercalações subordinadas de metarcóseos, metabasaltos e metatufos. Estruturalmente, estes autores descreveram uma foliação de direção geral N40-70°W, com mergulhos de 60-80° para NE e secundariamente para SW, além de zonas de cisalhamento dúctil, *pods*, clivagens de crenulação, *kink-bands*, dobras centimétricas/métricas e isoclinais fechadas.

Macambira e Vale (1997) descreveram o Grupo Aquiri em quatro conjuntos rochosos, metamorfizados em fácies xisto verde a anquimetamórfico: 1) rochas metavulcânicas ácidas (metadacitos e metariodacitos), 2) rochas metavulcânicas máficas (xistos actinolíticos dominantes), 3) rochas metassedimentares (quartzitos micáceos, filitos ferruginosos e formações ferríferas bandadas) e 4) arenitos anquimetamorfizados. Geoquimicamente, as rochas metabásicas representam toleitos ricos em Fe e Ti, tipo TH1 de Condie (1981), com características de ambiente de arco de ilhas e transicional. Este grupo é marcado por zonas de cavalgamento oblíquo sinistrais de direção geral WNW-ESE (Macambira e Vale 1997).

No atual projeto, o Grupo Aquiri é considerado como uma unidade indivisa, seguindo Macambira e Vale (1997), que não o subdividiram em formações. Ressalta-se ainda, a possibilidade das rochas metassedimentares de mais baixo grau, que ocorrem na porção central da estrutura elíptica, representar de fato outra unidade litoestratigráfica, conforme uma das proposições iniciais de Soares *et al.* (1998).

A idade do Grupo Aquiri é inferida como arqueana superior por Soares *et al.* (1988) e Macambira e Vale (1997), por correlação com o Grupo Grão Pará ( $2759 \pm 2$  Ma; Machado *et al.* 1991).

Garimpos de ouro na porção norte do Grupo Aquiri e ocorrências de ferro foram relatados por Macambira e Vale (1997). (CGS, CLC)

*Grupo São Félix (A4sf)*

Macambira e Vale (1997) designaram de Grupo São Félix as seqüências metavulcano-sedimentares que ocorrem nas serras de São Félix e do Eldorado, porção extremo sudoeste do Domínio Carajás, inicialmente correlacionadas ao Grupo Grão Pará (Silva *et al.* 1974).

O Grupo São Félix, segundo Macambira e Vale (1997), é constituído por rochas metaultramáficas, metamáficas, metavulcânicas ácidas e metassedimentares, que apresentam deformação heterogênea desde pouco deformadas até com forte estiramento mineral e milonitização. As rochas metaultramáficas e metamáficas são representadas por anfibolitos e

clorita xistos, metabasaltos e serpentinitos, finos a afaníticos. As metavulcânicas ácidas são afaníticas e de ocorrência subordinada. O conjunto metassedimentar é representado por metarenitos, metarcóseos, metagrauvas, filitos ferruginosos, xistos micáceos, quartzitos e formações ferríferas bandadas. Na região da Serra de São Félix, a norte, tem-se um maior predomínio de rochas vulcânicas, enquanto na Serra do Eldorado, a sul, dominam filitos, metagrauvas e mica xistos, podendo vir a constituir um grupo distinto, segundo Macambira e Vale (1997). Estruturalmente, estes autores descrevem na região da Serra do Eldorado, transcorrências destrais subverticais de direção N-S predominantemente, e na Serra de São Félix, zonas de cavalgamento oblíquo de direção NW-SE e WNW-ESE.

O metamorfismo que afetou as supracrustais do Grupo São Félix é de fácies xisto verde. O quimismo dos metamafitos indica composição toleítica, tipo TH2 de Condie (1981), com características de ambiente tipo arco de ilha, no entanto sem descartar a possibilidade de um ambiente continental ou transicional (Macambira e Vale 1997).

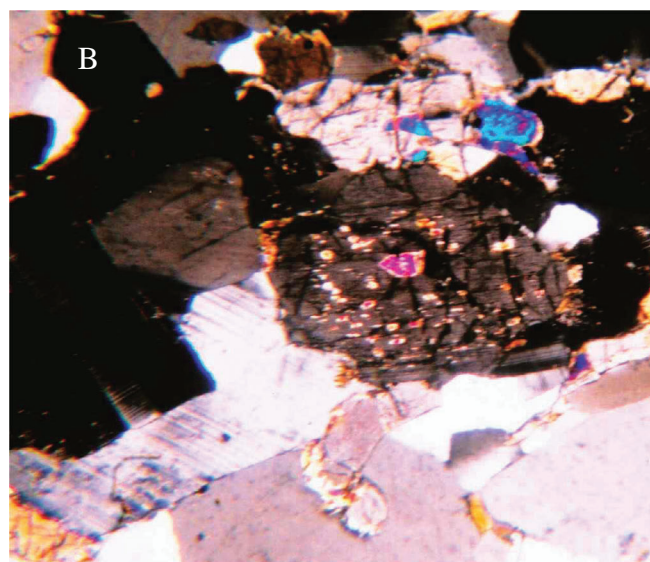
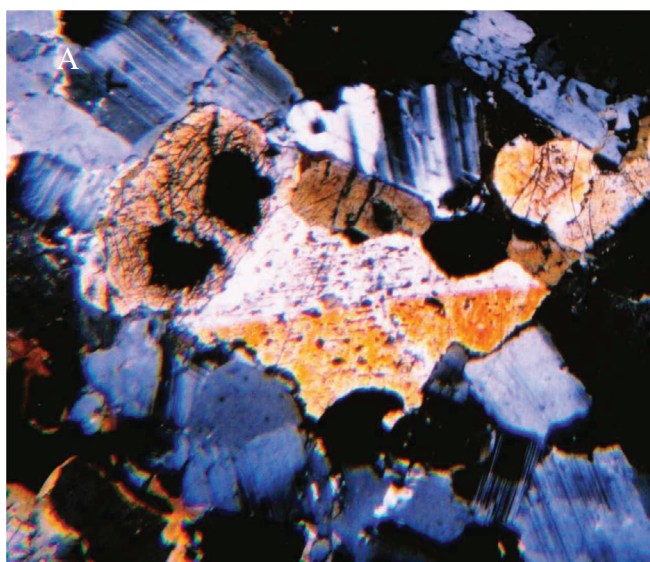


Figura 3.5 – Aspectos microtexturais do Dipsídio Norito Pium: (A) Maclamento ígneo em clinopiroxênio, incompatível com uma origem metamórfica, (B) Típico intercrescimento ígneo entre clinopiroxênio (blebs) e ortopiroxênio, confirmando a origem magmática.



Figura 3.6 – Aspecto bandado dos jaspilites da Formação Carajás. Foto: Afonso C. R. Nogueira.



Figura 3.7 – Xisto máfico do Grupo Rio Novo, apresentando pervasiva foliação milonítica. Foto: Carlos Eduardo de M. Barros

A idade deste grupo é desconhecida, sendo inferida como arqueana superior por Macambira e Vale (1997) por correlação crono-litoestrutural com o Grupo Grão-Pará ( $2759 \pm 2$  Ma; Machado *et al.* 1991). Outras relações estratigráficas são dadas pelas intrusões discordantes dos corpos da Suíte Intrusiva Cateté ( $2378 \pm 55$  Ma, Macambira e Tassinari 1998) e dos granitos Mocambo ( $1862 \pm 16$  Ma, Teixeira *et al.* 2002a) e Serra da Queimada ( $1887 \pm 5$  Ma, Pinho *et al.* 2006).

Associados ao Grupo São Félix são registrados depósitos de ferro (formações ferríferas e crostas ferruginosas) e ocorrências de ouro. (CGS, CLC)

#### *Grupo São Sebastião (A4ss)*

O Grupo São Sebastião foi definido por Macambira e Vale (1997) para designar as rochas metassedimentares e metamáficas que ocorrem no médio curso do igarapé São José (também conhecido como São Sebastião), no extremo noroeste do Domínio Carajás, as quais foram inicialmente correlacionadas ao Grupo Grão Pará, por Silva *et al.* (1974).

Segundo Macambira e Vale (1997), este grupo se distribui principalmente em uma faixa alongada de direção NE-SW, cujos litotipos são metarenitos, metarcóseos, quartzitos micáceos, formações ferríferas e metavulcânicas máficas, metamorfisados em fácies xisto verde e com uma variada anisotropia estrutural. As metamáficas representam basaltos komatiíticos, toleíticos e Fe-toleíticos, com padrão de elementos terras raras similar aos basaltos TH1 e TH2 de Condie (1981), e características gerais de ambiente tipo arco de ilha. Este grupo é marcado por zonas de cavalgamento oblíquo sinistrais de direção NE-SW (Macambira e Vale 1997).

Macambira e Vale (1997) admitem uma correlação entre os grupos São Sebastião e Grão-Pará ( $2759 \pm 2$  Ma; Machado *et al.* 1991), com base em similaridades litológicas e deformacionais, uma vez que inexistem dados geocronológicos para o Grupo São Sebastião. Uma idade mínima sideriana é dada pela Suíte Intrusiva Cateté ( $2378 \pm 55$  Ma, Macambira e Tassinari 1998), intrusiva nesta unidade.

Garimpos de ouro e depósitos de ferro de alto teor associados às formações ferríferas foram relatados por Macambira e Vale (1997) na área de abrangência deste grupo. (CGS)

### **3. 1.2.3 – Granitos de Alto K**

#### *Complexo Granítico Estrela (A4γ2e)*

Dall'Agno *et al.* (1986) chamaram atenção ao fato de existirem rochas granitóides deformadas e gnaissificadas ao sul da rodovia Serra Norte-Marabá (atual PA-275), sugerindo que as mesmas não eram representantes do embasamento da região. Hirata *et al.* (1982) a partir da interpretação de dados aerogeofísicos correlacionaram estes granitóides aos granitos paleoproterozóicos da então Suíte Serra dos Carajás, denominando-o de Granito Estrela. Posteriormente, Meireles *et al.* (1984) consideraram estes granitóides mais antigos que os granitos paleoproterozóicos, em virtude da constatação da forte deformação. Araújo *et al.* (1988) empregaram o termo Gnaiss Estrela, que foi corroborado por Araújo e Maia (1991). No presente trabalho será empregado o termo já consagrado Complexo Granítico Estrela, de Barros (1997), para designar estes granitóides,

aflorantes ao sul da PA-275, entre os municípios de Parauapebas e Curionópolis, na porção norte-nordeste do Domínio Carajás.

Este complexo é representado por um corpo elíptico, com eixo maior na direção E-W, intrusivo nos grupos Rio Novo e Grão Pará. É representado por rochas de coloração cinza claro, médias a finas, com predominância de monzogranitos sobre tonalitos, granodioritos e sienogranitos (Barros e Barbey 1998).

Estruturalmente este complexo se destaca pela associação de um bandamento magmático primário  $S_0$ , caracterizado pela alternância de níveis máficos e quartzo-feldspáticos (Figura 3.8), com orientação concêntrica e concordante aos limites do complexo; uma foliação tectônica  $S_1$  definida pela orientação preferencial de minerais máficos e agregados achatados de quartzo e que afeta o bandamento magmático  $S_0$ , e uma foliação milonítica  $S_{1m}$  de orientação geral E-W subvertical, quase sempre concordante à foliação  $S_1$  (Barros e Barbey 1998).

Em termos geoquímicos, segundo Barros *et al.* (2001a), o Complexo Granítico Estrela se assemelha aos granitos tipo A, demonstrando altas concentrações de  $Na_2O + K_2O$  (5,7 a 8,4 %), altas razões  $FeO/(FeO+MgO)$  (0,96-0,99), altas concentrações de elementos incompatíveis ( $Zr = 146-640$  ppm,  $Y = 13-404$  ppm,  $Nb = 21 - 45$  ppm), padrões de ETR moderadamente fracionados [ $(La/Sm)_N = 3.09 - 7.78$ ;  $(Gd/Yb)_N = 1.22 - 2.33$ ] e baixa razão inicial  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ( $0,7018 \pm 0.002$ , Barros *et al.* 1992, Barros 1997).

Uma datação Pb-Pb em zircão forneceu idade de cristalização de  $2763 \pm 7$  Ma para o Complexo Granítico Estrela (Barros *et al.* 2001b; Tabela 2.2). Barros *et al.* (2004) obtiveram valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  de -0,38 e -2,06 e idades-modelo  $T_{DM}$  de 2,97 e 3,19 Ga, que indicam fontes crustais mesoarqueanas para os magmas geradores deste complexo. (JOB)

#### *Granito Planalto (A4γ2p1)*

A designação Granito Planalto foi empregada por Huhn *et al.* (1999a) para definir um corpo (área-tipo) situado na região da Serra do Rabo, extremidade leste da Falha Carajás, na porção oriental do Domínio Carajás, a qual também foi empregada por Gomes (2003) para denominar outros corpos localizados mais a sul.

São granitos de coloração rosada com pontuações escuras, que correspondem a concentrações de minerais máficos (hornblenda principalmente, e biotita), granulação média a grossa, localmente fina, inequigranulares, anisotrópicos, contendo frequentemente enclaves máficos. No diagrama QAP, Gomes (2003) individualizou sienogranitos, monzogranitos e feldspato alcalino granitos. Em termos químicos, segundo aquele autor, são granitos de caráter alcalino, metaluminosos a fracamente peraluminosos, com características semelhantes a dos granitos tipo-A.

Estruturalmente, Huhn *et al.* (1999a) admite que a deformação planar é mais acentuada que o desenvolvimento de lineações, e que as rochas apresentam-se fortemente milonitizadas na borda do corpo, enquanto nas porções centrais as estruturas planares são pouco desenvolvidas. Estes autores observaram que até mesmo onde não há evidências macroscópicas de deformação, há alguma recristalização do quartzo e, em menor proporção, do feldspato, o



Figura 3.8 – Bandamento composicional magmático típico de granitóides do Complexo Granítico Estrela. Foto: Carlos Eduardo de M. Barros.

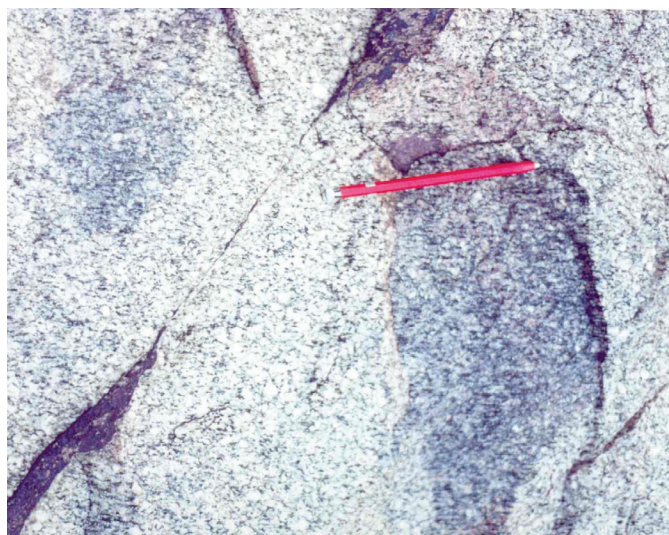


Figura 3.9 – Aspecto da foliação do Granito Serra do Rabo. Foto: Carlos Eduardo de M. Barros.

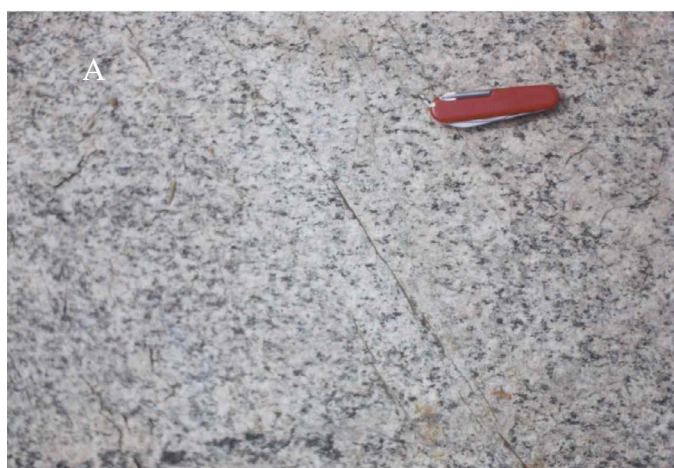
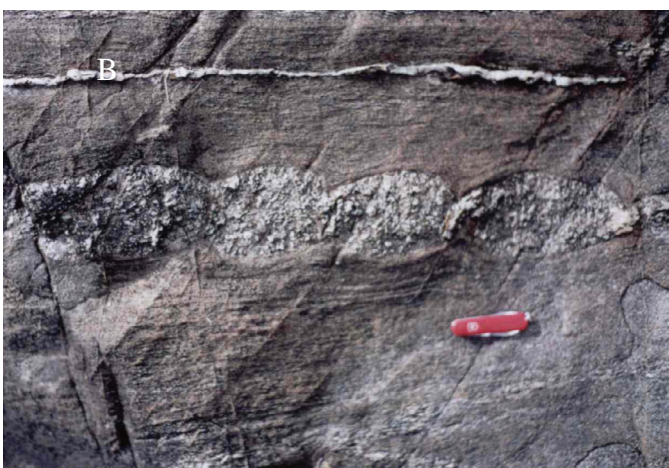


Figura 3.10 – Granito Igarapé Gelado, exibindo foliação incipiente (A), ou proeminente foliação milonítica, ressaltada por veios quartzosos concordantes (B).



que permite diferenciar estas rochas dos granitos anorogênicos paleoproterozóicos da região.

Huhn *et al.* (1999a) obtiveram na área tipo uma idade de  $2747 \pm 2$  Ma, através do método Pb-Pb em zircão (Tabela 2.2), interpretada como idade de cristalização. (JOB)

#### *Granito Serra do Rabo (A4γ2sr)*

Próximo à terminação leste da Falha Carajás, nas proximidades da Serra do Rabo, afloram dois *stocks* graníticos alongados segundo a estruturação regional E-W, denominados por Sardinha (2002) de Granito Serra do Rabo. Segundo Sardinha *et al.* (2001), estes corpos eram relacionados ora ao embasamento regional (Complexo Xingu), ora aos granitos anorogênicos paleoproterozóicos, como o Granito Serra dos Carajás, recebendo denominações diferentes tais como: Granito Borrachudo (Docegeo 1988), e Granito Rancho Alegre (Pinheiro 1997).

O Granito Serra do Rabo é constituído por feldspato alcalino granitos e sienogranitos, sendo a fácies predominante de microclínio granitos, de textura fanerítica, granular hipidiomórfica, granulação média e coloração rosa-acinzentada com pontuações escuras,

devidas aos minerais máficos. Rochas com texturas micrográficas são comuns (Sardinha *et al.* 2001).

As rochas apresentam-se isotrópicas, ou desenvolvem foliação ( $S_1$ ) de direção E-W, com mergulhos subverticais, levemente anastomosada, e marcada pela orientação preferencial dos grãos de quartzo e dos minerais máficos (Figura 3.9). Localmente ocorrem bandas miloníticas/ultramiloníticas ( $S_{1m}$ ) de espessuras métricas a decimétricas, concordantes à foliação  $S_1$  (Sardinha e Barros 2002). Estes autores admitem que a foliação  $S_1$  é anterior a  $S_{1m}$ , o que demonstra um aumento de deformação em temperatura decrescente, que indica a natureza sintectônica do Granito Serra do Rabo.

Segundo Sardinha e Barros (2002), as rochas desta unidade apresentam teores algo elevados de  $SiO_2$ ,  $K_2O$  e  $Na_2O$ , com altas razões de  $FeO^*/(FeO^* + MgO)$  e altas concentrações de Zr, Ba, Nb, Ga e terras raras, o que se reflete em uma assinatura alcalina metaluminosa, similar à dos granitos do tipo-A. Ainda segundo estes autores, a origem do magma do Granito Serra do Rabo poderia ser explicável pela fusão parcial de rochas crustais, em níveis rasos, a temperaturas em torno de  $900^\circ C$ .

A idade do Granito Serra do Rabo é indicada por uma idade de  $2743 \pm 1,6$  Ma, obtida através do método U-Pb em zircão (Sardinha *et al.* 2001, Tabela 2.2), a qual foi interpretada como sendo a idade de sua colocação. (JOB)

#### *Diorito Cristalino (A4γ2cr)*

A designação Diorito Cristalino é utilizada para um corpo de composição predominantemente diorítica, anteriormente denominado por Huhn *et al.* (1999a) de Intrusivas Dioríticas, localizado na região da Serra do Rabo, porção centro-leste do Domínio Carajás, intrusivo no Complexo Xingu e em rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Grão-Pará.

Trata-se de dioritos, quartzo-dioritos, microquartzo dioritos e microtonalitos, de textura granular fina a grosseira, até porfirítica, com evidências de deformação rúptil (Huhn *et al.* 1999a). Estes autores interpretam microdioritos e micro-quartzo dioritos como rochas subvulcânicas relacionadas à intrusão rasa. Microclinização, albitização e escapolitização são os principais tipos de alteração destas rochas, ocorrendo em menor proporção ferrificação, sericitização e cloritização (Huhn *et al.* 1999b).

Huhn *et al.* (1999a) obtiveram uma idade de  $2738 \pm 6$  Ma para esta unidade (Tabela 2.2), através do método Pb-Pb em zircão, a qual foi interpretada como idade de cristalização, além da idade de  $2953 \pm 2$  Ma fornecida por um xenocristal.

Huhn *et al.* (1999b) consideram que a mineralização do depósito de Cu (Au) do Cristalino está associada à colocação de corpos do Diorito Cristalino em suas encaixantes metavulcano-sedimentares. (JOB)

#### *Granito Plaquê (A4γ2pq)*

Araújo *et al.* (1988) identificaram corpos lenticulares de granitóides deformados, amplamente distribuídos no Domínio Carajás, os quais denominaram de Suíte Plaquê, interpretando-os como produtos de fusão crustal durante um evento de cisalhamento dúctil. Araújo *et al.* (1991) interpretaram estes corpos como tendo sido gerados concomitantemente à evolução do Cinturão Itacaiúnas, redefinindo-os como Granito Estratóide Plaquê. Neste trabalho será empregada a denominação Granito Plaquê, utilizada por Macambira e Vale (1997).

Esta unidade, de ocorrência restrita ao Domínio Carajás, é representada por diversos corpos lenticulares, orientados predominantemente segundo E-W, que, segundo Araújo *et al.* (1991), mantêm relações de contato concordante, e geralmente tectônico, com o Complexo Xingu.

Os corpos que definem esta unidade são compostos predominantemente por granitos, com biotita e/ou muscovita, de coloração rosa clara a rosa avermelhada, granulação média a grossa, equi ou inequigranulares, com tipos pouco foliados ou até apresentando pronunciada foliação milonítica, e exibindo microtexturas porfiroclásticas ou granolepidoblásticas (Araújo e Maia 1991, Macambira e Vale 1997).

Estudos petroquímicos de corpos desta unidade indicam um caráter cálcio-alcálico a alcalino com características típicas de granitos crustais sin-colisionais (Jorge João e Araújo 1992, Macambira *et al.* 1996, Macambira e Vale 1997).

Datações desta unidade, realizadas em corpos localizados na região de Tucumã, forneceram idades de  $2727 \pm 29$  Ma (Avelar 1996) e  $2736 \pm 24$  Ma (Avelar *et al.* 1999) pelo método Pb-Pb evaporação em zircão (Tabela 2.2). (JOB)

#### *Granito Igarapé Gelado (A4γ2ge)*

O Granito Igarapé Gelado, individualizado por Barbosa (2004), aflora no extremo norte do Domínio Carajás, e corta rochas dos grupos Grão-Pará, Igarapé Pojuca, Rio Novo, e Igarapé Salobo. Barbosa *et al.* (2001) descreveram um *stock* granítico em contato com a porção sudoeste do Granito Cigano e denominaram de *Stock* Granítico Geladinho. Neste trabalho consideraremos tal *stock* como a extremidade leste do Granito Igarapé Gelado. Barbosa (2004) detalhou este corpo até os arredores do Rio Itacaiúnas, de modo que seu prolongamento mais a oeste até seu contato com as rochas supracrustais, é inferido e proposto neste trabalho.

Os tipos petrográficos são granodioritos e monzogranitos, que predominam amplamente sobre tonalitos, leucomonzogranitos e sienogranitos, por vezes cortados por veios pegmatíticos e apresentando localmente xenólitos de rochas supracrustais (Barbosa 2004).

Segundo Barbosa (2004), estas rochas exibem uma foliação incipiente a fortemente penetrativa (Figura 3.10), com direção WNW-ESE e E-W, concordante ao *trend* regional, principalmente com mergulhos de alto ângulo, porém localmente mergulhos subhorizontais são observados. A foliação é contínua, regular e marcada pela orientação preferencial dos minerais máficos e dos feldspatos, e ressaltada por veios graníticos/quartzosos concordantes, por vezes boudinados (Figura 3.10). Segundo aquele autor, estas feições estruturais indicam colocação concomitante à atuação de esforços compressivos de direção N-S, similarmente a outros granitos contemporâneos que afloram na região de Carajás, a exemplo do Complexo Granítico Estrela (Barros 1997) e Granito Serra do Rabo (Sardinha 2002).

Em termos geoquímicos, predominam rochas de natureza cálcio-alcálica sobre rochas de tendência alcalina (Barbosa 2004). Ambos os grupos têm teores moderados a altos de Nb e Zr, fazendo com que mesmo os tipos cálcio-alcálicos ocupem em alguns diagramas, campos de granitos tipo-A ou alcalinos. Segundo aquele autor estas rochas foram originadas pela fusão parcial de crosta continental arqueana, em condições de alta temperatura, como sugerem os altos valores de Zr.

A existência de rochas cálcio-alcálicas e alcalinas foi ressaltada por meio dos padrões de ETR, nos quais as rochas de natureza cálcio-alcálica apresentam maior fracionamento destes elementos, com maior enriquecimento de ETRL e empobrecimento em ETRP, em relação às rochas alcalinas. Tais diferenças observadas no comportamento destes elementos podem traduzir diferenças nas fontes, ou nas profundidades de origem dos magmas geradores (Barbosa 2004).

A datação de um monzogranito desta unidade forneceu uma idade de  $2731 \pm 26$  Ma, pelo método Pb-Pb em zircão (Barbosa 2004, Tabela 2.2) a qual foi considerada como idade mínima de cristalização. (JOB)

*Granito Velho Salobo (A4γ3vs)*

O Granito Velho Salobo (Lindenmayer 1990) aflora nos domínios do depósito de cobre do Salobo, extremo norte do Domínio Carajás, na forma de um *stock* com cerca de 200 x 300 m de extensão (Siqueira 1996).

Trata-se de um granito de coloração rosa acinzentada, granulação média a grossa, apresentando texturas protomiloníticas a miloníticas, constituído de ortoclásio-microclínio, oligoclásio, quartzo, augita, hornblenda, clorita e magnetita (Lindenmayer *et al.* 1994b).

A ausência de metamorfismo de contato nas suas rochas encaixantes, levou Lindenmayer (1990) a considerar que a colocação deste corpo se deu sob condições crustais mesozonais. As texturas miloníticas e protomiloníticas observadas tanto no granito quanto em suas encaixantes são interpretadas por Lindenmayer *et al.* (1994b) como indicativas de colocação pré-cisalhamento, enquanto para Siqueira (1996) sugerem colocação sin-cisalhamento para o Granito Velho Salobo.

Em termos geoquímicos, trata-se de um granito alcalino, enriquecido em Nb, Ga, Zr, Y e elementos terras raras, com características de granitos tipo-A (Lindenmayer *et al.* 1994b).

Machado *et al.* (1991) obteve a idade de  $2573 \pm 2$  Ma (U-Pb em zircão, Tabela 2.2) para a colocação deste granito. (JOB)

**3. 1.2.4 – Magmatismo Máfico e Ultramáfico***Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (A4μl)*

A primeira referência sobre o Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga deve-se a Jorge João *et al.* (1982) ao noticiarem, na região da Rodovia PA-257 (Eldorado do Carajás – Parauapebas), a presença de cromititos associados a rochas máfico-ultramáficas, os quais foram posteriormente estudados por Medeiros Filho e Meirelles (1985). Em seguida, vários trabalhos foram publicados sobre este assunto e, entre eles, merece destaque Suita (1988) e Ferreira Filho *et al.* (2007).

Considera-se como Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga dois corpos ígneos acamadados, de natureza máfico-ultramáfica, denominados Luanga (que se destaca por conter uma jazida de Cr-EGP) e Lago Grande, situados na região da Serra Leste, no extremo nordeste do Domínio Carajás. Estes corpos são intrusivos no Grupo Rio Novo e no Complexo Xingu, e estão orientados segundo a direção NE-SW, a qual corresponde a zonas de fraquezas secundárias em relação à estruturação regional WNW-ESE de Carajás.

Segundo Ferreira Filho *et al.* (2007), a estratigrafia magmática do Luanga está tectonicamente invertida, entretanto, com base na seqüência de minerais *cumulus*, estes autores identificaram as zonas ultramáfica, de transição e máfica. A zona ultramáfica consiste predominante de dunitos (olivina e cromita cumulados), com diferentes intensidades de serpentinização; a zona de transição está caracterizada pela presença de harzburgitos (olivina cumulado com ortopiroxênio *intercumulus*), ortopiroxenitos (ortopiroxênio cumulado), ortopiroxenitos com plagioclásio (ortopiroxênio cumulado com plagioclásio *intercumulus*), cromititos (cromita cumulado) e noritos (ortopiroxênio e plagioclásio cumulados); e a zona máfica consiste de uma seqüência espessa de gabros (clinopiroxênio e

plagioclásio cumulados), com intercalação descontínua de ortopiroxenitos e cromitito na porção intermediária.

Essas rochas foram submetidas a um processo metamórfico heterogêneo caracterizado pela preservação de estruturas primárias e transformação dos minerais magmáticos, que resultou em assembléias hidratadas sugestivas de re-equilíbrio em condições de baixo grau metamórfico. A paragênese das rochas máficas consiste de actinolita + clorita + epidoto e indica condições metamórficas de fácies xisto-verde (Ferreira Filho *et al.* 2007). Neste corpo, o acamamento magmático é subvertical em sua porção norte, e mergulha 60-70° para SE na porção sudoeste.

Machado *et al.* (1991) apresentaram uma idade de  $2763 \pm 6$  Ma (U-Pb, Tabela 2.2) para a cristalização magmática do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga.

Estudos de variação críptica (Ferreira Filho *et al.* 2007) indicam composições moderadamente primitivas para o magma parental do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga, com sucessivas injeções de magmas, durante o processo de cristalização, e segregação de sulfetos de Ni concomitante com a evolução magmática. Ferreira Filho *et al.* (2007) admitem um ambiente de rifte continental para a colocação deste complexo, enquanto Suita (1988) admite que são magmas toleíticos colocados em uma bacia pós-arco associada a arcos de ilhas.

Sob o ponto de vista metalogenético a zona de transição é a mais importante, pois armazena as camadas de cromitito, com teores elevados de EGP. Estes estão associados a sulfetos (pirrotita, pentlandita e calcopirita) que são intersticiais aos minerais *cumulus* (Ferreira Filho *et al.* 2007).

Não existem até o momento trabalhos publicados sobre o corpo Lago Grande, o qual foi individualizado por compilação de mapa inédito cedido pela Docegeo. (EBM)

*Suíte Intrusiva Cateté (PP1μc)*

Macambira e Vale (1997) formalizaram a Suíte Intrusiva Cateté para agrupar um conjunto de corpos máfico-ultramáficos, alongados e alinhados preferencialmente segundo E-W e N-S, sendo que alguns destes corpos já haviam sido referidos por outros autores (a exemplo de Heim e Castro Filho 1986, Castro Filho e Mattos 1986, Bernardelli 1982, Araújo e Maia 1991). Nesta unidade estão incluídos os corpos conhecidos como Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho, e outros sem denominação formal.

Em linhas gerais os corpos da Suíte Intrusiva Cateté são constituídos por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos, geralmente de granulação média, equigranulares, e sem evidências de deformação e metamorfismo (Macambira e Vale 1997), que os diferencia do Complexo Máfico-ultramáfico Luanga, metamorfisado em fácies xisto-verde. Os corpos Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho e Igarapé Carapanã foram estudados em maior detalhe por Macambira e Ferreira Filho (2002), sendo que nos dois primeiros aqueles autores individualizaram uma zona ultramáfica inferior e uma zona máfica na porção superior. Na zona ultramáfica predominam dunitos (olivina e clinopiroxênio cumulados), variavelmente serpentinizados, e ortopiroxenitos



(ortopiroxênio cumulado), e a zona máfica é constituída principalmente por gabronoritos (plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio cumulado) (Figura 3.11). Os corpos Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho e Igarapé Carapanã são essencialmente ultramáficos, o que sugere, segundo Macambira e Ferreira Filho (2002), que representem apenas a porção inferior de complexos acamadados maiores.

Os corpos da Suíte Intrusiva Catete são intrusivos em diferentes unidades arqueanas, tais como, o Complexo Xingu, o Granito Plaquê e o Grupo São Félix.

Os corpos da Suíte Intrusiva Cateté estão associados a regimes distensivos que atingiram grandes profundidades. Macambira (1997) sugere que o acamadamento observado e a repetição das camadas nestes corpos indicam injeções múltiplas de magmas, os quais foram submetidos a processos de fracionamento magmático, e alojados em crosta continental siálica. Para o corpo Serra da Onça aquele autor admite uma origem a partir de um magma toleítico, de proveniência mantélica.

Estudos geocronológicos realizados por Macambira e Tassinari (1998) no corpo Serra da Onça, pelo método Sm-Nd (rocha e minerais) determinaram uma idade isocrônica de  $2378 \pm 55,5$  Ma (Tabela 2.2), admitida como idade mínima de cristalização desta suíte. Esta idade ainda é controversa, uma vez que uma idade de  $2766 \pm 6$  Ma (U-Pb SHRIMP, Lafon *et al.* 2000) foi obtida para um gabro do corpo Serra da Onça.

Desde os anos 60, os corpos da Suíte Intrusiva Cateté despertam atenção para o potencial de Ni laterítico, associado aos dunitos serpentinizados. Macambira e Vale (1997) destacaram a vocação metalogenética para Elementos do Grupo da Platina – EGP e sulfetos de Ni, Cu e Co para os diversos corpos desta suíte. Posteriormente, os estudos de Macambira e Ferreira Filho (2005a,b) confirmaram o potencial para EGP para o corpo da Serra da Onça, detectando mineralizações na zona de contato das zonas ultramáfica e máfica. (EBM)

#### *Gabro Santa Inês (A4PP38i)*

Esta unidade é representada por um corpo gabróide alongado segundo NE-SW, localizado no extremo oeste do Domínio Carajás, a sudeste do Complexo Granítico Estrela, e intrusivo no Complexo Xingu e grupos Grão Pará e Rio Novo.

Meireles *et al.* (1984) e Docegeo (1988) foram os primeiros a descreverem esta unidade, denominando-a de Gabro Santa Inês, constituída por gabros porfíricos, leucogabros, microgabros e anortositos, com texturas ofítica, subofítica e porfírica. Araújo e Maia (1991) descreveram estas rochas, sob a designação Máficas Tipo Santa Inês, com uma incipiente foliação e texturas de recristalização em condições de fácies xisto verde, enquanto Pinheiro (1997) admite que não há evidências de reações metamórficas ou deformação, mas apenas uma fraca foliação, definida pelo alinhamento de cristais de plagioclásio. No presente projeto, é retomada a designação original de Gabro Santa Inês, de Docegeo (1988).

Segundo Araújo e Maia (1991), esta unidade é marcada por alto relevo magnético e baixos valores gamaespectrométricos.

A esta unidade já foi atribuída idade jurássica (Meireles *et al.* 1984), proterozóica inferior (Docegeo 1988), e até arqueana (Araújo e Maia 1991). Diques

e corpos máficos, datados entre 2,71 Ga e 198 Ma (Mougeot *et al.* 1996, Santos 2002, Meireles *et al.* 1982, Macambira *et al.* 1990), cortam as seqüências de *greenstone belts* e a Formação Águas Claras do Domínio Carajás, que poderiam ser correlacionados ao Gabro Santa Inês. Em função disso, a idade do Grupo Santa Inês ainda permanece incerta, e neste projeto considera-se que a idade do Gabro Santa Inês pode ser desde neoarqueana a orosiriana. (CGS)

### **3. 1.2.5 – Cobertura Sedimentar**

#### *Formação Águas Claras (A4ac)*

A Formação Águas Claras representa uma cobertura siliciclástica arqueana, não metamorfizada, distribuída amplamente na porção central da estrutura sigmoidal da Serra dos Carajás. Esta formação foi definida inicialmente por Araújo *et al.* (1988) como a unidade superior do Grupo Grão Pará, e posteriormente redefinida por Nogueira (1995), que admite um contato discordante desta formação com os grupos Grão-Pará e Igarapé Pojuca, subjacentes, bem como a existência de outra unidade sedimentar, sobrejacente e discordante, interpretada como Formação Gorotire, não individualizada em mapa.

Nogueira *et al.* (1995) estimaram uma espessura de 1500m para a Formação Águas Claras, individualizando-a em duas unidades litoestratigráficas (Membro Inferior e Membro Superior), com contato gradacional. O Membro Inferior é constituído por siltitos, pelitos e arenitos muito finos subordinados, com estruturas tipo laminação plano-paralela, estratificação cruzada *hummocky*, marcas onduladas e de sobrecarga, distribuídos em sete litofácies, relacionadas a uma plataforma marinha influenciada por tempestades. O Membro Superior é constituído por arenitos finos a grossos e subordinados, ortoconglomerados e pelitos com estratificação do tipo plano-paralela, cruzada acanalada, *hummocky* e tabular, que constituem 14 litofácies, interpretadas como depósitos litorâneos (parte inferior) e fluviais entrelaçados (parte superior). De acordo com os autores acima, as rochas sedimentares manganíferas que ocorrem na mina de manganês do Igarapé Azul fazem parte da seqüência inferior da Formação Águas Claras, que são descritos por Silva (1988) como siltitos e argilitos cinzas a negros, com ou sem manganês, margas e carbonatos manganíferos. Veios de quartzo com Cu-Au cortam essa seqüência sedimentar, segundo Soares *et al.* (1994) e Silva e Villas (1998).

A seção-tipo da Formação Águas Claras é situada na estrada de acesso à mina de Igarapé Bahia (Figura 3.12), a oeste do Igarapé Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995).

Truckenbrodt *et al.* (1996) e Anaisse Jr. (1997) classificam os arenitos da Formação Águas Claras como quartzo arenitos e quartzo arenitos líticos com raros sublitarenitos, constituídos por quartzo, illita, clorita, mica branca, fragmentos líticos de arenitos, pelitos e vulcanitos, e minerais pesados (zircão, turmalina, rutilo), além de raros grãos de feldspato alterado para sericita e fragmentos de chert descritos por Rosa-Costa (1992). Os siltitos contêm principalmente mica branca, quartzo e opacos. Processos pós-deposicionais de compactação, infiltração mecânica de argila,

precipitação de cimento silicoso, formação de caolinita, illitização e cloritização também foram descritos nos arenitos por estes autores.-

Esta formação é localmente deformada, com dobras complexas e falhas, em regiões adjacentes aos principais segmentos da Falha Carajás, de direção NW-SE, que é a principal estrutura presente na região, isolando blocos e domínios tectônicos distintos (Nogueira *et al.* 1995, Pinheiro e Holdsworth 2000).

Segundo Pinheiro e Nogueira (2003), os dados de paleocorrentes da Formação Águas Claras apontam área fonte dos sedimentos a NE e depocentro a SW, indicando uma bacia mais ampla do que a exposta atualmente, além dos domínios da estrutura sigmoidal de Carajás. Estes autores sugerem que esta bacia se alojou por subsidência, a partir de zonas de dilatação formadas sob transtensão dextral.

Com base em dados geoquímicos, Cardoso *et al.* (2001) admitem que a área-fonte dos arenitos, siltitos e seixos de arenitos da Formação Águas Claras seria essencialmente granítica/tonalítica, com restritas rochas básicas.

A Formação Águas Claras é recortada por diques e soleiras máficas, com idades que variam entre  $2708 \pm 37$  Ma (U-Pb em zircão, Mougeot *et al.* 1996) e

$2308 \pm 10$  Ma (Pb-Pb por evaporação em zircão, Santos 2002), sendo que a primeira indica a idade mínima de deposição desta unidade. Idades entre 3048 Ma e 2778 Ma obtidas em zircões detríticos, através do método U-Pb (Mougeot *et al.* 1996, Macambira *et al.* 2001b, Tabela 2.2), associada a idade da intrusiva máfica mais antiga, indicam que a deposição desta unidade ocorreu entre 2708 e 2778 Ma, conforme proposto por Mougeot *et al.* (1996). (CGS)

### 3. 1.2.6 – Magmatismo Félsico Intracontinental Suíte Intrusiva Serra dos Carajás (PP3γsc)

Dall'Agnol *et al.* (2005) propuseram a Suíte Granítica Serra dos Carajás para englobar corpos graníticos com características geoquímicas de granitos tipo-A, aqui representados pelos granitos *Serra dos Carajás* (PP3γscsc), *Cigano* (PP3γsccl), *Pojuca* (PP3γscpo) e *Rio Branco* (PP3γscrb). Neste trabalho será adotada a denominação Suíte Intrusiva, ao invés de Suíte Granítica, adotando-se, porém, o mesmo nome designativo.

Estes corpos intrudem tanto rochas do embasamento como seqüências metavulcano-sedimentares, granitóides e rochas sedimentares arqueanas, apresentam

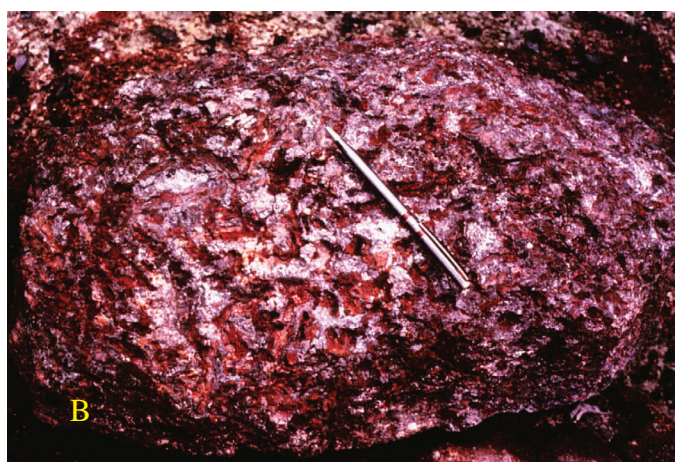
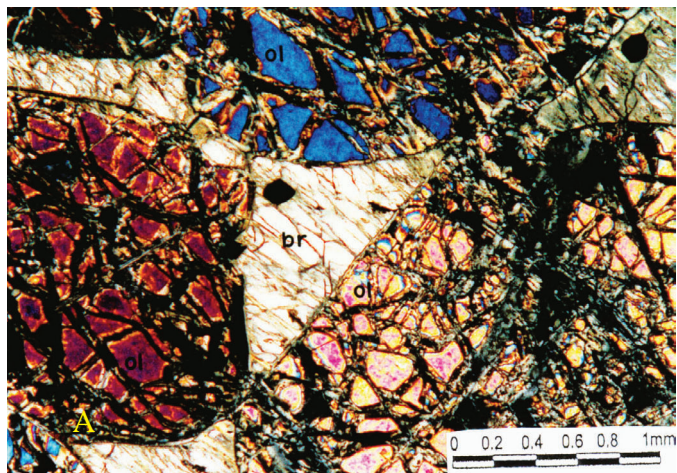


Figura 3.11 – Suíte Intrusiva Catete: (A) Textura mesocumulática em serpentinitos, definida por cristais de olivina cúmulus (ol) e bronzita intercúmulos (br); (B) Gabronorito de granulação grossa, onde observam-se ripas de plagioclásio em arranjo subofítico.

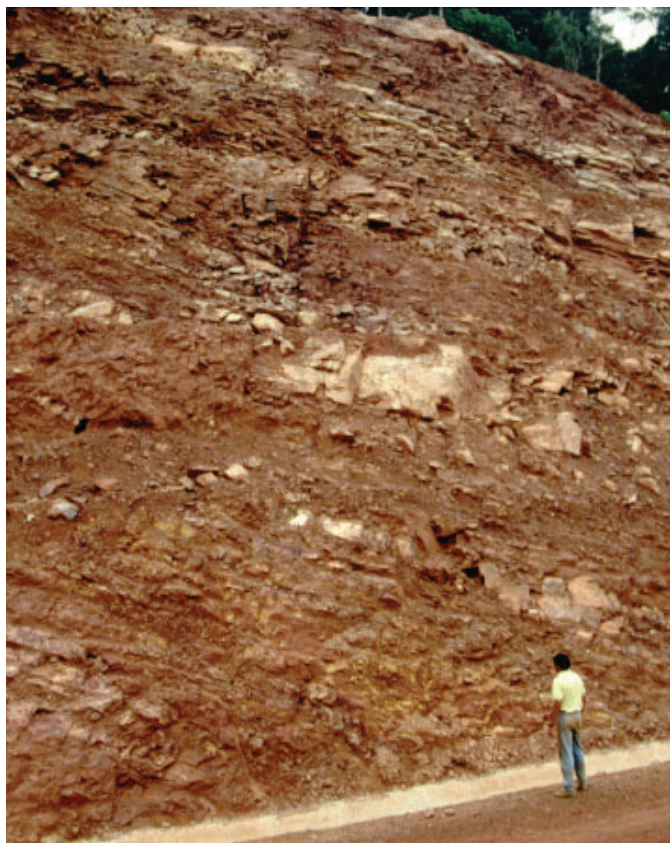


Figura 3.12 – Afloramento em corte de estrada, expondo os depósitos litorâneos do Membro Superior, observado na seção-tipo da Formação Águas Claras. Foto: Afonso C. R. Nogueira.

diâmetro/comprimento maior variando entre 7 e 22 km, e possuem formas geralmente elípticas, com o Granito Serra dos Carajás possuindo leve orientação para nordeste. Em termos de assinatura aerogeofísica, nos mapas aerogamaespectrométricos são marcados por anomalias radiométricas expressivas.

São rochas de coloração rosada, avermelhada até cinza esbranquiçada, granulação média a grossa, isotrópicas, com textura equigranular, podendo variar localmente para tipos porfíricos, e em alguns casos desenvolver texturas *rapakivi*. Caracterizam-se por uma marcante homogeneidade composicional, essencialmente monzogranítica e subordinadamente sienogranítica, ocorrendo ainda álcali-feldspato granitos. A mineralogia essencial é constituída de k-feldspato, quartzo e plagioclásio. Como acessórios são comuns cristais de minerais opacos, zircão, apatita e allanita. Como minerais secundários ocorrem sericita, martita, titanita, turmalina, muscovita, uraninita, topázio, calcita e rutilo. Fluorita, epidoto e clorita podem ser tanto acessórios como secundários (Javier Rios *et al.* 1995a, Barros *et al.* 1995, Dall'Agnol *et al.* 1986, Villas 1999, Ely *et al.* 2001).

Javier Rios *et al.* (1995a) relatam a existência de diques de microgranitos, pegmatitos e veios com anfibólio e biotita, além de rochas alteradas e veios hidrotermais na porção norte do Granito Serra dos Carajás.

Barros *et al.* (1995) chamam atenção ao metamorfismo de contato impresso nas rochas da Formação Águas Claras, no setor oeste do granito, ressaltado pela presença de granada+cordierita, indicativas de condições de fácies cordierita-granada *hornfels*. Já no setor norte do mesmo, Beisiegel *et al.* (1973), através da recristalização de muscovita, caracterizam metamorfismo de contato de baixa temperatura nas rochas sedimentares encaixantes do mesmo. Com relação ao Granito Pojuca, Villas (1999) chama atenção às auréolas de contato de distribuição irregular e desenvolvidas nos anfíbolitos e nas rochas metabásicas do Grupo Igarapé Pojuca, marcadas por rochas com cordierita e antofilita, que em parte são atribuídas à intrusão do corpo granítico. González *et al.* (1988) reportam metamorfismo de contato de baixa pressão e alta temperatura nas rochas do Grupo Rio Novo, encaixantes do Granito Cigano, marcado pela presença de associações de cristais de biotita+anfíbólio+cordierita e espinélio+hiperstênio+biotita+cordierita.

Geoquimicamente tratam-se de granitos do tipo A, de natureza intra-placa, com razões  $K_2O/Na_2O$  entre 1,0 e 2,0, com conteúdos de sílica da ordem de 70% e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Dall'Agnol *et al.* 2005). Segundo estes autores, esta suíte é caracterizada por pressões de colocação da ordem de  $2,0 \pm 1$  kbar, com condições de cristalização intermediárias em relação à Suíte Intrusiva Jamon (oxidante) e à Suíte Intrusiva Velho Guilherme (redutora).

Três corpos desta suíte foram datados (Serra dos Carajás, Pojuca e Cigano) pelo método U-Pb em zircão, apresentado idades de  $1874 \pm 2$  Ma a  $1883 \pm 2$  Ma (Machado *et al.* 1991; Tabela 2.2), indicando um intervalo de cerca de 10 Ma para este magmatismo

orosiriano. Para estes corpos datados, Dall'Agnol *et al.* (2005) obtiveram idades  $T_{DM}$  arqueanas, entre 3,35 a 2,61 Ga, e valores de  $\epsilon Nd$  fortemente negativos, entre -9,7 e -7,9 (para  $t = 1880,1,88$  Ga), que indicam que os magmas geradores derivam de crosta arqueana.

Barros *et al.* (1995) e Javier Rios *et al.* (1995a), com base em critérios petrográficos, geoquímicos e de susceptibilidade magnética nas bordas oeste e norte do Granito Serra dos Carajás, descartam a favorabilidade para mineralizações de estanho nestas porções, embora existam expressivas anomalias de estanho constatadas em levantamentos geoquímicos realizados pela Docegeo, em regiões a noroeste e oeste do granito, em domínios da Formação Águas Claras (Barros *et al.* 1995) assim como a presença de veios de quartzo com turmalina, sulfetos e cassiterita com greisenização incipiente na borda oeste deste granito (Javier Rios *et al.* 1995a). (JOB)

## 3.2 – PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS

### 3.2.1 – Bloco Amapá

#### 3.2.1.1 – Assembléia de Embasamento

##### Complexo Jari-Guaribas (A4jg)

Ricci *et al.* (2001) propuseram a denominação de Complexo Jari-Guaribas para agrupar um conjunto de ortognaisses granulíticos que afloram expressivamente no alto-médio curso do rio Jari, na fronteira entre os estados do Pará e Amapá, principalmente no trecho da cachoeira Guaribas, os quais eram anteriormente incorporados ao Complexo Guianense (Silva *et al.* 1974).

O Complexo Jari-Guaribas distribui-se em corpos lentiformes e faixas alongadas segundo a estruturação regional NW-SE, que são geralmente controlados por zonas transcorrentes ou de cavalgamento. A constituição litológica deste complexo é dominada por gnaisses bimodais de composição enderbítica a charnoenderbítica, de coloração rosada a acinzentada, granulação fina a média, conspicuamente bandados e geralmente migmatizados (Figura 3.13). Granulitos máficos ocorrem restritamente, na forma de leitões concordantes ao bandamento, contínuos ou rompidos, ou ainda como enclaves isolados nos gnaisses. São rochas de cor cinza escura, de granulação fina a média, geralmente maciças, ou localmente foliadas segundo a estruturação do gnaisse encaixante (Figura 3.13).

A associação mineralógica principal dos termos mais ácidos é definida por plagioclásio, via de regra antiperfítico, quartzo, hornblenda, clinopiroxênio e ortopiroxênio, podendo conter ainda biotita e feldspato alcalino mesopertítico. Os granulitos máficos são definidos mineralogicamente por plagioclásio, raramente antiperfítico, ortopiroxênio, clinopiroxênio e quartzo, com hornblenda e biotita ocasionais. Como acessórios destacam-se os óxidos de Fe e Ti, zircão, apatita e, nos termos ácidos, monazita.

Sob o microscópio, os granulitos máficos apresentam geralmente textura granoblástica com contatos poligonizados, enquanto os granulitos enderbíticos e charnoenderbíticos têm texturas porfiroclástica, granolepidoblástica ou granoblástica com contatos interlobados, podendo ocorrer até tipos miloníticos.

A associação mineral ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + hornblenda identificada permite a



Figura 3.13 – Complexo Jari-Guaribas: (A) Bandamento composicional bem definido em gnaiss granulítico, (B) Leitoss rompidos de granulito máfico, concordantes à foliação do gnaiss enderbítico.

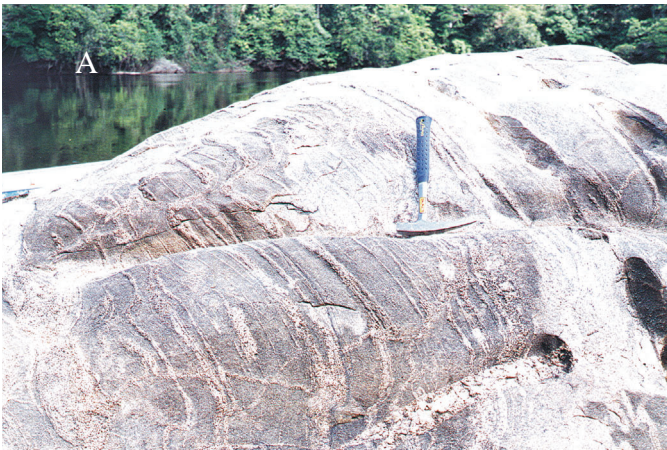


Figura 3.14 – Complexo Guianense: (A) Bandamento regular ressaltado por leitossoma quartzo-feldspáticos concordantes, (B) Gnaiss migmatizado, contendo leucossoma quartzo-feldspático (a) e melanossoma dioríticos (b).



Figura 3.15- Bandamento composicional típico dos gnaisses graníticos/charnockíticos do Complexo Baixo Mapari.



Figura 3.16 – Feldspato alcalino granito do Alaskito Urucupatá, recortado por vênulas preenchidas por quartzo.

definição da facies granulito. A presença constante de ortopiroxênio e a ausência de granada nos granulitos máficos são sugestivas de um tipo bórico de baixa pressão (Ricci *et al.* 2001). A freqüente ocorrência de leucossomas ricos em plagioclásio antipertítico, feldspato alcalino mesopertítico e quartzo, encontrando-se localmente o ortopiroxênio, indicam que condições de anatexia foram atingidas durante o metamorfismo granulítico. Evidências de transformações retrometamórficas para a facies anfíbolito, e até mesmo

xisto-verde, são freqüentemente observadas, como por exemplo, a substituição dos piroxênios para anfibólio, biotita ou clorita.

Idades obtidas por datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em gnaisses enderbíticos variam entre  $2797 \pm 3$  e  $2788 \pm 2$  Ma (Tabela 2.3), e são interpretadas como idades de cristalização dos protólitos magmáticos, e zircões herdados entre  $3245 \pm 3$  e  $3233 \pm 6$  Ma denunciam a presença de relíquias paleoarqueanas neste complexo (Rosa-Costa *et al.*

2003, 2006). Idades  $T_{DM}$  variam entre 3,26 e 3,19 Ga, com valores de  $\epsilon Nd$  negativos, entre -3,97 e -2,91 (Tabela 2.3), e sugerem que a origem dos precursores magmáticos dos granulitos envolve retrabalhamento de crosta paleoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006). Finalmente, idades químicas obtidas pelo método U-Th-Pb em monazitas provenientes de gnaisses granulíticos e leucossomas variam entre  $2096 \pm 6$  e  $2086 \pm 8$  Ma (Tabela 2.3), e são interpretadas como o registro da idade do metamorfismo granulítico (Rosa-Costa *et al.* no prelo). (LRC)

#### *Complexo Guianense (A4gu)*

O Complexo Guianense foi definido por Lima *et al.* (1974) como uma unidade de embasamento que se distribuía por amplas regiões do Amapá e extremo noroeste do Pará, e que congregava gnaisses, para e ortoderivados, migmatitos, metagranitóides e granulitos. Ricci *et al.* (2001) redefiniram o Complexo Guianense para agrupar um conjunto de ortognaisses cinzas, metamorfisados sob condições de facies anfíbolito, que ocorrem em faixas alongadas segundo a direção NW-SE, na porção central e sudoeste do Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006), restringindo sua área de distribuição ao segmento que se estende aproximadamente entre o médio curso do rio Jari e o Lineamento Cupixi, no sudoeste do Amapá.

Nesta unidade predominam ortognaisses com composição tonalítica a granodiorítica, com variações quartzo-dioríticas, trondhjemiticas e graníticas subordinadas, além de ocasionais gnaisses graníticos peraluminosos. Estas rochas apresentam conspícua foliação dúctil, com direção geral NW-SE, bandamento composicional bem definido, coloração diversificada, desde tipos cinza escuros a esbranquiçados, e têm geralmente granulação média. Microscopicamente, as texturas dominantes são granolepidoblásticas e porfiroclásticas e, localmente, miloníticas. Gnaisses facoidais (*augen* gnaisses) e gnaisses miloníticos de granulação grossa ocorrem esporadicamente. Corpos de ortoanfíbolitos são freqüentemente encontrados nos gnaisses deste complexo, na forma de leitões contínuos ou enclaves alongados, decimétricos a métricos, aleitados concordantemente ao bandamento.

A mineralogia principal é definida por plagioclásio, quartzo,  $\pm$  microclínio,  $\pm$  hornblenda,  $\pm$  biotita, e a acessória por opacos, titanita, allanita, apatita e zircão. Nos litotipos peraluminosos a hornblenda é ausente, mas ocorrem granada e biotita, sendo também comum a presença de monazita dentre os acessórios. Os ortoanfíbolitos têm textura nematoblástica, e são constituídos essencialmente por plagioclásio, hornblenda e quartzo, além de titanita, apatita e opacos como minerais acessórios (Ricci *et al.* 2001).

Os gnaisses apresentam intensidades variáveis de migmatização. Discretos leitões de leucossomas quartzo-feldspáticos concordantes ao bandamento são observados nos tipos menos migmatizados, enquanto nos locais onde a migmatização foi mais intensa, são registrados abundantes bolsões e veios, decimétricos a métricos, de leucossomas quartzo-feldspáticos, concordantes ou não ao bandamento, além de estruturas do tipo agmática, nebulítica e estromatítica,

que ocorrem geralmente em áreas extensas onde são caracterizados verdadeiros migmatitos (Figura 3.14).

As rochas deste complexo são freqüentemente retrometamorfisadas a condições de facies xisto-verde, sendo comum a ocorrência de epidoto, clorita, muscovita/sericita, carbonato, titanita secundária e minerais opacos associados à transformações a partir da biotita, hornblenda e plagioclásio (Ricci *et al.* 2001).

O posicionamento cronoestratigráfico no Neoarqueano do Complexo Guianense foi definido a partir de idades obtidas em ortognaisses, pelo método de evaporação de Pb em zircão, de  $2652 \pm 4$  Ma e  $2628 \pm 2$  Ma (Tabela 2.3), interpretadas como idades de cristalização dos protólitos ígneos (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006). Isótopos de Nd forneceram idades modelo entre 2,99 e 2,83 Ga (Tabela 2.3), acompanhadas de valores de  $\epsilon Nd$  negativos (entre -1,95 e -0,17), que sugerem que os precursores magmáticos dos gnaisses têm evolução preferencialmente relacionada a retrabalhamento de crosta mesoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006). No entanto, um gnaisse tonalítico coletado no alto curso do rio Cupixi, sudoeste do Amapá, apresentou idade Pb-Pb em zircão de  $3321 \pm 11$  Ma (Klein *et al.* 2003), indicando ainda a presença de rochas paleoarqueanas na área de ocorrência do Complexo Guianense, a serem individualizadas em trabalhos futuros. Adicionalmente, idades químicas U-Th-Pb obtidas em monazitas provenientes de gnaisses deste complexo, de  $2056 \pm 7$  Ma e  $2038 \pm 6$  Ma (Tabela 2.3), foram interpretadas como registrando eventos de migmatização tardi-transamazônicos (Rosa-Costa *et al.* no prelo). (LRC)

#### *Complexo Baixo Mapari (A4bm)*

Este complexo foi proposto por Ricci *et al.* (2001) para congregar um conjunto de gnaisses de composição predominantemente granítica, estabilizados na transição das facies anfíbolito e granulito, originalmente incorporados ao Complexo Guianense (Lima *et al.* 1974). Estes gnaisses ocorrem em extensas faixas alongadas na direção NW-SE, distribuídas principalmente na porção central e sudoeste do Bloco Amapá, com boas exposições no médio curso do rio Jari, e no baixo curso do rio Mapari, seu afluente pela margem esquerda.

São gnaisses leucocráticos, de coloração rosada, granulação média a grossa, com bandamento bem definido, milimétrico a centimétrico (Figura 3.15). A composição dos gnaisses é predominantemente granítica, com mineralogia principal definida por feldspato alcalino mesopertítico, quartzo, plagioclásio antiperfítico, sendo os minerais máficos a hornblenda, a biotita e o clinopiroxênio, que ocorrem em quantidades modais variáveis, e os acessórios os óxidos de Fe e Ti, zircão, allanita e apatita. O ortopiroxênio ocorre esporadicamente, definindo granulitos charnockíticos, e indicando que estas rochas atingiram excepcionalmente a facies granulito (Ricci *et al.* 2001). As microtexturas são do tipo granoblástica, com contatos interlobados ou poligonais, ou porfiroclástica.

Embora ainda não haja dados geocronológicos disponíveis para rochas desta unidade, relações de campo indicam uma idade mínima neoarqueana, uma vez que estas aparentemente são encaixantes de plutons da Suíte Intrusiva Noucourou, datados entre 2,60 e 2,65 Ga (Ricci *et al.* 2002 e Rosa-Costa *et al.*

2006). Isótopos de Nd obtidos em um gnaiss granítico forneceram uma idade  $T_{DM}$  de 3,12 Ga e  $\epsilon Nd$  de  $-3,38$  (Tabela 2.3), indicando que a origem do protólito ígneo envolveu retrabalhamento de crosta mesoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006). (LRC)

#### *Suíte Intrusiva Noucouru (A4no)*

Vários plutons de granitóides charnockíticos associados a gnaisses granulíticos que ocorrem tanto no Bloco Amapá quanto no Domínio Paru foram agrupados indistintamente na Suíte Intrusiva Igarapé Urucu, por Ricci *et al.* (2001). No entanto, estudos posteriores revelaram que, enquanto no Domínio Paru estes granitóides têm idade paleoproterozóica (Rosa-Costa *et al.* 2003), no Bloco Amapá foram obtidas idades neoarqueanas (Ricci *et al.* 2002, Rosa-Costa *et al.* 2006). Em função disso, Ricci *et al.* (2003a) propuseram a Suíte Intrusiva Noucouru para englobar os diversos plutons charnockíticos que ocorrem associados aos gnaisses de alto grau metamórfico dos complexos Jari-Guaribas e Baixo Mapari, no Bloco Amapá, dissociando-os, portanto, da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu, cuja ocorrência fica restrita ao Domínio Paru.

A Suíte Intrusiva Noucouru é definida por grandes batólitos alongados, principalmente segundo a estruturação regional NW-SE, ou até circulares, com boas exposições no médio curso do rio Jari e nos rios Noucouru e Iratapuru, seus afluentes pela margem esquerda. São constituídos por charnockitos, enderbitos, charnoenderbitos e granitos, de granulação média a grossa, coloração cinza esverdeada, amarronzada ou rosada. A mineralogia é definida por feldspato alcalino, frequentemente mesopertítico, quartzo, plagioclásio antipertítico, ortopiroxênio e biotita, além de óxidos de Fe e Ti, zircão, apatita e allanita. Os tipos enderbíticos apresentam ainda clinopiroxênio, hornblenda e, esporadicamente, granada, enquanto os granitos, sem ortopiroxênio, são ricos em feldspato alcalino mesopertítico.

São rochas com intensidades variáveis de deformação, desde conspicuamente foliadas até maciças, que apresentam, ao microscópio, texturas porfiroclásticas ou texturas ígneas preservadas, do tipo porfírica ou granular hipidiomórfica.

Datações pelo método de evaporação de Pb em zircão realizadas em distintos plutons desta suíte forneceram idades de cristalização entre  $2656 \pm 4$  e  $2605 \pm 6$  Ma (Tabela 2.3) (Ricci *et al.* 2002, Rosa-Costa *et al.* 2006). Idades  $T_{DM}$  variam entre 3,04 e 2,99 Ga, com  $\epsilon Nd$  negativos entre  $-2,31$  e  $-1,86$  (Tabela 2.3), indicando que a gênese do magmatismo neoarqueano que define esta suíte envolve retrabalhamento de crosta mesoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006). (LRC)

#### **3.2.1.2 – Seqüência Metavulcano-Sedimentar Grupo Vila Nova (PP2vn)**

O Grupo Vila Nova foi proposto por Lima *et al.* (1974) para designar coletivamente as diversas faixas de rochas metavulcano-sedimentares que ocorriam no Amapá e noroeste do Pará. Ricci *et al.* (2001) redefiniram esta unidade, restringindo sua ocorrência às áreas dos rios Vila Nova e Cupixi, no Amapá, dividindo-o nas formações Igarapé Araújo (seqüência máfico-ultramáfica basal) e Serra das Coombas (seqüência predominantemente metassedimentar clástica).

Neste trabalho, considera-se como Grupo Vila Nova o cinturão supracrustal alongado segundo a direção NW-SE, que se estende desde o noroeste do Pará até a porção central do Amapá, o qual demarca aproximadamente o limite setentrional do Bloco Amapá, e que é mais expressivo nas bacias dos rios Vila Nova (área tipo) e Cupixi, e no baixo curso dos rios Amapari e Araguari, também no estado do Amapá. Seguindo esta concepção, no estado do Pará o Grupo Vila Nova estaria restrito a discretas faixas que delimitam aproximadamente o limite noroeste do Bloco Amapá, nas quais não existem dados disponíveis até o momento.

No entanto, o Grupo Vila Nova foi descrito na região dos rios Vila Nova, Cupixi e Amapari, respectivamente por Spier e Ferreira Filho (1999), Ricci *et al.* (2001) e Melo *et al.* (2003), e pode ser definido como constituído genericamente pelas seqüências metamáfico-ultramáfica (xistos e anfibólitos, com corpos plutônicos a subvulcânicos isotrópicos), químico-exalativa (formações ferríferas facies óxido, principalmente, óxido-silicato e aluminoso, metacherts, especularita xistos) e metassedimentar (metaconglomerados, quartzitos, metapelitos e xistos paraderivados diversos), metamorfizadas na facies xisto-verde a anfibolito.

Sobre a idade de formação do Grupo Vila Nova ainda há controvérsias. Um metadacito que ocorre na região do rio Vila Nova forneceu idade Pb-Pb em zircão de  $2050 \pm 2$  Ma (Rosa-Costa *et al.* 2002), que poderia indicar uma evolução tardi-orogênica para o referido grupo. No entanto, na região do rio Mapari, granitóides intrusivos em rochas deste grupo foram datados pelo método de evaporação de Pb em zircão em torno de 2,25 Ga (R. Tavares, comunicação verbal), que pode ser considerada como sua idade mínima, o que indica que sua evolução estaria ligada a estágios iniciais do Ciclo Transamazônico. Segundo McReath e Faraco (2006), a evolução do Grupo Vila Nova está relacionada a um ambiente de margem continental passiva. Adicionalmente, o metamorfismo regional que afetou as rochas deste grupo foi datado em  $2087 \pm 22$  Ma, através do método Sm-Nd (granada-rocha total), em um granada-anfibolito da região do rio Vila Nova (Pimentel *et al.* 2002). (LRC)

#### **3.2.1.3 – Magmatismo Orogênico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)**

##### *Granito Charuto (PP2ych)*

O Granito Charuto, proposto neste projeto, é representado por um pequeno pluton com cerca de 6 km de comprimento por 2 km de largura, com boas exposições no baixo curso do igarapé do Inferno, afluente da margem esquerda do rio Ipitinga. Este corpo, intrusivo nos gnaisses do Complexo Guianense e supracrustais do Grupo Ipitinga, é alongado segundo a direção de estruturação regional NW-SE, e fortemente afetado por uma zona de cisalhamento transcorrente, de mesma direção, relacionada ao Lineamento Ipitinga, o qual delinea o limite entre o Bloco Amapá e o Domínio Carecuru.

Trata-se de um leucomonzogranito, com coloração variando de rosada a esbranquiçada, em função do grau de alteração, e granulação média. Uma feição característica desta rocha é a sua expressiva fábrica linear, marcada por agregados quartzo-feldspáticos fortemente alongados, bastonetes de quartzo (*quartz*

*ribbons*) e trilhas de biotita, que definem a lineação de estiramento, e que, somadas à ausência de foliação, caracterizam um tectonito "L". A lineação de baixo ângulo, 10°/N40W, aponta o caráter transcorrente da zona de cisalhamento que afeta este corpo.

Microscopicamente, observa-se a intensa recristalização dos minerais, que resulta em uma textura fina, granuloblástica. Ocorrem também agregados alongados quartzo-feldspáticos bastante recristalizados, bastonetes (*ribbons*) de quartzo e porfiroclastos de feldspato alcalino com bordas fortemente recristalizadas.

Rosa-Costa *et al.* (2006) obtiveram uma idade neste corpo, pelo método de evaporação de Pb em zircão, de  $2218 \pm 3$  Ma (Tabela 2.3), interpretada como idade de cristalização. Esta idade revela que este magmatismo granítico representa um estágio precoce da evolução relacionada ao Ciclo Transamazônico, visto que o magmatismo relacionado à fase convergente acrescionária, vinculado ao desenvolvimento de arcos magmáticos em margem continental ativa, ocorreu entre 2,19 e 2,14 Ga (Rosa-Costa 2006). (LRC)

#### *Granito Igarapé Cumarú (PP2ycm)*

O Granito Igarapé Cumarú, definido neste trabalho, é representado por um corpo granítico de forma aproximadamente elíptica, com comprimento maior na direção N-S, que ocorre na margem direita do rio Jari, e é intrusivo em rochas do Complexo Guianense e em faixas de rochas supracrustais da porção mais meridional do Grupo Ipitinga. Este corpo, embora caracterizado a partir de uma única amostra coletada em sua porção sul, apresenta padrão morfológico e assinatura geofísica bem definidos, que permitiram sua delimitação com boa precisão.

Trata-se de um leucomonzogranito de granulação média a grossa, coloração rosa pálida, e com deformação incipiente. A mineralogia essencial é composta por quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, e os acessórios são biotita, opacos e zircão. A rocha tem textura equigranular hipidiomórfica, apresentando discreta recristalização do quartzo em subgrãos. As alterações hidrotermais estão restritas à sericitização do plagioclásio e à transformação de biotita em muscovita.

A idade de colocação deste corpo, obtida pelo método de evaporação do Pb em zircão, é de  $2185 \pm 4$  Ma, e a sua idade  $T_{DM}$  de 2,30 Ga, acompanhada pelo  $\epsilon Nd$  de +1,47 (Tabela 2.3), sugerem que sua origem está ligada a acreção crustal juvenil no Paleoproterozóico (Rosa-Costa *et al.* 2006). A idade e padrão isotópico indicam que a colocação deste corpo está relacionada ao estágio convergente acrescionário da evolução orogênica transamazônica, bem representado no Domínio Carecuru, e que ocorreu, segundo Rosa-Costa (2006), entre 2,19 e 2,14 Ga, vinculado ao desenvolvimento de arcos magmáticos em margem continental ativa. (LRC)

#### *Alaskito Urucupatá (PP2yua)*

O Alaskito Urucupatá, proposto por Ricci *et al.* (2001), está representado por um batólito alongado segundo a direção da estruturação regional NW-SE, cujas melhores exposições encontram-se no médio curso do rio Jari, e especialmente na serra do Urucupatá. Este

corpo é composto essencialmente por feldspato alcalino granito hololeucocático e é intrusivo em unidades do embasamento arqueano de alto grau do Bloco Amapá, em sua porção central. A rocha tem coloração avermelhada, granulação fina a média, apresenta-se ora isotrópica ora foliada, com forte cataclase, evidenciada pela presença freqüente de venulações preenchidas por quartzo ou epidoto (Figura 3.16).

Ricci *et al.* (2001) descrevem que a composição mineralógica é definida por microclínio micropertítico, quartzo, plagioclásio albitico, biotita, opacos, allanita e zircão. Nas proximidades das venulações, há evidências de alteração hidrotermal, a exemplo da forte argilização dos feldspatos alcalinos e da presença de carbonato, clorita e opacos secundários. A microtextura varia de granoblástica inequigranular, nos tipos maciços, a porfiroclástica, nos termos foliados. A textura porfiroclástica é desenhada por fenocristais de feldspato contornados por agregados quartzo-feldspáticos recristalizados. Nos tipos mais deformados, são comuns bastonetes de quartzo paralelizados desenhando a lineação de estiramento.

Uma idade Pb-Pb em zircão de  $2146 \pm 3$  Ma (Rosa-Costa *et al.* 2003) definiu a época de colocação deste corpo, a qual foi confirmada pela idade de  $2145 \pm 3$  Ma, obtida pelo mesmo método neste projeto (Tabela 2.3). Isótopos de Nd definem uma idade modelo  $T_{DM}$  de 2,48 Ga, com  $\epsilon Nd$  de -0,87 (Tabela 2.3), a qual é interpretada em termos de mistura entre dois componentes, representados por magma juvenil paleoproterozóico e um componente crustal arqueano (Rosa-Costa *et al.* 2006). (LRC)

### **3. 2.1.4 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional (Ciclo Transamazônico)**

#### *Suíte Intrusiva Igarapé Careta (PP2ycr)*

Ricci *et al.* (2001) propôs a Suíte Intrusiva Igarapé Careta para designar dois plutons de granitos peraluminosos, alongados e alinhados na direção NW-SE, expostos ao longo do alto-médio curso do Rio Ipitinga e no baixo curso do Igarapé Careta, afluente daquele rio pela margem esquerda. Segundo aqueles autores, estes corpos são constituídos principalmente por sienogranitos com duas micas, portadores ou não de granada, contendo ainda granada-muscovita granodioritos. São rochas de coloração acinzentada, granulação média, inequigranulares, com textura protomilonítica a milonítica. Em seção delgada é identificada textura porfiroclástica, com fenocristais de quartzo, microclínio e plagioclásio, que se apresentam frequentemente estirados, desenhando uma lineação de estiramento. Muscovita pisciforme é observada localmente.

Estes corpos são delineados por grandes lineamentos NW-SE, e mantêm relações de contato com os complexos metamórficos arqueanos Jari-Guaribas, Guianense e Baixo Mapari, e com rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Ipitinga.

Uma idade de  $2065 \pm 33$  Ma, obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão (Faraco *et al.* 2004d), indica que esta suíte está relacionada a fase tardiogênica de evolução do Ciclo Transamazônico, consistente com o estágio tardi-colisional entre 2,07 e 2,03 Ga, proposto por Rosa-Costa (2006), quando dominou a

tectônica transcorrente, com granitogênese associada, e retrabalhamento do embasamento arqueano. Esta interpretação é compatível com a idade modelo  $T_{DM}$  de 3,07 Ga e  $\epsilon Nd$  de -3,25, que sugerem que a origem deste granitóide está relacionado a retrabalhamento de crosta arqueana (Tabela 2.3). (LRC)

#### *Suíte Intrusiva Parintins (PP2 $\gamma$ pr)*

Jorge João *et al.* (1978) definiram esta unidade para agrupar diversos plutons de granitóides isotrópicos ou com deformação incipiente que ocorrem aproximadamente na região entre os rios Paru e Jari (noroeste do Pará), atribuindo-lhes um posicionamento tardi-tectônico.

Os plutons desta suíte ocorrem no Bloco Amapá e Domínio Carecuru, formando corpos aproximadamente circulares ou levemente alongados segundo NW-SE, constituídos principalmente por monzogranitos e granodioritos, com tonalitos e sienogranitos subordinados. Tipos peraluminosos (com biotita e granada) ocorrem localmente. Estes granitóides são isotrópicos, ou mostram uma discreta orientação das micas, mas quando associados à zonas de cisalhamento transcorrentes, apresentam pervasiva foliação. Têm coloração cinza clara a rosada, granulação média a fina, e texturas variando, conforme a intensidade de deformação, entre equigranular hipidiomórfica, porfírica, porfiroclástica, e até milonítica nos tipos foliados.

Dois corpos intrusivos em complexos da assembléia de embasamento do Bloco Amapá foram datados pelo método de evaporação de Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total (Rosa-Costa *et al.* 2006), fornecendo idades de cristalização de  $2049 \pm 3$  Ma e  $2030 \pm 2$  Ma, e idades  $T_{DM}$  de 2,45 Ga ( $\epsilon Nd = -2,51$ ) e 2,52 Ga ( $\epsilon Nd = -2,42$ ), respectivamente (Tabela 2.3). Estes dados indicam que a colocação destes granitóides está relacionada a estágios tardios do Ciclo Transamazônico e que sua origem está ligada à retrabalhamento de crosta neoarqueana. (LRC)

#### *Granitóides Indiferenciados (PP2 $\gamma$ i)*

Esta denominação informal é empregada para designar vários plutons de composição predominantemente granítica, de idade paleoproterozóica inferida, que, no Bloco Amapá, são intrusivos nas unidades que compõem a assembléia de embasamento e, no Domínio Carecuru, seccionam as seqüências supracrustais, principalmente do Grupo Ipitinga, e os granitóides cálcio-alcalinos da Suíte Intrusiva Carecuru.

Ocorrem principalmente na forma de maciços alongados segundo a estruturação regional NW-SE, e menos frequentemente como corpos com formas elípticas ou irregulares. Os tipos petrográficos dominantes são leucogranitos (monzogranitos, sienogranitos e feldspato alcalino granitos), além de biotita-granitos, granodioritos e tonalitos subordinados. Também ocorrem ocasionalmente granitóides de natureza peraluminosa (com muscovita e/ou biotita e/ou granada). Apresentam coloração variando entre avermelhada, acinzentada ou esbranquiçada, granulação fina a média, sendo frequentemente foliados e localmente isotrópicos. Os tipos deformados têm textura porfiroclástica/protomilonítica a milonítica,

enquanto os granitóides maciços exibem textura porfírica ou granular hipidiomórfica.

Como não existem dados geocronológicos nesta unidade até o momento, deve-se considerar como apenas especulativo seu posicionamento tardi a pós-colisional na evolução orogênica transamazônica, assim como a possibilidade da mesma englobar corpos de eventos magmáticos distintos. (LRC)

#### **3.2.1.5 – Magmatismo Félsico Intracontinental Granito Uaiãpi (PP4 $\gamma$ 4u)**

Ricci *et al.* (2001) propuseram a designação de Granito Uaiãpi, para englobar um conjunto de batólitos graníticos, com formas circulares e elípticas, e com características de granitos tipo A, que eram anteriormente agrupados na Suíte Intrusiva/Granito Mapuera (Lima *et al.* 1974, Almeida e Quaresma 1982).

Os plutons desta unidade cortam rochas supracrustais do Grupo Ipitinga, no limite entre o Bloco Amapá e o Domínio Carecuru, e ocorrem também em porções mais interiores do Bloco Amapá, já no estado do Amapá, onde é intrusivo em unidades arqueanas que compõem a assembléia de embasamento. São compostos por hastingsita sienogranitos isotrópicos, de granulação média a grossa, coloração castanha, cinza-esbranquiçada a rosa acinzentada, com textura principalmente granular hipidiomórfica, e localmente porfírica, por vezes *rapakivi*. Microgranitos e aplitos ocorrem subordinadamente. A mineralogia essencial é microclínio, plagioclásio, quartzo, hastingsita e biotita, e os acessórios são óxidos de Fe e Ti, apatita, zircão e fluorita.

Vasquez e Lafon (2001) dataram um hastingsita sienogranito pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão e obtiveram a idade de  $1753 \pm 3$  Ma (Tabela 2.3), que foi interpretada como idade do magmatismo que define a unidade. Estes autores consideram que este magmatismo marca um evento extensional intraplaca na porção oriental do Escudo das Guianas.

#### **3.2.2 – Domínio Carecuru**

##### **3.2.2.1 – Seqüências Metavulcano-Sedimentares Grupo Ipitinga (PP2 $\gamma$ ip)**

Ricci *et al.* (2001) propuseram o termo Grupo Ipitinga para designar um conjunto de faixas de rochas metavulcano-sedimentares metamorfisadas em facies xisto verde a anfíbolito, que define um extenso cinturão supracrustal de direção NW-SE, que marca aproximadamente o limite entre o Bloco Amapá e o Domínio Carecuru. Este cinturão é fortemente controlado por uma série de zonas de cisalhamento transcorrentes subparalelas, que constituem o Lineamento Ipitinga.

Estes mesmos autores subdividiram o Grupo Ipitinga nas formações Igarapé do Inferno, Igarapé dos Patos e Igarapé Fé em Deus. A Formação Igarapé do Inferno representa a seqüência basal, onde dominam rochas metamáficas, com subordinadas metaultramáficas, xistosas ou isotrópicas, de granulação fina a média, e cor cinza escura (Figura 3.17). As paragêneses das rochas metamáficas envolvem principalmente plagioclásio e hornblenda, nos tipos isotrópicos, e plagioclásio, actinolita, tremolita, hornblenda e quartzo,



nos foliados. Rochas ricas em piroxênio e anfibólio, tremolititos, actinolita-xistos e hornblenda-xistos são os princípios representantes das rochas metaultramáficas. Metassomatitos e rochas híbridas também estão presentes.

A Formação Igarapé dos Patos representa a seqüência químico-exalativa intermediária, constituída por formações ferríferas bandadas facies óxido (Figura 3.17) e, subordinadamente, facies silicato, enquanto a Formação Igarapé Fé em Deus define a seqüência sedimentar clástica superior, constituída principalmente por quartzitos (Figura 3.17) e quartzo xistos paraderivados (podendo conter biotita, muscovita, clorita e sericita), geralmente miloníticos.

Devido ao forte controle estrutural imposto pelo Lineamento Ipitinga, as rochas desta seqüência supracrustal exibem comumente uma pervasiva foliação dúctil, por vezes milonítica, com direção geral NW-SE e altos ângulos de mergulho. No caso específico das formações ferríferas, um complexo padrão de dobramentos é registrado, com boas exposições no Igarapé Fé em Deus, afluyente pela margem direita do rio Ipitinga (Figura 3.17).

Faraco (1997) demonstra que as rochas metamáficas e metaultramáficas da Formação Igarapé do Inferno têm assinaturas químicas toleítica e komatiítica, cuja gênese estaria relacionada a um centro de extensão e expansão de fundo oceânico, em um sistema de bacia retroarco, formada no Paleoproterozóico.

A evolução paleoproterozóica da seqüência é indicada pela assinatura isotópica do Nd de rochas metamáficas da Formação Igarapé do Inferno, que forneceram idades  $T_{DM}$  entre 2,37 Ga e 2,26 Ga ( $\epsilon Nd$  entre +3,1 e +2,4 Ga), e idade isocrônica de  $2267 \pm 66$  Ma (McReath e Faraco 2006, Tabela 2.4). Da mesma forma, a assinatura química da seqüência metamáfico-ultramáfica basal é compatível com a proposta de expansão de fundo oceânico. (LRC)

#### *Unidade Serra Cuiapocu (PP2cu)*

Ricci *et al.* (2001) propuseram esta designação informal para definir uma restrita seqüência de rochas supracrustais que delinea a serra do Cuiapocu, de direção NW-SE, cortada pelo rio Paru, em seu médio curso.

Esta seqüência é constituída por rochas metamáficas e metaultramáficas, isotrópicas ou foliadas, de granulação fina a média e coloração cinza esverdeada, com metamorfismo em facies xisto verde a anfibolito, além de ocasionais quartzitos. Os litotipos ortoderivados são principalmente xistos, com quantidades variáveis de actinolita, hornblenda, tremolita, biotita, clorita, quartzo e plagioclásio, além de anfibolitos, talco-actinolita metaultramafitos maciços e metassomatitos, com texturas granonematoblásticas, porfiroblásticas e blastoporfiríticas. Os quartzitos são esbranquiçados, de granulação fina e textura granoblástica. (LRC)

#### *Seqüência Fazendinha (PP2f)*

A Seqüência Fazendinha foi proposta por Ricci *et al.* (2001) para englobar um conjunto de rochas metavulcano-sedimentares, com metamorfismo em facies xisto verde a anfibolito, que ocorre em faixas com direção predominante NW-SE, com boas exposições no rio Carecuru, afluyente da margem direita do rio Jari.

Segundo estes autores, esta unidade é constituída por uma unidade basal, dominada por rochas metamáficas, xistosas, e com paragênese envolvendo plagioclásio, actinolita, hornblenda e quartzo, e metabasitos isotrópicos, contendo hornblenda, actinolita e quartzo; e uma unidade superior indivisa composta por rochas metavulcânicas félsicas, com predominância de metadacitos, xistosos ou isotrópicos, além de ocasionais quartzitos granolepidoblásticos a porfiroblásticos, contendo muscovita e/ou andaluzita.

Estas rochas têm granulação fina, coloração cinza escura a cinza clara, e no caso das rochas ortoderivadas as texturas são granonematoblásticas, porfiroblásticas, porfiríticas ou glomeroporfiríticas, e a xistosidade, quando presente, é desenhada por cordões de micas. Podem apresentar-se fortemente hidrotermalizadas, as rochas metamáficas apresentando sulfetos disseminados e veios com estruturação tipo *stockwork*, e as metafélsicas ricas em carbonato, muscovita e sericita pseudomórficos.

Uma idade  $T_{DM}$  de 2,49 Ga (Tabela 2.4), obtida em uma rocha metavulcânica félsica, a qual é acompanhada por um valor de  $\epsilon Nd$  fracamente negativo (-0,36), indica a evolução paleoproterozóica desta seqüência (Rosa-Costa *et al.* 2006). (LRC)

#### *Seqüência Treze de Maio (PP2tm)*

Esta designação foi empregada por Ricci *et al.* (2001) para englobar um conjunto metavulcano-sedimentar com metamorfismo em facies xisto verde a anfibolito, que ocorre em boas exposições no médio curso do rio Paru. Este conjunto é definido por uma unidade basal ortoderivada, e uma unidade metassedimentar superior menos expressiva, composta fundamentalmente por formações ferríferas bandadas e quartzitos.

Os constituintes litológicos da unidade ortoderivada são rochas metamáficas, com rochas metaultramáficas subordinadas, xistosas ou isotrópicas. As primeiras são rochas constituídas por actinolita, plagioclásio, hornblenda e quartzo, enquanto os termos ultramáficos são mais diversificados mineralogicamente, podendo conter ainda talco, serpentina, antofilita e clinopiroxênio (Ricci *et al.* 2001). Uma única ocorrência de rocha metavulcânica ácida foi registrada nesta seqüência, a qual foi datada pelo método de evaporação de Pb em zircão, por Rosa-Costa *et al.* (2002), fornecendo dois grupos distintos de idades, entre  $2618 \pm 7$  e  $2480 \pm 11$  Ma, e entre  $2151 \pm 3$  e  $2071 \pm 15$  Ma (Tabela 2.4). Embora não tenha sido possível o cálculo da idade média, admite-se que a idade de  $2151 \pm 3$  Ma, fornecida por um cristal de zircão, pode ser considerada como idade mínima, e que as idades mais antigas são consideradas como produzidas por componentes de Pb herdado. A idade paleoproterozóica desta seqüência é corroborada pela idade  $T_{DM}$  de 2,40 Ga, com  $\epsilon Nd$  de -0,2 (Tabela 2.4) obtida na mesma rocha metavulcânica ácida datada por evaporação de Pb em zircão (Rosa-Costa *et al.* 2006). (LRC)

### **3. 2.2.2 – Magmatismo Orogênico Pré-colisional (Ciclo Transamazônico)**

#### *Metadiorito Dico (PP2δdi)*

Esta unidade informal é aqui empregada para designar um corpo alongado segundo a direção NW-SE, com boas exposições no Igarapé do Inferno, afluyente da margem esquerda do Rio Ipitinga. Segundo Ricci *et al.* (2001), os constituintes litológicos são metadioritos

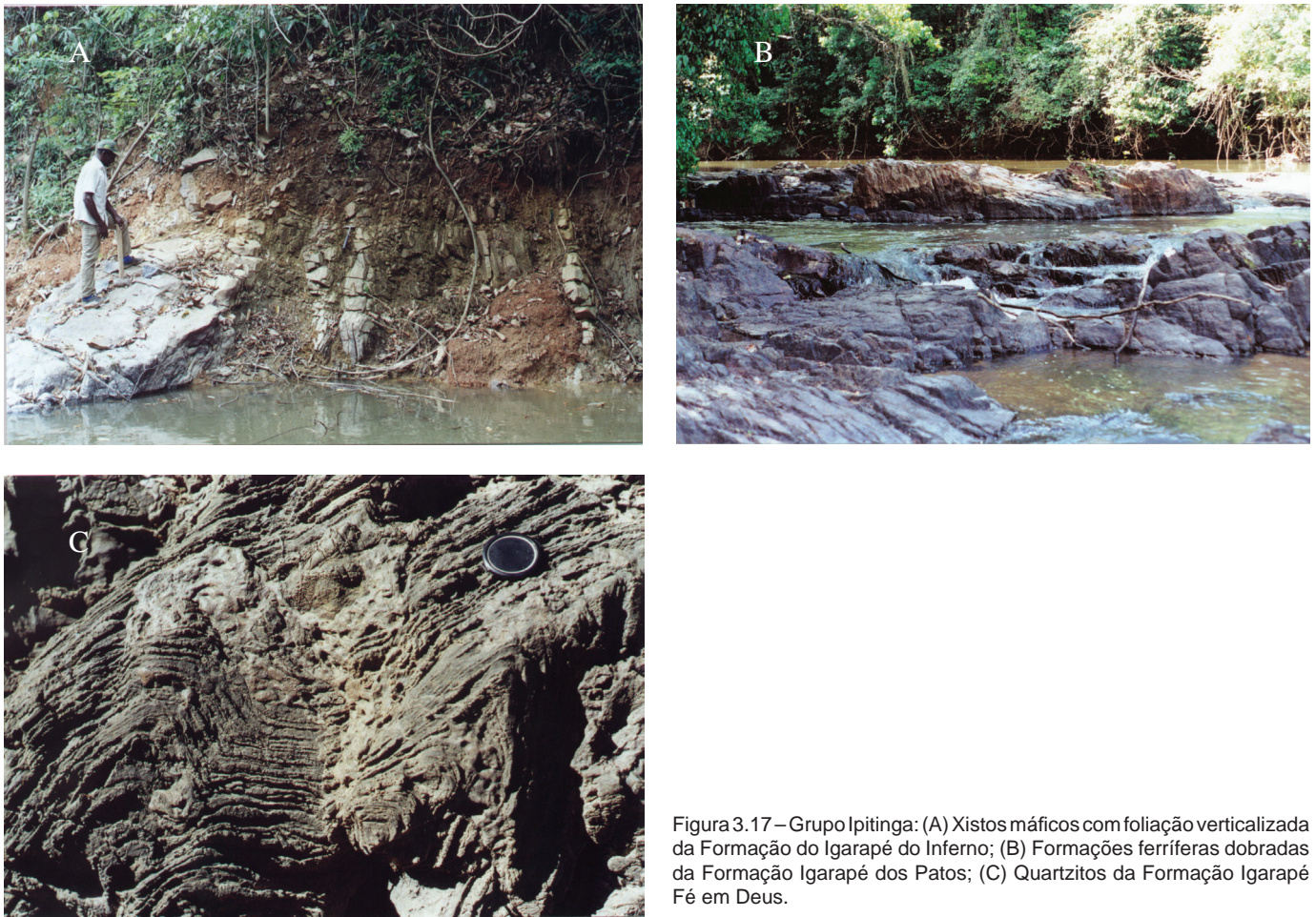


Figura 3.17 – Grupo Ipitinga: (A) Xistos máficos com foliação verticalizada da Formação do Igarapé do Inferno; (B) Formações ferríferas dobradas da Formação Igarapé dos Patos; (C) Quartzitos da Formação Igarapé Fé em Deus.

(anfíbólio metabasitos) da transição xisto verde-anfíbólito. São rochas melanocráticas, de granulação média, isotrópicas, com textura blastoporfírica. A composição mineralógica é definida basicamente por hornblenda (substituída por actinolita), plagioclásio e óxidos de Fe e Ti, além de epidoto e zoisita, associados à alteração dos plagioclásios. Faraco *et al.* (2004c) descrevem ainda metagabros com turmalina hidrotermal, metapiroxenitos e metaperidotitos hidrotermalizados, todos isotrópicos. Estes mesmos autores apresentam uma idade  $T_{DM}$  de 2,46 Ga obtida neste corpo (Tabela 2.4), a qual os leva a considerá-lo contemporâneo ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, que ocorre na região do Rio Vila Nova, Amapá, no qual foi obtida uma idade isocrônica Sm-Nd de  $2218 \pm 120$  Ma (Pimentel *et al.* 2002). (LRC)

#### *Suíte Intrusiva Carecuru (PP2γca)*

A Suíte Intrusiva Carecuru foi definida originalmente por Ricci *et al.* (2001) para englobar um conjunto de granitóides cálcio-alcálicos, isotrópicos a levemente foliados, que afloram expressivamente no médio curso do rio Carecuru, considerado sua área tipo. Estes mesmos autores também propuseram o Complexo Paru-Maratiá para designar gnaisses e granitóides com expressiva foliação dúctil, de natureza cálcio-alcálica, que ocorrem em boas exposições no médio curso do rio Paru, ao sul do Domínio Paru, e que, segundo a concepção dos referidos autores, representaria o embasamento regional do Domínio Carecuru. No

entanto, as principais diferenças observadas entre estas duas unidades são de caráter deformacional/estrutural, uma vez que as mesmas são similares em termos composicionais e, inclusive, apresentam idades muito próximas, discutidas a seguir. Além disso, não há registros de feições de campo que qualifiquem as relações de contato discordantes/intrusivas entre os plutons da suíte e as rochas do complexo.

Pelo exposto, no trabalho propõe-se a redefinição da Suíte Intrusiva Carecuru, para designar o magmatismo plutônico cálcio-alcálico amplamente distribuído no Domínio Carecuru, e que incorpora agora também as rochas do antigo Complexo Paru-Maratiá. Segundo esta nova concepção, a Suíte Intrusiva Carecuru é composta principalmente por dioritos, tonalitos e granodioritos, contendo ocasionais trondhjemitos e granitos, que variam de isotrópicos a conspicuamente foliados (Figura 3.18), e por vezes apresentando textura gnáissica. São rochas de coloração cinza escura a cinza esbranquiçada, de granulação média a grossa. Os tipos isotrópicos exibem microtextura ígnea porfírica ou granular hipidiomórfica, enquanto os deformados desenham texturas porfiroclásticas, miloníticas ou granolepidoblásticas.

Estes granitóides frequentemente hospedam enclaves máficos microgranulares, de dimensões centimétricas a métricas, os quais, de acordo com a deformação da encaixante, apresentam formas desde circulares até lenticulares, e neste último caso, são alongados concordantemente à foliação (Figura 3.18).



Figura 3.18 – Suíte Intrusiva Carecuru: (A) Tonalito conspicuamente foliado, contendo enclave anfibolítico estirado concordantemente à foliação; (B) Enclaves máficos não deformados percolados por injeções granitóides.

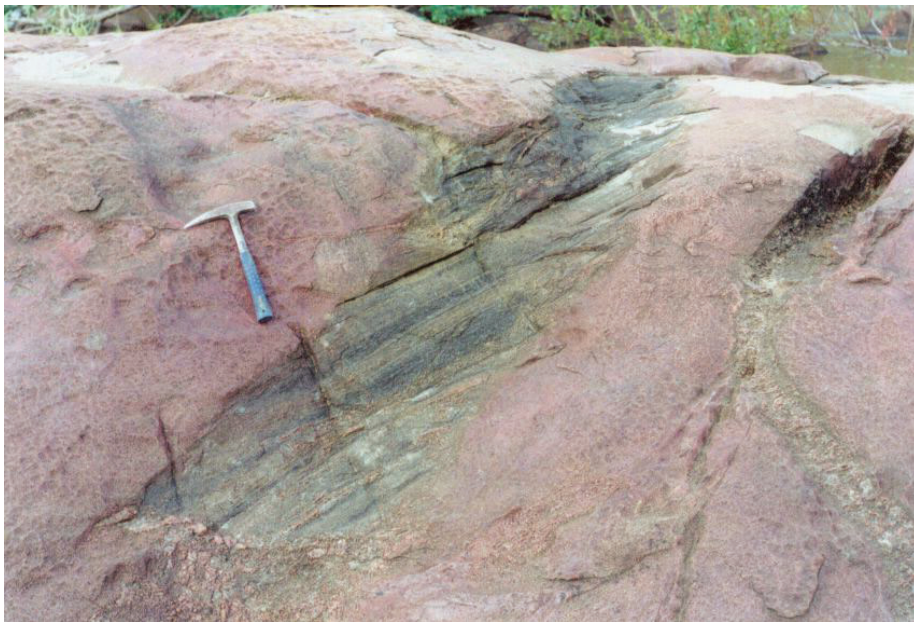


Figura 3.19 - Aspecto textural típico do Granito Paru, de coloração rosada seccionado por veio pegmatítico, e contendo xenólito de granitóide gnaissificado da Suíte Intrusiva Carecuru.

Adicionalmente, são reconhecidos xenólitos de rochas metavulcânicas máficas, denunciando as relações intrusivas dos corpos plutônicos desta suíte com seqüências supracrustais do Domínio Carecuru.

Várias idades têm sido obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão em granitóides da Suíte Intrusiva Carecuru, inclusive naqueles atribuídos anteriormente ao Complexo Paru-Maratiá, as quais variam desde 2,19 a 2,14 Ga, que foram interpretadas preferencialmente como definindo dois eventos magmáticos de natureza cálcio-alcálica distintos, entre 2,19 e 2,18 Ga e entre 2,15 e 2,14 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006). No entanto, segundo a nova concepção proposta neste trabalho, considera-se como pertencente à Suíte Intrusiva Carecuru apenas o conjunto de granitóides com idades variando entre  $2150 \pm 1$  e  $2139 \pm 4$  Ma (Tabela 2.4). Nestas rochas os isótopos do Nd fornecem idades  $T_{DM}$  principalmente entre 2,50 e 2,38 Ga, com valores de  $\epsilon Nd$  entre -0,84 e -0,15, as quais são interpretadas como idades de mistura, indicando que a origem destes granitóides envolve magmas juvenis paleoproterozóicos, com participação de componentes crustais arqueanos. Um único granitóide apresentou

assinatura juvenil, definida pela idade modelo de 2,28 Ga, acompanhada de  $\epsilon Nd$  de +1,63 (Rosa-Costa *et al.* 2006, Tabela 2.4).

Com relação aos (meta)granitóides datados entre  $2191 \pm 2$  e  $2177 \pm 3$  Ma (Rosa-Costa *et al.* 2006), devido à impossibilidade de cartografá-los até o momento, estes estão ainda incorporados à área de ocorrência da Suíte Intrusiva Carecuru, e considerados remanescentes de um evento plutônico cálcio-alcálico mais precoce. Os isótopos do Nd nestes granitóides mostram idades modelo em torno de 2,45 Ga, e valores de  $\epsilon Nd$  positivo (+ 0,22) a fracamente negativo (- 0,69) (Rosa-Costa *et al.* 2006).

Rosa-Costa *et al.* (2006) consideram que a assinatura de isótopos de Nd dos granitóides cálcio-alcálicos datados entre 2,19 e 2,14 Ga, e sua íntima associação com as seqüências supracrustais, é sugestiva de um ambiente geodinâmico envolvendo subducção de crosta oceânica, mais especificamente de sistemas de arcos magmáticos estabelecidos em margem continental ativa. Na proposta evolutiva de Rosa-Costa (2006), este magmatismo cálcio-alcálico expressivo do Domínio Carecuru, marca o estágio convergente acrescionário da

evolução orogenética transamazônica neste segmento do Escudo das Guianas. (LRC)

### **3. 2.2.3 – Magmatismo Orogênico Colisional (Ciclo Transamazônico)**

#### *Granito Paru (PP2 $\gamma$ pa)*

A designação Granito Paru, proposta neste trabalho, refere-se a um pluton com cerca de 20 km de comprimento maior, segundo a direção aproximadamente E-W, por 8 km de largura, com boas exposições no médio curso do rio Paru. Este corpo é intrusivo nos (meta)granitóides da Suíte Intrusiva Carecuru, sendo freqüente a presença de xenólitos de rochas desta suíte no pluton em questão.

A rocha é um leucosienogranito de granulação fina a média, coloração rosada, com deformação marcada por uma foliação ao longo de todo o corpo, incipiente ou bem definida, neste caso apresentando atitude N-E/70° S, apresentando frequentemente grandes xenólitos de granitóides da Suíte Intrusiva Carecuru (Figura 3.19). Veios aplíticos e pegmatíticos são freqüentes, no entanto, não apresentam direção preferencial.

Sob o microscópio verifica-se a composição mineralógica principal representada por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, sendo os minerais acessórios biotita, óxidos de Fe e Ti e zircão. Em função da variação do grau de deformação ao longo do corpo, a microtextura varia de inequigranular hipidiomórfica a protomilonítica/porfiroclástica, esta última apresentando na matriz quartzo estirado ou fortemente recristalizado em novos grãos, além de fenocristais quartzo ou feldspato alcalino com bordas recristalizadas. Evidências de alteração hidrotermal são a sericitização dos plagioclásios, argilização dos feldspatos alcalinos e intensa cloritização da biotita.

Rosa-Costa *et al.* (2006) obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão de 2098  $\pm$  2 Ma (Tabela 2.4), a qual foi interpretada como idade mínima de colocação deste pluton granítico. Estes mesmos autores apresentaram uma idade modelo T<sub>DM</sub> de 2,83 Ga para este corpo, acompanhada de um valor de  $\epsilon$ Nd fortemente negativo (-6,61) (Tabela 2.4), que sugere uma origem relacionada à retrabalhamento de crosta arqueana. Segundo Rosa-Costa (2006), este evento magmático que define o Granito Paru marca a fase colisional (2,10 a 2,08 Ga) do Ciclo Transamazônico no Domínio Carecuru. (LRC)

### **3. 2.2.4 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional (Ciclo Transamazônico)**

#### *Suíte Intrusiva Parintins (PP2 $\gamma$ pr)*

Unidade descrita no Bloco Amapá.

#### *Granitóides Indiferenciados (PP2 $\gamma$ i)*

Unidade descrita no Bloco Amapá.

### **3. 2.2.5 – Magmatismo Félsico Intracontinental Granito Uaiãpi (PP4 $\gamma$ 4u)**

Unidade descrita no Bloco Amapá.

### **3. 2.2.6 – Magmatismo Alcalino Intracontinental Complexo Alcalino Maraconaí (NP3 $\mu$ lmc)**

O Complexo Alcalino Maraconaí é representado por um corpo aproximadamente elíptico, com cerca de 12 km de comprimento maior, que define a serra

homônima, localizada próximo à margem esquerda do rio Paru, em seu médio curso.

Fonseca e Rigon (1984) descrevem como seus principais tipos litológicos piroxenitos e dunitos, que ocorrem na porção central do corpo, além de pequenos corpos de rochas alcalinas em suas bordas, representadas por sienitos, nordmarkitos e granitos alcalinos alaskíticos. As rochas ultrabásicas são serpentinizadas, têm granulação fina a grossa, com textura reliquiar ou porfirítica.

Fonseca e Rigon (1984) consideram que a ocorrência de veios carbonáticos, com texturas semelhantes a das rochas lamprofíricas, somada à presença de minerais tipo apatita, perovskita, granada (andradita) e ilmenita magnésiana nas rochas ultrabásicas, sugerem que o Complexo Alcalino Maraconaí seja do tipo carbonatítico e/ou kimberlítico. Estes autores relacionam temporalmente o magmatismo alcalino que define este complexo ao Diabásio Penatecaua, representante do magmatismo básico toleítico de idade juro-cretácea da Bacia do Amazonas. No entanto, neste trabalho admite-se uma idade neoproterozóica para este magmatismo, por correlação com o Complexo Alcalino Maicuru, datado em 612 Ma (Lemos e Gaspar 2002). (LRC)

### **3.2.3 – Domínio Paru**

#### **3. 2.3.1 – Complexo Metamórfico**

##### *Complexo Ananaí (A4an)*

Jorge João *et al.* (1978) propuseram a Suíte Metamórfica Ananaí para denominar as rochas granulíticas ácidas e básicas que ocorrem no médio curso do rio Paru, no Domínio Paru, a qual foi redefinida por Ricci *et al.* (2001) na hierarquia de complexo.

O Complexo Ananaí, na concepção de Ricci *et al.* (2001), é composto predominantemente por um conjunto de gnaisses granulíticos de composição enderbítica a charnoenderbítica, conspicuamente bandados, com discreta migmatização (Figura 3.20). Granulitos máficos ocorrem como enclaves alongados ou camadas contínuas concordantes ao bandamento dos termos félsicos, e neste caso são internamente foliados, ou ainda como grandes corpos maciços, com dezenas de metros de extensão, cujas relações de contato com os gnaisses granulíticos são ainda desconhecidas.

Os gnaisses enderbíticos e charnoenderbíticos são rochas de granulação fina a média, coloração cinza clara a cinza média, e são fracamente migmatizadas. Apresentam textura granoblástica ou porfiroclástica, sendo compostos por plagioclásio antiperitítico, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, feldspato alcalino mesoperitítico, podendo conter ainda hornblenda e/ou biotita, e os acessórios são óxidos de Fe e Ti, apatita e zircão. Os granulitos máficos têm granulação fina, coloração cinza escura e negra, textura granoblástica poligonal, e são constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, quartzo, apatita e zircão, com a biotita e óxidos de Fe e Ti esporádicos (Figura 3.20).

A associação mineral definida por ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + hornblenda, indica que estas rochas atingiram a facies granulito, e a presença constante de ortopiroxênio, aliada a ausência de granada nos granulitos máficos, aponta para condições de baixa

pressão (Ricci *et al.* 2001). No entanto, há evidências de que, pelos menos localmente, estes granulitos foram retrometamorfisados até a facies anfíbolito e/ou xisto verde, como cristais de piroxênio transformados para hornblenda ou biotita, além do plagioclásio alterado para sericita.

Uma idade obtida pela datação de um gnaiss enderbítico pelo método de evaporação de Pb em zircão, forneceu uma idade média de  $2597 \pm 4$  Ma (Tabela 2.5), considerada como idade de cristalização do precursor ígneo (Rosa-Costa *et al.* 2003). O referido gnaiss forneceu idade modelo  $T_{DM}$  de 2,83 Ga e  $\epsilon Nd$  de  $-1,16$  (Tabela 2.5), que sugere que a origem dos protólitos magmáticos deste complexo está relacionada à retrabalhamento de crosta mesoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006). (LRC)

### 3. 2.3.2 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional

#### Suíte Intrusiva Igarapé Urucu (PP2γiu)

Esta unidade, proposta por Ricci *et al.* (2001), reúne vários plutons de granitóides intrusivos nos granulitos do Complexo Ananaí, os quais compreendem, basicamente, charnockitos e granitos, estes últimos sem ortopiroxênio, mas ricos em feldspato alcalino mesopertítico e plagioclásio antipertítico. São rochas de granulação grossa, leucocráticas, de coloração castanho-acinzentada, rosada ou esverdeada, com

textura variando em função do grau de deformação. Os tipos isotrópicos apresentam texturas ígneas do tipo equigranular ou porfirítica, com fenocristais tabulares de feldspato alcalino isorientados desenhando uma foliação de fluxo magmático. Onde a deformação é maior, registra-se uma foliação protomilonítica a milonítica, sub-concordante à foliação de fluxo magmático.

Os constituintes mineralógicos são feldspato alcalino mesopertítico, quartzo, plagioclásio antipertítico, hornblenda, biotita,  $\pm$  ortopiroxênio,  $\pm$  clinopiroxênio, e os acessórios são allanita, óxidos de Fe e Ti, apatita e zircão.

Localmente, estas rochas exibem feições de mistura (*magma mingling*) com magma máfico, as quais, somadas às texturas ígneas e à ocorrência de xenólitos de gnaisses granulíticos do Complexo Ananaí, atestam o caráter intrusivo destes granitóides (Figura 3.21).

Um charnockito da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu forneceu uma idade Pb-Pb em zircão de  $2074 \pm 5$  Ma (Tabela 2.5), interpretada como idade de cristalização, por Rosa-Costa *et al.* (2006). Estes mesmos autores apresentam idades  $T_{DM}$  entre 2,68 e 2,61 Ga para os granitóides desta suíte, acompanhadas de valores de  $\epsilon Nd$  negativos, entre  $-5,89$  e  $-4,80$  (Tabela 2.5), que são interpretadas preferencialmente como idades mistas, sugerindo a participação de componentes crustais arqueanos e na origem dos magmas paleoproterozóicos. (LRC)

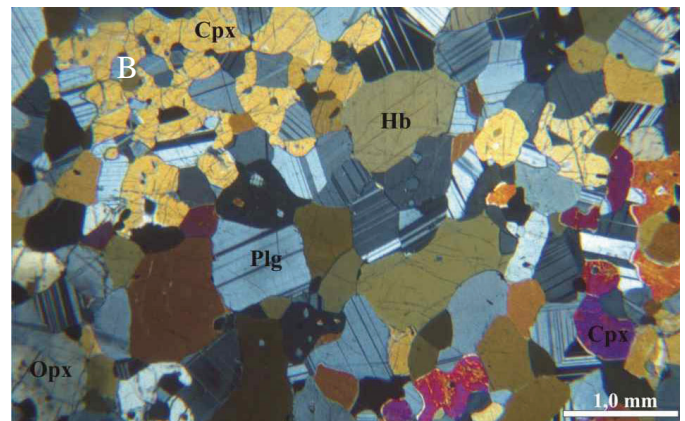


Figura 3.20 – Complexo Ananaí: (A) Bandamento composicional de gnaiss, ressaltado por leitos concordantes de granulito máfico (seta); (B) Textura granoblástica poligonal de granulito máfico, contendo plagioclásio (Plg), hornblenda (Hb), clinopiroxênio (Cpx) e ortopiroxênio (Opx).



Figura 3.21 – Suíte Intrusiva Igarapé Urucu: (A) Xenólito de gnaiss granulítico do Complexo Ananaí em charnockito; (B) Contatos interlobados entre charnockitos e rocha máfica, indicando mistura magmática.

### 3.2.4 – Domínio Bacajá

#### 3.2.4.1 – Complexos Metamórficos

##### *Complexo Cajazeiras (A3ca)*

Oliveira *et al.* (1994) utilizaram, pela primeira vez, a denominação de Enderbitó Cajazeiras para os ortogranulitos félsicos (enderbíticos a charnockíticos, granoblastitos) e paraderivados (kinzigitos) da então Suíte Metamórfica Bacajaí, aflorante entre as bacias dos rios Bacajá e Tocantins, ao norte da serra dos Carajás, já no Domínio Bacajá. Faraco *et al.* (1996b) correlacionaram esses granulitos, mesmo sem datações geocronológicas, ao Complexo Pium (Araújo *et al.* 1991), do Domínio Carajás, cuja evolução crustal é distinta do Domínio Bacajá. Neste projeto, esse embasamento gnáissico foi redefinido como Complexo Cajazeiras (que não inclui as rochas paraderivadas), uma unidade tectono-estratigráfica do Domínio Bacajá, que representa o volume infracrustal mais evoluído e exumado desse domínio.

Petrologicamente, o Complexo Cajazeiras (seção-tipo no rio homônimo) é entendido no sentido de Ricci (2006d), isto é, ao invés de ortopiroxênio gnaisses, ocorre ampla predominância de granulitos fortemente re-hidratados (piroxênios pseudomorfisados ou completamente reequilibrados), tonalíticos a graníticos, com texturas granulíticas (granoblástica interlobada, *flaser*, poligonal) geralmente intactas. Milonitos de alto grau, no sentido de Passchier e Trouw (1996), também são frequentes, com tramas de alta temperatura e elevada ductibilidade (*striped gneisses*). Estas se caracterizam pelos inúmeros porfiroclastos monocristalinos de quartzo, extremamente estirados e paralelizados entre si, e ricos em minerais titaníferos hidratados (hornblenda e biotita), mesopertitas e antipertitas. Outros milonitos apresentam ocelos de feldspato alcalino e/ou plagioclásio, reliquiares, contornados por um complexo manto de feldspatos recristalizados e *ribbons* policristalinos de quartzo, que se caracterizam por serem acentuadamente curvilíneos, acompanhando os contornos dos porfiroclastos acima reportados. Nesses casos, nem mesmo pseudomorfos calcificados de piroxênios são observados.

Frequentes registros de migmatização úmida (mobilizados em fácies anfíbolito) contribuem para mascarar o reconhecimento da pretérita história de alto grau (Ricci 2006d) e evidenciam um retrabalhamento crustal pós-granulitização, ainda não datado.

Os litotipos do Complexo Cajazeiras apresentam um bandamento composicional muito largo (decimétrico a até dezenas de metros de largura), frequentemente realçado por pequenos corpos máficos aleitados, geralmente *boudins*, e mobilizados migmatíticos diversos, de fácies granulito e anfíbolito (Figura 3.22). Regionalmente, o comportamento tectônico do bandamento varia de alto ângulo até verticalizado, evidenciando transcorrências geralmente sinistrais, sem preservar quaisquer evidências de pretéritos regimes tangenciais de baixo ângulo.

Neste projeto, um gnaisse granodiorítico foi datado pelo método de evaporação de Pb em zircão, fornecendo uma idade mínima para a cristalização do protólito de  $2942 \pm 4$  Ma (Tabela 2.6). Macambira *et al.* (2007) obtiveram uma idade de cristalização de  $3009 \pm 27$  Ma através do método U-Pb SHRIMP para uma rocha

granodiorítica deste complexo (Tabela 2.6), a qual foi, no entanto, considerada por aqueles autores como pertencente ao Complexo Xingu. Adicionalmente, estes autores apresentam uma idade de  $2074 \pm 8$  Ma (Tabela 2.6), obtida pelo mesmo método, nas bordas dos cristais de zircão, interpretada como idade do metamorfismo. (PFR)

##### *Ortognaisse Pacajá (A4pj)*

Esta unidade, aqui definida apenas para o Domínio Bacajá, reúne corpos restritos de ortognaisses e migmatitos com metamorfismo em fácies anfíbolito, em substituição ao então chamado Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), agora restrito ao Domínio Carajás. O Ortognaisse Pacajá compreende alguns corpos elípticos e/ou faixas reliquiares, com *trend* WNW-ESE, envolvidas por embasamento granulítico, de distribuição bem mais regional. Os litossomas mapeados ora são constituídos por migmatitos graníticos a tonalíticos, com assinaturas aerogamaespectrométricas mais elevadas no canal do Th, ora por ortognaisses predominantemente tonalíticos, com assinaturas aerogamaespectrométricas mais baixas no canal do Th. As principais seções-tipo são aquelas do rio homônimo e da vicinal do rio Gelado.

Como exemplo de migmatitos, com quase todas as estruturas clássicas, em afloramento, tem-se a exposição encontrada na vicinal supracitada, a 1.400 m ao sul da localidade de Rivalino, na Fazenda Torre da Lua e seus arredores. Essas rochas típicas de assembléias de embasamento, aliadas a gnaisses com ausência de texturas ígneas preservadas e de estruturas magmáticas primárias, respaldam o Ortognaisse Pacajá como uma unidade metamórfica, corroborada ainda pelas texturas nematoblásticas dos corpos anfíbolíticos associados.

Nos corpos de ortognaisses (mais ou menos migmatizados, com biotita marrom e/ou hornblenda verde), a trama tectônica é dada pela alternância de bandas centimétricas a decimétricas, de colorações cinza-esverdeadas e rosadas, além de frequentes lentes anfíbolíticas concordantes. Em geral, as bandas tonalíticas, granodioríticas e máficas são mais estreitas e bem definidas, finamente foliadas e esverdeadas, do que as dos ortognaisses granulíticos (mais ricos, ainda, em corpos máficos).

Macambira *et al.* (2004) dataram um ortognaisse cinza, nas proximidades do Garimpo do Manelão, por Pb-Pb em zircão, e obtiveram uma idade média, de cristalização magmática do protólito, de  $2671 \pm 3$  Ma (Tabela 2.6). Isótopos de Nd, deste ortognaisse, forneceram uma idade modelo  $T_{DM}$  de 2,67 Ga, com  $\epsilon Nd$  de +2,7 (Macambira *et al.* 2004, Tabela 2.6), indicando seu caráter juvenil. Neste mesmo corpo, foi obtida, durante este projeto, uma idade de  $2195 \pm 3$  Ma pelo método Pb-Pb em zircão, num gnaisse tonalítico, interpretada como a provável idade de migmatização desse embasamento de mesozona profunda. (PFR)

##### *Ortogranulito Máfico Rio Preto (A4rp)*

Oliveira *et al.* (1994) utilizaram, pela primeira vez, o termo Piriclasito Rio Preto para designar os corpos máficos da então Suíte Metamórfica Bacajaí, aflorantes entre os rios Tocantins e Bacajá, ao norte da serra dos Carajás, no Domínio Bacajá. Faraco *et al.* (2004b) correlacionaram o Piriclasito Rio Preto, mesmo sem datações isotópicas, ao Complexo Pium (Araújo *et al.*

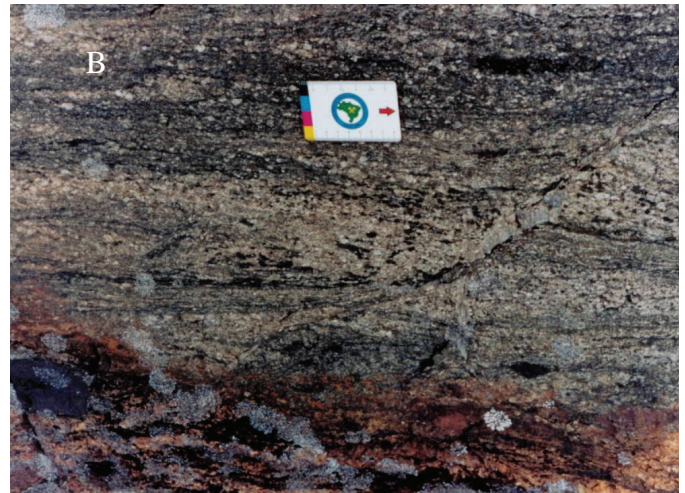


Figura 3.22– Complexo Cajazeiras: (A) Bandamento em ortognaisses com corpos de granulitos máficos concordantes; (B) Leucossoma concordante ao bandamento de gnaiss granulítico.



Figura 3.23 – Ortogranulito Máfico Rio Preto cortado por injeções quartzo-feldspáticas.

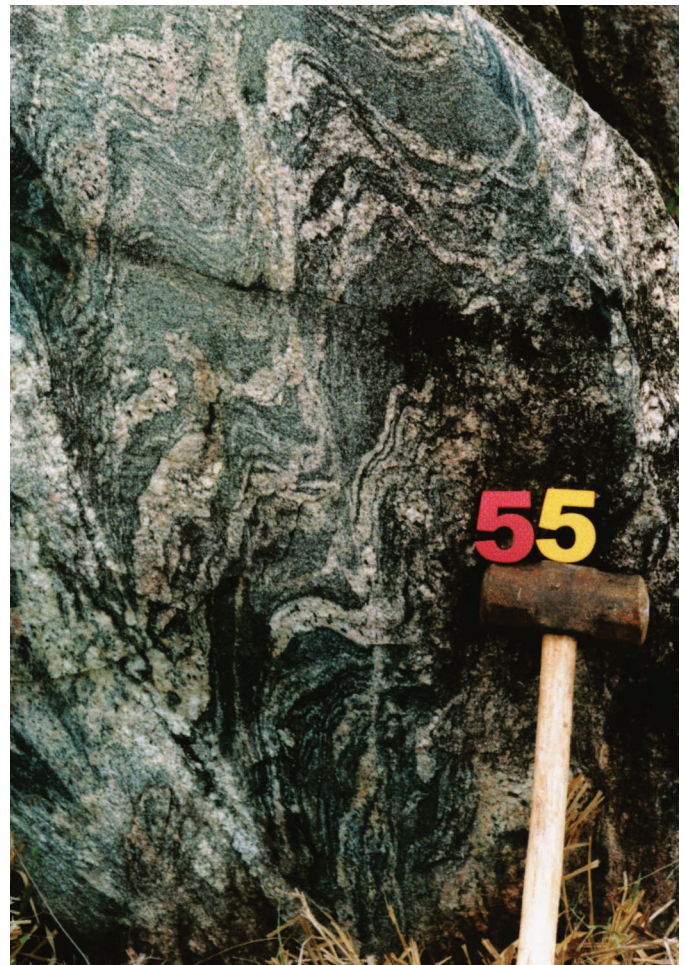


Figura 3.24 – Transposição de dobras em leucossomas de gnaiss do Complexo Aruanã.

1991), do Domínio Carajás, cuja evolução geológica é distinta do Domínio Bacajá. Neste projeto, esses granulitos são redefinidos como Ortogranulito Rio Preto, agora como unidade tectono-estratigráfica exclusiva do Domínio Bacajá, representante de um volume infracrustal pouco exumado (base da crosta inferior, mais densa e magnetizada).

O Ortogranulito Rio Preto (seção-tiponómio homónimo) ocorre, geralmente, como corpos alongados e estreitos,

com *trend* WNW-ESE, formadores de fortes anomalias aeromagnetométricas, em geral, encravados no Complexo Cajazeiras. Além de rochas máficas maciças, dominantes, com dois piroxênios e textura poligonal (tipos de baixa pressão, não assinalados por Jorge João e Silva Neto, 1994), são ainda encontrados ocasionais granulitos máficos migmatizados (Figura 3.23) de média pressão (com ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada e plagioclásio), já reportados pelos autores supracitados.

No atual projeto, foram ainda mapeados ortognaisses migmatizados, milimétrica a centimetricamente bandados, alternando colorações negras (granulitos máficos, de baixa P, paleossomáticos) e cinza-escuras (leucossomas enderbíticos).

Neste projeto foi datado, pelo método de evaporação de Pb em zircão, um granulito máfico migmatizado, coletado na estrada vicinal que liga a estrada do rio Preto ao rio Tapirapé. Uma idade de  $2628 \pm 3$  Ma, fornecida pelo zircão mais antigo, foi interpretada como idade mínima de cristalização do protólito ígneo, e a outra idade de  $2072 \pm 3$  Ma, que representa a média de dois cristais (Tabela 2.6), é considerada a idade do evento regional de granulitização.

Segundo dados geoquímicos obtidos por Souza e Angélica (1994), os granulitos da unidade em questão têm uma filiação cálcio-alcálica, podendo representar a fusão parcial de toleióitos oceânicos, em ambiente de arco de ilhas. (PFR)

#### Complexo Aruanã (A4ar)

Faraco *et al.* (2004b) individualizaram ortogranulitos félsicos com diferentes evoluções texturais, tramas tectônicas e feições de migmatização, além de kinzigitos, mesmo sem idades de comparação como pertencendo ao Enderbitto Cajazeiras, correlacionando-o temporalmente ao Complexo Pium, do Domínio Carajás. No atual projeto, com base na metodologia de Baars e Wit (1993), a norte e a sul do Domínio Bacajá foram

confrontadas as assinaturas geocronológicas, os estilos de trama tectônica, as atitudes espaciais e os padrões de migmatização, em gnaisses, permitindo identificar o agora denominado Complexo Aruanã. Essa nova unidade, exclusiva do Domínio Bacajá, compõe uma extensa e larga faixa WNW-ESE, a mais setentrional desse referido domínio.

O Complexo Aruanã tem seção-tipo no rio homônimo e é constituído por ortognaisses tonalíticos a graníticos, fortemente re-hidratados, cuja história metamórfica de alto grau nem sempre é resgatada, de imediato, segundo Ricci (2006d). Os ortognaisses têm bandamento bem definido, ressaltado por leucossomas quartzo-feldspáticos, por vezes dobrado e até apresentando padrão de interferência de dobras (Figura 3.24).

Piroxênios pseudomorfizados (por talco e/ou bastita e/ou clorita e/ou actinolita) ou completamente reequilibrados para hornblenda (e/ou biotita) impedem um preciso diagnóstico da verdadeira fácies metamórfica. Às vezes, conforme aquele autor, os demais minerais-chaves da catazona (biotita vermelha e/ou hornblenda castanho-esverdeada, titaníferas) também são escassos ou foram inteiramente substituídos por minerais de baixo grau metamórfico (titanita, clorita, epidoto, calcita, sericita, opacos, etc).

Além disso, constantes feições de migmatização úmida (fácies anfíbolito) mascaram a fácies metamórfica original (Ricci, 2006d). No entanto, texturas típicas de alto grau (granoblástica interlobada, poligonal, *flaser*)



Figura 3.25 - Gnaiss granodiorítico bandado do Ortognaisse Uruará, com veios de leucossoma dobrados.



Figura 3.26 - Gnaiss pelítico migmatizado do Paragnaiss Ipiçava, com veios de leucossoma dobrados.



Figura 3.27 - Kinzigito porfiroblástico do Granulito Novolândia, com grandes concentrações de cristais de granada.



Figura 3.28 - Metatonalito porfiroclástico bandado do Metatonalito Rio Bacajá.



não foram apagadas pelo retrometamorfismo, além dos milonitos presentes apresentarem tramas de alta T e elevada ductibilidade, no sentido de Passchier e Trouw (1996), tais como as dos *striped gneisses* e aquelas exibindo hornblendas sigmoidais (estiradas) e feldspatos oclares muito arredondados (alta T de recristalização). Intercrescimentos mesoperfíticos e antiperfíticos também permitem o monitoramento do protólito metamórfico, mesmo quando a biotita vermelha ou a hornblenda castanho-esverdeada ocorrem apenas em quantidades traços (Ricci, 2006d).

No Complexo Aruanã, o estilo da trama tectônica é dado por uma nítida alternância de bandas decimétricas a decamétricas, irregularmente alternadas (acinzentadas, pretas, brancas e avermelhadas), as quais passam para um padrão listrado, estreito (milimétrico a centimétrico) e regular, nas zonas de cisalhamento transcorrentes, geralmente sinistrais. Largas faixas de granulitos máficos, paralelizadas, lembram diques máficos deformados. Apesar de preservar, localmente, feições de pretéritos regimes tectônicos tangenciais (foliações de baixo ângulo), as foliações de alto ângulo são as mais recentes e de âmbito regional.

Um gnaiss granodiorítico do Complexo Aruanã foi datado, neste projeto, pelo método Pb-Pb em zircão, o qual forneceu uma idade média de  $2606 \pm 4$  Ma (Tabela 2.6), obtida através de três cristais e interpretada como a idade mínima de cristalização do protólito ígneo. (PFR)

#### *Ortognaiss Uruará (A4ua)*

O Ortognaiss Uruará, formalizado neste projeto, ocorre a sudoeste da cidade homônima, aflorando também ao longo do rio Iriri, nas proximidades da localidade de Maribel. É composto por metonalitos e metagranodioritos com hornblenda e biotita, com subordinados metamonzogranitos e metaquartzodioritos. Variam de bandados (Figura 3.25) a porfiroclásticos. Localmente, as rochas mostram feições migmatíticas, como leito de leucossoma, e apresentam lentes de anfíbolito e xenólitos de formações ferríferas bandadas. O arranjo poligonal de hornblenda e plagioclásio, bem como as feições migmatíticas e lentes de anfíbolito, tipicamente nematoblástico, indicam que essas rochas sofreram metamorfismo de fácies anfíbolito médio (Vasquez *et al.* 2005).

O bandamento gnáissico localmente é discordante do *trend* regional NW-SE, apresentando-se orientado segundo  $N50^{\circ}-60^{\circ}E$ , e com eixos de dobra caindo para SW.

Dois amostras do Ortognaiss Uruará foram datadas por U-Pb SHRIMP em zircão. Santos (2003) obteve uma idade de cristalização de  $2503 \pm 10$  Ma (Tabela 2.6) para o protólito de um metatonalito, e detectou uma população de cristais de zircão herdados com uma idade média de  $2581 \pm 6$  Ma. Pelo mesmo método, Vasquez *et al.* (2008) obtiveram uma idade de cristalização de  $2487 \pm 13$  Ma e identificou cristais de zircão herdados entre 2548 e 2521 Ma em um metagranodiorito. Adicionalmente, um xenólito de metaquartzo diorito interpretado como pertencente a esta unidade, hospedado no Tonalito Brasil Novo, forneceu uma idade de  $2440 \pm 7$  Ma por evaporação de Pb em zircão (Vasquez *et al.* 2005). As idades obtidas marcam um intervalo entre 2,5 e 2,44 Ga para o magmatismo cálcio-alcálico que gerou os protólitos do Ortognaiss Uruará.

Dados de isótopos de Nd apresentam uma ampla variação ( $\epsilon Nd_{2,5-2,4Ga}$  de +0,46 a -4,68 e  $T_{DM}$  de 2,64 e 2,98 Ga – Tabela 2.6) que sugere um evento de acreção juvenil há aproximadamente 2,65 Ga, com participação (mistura ou contaminação?) de crosta continental de cerca de 3,0 Ga (Vasquez 2006). (MLV)

#### *Paragnaisse Ipiçava (A4PP1p)*

Na região de confluência entre os rios Xingu e Iriri ocorrem dois expressivos corpos de rochas paraderivadas de alto grau metamórfico, orientados segundo o *trend* NW-SE, os quais foram inicialmente identificados por Santos *et al.* (1988), e denominados por Bizzi *et al.* (2003), Faraco *et al.* (2004b) e Bahia *et al.* (2004) de Kinzigito Ipiçava. Suas melhores exposições ocorrem na localidade de Ilha Grande, no rio Iriri, mas optou-se por manter o nome geográfico original que se refere à ocorrência no igarapé homônimo, um afluente da margem direita do rio Xingu, substituindo-se apenas o termo litológico por outro mais adequado.

Trata-se de paragnaisse pelíticos a psamíticos, freqüentemente migmatizados (Figura 3.26), com lentes de sillimanita quartzitos e granulitos máficos. Os paragnaisse pelíticos migmatizados variam de estromáticos a diatexíticos, contendo veios e apófises de leucogranitos com biotita, muscovita, granada e cordierita, e são mais freqüentes na Ilha Grande. Estes corpos encontram-se associados aos granulitos ortoderivados do Complexo Cajazeiras e do Ortognaiss Máfico Rio Preto. Próximo à cidade de Uruará, estes paragnaisse ocorrem como megaxenólitos (3 x 9 km) no Monzogranito Canaã. Geralmente a foliação é concordante com o *trend* regional de direção NW-SE e o mergulho é subvertical, mas localmente apresenta-se orientada segundo NE-SW ( $N65^{\circ}-85^{\circ}E$ ) e N-S ( $N05^{\circ}E$ ).

Segundo Vasquez *et al.* 2005, as paragênese com feldspato alcalino, plagioclásio, biotita vermelha (rica em Ti), granada, cordierita e sillimanita (em geral fibrolita), indicam que essas rochas sofreram metamorfismo de fácies anfíbolito superior a granulito, em condições de baixa pressão (4-6 kbar / 700-800°C).

Resultados por U-Pb (SHRIMP) e por evaporação de Pb em zircão desses paragnaisse indicam fontes detríticas, com idades principalmente entre 3135 e 2474 Ma (Tabela 2.6.), podendo ter alguma contribuição de fontes com cerca de 2303 Ma. Adicionalmente, datações U-Pb SHRIMP em monazita e zircão registram um evento de migmatização a 2109 Ma e metamorfismo granulítico há cerca de 2,07 Ga (Vasquez 2006, Tabela 2.6). (MLV)

#### *Granulito Novolândia (A4PP1nv)*

Na porção centro-leste do Domínio Bacajá, Ricci (2006e) reconheceu, pela primeira vez, gnaisses granulíticos com um conspicuo bandamento muito regular e heterogêneo, alternando faixas contínuas de orto (vulcânicas máficas) e paraderivação (pelíticas, arcoseanas e quartzosas), com caráter repetitivo, evidenciando um pretérito acamamento vulcano-sedimentar. O metamorfismo registrado nas bandas arcoseanas (paragnaisse potássicos com granada, cordierita e biotita) é granulítico de mais alta T (com ortopiroxênio) e os contrastes reológicos entre as supracrustais intercaladas são responsáveis por

intrínsecos dobramentos e diversos padrões de interferência de dobras (complexidade estrutural e metamorfismo sem exemplos análogos no Domínio Bacajá). Essas características permitem definir uma nova seqüência supracrustal de alto grau, denominada de Granulito Novolândia, em alusão à vila homônima (na vicinal do rio Gelado), distinta do Paragnaisse Ipiaçava. Ainda fazendo parte dela, Ricci (2006e) encontrou um corpo vulcanogênico de alto grau (formações ferríferas bandadas com ortopiroxênio e granada, intercalados, em escala métrica, com formações ferríferas bandadas fácies óxido), cortado pela rodovia Transamazônica, entre o rio Valentim e a cidade de Itupiranga, próximo ao rio Jacaré. As foliações nesse corpo são de baixo ângulo (10-15°/NE), caracterizando um regime tectônico de empurrões, muito pouco preservado no Domínio Bacajá.

De um modo geral, o Granulito Novolândia é composto por kinzigitos, granulitos máficos, paragnaises potássicos (arcoseanos) com ortopiroxênio, granada, cordierita e biotita e paragnaises quartzosos (com cordierita, biotita e granada) (Figura 3.27). Os kinzigitos apresentam textura porfiroblástica grosseira, com granadas de até 3,0 cm de diâmetro. Nos granulitos máficos, não foram encontradas texturas plutônicas reliquias (cumuláticas, cristais idiomórficos de plagioclásio e piroxênio, intercrescimentos entre ortopiroxênio e clinopiroxênio ou piroxênios ricos em lamelas de opacos), o que sugere um protólito basáltico.

Mesoscopicamente, o bandamento gnáissico (centimétrico a métrico) é dado pela alternância de colorações cinza-escuras (kinzigitos), cinza-esbranquiçadas (paragnaises psamíticos), negras (granulitos máficos) e rosadas (leucossomas graníticos e pegmatíticos associados a migmatização dos kinzigitos), além de freqüentes bandas quartzosas brancas e quartzo-feldspáticas acinzentadas.

Vale ressaltar que, neste projeto, também são incorporadas à unidade Granulito Novolândia, as rochas metassedimentares de alto grau da serra do Cinzento (quartzitos com sillimanita e granada), que eram relacionadas ao Grupo Salobo (Siqueira 1990).

Macambira *et al.* (2007) dataram monazitas de um paragnaisse desta unidade, através do método U-Pb SHRIMP, que forneceram uma idade de  $2064 \pm 4$  Ma (Tabela 2.6), a partir de 16 pontos analíticos, a qual é interpretada como idade do metamorfismo regional. Adicionalmente, estes autores obtiveram, pelo mesmo método, idades em zircão variando do Paleoproterozóico ao Mesoarqueano, mas não apresentaram interpretação para as mesmas. (PFR)

#### *Metatonalito Rio Bacajá (PP1γba)*

A maioria dos gnaisses migmatizados e granitóides com deformação dúctil que ocorrem no Domínio Bacajá foram agrupados no Granodiorito Anapu (João Jorge *et al.* 1987), uma das unidades desmembradas do Complexo Xingu, de Silva *et al.* (1974). No entanto, para designar um conjunto de granitóides bandados que ocorre a sul da Seqüência Três Palmeiras propõe-se a unidade Metatonalito Rio Bacajá, cujas melhores exposições situam-se ao longo do rio homônimo e conformam um corpo orientado segundo o *trend* regional NW-SE, de relevo arrasado com radiometria média a baixa.

Esta unidade compreende metatonalitos a metamonzogranitos com biotita e hornblenda, bandados e porfiroclásticos (Figura 3.28), de granulação média a grossa, que freqüentemente hospedam lentes de rochas máficas microgranulares (quartzo dioríticas a tonalíticas) e xenólitos de rochas supracrustais migmatizadas. Os metagranitóides bandados também apresentam veios leucograníticos concordantes com o bandamento, que sugerem feições migmatíticas. A atitude do bandamento varia entre N85°-60°W, com mergulho geralmente subvertical, e por vezes delinea dobras apertadas com eixo mergulhando para WNW.

Ao microscópio, mostram porfiroclastos sigmoidais de feldspatos e hornblenda e a textura granoblástica interlobada e poligonal dos agregados da matriz quartzo-feldspática. Além disso, agregados de biotita, epidoto, titanita, allanita e minerais opacos (óxidos de Fe e Ti e pirita) ocorrem em arranjos granolepidoblásticos que contornam os porfiroclastos. Texturas ígneas localmente preservadas nesses granitóides e a ausência de feições que comprovem uma recristalização no estado sólido, sugerem deformação submagmática de alta temperatura. Contudo, não se descarta a possibilidade que tais granitóides tenham sofrido metamorfismo de alto grau, como sugerem as possíveis feições migmatíticas. Adicionalmente, rendilhados de trilhas de cominuição de grãos com cristalização de sericita, clorita e epidoto marcam uma foliação milonítica de mais baixa temperatura, superposta à foliação de alta temperatura.

Vasquez *et al.* (2008) obtiveram uma idade de cristalização por U-Pb SHRIMP em zircão de  $2338 \pm 5$  Ma (Tabela 2.6) para um metatonalito porfiroclástico do Metatonalito Rio Bacajá. Faraco *et al.* (2005) apresentaram uma idade semelhante ( $2313 \pm 9$  Ma – Tabela 2.6), obtida pelo mesmo método em um metatonalito do Complexo Jacaré, unidade proposta por Faraco *et al.* (2004b) porém não considerada no presente trabalho, mas que deve representar o mesmo evento magmático do Metatonalito Rio Bacajá.

O contato do Metatonalito Rio Bacajá com a Seqüência Três Palmeiras é tectônico, mas a ocorrência de xenólitos de rochas supracrustais nos metatonalitos, e a pequena defasagem temporal entre estas duas unidades, sugerem contato originalmente intrusivo. Apesar desta estreita relação temporal, os dados de isótopos de Nd do Metatonalito Rio Bacajá ( $\epsilon_{Nd_{2,34Ga}}$  de -10,80 e  $T_{DM}$  de 3,10 Ga, Tabela 2.6) indicam origem relacionada a retrabalhamento de crosta arqueana, que contrasta com a natureza juvenil das rochas metavulcânicas da Seqüência Três Palmeiras (Vasquez 2006). (MLV)

#### **3. 2.4.2 – Greenstone Belts**

##### *Grupo Vila União (A4vn)*

A presente unidade é aqui definida a partir da fusão dos grupos Buritirama e Tapirapé (Docegeo 1987 e Oliveira *et al.* 1994, respectivamente), agora rebaixados à hierarquia de formação. Pelo fato destas formações constituírem duas faixas metamórficas contíguas, muito pouco conhecidas, que sustentam uma mesma elevação topográfica, a serra da Buritirama, optou-se por esta redefinição, ao invés de se criar, precipitadamente, um supergrupo. O termo Vila União é em alusão a um dos maiores povoados edificadas na serra da Buritirama.

O Grupo Vila União, subdividido nas formações Tapirapé e Buritirama, tem como embasamento o Complexo Cajazeiras, e está localizado na porção sudeste do Domínio Bacajá. Portanto, não pode ser incluído no Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988), cujo embasamento é o Complexo Xingu, posicionado no Domínio Carajás. (PFR)

#### *Formação Tapirapé (A4ta)*

A Formação Tapirapé tem seção-tipo no rio homônimo e, neste projeto, é interpretada como sendo a porção basal do Grupo Vila União. Constitui uma faixa metamórfica de *trend* WNW-ESE, na qual, segundo Oliveira *et al.* (1994), predominam metabasaltos foliados (ortoanfibolitos, plagioclásio-actinolita xisto e plagioclásio-clorita xisto), além de talco-xistos, com metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito baixo. (PFR)

#### *Formação Buritirama (A4bu)*

A Formação Buritirama, que tem suas melhores exposições nos rios Itacaiúnas e Parauapebas, representa a porção superior do Grupo Vila União. É constituída principalmente por quartzitos micáceos (com sericita e muscovita), quartzitos ferruginosos (hematíticos), mica xistos carbonatados muito intemperizados, quartzo-xistos, carbonatos, rochas cálcio-silicáticas e leitos de mármore (DOCEGEO, 1988). Segundo Jorge João e Silva Neto (1994), o metamorfismo é de fácies xisto verde a anfibolito. Níveis de protominério de manganês ocorrem intercalados nos mica xistos carbonatados da Formação Buritirama, e são responsáveis por significativos depósitos de manganês. (PFR)

#### *Seqüência Rochas Supracrustais 1 (APPsu1)*

Sob a denominação informal de Seqüências Metavulcano-Sedimentares do Tipo Greenstone, Faraco *et al.* (1996b) individualizaram, com base em interpretações fotogeológicas, diversos corpos lenticulares e irregulares, sustentados por cristas estruturais. No atual relatório, estes corpos supracrustais individualizados a partir de produtos de sensores remotos, inclusive aerogeofísicos, são reunidos na unidade informal Seqüência Rochas Supracrustais 1, já que não há critérios que justifiquem hierarquias formais. A maioria desses corpos tem *trend* WNW-ESE e apresenta poucas variações das assinaturas aeroradiométricas, compatível com restos supracrustais pouco diversificados litologicamente, enquanto, outros, exibem fortes anomalias aeromagnéticas. Parte deles ocorre como um conjunto de serras próximas entre si, na forma de "charutos", com até 1.800 m de largura, não controladas por lineamentos tectônicos, como é o caso da serra do Argemiro e outras, sem toponímia, cortadas pela vicinal do rio Gelado, mapeadas neste projeto. São inteiramente constituídas por quartzitos puros ou micáceos, brancos a amarelados, anisotrópicos a maciços, de baixo grau metamórfico (com clorita e/ou muscovita e/ou sericita), os quais apresentam foliações sub-verticalizadas.

Por outro lado, nas cordilheiras de serras (diversas cristas interrompidas) controladas por megalineamentos, as anomalias aeromagnéticas estão ausentes. Baseado em um único corpo conhecido, que define a serra Misteriosa, com largura máxima de até

4.800 m, mapeado por Oliveira *et al.* (1994), os demais também podem ser interpretados como similares, constituídos por rochas metassedimentares clásticas, um pouco mais diversificadas. A referida serra é sustentada por duas faixas distintas e paralelas, sendo a mais meridional formada por quartzitos puros ou com muscovita, foliados, e com metamorfismo em fácies xisto verde. Na outra faixa, mica-quartzito xistos são os únicos litocomponentes presentes.

Outros tipos de litossomas desconhecidos podem estar representados por restos metavulcano-sedimentares, como é o caso de um corpo que sustenta a serra Lombo Longo, onde localiza-se o garimpo aurífero do Manelão, estudado por Souza (1995). Outro exemplo ocorre na serra da Redenção (a norte da serra do Cinzento), com quartzo-xistos e clorita-sericita quartzitos em contato com formações ferríferas bandadas óxido-silicatadas (isógrada da cummigtonita-grunerita). Em trabalhos anteriores (Docegeo 1988, Siqueira 1990), essas rochas foram incluídas no Grupo Igarapé Salobo, ainda que sem correlações consistentes com os litotipos da serra do Salobo.

Os dados geocronológicos existentes nas seqüências metavulcano-sedimentares do Domínio Bacajá indicam que existem pelo menos dois conjuntos distintos, um sideriano e outro arqueano. O primeiro foi identificado através da datação de metandesito da Seqüência Três Palmeiras a 2,36 Ga (Macambira *et al.* 2004), e pela idade em torno de 2,45 Ga (Vasquez *et al.* 2008) obtida em metatufo dacítico que ocorre como enclave no Paragnaisse Ipiçava. A existência de rochas supracrustais arqueanas é indicada pela presença de xenólitos de xistos, formações ferríferas bandadas e anfibolitos, no Ortognaisse Uruará e no Ortognaisse Pacajá, datados em 2,5 Ga (Santos 2003) e 2,67 Ga (Macambira *et al.* 2004), respectivamente. Adicionalmente, não se pode descartar a possibilidade de haver seqüências riacianas, uma vez que existem diversos granitóides com evolução relacionada a arco magmático, com idades entre 2,21 e 2,13 Ga (ex. Tonalito Brasil Novo, Granodiorito Oca). Em função disso, optou-se neste projeto por posicionar a unidade *Seqüência Rochas Supracrustais 1* num amplo intervalo de tempo, entre o Arqueano e o Paleoproterozóico. (PRF)

#### *Seqüência Três Palmeiras (PP1tp)*

A Seqüência Três Palmeiras é composta por um conjunto de rochas metavulcano-sedimentares que sustentam a serra homônima, orientada segundo WNW-ESE, com uma inflexão segundo NW-SE na porção oriental. Jorge João *et al.* (1987) definiram a Suíte Metamórfica Três Palmeiras para designar esta seqüência supracrustal, que foi subdividida em uma unidade com predomínio de rochas metavulcânicas máficas (Anfibolito Itatá) e outra composta de rochas metavulcanoclásticas, rochas metavulcânicas félsicas e intermediárias, e rochas metassedimentares químicas e clásticas (Micaxisto Bacajá). No entanto, a distribuição das unidades litológicas tem um arranjo mais complexo que aquele proposto inicialmente. Em virtude do uso da hierarquia "suíte metamórfica" não ser apropriada para rochas de baixo grau metamórfico (Petri *et al.* 1986) e nem recomendado pela Comissão Internacional de Estratigrafia, neste trabalho optou pela designação

Seqüência Três Palmeiras para agrupar este conjunto de rochas, com a possibilidade de que, em trabalhos posteriores, seja retomada sua subdivisão em termos litológicos ou em formações.

A Seqüência Três Palmeiras é composta predominantemente por actinolita xistos, metandesitos, metabasaltos, metatufos andesíticos e basálticos e anfíbolitos. Metadacitos, metatufos dacíticos, quartzitos, mica xistos, formações ferríferas bandadas, filitos grafitosos e turmalinitos ocorrem subordinadamente. As rochas metamáficas apresentam um caráter geoquímico transicional entre toleíitos de arco de ilha e de fundo oceânico (tipo MORB) e as paragêneses metamórficas são de fácies xisto verde a anfíbolito (Jorge João *et al.* 1987).

Macambira *et al.* (2004) obtiveram uma idade de cristalização de  $2359 \pm 3$  Ma (Tabela 2.6) por evaporação de Pb em zircão para um metandesito da Seqüência Três Palmeiras. Isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{2,36Ga}$  de +1,73 a +1,64 e  $T_{DM}$  de 2,47 e 2,49 Ga, Tabela 2.6) mostram que a origem das rochas vulcânicas está relacionada a acreção juvenil há aproximadamente 2,5 Ga (Vasquez 2006).

Vários depósitos auríferos filonianos encontram-se associados à Seqüência Três Palmeiras, com veios de quartzo com pirita, calcopirita, arsenopirita, Au e possivelmente outros minerais de Cu e Fe, recortando as rochas metandesíticas com antofilita e plutons quartzo monzodioríticos a granodioríticos (Granodiorito Oca) que intrudiram a seqüência, com sericitização, cloritização e carbonatação associadas. (MLV)

### 3. 2.4.3 – Magmatismo Orogênico Pré-colisional (Ciclo Transamazônico)

#### *Tonalito Brasil Novo (PP2 $\gamma$ bn)*

Os granitóides com deformação dúctil que afloram desde a foz do rio Iriri até as proximidades da cidade de Brasil Novo, anteriormente englobados no Granodiorito Anapu (Jorge João *et al.* 1987), aqui são agrupados na unidade Tonalito Brasil Novo, adotando-se a denominação usada por Santos (2003) para os granitóides dessa região. Esta unidade é representada por um batólito que, apesar da forma irregular, está orientado segundo o *trend* regional NW-SE, e recortado por zonas de cisalhamento transcorrentes de mesma direção. Nos produtos de sensores remotos, o relevo varia de arrasado cupuliforme a acidentado, com cristas orientadas nas porções mais afetadas por zonas de cisalhamento. O padrão de relevo, somado a radiometria alta observada nos mapas aerogamaespectrométricos, permite distinguir este corpo de outros granitóides deformados nas adjacências.

O Tonalito Brasil Novo é composto por tonalitos e granodioritos ricos em biotita e hornblenda, e subordinadamente ocorrem monzo e sienogranitos. Em geral, são porfiroclásticos (Figura 3.29), de granulação média a grossa, mas localmente ocorrem tipos bandados e inequigranulares com a textura ígnea preservada. A foliação é marcada pela orientação e estiramento dos porfiroclastos de feldspato, contornados por agregados de minerais máficos. Por vezes ocorrem faixas métricas de milonitos de alta temperatura, com porfiroblastos de feldspatos em fábrica L.

Freqüentemente, estes granitóides hospedam enclaves e diques rompidos de rochas máficas

microgranulares (quartzo dioríticas a tonalíticas) e granulares (dioríticas e gabróicas), bem como xenólitos de ortogneisses (tonalíticos e quartzo dioríticos). Diques leucograníticos menos deformados ductilmente cortam a foliação principal dos granitóides porfiroclásticos.

Os granitóides desta unidade exibem microtexturas típicas de deformação sob alta temperatura como a recristalização de porfiroclastos sigmoidais de microclínio e das bordas dos cristais de plagioclásio, e os arranjos granoblásticos interlobados e poligonais dos agregados quartzo-feldspáticos da matriz (Vasquez *et al.* 2005). Por outro lado, localmente preservam feições ígneas, como porfirocristais de feldspatos idiomórficos e orientados, com zonação, maclas e inclusões euédricas. Uma foliação milonítica de mais baixa temperatura, marcada por trilhas de cominuição de grãos da matriz e das bordas dos porfiroclastos de feldspatos, e pela recristalização de biotita e formação de sericita e clorita, indica a superposição de um evento termo-dinâmico, provavelmente relacionado à reativação de zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE.

Santos (2003) obteve uma idade de cristalização de  $2182 \pm 6$  Ma (Tabela 2.6) por U-Pb SHRIMP em zircão para o Tonalito Brasil Novo, enquanto Vasquez *et al.* (2005) dataram por evaporação de Pb em zircão granitóides dessa unidade e obtiveram idades de  $2215 \pm 2$  Ma (granodiorito) e  $2209 \pm 2$  Ma (sienogranito). Estes resultados sugerem distintos pulsos magmáticos durante a formação deste conjunto de granitóides.

O predomínio de tonalitos e granodioritos com biotita e hornblenda indica uma afinidade cálcio-alcalina, sugestivamente relacionada a arcos magmáticos. No entanto, os dados de isótopos de Nd dos granitóides do Tonalito Brasil Novo ( $\epsilon Nd_{2,2Ga}$  de -4,35 e -6,07 e  $T_{DM}$  de 2,93 e 2,71 Ga, Tabela 2.6) obtidos por Vasquez (2006), indicam uma significativa participação de crosta continental arqueana, que sugere tratar-se de um arco magmático maduro, estabelecido na borda de um continente arqueano. (MLV)

#### *Granodiorito Oca (PP2 $\gamma$ oc)*

Dois plutons de granitóides intrusivos na Seqüência Três Palmeiras, que ocorrem na região da Volta Grande do Xingu, foram denominados de Granodiorito Oca (Jorge João *et al.* 1987). No presente trabalho foi mantida a denominação original, porém foi revisto o significado geológico e o processo de formação desses corpos.

O Granodiorito Oca é composto de granodioritos e tonalitos porfiroclásticos e inequigranulares, além de quartzo monzodioritos inequigranulares (Figura 3.30). Em geral, apresentam texturas ígneas preservadas, embora tenham sido registradas faixas miloníticas nas bordas ou recortando os plutons.

Jorge João *et al.* (1987) destacaram o caráter localizado da deformação dúctil no Granodiorito Oca, atribuindo o isotropismo estrutural a um estágio diatexitico do processo de migmatização. Estes autores identificaram uma assinatura química cálcio-alcalina para o Granodiorito Oca, mas descartaram uma gênese relacionada à subducção de litosfera oceânica, evocando um modelo de fusão de rochas metamáficas da seqüência metavulcano-sedimentar Três Palmeiras e espessamento crustal policíclico.

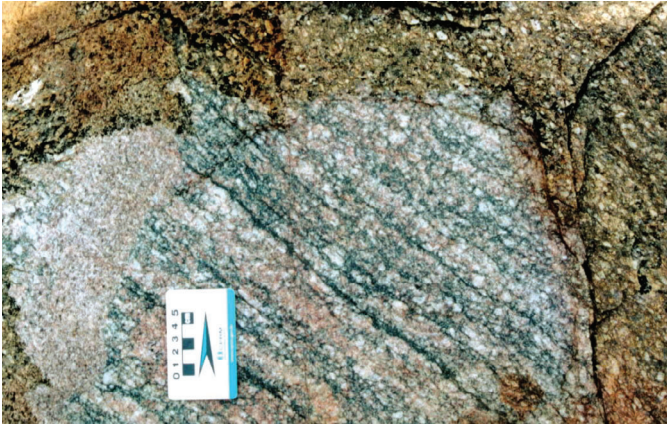


Figura 3.29 – Granitóide com textura porfiroclástica do Tonalito Brasil Novo.



Figura 3.30- Quartzo monzodiorito inequigranular do Granodiorito Oca.

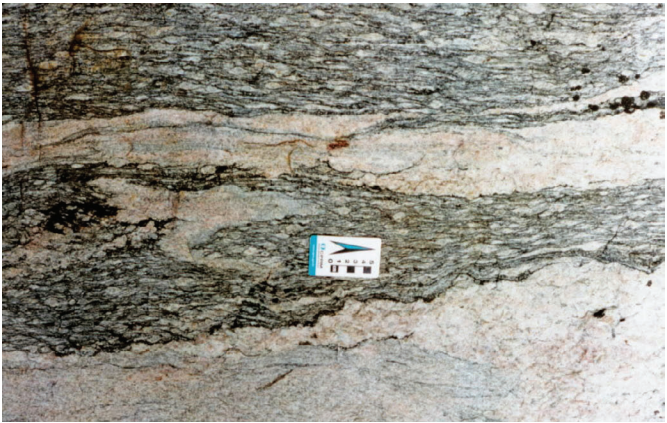


Figura 3.31 – Veios e bolsões micrograníticos concordantes em monzogranito porfiroclástico do Monzogranito Piranhaquara.

Vasquez (2006) obteve uma idade cristalização por U-Pb SHRIMP em zircão de  $2160 \pm 3$  Ma (Tabela 2.6) para um quartzo monzodiorito inequigranular do Granodiorito Oca, e identificou uma tênue contribuição crustal para este granitóide, marcada pelos isótopos de Nd ( $\epsilon_{Nd_{2,16Ga}} -1,59$  e  $T_{DM}$  de 2,52 Ga, Tabela 2.6). Este autor sugeriu que estes granitóides têm gênese relacionada a ambiente de arco magmático de assinatura mais juvenil, com pouca participação crustal.

A alteração hidrotermal é intensa nas rochas desta unidade, que hospedam mineralizações auríferas filonianas associadas às zonas de cisalhamento que cortam tanto os granitóides quanto as rochas supracrustais encaixantes. Os veios mineralizados a Au apresentam uma paragênese de sulfetos de Fe, Cu e As, e estão orientados principalmente segundo a direção  $N60^\circ E$ , mas também ocorrem veios orientados segundo WNW-ESE. (MLV)

#### *Granodiorito Belo Monte (PP2 $\gamma$ bm)*

Nas proximidades da localidade de Belo Monte, desde as margens do rio Xingu até cerca de 20 km na rodovia Transamazônica (BR-230), afloram granitóides leuco e mesocráticos com tons cinza e rosa, geralmente foliados e por vezes bandados. Estes granitóides possuem uma foliação de orientação E-W e mergulho subvertical. Em muitos aspectos descritivos estes granitóides se enquadram na definição do Granodiorito Anapu (Jorge João *et al.* 1987), mas como esse corpo não se estende até a região de Anapu adotou-se aqui a denominação de Granodiorito Belo Monte, em referência ao local onde ocorrem as melhores exposições.

São granodioritos e monzogranitos com biotita, em geral inequigranulares de granulação média. Apresentam um bandamento marcado pela alternância de níveis leucocráticos, quartzo-feldspáticos, de granulação grossa, localmente pegmatóides, com níveis mesocráticos, ricos em biotita. Este corpo hospeda xenólitos métricos de gnaisses melanocráticos, fortemente bandados, de composição tonalítica (biotita-hornblenda gnaisses).

Ao microscópio, os porfiroclastos de feldspato (microclínio e oligoclásio) mostram pouca recristalização de borda, e a matriz quartzo-feldspática exibe arranjos granoblásticos com lamelas de biotita fortemente orientadas. Esta trama é recortada por trilhas de cominuição de grãos. Titanita e allanita são importantes minerais acessórios e apresentam formas euédricas. De modo geral, as texturas ígneas estão preservadas, sendo o bandamento magmático, com uma posterior recristalização de mais baixa temperatura que marca uma foliação protomilonítica.

Macambira *et al.* (2001a) dataram um granodiorito bandado desta unidade na área tipo por evaporação de Pb em zircão, e obtiveram uma idade de cristalização de  $2154 \pm 3$  Ma (Tabela 2.6). (MLV)

#### *Monzogranito Piranhaquara (PP2 $\gamma$ pq)*

Em frente à ilha Piranhaquara, no rio Xingu, afloram granitóides porfiroclásticos de granulação média a grossa, que se assemelham a gnaisses oftálmicos, recortados por veios boudinados e bolsões leucograníticos

pegmatóides e micrograníticos. Localmente, os microgranitos exibem intercalações de porções cinza e rosa que marcam um bandamento e trilhas de agregados de minerais máficos (*schillieren*). Baseados nestas feições, Santos *et al.* (1988) classificaram estas rochas como migmatitos, com núcleos gnáissicos e granitóides subordinados, reunido-as na "Unidade III". Contudo, no presente trabalho pondera-se que tais feições possam representar estruturas magmáticas em granitóides ductilmente deformados. Assim, adota-se simplesmente a denominação Monzogranito Piranhaquara em alusão à ilha homônima.

O Monzogranito Piranhaquara ocorre como um pluton sigmoidal intrusivo no Paragnaisse Ipiacava e no Complexo Cajazeiras. Este corpo apresenta-se orientado segundo *trend* regional NW-SE, com uma foliação interna com atitude N65°-70°W/70°NE. Zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE contornam e recortam este corpo granítico.

Dominam monzogranitos com porfiroclastos de microclínio e plagioclásio exibindo forte extinção ondulante e recristalização de borda. Os agregados quartzo-feldspáticos e de biotita da matriz conformam arranjos granoblásticos e granolepidoblásticos, com contatos intergranulares interlobados e poligonais. Ocorrem ainda leucogranitos e biotita micromonzogranitos em veios e bolsões (Figura 3.31), onde ocorrem as mesmas feições de recristalização dos feldspatos, quartzo e biotita. Também sofreram uma recristalização de mais baixa temperatura, marcada pelas trilhas em mortor que recortam as tramas recristalizadas a mais alta temperatura. Estas evidências, somadas às mesoscópicas acima descritas, sugerem que os granitos foram submetidos a condições de deformação dúctil, submagmática, que precedeu uma deformação milonítica relacionada à reativação das zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE.

Vasquez *et al.* (2008) dataram um monzogranito porfiroclástico da área-tipo do Monzogranito Piranhaquara por U-Pb SHRIMP em zircão e obteve uma idade de cristalização de  $2147 \pm 5$  Ma (Tabela 2.6). Os dados de isótopos de Nd ( $\epsilon_{Nd_{2,13Ga}}$  -4,29 e  $T_{DM}$  de 2,74 Ga, Tabela 2.6) indicam uma contribuição crustal neoarqueana para este corpo granítico (Vasquez 2006). (MLV)

#### *Metatonalito Tapiranga (PP2γtp)*

No rio Xingu, a cerca de 60 km acima da foz do rio Iriri, afloram granitóides foliados e gnaisses mesocráticos, de cores cinza esverdeado e rosada, que ocorrem em um batólito de forma irregular, orientado segundo o *trend* regional NW-SE, caracterizado nos produtos de sensores remotos por um relevo arrasado, com poucas cristas nas partes mais afetadas por zonas de cisalhamento NW-SE. Estes granitóides se enquadram na ampla definição de Granodiorito Anapu de Jorge João *et al.* (1987), mas devido às peculiaridades deste corpo optou-se por designá-lo de Metatonalito Tapiranga, em alusão aos afloramentos próximos da ilha homônima, considerada sua área-tipo.

Trata-se de metatonalitos e metagranodioritos, porfiroclásticos e bandados, de granulação média a fina, que hospedam xenólitos métricos a centimétricos de rochas metavulcânicas máficas e são cortados por veios de leucogranitos porfiroclásticos, concordantes

ou discordantes à foliação, os quais podem estar relacionados a granitóides mais jovens ou a um processo de migmatização.

Ao microscópio, os porfiroclastos de plagioclásio apresentam feições de deformação dúctil, como apagamento de maclas e zoneamento, bem como forte arredondamento das bordas. A matriz em arranjos granoblásticos e granolepidoblásticos exibe contatos interlobados e poligonais nos agregados quartzo-feldspáticos e uma forte recristalização das lamelas de biotita. Frequentemente, trilhas de cominuição de grãos recortam esta trama de recristalização de mais alta temperatura, marcando a superposição de uma foliação milonítica de mais baixa temperatura.

Vasquez (2006) obteve uma idade de cristalização por U-Pb SHRIMP em zircão de  $2133 \pm 10$  Ma (Tabela 2.6) para um metatonalito da área-tipo, e identificou uma população de zircão de  $2055 \pm 6$  Ma interpretada como registros um evento de alto grau (migmatização?). Este metatonalito apresentou uma assinatura de isótopos de Nd ( $\epsilon_{Nd_{2,13Ga}}$  de -0,71 e  $T_{DM}$  de 2,45 Ga, Tabela 2.6) sugestiva de uma fonte juvenil com tênue contribuição crustal, provavelmente relacionada a ambiente de arco magmático (Vasquez 2006). (MLV)

### **3.2.4.4 – Magmatismo Orogênico Sin a Tardi-Colisional (Ciclo Transamazônico)**

#### *Complexo Bacajá (PP2γbj)*

Jorge João *et al.* (1987) definiram o Granolito Bacajá, em alusão às exposições no rio homônimo, para designar uma faixa metamórfica de alto grau (granolitos e granoblastitos charnockíticos, monzoníticos e enderbíticos), embasamento supostamente ligado a um núcleo arqueano. Faraco *et al.* (2005), substituíram o termo Granolito Bacajá por Complexo Charnockítico Bacajá, mas mantiveram a concepção de faixa metamórfica de alto grau.

Neste projeto, essas rochas são entendidas como charnockitóides de origem ígnea, no sentido de Ricci e Costa (2004), ao invés de granulitos. O Complexo Bacajá é aqui definido para englobar enderbitos e charnoenderbitos dominantes, que se associam a subordinados charnockitos, jotunitos e mangeritos. Esse amplo espectro composicional levou Ricci (2006c) a admitir a existência desses complexos intrusivos, no Domínio Bacajá. Os principais litossomas dessa unidade são aqueles banhados pelo Lago de Tucuruí, no rio Bacajá e, o maior de todos, seccionado pelos rios Iriri e Xingu. Trata-se de granitóides catazonais intrusivos, orogênicos, gnaissificados a isotrópicos, e com textura ígnea preservada (Figura 3.32).

A toponímia original Bacajá é aqui mantida, no entanto, do ponto de vista litológico, os perfis geológicos mais completos são ao longo da rodovia Transamazônica (entre Novo Repartimento e Itupiranga) e no rio Iriri, próximo à Vila de Maribel.

Os granitóides encontram-se, em geral, descharnockitizados, no sentido conceitual de Macluf e Schorscher (2001), ora com cristais reliquias de clinopiroxênio e ortopiroxênio pseudomorfizados por clorita, bastita, actinolita e talco, ora completamente reequilibrados para hornblenda castanho-esverdeada (1ª geração), verde oliva (2ª geração), ou até verde-azulada (3ª geração). Mesmo nesses casos, Ricci (2006b) reconheceu várias feições diagnósticas da cristalização



Figura 3.32 – Complexo Bacajá: (A) Enderbitos com textura porfírica grosseira e bem preservada; (B) Xenólitos amendoados de granulitos máficos orientados em zona de cisalhamento transcorrente.

profunda, tais como hornblenda e biotita titaníferas, intercrescimentos mesopertíticos e antipertíticos, allanita extremamente desenvolvida, que indica resfriamento muito lento, e ausência de minerais típicos de níveis crustais mais rasos, como a titanita primária. Aquele autor observou também que as feições mesoscópicas encontradas, tais como feldspatos esverdeados ou de cor cinza, macropertitas (visíveis a olho nu) e texturas porfíricas mais grosseiras são semelhantes às dos típicos charnockitóides. Além disso, os persistentes xenólitos de granulitos máficos assinalam o ambiente crustal que aprisionou esses magmas (Figura 3.32).

As datações isotópicas obtidas pelos métodos U-Pb SHRIMP e evaporação de Pb em zircão nesses granitóides forneceram valores riacianos, entre 2114 Ma e 2094 Ma (Faraco *et al.* 2005, Monteiro 2006; Tabela 2.6), para este magmatismo. (PFR)

#### *Granito Canaã (PP2γcn)*

Na região de Uruará, nas cercanias da localidade de Canaã, aflora um pluton granítico orientado segundo NNW-SSE, intrusivo no Ortognaisse Uruará, no Paragnaisse Ipiacava e em corpos correlatos ao Granulito Máfico Rio Preto.

Trata-se de monzogranitos e granodioritos, geralmente ricos em biotita, leuco a mesocráticos, de cor cinza e rosa acinzentado, de granulação média, com textura inequigranular hipidiomórfica e sutilmente foliados. Localmente, mostram porfiroclastos de microclínio e plagioclásio com bordas arredondadas e fraca recristalização. A matriz equigranular mostra arranjos granoblásticos interlobados e localmente poligonal. Estas feições marcam uma trama com tênue deformação submagmática. As lamelas de biotita frequentemente estão recristalizadas e estreitas trilhas em mortas recortam as tramas ígneas, conferindo-lhes

uma foliação protomilonítica de recristalização a mais baixa temperatura.

Vasquez *et al.* (2005) obtiveram uma idade de  $2104 \pm 5$  Ma (Tabela 2.6) por evaporação de Pb em zircão em um monzogranito inequigranular da área-tipo, com populações de cristais de zircão herdado com idades entre 2,12 e 2,15 Ga. Os dados de isótopos de Nd do Granito Canaã indicam uma contribuição crustal neoarqueana ( $T_{DM}$  de 2,54 e  $\epsilon Nd_{2,1Ga}$  de -3,40, Tabela 2.6), mas os zircões herdados sugerem que esses podem ter sido formados a partir da fusão dos granitóides paleoproterozóicos (Vasquez 2006). (MLV)

#### *Granodiorito Babaquara (PP2γbb)*

No interflúvio dos rios Xingu e Bacajá, nas proximidades de Altamira, ocorre um corpo granitóide que nos sensores remotos se distingue das suas rochas encaixantes (Metatonalito Tapiranga e Complexo Bacajá) por apresentar um relevo mais acidentado, o qual é alongado segundo o *trend* regional NW-SE, e as rochas apresentam uma foliação incipiente concordante. Este corpo era mapeado como Granodiorito Anapu (Jorge João *et al.* 1987), mas neste projeto foi individualizado como unidade independente, recebendo a designação de Granodiorito Babaquara, em referência aos afloramentos que ocorrem nas cercanias da ilha homônima, localizada no rio Xingu, sua área tipo.

São granodioritos, com biotita e hornblenda, inequigranulares e porfiroclásticos, de granulação média, com leucogranitos equigranulares subordinados. Ao microscópio, nas porções mais preservadas há pouca recristalização de borda nos porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio e nos agregados quartzo-feldspáticos e de minerais máficos (biotita, epidoto, allanita e titanita) da matriz. No entanto, nas porções mais deformadas os feldspatos e até a hornblenda apresentam recristalização de borda,

indicando deformação dúctil de mais alta temperatura. A exemplo de outros granitóides da região, estas rochas mostram feições de cominuição da trama original, com intensa recristalização de quartzo, micas e epidoto, que marcam uma foliação milonítica de mais baixa temperatura. Além disso, exibem feições de formação rúptil e alteração hidrotermal.

Vasquez *et al.* (2008) obtiveram uma idade cristalização por evaporação de Pb em zircão de  $2102 \pm 3$  Ma (Tabela 2.6) para um granodiorito porfiroclástico da área tipo. Os dados de isótopos de Nd ( $T_{DM}$  de 2,59 e  $\epsilon Nd_{2,1Ga}$  de -3,45, Tabela 2.6) do Granodiorito Babaquara sugerem uma contribuição crustal neoarqueana. (MLV)

### 3.2.4.5 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional (Ciclo Transamazônico)

#### *Suíte Intrusiva Arapari (PP2γar)*

Ricci e Costa (2004) reconheceram, pela primeira vez, no Domínio Bacajá, a existência de rochas ígneas catazonais (charnockitóides), as quais eram, em trabalhos anteriores (Oliveira *et al.* 1994; Faraco *et al.* 2004b), tidas como granulitos e mapeadas como unidades de embasamento. No presente relatório, os batólitos e *stocks* orogênicos, representantes de um magmatismo charnockítico a charno-enderbítico, passam a compor uma nova unidade denominada de Suíte Intrusiva Arapari, em alusão ao rio homônimo, sua seção-tipo, que atravessa um desses corpos, nas proximidades do Lago de Tucuruí.

Tais charnockitos e charno-enderbitos variam desde tipos isotrópicos a levemente foliados (Figura 3.33) e estão, em geral, descharnockitizados (no sentido de Macluf e Schorscher, 2001), segundo Ricci (2006b). Em outras palavras, os cristais reliquiais de orto e clinopiroxênios ora acham-se pseudomorfizados por clorita, talco, bastita e/ou actinolita, ora completamente reequilibrados para anfíbios cálcicos, de várias gerações (hornblenda castanho-esverdeada, de mais alta T, verde oliva e, até, verde azulada, de mais baixa T).

Mesmo nessas rochas bastante mascaradas, várias feições microscópicas, características de uma cristalização na crosta inferior, foram reconhecidas por Ricci (2006b), tais como biotita vermelha e hornblenda castanho-esverdeadas (titaníferas), intercrescimentos mesopertíticos e antipertíticos, além de minerais acessórios muito desenvolvidos (allanitas com diâmetros de até 1,5 mm), típicos de um resfriamento muito lento. Por outro raciocínio, o autor observou a ausência de minerais típicos de uma cristalização mais rasa, como titanita primária.

Mesoscopicamente, e reforçando o diagnóstico catazonal, são ainda encontrados, segundo Ricci (2006b), feldspatos esverdeados ou de cor cinza, macropertitas (visíveis a olho nu) e constante texturas porfíricas muito grosseiras, similares àquelas dos típicos charnockitóides. Além disso, a grande incidência de xenólitos de granulitos máficos e de outros ortognaisses de alto grau demonstram, como encaixantes, o nível crustal profundo de colocação do magmatismo em questão (Figura 3.33).

Granitóides desta unidade, datados pelo método U-Pb SHRIMP e Pb-Pb em zircão, forneceram idades entre 2086 Ma e 2070 Ma (Santos 2003, Macambira

*et al.* 2003, Vasquez *et al.* 2008, Tabela 2.6), as quais confirmaram a separação petrográfica e radiométrica entre os charnockitóides desta unidade, daqueles do Complexo Bacajá, cujas idades são em torno de 2,1 Ga (Faraco *et al.* 2005, Monteiro 2006). Os dados de isótopos de Nd ( $T_{DM}$  de 2,46 e 2,47, e  $\epsilon Nd$  de -2,40 e -3,12, Tabela 2.6), indicam uma contribuição crustal na origem destes granitóides (Vasquez 2006). (PFR)

#### *Suíte Intrusiva João Jorge (PP2γjj)*

Na porção centro-norte do Domínio Bacajá ocorrem vários batólitos e plutons graníticos, geralmente de formas alongadas segundo o *trend* regional NW-SE. Alguns destes corpos foram individualizados por Jorge João *et al.* (1987), e receberam a designação de Granito João Jorge, que integrava a Suíte Metamórfica Xingu, e que compreendia um conjunto de granitos potássicos tardios intrusivos no Granodiorito Anapu, cujas melhores exposições estão localizadas ao longo da corredeira Soledade, no rio Xingu, imediatamente a jusante da foz do rio Iriri. Faraco *et al.* (2004b) e Bahia *et al.* (2004) individualizaram vários plutons graníticos a sudeste desta região, designando-os Monzogranito João Jorge. No presente trabalho é proposta a Suíte Intrusiva João Jorge para agrupar todos estes plutons graníticos, além do *Granito Felício Turvo (PP2γft)*, individualizado por Souza (1995).

A Suíte Intrusiva João Jorge é composta de monzo e sienogranitos, raros granodioritos, granulação média a fina, inequi e equigranulares, leucocráticos, com poucos termos mais ricos em biotita. Apresentam uma tênue foliação magmática marcada pelo alinhamento dos cristais de feldspato e biotita, por vezes superposta por uma foliação milonítica  $N40^{\circ}-70^{\circ}W$ , relacionada a zonas de cisalhamento transcorrentes que cortam os corpos desta unidade. Além disso, são afetados por faixas de brechas cataclásticas quilométricas, acompanhadas de intensa alteração hidrotermal, que marcam intensa reativação rúptil das zonas de cisalhamento transcorrente.

Os granitos da Suíte Intrusiva João Jorge intrudiram a maioria das unidades arqueanas e paleoproterozóicas do Domínio Bacajá. No rio Xingu, eles hospedam de xenólitos do Tonalito Brasil Novo, e veios e pequenas intrusões graníticas desta suite cortam este tonalito, além do Metatonalito Tapiranga e do Granodiorito Babaquara.

O Granito Felício Turvo (PP2γfc) ocorre como um corpo lenticular orientado segundo NW-SE, intrusivo na unidade Sequência Rochas Supracrustais 1 no Ortognaisse Pacajá. Os litotipos com texturas ígneas preservadas, e a concentração da deformação milonítica nas bordas e em faixas centimétricas a métricas que recortam o corpo são características semelhantes às encontradas na Suíte Intrusiva João Jorge, a exemplo dos corpos graníticos localizados na porção mais setentrional do Domínio Bacajá.

As zonas de cisalhamento transcorrentes que seccionam corpos da Suíte Intrusiva João Jorge são predominantemente sinistrais, e controlaram o posicionamento dos mesmos. Algumas destas zonas de cisalhamento, como a da região do garimpo Manelão, hospedam mineralizações auríferas filoneanas (Souza 1995, Souza e Kotschoubey 2005).





Figura 3.33 – Suíte Intrusiva Arapari: (A) Charnockito foliado com textura porfírica ainda bem preservada; (B) Xenólitos métricos de granulitos máficos em charnockito.

Ao microscópio, os granitóides mais deformados ductilmente são protomilonitos, com pouca recristalização de porfiroclastos de feldspato alcalino e dos agregados quartzo-feldspáticos da matriz. A biotita geralmente está recristalizada e associada com cristais de titanita, epidoto, allanita. Localmente, apresentam pirita, calcopirita, muscovita e granada.

Vasquez *et al.* (2005) obtiveram uma idade de  $2077 \pm 2$  Ma (Tabela 2.6) por evaporação de Pb em zircão para um monzogranito inequigranular no rio Xingu. Idades semelhantes foram encontradas para um corpo granítico localizado próximo à cidade de Novo Repartimento ( $2076 \pm 6$  Ma, Macambira *et al.* 2001a) e para o Granito Felício Turvo ( $2069 \pm 6$  Ma, Souza *et al.* 2003).

A assinatura dos isótopos de Nd é variada nos granitóides da Suíte Intrusiva Jorge João. Macambira *et al.* (2003) identificaram localmente um componente juvenil sideriano ( $\epsilon\text{Nd}_{2,1\text{Ga}}$  de -0,60 e  $T_{\text{DM}}$  de 2,33 Ga, Tabela 2.6) e um componente crustal neoarqueano ( $\epsilon\text{Nd}_{2,1\text{Ga}}$  de -4,12 e  $T_{\text{DM}}$  de 2,57 Ga, Tabela 2.6) para os granitos de 2,08 Ga da porção oriental do Domínio Bacajá. Nos granitos da porção ocidental, Vasquez (2006) identificou também uma componente crustal neoarqueana ( $T_{\text{DM}}$  de 2,73 e 2,65 Ga e  $\epsilon\text{Nd}_{2,08\text{Ga}}$  de -6,49 e -5,80, Tabela 2.6). Estes dados sugerem uma origem desses granitos a partir da fusão das rochas do embasamento neoarqueano, localmente com uma participação de um componente juvenil paleoproterozóico. (MLV)

#### 3.2.4.6 – Magmatismo Pós-Orogênico (Ciclo Transamazônico)

##### *Granodiorito Sant'Ana (PP3γsa)*

A oeste da cidade de Uruará, nas proximidades da fazenda Sant'Ana, ocorre um pluton de granitóide intrusivo nas rochas do Ortognaisse Rio Preto e do Paragnaisse Ipiacava, que recebe aqui a denominação de Granodiorito Sant'Ana. Este corpo é composto por granodioritos e tonalitos, com ocasionais leucomonzogranitos associados, inequi e equigranulares, de granulação média a fina. Apresentam uma incipiente foliação magmática, marcada pelo alinhamento de fenocristais de feldspato e de agregados de minerais máficos. Estas rochas hospedam enclaves e diques rompidos de composição diorítica, microgranulares e

glomeroporfíricos, que sugerem feições de mistura de magmas tipo *mingling*.

Ao microscópio, predomina uma trama inequigranular hipidiomórfica, com pouca recristalização na borda dos porfiroclastos de feldspatos e em agregados quartzo-feldspáticos da matriz. Ocorrem agregados de biotita e epidoto, e hornblenda e allanita, que apresentam-se mais recristalizados. Trilhas de cominuição de grãos, com recristalização de micas, recortam os agregados da matriz, marcando uma foliação protomilonítica. Os enclaves e diques dioríticos apresentam hornblenda intersticial englobando ripas de plagioclásio e relictos de piroxênio, e exibem uma incipiente foliação protomilonítica, marcada por recristalização de actinolita, micas e minerais opacos (óxidos Fe-Ti).

Vasquez *et al.* (2005) obtiveram uma idade de  $1986 \pm 5$  Ma (Tabela 2.6) por evaporação de Pb em zircão para o Granodiorito Sant'Ana, sendo, portanto, o granitóide mais jovem do Domínio Bacajá. Sua idade e composição são semelhantes aos granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão (Ricci *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 2002) e do Granito São Jorge Velho (Lamarão *et al.* 2002), do Domínio Tapajós. No entanto, os dados de isótopos de Nd denotam uma significativa contribuição crustal neoarqueana ( $\epsilon\text{Nd}_{1,99\text{Ga}}$  de -8,89 e  $T_{\text{DM}}$  de 2,83 Ga, Tabela 2.6) para o Granodiorito Sant'Ana, enquanto aqueles granitóides apresentam uma assinatura isotópica mais juvenil e fontes paleoproterozóicas (Lamarão *et al.* 2005, Vasquez 2006). (MLV)

### 3.2.5 – Domínio Santana do Araguaia

#### 3.2.5.1 – Greenstone Belts

##### *Seqüência Fazenda Santa Fé (A4ff)*

Neste projeto é proposta a designação Seqüência Fazenda Santa Fé para agrupar as rochas supracrustais que ocorrem na porção sul do Domínio Santana do Araguaia, no extremo sudeste do Pará.

Esta unidade se apresenta como cristas orientadas segundo a direção do *trend* regional NW-SE, que marcam lineamentos estruturais, e na forma de relevo aplainado.

A Seqüência Fazenda Santa Fé é composta por rochas metamáficas e metassedimentares. As primeiras são metabasaltos *granofels* ou porfíricos, plagioclásio-quartzo-actinolita *granofels*, quartzo-plagioclásio-tremolita xistos e quartzo-plagioclásio-actinolita xistos.

Em geral, apresentam tonalidades cinza escuras, isotrópicas a foliadas, granulação fina, e localmente possuem piroxênio reliquiar e sulfetos disseminados. As rochas metassedimentares são quartzitos puros e impuros, biotita-muscovita-feldspato-quartzo xistos, sillimanita e fibrolita quartzitos foliados, sericita-quartzo xistos, muscovita xistos, muscovita-biotita-feldspato-quartzo *granofels*, metarenitos sericíticos e menos freqüentemente: metacalcários dolomíticos, formações ferríferas bandadas, metatufos dacíticos e ardósias carbonosas.

As rochas desta unidade exibem comumente uma foliação orientada segundo N40°-60°W, com mergulhos em torno de 30°SW, localmente apresentam crenulações, dobras abertas e apertadas (Figura 3.34). Os quartzitos apresentam acamadamento (Figura 3.34) orientado geralmente segundo N40°-50°E e com mergulhos de 20° a 30° para NW e SE.

A intensidade do fraturamento e direção das falhas que afetaram estas rochas são variáveis, e os veios e vênulas de quartzo leitoso são retilíneos ou ondulados.

As feições de deformação dúctil e a recristalização de quartzo, micas, plagioclásio e anfibólio em condições de baixo grau metamórfico indicam que as rochas da Seqüência Fazenda Santa Fé sofreram um metamorfismo regional em condições de fácies xisto verde. Por outro lado, a ocorrência de quartzitos com fibrolita e até com sillimanita prismática sugere que estas rochas localmente alcançaram condições de fácies anfibolito alto. Apesar da ausência de feições e texturas diagnósticas, esta paragênese de grau metamórfico mais elevado pode estar relacionada ao metamorfismo térmico.

A ocorrência de metatufos dacíticos, formações ferríferas bandadas, ardósias carbonosas e rochas metavulcânicas máficas nesta unidade, indicam um vulcanismo bimodal associado com uma sedimentação marinha costeira, como sugerido pelas rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas.

Não se dispõe dados geocronológicos para a Seqüência Fazenda Santa Fé. Sua idade mínima é indicada pela idade de 2,67 Ga do Ortognaisse Rio Campo Alegre, aparentemente intrusivo nesta seqüência. Por sua vez, a idade máxima é sugerida pela provável contemporaneidade com a Seqüência Mururé, localizada mais a norte, que conta com idades de zircão detrítico maiores que 2,83 Ga.

A Seqüência Fazenda Santa Fé contém uma mina ativa de metacalcário dolomítico. (EBM)

#### *Seqüência Mururé (A4mu)*

Na porção norte do Domínio Santana do Araguaia, entre os rios Fresco e Mururé, ocorrem rochas metassedimentares como cristas orientadas segundo NW-SE, que margeiam a serra do Mururé. Cunha *et al.* (1981) mapearam estas rochas como pertencente à Formação Gorotire, e Neves e Vale (1999) englobaram no Grupo Rio Fresco. No presente trabalho, dados de campo, petrográficos e geocronológicos, descritos a seguir, indicam que esta seqüência metassedimentar apresenta marcantes diferenças com aquelas unidades de cobertura, sendo proposta a designação Seqüência Mururé, a qual tem como área tipo a serra homônima.

A Seqüência Mururé é cortada por granitóides paleoproterozóicos (Granitos tipo I Indiferenciados

e Tonalito Rio Dezoito) e recoberta por rochas sedimentares correlacionadas à Formação Gorotire. O *trend* estrutural NW-SE da Seqüência Mururé contrasta com o *trend* E-W do Grupo Serra do Inajá e dos granitóides mesoarqueanos (Granito Xinguara e Tonalito Arco Verde) do Domínio Rio Maria, a leste. O contato com estas unidades é marcado por falhas de cavalgamento de direção NW-SE.

O relevo é caracterizado por cristas alongadas segundo a direção estrutural regional, que se alternam com segmentos de relevo arrasado, associados, respectivamente, a faixas onde predominam rochas psamíticas ricas em quartzo e feldspato e faixas com maior contribuição de rochas pelíticas.

A Seqüência Mururé é composta principalmente por uma sucessão siliciclástica contendo quartzitos, metarenitos, metarcóseos, metagrauvacas, metassilitos, biotita xisto quartzo-feldspáticos, filitos e ardósias. Cunha *et al.* (1981) descreveram *hornfels* em rochas quartzo feldspáticas com anfibólio (rochas metaígneas máficas), em rochas metassedimentares sílico-aluminosas, combiotita, muscovita, cordierita, andaluzita, sillimanita e fibrolita, e em rochas carbonáticas, com antofilita, tremolita e escapolita. Estas rochas estariam associadas a intrusões graníticas no flanco leste da serra do Mururé e eram correlacionadas ao Grupo Serra do Inajá. Neste projeto também foram identificados *hornfels* em rochas quartzo feldspáticas e pelíticas, e subordinadamente em rochas metaígneas máficas da Seqüência Mururé. As texturas (ex. poiquiloblástica) e paragêneses sílico-aluminosas indicam que as rochas desta seqüência sofreram metamorfismo de contato e localmente alcançou a isógrada da sillimanita. Contudo, a recristalização dinâmica de quartzo, feldspato, micas e cloritas nos quartzitos, xistos e filitos indicam que houve um metamorfismo regional em condições de fácies xisto verde.

O predomínio de rochas metapsamíticas e metapelíticas e a raridade de rochas metacalcárias e metaígneas na Seqüência Mururé contrasta com a composição litológica da Seqüência Fazenda Santa Fé. Contudo, não se descarta uma contemporaneidade entre estas seqüências.

Monteiro *et al.* (2004) dataram cristais de zircão detrítico de um quartzito da parte nordeste da serra do Mururé por evaporação de Pb, e obtiveram idades entre  $2975 \pm 14$  e  $2833 \pm 7$  Ma (Tabela 2.7). Estas idades indicam fontes arqueanas para as rochas da Seqüência Mururé, e idade máxima de sedimentação em torno de 2,83 Ga. Estes resultados sugerem fontes de sedimentos distintas das do Grupo Serra do Inajá, onde foram obtidas, pelo mesmo método, idades de zircões detríticos entre 2,96 e 3,07 Ga para uma rocha metassedimentar (Azevedo *et al.* 2004). A idade mínima de deposição da Seqüência Mururé é estabelecida pela idade de cristalização de 2,19 Ga do Tonalito Rio Dezoito, o qual é intrusivo na mesma. (MLV)

#### **3.2.5.2 – Complexos Metamórficos**

##### *Ortognaisse Rio Campo Alegre (A4ca)*

Neste trabalho é proposta a unidade Ortognaisse Rio Campo Alegre para designar um conjunto de gnaiesses e migmatitos, que ocorrem na porção central do Domínio Santana do Araguaia. Trata-se de um corpo orientado segundo a direção NW-SE, com cerca



Figura 3.34 – Seqüência Fazenda Santa Fé: (A) Acumamento e foliação arqueados nos quartzitos; (B) Metacalcário com foliação crenulada e com dobras apertadas



Figura 3.35 – Gnaiss granodiorítico com estrutura estromática típica do Ortognaiss Rio Campo Alegre.



Figura 3.36 – Granodiorito inequigranular isotrópico do Complexo Santana do Araguaia.

de 60 km de comprimento e uma largura máxima de aproximadamente 23 km, que tem como área tipo os afloramentos no rio homônimo. Em trabalhos anteriores (Cunha *et al.* 1981, Faraco *et al.* 2004a) estas rochas eram interpretadas como pertencentes ao Complexo Xingu.

Ainda não são claras as relações de contato do Ortognaiss Rio Campo Alegre com as unidades adjacentes. Na porção noroeste está em contato com as rochas supracrustais da Seqüência Fazenda Santa Fé, nas quais este corpo é aparentemente intrusivo. Adicionalmente, interpreta-se os granitóides do Complexo Santana do Araguaia como intrusivos no Ortognaiss Rio Campo Alegre, visto que aqueles aparentemente truncam a foliação observada neste.

O Ortognaiss Rio Campo Alegre define um relevo colinoso, caracterizado por serras com topos em cristas em concordância com o *trend* regional NW-SE, onde são por vezes observados *inselbergs*. Em geral possui uma assinatura aerogamaespectrométrica com valores médios a altos canal do tório, o que sugere um predomínio de composição granítica, mas a parte noroeste do corpo tem uma radiação mais baixa que sugere composição básica.

O Ortognaiss Rio Campo Alegre é constituído predominantemente por gnaisses monzograníticos a

tonalíticos, migmatitos de composição monzogranítica e granodiorítica, além de granitóides de mesma composição, foliados ou isotrópicos. São rochas acinzentadas, de granulação média a grossa, localmente com cristais de quartzo e feldspato maiores do que 1 cm. Os gnaisses exibem bandamento milimétrico a centimétrico, ondulado e com dobras abertas e apertadas de dimensões centimétricas. Os gnaisses migmatíticos apresentam estruturas estromáticas (Figura 3.35), os migmatitos diatexiticos mostram estruturas do tipo *schlieren*, *flebítica* e *schöllen*.

A foliação no Ortognaiss Rio Campo Alegre está predominantemente orientada segundo a direção N20°-40°W, com mergulhos de 30°-40° para SW. Foliação S/C é observada localmente, exibindo cinemática dextral.

Neste projeto, foi datado gnaiss granodiorítico desta unidade pelo método de evaporação de Pb em zircão, que forneceu idades variando de 2663 ± 23 a 2408 ± 7 Ma (Tabela 2.7). Não foi possível calcular uma idade média, assim, a idade mais antiga de 2663 ± 23 Ma é considerada a idade mínima de cristalização do protólito. Adicionalmente, um zircão forneceu uma idade de 3287 ± 8 Ma, interpretada como herança de rochas mais antigas.

A idade de 2,66 Ga indica que o Ortognaiss Rio Campo Alegre é mais novo que as rochas supracrustais

da Seqüência Fazenda Santa Fé, para as quais, por correlação com a Seqüência Mururé, é estimada uma idade máxima de sedimentação em torno de 2,83 Ga. (EBM)

#### *Complexo Santana do Araguaia (A4PP2sa)*

A área mapeada como Complexo Santana do Araguaia foi considerada em trabalhos anteriores (Cunha *et al.* 1981, Faraco *et al.* 2004a) como integrante do Complexo Xingu, o qual é admitido neste projeto como unidade estratigráfica de ocorrência restrita ao Domínio Carajás. Nesta unidade predominam granitos, mas ocorrem corpos de gnaisses, migmatitos e rochas supracrustais não individualizados na escala de trabalho.

Não foram identificadas em campo as relações de contato desta unidade com as adjacentes, mas, aparentemente, a mesma é intrusiva no Complexo Rio Campo Alegre e nas seqüências Fazenda Santa Fé e Mururé, foi intrudida pelo Tonalito Rio Dezoito, Suíte Intrusiva Rio Dourado e Sienito Rio Cristalino, e é recoberta por rochas sedimentares da Formação Gorotire.

O Complexo Santana do Araguaia mostra um relevo colinoso suave, mas na porção oeste ocorrem cristas alinhadas preferencialmente segundo a direção NW-SE. Esta porção do corpo também apresenta uma radiação mais baixa no canal do tório. Nesta unidade destaca-se também a orientação das anomalias aerogamaespectrométricas (canal do Th) e aeromagnetométricas (sinal analítico) concordante com o *trend* estrutural do Domínio Santana do Araguaia.

No Complexo Santana do Araguaia predominam monzogranitos, com subordinados granodioritos e tonalitos. Variam de biotita monzogranito a leucomonzogranito, por vezes com duas micas. Os granodioritos e tonalitos também variam de leucocráticos a termos ricos em biotita e hornblenda. Estas rochas geralmente são inequigranulares, isotrópicas, de granulação média e cor cinza (Figura 3.36), mas também há termos foliados e porfiroclásticos.

Não há dados geocronológicos para o Complexo Santana do Araguaia no Pará. No entanto, é provável que esta unidade se prolongue para sul, adentrando o Mato Grosso, onde ainda recebe a denominação de Complexo Xingu (Cunha *et al.* 1981, Faraco *et al.* 2004a, Lacerda Filho *et al.* 2004). Naquele estado, a partir de amostras coletadas próximas ao limite com o estado do Pará, foram obtidas isócronas de referência Rb-Sr com idades de  $2696 \pm 79$  e  $2000$  Ma (Cunha *et al.* 1981), além de idades K-Ar em minerais que variam de  $2070 \pm 63$  Ma a  $2174 \pm 33$  Ma (Hasui e Almeida 1970, Tassinari e Basei 1980) (Tabela 2.7). Estas idades sugerem que o Complexo Santana do Araguaia tem idade neoarqueana, e que foi retrabalhado no Paleoproterozóico. Por outro lado, a existência de magmatismo a 2,19 Ga (Tonalito Rio Dezoito), também pode ser indicativa de idade paleoproterozóica para este complexo. Neste caso, a idade neoarqueana obtida por Cunha *et al.* (1981) pode representar uma mistura de rochas arqueanas e paleoproterozóicas. No presente trabalho, devido ao caráter não conclusivo dos dados disponíveis optou-se por posicionar este complexo entre o Neoarqueano e o Riáciano. (EBM)

### **3.2.5.3 – Magmatismo Orogênico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)**

#### *Tonalito Rio Dezoito (PP2γrd)*

Na porção setentrional da serra do Mururé ocorre um granitóide que aflora como um batólito de forma irregular, alongado segundo NW-SE, o qual define a unidade Tonalito Rio Dezoito, proposta neste trabalho, em alusão às exposições mais típicas próximas ao rio homônimo.

Em produtos de sensores remotos, inclusive aerogeofísicos, este granitóide mostra predominantemente um relevo arrasado e baixos valores radiométricos, que contrasta com o padrão em cristas alinhadas segundo o *trend* NW-SE, relacionadas às rochas supracrustais da Seqüência Mururé, nas quais é intrusivo. Falhas NW-SE delineiam o contato com as unidades do Domínio Rio Maria adjacente, os granitóides mesoarqueanos (Tonalito Arco Verde e Granito Xinguará) e as coberturas proterozóicas (Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco).

O Tonalito Rio Dezoito é composto por tonalitos, granodioritos e monzogranitos, com biotita e hornblenda, variando de isotrópicos a foliados, sendo por vezes bandados. Leucogranitos e granitóides portadores de relictos de piroxênio são subordinados.

No presente trabalho, foi datado um biotita tonalito bandado por evaporação de Pb em zircão, que forneceu uma idade de cristalização paleoproterozóica de  $2187 \pm 28$  Ma (Tabela 2.7), e permitiu identificar uma população de cristais herdados arqueanos com idades entre  $3026 \pm 2$  a  $2865 \pm 2$  Ma. (MLV)

### **3.2.5.4 – Cobertura Sedimentar**

#### *Grupo Rio Fresco (PP12rf)*

Unidade descrita no Domínio Rio Maria.

#### *Grupo Gorotire (PP23go)*

Unidade descrita do Domínio Rio Maria.

### **3.2.5.5 – Magmatismo Félsico Intracontinental**

#### *Suíte Intrusiva Rio Dourado (PP3γrd)*

A designação Suíte Intrusiva Rio Dourado foi proposta por Cunha *et al.* (1981) para definir corpos de granitos tipo-A, que ocorrem no extremo sudeste do Pará. São corpos circunscritos, intrusivos no Complexo Santana do Araguaia, com dimensões variadas, incluindo corpos não mapeáveis na presente escala de trabalho a outros com até 10 km de diâmetro. Apresentam relevo cupuliforme com morrotes que se destacam da paisagem plana da região. Estes corpos graníticos também se destacam por apresentarem na aerogamaespectria do canal de tório uma radiação mais elevada que suas rochas encaixantes.

Segundo Cunha *et al.* (1981), a Suíte Intrusiva Rio Dourado é constituída predominantemente por granitos, equigranulares ou porfíricos, alguns com textura *rapakivi* e granofírica. São rochas de cores avermelhada a cinza esbranquiçada, granulação média a grossa, isotrópicas, portadoras de hornblenda e biotita, e com opacos, apatita, zircão, allanita e fluorita como acessórios. Conforme estes autores os granitos desta suíte mostram uma afinidade geoquímica alcalina a cálcio-alcalina e teriam se formado a partir de fontes crustais.

Barros *et al.* (2005) obtiveram uma idade U-Pb em zircão convencional de  $1889 \pm 11$  Ma (Tabela 2.7) para um granito no nordeste do estado do Mato Grosso correlato à Suíte Intrusiva Rio Dourado. Além disso, Sato e Tassinari (1997) obtiveram isótopos de Nd ( $T_{DM}$  de 2,62 e 2,69 Ga e  $\epsilon Nd_{1,88Ga}$  -7,3 e -7,7, Tabela 2.7) para corpos de granitos da Suíte Intrusiva Rio Dourado no sudeste do Pará e próximo ao limite com o Mato Grosso, que indicam fonte crustal neoarqueana. (EBM)

#### *Sienito Rio Cristalino (PP3γrc)*

Andrade *et al.* (1986b) individualizaram corpos intrusivos em rochas sedimentares da Formação Gorotire, na região do rio Cristalino, na borda nordeste do Domínio Santana do Araguaia, constituídos por sienitos, granitos, dioritos e diques andesíticos. Dentre estes corpos destaca-se um corpo de sienito alongado segundo NW-SE, com 13 km de comprimento por 1,5 a 3 km de largura, na serra do Matão. O sienito de cor rosa-acinzentada, granulação grossa é constituído essencialmente por feldspato alcalino e aegerina-augita, e tem biotita, apatita, titanita e piritita como minerais acessórios. Este corpo foi designado por Faraco *et al.* (2004a) de Sienito Rio Cristalino. Esta denominação é também adotada neste projeto para englobar, além dos corpos da serra do Matão, outros corpos dioríticos cartografados durante os trabalhos de campo deste projeto, os quais são intrusivos no Complexo Santana do Araguaia, na Sequência Fazenda Santa Fé, e inclusive no Tonalito Arco Verde, do Domínio Rio Maria.

São corpos alongados segundo NW-SE, que apresentam um relevo colinoso suave, compostos essencialmente por dioritos. Apresentam médios valores aerogamaespetrométricos e anomalias magnéticas positivas no mapa do sinal analítico

Os dioritos são cinza escuros, de granulação fina a grossa, isotrópicos e constituídos de plagioclásio, hornblenda, augita e biotita. Variam de microdioritos porfiríticos, microquartzodioritos, micromonzodioritos porfiríticos, granofíricos e piroxênio dioritos.

O Sienito Rio Cristalino não dispõe de dados geocronológicos, no entanto, sua idade máxima é indicada pela idade ríaciana para a Formação Gorotire ( $> 2,03$  Ga - Monteiro *et al.* 2004), na qual é intrusivo. Adicionalmente, rochas sieníticas subsaturadas (ex. sienitos Guabiraba e Erepecuru) têm sido descritas associadas ao magmatismo tipo-A orosiriano (1,88–1,86 Ga), datado nos domínios adjacentes (Iri- Xingu e Erepecuru-Trombetas). Outro fator que reforça a idade orosiriana do Sienito Rio Cristalino é a presença de diques andesíticos, os quais podem ser correlacionados aos andesitos da Formação Sobreiro, datados em  $1865 \pm 5$  Ma (Teixeira *et al.* 2002a). (EBM)

### **3.3 – PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL**

#### **3.3.1 – Domínio Iri- Xingu**

##### **3.3.1.1 – Magmatismo Intracontinental**

###### *Grupo Iri (PP3αi)*

Unidade descrita no Domínio Tapajós.

###### *Formação Sobreiro (PP3αso)*

Nos rios Xingu e Fresco, porção oriental do Domínio Iri- Xingu, centro-sudeste do Pará, afloram rochas andesíticas que foram referidas por Silva *et al.* (1974) como Formação Sobreiro, as quais, juntamente com

as rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iri, têm sido relacionadas ao magmatismo Uatumã (Silva *et al.* 1974, Macambira *et al.* 1997).

As rochas da Formação Sobreiro ocorrem como derrames que recobrem as rochas arqueanas do Domínio Carajás e como diques que recortam as mesmas, e são intrudidas por corpos graníticos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. As relações de contato entre as rochas da Formação Sobreiro e do Grupo Iri ainda não são claras, mas dados geocronológicos sugerem que as primeiras são um pouco mais jovens.

A Formação Sobreiro é composta por derrames de andesitos, traquitos e dacitos, por vezes com amígdalas, além de depósitos tufáceos associados. Em geral, são rochas isotrópicas, de cor cinza escura, cinza esverdeada e preta, afaníticas, com tipos porfiríticos com fenocristais de plagioclásio e anfibólio (Figura 3.37). Os tufos contêm fragmentos líticos milimétricos e cristais imersos em uma matriz afanítica. Silva *et al.* (1974) descreveram nestas rochas fragmentos líticos de andesito, chert e quartzito, e cristais de quartzo e feldspato, enquanto Fernandes (2005) descreveu adicionalmente fragmentos vítreos.

Ao microscópio, os andesitos e traquitos têm textura microporfirítica, localmente pilotaxítica (traquitica), microglomeroporfirítica e esferulítica (Fernandes 2005). Os microfenocristais são de plagioclásio zonado, hornblenda e subordinadamente augita, imersos em matriz microlítica, criptocristalina e esferulítica. Frequentemente esses minerais se apresentam epidotizados e substituídos por micas e argilominerais e as amígdalas são preenchidas por clorita e epidoto. Segundo Fernandes (2005), os dacitos têm variedades microporfiríticas, microglomeroporfiríticas e porfiríticas com matriz microlítica, criptocristalina, destacando um predomínio de clinopiroxênio em relação ao anfibólio (Fe-hornblenda). Os tufos contêm fragmentos líticos, cristais e fragmentos de cristais de quartzo, plagioclásio e clinopiroxênio, suportados por matriz vitrofírica. Também ocorrem tufos com fragmentos vítreos dispersos em uma matriz vitroclástica.

Na classificação química TAS as rochas da Formação Sobreiro correspondem a andesitos basálticos, andesitos, traquiandesitos, traquiandesitos basálticos, traquitos e dacitos, com uma assinatura que transiciona de cálcio-alcálica a shoshonítica (Macambira *et al.* 1997, Fernandes 2005). A assinatura de arco magmático maduro conflita com ambiente de rifte intracontinental identificado para as rochas félsicas contemporâneas do Grupo Iri (Fernandes 2005).

Idades por evaporação de Pb em zircão de  $1865 \pm 5$  e  $1880 \pm 6$  Ma (Teixeira *et al.* 2002a, Fernandes 2005) foram obtidas para rochas (andesito e dacito, respectivamente) da Formação Sobreiro (Tabela 2.8), sugerindo sua contemporaneidade ao magmatismo félsico do Grupo Iri. O andesito datado tem uma assinatura isotópica de Nd ( $\epsilon Nd_{1,86Ga}$  de -10,1 e  $T_{DM}$  de 3,11 Ga) que indica uma significativa participação de crosta arqueana (Teixeira *et al.* 2002a). (MLV)

###### *Granitos Tipo I Indiferenciados (PP3γ1i)*

Nos interflúvios dos rios Xingu, Iri e Curuá afloram corpos graníticos que foram correlacionados por diversos autores (Macambira *et al.* 1997, Faraco *et al.* 2004a,b, Ferreira *et al.* 2004, Rizzoto *et al.* 2004) à Suíte Intrusiva



Figura 3.37- Andesito da Formação Sobreiro, com fenocristais de anfíbólio e vesículas preenchidas por epidoto.



Figura 3.38 - Monzogranito inequigranular dos Granitos Tipo I Indiferenciados.

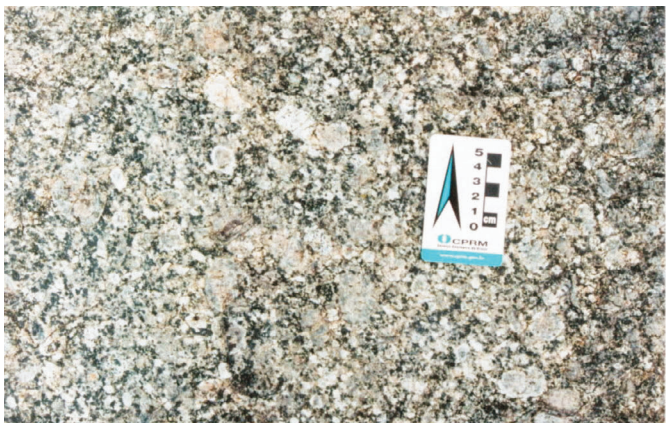


Figura 3.39 - Sienogranito dos Granitos Tipo A Indiferenciados com textura rapakivi



Figura. 3.40 - (A) Arenito arcoseano e (B) Conglomerado polimítico da Formação Triunfo.

Parauari. Neste trabalho optou-se pela denominação informal Granitos Tipo I indiferenciados para designar estes corpos, devido à escassez de informações que permitam correlacioná-los a Suíte Intrusiva Parauari, e ao fato dos mesmos ocorrerem em uma região distante da área dos granitos desta suíte.

A maioria dos corpos desta unidade foi individualizada a partir da interpretação de produtos de sensores remotos e aerogeofísicos (Faraco *et al.* 2004a,b, Ferreira *et al.* 2004, Rizzoto *et al.* 2004). Estes corpos apresentam predominantemente relevo colinoso tipo cupuliforme, e localmente arrasado, com radiação média em mapas de contagem total. Em trabalhos de campo do presente projeto, foram checados alguns corpos desta unidade que afloram nos rios Iriri e Curuá, quando verificou-

se um predomínio de monzogranitos com biotita, isotrópicos, inequigranulares e de granulação grossa a média (Figura 3.38).

Na região de São Félix do Xingu, Macambira *et al.* (1997) mapearam um batólito composto por monzogranitos, além de subordinados sienogranitos e granodioritos, com biotita, hornblenda e relictos de hiperstênio e diopsídio, com afinidade química cálcio-alcálica. São rochas de cor cinza, equigranulares e porfiríticas, de granulação média a fina, e isotrópicas. Este corpo foi intrudido pelo Granito Antônio Vicente, recoberto por rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iriri e sedimentares da Formação Triunfo, e recortado por diques de diabásio mesozóicos (Diabásio Cururu). O

granito forneceu uma idade isocrônica Rb-Sr de  $1921 \pm 69$  Ma, com uma razão inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7045$  (Tabela 2.8).

Os Granitos Tipo I Indiferenciados são aqui considerados orosirianos, por correlação com os últimos registros de magmatismo cálcio-alcalino da porção oriental do Cráton Amazônico (ex. Suíte Intrusiva Parauari no Domínio Tapajós). (MLV)

#### *Suíte Intrusiva Velho Guilherme (PP3γvg)*

Na porção centro-sudeste do Pará, na região de São Félix do Xingu, são conhecidas intrusões graníticas mineralizadas a cassiterita, denominadas inicialmente de Granito Velho Guilherme (Silva *et al.* 1974), e posteriormente redefinidas como Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Macambira *et al.* 1997). Esta suíte inclui os granitos *Velho Guilherme (PP3γvg)*, *Antônio Vicente (PP3γvgav)*, *Benedita (PP3γvgbe)*, *Bom Jardim (PP3γvgbj)*, *Serra da Queimada (PP3γvgsq)*, *Benedita, Ubim (PP3γvgub)*, *Rio Xingu (PP3γvgrx)*, *Mocambo (PP3γvgmo)* e *São José (PP3γvgsj)*.

Os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme ocorrem como *stocks* e batólitos de formas arredondadas e irregulares, que nos produtos de sensores remotos, inclusive aerogeofísicos, são caracterizados por um relevo cupuliforme e uma radiação elevada, contrastantes com as suas rochas encaixantes.

Conforme Macambira *et al.* (1997), os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme intrudiram as rochas arqueanas do Complexo Xingu, dos grupos São Félix e Tucumã, e rochas paleoproterozóicas da Formação Sobreiro e do Grupo Iriri. Também são considerados intrusivos em granitos e rochas sedimentares que aqueles autores correlacionaram à Suíte Intrusiva Parauari e à Formação Triunfo.

De modo geral são leucogranitos de cores rosa e cinza, apresentando cores avermelhadas quando alterados hidrotermalmente, com texturas que variam de equigranular a porfírica seriada, isotropos e de granulometria média a fina. Por vezes, ocorrem graisens associados.

Teixeira (1999) estudou alguns corpos graníticos desta suíte, distinguindo sieno e monzogranitos com biotita e anfibólio (hastingsita e edenita), com subordinados feldspato alcalino granitos e sienogranitos granofíricos no Granito Antônio Vicente; sieno e monzogranitos com biotita e muscovita no Granito Mocambo, sienogranitos hololeucocráticos com biotita no Granito Velho Guilherme e um predomínio de feldspato-alcalino granitos com biotita nos granitos Rio Xingu e Benedita. Plagioclásio sódico (albita e oligoclásio), microclínio perfitico, biotitas ricas em ferro e alumínio (anita e siderofilita), zircão, monazita, allanita e óxidos de Fe e Ti são minerais comuns a esses corpos graníticos. Albita, microclínio, epidoto, clorita, sericita, muscovita, fluorita, fluorcerita, thorita, topázio, carbonato, clorita, estanita, calcopirita e esfalerita, ocorrem como produto de alteração hidrotermal pós-magmática. Os graisens apresentam variedades com siderofilita, sericita, muscovita, clorita e quartzo. A cassiterita está associada aos granitos alterados e graisens.

Os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme apresentam uma assinatura química típica de granitos tipo A de ambiente continental intraplaca (Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2005).

Teixeira *et al.* (2002b) e Pinho *et al.* (2006) obtiveram idades de cristalização entre  $1887 \pm 5$  e  $1862 \pm 16$  Ma para os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Tabela 2.8), através do método Pb-Pb em zircão. Segundo Teixeira *et al.* (2002b), os isótopos de Nd ( $\epsilon\text{Nd}_{1,86\text{Ga}}$  de -12,2 a -7,9 e  $T_{\text{DM}}$  de 3,25 a 2,98 Ga) dos granitos desta suíte indicam uma significativa contribuição crustal arqueana na origem. (MLV)

#### *Granitos Tipo A Indiferenciados (PP3γ2i)*

Na porção centro-sul do Pará foram individualizados, através de produtos de sensores remotos e imagens aerogeofísicas, corpos graníticos circulares, com características semelhantes a dos granitos tipo A da região. Silva *et al.* (1974) destacaram o potencial para depósitos de Sn de alguns destes corpos, denominados granitos *Ananás (PP3γan)*, *Bom Destino (PP3γbd)*, *Triunfo (PP3γtf)* e *São Pedro do Iriri (PP3γsp)*, localizados no interflúvio dos rios Iriri e Xingu, correlacionando-os à unidade Granito Velho Guilherme. Em trabalhos subseqüentes, estes granitos foram correlacionados às suítes intrusivas Maloquinha, Rio Dourado e Tarumã (Cunha *et al.* 1981, Faraco *et al.* 2004a,b, Ferreira *et al.* 2004, Rizzoto *et al.* 2004). Neste trabalho optou-se pela designação informal Granitos Tipo A Indiferenciados para agrupar estes corpos graníticos do Domínio Iriri-Xingu, em função da carência de estudos que permitam correlacioná-los a determinada unidade litoestratigráfica.

Nos produtos de sensores remotos os corpos desta unidade mostram formas arredondadas e irregulares, relevo acidentado e cupuliforme, e nas imagens gamaespectrométricas, caracterizam-se por uma elevada radiação, contrastando com suas rochas encaixantes.

No presente projeto, alguns corpos desta unidade que afloram nos rios Iriri e Curuá foram checados no campo, tendo sido observados leucosienogranitos e feldspato alcalino granitos (mesopertita granitos), isotropos, equi e inequigranulares, de granulação fina a grossa, variando de microgranitos a granitos porfíricos. Também ocorrem sieno e monzogranitos com biotita e hastingsita, inequigranulares e porfíricos com textura *rapakivi* (Figura 3.39), além de subordinados quartzo sienitos com anfibólio e biotita. A associação dos litotipos identificados é semelhante a dos granitos de filiação magmática alcalina ou do tipo A, típicos de ambiente extensional pós-orogênico ou anorogênico.

Paiva Junior *et al.* (2006) dataram dois *stocks* graníticos, que denominaram de Granito Santa Rosa, localizados nas proximidades de São Félix do Xingu, e obtiveram idades de  $1888 \pm 3$  e  $1887 \pm 2$  Ma (Tabela 2.8), por evaporação de Pb em zircão. Estes corpos são aqui correlacionados aos Granitos Tipo A Indiferenciados, posicionando, portanto, esta unidade no Orosiriano. Contudo, admite-se a possibilidade da mesma englobar corpos graníticos mais jovens, relacionados ao evento magmático estateriano de ca. 1,78 Ga, identificado nos domínios adjacentes, a exemplo do Granito Porquinho, no Domínio Tapajós e da Suíte Intrusiva Teles Pires, no Domínio Juruena.

Sato e Tassinari (1997) apresentaram dados de isótopos de Nd ( $\epsilon\text{Nd}_{1,88\text{Ga}}$  de -5,35 e  $T_{\text{DM}}$  de 2,55 Ga) para um corpo desta unidade localizado nas proximidades de Ruopólis, que indicam uma fonte crustal neororqueana. (MLV)

*Sienito Guabiraba (PP3γsg)*

No alto rio Xingu, no sul do Pará, ocorre um pequeno corpo (16 x 15 km) sienítico, intrusivo em rochas vulcânicas do Grupo Iriri, definido por Pastana *et al.* (1980) de Sienito Guabiraba.

O Sienito Guabiraba é composto por sienitos, quartzo monzonitos, quartzo-feldspato alcalino sienitos, quartzo sienitos, e feldspato alcalino sienitos. Os sienitos têm granulação média a grossa, são isotrópicos, constituídos por ortoclásio, quartzo intersticial e hornblenda hastingsítica, em arranjos inequigranulares. Os quartzo monzonitos exibem texturas similares, contendo oligoclásio, microclínio, quartzo, relictos de augita na hornblenda, e biotita. Foi detectada riebeckita nos quartzo-feldspato alcalino sienitos.

São rochas de afinidade alcalina saturadas em sílica, portanto devem estar relacionadas ao magmatismo tipo A de idade orosiriana do Domínio Iriri-Xingu, como previamente sugerido por Pastana *et al.* (1980). (MLV)

**3.3.1.2 – Coberturas Sedimentares***Formação Castelo dos Sonhos (PP23cs)*

No sudoeste do Pará, no limite dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu, afloram rochas psamíticas e psefiticas, para as quais Yokoi *et al.* (2001) empregaram a denominação Formação Castelo dos Sonhos, em alusão à vila homônima. Estas rochas sustentam platôs e serras orientadas segundo NW-SE.

A Formação Castelo dos Sonhos é constituída de quartzo arenitos acinzentados, conglomerados com seixos e grânulos de quartzo e arcóseos subordinados, avermelhados e fortemente silicificados, com estratificação plano-paralela, em geral orientada segundo NNW-SSE e NE e mergulhando 15° a 30° para SW ou SE. Yokoi *et al.* (2001) observaram localmente nestas rochas uma foliação milonítica subvertical, com direção N30°E, além de feições microscópicas de recristalização de quartzo, hematita e muscovita/sericita atribuídas ao efeito de metamorfismo termal, relacionado a intrusões de rochas subvulcânicas félsicas e máficas.

Santos (2003) datou cristais de zircão detrítico de um metarenito desta unidade pelo método U-Pb SHRIMP que forneceram populações entre 3105 e 2083 Ma (Tabela 2.8) e uma idade máxima de sedimentação de 2083 Ma e sugeriu que as fontes dessas rochas seriam oriundas dos domínios arqueanos a leste (Carajás e Rio Maria).

Uma idade mínima paleoproterozóica > 1,8 Ga pode ser atribuída para a sedimentação das rochas desta unidade, uma vez que as mesmas são seccionadas por corpos graníticos, observados apenas em sondagens (comunicação verbal de geólogos de empresas que prospectam a área). Adicionalmente, a contribuição detrítica riaciana e a ausência de material vulcânico sugerem que a Formação Castelo dos Sonhos se depositou antes dos vulcanismos orosirianos (2,0-1,98 Ga/Formação Vila Riozinho e 1,89-1,86 Ga/Grupo Iriri e Formação Sobreiro) da região, provavelmente no início do Orosiriano ou até durante o Riáciano. (MLV)

*Formação Triunfo (PP3t)*

No Domínio Iriri-Xingu ocorrem diversos segmentos de rochas sedimentares relacionadas a ambiente de rifte continental. Forman *et al.* (1972) denominaram

Formação Riozinho do Anfrísio, um conjunto de conglomerados e arenitos sotopostos ao Grupo Iriri, que afloram no rio homônimo, afluente da margem esquerda do rio Iriri, e sugeriram uma correlação com a Formação Gorotire. Posteriormente, Silva *et al.* (1974) mapearam extensos segmentos destas sucessões siliciclásticas no interflúvio dos rios Xingu e Iriri, e encontraram evidências de que estas eram mais jovens que a Formação Gorotire, propondo a designação Formação Triunfo, em alusão ao igarapé homônimo. Nos sucessivos projetos de mapeamento geológico do IBGE/Radam e da CPRM sempre houve controvérsia sobre a correlação destas rochas com as formações Gorotire e Triunfo. No entanto, diferenças litológicas e de fontes dos sedimentos sugerem que a Formação Gorotire é mais antiga. Em função disso, neste trabalho é adotada a designação de Silva *et al.* (1974) para agrupar estas sucessões siliciclásticas.

Nos produtos de sensores remotos as rochas sedimentares da Formação Triunfo apresentam relevo acidentado, marcado por morros escarpados, platôs, cuestas e cristas ravinadas, em geral orientadas segundo NW-SE. Por vezes, as cristas mostram-se arqueadas na forma de grandes dobras abertas. No entanto, essas rochas foram afetadas por uma tectônica exclusivamente rúptil, com falhas de direção NE-SW e NW-SE, que perturbaram a horizontalidade das camadas. Além disso, não exibem feições diagnósticas de metamorfismo dinâmico ou regional (Forman *et al.* 1972, Silva *et al.* 1974, Macambira *et al.* 1997). O acamamento é subhorizontal ou com mergulhos médios (20° a 30°) para NE e SW.

A Formação Triunfo é composta de quartzo arenitos, arenitos líticos e arenitos arcoseanos subordinados, com conglomerados polimíticos e siltitos associados. Os arenitos geralmente são de granulação média a fina, arredondamento dos grãos variado, selecionamento moderado com cimentos silicosos e ferruginosos. Nos arenitos líticos os clastos são de *chert* e rocha vulcânica, e nos arenitos arcoseanos (Figura 3.40) os grãos de feldspatos apresentam variado grau de argilização. Os grãos de quartzo mostram fraca extinção ondulante e raro sobrecrecimento silicoso (Forman *et al.* 1972, Macambira *et al.* 1997). Os conglomerados polimíticos apresentam seixos arredondados de até 20 cm de rochas vulcânicas félsicas, quartzitos e formações ferríferas, em uma matriz de arenito lítico grosseiro (Figura 3.40). Silva *et al.* (1974) descrevem seixos de granito, enquanto Forman *et al.* (1972) destacavam a ausência desses nos conglomerados. Os siltitos são avermelhados e endurecidos, por vezes hospedam concreções argilosas centimétricas.

Macambira *et al.* (1997) propuseram um ambiente continental, do tipo leque aluvial e fluvial entrelaçado para deposição dos sedimentos da Formação Triunfo.

Forman *et al.* (1972) sugeriram uma inversão da seqüência estratigráfica para sucessão siliciclástica que afloram nos rios Iriri e Riozinho do Anfrísio, com conglomerados no topo, arenitos no meio e siltitos na base. Essa sucessão seria sotoposta às rochas graníticas (granitos tipo I e A indiferenciados) e vulcânicas félsicas (Grupo Iriri). Silva *et al.* (1974) descreveram a presença de seixos de quartzo arenitos da Formação Gorotire em conglomerados na área-tipo da Formação Triunfo. Macambira *et al.* (1997) identificaram rochas da



Formação Triunfo sobrepostas ao Complexo Xingu, Grupo São Félix, Formação Sobreiro e Grupo Iriri, e sugeriram que a Formação Triunfo seria cortada pelo Granito Antônio Vicente da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Embora as relações estratigráficas da Formação Triunfo ainda não estejam bem definidas, pode-se admitir que esta sedimentação continental sucedeu o vulcanismo orosiriano do Grupo Iriri e Formação Sobreiro. (MLV)

#### *Formação Cubencranquém (PP3cq)*

Barbosa *et al.* (1966) descreveram arcóseos, cherts e siltitos na serra Cubencranquém, na margem esquerda do rio Xingu, sudeste do Domínio Iriri-Xingu, reunindo-os na Formação Cubencranquém. Trabalhos posteriores estenderam a ocorrência desta formação mais para sul (Pastana *et al.* 1980, Cunha *et al.* 1981). Neste trabalho, admite-se como Formação Cubencranquém apenas a ocorrência individualizada na área tipo.

A Formação Cubencranquém recobre discordantemente granitos anorogênicos paleoproterozóicos (aqui denominados de granitos tipo A indiferenciados). Pastana *et al.* (1980) e Cunha *et al.* (1981) também descrevem esta formação sobreposta às rochas vulcânicas do Grupo Iriri, bem como sobre as rochas sedimentares da Formação Gorotire, como previamente descrito por Barbosa *et al.* (1966).

Marcas onduladas e possíveis níveis estromatolíticos foram identificados por Barbosa *et al.* (1966), o que os levaram a sugerir deposição em ambiente marinho, com rápidas cargas de areias feldspáticas. No entanto, Pastana *et al.* (1980) identificaram contribuição de material vulcânico félsico nos arenitos desta formação e relacionaram sua deposição a um ambiente continental. A contribuição de material vulcânico e piroclástico retrabalhado também foi registrada nos arenitos líticos e sub-líticos, grauvacas líticas e tufáceas, bem como nos tufos e brechas vulcanoclásticas identificados por Cunha *et al.* (1981). Estes últimos autores contestaram as supostas estruturas estromatolíticas, verificando tratar-se de estruturas esféricas formadas por material silicoso em lâminas concêntricas, intercaladas com material argiloso, associadas com arcóseos e prováveis rochas piroclásticas.

Barbosa *et al.* (1966) descreveram mudança nos mergulhos das camadas dessa formação com cerca de 20° a 25° na borda passando de 5° a 10° no centro da bacia, a qual atribuiu a dobras suaves. Cunha *et al.* (1981) mapearam por imagens de radar padrões de interferência de falhas de direção NE-SW e NW-SE e fraturas circulares na serra Cubencranquém que modelaram a estrutura da bacia, além de dobras nos segmentos da unidade mais a sul. É provável que se trate de dobras aparentes causadas pelo basculamento das camadas.

A contribuição de material vulcânico retrabalhado e a intercalação com material piroclástico indicam que a Formação Cubencranquém é contemporânea ou que há uma pequena defasagem temporal em relação ao vulcanismo orosiriano da região (Grupo Iriri - ca. 1,87 Ga), portanto poderia ser uma continuação da Formação Triunfo. No entanto, no presente trabalho foi mantida a distinção entre estas duas unidades, em função da inexistência de estudos que comprovem esta correlação. (MLV)

### **3.3.2 – Domínio Erepecuru - Trombetas**

#### **3.3.2.1 – Complexo Metamórfico**

##### *Complexo Indiferenciado (APPI)*

O termo Complexo Guianense foi introduzido por Lima *et al.* (1974) para designar a unidade de embasamento que se distribuía amplamente no estado do Amapá e extremo noroeste do Pará, constituída por gnaisses, migmatitos, granitóides e granulitos. Esta denominação foi posteriormente utilizada em trabalhos de cartografia geológica realizados em toda a porção brasileira do Escudo das Guianas. Desta forma, no noroeste do Pará, e mais especificamente na área do Domínio Erepecuru-Trombetas, denominava-se de Complexo Guianense (Oliveira *et al.* 1975, Araújo *et al.* 1976, Chaves 1977) ou Suíte Metamórfica Guianense (Jorge João *et al.* 1984) o conjunto de gnaisses e granitóides indiferenciados sobre o qual repousa discordantemente as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

No entanto, o Complexo Guianense foi redefinido por Ricci *et al.* (2001) para agrupar gnaisses predominantemente ortoderivados, com migmatitos associados, metamorfisados sob condições de fácies anfíbolito, cujos precursores magmáticos têm idade neoarqueana (Rosa-Costa *et al.* 2003 e 2006). Sua área de ocorrência está restrita ao Bloco Amapá, no segmento que se estende aproximadamente entre o médio curso do rio Jari, na fronteira entre os estados do Pará e Amapá, e a porção sudoeste do Amapá. Portanto, o Complexo Guianense é atualmente aceito como uma unidade tectono-estratigráfica, logo, restrita a um determinado domínio tectônico, no caso o Bloco Amapá.

Pelo exposto acima, e em função da carência de dados geológicos sistemáticos, neste trabalho adotou-se a designação informal Complexo Indiferenciado para agrupar o conjunto de rochas anteriormente atribuídas ao Complexo Guianense, que, aparentemente, ocorrem mais expressivamente na porção oriental do Domínio Erepecuru-Trombetas, e que são interpretadas como embasamento da extensa associação vulcano-plutônica intracontinental de idade paleoproterozóica (ex. Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Mapuera) que caracteriza este domínio.

Neste projeto a cartografia desta unidade baseou-se fundamentalmente na interpretação de produtos de sensores remotos e em informações geológicas de campo oriundas de trabalhos anteriores (Oliveira *et al.* 1975, Araújo *et al.* 1976, Chaves 1977, Jorge João *et al.* 1984). Estes autores descrevem gnaisses granodioríticos com biotita e/ou anfibólio, com metamorfismo na fácies anfíbolito, migmatitos, e uma série de granitóides de amplo espectro composicional (granitos a dioritos), maciços ou com moderada anisotropia estrutural, que ocorrem em setores dos rios Erepecuru, Curuá, Maecuru, Mapari, Trombetas, Mapuera, Jatapu e outros. Morfologicamente, esta unidade caracteriza-se por um relevo colinoso, cuja assinatura geofísica apresenta homogeneamente baixos a moderados valores radiométricos, não revelando anomalias magnéticas expressivas.

Idades de 2040 ± 23 e 1910 ± 70 Ma obtidas em granitóides desta unidade pelos métodos K-Ar em biotita e Rb-Sr em rocha total (isócrona de referência, Araújo *et al.* 1976), respectivamente, foram interpretadas como indicando a atuação do Ciclo Transamazônico,

não sendo, portanto, elucidativas em relação à idade de formação das rochas datadas.

Neste projeto, esta unidade é posicionada num amplo intervalo de tempo, entre o Arqueano e o Paleoproterozóico, uma vez que é considerada a possibilidade da mesma representar o prolongamento para oeste de domínios adjacentes, o Bloco Amapá (Arqueano) e/ou Domínio Carecuru (Paleoproterozóico). (LRC)

### 3.3.2.2 – Sequência Metavulcano-Sedimentar

#### Unidade Rochas Supracrustais 2 (APPsu2)

Araújo *et al.* (1976), por ocasião do Projeto RadamBrasil (Folha SA.21-Santarém), delimitaram, com base exclusivamente em interpretação de imagens de radar, uma faixa de rochas supracrustais de direção aproximada NW-SE, posicionada a cerca de 15 km a noroeste da serra do Maicuru, correlacionando-a ao Grupo Vila Nova, a qual teria como embasamento as rochas do Complexo Guianense.

Neste projeto, optou-se por manter individualizada esta faixa, em virtude da mesma apresentar um padrão de relevo discretamente distinto das adjacências, com características algo semelhantes ao das seqüências supracrustais conhecidas, embora não haja até o momento nenhuma informação de campo. No entanto, foi adotada a designação informal Unidade Rochas Supracrustais 2, devido a impossibilidade de correlação com o Grupo Vila Nova. Adicionalmente, admite-se como embasamento desta seqüência a unidade informal Complexo Indiferenciado, descrita anteriormente, uma vez que o Complexo Guianense foi redefinido como uma unidade tectono-estratigráfica de ocorrência restrita ao Bloco Amapá.

Neste trabalho, a unidade *Sequência Rochas Supracrustais 2* é posicionada entre o Arqueano e o Paleoproterozóico, com base nos mesmos critérios utilizados para posicionar a unidade Complexo Indiferenciado neste amplo intervalo de tempo. (LRC)

### 3.3.2.3 – Magmatismo Intracontinental

#### Grupo Iricoumé (PP3α<sub>ir</sub>)

Deveu-se à Oliveira *et al.* (1975) o emprego do termo Formação Iricoumé para designar um conjunto de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, isotrópicas e não metamorfisadas, que têm como seção tipo a serra homônima, localizada no alto curso do rio Mapuera, no extremo noroeste do estado do Pará. Posteriormente, Veiga Jr. *et al.* (1979) elevaram a formação à categoria de grupo, relacionando-o com o magmatismo Uatumã (Supergrupo Uatumã, Melo *et al.* 1978), sendo interpretado como a fase extrusiva associada ao plutonismo representado por granitos da Suíte Intrusiva Mapuera, conceito que foi incorporado por Jorge João *et al.* (1984).

O Grupo Iricoumé ocorre em extensa área na porção oeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, no estado do Pará, bem como na região sudeste de Roraima e nordeste do Amazonas. No Pará, foi estudado por Jorge João *et al.* (1984), que descrevem como seus principais constituintes, riolitos, riodacitos, dacitos e andesitos, além de latitos e traquitos, apresentando frequentemente estruturas de fluxo magmático, principalmente os termos mais ácidos (Figura 3.41). Estas rochas, de acordo com a sua composição, têm

coloração variando de avermelhada a cinza escura, são afaníticas, com textura principalmente porfirítica, por vezes amigdaloidal, com matriz exibindo variados graus de cristalinidade, de micro- a criptocristalina e até vítrea nos andesitos, apresentando localmente estruturas fluidais, esferulíticas e perlíticas. Variedades afíricas também são encontradas. Rochas piroclásticas também são descritas, principalmente tufos, de composição semelhante àquela das rochas vulcânicas as quais se encontram associados, portanto, variando de riolíticos a andesíticos, além de brechas vulcânicas. Uma expressiva deformação dútil é registrada nas rochas desta unidade, que localmente encontram-se brechadas ou fortemente venuladas, e cujas vênulas estão preenchidas por quartzo, epidoto e carbonato (Figura 3.41).

O Grupo Iricoumé, no estado do Pará, foi datado por Oliveira *et al.* (1975) e Chaves (1977), tendo revelado idades isocrônicas Rb-Sr de  $1835 \pm 35$  Ma e  $1870 \pm 58$  Ma, respectivamente. Atualmente as idades obtidas em rochas vulcânicas atribuídas ao Grupo Iricoumé em Roraima (incluindo as vulcânicas Jatapu) e no Amazonas, através dos métodos Pb-Pb e U-Pb SHRIMP em zircão, variam entre 1896 e 1883 Ma (Tabela 2.9) (Costi *et al.* 2000, Macambira *et al.* 2002, Santos *et al.* 2002, Almeida 2006, Valério 2006), que permitem considerá-la como cronocorrelata ao Grupo Iriri, dos domínios Tapajós e Iriri - Xingu, datado no intervalo 1,89 a 1,87 Ga (Dall'Agnol *et al.* 1999c, Lamarão *et al.* 2002, Moura *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 1999, Santos *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2002a). Idades  $T_{DM}$  entre 2,26 e 2,05 Ga (Tabela 2.9), com  $\epsilon Nd$  entre -1,44 e +1,69 (Reis *et al.* 2006, Costi 2000), sugerem fontes paleoproterozóicas juvenis ou crustais retrabalhadas para as vulcânicas do Grupo Iricoumé.

Estudos geoquímicos têm demonstrado que são incorporados ao Grupo Iricoumé rochas vulcânicas com assinaturas químicas distintas. No Pará, foram caracterizados *trends* principalmente cálcio-alcálico e subordinadamente alcalino para esta associação vulcânica (Oliveira *et al.* 1975; Veiga Jr. *et al.* 1979; Jorge João *et al.* 1984). Em Roraima, CPRM (2000) definem o Grupo Iricoumé como uma seqüência cálcio-alcálica de alto K, de caráter aluminoso a peraluminoso, compatível em termos químicos e petrográficos com as rochas plutônicas cálcio-alcálicas do tipo I da Suíte Intrusiva Água Branca, que por sua vez representaria o magmatismo tardiorogênico relacionado ao final do Ciclo Transamazônico na região. Estes autores aventam ainda a possibilidade do Grupo Iricoumé representar uma fase extrusiva vinculada à evolução de arcos magmáticos. No entanto, no Amazonas, Valério *et al.* (2005) apresentaram características geoquímicas para as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé semelhantes àquelas descritas em rochas subalcalinas geradas em ambientes intraplaca e/ou pós-colisionais, com ausência de assinatura de subducção e contaminação mantélica, correlacionando-o ainda à Formação Moraes Almeida (Lamarão *et al.* 2002) do Domínio Tapajós, que representa uma associação vulcânica cogenética aos granitos do tipo A da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Finalmente, Almeida (2006) reconheceu em Roraima a existência de dois eventos vulcano-plutônicos distintos:



Figura 3.41 – Grupo Iricoumé: (A) Textura porfírica em andesito, com fenocristais de plagioclásio em matriz afanítica; (B) Dobras convolutas produzidas por fluxo de lava; (C) Estrutura laminar magmática em riolito; (D) Rocha vulcânica fortemente fraturada, com venulações preenchidas por quartzo.

do tipo I, ocorrido entre 1901 e 1889 Ma, que incluiria os granitóides cálcio-alcálicos da Suíte Intrusiva Água Branca (inclusive os granitóides Caroebe) e as vulcânicas intermediárias de composição semelhante que ocorrem associadas (tipo Jatapu, atualmente incorporadas ao Grupo Iricoumé); e do tipo A, entre 1888 e 1871 Ma, representado pelos granitóides de natureza alcalina da Suíte Intrusiva Mapuera e rochas vulcânicas (os termos mais ácidos) do Grupo Iricoumé. (LRC)

#### *Suíte Intrusiva Água Branca (PP3γ3ab)*

O termo Granodiorito Água Branca foi proposto inicialmente por Araújo Neto e Moreira (1976) para designar um conjunto de granitóides predominantemente granodioríticos, com área-tipo no igarapé homônimo, afluente do rio Uatumã, no nordeste do Amazonas. Posteriormente, estes granitóides foram redefinidos como Adamelito Água Branca por Veiga Jr. *et al.* (1979), em virtude da expressiva ocorrência de granitóides mais ácidos. A designação adotada neste trabalho é aquela de Oliveira *et al.* (1996), que introduziu o termo Suíte Intrusiva Água Branca para definir o conjunto

de granitóides de amplo espectro composicional e com ampla distribuição nos setores noroeste do Pará, nordeste do Amazonas e sudeste de Roraima.

Nesta suíte predominam granodioritos com hornblenda, com subordinados monzogranitos, quartzo monzonitos, quartzo monzodioritos, quartzo dioritos, dioritos e tonalitos. São tipos acinzentados, de granulação média a grossa, equigranulares a porfíricos, isotrópicos, e localmente apresentando foliação milonítica. Os tipos porfíricos por vezes exibem foliação de fluxo magmático.

Várias idades foram obtidas pelos métodos Pb-Pb (evaporação) e U-Pb SHRIMP em zircão em granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca, no nordeste do Amazonas e sudeste de Roraima (incluindo os granitóides Caroebe), indicando que o magmatismo plutônico que define esta suíte ocorreu entre 1901 e 1890 Ma (Tabela 2.9) (J. O. S. Santos *in* Reis *et al.* 2003, Almeida 2006, Valério 2006).

CPRM (2000) caracterizaram geoquimicamente granitóides desta suíte no sudeste de Roraima, como representando uma série expandida de granitóides do tipo I Cordilheirano, de natureza cálcio-alcálica,

metaluminosa a levemente peraluminosa, oriundos de fusão parcial do manto e/ou material crustal com assinatura de subducção, semelhante aos granitóides de arcos magmáticos modernos. Assinatura geoquímica similar foi encontrada por Valério (2006) em granitóides correlacionados a esta suíte que ocorrem no alto curso do rio Pardo, nordeste do estado do Amazonas, os quais também foram associados a ambiente de arco magmático.

Entretanto, Almeida (2006) evocou um modelo alternativo para a origem dos granitóides cálcio-alcálicos da Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste de Roraima (granitóides Caroebe, Serra Azul e Água Branca na área-tipo), o qual não envolve subducção de litosfera oceânica. Segundo o autor, os granitóides em questão tiveram sua evolução em ambiente intracontinental, controlados por mecanismos de *underplating* magmático e fusão crustal durante estágio pós-colisional. Este autor apresenta idades-modelo  $T_{DM}$  predominantemente riacianas para estas rochas (entre 2,29 e 2,14 Ga), com valores de  $\epsilon Nd$  fraca a moderadamente negativos (entre - 2,24 e - 0,02) e localmente positivos (+ 0,46), com subordinadas  $T_{DM}$  siderianas (2,47 a 2,32 Ga) acompanhadas de  $\epsilon Nd$  mais negativos (- 4,27 e - 2,69) (Tabela 2.9). De acordo com Almeida (2006), os resultados isotópicos apontam para uma derivação predominantemente crustal, com origem provavelmente relacionada à fusão de rochas paleoproterozóicas empobrecidas, envolvendo ainda a adição de material juvenil. (LRC)

#### *Suíte Intrusiva Mapuera (PP3 $\gamma$ ma)*

Deve-se à Geominação (1972) a proposição do termo Granito Mapuera para denominar granitos não deformados, observados ao longo do rio homônimo, afluente da margem esquerda do rio Trombetas, no noroeste do Pará. A Suíte Intrusiva Mapuera, designação introduzida por Melo *et al.* (1978), é representada por dezenas de corpos batolíticos e estoques graníticos, amplamente distribuídos na região da tríplice fronteira entre os estados do Pará, Roraima e Amazonas.

No estado do Pará, os plutons desta suíte mantêm relação de intrusão com as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, e são constituídos por sienogranitos com subordinados monzogranitos e feldspato-alcálico granitos. São rochas de coloração avermelhada ou acinzentada, de granulação média a grossa, isotrópicas, com textura variando de equigranular a porfirítica, com variedades rapakivíticas e granofíricas (Figura 3.42). Diques máficos e aplíticos ocorrem associados.

O único dado geocronológico para a Suíte Intrusiva Mapuera no Pará, deve-se a Oliveira *et al.* (1975), que apresenta uma idade de  $1773 \pm 53$  Ma calculada em uma isócrona de referência Rb-Sr. No entanto, diversos plutons graníticos relacionados a esta unidade, incluindo o Charnockito Jaburu e o Granito Abonari, têm sido datados em Roraima e no Amazonas pelos métodos Pb-Pb (evaporação) e U-Pb SHRIMP em zircão (Lenharo, 1998; Santos *et al.* 2001, 2002, Santos 2003, J. O. S. Santos *in* Reis *et al.* 2003, Almeida 2006, Valério 2006), fornecendo idades situadas no intervalo de 1889 a 1861 Ma (Tabela 2.9), indicando, portanto, que esta unidade é cronocorrelata à Suíte Intrusiva Maloquinha, do Domínio Tapajós.

Isótopos de Nd fornecem idades  $T_{DM}$  entre 2,25 e 2,12 Ga e valores de  $\epsilon Nd$  fracamente negativos

a positivos, entre -1,68 e + 0,66 (Reis *et al.* 2006, Tabela 2.9).

Os granitos da Suíte Intrusiva Mapuera apresentam características geoquímicas semelhantes a dos granitos tipo A, tendo sido associados a estágios tardi- a pós-orogênicos. São fracamente aluminosos a moderadamente peraluminosos, com assinatura compatível com as associações graníticas subalcalinas a alcalinas supersaturadas (Jorge João *et al.* 1984, CPRM 2000, Almeida 2006, Valério 2006). (LRC)

#### *Sienito Erepecuru (PP3 $\gamma$ er)*

Oliveira *et al.* (1975) mapearam dois pequenos plutons sieníticos na região do alto curso do rio Erepecuru, no Pará, e com objetivo de individualizá-los do magmatismo granítico da Suíte Intrusiva Mapuera, propuseram a designação Sienito Erepecuru, considerando, no entanto, as duas unidades como comagmáticas. Chaves (1977) identificou outros corpos alcalinos similares naquela região, associando-os à mesma unidade estratigráfica (Sienito Erepecuru).

Os tipos litológicos caracterizados são hastingsita sienitos, feldspato alcálico sienitos e quartzo sienitos. São rochas maciças, de granulação média a grossa, coloração predominantemente rósea, com textura variando de equigranular a porfirítica.

Uma isócrona Rb-Sr em rocha total revelou a idade de  $1806 \pm 69$  Ma (Tabela 2.9) (Oliveira *et al.* 1975), a qual, embora imprecisa, sugere que o magmatismo alcálico que define o Sienito Erepecuru, pode ser realmente contemporâneo àquele da Suíte Intrusiva Mapuera. (LRC)

### **3.3.2.4 – Cobertura Sedimentar**

#### *Formação Urupi (PP3 $\gamma$ ur)*

Mandetta *et al.* (1974) e Araújo *et al.* (1976) fazem referência a uma seqüência sedimentar dobrada na região do rio Pitinga, no nordeste do estado do Amazonas, a qual foi dada a designação formal de Formação Urupi, por Veiga Jr. *et al.* (1979), em alusão às boas exposições na serra homônima, considerada sua área-tipo. No noroeste do Pará, Jorge João *et al.* (1984) correlacionaram à Formação Urupi as rochas sedimentares que desenharam um conjunto de serras estreitas e alongadas, principalmente segundo a direção NW-SE, que ocorrem nas imediações dos rios Mapuera e Cachorro, afluentes da margem esquerda do rio Trombetas. No presente trabalho, com base na interpretação de produtos de sensores remotos, foram identificadas e atribuídas à Formação Urupi várias outras cristas sinuosas, com características morfológicas semelhantes àquelas comprovadamente esculpidas por rochas da referida formação.

Jorge João *et al.* (1984) descrevem como constituintes litológicos da Formação Urupi quartzo arenitos micáceos, arenitos arcoseanos e arenitos líticos com fragmentos de siltito, *chert* e de rochas vulcânicas ácidas.

Na área-tipo, Veiga *et al.* (1979) caracterizam esta unidade como depositada em ambiente continental, sendo constituída por um pacote inferior composto por quartzo arenitos, com subordinados conglomerados, argilitos e siltitos, e um pacote superior composto por arenitos feldspáticos (arcóseos e subarcóseos), com intercalação de níveis piroclásticos ao longo de todo o perfil estratigráfico.



Figura 3.42 – Aspecto textural típico dos granitos da Suíte Intrusiva Mapuera.

Cunha *et al.* (2006), estudando a Formação Urupi na proximidade da hidrelétrica do Pitinga, no estado do Amazonas, descrevem duas associações faciológicas distintas: uma constituída basicamente por arenitos com estratificação cruzada de médio e grande porte, e outra composta por arenitos e pelitos laminados intercalados, as quais definem, respectivamente, depósitos de campo de dunas e interdunas, caracterizando um ambiente continental desértico.

Na região do Pitinga, as rochas da Formação Urupi são seccionadas por diques e soleiras de diabásio da Formação Quarenta Ilhas, datada em  $1780 \pm 4$  Ma pelo método U-Pb em baddeleyita (J. O. S. Santos *in* Reis *et al.* 2003), sendo esta então considerada sua idade mínima. A idade máxima é estabelecida pelo Grupo Iricoumé, datado em torno de 1,90-1,88 Ga (Costi *et al.* 2000, Macambira *et al.* 2002, Santos *et al.* 2002, Almeida 2006 e Valério 2006), sobre o qual a Formação Urupi repousa discordantemente. (LRC)

### 3.3.2.5 - Magmatismo Máfico Intracontinental

#### *Rochas Máficas Indiferenciadas (PP34δi)*

Com base fundamentalmente na interpretação de produtos de sensores remotos, incluindo imagens aerogeofísicas dos projetos Jari-Rio Negro Leste 2 (CPRM 1978) e Trombetas (CPRM 2004), e em informações de campo restritas às observações realizadas no presente projeto no baixo curso do rio Cachipacoré, afluente da margem esquerda do rio Trombetas, foram individualizados diversos corpos de rochas máficas, intrusivos principalmente no Grupo Iricoumé e na Suíte Intrusiva Mapuera.

São corpos alongados, sem direção preferencial, que apresentam cristas tabulares a levemente arredondadas, com textura lisa, baixa densidade de drenagem - características sugestivas da presença de coberturas lateríticas. Nos produtos aerogeofísicos, tanto magnetométricos quanto radiométricos, verifica-se que estes corpos estão associados a expressivas anomalias magnéticas e a baixos valores radiométricos, respectivamente. (LRC)

#### *Diabásio Suretama (MP1δsu)*

Deve-se à Geomineração (1972) a individualização de três corpos máficos na região do baixo curso do rio

Mapuera, o maior deles formando a ilha e a serra do Suretama, consideradas como área tipo. Montalvão *et al.* (1975) propôs a designação formal de Gabro Suretama para esta unidade, posteriormente redefinida como Diabásio Suretama, por Jorge João *et al.* (1985), uma vez que essa litologia tem franco predomínio sobre a primeira.

O litotipo predominante é um olivina diabásio, melanocrático, isotrópico, de granulação média a grossa, com textura ofítica equigranular, constituído mineralogicamente por plagioclásio (labradorita), titanogaugita, olivina, hiperstênio, quartzo, hornblenda, minerais opacos e biotita, além de minerais acessórios. Segundo Jorge João *et al.* (1985), estas rochas têm assinatura subalcalina a alcalina, com características geoquímicas semelhantes a dos basaltos continentais, relacionados a ambientes anorogênicos intraplaca.

Uma idade K-Ar em plagioclásio de  $1420 \pm 32$  Ma (Tabela 2.9, Araújo *et al.* 1976) estabelece a idade mínima para o magmatismo Suretama, enquanto a idade máxima ainda é estabelecida por rochas do Grupo Iricoumé (1,90–1,88 Ga) e pela Suíte Intrusiva Mapuera (1,89-1,86 Ga), as principais encaixantes. (LRC)

### 3.3.2.6 - Magmatismo Alcalino Intracontinental

#### *Sienito Mutum (MP3λmu)*

Esta unidade foi proposta por Montalvão *et al.* (1975) e está representada por um único corpo ígneo alcalino, que ocorre no extremo noroeste do Pará, na fronteira com a Guiana. De acordo com Oliveira *et al.* (1975), este corpo é constituído essencialmente por nefelina sienitos, de granulação média a grossa, isotrópicos, cor entre cinza e rosa claro, com textura granular hipidiomórfica e mineralogia principal definida, em ordem de abundância, por ortoclásio pertítico, nefelina, plagioclásio, cancrinita e carbonato magmático. Minerais máficos estão restritos ao piroxênio (aegerina) e lepidomelano, e os acessórios são apatita, fluorita e epidoto. Minerais opacos e titanita ocorrem associados ao piroxênio.

Uma determinação radiométrica obtida por Oliveira *et al.* (1975) pelo método K-Ar em rocha total revelou uma idade mínima de  $1026 \pm 28$  Ma (Tabela 2.9) para o Sienito Mutum, a qual, segundo os autores, também pode ser interpretada como evidência da atuação do Evento K'Mudku. (LRC)

*Complexo Alcalino Maicuru (NP3μl.m)*

O Complexo Alcalino Maicuru é representado por um corpo ovalado, que define a serra homônima, situada no alto curso do rio Maicuru, afluente da margem esquerda do rio Amazonas, no noroeste do Pará. Segundo Lemos *et al.* (1988), trata-se de um complexo alcalino-ultramáfico-carbonatítico, constituído por piroxenitos, dunitos, sienitos, traquitos, carbonatitos, glimeritos e apatititos. Lemos e Gaspar (2002) reconhecem duas variedades dominantes de clinopiroxenitos de natureza kamafugítica, um a diopsídio e outro a diopsídio sódico.

Lemos e Gaspar (2002) admitem uma idade de 612 Ma para o Complexo Alcalino Maicuru e associam este corpo alcalino a um evento magmático do final do Neoproterozóico, reconhecido em diversas partes do território brasileiro. Segundo estes autores, a colocação deste corpo está relacionada à tectônica distensiva que atuou no Cráton Amazônico no final do Neoproterozóico, e que foi igualmente responsável pelo seu rifteamento, a partir do qual evoluiu a Bacia do Amazonas. (LRC)

**3.4 – PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA****3.4.1 – Domínio Tapajós****3.4.1.1 – Seqüência Metavulcano-Sedimentar Grupo Jacareacanga (PP3jac)**

No sudoeste do Pará, rochas metavulcano-sedimentares que se distribuem como faixas alongadas segundo a direção NW-SE a NNW-SSE, e que se estendem ao sudeste do Amazonas, receberam a designação Grupo Jacareacanga, por Ferreira (2000a,b), em substituição à denominação Suíte Metamórfica Jacareacanga (Melo *et al.* 1980), o qual é constituído por duas unidades distintas, informalmente denominadas *Unidade Xisto (PP3jac1)* e *Unidade Quartzito (PP3jac2)*.

As rochas do Grupo Jacareacanga apresentam contato tectônico com as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, marcado por falhas ou zonas de cisalhamento contracionais oblíquas e sinistrais. Foram intrudidas por granitos orosirianos da Suíte Intrusiva Parauari e parcialmente recobertas por rochas sedimentares proterozóicas da Formação Buiucu e fanerozóicas do Grupo Jatuarana, além de sedimentos recentes (Ferreira 2000b).

A unidade *Unidade Xisto (PP3jac1)* é composta predominantemente por rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas, e rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas subordinadas, onde estão incluídos quartzo-mica xistos (Figura 3.43), mica xistos, talco-clorita-tremolita xistos e actinolita xistos (Figura 3.43), com hornblenda e epidoto, além de filitos, metargilitos e metagrauvacas. A *Unidade Quartzito (PP3jac2)* é definida essencialmente por quartzitos, formações ferríferas bandadas e metacherts.

Com respeito ao metamorfismo, Melo *et al.* (1980) admitem que as paragêneses dos xistos máficos indicam que o metamorfismo atingiu a fácies xisto verde a epidoto-anfibolito, enquanto Ferreira (2000a,b) sugerem condições anquimetamórficas para as metagrauvacas e metargilitos.

As rochas são geralmente conspicuamente foliadas segundo o *trend* regional NW-SE, apresentando ainda localmente, segundo Ferreira (2000b) e Almeida

(2000a,b), dobras assimétricas, estruturas S-C e superfícies de crenulação. As metagrauvacas exibem somente uma incipiente clivagem ardosiária.

Melo *et al.* (1980) identificaram uma assinatura de basaltos toleíticos oceânicos, por vezes magnesianos, nas rochas metamáficas e metaultramáficas. Uma assinatura química semelhante foi identificada nos enclaves de anfibolito hospedados nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú (Ferreira 2000a,b), os quais são interpretados como pertencentes ao Grupo Jacareacanga.

Santos *et al.* (2000) dataram por U-Pb em zircão um xisto do Grupo Jacareacanga na localidade Sai Cinza, e identificaram zircões detríticos com idades entre 2098 e 2875 Ma, dominando uma população com idade de cerca de 2,1 Ga (Tabela 2.10). Estes autores também identificaram populações de zircão com cerca de 1,9 Ga rochas das formações Sequeiro e Abacaxis, previamente mapeadas como Grupo Jacareacanga, no Amazonas (Tabela 2.10). Assim, excluíram essas formações do Grupo Jacareacanga, por apresentarem fontes detríticas mais jovens. Adicionalmente, no garimpo Espírito Santo, no Amazonas, próximo à divisa com o Pará, Almeida *et al.* (2001 b) obtiveram idades, pelo método de evaporação de Pb, entre 2189 e 1971 Ma em cristais de zircão de um quartzo xisto correlato ao Grupo Jacareacanga (Tabela 2.10).

Segundo Ferreira (2000b), as sucessões siliciclásticas e químicas do Grupo Jacareacanga foram depositadas em um ambiente plataformar, com subordinado vulcanismo máfico-ultramáfico associado. Por outro lado, Santos *et al.* (2000) definiram esta unidade como uma seqüência turbidítica, intercalada com basaltos oceânicos, relacionada a bacias de retroarco e de fossa oceânica (Santos *et al.* 2001, Santos 2003 e Santos *et al.* 2004). Conforme este modelo, os metabasaltos representariam o magmatismo primordial de fundo oceânico associado à fase rifte, seguido pela sedimentação de fossa oceânica e de bacia de retroarco entre 2,1 e 2,01 Ga. As rochas metassedimentares de 1,9 Ga representariam uma bacia relacionada a um arco mais jovem. (MLV)

**3.4.1.2 – Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)***Complexo Cuiú-Cuiú (PP3cc)*

O embasamento gnáissico-migmatíticos do Domínio Tapajós foi individualizado do Complexo Xingu por Pessoa *et al.* (1977), que se referem às ocorrências de ortognaisses, migmatitos e anfibolitos no igarapé Cuiú-Cuiú e no interflúvio dos rios Rato e Crepori. Posteriormente, essas rochas de embasamento foram mapeadas pelos projetos Tapajós-Sucunduri (Melo *et al.* 1980) e Promin-Tapajós (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein e Vasquez 2000, Vasquez e Klein 2000) nas porções sudoeste e centro-sul do referido domínio, sendo reunidas no Complexo Cuiú-Cuiú, conforme redefinição de Almeida *et al.* (1998).

De modo geral, os corpos do Complexo Cuiú-Cuiú mostram uma orientação segundo o *trend* regional NW-SE, um relevo arrasado, com uma densa drenagem dendrítica. Estes corpos apresentam uma baixa radiometria em contagem total e baixos magnéticos, em campo total, orientados segundo E-W.

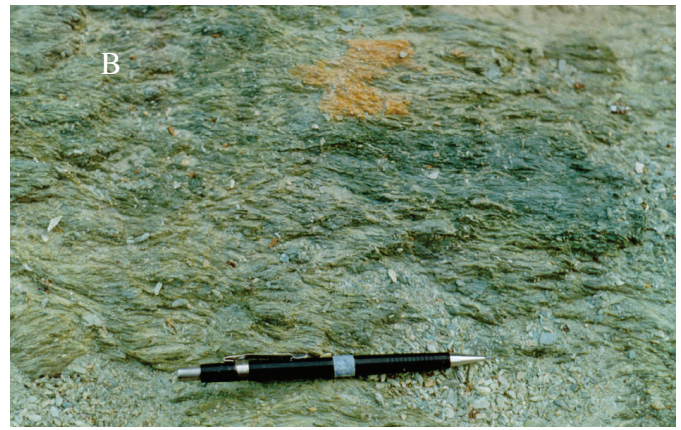


Figura 3.43- (A) Quartzo-mica xisto e (B) xisto máfico do Grupo Jacareacanga. Fotos: CPRM - Manaus

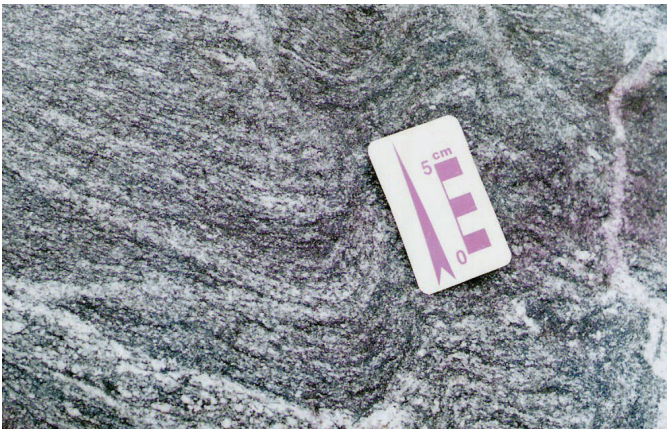


Figura 3.44 - Gnaiss tonalítico bandado do Complexo Cuiú-Cuiú.



Figura 3.45 - Monzogranito porfiroclástico da Suíte Intrusiva Creporizão.

As rochas do Complexo Cuiú-Cuiú foram intrudidas pelas rochas das suítes intrusivas Creporizão, Parauari, Ingarana e Maloquinha, bem como pelo Granito Caroçal. Este complexo mantém relações de contato tectônico com as rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga, através de zonas de cavalgamento oblíquo, e com as rochas sedimentares da Formação Buiúçu e do Grupo Jatuarana, através de falhas rúpteis normais e transcorrentes. Localmente, o Complexo Cuiú-Cuiú é recoberto por rochas vulcânicas do Grupo Iriri.

O Complexo Cuiú-Cuiú é composto por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos bandados (Figura 3.44) e porfiroclásticos, com termos monzograníticos, quartzo dioríticos, quartzo monzodioríticos e dioríticos associados. Estes gnaisses hospedam diques e apófises, estas geralmente lenticulares, de leucogranitos com muscovita, por vezes portadores de granada. Localmente, exibem feições migmatíticas, principalmente do tipo estromática, ou estruturas de fluxo magmático preservadas. As rochas deste complexo hospedam enclaves lenticulares de rochas microgranulares máficas (magma *mingling?*), metaultramáficas e raramente de gnaisses pelíticos.

O bandamento composicional está orientado segundo  $N10^{\circ}-20^{\circ}E/60^{\circ}-80^{\circ}SE$ , sendo localmente transposto por uma foliação milonítica de atitude  $N35^{\circ}E$ /subvertical, definindo estruturas S-C. São observadas dobras apertadas intrafoliais, dobras abertas e lineações de estiramento mineral com caimento  $60^{\circ}-75^{\circ}NNE$  (Almeida 2000a,b, Bahia e Quadros 2000, Klein *et al.*

2000a,b). Este padrão estrutural é comum a todos os corpos do Complexo Cuiú-Cuiú no domínio, mas localmente ocorrem inflexões da foliação para NW-SE e NNW-SSE.

Ao microscópio os ortognaisses granodioríticos e tonalíticos exibem porfiroclastos sigmoidais de microclinio, de quartzo fortemente estirado e de plagioclásio amendoado, em uma matriz com alternância de níveis quartzo-feldspáticos, em arranjos granoblásticos poligonais e interlobados, e níveis ricos em biotita e hornblenda, em arranjos lepidoblásticos e lepidonematoblásticos. Estas feições microtexturais, bem como a ocorrência de feições migmatíticas e de enclaves de anfibolito e gnaisses pelíticos, indicam que os granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú sofreram metamorfismo de alto grau, tendo alcançado condições metamórficas de fácies anfibolito superior (Ferreira e Almeida 2000a,b, Vasquez *et al.* 2000b,c).

Em relação aos demais granitóides do Domínio Tapajós, os granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú mostram uma assinatura cálcio-alcalina menos evoluída, típica de arcos magmáticos relacionados à subducção de placa oceânica (Vasquez *et al.* 2002 e Santos *et al.* 2004).

Os leucogranitos associados mostram lamelas de muscovita sigmoidal em uma matriz quartzo-feldspáticos granoblástica, e alguns são portadores de cristais idiomórficos de granada. Estes leucogranitos peraluminosos podem estar relacionados a processos de migmatização dos granitóides de arco magmático do Complexo Cuiú-Cuiú, durante o estágio colisional (Almeida *et al.* 2001a, Vasquez *et al.* 2002).

Idades U-Pb em zircão entre  $2033 \pm 7$  e  $2005 \pm 7$  Ma (Tabela 2.10) foram obtidas para ortognaisses e granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú (Santos *et al.* 2000 e 2001). Sato e Tassinari (1997) apresentaram dados de isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{2,01Ga}$  de +2,6 e +1,8 e  $T_{DM}$  de 2,09 e 2,16 Ga – Tabela 2.10) para tonalitos das proximidades da vila Creporizão, supostamente relacionados ao Complexo Cuiú-Cuiú, que marcam uma assinatura juvenil paleoproterozóica para essas rochas. (MLV)

#### *Formação Vila Riozinho (PP3 $\alpha$ vr)*

Nas cercanias da localidade de Vila Riozinho e no rio Jamanxim, a montante da foz do rio Novo, Lamarão *et al.* (2002) identificaram um conjunto de rochas vulcânicas intermediárias e félsicas com assinatura geoquímica distinta e idades mais antigas que as das rochas vulcânicas mapeadas no Domínio Tapajós como pertencentes ao Grupo Iriri, reunindo-as na Formação Vila Riozinho (Lamarão *et al.* 2005).

Lamarão *et al.* (2002) descreveram andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos. As rochas andesíticas contêm fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio tardio e biotita em uma matriz microgranular ou pilotaxítica. Os traquitos exibem feições de fluxo magmático, com fenocristais de plagioclásio e, subordinadamente, de feldspato alcalino, em uma matriz felsítica pobre em quartzo. Os riolitos têm fenocristais de feldspatos, subordinadamente de quartzo, em uma matriz felsítica, por vezes granofírica. Biotita e pseudomorfos de anfibólio são os principais minerais máficos nos traquitos e riolitos.

As rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho forneceram idades de cristalização por evaporação de Pb em zircão de  $2000 \pm 4$  e  $1998 \pm 3$  Ma (Tabela 2.10), e possuem uma assinatura cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica, similar a de arcos magmáticos maduros (Lamarão *et al.* 2002).

Conforme Lamarão *et al.* (2005), a assinatura dos isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{2,0Ga}$  de -1,09 a -3,71 e  $T_{DM}$  de 2,49 e 2,28 Ga, Tabela 2.10) das rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho sugerem que as mesmas podem ter se formado a partir de mistura de magma juvenil paleoproterozóico, variavelmente contaminado pela assimilação de rochas arqueanas ou pela interação com um magma derivado de uma fonte arqueana, o que é suportado pela presença de cristais de zircão herdados de idade arqueana. Alternativamente, estes autores sugerem que estas rochas podem representar a refusão de uma crosta sílica com cerca de 2,2 Ga, a partir de *underplating* de magmas máficos. (MLV)

#### *Suíte Intrusiva Creporizão (PP3 $\gamma$ cz)*

Os granitóides milonitizados que ocorrem nas porções centro-leste e sudeste do Domínio Tapajós foram agrupados na Suíte Intrusiva Creporizão, por Ricci *et al.* (1999). Ocorrem como batólitos orientados segundo NW-SE, com um relevo arrasado, com cristas orientadas segundo o *trend* regional. Estes corpos são intrudidos por granitos das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha e pelo Gabro Serra Comprida, recobertos por rochas sedimentares proterozóicas das formações Castelo dos Sonhos e Buiçu e fanerozóicas do Grupo Jatuarana, e por rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Frequentemente, exibem contato tectônico com essas

unidades de cobertura, através de falhas geralmente orientadas segundo NW-SE.

A Suíte Intrusiva Creporizão é composta por sieno e monzogranitos, com biotita e, por vezes, hornblenda granodioritos, tonalitos e subordinados quartzo monzodioritos. Estes granitóides são geralmente milonitizados, com textura porfiroclástica (Figura 3.45). A deformação dúctil é heterogênea, variando de tênue foliação protomilonítica a faixas de espessura centimétrica a métrica de milonitos. Nas porções mais preservadas da deformação as rochas têm textura heterogranular ou porfírica, por vezes apresentando estruturas de fluxo magmático, subparalela à foliação, demarcada pela orientação de fenocristais e minerais máficos. Estes granitóides hospedam enclaves microgranulares máficos relacionados à mistura de magmas tipo *mingling*, diques sinplutônicos e xenólitos de ortognaisses (Vasquez *et al.* 2000b,c).

A foliação milonítica tem direção N10°-20°W, com fortes mergulhos (70°-80°) para ENE e WSW, a qual, associada à lineação de estiramento mineral subhorizontal, define o caráter transcorrente das zonas de cisalhamento que controlaram o posicionamento dos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Creporizão (Klein *et al.* 2000a,b).

Ao microscópio, os granitóides desta suíte exibem recristalização dos porfiroclastos de microclínio em sigmoides, de agregados de biotita e hornblenda em arranjos lepidoblásticos e de agregados quartzo-feldspáticos da matriz em tramas granoblásticas poligonais, evidenciando que os mesmos podem ter sido posicionados e deformados em condições de fácies anfibólito (Ricci *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 2002).

Os granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão apresentam uma assinatura cálcio-alcálica, sendo mais evoluída que aqueles do Complexo Cuiú-Cuiú. Vasquez *et al.* (2002) consideram que, apesar dos granitóides registrarem em parte padrões geoquímicos remanescentes de granitos de arcos magmáticos, provavelmente são granitos tardios de ambientes colisionais. Por outro lado, Santos *et al.* (2004) interpretam a natureza cálcio-alcálica dos granitos da Suíte Intrusiva Creporizão como relacionada a outro arco magmático, mais jovem que o dos granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú.

Idades entre  $1984 \pm 1$  e  $1957 \pm 6$  Ma, além de uma idade de  $1997 \pm 3$  Ma, foram obtidas, através dos métodos U-Pb e Pb-Pb (evaporação) em zircão, em granitóides incluídos na Suíte Intrusiva Creporizão (Santos *et al.* 2001, Vasquez *et al.* 2000a, Tabela 2.10). Lamarão *et al.* (2002) obtiveram idades por evaporação de Pb em zircão de  $1981 \pm 2$  e  $1983 \pm 8$  Ma (Tabela 2.10) para o Granito São Jorge Velho, um pluton granítico com ausência de feições de deformação dúctil, de afinidade cálcio-alcálica de alto K, localizado na porção leste do Domínio Tapajós, que pode ser correlacionado aos granitos da Suíte Intrusiva Creporizão. Adicionalmente, Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade de  $1997 \pm 5$  Ma (Tabela 2.10) por U-Pb SHRIMP em zircão, em um corpo granítico não individualizado (Monzogranito Jamanxim), que ocorre na porção nordeste do Domínio Tapajós. Segundo estes autores, este magmatismo de 2,0 Ga, representaria um arco magmático intermediário entre o arco magmático do Complexo Cuiú-Cuiú e o da Suíte Intrusiva Creporizão.



Dados de isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{1,98 Ga}$  de -1,03 a -2,68 e  $T_{DM}$  de 2,41 a 2,26 Ga – Tabela 2.10) obtidos por Lamarão et al (2005) para os granitos de 1,98 Ga (Granito São Jorge Velho), indicam que os mesmos derivam de magmas paleoproterozóicos, com sugestiva participação de crosta arqueana. (MLV)

### 3.4.1.3 – Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)

#### *Suíte Intrusiva Tropas (PP3γt)*

Parte dos granitóides da porção oeste do Domínio Tapajós que afloram em um corpo no rio Tropas e se estendem aos igarapés Coatá Grande e Coatá Pequeno, dois afluentes da margem esquerda do rio Tapajós, eram cartografados como Complexo Cuiú-Cuiú (Almeida et al. 2000, Ferreira et al. 2000). Contudo, Santos et al. (2001) baseados na origem ígnea e não metamórfica das biotitas destes granitóides e nas idades mais jovens que as do Complexo Cuiú-Cuiú, propuseram designar este conjunto de Suíte Tropas. Ferreira et al. (2004) cartografaram este corpo e descreveram tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos, monzogranitos, andesitos e basaltos, reunindo-os na Suíte Intrusiva Tropas.

Santos et al. (2001, 2004) apresentam idades U-Pb em zircão e titanita obtidos em rochas da Suíte Intrusiva Tropas que variam entre  $1907 \pm 9$  e  $1892 \pm 6$  Ma (Tabela 2.10).

Santos et al. (2004) identificaram uma assinatura cálcio-alcálica para as rochas da Suíte Intrusiva Tropas, e interpretaram como relacionadas a ambiente de arco de ilha, formado em torno de 1,9 Ga. Estes autores também propuseram que as formações Abacaxis e Sequeiro (previamente mapeadas como Grupo Jacareacanga, no Amazonas), com idades de sedimentação em torno de 1,9 Ga, representariam remanescentes das bacias relacionadas a este arco. (MLV)

#### *Grupo Iriri (PP3αi)*

As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, predominantemente félsicas, que ocorrem extensivamente no Domínio Iriri-Xingu, nos interflúvios dos rios Iriri e Curuá, estendendo-se para leste até o rio Xingu, e no Domínio Tapajós, foram originalmente reunidas na Formação Iriri (Forman et al. 1972).

Pessoa et al. (1977) elevaram esta unidade à categoria de grupo, subdividindo-o nas formações *Salustiano (PP3αsa)*, onde predominam derrames de rochas vulcânicas félsicas, e *Aruri (PP3αar)*, constituído principalmente por rochas vulcanoclásticas e epiclásticas. No presente trabalho, está sendo mantida esta subdivisão no Domínio Tapajós, admitindo-se, contudo, que a mesma deveria ser revista, pois é provável que a esta unidade estejam sendo incorporados conjuntos de rochas com gêneses distintas. No Domínio Iriri-Xingu, onde ocorre mais expressivamente, devido à carência de dados geológicos, o Grupo Iriri ainda é considerado como unidade indivisa.

Nos sensores remotos as rochas vulcânicas do Grupo Iriri apresentam um relevo arrasado, com esparsas cristas de rochas vulcanoclásticas orientadas segundo NNW-SSE. Complexos de caldeiras vulcânicas foram descritas para rochas dessa unidade, marcados por

altos topográficos em arranjos concêntricos, falhas e fraturas radiais e anelares, e depressões topográficas semicirculares associadas (Corrêa-Silva et al. 2002, Juliani et al. 2005).

As rochas do Grupo Iriri no Domínio Tapajós foram intrudidas pelo Granito Porquinho e os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, e as relações de intrusão são marcadas por apófises graníticas, *stockwork* e zonas de alterações hidrotermais (Almeida et al. 2000, Bahia e Quadros 2000, Vasquez et al. 2000b,c, Lamarão et al. 2002). Neste domínio as coberturas sedimentares da Formação Buiuçu possuem seixos e clastos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas correlatas ao Grupo Iriri (Almeida et al. 2000, Bahia e Quadros 2000). Fragmentos de rochas vulcânicas do Grupo Iriri também foram previamente descritos nas coberturas sedimentares que afloram no rio Riozinho do Anfrísio, no noroeste do Domínio Iriri-Xingu, aqui consideradas Formação Triunfo.

A Formação Salustiano é composta por riolitos, riolitos e dacitos, pórfiros e porfiríticos (Figura 3.46), geralmente isótipos, com fenocristais microfenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, em matriz afanítica ou microcristalina (Bahia e Quadros 2000). Adicionalmente, na porção nordeste do Domínio Tapajós, Dall'Agnol et al. (1999) identificaram riolitos com faialita e hedenbergita. Nos derrames vulcânicos dos rios Iriri e Curuá, no Domínio Iriri-Xingu, Forman et al. (1972) também descreveram os mesmos litotipos observados no Domínio Tapajós.

Ao microscópio, os riolitos hipocristalinos possuem matriz criptocristalina a vítrea/esferulítica, com variedades felsíticas e granofíricas. Os fenocristais de quartzo mostram subarredondamento e com baías, enquanto os de feldspatos se mostram mais tabulares. Frequentemente, o feldspato alcalino está alterado para argilominerais, e o plagioclásio para sericita, carbonato e epidoto. Biotita e hornblenda foram identificados nos ignimbritos e dacitos (Forman et al. 1972, Bahia e Quadros 2000, Lamarão et al. 2002, Fernandes 2005). Geralmente, a hornblenda se apresenta como pseudomorfo composto de clorita, carbonato, titanita, epidoto e minerais opacos.

A Formação Aruri é constituída de ignimbritos (Figura 3.46), brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos. A maioria dos ignimbritos é isotropa, localmente alguns exibem orientação dos fragmentos líticos e de cristais, principalmente de feldspato alcalino e quartzo, em uma matriz afanítica. As brechas apresentam fragmentos líticos subangulosos de riolitos, andesitos, tufos félsicos e intermediários e microgranitos. Os tufos félsicos são de cristal, litoclásticos/vitroclásticos e cineríticos e raramente exibem estratificação.

Microscopicamente, os ignimbritos se destacam pelos cristais e fragmentos líticos e vítreos (*glass shards*) soldados em matriz felsítica. Nos tufos félsicos predominam os fragmentos vítreos e de cristais de quartzo, plagioclásio, pseudomorfo de clinopiroxênio e anfíbólio em uma matriz vitroclástica, enquanto nas brechas dominam os fragmentos líticos em uma matriz vitroclástica.

Os arenitos e siltitos vulcânicos podem ser maciços ou estratificados (Figura 3.46), intercalados com níveis

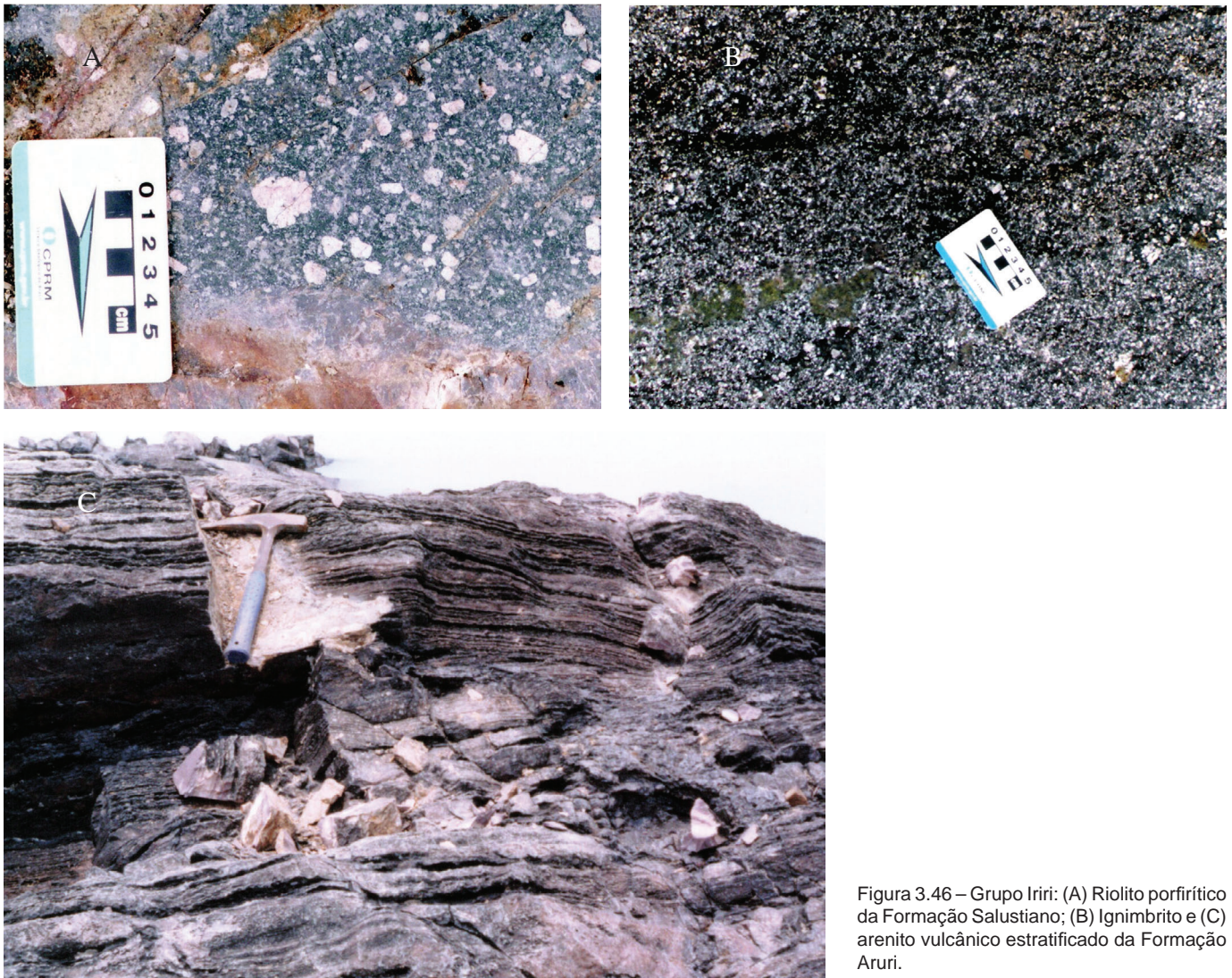


Figura 3.46 – Grupo Iriri: (A) Riólito porfírico da Formação Salustiano; (B) Ignimbrito e (C) arenito vulcânico estratificado da Formação Aruri.

conglomeráticos contendo seixos subarredondados de riólito, microgranito, tufo félsicos, bem como dos próprios arenitos e siltitos. Bahia e Quadros (2000) identificaram nestas rochas estruturas primárias e microtexturas indicativas de retrabalhamento, com mistura de material piroclástico e epiclástico por fluxo de massa em ambiente subaquoso. Estes autores sugerem que as rochas da Formação Aruri se depositaram em ambiente de lagos continentais nas proximidades de vulcões.

Bahia *et al.* (2001a) identificaram para as rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iriri uma assinatura cálcio-alcalina que transiciona para alcalina aluminosa (meta e peraluminosa), localmente peralcalina. O caráter dúbio para filiação geoquímica dessas rochas indica que diferentes conjuntos são reunidos no Grupo Iriri. De modo geral, os riólitos apresentam uma assinatura alcalina aluminosa de ambiente intraplaca (Lamarão *et al.* 2002, Fernandes 2005).

Os riólitos e ignimbritos do Grupo Iriri no Domínio Tapajós forneceram idades de cristalização por evaporação de Pb e U-Pb em zircão entre  $1890 \pm 6$  e  $1870 \pm 8$  Ma (Tabela 2.10, Dall'Agnol *et al.* 1999c, Moura *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 1999, Santos *et al.* 2001, Lamarão *et al.* 2002). Neste grupo estão incluídas as

idades obtidas na Formação Moraes Almeida, unidade proposta por Lamarão *et al.* (2002), que neste trabalho é englobada no Grupo Iriri. Na porção noroeste do Domínio Tapajós, Vasquez *et al.* (1999) obtiveram uma idade de  $1893 \pm 3$  Ma, pelo método de evaporação de Pb em zircão, em dique de dacito pórfiro, cuja correlação com o Grupo Iriri não é clara, e que é considerado por Santos *et al.* (2004) como pertencente à Suíte Intrusiva Tropas. Adicionalmente, no Domínio Iriri-Xingu, região de São Félix do Xingu, Teixeira *et al.* (2002a) obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão de  $1886 \pm 3$  Ma (Tabela 2.10) para um riólito correlato.

Lamarão *et al.* (2005) apresentam dados de isótopos de Nd para as rochas vulcânicas félsicas do leste do Domínio Tapajós, inclusive para aquelas designadas por estes autores de Formação Moraes Almeida, que sugerem fontes crustais paleoproterozóicas ( $\epsilon Nd_{1,88Ga}$  de -2,26 a -3,05 e  $T_{DM}$  de 2,44 a 2,30 Ga, Tabela 2.10). Por outro lado, as rochas vulcânicas do Domínio Iriri-Xingu, que afloram entre as regiões de Rurópolis e São Félix do Xingu, apresentam isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{1,87Ga}$  de -6,3 a -11,6 e  $T_{DM}$  de 3,13 a 2,60 Ga, Tabela 2.10) que denotam uma significativa contribuição de crosta arqueana. (Teixeira *et al.* 2002b, Vasquez 2006). (MLV)

*Formação Bom Jardim (PP3 $\alpha$ bj)*

Rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição intermediária a máfica têm sido descritas no Domínio Tapajós, as quais são possivelmente contemporâneas ao expressivo magmatismo félsico do Grupo Iriri. Ferreira (2000c) propôs a Formação Bom Jardim para reunir as rochas andesíticas a basálticas que afloram nas porções central e oeste deste domínio. Neste projeto incorpora-se à Formação Bom Jardim, diques andesíticos e de lamprófiros, respectivamente denominados informalmente de Andesitos Joel-Mamoal (Vasquez *et al.* 2000c) e Lamprófiros Jamanxim (Almeida *et al.* 1977), que ocorrem na porção leste e central do Domínio Tapajós.

A Formação Bom Jardim é composta de andesitos, com subordinados basaltos, traquitos e latitos. Geralmente, são rochas de cor cinza esverdeada e preta, porfíricas e isotrópicas. Localmente, estas rochas apresentam feições de fluxo de lava e texturas amigdaloidais, e depósitos vulcanoclásticos associados. Ao microscópio, exibem matriz que varia de microlítica a felsítica, envolvendo fenocristais ou microfenocristais de plagioclásio, augita, hornblenda, actinolita e raro quartzo e feldspato alcalino. Por vezes mostram texturas granofírica e traquítica.

Os Andesitos Joel-Mamoal e Lamprófiros Jamanxim ocorrem como em granitóides das suítes intrusivas Creporizão e Maloquinha, em geral orientados segundo ENE-WSW e NNE-SSW. São rochas porfíricas, localmente glomeroporfíricas. Os lamprófiros são vogesitos e espersartitos, com fenocristais de augita, hornblenda, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. A matriz varia de felsítica a microgranular, com epidoto, actinolita, clorita, carbonato, quartzo e minerais opacos (óxidos e sulfetos) ocorrendo como produtos de substituição por alteração tardimagmática e/ou hidrotermal.

Na classificação química TAS, as rochas da Formação Bom Jardim, bem como os diques de andesitos e lamprófiros, correspondem a traquibasaltos, traquiandesitos basálticos, andesitos basálticos, traquiandesitos e traquitos. Estas rochas apresentam uma assinatura cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica (Ferreira 2000c, Vasquez e Ricci 2002).

Lamarão *et al.* (2002) dataram pelo método de evaporação de Pb em zircão um traquito localizado próximo à localidade de Moraes Almeida, o qual foi incluído na Formação Bom Jardim, e obtiveram uma idade de cristalização de  $1881 \pm 4$  Ma (Tabela 2.10). Os dados de isótopos de Nd (Tabela 2.10) dos diques andesíticos ( $\epsilon\text{Nd}_{1,9\text{Ga}}$  de -2,38 e  $T_{\text{DM}}$  de 2,26 Ga – Santos *et al.* 2000) e do traquito de Moraes Almeida ( $\epsilon\text{Nd}_{1,88\text{Ga}}$  de -1,98 e  $T_{\text{DM}}$  de 2,29 Ga – Lamarão *et al.* 2005) sugerem fontes paleoproterozóicas para as rochas desta unidade, com pequena contribuição crustal. (MLV)

*Suíte Intrusiva Parauari (PP3 $\gamma$ p)*

Santos *et al.* (1975) individualizaram corpos graníticos do embasamento metamórfico do Domínio Tapajós, nos rios Tapajós e Parauari, denominando-os de Granito Parauari. Posteriormente, Pessoa *et al.* (1977) e Melo *et al.* (1980) mapearam outras ocorrências desta unidade, a qual foi elevada à hierarquia de Suíte Intrusiva Parauari, por Brito (2000a).

Os batólitos e plutons de granitóides da Suíte Intrusiva Parauari apresentam formas irregulares, orientadas segundo o *trend* regional NW-SE. Os granitóides da Suíte Intrusiva Parauari intrudiram o Complexo Cuiú-Cuiú e a Suíte Intrusiva Creporizão, e foram intrudidos por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e gabros da Suíte Intrusiva Ingarana, com os quais apresentam uma pequena defasagem temporal, conforme indicam os dados geocronológicos, discutidos adiante.

Dois fácies petrográficas são identificadas nos corpos desta suíte, uma granodiorítica e outra granítica, as quais produzem padrões de relevo e assinatura aerogeofísica distintas (Brito 2000a, Vasquez *et al.* 2000c, Bahia e Quadros 2000). A fácies granodiorítica mostra relevo mais arrasado, drenagem mais densa e radiação mais baixa que a fácies granítica. Na fácies granodiorítica predominam granodioritos, equi e inequigranulares, de granulação média, geralmente leucocráticos, de cor cinza e portadores de biotita e hornblenda (Figura 3.47). Monzogranitos, tonalitos e quartzo monzonitos são subordinados. Hospedam enclaves microgranulares máficos de composição diorítica a tonalítica, com feições de mistura de magma tipo *mingling*. Em geral, estes granitóides são isótopos, mas apresentam uma foliação protomilonítica nas porções afetadas por zonas de cisalhamento NW-SE. Na fácies granítica predominam monzo e sienogranitos com biotita e hornblenda, ocorrendo tipos inequigranulares, de granulação média a grossa, e porfíricos (Figura 3.47), de granulação média, localmente com textura *rapakivi*. De modo geral são isótopos, localmente apresentam uma tênue orientação dos fenocristais de feldspatos e biotita marcando o fluxo magmático, e foliação protomilonítica é rara. A ocorrência de feições de mistura de magma tipo *mingling* é menos freqüente que na fácies granodiorítica.

Uma filiação cálcio-alcálica foi identificada para os granitóides da Suíte Intrusiva Parauari, por Brito (2000a) e Vasquez *et al.* (2002). Estes últimos autores sugerem que esses granitóides estão relacionados ao estágio tardio da colisão do arco magmático Cuiú-Cuiú, e que, apesar de estarem relacionados a ambiente extensional, preservaram a assinatura de arco magmático de sua fonte. Por outro lado, Santos *et al.* (2004) atribuem esta assinatura cálcio-alcálica a um arco magmático continental, de 1885 a 1877 Ma.

Idades de cristalização entre  $1891 \pm 3$  e  $1879 \pm 11$  Ma (Tabela 2.10) foram obtidas pelos métodos de evaporação de Pb e U-Pb em zircão para diversos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Parauari (Brito *et al.* 1999, Santos *et al.* 2000, 2001, 2004, Vasquez *et al.* 2000c), inclusive os granitos São Jorge Novo e Jardim do Ouro, datados por Lamarão *et al.* (2002). A assinatura de isótopos de Nd obtida nestes dois corpos por estes autores ( $\epsilon\text{Nd}_{1,88-1,89\text{Ga}}$  de -5,21 a -1,82 e  $T_{\text{DM}}$  de 2,43 a 2,32 Ga, Tabela 2.10) sugere a interação de uma fonte juvenil com uma fonte crustal mais antiga (Lamarão *et al.* 2005). (MLV)

*Suíte Intrusiva Ingarana (PP3 $\delta$ in)*

As intrusões gabróicas aflorantes nos igarapés Ingarana e Bom Jardim foram reunidas na unidade Gabro Ingarana, por Pessoa *et al.* (1977). Bahia e Quadros (2000) identificaram outros corpos gabróicos

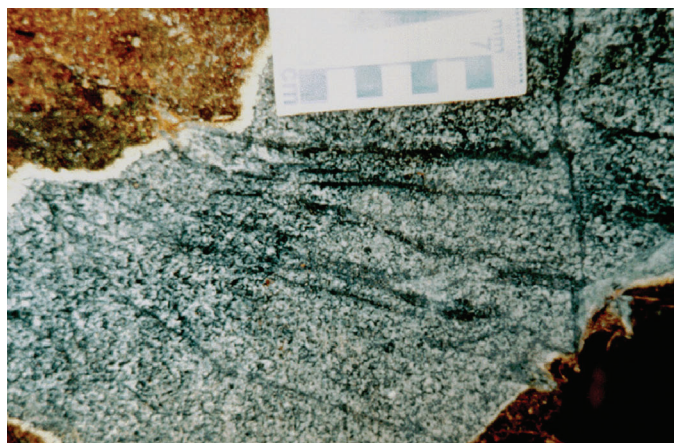


Figura 3.48 - Monzogabro equigranular da Suíte Intrusiva Ingarana.



Figura 3.49 - Sienogranito equigranular da Suíte Intrusiva Maloquinha.

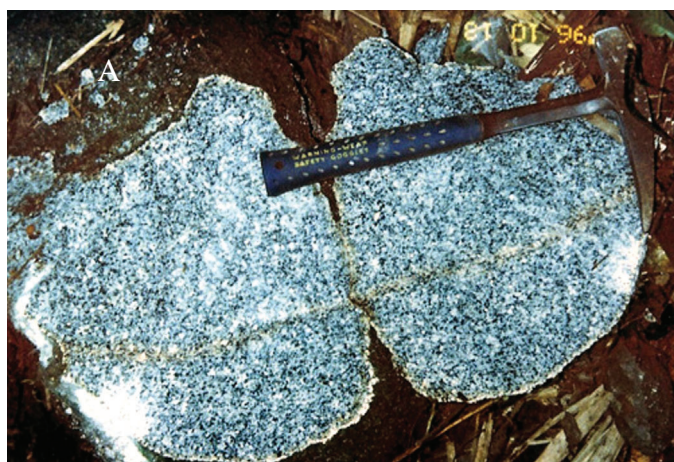


Figura 3.47 – Suíte Intrusiva Parauari: (A) Granodiorito inequigranular e (B) Monzogranito porfírico. Fotos: CPRM - Manaus

correlatos a esta unidade, e elevaram-na à hierarquia de suíte, a qual também engloba intrusões de rochas de composição intermediária e gabros nos igarapés Bom Jardim e Pinto, individualizadas por Monteiro (2000a).

Os corpos da Suíte Intrusiva Ingarana têm geralmente formas irregulares, orientados segundo E-W e NW-SE, e são caracterizados por uma assinatura aerogeofísica de baixos valores radiométricos e de expressivas anomalias magnéticas. Estes corpos seccionam rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e são intrudidos por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha. A relação de contato com os granitóides da Suíte Intrusiva Parauari é controversa, devido à contemporaneidade entre estas unidades, sugerida pelos dados geocronológicos.

A Suíte Intrusiva Ingarana é composta de augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, bem como subordinados monzogabros (Figura 3.48), dioritos e monzodioritos. Em geral, são rochas inequigranulares de granulação média a fina, isótropas, melanocráticas e mesocráticas, de cores preta e cinza esverdeada. Microscopicamente, mostram texturas cumuláticas e subofíticas, por vezes possuem lamelas de exsolução de piroxênios (*heringbone*) ou intercrescimento granofírico. São constituídos principalmente por hiperstênio, augita e plagioclásio (andesina e labradorita). O quartzo e feldspato alcalino são intersticiais e subordinados. O plagioclásio freqüentemente está saussuritizado e o piroxênio substituído por hornblenda, actinolita, biotita, clorita, epidoto, titanita e minerais opacos (óxidos de Fe-Ti e sulfetos).

Uma assinatura cálcio-alcalina de alto potássio com enriquecimento em alumínio foi sugerida para as rochas gabróicas da Suíte Intrusiva Ingarana (Bahia e Quadros 2000, Monteiro 2000a).

Vasquez *et al.* (2000a) apresentam uma idade de cristalização de  $1887 \pm 3$  Ma (Tabela 2.10) para um leuconorito da Suíte Intrusiva Ingarana da porção centro-leste do Domínio Tapajós, obtida por evaporação de Pb em zircão. Santos *et al.* (2004) dataram por U-Pb em zircão e baddeleyita, corpos da área-tipo e obtiveram idades de cristalização entre  $1880 \pm 7$  e  $1881 \pm 11$  Ma (Tabela 2.10). Santos *et al.* (2000) apresentaram dados de isótopos de Nd ( $\epsilon_{Nd, 1.9 Ga}$  de -0,87 e  $T_{DM}$  de 2,24 Ga, Tabela 2.10) para um gabro da Suíte Intrusiva Ingarana, que sugerem uma fonte juvenil paleoproterozóica com uma pequena contaminação crustal. (MLV)

#### *Olivina Gabro Rio Novo (PP3δrn)*

Na foz do rio Novo, afluente do rio Jamanxim, Andrade e Urdininea (1972) individualizaram um corpo máfico, posteriormente denominado por Vasquez *et al.* (2000c) de Olivina Gabro Rio Novo. Trata-se de um corpo alongado segundo NW-SE, sugestivamente intrusivo no Granito Jardim do Ouro (Suíte Intrusiva Parauari), e recoberto por rochas vulcanoclásticas do Grupo Iriri. Este corpo é marcado por uma anomalia magnética dipolar e baixa radiação, que contrasta com a assinatura aerogeofísica das suas rochas encaixantes.

No Olivina Gabro Rio Novo predominam gabros isotrópicos e equigranulares, com granulação média

a grossa, localmente fina. As rochas apresentam uma freqüente alteração hidrotermal e catáclase, mas nas porções mais preservadas mostram ao microscópio uma trama heteroadcumulática, com plagioclásio englobado por *intercumulus* de pseudomorfos de augita e olivina. Hornblenda, actinolita, epidoto, biotita, clorita, serpentina, titanita, carbonato e minerais opacos (óxidos de Fe-Ti), ocorrem como produto de substituição tardimagmática (uralitização) e alteração hidrotermal do piroxênio e olivina. O plagioclásio mostra-se intensamente saussuritizado e o feldspato alcalino intersticial bastante argilizado. A presença de olivina nos gabros e a ausência de quartzo e de piroxênios pobres em cálcio dificultam a correlação do Olivina Gabro Rio Novo com rochas gabróicas da Suíte Intrusiva Ingarana.

A datação deste corpo por evaporação de Pb em zircão forneceu duas populações com idades médias de  $1999 \pm 3$  e  $1967 \pm 3$  Ma, e um cristal com  $1878 \pm 3$  Ma (Tabela 2.10). Estes resultados são pouco conclusivos para caracterizar um magmatismo máfico mais antigo que 1,88 Ga e também são conflitantes com as relações de contato observadas (Vasquez *et al.* 2000c). Provavelmente, os cristais mais antigos que 1,88 Ga podem ser herdados e o mais jovem, apesar de pouco representativo, pode estar mais próximo da idade mínima de cristalização do corpo. (MLV)

#### *Anortosito Jutaí (PP3δj)*

No norte do Domínio Tapajós, próximo a rodovia Transamazônica (BR-230), ocorre um corpo máfico elipsoidal, onde se localiza o garimpo de ouro Jutaí, o qual foi englobado na Suíte Intrusiva Ingarana, por Bahia e Quadros (2000). Ferreira *et al.* (2004), para destacar o litotipo dominante no corpo, o denominaram de Anortosito Jutaí, designação adotada neste projeto.

Esta unidade é composta por anortositos e magnetita gabros, geralmente equigranulares, médios e isótopos. Ao microscópio exibem texturas de fluxo magmático, marcadas pela orientação dos cristais de plagioclásio. Frequentemente estas rochas apresentam alteração hidrotermal, com substituição de hornblenda por actinolita e biotita, bem como cloritização, com pirita e ouro disseminados em pequenos veios de quartzo.

O Anortosito Jutaí é intrusivo na Suíte Intrusiva Parauari, mostra uma notável anomalia magnética dipolar no mapa de campo total, que contrasta com a assinatura dos granitos encaixantes.

Santos *et al.* (2001) apresentaram uma idade U-Pb SHRIMP em titanita de  $1878 \pm 8$  Ma para o Anortosito Jutaí (Tabela 2.10). (MLV)

#### *Gabro São Domingos (PP3δsd)*

Nas cercanias do garimpo São Domingos, situado na porção centro-leste do Domínio Tapajós, ocorre um notável platô laterítico (13 x 3 km), além de diques de diabásio que cortam granitos da Suíte Intrusiva Parauari nas adjacências. Embora não tenham sido identificadas rochas ígneas aflorantes, expressivas anomalias magnéticas sugerem a presença de um corpo máfico em subsuperfície, e o perfil de alteração intempérica é típico de rochas máficas. Além disso, foram encontrados

gabros em furos de sonda realizados por empresas que prospectam ouro na área (informações verbais).

No presente trabalho, propõe-se a denominação Gabro São Domingos para designar este corpo, atribuindo-se uma idade paleoproterozóica, por correlação com o expressivo magmatismo máfico da região já datado (Suíte Intrusiva Ingarana, Anortosito Jutaí, Olivina Gabro Rio Novo), ao qual frequentemente estão associadas mineralizações auríferas. (MLV)

#### *Gabro Serra Comprida (PP3δsc)*

No interflúvio dos rios Novo e Inambé ocorre um expressivo corpo em forma de dique, que se destaca como uma crista orientada segundo NNW-SSE, com platôs lateríticos no topo, o qual foi denominado, por Vasquez *et al.* (2000b), de Gabro Serra Comprida.

O Gabro Serra Comprida é intrusivo em granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão, caracteriza-se por notáveis anomalias magnéticas dipolares, alinhadas segundo a orientação do corpo, e pela baixa radiação.

Neste corpo são descritos, além de gabros, litotipo dominante (segundo informações verbais), dioritos inequigranulares, de granulação média a grossa, e isótopos. Ao microscópio, os dioritos exibem trama hipidiomórfica, com plagioclásio zonado (labradorita a andesina) e saussuritizado, hornblenda uralitizada com relictos de clinopiroxênio (augita?), e quartzo xenomórfico intersticial. Biotita, clorita, titanita e óxidos de Fe-Ti ocorrem como produto de substituição da hornblenda.

Em função da inexistência de dados geocronológicos, uma idade paleoproterozóica em torno de 1,88 Ga é sugerida para este corpo, por correlação com os corpos máficos datados da região (Suíte Intrusiva Ingarana, Anortosito Jutaí, Olivina Gabro Rio Novo). (MLV)

#### *Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo (PP3δij)*

Na mina Crepori, próximo à vila Creporizão, foi individualizado um corpo de rochas plutônicas intermediárias, intrusivo nos granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão, denominado por Vasquez *et al.* (2000c) de Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo. Trata-se de uma pequena intrusão (2,5 x 5 km) orientada aproximadamente segundo E-W, marcada por uma anomalia magnética, coincidente com um platô laterítico.

O Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo é composto predominantemente de quartzo monzogabros, com subordinados quartzo monzonitos, microgabros e diques de quartzo sienito microgranulares associados. Os quartzo monzogabros são inequigranulares, de granulação média e isótopos. Ao microscópio, mostram uma trama hipidiomórfica rica em intercrescimentos granofíricos, sendo composto de plagioclásio (andesina e labradorita), augita, hiperstênio, hornblenda, actinolita e biotita. Quartzo e feldspato alcalino são intersticiais. Apresentam intensa alteração hidrotermal, como cloritização, sericitização, carbonatação e saussuritização, possivelmente relacionada às mineralizações auríferas filoneanas com sulfetos associados que ocorrem nas proximidades.

Monteiro (2000a) identificou rochas semelhantes nos corpos da Suíte Intrusiva Ingarana nas porções central

e oeste do Domínio Tapajós, o que sugere uma provável correlação do Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo ao magmatismo que gerou esta suíte. (MLV)

#### 3.4.1.4 - Magmatismo Intracontinental

##### Suíte Intrusiva Maloquinha (PP3γml)

Santos *et al.* (1975) propuseram a designação Granito Maloquinha para agrupar corpos graníticos circulares amplamente distribuídos no Domínio Tapajós, que têm como área-tipo a localidade de Maloquinha, no alto curso do rio Tropas. Em trabalhos subseqüentes, vários corpos similares foram mapeados (Pessoa *et al.* 1977, Almeida *et al.* 1977, Melo *et al.* 1980, Klein *et al.* 2001a), sendo que Andrade *et al.* (1978) introduziu a denominação Suíte Intrusiva Maloquinha para reunir estes corpos graníticos.

Os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha ocorrem como *stocks* e batólitos com formas circulares, elipsoidais a irregulares, geralmente orientados segundo direções que variam de N-S a NW-SE. Nos sensores remotos se destacam pelo relevo acidentado, com morros arredondados, por vezes com topos aplainados, e pela elevada radiação nas imagens gamaespectrométricas.

Os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha cortam as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão. Relações de intrusão também são observadas com o Grupo Iriri e a Suíte Intrusiva Parauari, embora alguns corpos da Suíte Intrusiva Maloquinha apresentem idades próximas das obtidas para estas unidades. Diques de lamprófiros e andesitos correlatos a Formação Bom Jardim cortam granitos desta suíte.

Esta unidade é composta de granitos leucocráticos, de cores vermelha e rosa, isotropos, principalmente equigranulares e de granulação média (Figura 3.49), embora ocorram tipos com granulação fina e grossa, inequigranulares e porfiríticos. São sienogranitos e feldspato-alcálico granitos, com subordinados monzogranitos, e raros quartzo sienitos e quartzo monzonitos. Biotita e anfibólio são minerais varietais que permitiram distinguir duas fácies distintas (Brito 2000a, Vasquez *et al.* 2000b,c, Bahia e Quadros 2000).

Os corpos da fácies com biotita são compostos de leucosienogranitos rosados com subordinados feldspato-alcálico granitos e leucomonzogranitos, e nos corpos da fácies com anfibólio predominam granitos acinzentados a avermelhados, com teores de minerais máficos mais elevados (5 a 10 %). São anfibólio-biotita sienogranitos e monzogranitos, com subordinados quartzo sienitos e quartzo monzonitos com anfibólio e biotita.

Juliani *et al.* (2002) identificaram núcleos de hastingsita e bordas de Fe-edenita para os anfibólios e biotitas aníticas (ígneas e hidrotermais) em um granito (Granito Batalha) da fácies com anfibólio. Estes autores caracterizaram metassomatismo sódico e potássico, propilitização, sericitização, carbonatação e sulfetação associada à mineralizações auríferas.

Os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha se caracterizam por uma afinidade alcalina (tipo A), típica de ambientes extensionais intracontinentais (Brito *et al.* 1997, Vasquez *et al.* 2002, Lamarão *et al.* 2002).

Idade de cristalização de  $1882 \pm 4$  e  $1880 \pm 9$  Ma (Tabela 2.10) por evaporação de Pb em zircão foram obtidas para os granitos da Suíte Intrusiva

Maloquinha (Vasquez *et al.* 1999, Lamarão *et al.* 2002). Adicionalmente, Santos *et al.* (2001) apresentam idades U-Pb em zircão entre  $1877 \pm 12$  e  $1864 \pm 18$  Ma (Tabela 2.10) para os granitos desta suíte e identificaram populações de cristais de zircão herdados neoarqueanas a orosirianas.

Lamarão *et al.* (2005) identificaram uma assinatura de isótopos de Nd ( $\epsilon Nd_{1,88Ga}$  de -0,72 a -2,45 e  $T_{DM}$  de 2,28 a 2,23 Ga, Tabela 2.10) para os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha na porção leste do Domínio Tapajós, que sugerem fontes paleoproterozóicas. Contudo, a assinatura isotópica de alguns granitos correlatos a esta suíte ( $\epsilon Nd_{1,87Ga}$  de -2,84 e -6,67 e  $T_{DM}$  de 2,53 e 2,60 Ga – Santos *et al.* 2000, Tabela 2.10), indicam a participação de crosta arqueana na origem, que é compatível com a presença de zircões herdados neoarqueanos. (MLV)

##### Granito Pepita (PP3γpe)

Na margem direita do rio Tapajós, imediatamente a jusante da foz do rio Pacu, ocorre um batólito granítico de forma elipsoidal, orientado segundo NNW-SSE, que era incluído na Suíte Intrusiva Maloquinha (Melo *et al.* 1980). Baseado na ocorrência de anfibólios e piroxênios sódicos neste granito, Brito (2000b) propôs distingui-lo dos granitos desta suíte, denominando-o de Granito Pepita.

Nos produtos de sensores remotos, o Granito Pepita se destaca pelo relevo em morros e morrotes arredondados e na gamaespectrometria apresentam uma radiometria mais elevada que suas rochas encaixantes, as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Tropas.

O Granito Pepita é constituído de feldspato alcálico granitos, hololeucocráticos, de cores rosa avermelhada e creme, geralmente equigranulares de granulação média. Microscopicamente, exibem uma trama hipidiomórfica com feldspato alcálico mesopertítico, quartzo com bordas corroídas, plagioclásio albitico, lamelas de biotitas anédricas, contendo riebeckita e arfvedsonita como esparsos agregados de cristais anédricos. Dentre as fases acessórias se destacam allanita e fluorita.

A assinatura geoquímica do Granito Pepita é alcalina a subalcalina, de ambiente intraplaca continental (Brito 2000b), mas a ocorrência de granitos hipersolvus com anfibólios sódicos atesta uma filiação alcalina (tipo A).

Santos *et al.* (2004) apresentam uma idade de colocação para o Granito Pepita de  $1872 \pm 4$  Ma (Tabela 2.10), obtida pelo método U-Pb SHRIMP em zircão. Apesar da peculiaridade (granitos hipersolvus com anfibólios sódicos) a idade é semelhante a dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha. (MLV)

##### Granito Caroçal (PP3γca)

Ao investigar a área-tipo dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha no rio Tropas, Almeida *et al.* (1999) identificaram um corpo com características composicionais contrastantes como os desta suíte, denominando-o Granito Caroçal. Trata-se de um batólito orientado segundo NW-SE, com relevo pouco acidentado, com alta radiação nos canais gamaespectrométricos.

O Granito Caroçal é composto de sieno e monzogranitos com biotita, leucocráticos, de cor vermelha a cinza rosada, com textura equigranular grossa a porfirítica, e

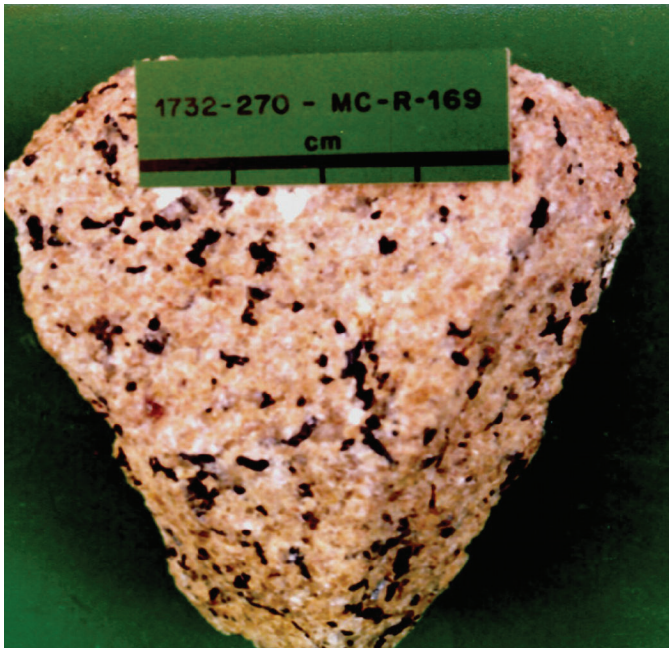


Figura 3.50 - Leucogranito com hastingsita do Granito Porquinho.

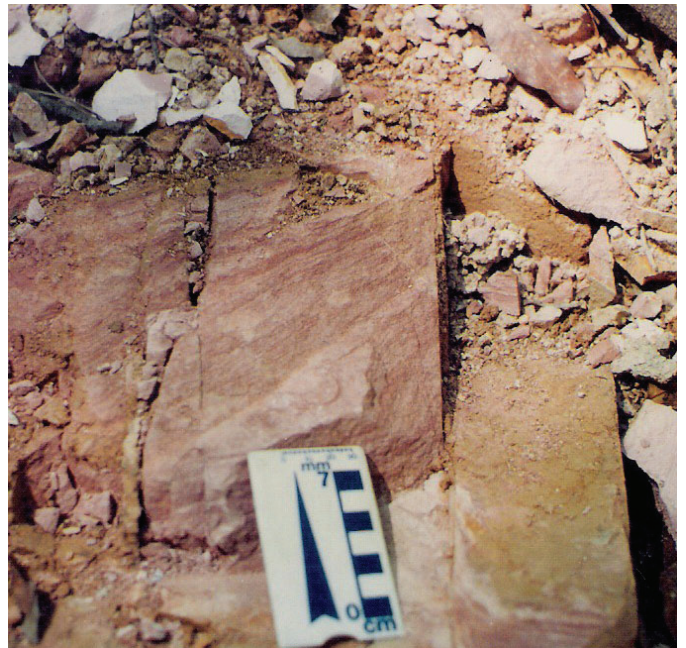


Figura 3.51- Siltito tufáceo da Formação Novo Progresso.



Figura 3.52 - Arcóseo da Formação Buiçu.



Figura 3.53 - Olivina gabro equigranular da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca. Fotos: CPRM - Manaus

isótopos. Microscopicamente, é destacada a presença de titanita, allanita e epidoto primários como minerais acessórios.

Almeida *et al.* (1999) identificaram para o Granito Caroçal uma assinatura cálcio-alcálica de alto potássio, que contrasta com a alcalina (tipo-A) dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade de cristalização para o Granito Caroçal de  $1870 \pm 4$  Ma (Tabela 2.10) por U-Pb SHRIMP em zircão, e identificaram populações de cristais herdados de 2,71 e 1,94 Ga. Herança arqueana neste corpo foi previamente identificada por Almeida *et al.* (1999), que obtiveram uma idade média  $2656 \pm 6$  Ma para este corpo, através de datação por evaporação de Pb em zircão. (MLV)

#### *Granito Porquinho (PP4γpo)*

A denominação Granito Porquinho foi usada por Prazeres *et al.* (1979) para um batólito granítico localizado no interflúvio dos rios Branco e Aruri, com alta potencialidade para depósitos de estanho, o qual era correlacionado à Suíte Intrusiva Maloquinha (Pessoa *et al.* 1977, Almeida *et al.* 1977).

O Granito Porquinho apresenta uma forma elíptica, se destaca pelo relevo mais acidentado e radiação mais alta que suas rochas encaixantes, as rochas vulcanoclásticas do Grupo Iriri e rochas sedimentares da Formação Buiçu (região do Riozinho do Anfrísio). Prazeres *et al.* (1979) identificaram duas fácies neste corpo granítico, sendo uma definida por granitos com micas, composta

por feldspato alcalino granitos (alaskitos) e granitos/microgranitos com biotita, por vezes coexistindo com muscovita; e outra fácies por granitos com anfibólio, constituída por granitos com riebeckita e granitos com hastingsita. Em geral, são leucogranitos de cores vermelha e rosa, equigranulares, isotropos e de granulação média (Figura 3.50). Tipos porfiríticos são subordinados. Ao microscópio, mostram uma textura granular hipidiomórfica, com feldspato alcalino cripto a mesopertítico, por vezes com intensa albitização e mirmequitas. O plagioclásio ocasionalmente apresenta textura anti-*rapakivi*, e a biotita ocorre em lamelas frequentemente corroídas e substituídas por muscovita e clorita. A riebeckita ocorre como agregados de grãos anédricos e a hastingsita como cristais subédricos. Monazita, fluorita, turmalina e topázio se destacam como minerais acessórios. Processos de alteração potássica e sódica, bem como graisenização com mineralizações de Sn, Nb e Ta também estão associadas aos granitos com biotita.

Uma assinatura subalcalina (cálcio-alcalina?) a alcalina foi identificada neste corpo (Prazeres *et al.* 1979, Bahia *et al.* 1998).

Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade de cristalização de  $1786 \pm 14$  Ma (Tabela 2.10) por U-Pb SHRIMP em zircão para o Granito Porquinho, que levou estes autores a correlacioná-lo com o magmatismo da Suíte Intrusiva Teles Pires, do Domínio Juruena. (MLV)

#### *Diabásio Crepori (PP4&c)*

As intrusões de diabásio nas rochas sedimentares da Formação Buiçu, na bacia do rio Crepori, foram denominadas por Pessoa *et al.* (1977) como Sill Crepori, tendo sido adotada posteriormente, por Santos e Loguércio (1984), a designação Diabásio Crepori.

O Diabásio Crepori ocorre como soleiras orientadas segundo E-W e diques segundo N10°E, com espessuras entre 10 e 50 m. São rochas melanocráticas de cores preta e cinza esverdeada, geralmente microgranulares e isotrópicas. São diabásios, olivina diabásios e microgabros, com textura ofítica e subofítica, compostos por pigeonita, augita, plagioclásio andesítico, olivinas de componente forsterítico intermediário, e minerais opacos (óxidos de Fe-Ti). Quartzo e feldspato alcalino ocorrem em intercrescimentos micrográficos e a biotita exibe um pleocroísmo marrom avermelhado (alto Ti). Hornblenda, tremolita, actinolita, antigorita e clorita ocorrem como produto de substituição pseudomórfica de piroxênio e olivina.

Monteiro (2000b) identificou uma assinatura alcalina para rochas máficas atribuídas ao Diabásio Crepori, localizadas na porção oeste do Domínio Tapajós. No entanto, a ocorrência de quartzo (normativo e modal) indica uma afinidade de quartzo toleítica, típica de basaltos toleíticos continentais.

Santos *et al.* (2002) obtiveram uma idade de cristalização de  $1780 \pm 7$  Ma (Tabela 2.10) para o Diabásio Crepori por U-Pb SHRIMP em baddeleyita. (MLV)

### **3.4.1.5 – Coberturas Sedimentares**

#### *Formação Novo Progresso (PP3np)*

Vasquez *et al.* (2000b) observaram a ocorrência de depósitos de rochas vulcanoclásticas e epiclásticas nas proximidades da cidade de Novo Progresso,

reunindo-os na Formação Aruri (Grupo Iriri), os quais posteriormente receberam a denominação de Formação Novo Progresso, dada por Ferreira *et al.* (2004). As melhores exposições da Formação Novo Progresso localizam-se na rodovia BR-163 (Santarém-Cuiabá) e suas vicinais, nas proximidades da cidade homônima.

As rochas da Formação Novo Progresso afloram como cristas e cuevas, orientadas segundo NNW-SSE, com a atitude de acamamento variando de N25°W a N05°E, com mergulhos de 18° a 60° para SW ou NE.

Esta unidade é constituída por conglomerados polimíticos, com seixos subangulosos e subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, e, subordinadamente, com seixos arredondados de granito em uma matriz arcoseana. Estas rochas são sotopostas por arenitos líticos e arcoseanos de granulação fina, cinza claros, maciços e estratificados, intercalados com argilitos laminados e siltitos tufáceos, de cor rosa (Figura 3.51).

Embora a Formação Novo Progresso seja semelhante à Formação Aruri, a sua proximidade com as rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho sugere que a mesma está relacionada a este vulcanismo mais antigo, e não ao Grupo Iriri. (MLV)

#### *Formação Buiçu (PP3bu)*

As rochas sedimentares siliciclásticas proterozóicas do Domínio Tapajós receberam diversas denominações em trabalhos anteriores, sendo correlacionadas a unidades proterozóicas como Gorotire, Cubencranquém e Beneficente, relacionadas a outros domínios geológicos, até serem reunidas na Formação Buiçu (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein e Vasquez 2000, Quadros e Bahia 2000, Vasquez e Klein 2000).

O mais expressivo segmento da Formação Buiçu é o da bacia do rio Crepori, que se estende para noroeste aflorando ao longo dos igarapés Coatá Grande e Coatá Pequeno, afluentes da margem esquerda do rio Tapajós. Este segmento constitui uma bacia sigmoidal, controlada por falhas extensionais e transcorrentes, orientadas segundo WNW-ESE e NW-SE, onde o acamamento mergulha entre 5° e 35° para N e NE, com paleocorrentes para N15°-20°E. Nesta bacia predominam arcóseos (Figura 3.52), arcóseos líticos e arenitos ortoquartzíticos, com subordinados conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos. Este conjunto foi intrudido por soleiras e diques do Diabásio Crepori, datado em  $1780 \pm 7$  Ma (Santos *et al.* 2002).

Na porção nordeste do Domínio Tapajós, no interflúvio dos rios Branco e Aruri, e se estendendo até as cabeceiras do rio Riozinho do Anfrísio, ocorre outro expressivo segmento de bacia sedimentar proterozóica correlacionada a Formação Buiçu, com uma orientação geral aproximadamente E-W, acamamento NW-SE, mergulhando de 5° a 25° NE, em grande parte sobrejacente a rochas do Grupo Iriri. Neste segmento, além da sucessão siliciclástica, Bahia e Quadros (2000) individualizaram uma sucessão vulcanoclástica, composta de tufos félsicos, arenitos e conglomerados com seixos de rochas vulcânicas. Este conjunto foi seccionado pelo Granito Porquinho, datado em  $1786 \pm 14$  Ma (Santos *et al.* 2004).

Na borda noroeste da bacia do Alto Tapajós, está localizada a área-tipo da Formação Buiçu, que se encontra em grande parte recoberta por rochas



sedimentares paleozóicas do Grupo Jatuarana e por sedimentos cenozóicos. São cartografadas outras ocorrências desta unidade na continuidade para sudeste, que formam testemunhos sobre rochas de embasamento, em cristas e cuevas fortemente alinhadas segundo NW-SE.

Bahia *et al.* (2001b), baseados na baixa maturidade mineralógica e textural das rochas da Formação Buiçu, assim como nas estruturas primárias identificadas, sugeriram ambiente continental de deposição, possivelmente relacionado a canais fluviais entrelaçados.

Existe dúvida se os seixos vulcânicos e os tufos félsicos intercalados nas sucessões siliciclásticas da Formação Buiçu estão relacionados ao vulcanismo de 1,88 Ga do Grupo Iriri, ou a um evento magmático mais jovem, como o magmatismo estateriano da Suíte Intrusiva Teles Pires, do Domínio Juruena. No entanto, o fato da Formação Buiçu ser seccionada pelo Granito Porquinho e pelo Diabásio Crepori, datados em torno de 1,78 Ga (Santos *et al.* 2002 e 2004), sugere que os sedimentos desta formação foram depositados antes do Estateriano. (MLV)

#### **3.4.1.6 – Magmatismo Máfico Intracontinental Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (MP38cs)**

No médio curso do rio Tocantins, afluente da margem esquerda do rio Jamaxim, porção centro-norte do Domínio Tapajós, ocorre um expressivo corpo máfico, identificado por Andrade e Urdininea (1972), o qual foi denominado Troctolito Cachoeira Seca, por Pessoa *et al.* (1977). Neste trabalho é adotada designação Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, proposta por Quadros *et al.* (1998).

Nos produtos de sensores remotos o corpo máfico da área-tipo se destaca por um expressivo platô laterítico (35 x 6 km), orientado aproximadamente segundo E-W, que define a Serra da Cachoeira Seca. Em mapas aerogamaespectrométricos é caracterizado por uma baixa radiação, contrastante com a assinatura aerogeofísica das rochas adjacentes. No médio curso do rio Crepori, na porção centro-sul do Domínio Tapajós, Vasquez *et al.* (2000c) identificaram um corpo máfico menor (15 x 2,5 km), intrusivo em granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, também pertencente a suíte em questão.

Andrade e Urdininea (1972) descreveram no corpo da serra da Cachoeira Seca derrames de olivina basaltos, sobrepostos às rochas graníticas (correlatas às suítes intrusivas Parauari e Maloquinha) e sedimentares (Formação Buiçu), além de diques de diabásio hospedados nessas rochas. Pessoa *et al.* (1977) identificaram também relações de intrusão das rochas troctolíticas desse corpo em granitóides correlatos à Suíte Intrusiva Parauari.

Apesar de terem sido descritos olivina basaltos no corpo da área-tipo, nesta unidade predominam olivina gabros, olivina gabronoritos, olivina diabásios e troctolitos (Bahia e Quadros 2000). Geralmente, estas rochas são melanocráticas, de cor cinza esverdeada, isotrópicas e de granulação média (Figura 3.53). Ao microscópio, mostram arranjos subofíticos ou intergranulares, com plagioclásio cálcico (andesina e labradorita), olivina euédrica a subédrica em agregados com augita (alto Ti) e hiperstênio. Os minerais acessórios são, hornblenda,

biotita (alto Ti), apatita, minerais opacos e feldspato alcalino.

A natureza química da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca ainda é controversa. Pessoa *et al.* (1977) caracterizaram as rochas desta unidade como basaltos de afinidade alcalina, em parte subsaturados em sílica, enquanto Quadros *et al.* (1998) identificaram uma natureza toleítica saturada em sílica (olivina toleítos).

Pessoa *et al.* (1977) apresentaram idades K-Ar em plagioclásio de  $1072 \pm 18$  e  $1046 \pm 27$  Ma (Tabela 2.10) para as rochas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca. Posteriormente, Santos *et al.* (2002) obtiveram uma idade mais precisa em um troctolito desta unidade, pelo método U-Pb em baddeleyita, de  $1186 \pm 12$  Ma (Tabela 2.10). (MLV)

### **3.5 – PROVÍNCIA JURUENA**

#### **3.5.1 – Domínio Juruena**

##### **3.5.1.1 – Magmatismo Orogênico e Pós-Orogênico (Orogênese Juruena)**

###### *Grupo Colider (PP4αc)*

No extremo sudoeste do Pará, ao sul da Serra Cachimbo (Bacia do Alto Tapajós), ocorrem rochas vulcânicas e vulcanoclásticas que se estendem até o norte do Mato Grosso, onde suas ocorrências são mais expressivas e melhor estudadas. Silva *et al.* (1980) correlacionaram estas rochas com as do Grupo Iriri, as quais foram posteriormente reunidas na Suíte Colider (Moreton e Martins 2003, Ribeiro e Villas Boas 2003, Oliveira e Albuquerque 2005, Frasca e Borges 2003, Souza *et al.* 2005). Rizzoto *et al.* (2004) utilizaram a hierarquia de grupo para esta unidade, designação adotada neste projeto.

O Grupo Colider é constituído por derrames de rochas vulcânicas félsicas (riolitos a dacitos), intermediárias e máficas (andesitos e basaltos), e por seus equivalentes subvulcânicos (microgranitos a micromonzonitos). Também ocorrem depósitos de ignimbritos, rochas piroclásticas (brechas e tufos) e epiclásticas (conglomerados e arenitos vulcânicos) intercalados com os derrames. Localmente, são observadas feições de recristalização dinâmica nestas rochas (Silva *et al.* 1980 e Pinho *et al.* 2003), embora predominem texturas primárias (ígneas e sedimentares) e tipos isentos de deformação.

Pinho (2001 in Pinho *et al.* 2003) identificou uma afinidade subalcalina para as rochas vulcânicas e piroclásticas félsicas do Grupo Colider que ocorrem no noroeste do Mato Grosso (região do Moriru), e uma assinatura toleítica continental para as rochas vulcânicas máficas associadas. Ao analisar as rochas vulcânicas félsicas e intermediárias do Grupo Colider, Moreton *et al.* (2005) identificaram uma afinidade cálcio-alcalina de alto potássio.

O Grupo Colider é recoberto por rochas sedimentares do Grupo Beneficente e intrudido por granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires.

Idades de cristalização  $1786 \pm 16$  e  $1781 \pm 6$  Ma foram obtidas pelo método U-Pb em zircão (JICA/MMAJ apud Moreton *et al.* 2005, Moreton *et al.* 2005) (Tabela 2.11). No entanto, Pinho *et al.* (2003) obtiveram pelo mesmo método idades ligeiramente menores, de  $1761 \pm 5$  a  $1776 \pm 6$  Ma (Tabela 2.11), em rochas

vulcânicas félsicas e máficas, da região do Moriru, que são correlatas ao Grupo Colíder.

Os dados de isótopos de Nd (Moreton *et al.* 2005 e Pinho *et al.* 2003, Tabela 2.11) das rochas félsicas ( $\epsilon Nd_t$  de - 0,7 a -3,75 e  $T_{DM}$  de 2,16 a 2,34 Ga) e máficas ( $\epsilon Nd_t$  de + 1,3 e + 0,1 e  $T_{DM}$  de 2,02 e 2,10 Ga) do Grupo Colíder sugerem uma contribuição crustal para as primeiras, e uma fonte juvenil paleoproterozóica para as últimas.

Vários autores (Frasca *et al.* 2003, Pinho *et al.* 2003, Souza *et al.* 2005) consideram que as rochas magmáticas com idades entre 1,82 a 1,76 Ga do Mato Grosso constituem um arco magmático. Neste contexto, as rochas vulcânicas do Grupo Colíder representam a fase extrusiva deste arco. (MLV)

#### *Suíte Intrusiva Teles Pires (PP4 $\gamma$ tp)*

Os corpos graníticos circulares que ocorrem ao sul da Serra do Cachimbo (Bacia do Alto Tapajós), no Mato Grosso, nas cercanias do rio Teles Pires, foram inicialmente individualizados por Silva G.H. *et al.* (1974) como Granito Teles Pires. Posteriormente, Silva *et al.* (1980) cartografaram outros corpos desta unidade na região. No presente trabalho adotou-se a designação Suíte Intrusiva Teles Pires, utilizada por Rizzoto *et al.* (2004) para designar os granitos desta unidade.

Corpos graníticos desta suíte ocorrem de forma restrita na porção sudoeste do Pará, intrudidos nas rochas vulcânicas do Grupo Colíder. Estas ocorrências são pouco conhecidas, tendo sido melhor estudadas no norte do Mato Grosso.

Silva *et al.* (1980) identificaram uma variedade de granitos granulares, porfiríticos, granofíricos, microgranitos e granitos com anfibólio alcalino (riebeckita). Os tipos subvulcânicos são subordinados, e há um predomínio de biotita granitos e granitos porfiríticos com texturas *rapakivi* e *anti-rapakivi* (Oliveira *et al.* 2005).

Os granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires apresentam uma assinatura cálcio-alcalina de alto potássio, equivalente aos granitos tipo I altamente fracionados, com algumas similaridades com os granitos tipo A (Oliveira *et al.* 2005). Estas rochas também mostram semelhanças geoquímicas com granitos pós-orogênicos que ainda guardam uma assinatura de arco magmático, uma característica típica de granitos de ambiente pós-colisional.

Santos (2003) apresentou uma idade de cristalização, pelo método U-Pb em zircão, de  $1757 \pm 16$  Ma para um granito da Suíte Intrusiva Teles Pires (Tabela 2.11), e uma idade modelo  $T_{DM}$  de 2,10 Ga, a qual indica fonte paleoproterozóica. (MLV)

#### **3.5.1.2 – Cobertura Sedimentar**

##### *Grupo Beneficente (PP4b)*

Almeida e Nogueira Filho (1959) reuniram rochas psamíticas e pelíticas que afloram no alto curso do rio Aripuanã, no sudeste do Amazonas, no Grupo Beneficente. Liberatore *et al.* (1972) estenderam as ocorrências desta unidade ao rio Sucunduri, também localizado naquela região, posicionando-a no Pré-

cambriano (Proterozóico). Nos levantamentos do projeto Radam (Santos *et al.* 1975, Silva G.H. *et al.* 1974, 1980), a cobertura sedimentar na Serra do Cachimbo (Bacia do Alto Tapajós), no sudoeste do Pará, foi mapeada como Grupo Beneficente, tendo sido mantido o posicionamento no Proterozóico. Bizzinela *et al.* (1980) mapearam formações sedimentares paleozóicas (siluro-devonianas), designadas por Santiago *et al.* (1980) de Grupo Jatuarana, na borda nordeste da serra do Cachimbo. Contudo, Lacerda Filho *et al.* (2004) consideraram as sucessões psefito-psamíticas e pelito-carbonáticas da borda sul da Serra do Cachimbo como Grupo Beneficente, posicionando-o no final do Paleoproterozóico (Estateriano). Recentemente, Reis (2006) propôs uma redefinição da estratigrafia das formações sedimentares siluro-devonianas da região de Apuí, no sudeste do Amazonas, e estendeu a todas as ocorrências de coberturas sedimentares da porção ocidental da Bacia do Alto Tapajós, incluindo a área tipo do Grupo Beneficente, redefinida como uma formação paleozóica.

No presente trabalho adotou-se a proposta de Lacerda Filho *et al.* (2004), considerando-se como pertencentes ao Grupo Beneficente as rochas sedimentares que afloram ao sul da Serra do Cachimbo, no sudoeste do Pará, admitindo-se a idade estateriana, e que as mesmas são recobertas pelo Grupo Jatuarana, de idade siluro-devoniana, unidade que se estende para o interior da Bacia do Alto Tapajós.

Neste projeto o Grupo Beneficente é representado como uma unidade indivisa, embora Frasca e Souza (2005) tenham subdividido este grupo em unidades litológicas menores no norte do Mato Grosso, que provavelmente se estendem ao sudoeste do Pará. Estes autores descreveram uma sucessão psefito-psamítica na base do Grupo Beneficente, composta por arenitos líticos bem selecionados e de cores claras (branca e creme), conglomerados polimíticos com clastos de rochas vulcânicas, arenitos e argilitos, seguidos de arenitos argilosos (grauvacas?), intercalados com argilitos. Este pacote é sotoposto por uma sucessão pelito-carbonática, constituída de argilitos avermelhados e laminados, com intercalações de lentes arenitos manganíferos e camadas de calcário margoso, finamente laminado. Na porção superior ocorrem arenitos finos a médios intercalados com argilitos e siltitos, seguidos de arenitos esbranquiçados também com intercalações de argilitos e siltitos avermelhados, e arcóseos bem selecionados.

Frasca e Souza (2005) admitem um sistema fluvial, progressivamente afogado por uma planície de inundação e uma plataforma carbonática, caracterizando no conjunto um ambiente transicional, para a deposição dos sedimentos.

O Grupo Beneficente recobre as rochas vulcânicas do Grupo Colíder e é seccionado por diques jurássicos do Diabásio Cururu. O posicionamento no Proterozóico é indicado por idades isocrônicas Rb-Sr entre  $1318 \pm 37$  e  $1485 \pm 32$  Ma (Tabela 2.11), obtidas em arcóseos e siltitos da borda leste da serra do Cachimbo (Tassinari *et al.* 1978). Adicionalmente, Leite e Saes (2003) dataram grãos de zircão detrítico por evaporação de Pb de um conglomerado da base da Serra Formosa, um

morro testemunho do Grupo Beneficente ao sul da serra do Cachimbo, no Mato Grosso, e obtiveram idades no intervalo entre 2646 e 1729 Ma (Tabela 2.11)., sendo que a mais jovem estabelece a idade máxima para a sedimentação. (MLV)

### 3.6 – PROVÍNCIA PARNAÍBA

#### 3.6.1 – Fragmento Cratônico São Luís

##### 3.6.1.1 – Seqüência Metavulcano-Sedimentar

###### Grupo Aurizona (PP2au)

O Grupo Aurizona foi definido por Pastana e Jorge João (1995) para agrupar rochas originalmente incluídas no Grupo Gurupi, unidade macro-regional que congregava todas as rochas supracrustais pré-cambrianas do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi. Esses autores argumentaram que os conjuntos supracrustais aflorantes nesses dois domínios geotectônicos poderiam ter origens ou evoluções distintas e preferiram discriminar esses conjuntos por domínio, denominando Grupo Aurizona a seqüência metavulcano-sedimentar aflorante no Fragmento Cratônico São Luís, e Grupo Gurupi aquela aflorante no Cinturão Gurupi.

Recentemente, em trabalho realizado no noroeste do estado do Maranhão, a unidade foi subdividida em três formações (Klein *et al.* no prelo): Matará (rochas metamáficas e metaultramáficas), Pirocaua (rochas metavulcânicas e metapiroclásticas félsicas e intermediárias) e Ramos (rochas metassedimentares). Entretanto, no nordeste do estado do Pará, onde aflora o Grupo Aurizona, a escala da cartografia geológica é ainda de reconhecimento, de modo que apenas a unidade maior (grupo) é aqui representada.

O Grupo Aurizona forma uma faixa irregular e grosseiramente alongada na direção norte-noroeste/sul-sudeste na porção noroeste do Fragmento Cratônico São Luís (extremo nordeste do Estado do Pará). Esta faixa faz contato com granitóides da Suíte Intrusiva Tromai e é recoberta por coberturas sedimentares fanerozóicas.

Os principais litotipos são metatufo félsico/riolítico, tufo cinerítico, aglomerado vulcânico, metarriolito, metadacito, anfibolito, metabasalto, tremolita/talcotremolita xisto, quartzito, filito, quartzito-muscovita-clorita xisto, metachert, metarenito e metagrauvaca (Klein *et al.* no prelo) (Figura 3.54). Essas rochas são predominantemente xistosas, de granulação variada e coloração cinzenta a esverdeada. A xistosidade, embora de atitude variável, é predominantemente NW-SE.

O metamorfismo no Grupo Aurizona é de fácies xisto verde, com condições de fácies anfibolito sendo atingidas localmente (Pastana e Jorge João 1995). Dados geoquímicos preliminares (Klein *et al.* no prelo) indicam caráter orogênico para essas rochas, tendo as mesmas sido geradas em arcos de ilhas oceânicos e margem continental.

A idade do Grupo Aurizona não está ainda suficientemente caracterizada. Uma amostra de rocha metapiroclástica foi datada pelo método de evaporação de Pb em zircão e forneceu idade de  $2240 \pm 5$  Ma (Tabela 2.12), interpretada como a idade mínima dos protólitos vulcânicos félsicos da unidade (Klein e Moura 2001). Dados de isótopos de Nd (Tabela 2.12) mostram idade modelo  $T_{DM}$  de 2,48 Ga, com valor de  $\epsilon Nd(t)$  de +0,8

(Klein *et al.* 2005a), indicando proporção dominante de componentes juvenis na geração das rochas da unidade. (ELK)

##### 3.6.1.2 – Magmatismo Orognico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)

###### Suíte Intrusiva Tromai (PP2yt)

Costa *et al.* (1977) propuseram a denominação de Associação Anorogênica Tromai para o conjunto constituído por granitóides e rochas vulcânicas ácidas que forma a unidade territorialmente dominante do Fragmento Cratônico São Luís. Pastana e Jorge João (1995) redefiniram a unidade como Suíte Tromai, tendo Klein *et al.* (2005c) adicionado a adjetivação "intrusiva" a esta última definição, entendendo que as rochas vulcânicas não faziam parte da unidade Tromai, o que foi posteriormente confirmado por Klein *et al.* (no prelo), que individualizaram as rochas vulcânicas em outras unidades litoestratigráficas. Klein *et al.* (no prelo) também subdividiram a Suíte Intrusiva Tromai, no noroeste do Estado do Maranhão, em três subunidades (Tonalito Cavala, Granodiorito Igarapé Bom Jesus e Granito Areal), o que não é ainda possível no território paraense, devido à falta de cartografia geológica de maior detalhe, sendo que apenas a unidade indivisa é aqui representada.

A Suíte Intrusiva Tromai ocorre como batólitos recobertos por rochas sedimentares fanerozóicas, aflorando próximo à costa atlântica, na região limítrofe entre o Fragmento Cratônico São Luís e o Cinturão Gurupi, adentrando, inclusive, nos domínios desta última unidade geotectônica.

A suíte é composta por uma gama de litotipos em que predominam quartzo diorito, tonalito, granodiorito e monzogranito (Figura 3.55). Diorito, quartzo monzodiorito, quartzo monzonito, sienogranito e quartzo sienito são termos bastante subordinados. As rochas possuem tons cinza e esverdeados a róseos, mostram granulação média a grossa e são equigranulares a inequigranulares, raramente porfiríticas. Em geral são rochas maciças, mas em vários casos apresentam foliação magmática e, quando afetadas por zonas de cisalhamento de pequeno porte, desenvolvem texturas protomiloníticas a miloníticas. Enclaves microgranulares de composição tonalítica a quartzo diorítica são bastante freqüentes, assim como as concentrações de minerais máficos (Klein *et al.* no prelo).

Quimicamente, as rochas da Suíte Intrusiva Tromai formam um conjunto cálcio-alcálico contendo desde termos metaluminosos, mais primitivos, até rochas mais evoluídas e fracamente peraluminosas, formadas por cristalização fracionada de magmas derivados da fusão parcial da placa oceânica e/ou da cunha do manto (Klein *et al.* no prelo).

Idades entre  $2147 \pm 3$  a  $2168 \pm 4$  Ma (Tabela 2.12, Klein e Moura 2001, Klein *et al.* 2005a), obtidas por evaporação de Pb em zircão, foram interpretadas como idades mínimas de cristalização dos granitóides. As idades  $T_{DM}$  para a unidade variam entre 2,22 e 2,26 Ga, com valores de  $\epsilon Nd(t)$  de +1,9 a +2,6 (Tabela 2.12, Klein *et al.* 2005a).

Dados geocronológicos e de isótopos de Nd combinados claramente atestam uma assinatura juvenil para os granitóides da Suíte Intrusiva Tromai,

o que, associado com a assinatura geoquímica indicam ambiente de arcos de ilhas para a geração da unidade (Klein *et al.* 2005a, Klein *et al.* no prelo). (ELK)

### 3.6.1.3 – Magmatismo Orogênico Colisional (Ciclo Transamazônico)

#### Suíte Intrusiva Tracuateua (PP2ytq)

A designação Suíte Intrusiva Tracuateua é devida à Costa e Ricci (2000), que reuniram nesta unidade os corpos de granitóides aflorantes nas localidades de Tracuateua e Mirasselvas, nas proximidades do município de Bragança, no noroeste do Pará. A unidade está localizada na porção noroeste do Fragmento Cratônico São Luís e não mostra relações de contato com outras unidades pré-cambrianas, visto que está totalmente recoberta por rochas sedimentares fanerozóicas.

Os plutons são compostos por sienos e monzogranitos com duas micas, róseos a acinzentados. As rochas possuem granulação variada e seriada, são maciças a foliadas, quando cortadas por zonas de cisalhamento. Os granitóides apresentam enclaves de xistos, gnaisses e migmatitos, e são cortados por pegmatitos e aplitos de composição mineralógica variada, que inclui turmalina, berilo e molibdenita (Lowell 1985, Costa e Ricci 2000, Palheta 2001). Lowell (1985) caracterizou quimicamente essa unidade como sendo fortemente peraluminosa, com assinatura geoquímica de granitos do tipo-S e da série da ilmenita, e descreveu gnaissificação tardia cortando a foliação.

Idades de  $2086 \pm 10$  e  $2091 \pm 5$  Ma (Tabela 2.12) foram obtidas por Palheta (2001) pelo método de evaporação de Pb em zircão, interpretadas como idades mínimas para a cristalização. Dados de isótopos de Nd mostram idades  $T_{DM}$  no intervalo 2,31-2,50 Ga, com valores de  $\epsilon Nd(t)$  entre +1,1 e -1,3, respectivamente (Tabela 2.12, Palheta 2001). Lowell (1985), utilizando dados de Hurley *et al.* (1967; 1968) e Wanderley Filho (1980), calculou razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  iniciais de 0,7079 e 0,704 para dois corpos da suíte.

As características petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e isotópicas, combinadas, indicam claramente uma origem crustal para a Suíte Intrusiva Tracuateua, com predominância de protólitos paleoproterozóicos (Palheta, 2001). (ELK)

### 3.6.1.4 – Coberturas Sedimentares

#### Formação Viseu (NPEv)

A Formação Viseu foi definida por Abreu *et al.* (1980) para reunir as rochas sedimentares que ocorrem em uma bacia localizada sobre a porção norte do Fragmento Cratônico São Luís. A bacia tem formato irregular, alongado segundo a direção norte-sul, e é limitada em grande parte por falhas normais de orientações diversas. Sua constituição litológica e aspectos deposicionais e estruturais são similares aos das formações Igarapé de Areia e Piriá, localizadas mais ao sul, na região limítrofe entre o Fragmento Cratônico São Luís e o Cinturão Gurupi.

Litologicamente, a Formação Viseu é composta por arenitos e arcóseos médios a grossos, com estratificação cruzada acanalada e tabular muito bem marcadas por níveis de minerais máficos, predominantemente magnetita. Níveis de conglomerado e microconglomerado são encontrados na base da seqüência, enquanto

que folhelhos, argilitos e, possivelmente, ardósias distribuem-se no topo da formação.

O pacote sedimentar encontra-se levemente dobrado, com dobras muito abertas, e localmente anquimetamorfizado. Uma xistosidade incipiente desenvolveu-se paralelamente ao plano axial das grandes dobras abertas, com atitude média N70°E/50°SE, sendo discordante do acamamento sedimentar orientado segundo N15-20°W/50-70°SW (Abreu 1990, Pastana 1995).

Faria e Pastana (1995) sugeriram ambiente continental desértico, com leques aluviais, rios entrelaçados e lagos para a deposição dos sedimentos da Formação Viseu, que é usualmente interpretada como molassa (Abreu *et al.* 1980), relacionada ao final do desenvolvimento do Cinturão Gurupi no Neoproterozóico. Essa interpretação, entretanto, carece de confirmação, uma vez que a idade da sedimentação é desconhecida.

Pinheiro *et al.* (2003) e Teixeira (2005) reportaram idades, obtidas por evaporação de Pb em cristais detriticos de zircão, entre 1950 e 3126 Ma (Tabela 2.12). Essas idades se distribuem em diversas populações: a maioria significativa dos cristais apresenta idades entre 2113 e 2190 Ma (com várias sub-populações); um cristal tem idade de 2038 Ma; outros cristais distribuem-se nos intervalos 2713-2870 Ma e 2955-3126 Ma. Esses resultados poderiam indicar idade de deposição paleoproterozóica para a Formação Viseu, o que é realmente uma possibilidade. Contudo, devido à semelhança que esta formação apresenta com as formações Piriá e Igarapé de Areia, esta última mais jovem do que 500 Ma (Pinheiro *et al.* 2003), é possível que a mesma seja correlacionável às outras duas, mas que não tenha rochas neoproterozóicas como fonte dos sedimentos, mas apenas rochas paleoproterozóicas e arqueanas (Klein *et al.* 2005a). (ELK)

#### Formação Igarapé de Areia (NPEia)

A Formação Igarapé de Areia foi definida por Abreu *et al.* (1980) para designar as rochas sedimentares, de características similares às da Formação Viseu, que foram depositadas em uma bacia sobre rochas do Fragmento Cratônico São Luís, no limite entre esta unidade geotectônica e o Cinturão Gurupi. Esta bacia é grosseiramente equidimensional e é limitada por falhas de orientação NE-SW e NW-SE.

O conteúdo litológico é formado por arenitos conglomeráticos, conglomerados com estratificação cruzada acanalada e tangencial, arenitos arcoseanos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada (Figura 3.56) e pelitos subordinados. O pacote sedimentar mostra dobras de grandes dimensões, com eixos orientados segundo NW-SE, paralelamente aos quais se desenvolveu uma foliação de plano axial, e o ambiente deposicional seria ligado a dunas subaquáticas e barras de ambiente fluvial com rios entrelaçados (Faria e Pastana 1995).

A idade da sedimentação da Formação Igarapé de Areia foi estimada a partir das idades dos cristais detriticos de zircão de um arcóseo amostrado ao longo do rio Gurupi, na porção central da área cartografada por Pastana (1995) como Formação Igarapé de Areia. Esses cristais foram datados pelo método de evaporação de Pb, por Pinheiro *et al.* (2003), em que os cristais

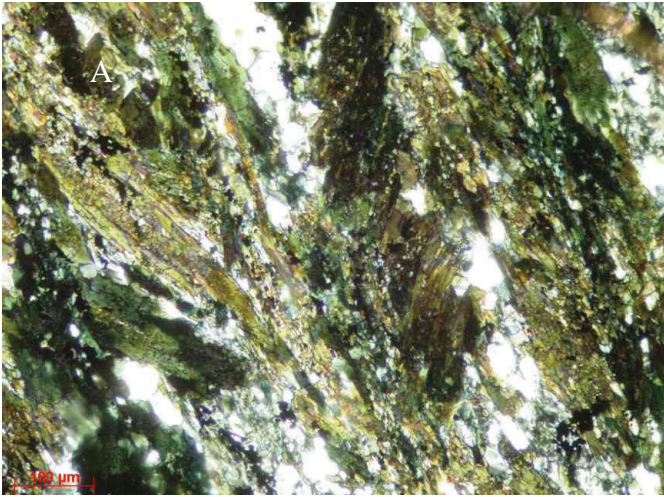


Figura 3.54 – Grupo Aurizona: A) Fotomicrografia de anfibolito, com cristais alongados de anfíbólio verde definindo a xistosidade, tendo os interstícios preenchidos por quartzo e algum plagioclásio. B) Metatufo riolítico deformado e alterado.

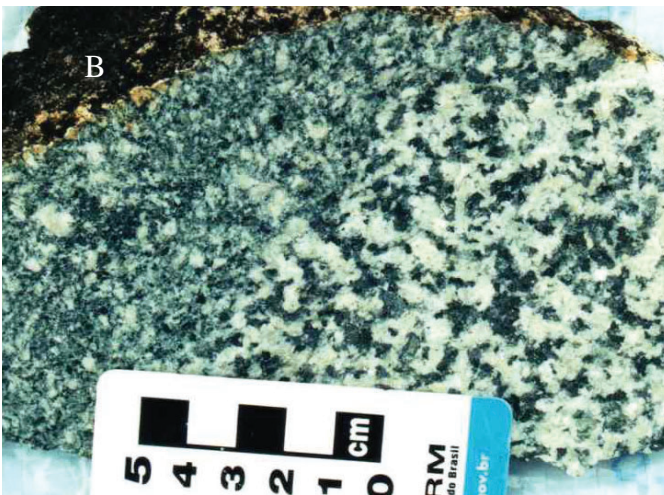


Figura 3.55 – Granitóides da Suíte Intrusiva Tromai: A) Tonalito grosso em contato com diorito médio, (B) Monzogranito porfirítico cortado por veio aplítico.

Figura 3.56 – Testemunhos de sondagem de rochas da Formação Igarapé de Areia. Arenito arcoseano róseo com estratificação cruzada acanalada marcada por níveis de minerais escuros.

mais jovens formam uma população com idade entre 500 e 700 Ma (Tabela 2.12). Dessa forma, a idade máxima da sedimentação situar-se-ia no limite entre o Neoproterozóico (Ediacarano) e Cambriano. Entretanto, Teixeira *et al.* (2007), trabalhando na porção centro-oeste da bacia, na área em que foi definida a Formação Igarapé de Areia, encontraram tipos petrográficos diferentes (quartzo arenitos sericiticos) daqueles previamente descritos, especialmente por Pinheiro *et al.* (2003). Os quartzo arenitos mostram estratificação cruzada marcada por níveis de minerais escuros (magnetita e ilmenita), conteúdo mineralógico distinto dos arcóseos e cristais detriticos de zircão apenas com idades paleoproterozóicas, entre 2110 e 2170 Ma (Tabela 2.12), sem fontes neoproterozóicas como ocorre no arcóseo datado por Pinheiro *et al.* (2003). Além disso, os dados químicos em rocha total mostram assinaturas geoquímicas distintas para os quartzo arenitos e arcóseo. Essas assinaturas indicam proveniência sedimentar quartzosa e ambiente de margem continental passiva para os quartzo arenitos e proveniência ígnea félsica e ambiente de margem continental ativa para o arcóseo. Segundo Teixeira *et al.* (2007) essas características podem ser sugestivas de que quartzo arenitos e arcóseo pertençam a unidades estratigráficas distintas. (ELK)

### 3.6.2 – Cinturão Gurupi

#### 3.6.2.1 – Complexos Metamórficos

##### *Metatonalito Igarapé Grande (A4yig)*

A unidade Metatonalito Igarapé Grande foi proposta informalmente por Klein *et al.* (2005c) para designar os dois pequenos corpos de metatonalito, mais ou menos gnaissificados, anteriormente associados ao Complexo Maracaçumé (Almeida 2000), que afloram na porção central do Cinturão Gurupi, ao sul do batólito do Granito Japiim. A denominação faz alusão ao igarapé homônimo, afluente da margem esquerda do rio Piriá.

Os dois corpos de metatonalito apresentam forma lenticular, com a maior dimensão paralela à orientação estrutural principal do Cinturão Gurupi, NW-SE, sendo interpretados como fragmentos de embasamento sobre o qual se desenvolveu o Cinturão Gurupi (Klein *et al.* 2005b). As rochas possuem cor cinza escuro e normalmente não possuem trama tectônica mesoscópica, com arranjos granoblásticos sendo observáveis ao microscópio.

Uma idade de  $2594 \pm 3$  Ma (Tabela 2.13) foi obtida por Klein *et al.* (2005b) pelo método de evaporação de Pb em zircão, interpretada como a idade de cristalização do tonalito. Os mesmos autores descrevem ainda um cristal de zircão com idade de  $2662 \pm 43$  Ma, interpretada como herança. (ELK)

##### *Complexo Itapeva (PP2i)*

O Complexo Itapeva foi proposto por Klein *et al.* (2005c) em substituição ao Complexo Maracaçumé (Costa *et al.* 1977, Abreu *et al.* 1980), unidade que em sua concepção original englobava rochas supostamente arqueanas aflorantes tanto o Fragmento Cratônico São Luís como o Cinturão Gurupi, e que posteriormente (Pastana 1995) foi limitada a um maciço que corre na porção central-sudeste do Cinturão Gurupi, limitação esta também adotada por Klein *et al.* (2005c). A área tipo do Complexo Itapeva é a região da cachoeira homônima, no rio Gurupi.

A constituição litológica do Complexo Itapeva é dominada por ortognaisses tonalíticos, com termos trondhjemiticos e granodioríticos subordinados. Efeitos variados de migmatização foram observados, tendo as rochas atingido condições metamórficas de fácies anfibolito médio a alto, e sofrido retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde (Ricci 2000; Klein *et al.* 2005b).

Os gnaisses do Complexo Itapeva variam estruturalmente de foliados a bandados, às vezes dobrados (Figura 3.57). Possuem bolsões e veios de quartzo e quartzo-feldspato, geralmente concordantes, e são intrudidos por granitos róseos a esbranquiçados e muito micáceos relacionados ao Granito Maria Suprema (Klein *et al.* 2005b). A foliação metamórfica, definida especialmente pela biotita, possui direção relativamente constante entre  $N40^{\circ}-50^{\circ}W$ , com mergulhos em torno de  $75^{\circ}$  para SW. Lineações de baixo a alto ângulo são observadas em diferentes porções dos maciços rochosos, sendo que situações que sugerem regime de transcorrência oblíqua parecem predominar (Pastana 1995, Klein 2004).

A idade de  $2167 \pm 2$  Ma (Tabela 2.13) foi obtida pelo método U-Pb (ID-TIMS) em zircão de um gnaisse tonalítico e interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo do gnaisse (Klein *et al.* 2005b). Dados isotópicos de Nd apontam idades  $T_{DM}$  de 2,22 a 2,31 Ga com valores de  $\epsilon Nd(t)$  entre +2,6 a +1,4 (Tabela 2.13), indicando caráter juvenil para os protólitos dos gnaisses (Klein *et al.* 2005b).

Embora não haja informações sobre o ambiente tectônico e formação dos protólitos magmáticos dos gnaisses do Complexo Itapeva, a composição litológica e isotópica, a idade e a localização da unidade sugerem uma ligação com as rochas riacianas que formam o Fragmento Cratônico São Luís, portanto, ambientes ligados a arcos de ilha. No Neoproterozóico, as rochas do complexo passaram a compor parte do embasamento sobre o qual se desenvolveu o Cinturão Gurupi (Klein *et al.* 2005b). (ELK)

#### 3.6.2.2 - Sequências Metavulcano-Sedimentares

##### *Grupo Gurupi (PP2g)*

O Grupo Gurupi foi definido por Francisco *et al.* (1971) para englobar as rochas supracrustais de idade supostamente pré-cambriana que ocorriam nos domínios do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi. Reunia, portanto, o que presentemente é considerado Grupo Aurizona. Pastana (1995) restringiu sua ocorrência aos limites do Cinturão Gurupi, considerando as ocorrências da área cratônica como pertencentes ao Grupo Aurizona, enquanto Costa *et al.* (1996) propuseram uma subdivisão estratigráfica para o Grupo Gurupi em três formações, Rio Piritoró, Jaritequara e Vila Cristal.

Klein (2004), baseado em dados litológicos e geocronológicos, retirou do Grupo Gurupi a Formação Vila Cristal e parte do que havia sido definido como Formação Rio Piritoró, restringindo a cartografia do Grupo ao restante da Formação Rio Piritoró e à Formação Jaritequara. Não há dados geocronológicos para estas duas formações que foram, tentativamente, posicionadas no Paleoproterozóico (Riaciano), em função de supostas relações de intrusão por granitóide de  $2159 \pm 13$  Ma (Costa e Ricci 2000, Palheta 2001). (ELK)

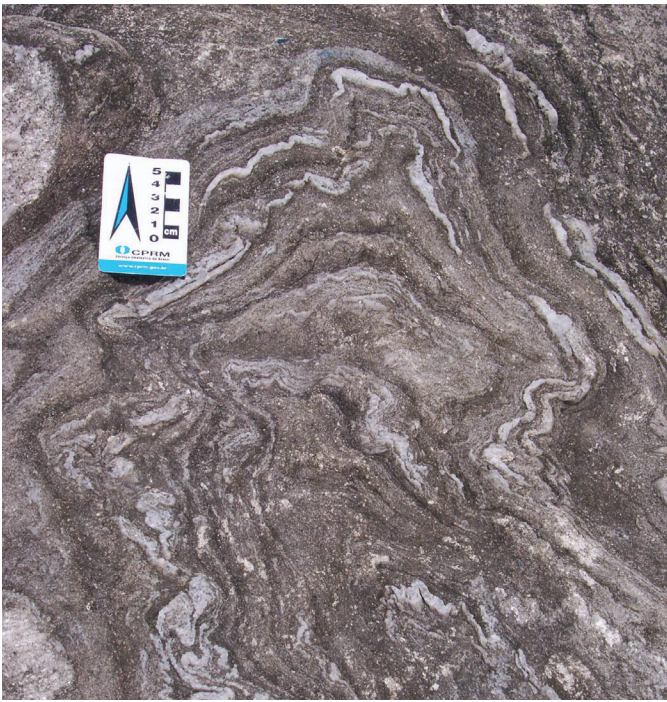


Figura 3.57 – Afloramento de biotita-gnaiss cinza bandado e dobrado do Complexo Itapeva.



Figura 3.58 – Detalhe de afloramento de quartzo-mica xisto da Formação Jaritequara mostrando forte lineação de estiramento.

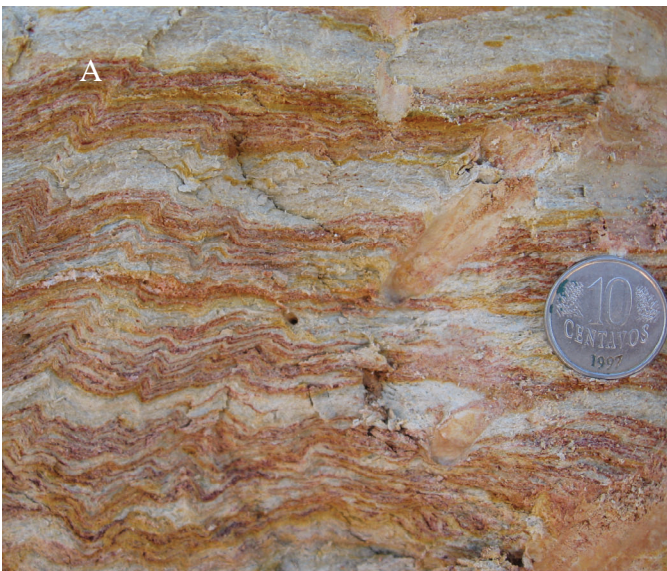


Figura 3.59 – Formação Rio Piritoró: A) Detalhe de filito crenulado, (B) Alternância de níveis de arenito (cinza) e de níveis argilosos alterados (marrom).

#### *Formação Jaritequara (PP2gjr)*

A Formação Jaritequara (Costa *et al.* 1996) forma um conjunto metassedimentar alongado segundo a direção NW-SE, aflorando na porção noroeste do Cinturão Gurupi. Segundo Costa e Ricci (2000), a unidade seria intrudida pelo Granito Japiim, que foi datado por Palheta (2001) em  $2084 \pm 5$  Ma, e faria contato tectônico com a Formação Rio Piritoró.

A unidade é composta por xistos micáceos e quartzosos de granulação média (Figura 3.58), às vezes porfiroblásticos, e de cor cinza-esverdeado a cinza-prateado. As variedades petrográficas descritas incluem biotita e/ou muscovita e/ou clorita, com granada ocasional, e as paragêneses minerais indicam

metamorfismo em fácies xisto verde médio a alto. Além da xistosidade, laminações feldspáticas milimétricas descontínuas e crenulações são observáveis (Costa e Ricci 2000).

Segundo Costa *et al.* (1996), essas rochas seriam derivadas de possíveis seqüências turbidíticas contendo pelitos, psamitos e grauvacas, formados em uma bacia marinha marginal sem carbonatos de plataformas rasas (margem passiva?). Já Klein (2004), embora não descarte o ambiente plataformar, argumenta que as características das formações Jaritequara e Rio Piritoró (Grupo Gurupi) são também compatíveis com ambientes marginais orogênicos, como fossa, prisma acrescionário e bacias tipo *forearc* e *retroarc-foreland*. (ELK)

*Formação Rio Piritoró (PP2grp)*

Costa *et al.* (1996) definiram e descreveram a Formação Rio Piritoró como um conjunto metassedimentar também alongado segundo NW-SE e localizado na porção noroeste do Cinturão Gurupi. Segundo Costa e Ricci (2000), a unidade faria contato tectônico com a Formação Jaritequara e com o Granito Japiim e seria intrudida pelo Granito Cantão, de idade  $2159 \pm 13$  Ma (Palheta 2001).

A Formação Rio Piritoró é composta predominantemente por filitos quartzosos e carbonosos (com ocorrências localizadas de fosfatos) e quartzitos sericíticos, além de subordinados arenitos, siltitos, argilitos e grauvacas (Abreu *et al.* 1980; Costa 1985; Costa e Ricci 2000) (Figura 3.59). Textural e estruturalmente, Costa e Ricci (2000) descrevem as rochas como de granulação bastante fina, mostrando desde sutil clivagem ardósiana não anastomosada, até crenulações e xistosidade.

As paragêneses dessas rochas indicam desde condições anquimetamórficas até fácies xisto verde baixo (isógrada da sericita/clorita), interpretada, segundo Costa (1985), como seqüência pelítico-carbonosa-fosforítica de águas não muito rasas, o que levou Costa *et al.* (1996) a sugerir ambiente de margem passiva. (ELK)

*Formação Chega Tudo (PP2ct)*

A Formação Chega Tudo foi definida por Klein *et al.* (2005c), reunindo parte do que era anteriormente incluído na Formação Rio Piritoró, do Grupo Gurupi (Costa *et al.* 1996, Costa e Ricci 2000). A unidade está localizada no Cinturão Gurupi, na zona limítrofe com o Fragmento Cratônico São Luís, e forma um corpo alongado segundo a direção NW-SE.

Consiste em uma seqüência metavulcano-sedimentar, composta por alternância de rochas metavulcânicas, tais como metarriolito, metadacito, metandesito, metabasalto, talco xisto, tremolita xisto, rochas metavulcanoclásticas e xistos diversos (Ribeiro 2002, Klein 2004), incluindo variedades cloríticas, micáceas e carbonosas, que denunciam metamorfismo em condições de fácies xisto verde e, localmente, da transição xisto verde-anfibolito.

As rochas mostram-se quase que invariavelmente xistosas, sendo esta xistosidade orientada segundo NW-SE. Foliação milonítica com esta mesma orientação, e lineações de estiramento indicando movimentação predominantemente transcorrente com componente oblíqua, também se fazem presentes, visto que a unidade é seccionada pela Zona de Cisalhamento Tentugal. Localmente, a unidade mostra porções pouco ou não afetadas pela deformação, com mineralogia e texturas primárias preservadas (Ribeiro 2002).

Idades de  $2148 \pm 1$  e  $2160 \pm 3$  Ma (Tabela 2.13) foram obtidas em metadacitos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, sendo interpretadas como a idade do vulcanismo (Klein e Moura 2001). Isótopos de Nd (Tabela 2.13) forneceram idades  $T_{DM}$  de 2,20 a 2,28 Ga para essas rochas vulcânicas e de 2,34 Ga para um xisto carbonoso intercalado nas mesmas, com valores de  $\epsilon Nd(t)$  de +2,7, +2,1 e +1,1, respectivamente (Klein

*et al.* 2005b). Esses dados indicam caráter juvenil para as rochas vulcânicas, interpretadas como formadas em ambiente ligado a arco de ilhas (Klein *et al.* 2005b). (ELK)

*Formação Marajupema (NP1mj)*

Klein *et al.* (2005c) reuniram rochas metassedimentares de fácies anfibolito na Formação Marajupema, que reúne os conjuntos rochosos anteriormente separados nas unidades Kinzigito Marajupema (Pastana 1995) e Formação Vila Cristal (Costa e Ricci 2000), esta última incluída no Grupo Gurupi.

A Formação Marajupema é uma unidade alongada segundo a direção NW-SE, posicionada na porção sudoeste do Cinturão Gurupi. Faz contato, para noroeste, com o Complexo Itapeva, o Granito Japiim e o Grupo Gurupi, sendo recoberta, para sudoeste, por rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Parnaíba. Possui foliação orientada segundo NW-SE, com mergulhos moderados ( $45-60^\circ$ ) para sudoeste, mesma orientação do caimento das lineações minerais. Isto sugere transporte de massa de sudoeste para noroeste, com a Formação Marajupema cavalgando sobre as unidades com que faz contato para noroeste (Pastana 1995, Klein *et al.* 2005 b).

A unidade é constituída por quartzitos feldspáticos portadores de cordierita, granada, muscovita, biotita e plagioclásio, associados com muscovita quartzitos, mica xistos feldspáticos grossos e bandados, com ou sem granada e cloritóide (Pastana 1995, Costa e Ricci 2000, Klein 2004). Pastana (1995) atribuiu condições de metamorfismo granulítico e idade arqueana para o que chamou de Kinzigito Marajupema. Contudo, Klein (2004) observou em amostras da área tipo da unidade Marajupema a ausência de feldspato alcalino e sillimanita e a abundância de muscovita, indicando que essas rochas não atingiram a fácies granulito, o que também havia sido discutido por Costa *et al.* (1996), mas, no máximo, anfibolito alto, e que não se tratavam de kinzigitos.

Não há clareza quanto ao ambiente tectônico em que se depositou a Formação Marajupema, sendo mais provável o de margem continental, tanto ativa como passiva que tenha evoluído para ativa (Klein *et al.* 2005b).

Cristais detríticos de zircão obtidos de amostras de quartzito feldspático com cordierita e de quartzomuscovita xisto, analisados por Klein *et al.* (2005b) pelo método de evaporação de Pb, forneceram populações com idades de 2635, 2140-2164, 2016-2084, 1830, 1690, 1245 e 1102 Ma (Tabela 2.13). Estes dados demonstram que rochas de idades bastante variadas serviram de fonte para os sedimentos que formaram a unidade. Além disso, o zircão detrítico mais novo estabelece a idade máxima para a deposição da Formação Marajupema. É possível, inclusive, que a idade da sedimentação seja ainda mais jovem (neoproterozóica), o que é corroborado por idade modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) de 1,41 Ga, obtida em uma amostra de quartzito feldspático (Klein *et al.* 2005b). Os mesmos autores obtiveram idades modelo em outras amostras, que apresentaram valores de 2,02 e 2,41 Ga. (ELK)



### 3.6.2.3 – Magmatismo Orogênico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)

#### Suíte Intrusiva Tromaí (PP2 $\gamma$ t)

Unidade descrita no Fragmento Cratônico São Luís.

#### Granito Cantão (PP2 $\gamma$ c)

Os corpos de granitóides Cantão, Japiim, Jonasa, Ourém e Ney Peixoto, cartografados na porção centro-noroeste do Cinturão Gurupi, foram reunidos por Hasui *et al.* (1984a) e Costa e Ricci (2000) na Suíte Intrusiva Brasileira. Estudos geocronológicos posteriores (Palheta 2001) mostraram que, exceto o Granito Ney Peixoto, estes granitóides possuem idade paleoproterozóica, o que inviabilizou a manutenção da suíte anteriormente proposta. Desta forma, Klein *et al.* (2005c) optaram por manter os cinco corpos como unidades independentes.

O Granito Cantão (Klein *et al.* 2005c) foi originalmente descrito por Borges (1988) e incluído na Suíte Intrusiva Brasileira por Costa e Ricci (2000). Relações de contato não foram estabelecidas para esse granitóide, mas sua ocorrência, aparentemente circunscrita às rochas do Grupo Gurupi, e a presença de enclaves de rochas similares às daquela unidade, foram tomadas como sugestivas de sua intrusão no Grupo Gurupi (Costa e Ricci 2000, Palheta 2001).

O corpo do Granito Cantão é subarredondado e constituído por biotita monzogranito, de granulação grossa e sem deformação significativa (Borges 1988, Costa e Ricci 2000, Palheta, 2001). Palheta (2001) obteve uma idade de  $2159 \pm 13$  Ma, por evaporação de Pb em zircão, e determinou idades modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) com valores bastante distintos, de 2,21 Ga e 2,48 Ga, e valores de  $\epsilon Nd(t)$  de +2,7 e -0,9, respectivamente (Tabela 2.13). Claramente, esses dados sugerem a participação de fontes com idades distintas, desde juvenis até mais antigas (arqueanas) na geração desta unidade (Palheta 2001). (ELK)

### 3.6.2.4 – Magmatismo Orogênico Sin a Tardi-Colisional (Ciclo Transamazônico)

#### Granito Maria Suprema (PP2 $\gamma$ ms)

A unidade Granito Maria Suprema foi definida por Pastana (1995), para designar um corpo de muscovita granito que ocorre na porção centro-sudeste do Cinturão Gurupi. Este corpo apresenta forma alongada segundo a direção NW-SE e comumente aflora como folhas ou lentes descontínuas e intercaladas nas rochas do Complexo Itapeva (Figura 3.60). A forma de ocorrência indica que o Granito Maria Suprema posicionou-se sintectonicamente com relação à gnaissificação do Complexo Itapeva (Klein 2004).

O Granito Maria Suprema é composto por leucogranitos com duas micas, encontra-se invariavelmente milonitizado, com aspecto xistoso a gnáissico e, por vezes, mostra relictos do que foi interpretado como textura porfirítica. A foliação milonítica é sempre concordante com a estruturação regional NW-SE, e lineações de estiramento mostram sempre baixo ângulo (<20°) de caimento, sugerindo influência de regime transcorrente oblíquo sobre essa unidade (Pastana 1995, Klein 2004).

Uma idade de  $2100 \pm 12$  Ma (Tabela 2.13) foi obtida por Klein *et al.* (2005b) pelo método U-Pb ID-TIMS em zircão e interpretada como a idade de cristalização do granito. Isótopos de Nd (Tabela 2.13) forneceram

idades  $T_{DM}$  de 2,07 a 2,30 Ga, com valores de  $\epsilon Nd(t)$  de +4,0 a +0,7 (Klein *et al.* 2005b).

As características composicionais, petrográficas, geocronológicas e isotópicas sugerem fortemente que o Granito Maria Suprema originou-se da fusão parcial de protólitos crustais, com provável participação de componentes aluminosos. Os dados indicam também que fontes arqueanas, se presentes, foram bastante subordinadas (Klein *et al.* 2005b). (ELK)

### 3.6.2.5 – Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional (Ciclo Transamazônico)

#### Granito Japiim (PP2 $\gamma$ jp)

O Granito Japiim foi cartografado por Abreu *et al.* (1980) como um corpo de forma irregular e dimensões batolíticas, que ocorre próximo à porção central do Cinturão Gurupi. Segundo Costa e Ricci (2000), apresenta contato tectônico (zona de cisalhamento contracional) ou intrusivo com rochas do Grupo Gurupi, sugerido pela presença de diques de granito cortando rochas metassedimentares dessa unidade. Segundo Costa e Ricci (2000) e Palheta (2001), é um corpo estrutural e petrograficamente heterogêneo, com porções maciças, algumas sutilmente foliadas, outras mais deformadas. Essa foliação tectônica e, em parte, magmática, orienta-se segundo NW-SE, com mergulhos moderados para SW e NE. Aplitos e pegmatitos são comuns. As fácies sienogranítica e monzogranítica, ambas contendo biotita e muscovita (Figura 3.61), são mais volumosas e, em geral, as mais deformadas. A fácies granodiorítica, subordinada, não contém muscovita. Costa e Ricci (2000) ainda descreveu a presença de enclaves microgranulares de dimensões métricas, bandados, com duas micas, com ou sem granada.

Palheta (2001) obteve idade paleoproterozóica para o Granito Japiim de  $2084 \pm 5$  Ma (Tabela 2.13), por evaporação de Pb em zircão, interpretada como idade mínima para o posicionamento do granito. Além disso, um cristal apresentou idade de  $2351 \pm 12$  Ma, que foi interpretada como herança. Palheta (2001) também determinou idades  $T_{DM}$  altamente díspares de 2,22 Ga e 3,23 Ga, com valores de  $\epsilon Nd(t)$  de +1,9 e -3,4, respectivamente (Tabela 2.13). Esses dados apontam para o envolvimento de fontes crustais na geração do Granito Japiim, incluindo participação de crosta arqueana. (ELK)

#### Granito Jonasa (PP2 $\gamma$ jo)

O Granito Jonasa é definido por um corpo que aflora na porção noroeste do Cinturão Gurupi, sem relações de contato visíveis, uma vez que se encontra recoberto por rochas sedimentares fanerozóicas.

O Granito Jonasa é, na verdade, predominantemente granodiorítico, contendo duas micas, e abundantes bolsões de granitos e pegmatitos. As rochas têm coloração cinza claro e granulação fina a grossa. Apresenta deformação tectônica (foliação milonítica) orientada segundo N15°-25°W, com mergulhos moderados para SW, sendo que foliação magmática preservada também é observada no granitóide Jonasa (Palheta 2001). Este autor citou também um bandamento composicional, mas as descrições petrográficas não deixam claro se esse bandamento é ígneo ou metamórfico.

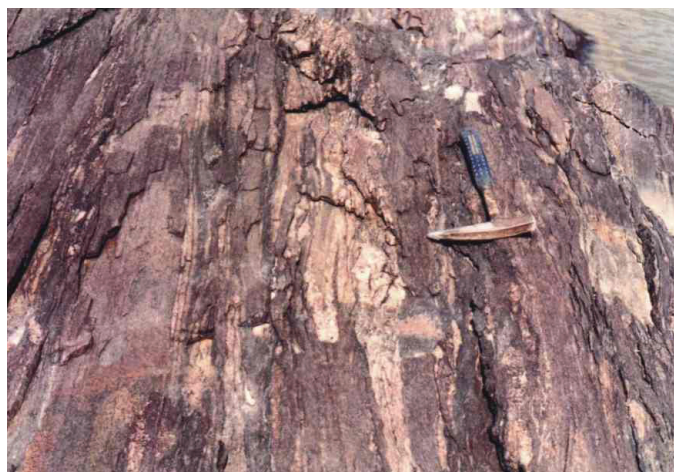


Figura 3.60 - Corpos métricos do Granito Maria Suprema (rosa) intrusivos sintectonicamente em gnaíse do Complexo Itapeva (cinza).

O estudo geocronológico por evaporação de Pb em zircão efetuado por Palheta (2001), forneceu uma idade mínima de  $2061 \pm 8$  Ma (Tabela 2.13) para o posicionamento do Granito Jonasa. Entretanto, Klein (2004) argumentou que essa idade deve representar apenas um valor médio ou misto, pois duas populações de idades são observadas, uma em torno de 2072 Ma e outra em torno de 2050 Ma, sendo que as duas não se superpõem dentro dos limites de erro analítico. Além disso, cristais herdados também foram identificados, com idades no intervalo 2325-2446 Ma.

Palheta (2001) também determinou idades  $T_{DM}$  em duas amostras, encontrando resultados bastante distintos, de 2,09 Ga e 2,40 Ga, com valores de  $\epsilon Nd(t)$  de +3,2 e -1,1, respectivamente (Tabela 2.13). Esses resultados, juntamente com as características petrográficas, indicam origem a partir de fontes crustais, com provável participação de componentes de idade arqueana (Palheta 2001).

Klein e Moura (2003) apresentaram uma isócrona mineral para o Granito Jonasa obtida pelo método Rb-Sr, usando biotita, muscovita, feldspato e rocha total, que forneceu a idade de  $525 \pm 20$  Ma (Tabela 2.13), o que atesta que o granito foi afetado por um evento termal posterior à cristalização do corpo. Essa idade foi interpretada como possível reflexo de metamorfismo e/ou deformação relacionada ao ciclo Brasileiro de orogenias, que está bem impresso na região. (ELK)

#### *Granito Ourém (PP2γo)*

O Granito Ourém é definido por um corpo subarredondado localizado na porção noroeste do Cinturão Gurupi, muito próximo ao corpo do Granito Jonasa, e não mostra relações de contato com suas rochas encaixantes, visto que se encontra encoberto por rochas sedimentares fanerozóicas.

Além da localização geográfica, o Granito Ourém repete algumas das características apresentadas pelo Granito Jonasa. Essas semelhanças incluem a foliação tectônica orientada segundo a direção N15°W com mergulho moderado para SW e a presença de duas micas na assembléia mineralógica. O corpo de Ourém, contudo, é monzogranítico, leucocrático e de granulação média a grossa (Palheta 2001).



Figura 3.61 – Detalhe de afloramento de muscovita-granito da unidade Granito Japiim, cortado por veio quartzo-feldspático.

O estudo geocronológico pelo método de evaporação de Pb em zircão conduzido por Palheta (2001) forneceu idades entre 1840 Ma e 2011 Ma para os cristais estudados (Tabela 2.13), além de um cristal apresentar idade de  $2459 \pm 16$  Ma, indicando herança. Os cristais de zircão analisados por Palheta (2001) encontravam-se metamictizados, e os resultados variáveis não permitiram ao autor o cálculo de uma idade precisa para esse corpo. Como a maioria dos cristais forneceu idades paleoproterozóicas, e levando em consideração a proximidade geográfica e semelhanças petrográfica e estrutural com o Granito Jonasa, Palheta (2001) sugeriu que o Granito Ourém deve possuir idade de cristalização similar àquela obtida para o Granito Jonasa (em torno de 2061 Ma). (ELK)

#### **3.6.2.6 – Magmatismo Alcalino**

##### *Nefelina Sienito Boca Nova (NP2λbn)*

O Nefelina Sienito Boca Nova foi reconhecido inicialmente por Jorge João (1980) como Litchfieldito Boca Nova. Esta unidade é constituída por um corpo de forma irregular que ocorre na porção ocidental do Cinturão Gurupi, recoberto por rochas sedimentares fanerozóicas.

Nefelina sienito é virtualmente o único tipo petrográfico conhecido, além de pegmatito. A rocha, além de nefelina, contém proporções menores e variáveis de sodalita, cancrinita e pirocloro, entre outros (Villas 1982). Posteriormente à intrusão, o nefelina sienito sofreu metamorfismo e deformação. Segundo Villas (1982) e Lowell e Villas (1983), as texturas ígneas originais teriam sido obliteradas durante metamorfismo em fácies anfibolito ( $650-700^{\circ}\text{C}$ , 4-5 kbar), que teria gerado um bandamento gnáissico (Figura 3.62), migmatização incipiente e veios e pegmatitos compostos por nefelina e feldspato. Esses veios pegmatóides são tanto concordantes como discordantes à foliação gnáissica, que se orienta segundo NW-SE e mergulha com ângulos moderados a altos para SW (Ricci e Costa 2000).

Uma idade concordante de  $732 \pm 7$  Ma (Tabela 2.13) foi obtida por Klein *et al.* (2005b) pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão, interpretada como sendo a idade cristalização do nefelina sienito. Vários outros cristais de zircão forneceram idades variadas, de

paleoproterozóicas a arqueanas, interpretadas como herança. Uma idade K-Ar de  $580 \pm 10$  Ma (Tabela 2.13), obtida em biotita por Jorge João (1980), provavelmente reflete o metamorfismo ligado ao Ciclo Brasileiro.

Dados químicos e isotópicos em rocha total apresentados por Villas (1982) e Lowell e Villas (1983) mostram que o nefelina sienito é uma rocha peralcalina a levemente metaluminosa, com baixa razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7034$ . Esses dados, combinados com os dados geocronológicos, levaram Klein (2004) a interpretar o magma gerador do nefelina sienito como produzido por fusão parcial de fonte enriquecida, mantélica ou crustal, com participação de fontes mais antigas (contaminação e/ou assimilação).

A importância maior desta unidade reside no fato de que ela define um evento extensional ocorrido há cerca de 730 Ma, visto que nefelina sienitos são rochas típicas de magmatismo de rifte continental (p.ex. Condie 1997). (ELK)

### 3.6.2.7 – Magmatismo Pós-Orogénico (Ciclo Brasileiro)

#### Granito Ney Peixoto (NP3γnp)

O Granito Ney Peixoto consiste em um único corpo subcircular, coberto por rochas sedimentares fanerozóicas, sem relações de contato visíveis, o qual aflora no extremo noroeste do Cinturão Gurupi, muito próximo aos granitos Jonasa e Ourém.

Costa e Ricci (2000), Palheta (2001) e Villas (2001) consistentemente descreveram sieno e monzogranitos rosados, com duas micas, de granulação predominantemente média, podendo apresentar porções pegmatóides. Os granitos são incipientemente foliados segundo a direção N15°-50°W, com mergulhos acentuados para SW, e com características mineralógicas e texturais ígneas bem preservadas (Villas 2001).

Palheta (2001) determinou a idade de posicionamento do corpo granítico pelo método de evaporação de Pb em zircão, obtendo  $549 \pm 4$  Ma (Tabela 2.13), além de um cristal herdado com idade de  $1901 \pm 7$  Ma. Determinou também idades  $T_{DM}$  de 1,60 e 1,78 Ga, com valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  fortemente negativos, em torno de -8 (Tabela 2.13), denunciando envolvimento expressivo de materiais crustais mais antigos. Villas (1982) apresentou uma idade isocrônica Rb-Sr em rocha total de  $580 \pm 58$  Ma, que é concordante com a idade em zircão, com razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial = 0,704. Villas (1982) e Almeida *et al.* (1968) forneceram idades K-Ar em biotita entre  $544 \pm 14$  Ma e  $517 \pm 15$  Ma (Tabela 2.13), que provavelmente refletem metamorfismo incipiente ou resfriamento do corpo.

Esta assinatura isotópica, associada à mineralogia com duas micas e os dados químicos em rocha total apresentados por Villas (2001), indica assinatura fortemente crustal. Com base nessas informações, Villas (2001) admitiu mistura de fontes crustais sedimentares e ígneas para o magma gerador do Granito Ney Peixoto, e sugeriu ambiente de colisão continental para a sua colocação. (ELK)

### 3.6.2.8 – Cobertura Sedimentar

#### Formação Piriá (NPEpi)

A Formação Piriá, definida por Abreu *et al.* (1980), reúne rochas sedimentares clásticas depositadas em

duas pequenas bacias desenvolvidas sobre rochas do Cinturão Gurupi, na porção noroeste do mesmo. As duas bacias possuem formas irregulares, com a maior dimensão orientada segundo NNW-SSE, e são condicionadas por falhas.

Segundo Truckenbrodt e Corrêa (1985), a Formação Piriá é composta por arenitos arcoseanos, pelitos e, subordinadamente, conglomerados, grauvacas e subarcóseos (Figura 3.63). Estas rochas teriam se depositado em ambientes de águas rasas, lacustres ou marinhas, desenvolvidos sobre plataforma relativamente estável, a partir de fontes predominantemente metamórficas e próximas aos depocentros (Truckenbrodt *et al.* 2003). As rochas da unidade foram submetidas a grau forte de diagênese, chegando até ao anquimetamorfismo (Truckenbrodt e Corrêa 1985). Esse fato levou à sugestão de que a Bacia Piriá seria uma bacia pós-orogénica (molassa?) associada ao final da orogenia que erigiu o Cinturão Gurupi (Klein *et al.* 2005b).

Assim sendo, a Formação Piriá teria idade similar àquela apresentada pela Formação Igarapé de Areia (Ediacarano a Cambriano). Informações geocronológicas preliminares (Moura *et al.* 2006) mostraram cristais detríticos de zircão com idades paleoproterozóicas, entre 2050-2100 Ma. Isso não invalida o posicionamento da unidade no Ediacarano/Cambriano, pois as fontes dos sedimentos poderiam ser apenas paleoproterozóicas, o que é condizente com a interpretação de Truckenbrodt *et al.* (2003) a respeito das rochas fontes. (ELK)

## 3.7 – PROVÍNCIA TOCANTINS

### 3.7.1 – Cinturão Araguaia

#### 3.7.1.1 – Sequências Supracrustais

##### Grupo Baixo Araguaia (NPba)

Hasui *et al.* (1977) introduziram o termo Grupo Baixo Araguaia para englobar rochas metamórficas que ocorrem na região do baixo rio Araguaia, dividindo-o nas formações Estrondo, Pequizeiro e Couto Magalhães. Abreu (1978) elevou esta unidade à hierarquia de Supergrupo, que seria composto pelos Grupos Estrondo e Tocantins, o primeiro englobando as formações Morro do Campo e Xambioá, e o outro constituído pelas formações Couto Magalhães e Pequizeiro. Neste projeto, é adotada a proposta de Souza e Moreton (1995), que consideram que as formações citadas foram depositadas em um único ciclo deposicional e têm evolução tectônica semelhante e, em função disso, englobam as formações Morro do Campo, Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães no Grupo Baixo Araguaia, adotando a designação original de Hasui *et al.* (1977). (CLC)

##### Formação Morro do Campo (NPMcp)

A Formação Morro do Campo foi definida por Abreu (1978), nas adjacências da cidade de Xambioá. Suas melhores exposições são encontradas em cortes dos morros na rodovia BR-153, próximo a cidade de Xambioá, nos cortes da estrada que liga Xambioá a São João da Chapada, bem como na Serra das Andorinhas (Parque estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas) e do Bodocó (Souza e Moreton 1995, Gorayeb *et al.* 2008). Outras ocorrências podem ser encontradas no Rio Araguaia.

Esta unidade é constituída principalmente por quartzitos e quartzitos micáceos, contendo ainda cianita quartzitos, magnetita quartzitos, metaconglomerados oligomíticos e intercalações de biotita xistos, quartzo-



Figura 3.62 – Detalhe de afloramento do Nefelina Sienito Boca Nova, gnaissificado e com veios pegmatíticos concordantes.



Figura 3.63 - Formação Piriá: (A) Arenito com estratificação cruzada, (B) Conglomerado com seixos de quartzo sustentado por matriz.

mica xistos e xistos grafitosos (Figura 3.64). Os quartzitos, litotipos dominantes desta formação, têm cor branca, granulometria média, microtextura granoblástica, apresentando cristais de quartzo xenoblástico e muscovita orientados, definindo a foliação (Abreu 1978), e apresentam, no geral, foliação orientada na direção NW-SE, com mergulhos baixos para NE ( $8 - 25^\circ$ ) e lineação de estiramento em torno de  $4-18^\circ$  para ESE (Gorayeb *et al.* 2008) (Figura 3.64). As rochas da Formação Morro do campo atingiram condições de metamorfismo da fácies xisto-verde a anfibolito (Silva 1980, Dall'Agnol *et al.* 1988).

Teixeira e Moura (2001) analisaram zircões detríticos de quartzitos da Formação Morro do Campo, através do método de evaporação de Pb em zircão, e obtiveram idades de  $2909 \pm 5$ ,  $2668 \pm 2$ ,  $1748 \pm 5$  e  $1747 \pm 6$  Ma (Tabela 2.14), indicando a contribuição de rochas arqueanas e paleoproterozóicas na fonte dos sedimentos, segundo estes autores, de unidades do Cráton Amazônico. Em estudos mais recentes de proveniência realizados por Moura *et al.* (2005) nos quartzitos desta formação, através do método de evaporação em zircão (Tabela 2.14), mostraram idades arqueanas ( $3,0-2,65$  Ga), paleoproterozóicas ( $1,75-1,85$  Ga) e neoproterozóicas ( $1,25-0,85$  Ga). Esses autores sugerem que os sedimentos que originaram o Cinturão

Araguaia poderiam ser provenientes do Cráton São Francisco (Arqueano e Paleoproterozóico), do Maciço de Goiás (Paleoproterozóico) e do Arco magmático de Goiás (Neoproterozóico). (CLC)

#### *Formação Xambioá (NPx)*

A denominação Formação Xambioá foi introduzida por Abreu (1978), e tem seção-tipo ao longo da rodovia TO-388, no trecho entre Xambioá e o Km 31, no estado do Tocantins. Boas exposições também podem ser encontradas na rodovia TO-164 (Xambioá-Araguanã), nas encostas da serra do Bodocó, em ilhas e corredeiras do rio Araguaia e nos arredores da cidade de São Geraldo do Araguaia (Gorayeb *et al.* 2008).

Esta unidade é constituída predominantemente por muscovita-biotita xistos, calcita-muscovita-biotita xistos, mica xistos ricos em estauroлита, cianita e granada, contendo ainda raras intercalações quartzitos, xistos grafitosos, anfibolitos e mármore (Abreu 1978, Dall'Agnol *et al.* 1988). Os mica xistos são as rochas mais abundantes desta formação, apresentam coloração cinza escuro, granulagem média, xistosidade pronunciada (Figura 3.65) com orientação de biotita e muscovita e microtextura lepidoblástica (Figueiredo *et al.* 1994, Souza e Moreton 1995).

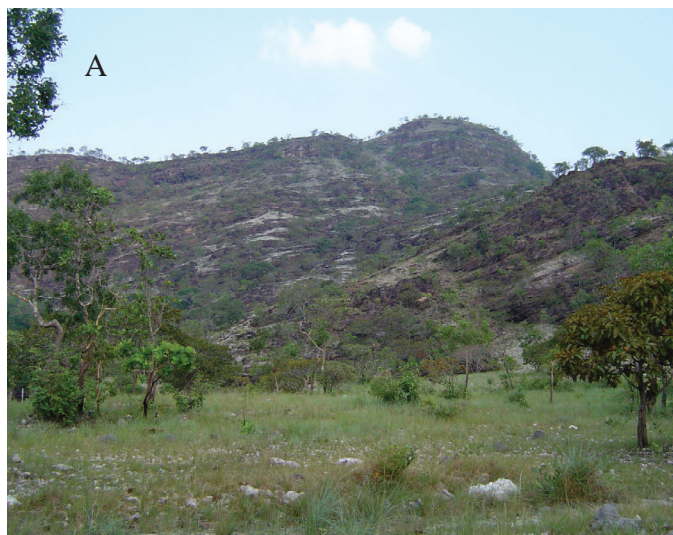


Figura 3.64 – Formação Morro do Campo: (A) Quartzitos da Serra das Andorinhas, sudeste do Pará; (B) Afloramentos de quartzitos com foliação de baixo ângulo, na margem esquerda do Rio Araguaia. Fotos: Paulo S. de S. Gorayeb.



Figura 3.65 – Mica xisto da Formação Xambioá, com xistosidade pronunciada. Foto: Paulo S. de S. Gorayeb.

As rochas metassedimentares da Formação Xambioá apresentam, no geral, foliação com direção NW-SE e baixos ângulos de mergulho para NE ( $14-30^\circ$ ), com lineação mineral de estiramento de baixo ângulo de mergulho para ESE ( $10-100^\circ\text{Az}$ ) (Gorayeb *et al.* 2008). O metamorfismo estabelecido para as rochas da Formação Xambioá varia de fácies xisto verde a anfibolito (Silva 1980, Dall'Agnol *et al.* 1988).

O contato inferior e superior desta unidade é feito com as formações Morro do Campo e Pequizeiro, respectivamente, e nas duas situações de forma gradacional (Abreu 1978, Gorayeb 1981, Dall'Agnol *et al.* 1988). Localmente, esta unidade exhibe contato tectônico, através de zonas de cavalgamento, com as formações Morro do Campo e Couto Magalhães (Gorayeb *et al.* 2008).

Macambira (1983) obteve idades K-Ar de  $533 \pm 16$  Ma e  $553 \pm 16$  Ma em muscovitas e biotitas, respectivamente, provenientes de mica xistos da Formação Xambioá, e de  $565 \pm 20$  Ma em hornblendas de anfibolito (Tabela 2.14). Estas idades são interpretadas como sendo do evento de deformação e metamorfismo que levou a edificação

da Faixa Araguaia, provavelmente situado entre 550 e 560 Ma (Macambira 1983, Gorayeb *et al.* 2008). (CLC)

#### *Formação Pequizeiro (NPpq)*

A Formação Pequizeiro, proposta por Hasui *et al.* (1977) tem suas melhores exposições ao longo da rodovia TO-70, no trecho compreendido entre as cidades de Pequizeiro e Couto Magalhães (Gorayeb 1981). É constituída por clorita xistos, quartzo-muscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos e biotita-clorita-quartzo-muscovita xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filitos, quartzitos, talco xistos e calcoxistos. Os litotipos dominantes (mica xistos) têm granulação fina e localmente grossa, coloração verde escuro a cinza esverdeada com tonalidades mais claras, apresentando microtexturas lepidoblásticas (Gorayeb 1981).

As rochas apresentam pervasiva foliação, definida principalmente pela xistosidade, com direção geral N-S, NNW ou NNE e mergulhos variáveis para leste (Gorayeb 1981, Dall'Agnol *et al.* 1988). Esta unidade atingiu, predominantemente, condições de metamorfismo na fácies xisto-verde (Silva 1980, Gorayeb 1981).

Esta unidade mostra contatos tectônicos com a Formação Xambioá, e tectônico ou gradacional com a Formação Couto Magalhães (Gorayeb 1981, Souza e Moreton 1995). (CLC)

#### *Formação Couto Magalhães (NPct)*

A Formação Couto Magalhães foi definida por Hasui *et al.* (1977), aflora em boas exposições nas margens do rio Araguaia, no trecho entre as cidades de Santana do Araguaia e Conceição do Araguaia, nas adjacências de Araguacema e Conceição do Araguaia, e na rodovia TO-367, nos arredores de Couto Magalhães (Gorayeb 1981, Figueiredo *et al.* 1994).

Esta unidade é constituída essencialmente por um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico representada por filitos pelíticos e filitos grafitosos, metarcósios, metassiltitos e lentes de quartzitos. Os filitos pelíticos apresentam granulação fina, coloração cinza esverdeada e são constituídos por sericita, clorita e quartzo (Gorayeb 1981, Gorayeb *et al.* 2008). Souza e Moreton (1995) se referem a estruturas sedimentares primárias preservadas em metarcósios da Formação Couto Magalhães, como estratificações plano-paralelas e cruzadas. Segundo Figueiredo *et al.* (1994), o metamorfismo para essas rochas varia de anquimetamórfico a fácies xisto verde.

Figueiredo *et al.* (2007) realizaram estudos em um furo de sondagem executado na região de Redenção, sudeste do Pará, onde foram identificadas rochas siliciclásticas (membro superior), com predomínio de pelitos, siltitos, arenitos e subordinadamente siltitos com fragmentos de xistos, e rochas carbonáticas (membro inferior), incipientemente metamorfisadas e pouco deformadas com estruturas primárias bem preservadas. Segundo esses autores, essas rochas foram depositadas em águas profundas relacionadas à zona de talude e assoalho de bacia marinha.

As principais estruturas tectônicas reconhecidas nas rochas desta formação são a xistosidade, ou clivagem ardosiana e uma clivagem de crenulação, ou clivagem de fratura. Ao microscópio são marcantes as texturas lepidoblásticas, com forte orientação preferencial de minerais micáceos, assim como de grânulos lenticulares de quartzo (Gorayeb 1981). (CLC)

#### *Grupo Tucuruí (NPtu)*

Trouw *et al.* (1976) propuseram o termo Formação Tucuruí para designar um conjunto de metabasaltos e rochas metassedimentares clásticas, que afloravam em uma faixa de direção submeridiana com mais de 170 km de extensão, ao longo das margens do rio Tocantins, entre as cidades de Tucuruí e Marabá. Atualmente, a área de ocorrência desta unidade está restrita a uma faixa de aproximadamente 70 km de extensão e 35 km de largura, a jusante da Hidroelétrica de Tucuruí, visto que grande parte da área aflorante ficou submersa após a construção da referida hidroelétrica.

Trouw *et al.* (1976) consideram a Formação Tucuruí como a parte superior do Grupo Tocantins, no sentido de Abreu (1978), admitindo portanto uma evolução ligada ao Ciclo Brasileiro. No entanto, Matta (1982) destacou diferenças entre as rochas desta formação e as daquele grupo, enfatizando o fato de que o metamorfismo de fácies xisto verde que afetou as rochas do Grupo Tocantins não encontra correspondência na unidade

Tucuruí. Em função disto, este autor considerou esta seqüência metavulcano-sedimentar como uma unidade de cobertura do embasamento, elevou-a à categoria de grupo, subdividindo-o nas formações Caraipé e Morrote.

Neste projeto o Grupo Tucuruí é interpretado como uma unidade independente, considerado, no entanto, como indiviso, uma vez que as formações não foram individualizadas no mapa geológico.

Segundo Trouw *et al.* (1976), o Grupo Tucuruí é definido por um pacote inferior constituído essencialmente por um conjunto de derrames basálticos, com espessura em torno de 300 e 500 m, e de no máximo 40 metros para cada derrame individual, que corresponderia à Formação Caraipé, que é subjacente a um pacote sedimentar, com espessura da ordem de 150 a 250 m, composto principalmente por metagrauvacas, que representaria a Formação Morrote. Adicionalmente, no âmbito deste projeto foram observados ainda metarenitos finos e metassiltitos no pacote sedimentar superior. Os metabasaltos são maciços, afaníticos, de coloração cinza escura a esverdeada, e na base e topo dos derrames basálticos individuais, são registradas brechas, com seixos de basalto (Figura 3.66), além de metabasaltos amigdaloidais. As rochas metassedimentares apresentam coloração avermelhada a esverdeada, nas quais encontram-se estruturas primárias preservadas, como laminação plano paralela (Figura 3.66).

O posicionamento stratigráfico do Grupo Tucuruí ainda é controverso. Trouw *et al.* (1976) admitem uma idade neoproterozóica para o Grupo Tucuruí e evolução relacionada ao Ciclo Brasileiro, considerando que as rochas deste grupo são subjacentes às do Grupo Tocantins, em razão de uma falha de empurrão, de direção submeridiana e com vergência tectônica para oeste, ter lançado esta última unidade, mais antiga e de maior grau metamórfico, sobre a primeira. Estes autores admitem que as rochas do Grupo Tucuruí foram submetidas a condições metamórficas que atingiu até a fácies xisto verde, e descrevem ainda estruturas como xistosidade paralela ao acamamento e dobras abertas nas rochas metassedimentares. Matta (1982) posicionou esta unidade no Proterozóico Médio, considerando como cobertura do embasamento do Cráton Amazônico, inclusive correlacionando a formação Morrote à Gorotire, admite a existência do contato tectônico entre os grupos Tocantins e Tucuruí, através da Falha de Empurrão Tucuruí, desenvolvida em fases tardias da evolução do Cinturão Araguaia, promovendo deformação frágil-dúctil e hidrotermalismo em rochas do Grupo Tucuruí.

Neste projeto é admitida uma idade neoproterozóica para o Grupo Tucuruí e evolução ligada a fases tardias do Ciclo Brasileiro, levando-se em conta a idade K-Ar em rocha total de  $510 \pm 15$  Ma (Tabela 2.14) obtida por Teixeira (1978) para metabasalto do Grupo Tucuruí, e a orientação submeridiana deste grupo, portanto concordante à orientação geral do Cinturão Araguaia. Ressalta-se, no entanto, a necessidade de trabalhos futuros para esclarecer a evolução desta unidade. (EBM)

#### **3.7.1.2 – Ofiolitos e Rochas Relacionadas**

Corpos máfico-ultramáficos metamorfisados ocorrem expressivamente na porção oeste do Cinturão Araguaia, associados notadamente às rochas metassedimentares

da Formação Couto Magalhães, apresentando geralmente orientação sub-meridiana, com dimensões que variam de 2 a 40 Km no comprimento maior. Estes corpos têm sido interpretados como remanescentes de complexos ofiolíticos ou, alternativamente, como corpos magmáticos de origem mantélica, sem crosta oceânica associada (Hasui *et al.* 1984b, Gorayeb 1989, Kotschoubey e Hieronymus 1996, Kotschoubey *et al.* 1996, Alvarenga *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2001).

*Complexo Serra do Tapa (NP2st)*

Esta unidade situa-se na porção centro sul do Cinturão Araguaia, a sudeste do estado do Pará. É representada principalmente por um corpo de aproximadamente 40 km de extensão e largura máxima de 6 km, que define a Serra do Tapa, e por corpos menores que não ultrapassam 4 km de extensão, geralmente com direção submeridiana.

Estes corpos são formados predominantemente por serpentinitos, metabasaltos e silexitos, com quantidades subordinadas de talco xistos, clorita xistos e quartzitos (Souza e Moreton 1995, Gorayeb *et al.* 2001). Basaltos com estruturas em almofadadas (*pillowlavas*), por vezes associados a formações ferríferas bandadas, *cherts* e silexitos, são registrados em excelentes afloramentos nas fazendas Escondida e Maringa, na Serra do Tapa (Figura 3.67).

Os serpentinitos têm cor verde escura a verde clara, estrutura maciça ou foliada, textura fibrolamelar ou fibrosa, sendo constituídos predominantemente por serpentina e minerais opacos. Essas rochas correspondem a peridotitos, provavelmente do tipo harzburgíticos, ou a dunitos subordinadamente, serpentinizados em maior ou menor intensidade (Souza e Moreton 1995, Kotschoubey e Hieronymus 1996, Kotschoubey *et al.* 1996).

Os talco-xistos e clorita-xistos apresentam-se, em geral, fortemente foliados, enquanto que os silexitos, de coloração marrom avermelhada, são maciços, ou localmente laminados (Souza e Moreton 1995).

Os basaltos almofadados são afaníticos ou de granulação fina, de cor verde clara, e ao microscópio apresentam textura microcristalina homogênea, formada por tremolita-actinolita, plagioclásio e carbonato com relictos de piroxênio. Essas rochas apresentam fraco metamorfismo, com marcante geração de epidoto, sericita e carbonato, e atingiram condições metamórficas da fácies xisto-verde (Gorayeb *et al.* 2001).

Kotschoubey *et al.* (1996) e Alvarenga *et al.* (2000) sugerem que as rochas desse complexo representam remanescentes de fundo oceânico da fase rifte da evolução do Cinturão Araguaia, fortemente desmembrada na fase compressiva, durante o Neoproterozóico. No entanto, Gorayeb *et al.* (2001) obtiveram idades paleoproterozóicas em quatro

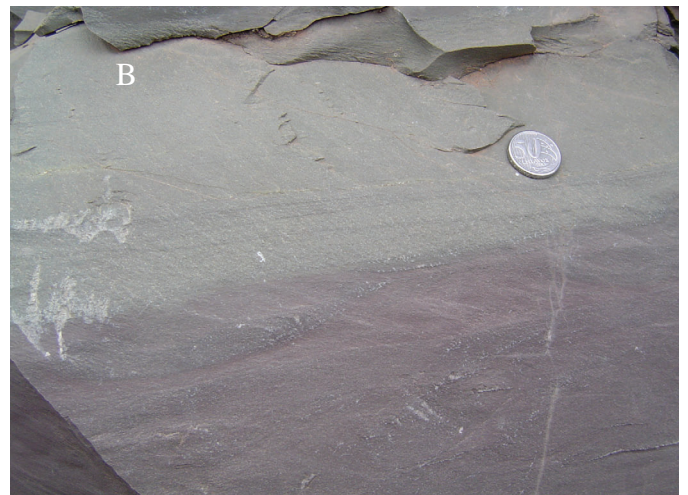


Figura 3.66 – Grupo Tucuruí: (A) Brecha com fragmentos de metabasalto amigdaloidal em matriz arenosa; (B) Metassiltitos avermelhados na base, gradando para arenitos finos esverdeados, com laminação plano-paralela. Fotos: Paulo S. de S. Gorayeb.

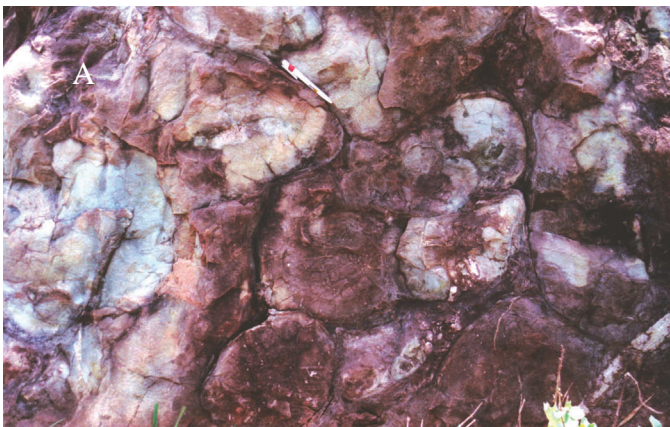


Figura 3.67 – (A) Basaltos almofadados da Serra do Tapa; (B) Formações ferríferas bandadas. Fotos: Paulo S. de S. Gorayeb.

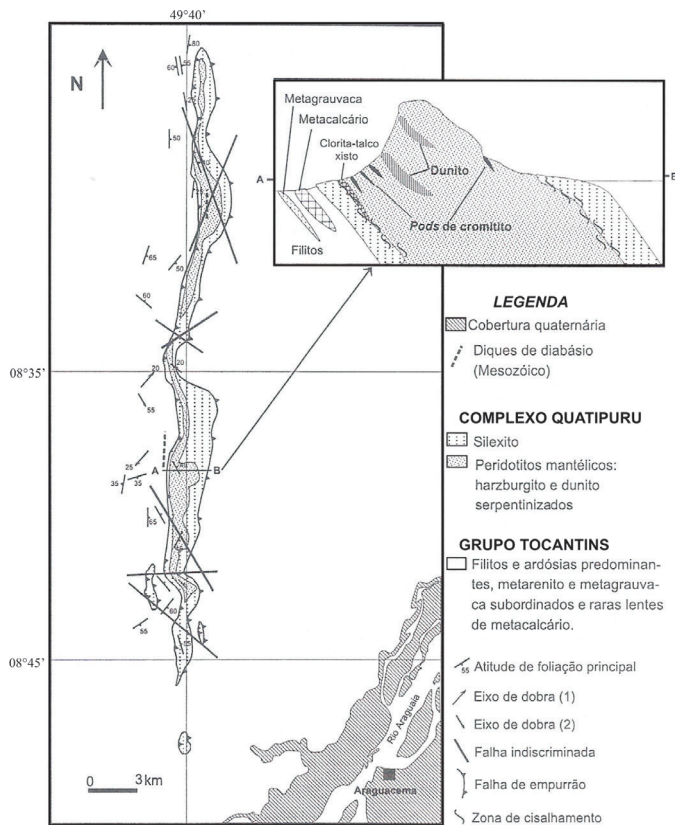


Figura 3.68 - Mapa geológico do Complexo Quatipuru com seção geológica esquemática. Fonte: Paixão e Nilson (2002).

zircões ( $2083 \pm 4$  Ma,  $2062 \pm 3$  Ma,  $2052 \pm 5$  Ma), através do método de evaporação de Pb (Tabela 2.14), provenientes de basaltos almofadados da Serra do Tapa, as quais levaram estes autores a sugerir que estas rochas representam corpos alóctones, tectonicamente transportados de terrenos paleoproterozóicos situados a leste, durante a orogênese neoproterozóica que originou o Cinturão Araguaia. Considerando-se a idade neoproterozóica da seqüência ofiolítica representada pelo Complexo Máfico-Ultramáfico Quatipuru, esta hipótese implicaria na existência de dois eventos de abertura oceânica, no Paleo- e no Neoproterozóico, e na colagem de terrenos de idades distintas na construção do Cinturão Araguaia.

Neste trabalho optou-se por posicionar o Complexo Serra do Tapa no Neoproterozóico, devido os dados geocronológicos ainda serem preliminares, como sugerem Gorayeb *et al.* (2001), e inconclusivos. Neste caso, os zircões paleoproterozóicos datados por aqueles autores são interpretados como cristais herdados. (CLC)

#### Complexo Máfico-Ultramáfico Quatipuru (NP<sub>uq</sub>)

Esta unidade está representada essencialmente por dois corpos estreitos e alongados, orientados segundo a direção N-S e NW-SE, com cerca de 40 km de extensão, largura menor que 2 km, que ocorrem na parte mediana do Cinturão Araguaia, encaixados em rochas da Formação Couto Magalhães, no limite sudeste do estado do Pará, a sul da cidade de Conceição do Araguaia. O corpo melhor estudado é aquele que define a Serra do Quatipuru (Cordeiro e McCandless 1976, Kotschoubey e Hieronymus 1996, Paixão e Nilson 2002), de direção N-S, o qual, segundo Paixão e Nilson (2002), compreende uma unidade interna, representada

por serpentinitos (de protólitos mantélicos do tipo harzburgitos e dunitos), cortados por diques básicos (piroxenitos, wehrlitos, olivina gabros e diabásios), e com *podés* métricos de cromititos associados, e uma unidade externa que representa um envelope de silexitos (Figura 3.68). Estes autores indicam metamorfismo de fácies prenita-pumpeleita para as rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico Quatipuru.

Segundo Paixão e Nilson (2002), os harzburgitos, constituídos essencialmente por olivina, ortopiroxênio e cromita, apresentam foliação relacionada a fluxo mantélico em condições astenosférica, com textura protogranular associada, e uma tectônica associada a zonas de cisalhamento, que originaram faixas de serpentina xistos. Os dunitos, que possuem cromita acessória dispersas em uma massa de serpentina derivada de olivina, ocorrem como lentes paralelas à foliação dos harzburgitos, ou como delgados envelopes ao redor dos *podés* de cromititos, estes últimos ocorrendo na forma disseminada, nodular e maciça.

Paixão e Nilson (2002) sugerem que o Complexo Quatipuru representa uma seqüência ofiolítica, com gênese em zona de cordilheira meso-oceânica de expansão rápida, possivelmente associada a zonas de falhas transformantes vulcanicamente ativas. Estes autores sugerem ainda que este complexo, juntamente com o Complexo Serra do Tapa e outros corpos menores de mesma natureza, que formam uma alinhamento de cerca de 500 km na direção N-S, constituem os registros de uma cordilheira meso-oceânica.

Paixão *et al.* (2002) apresentam idade isocrônica de cristalização de  $757 \pm 49$  Ma, obtida pelo método Sm-Nd (Tabela 2.14), para os diques máficos e ultramáficos que cortam o Complexo Quatipuru, com valores  $\epsilon Nd(t)$  de + 6,6, indicativos de derivação de ambientes do tipo MORB. (CLC)



### 3.8 – BACIAS SEDIMENTARES PALEOZÓICAS

#### 3.8.1 – Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km<sup>2</sup>, localizada no centro norte do estado do Pará, em uma faixa de direção E-W, que acompanha o vale do Rio Amazonas (Figura 3.69). Segundo Cunha *et al.* (1994), nos 5.000 m de preenchimento sedimentar podem ser distinguidas duas seqüências de primeira ordem: uma paleozóica, cortada por diques e soleiras de diabásio juro-triássicos, e outra meso-cenozóica. A primeira seqüência engloba os grupos Purus, Trombetas, Urupadi, Curuá e Tapajós; a segunda englobaria o Grupo Javari (Figura 3.70).

##### Grupo Purus

Este grupo registra a fase inicial de abertura da bacia, e engloba rochas de origem continental da Formação Prosperança (rifte) e rochas de planície de maré da Formação Acari (sinéclise) (Cunha *et al.* (1994). As rochas da Formação Prosperança afloram numa pequena porção da borda norte da bacia, próximo ao rio Trombetas, enquanto que a Formação Acari foi detectada apenas em perfurações na região dos rios Acari e Canumã (Caputo *et al.* 1972), portanto, não será descrita neste item. (ESL)

##### Formação Prosperança (NP3pr)

Formação Prosperança é a designação dada por Caputo *et al.* (1971) a um conjunto composto predominantemente por arenitos, siltitos e arcóseos, brancos, amarelados e vermelhos, aos quais intercalam-se conglomerados, formados por seixos rolados de quartzo, quartzito e riolito, com diâmetros de 1 a 25 cm, nas áreas do rio Negro e Aripuanã (Caputo *et al.* 1971). As estruturas sedimentares presentes são estratificação plano-paralela e cruzada nos arenitos e laminação plano-paralela nos pelitos. Estas rochas foram depositadas em ambientes de leque aluvial, canais fluviais e lagos (Caputo *et al.* 1971). Para Nogueira (1999) o ambiente da Formação Prosperança, nos depósitos próximos da cidade de Presidente Figueiredo-AM, é de planície deltáica, relacionada a um delta alongado com desembocadura em mar raso. A idade desta unidade ainda é controversa, alguns autores atribuem idade neoproterozóica para estes depósitos (Cunha *et al.* 1994; Nogueira e Soares, 1996; Nogueira, 1999; Caputo *et al.* 1971), idade adotada neste trabalho. Reis *et al.* (2006) atribuem idade mesoproterozóica, baseados em uma população de zircões detríticos (variando de 1970 a 1020 Ma) de depósitos localizados ao longo da BR-174. (ESL)

##### Grupo Trombetas (O3D1t)

O estágio inicial de deposição da bacia teve caráter pulsante. As rochas sedimentares desse estágio estão reunidas no Grupo Trombetas (Ludwig, 1964 *apud* Caputo *et al.* 1972), que é constituído pelos membros Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru, individualizados por Caputo *et al.* (1971), e que foram elevados a hierarquia de formações por Cunha *et al.* (1994). As rochas do Grupo Trombetas afloram numa faixa da borda norte da Bacia do Amazonas, onde jazem discordantemente sobre rochas do Grupo Purus e do embasamento. Neste projeto, considera-se este grupo como uma unidade indivisa, visto que as formações constituintes não foram individualizadas em mapa.

A Formação Autás-Mirim corresponde à porção inferior e não aflorante do Grupo Trombetas, e sua seção-tipo corresponde ao intervalo de 1943-2235 m do poço 1-AM-1-AM, localizado na cidade de Autás-Mirim no Amazonas (Caputo *et al.* 1971). Esta unidade é constituída por intercalações de arenitos e siltitos de ambiente flúvio-estuarino (Caputo, 1984). Daemon e Contreiras (1971) posicionam esta unidade no Ordoviciano Superior, utilizando quitinozoários.

A Formação Nhamundá ocorre na porção oeste da faixa aflorante na borda norte, é constituída de arenitos finos a médios, de cores branca e cinza claro, que apresentam estratificação cruzada e estruturas de bioturbação. Possui no topo da seção folhelhos laminados de cor cinza, com siltitos e diamictitos intercalados (Caputo, 1984). De acordo com este autor, o ambiente de sedimentação é o marinho raso, com influência de tempestades e geleiras. Soares *et al.* (1999) descrevem também ambiente *foreshore/shoreface*. Sua idade é atribuída ao Eo-siluriano, a partir do estudo de quitinozoários (Quadros *et al.* 1992). A seção-tipo desta unidade está situada no rio homônimo, na divisa dos estados do Amazonas e Pará.

A Formação Pitinga é constituída por folhelhos, arenitos e diamictitos, que afloram nas bordas norte e sul da bacia, depositados em ambiente glácio-marinho. Os folhelhos têm cor cinza, são laminados, plásticos, pouco bioturbados, contendo nódulos de pirita e siderita disseminados. Os arenitos são finos, raramente médios, cinza claros a brancos, caulínicos, apresentam estratificação plano-paralela e cruzada. Os diamictitos são do tipo suportado por matriz argilo-arenosa, contêm seixos angulosos de folhelho, quartzo e feldspato. A seção-tipo desta unidade encontra-se no rio Pitinga, afluente da margem esquerda do rio Nhamundá. Caputo e Andrade (1968) atribuíram idade eo-siluriana para esta unidade, com base em fósseis graptólitos encontrados na borda sul da bacia.

A Formação Manacapuru é composta por arenitos intercalados com siltitos, que ocorrem em todo flanco norte da Bacia do Amazonas e no rio Xingu. Os arenitos são finos a médios, micáceos, laminados, compactos, com cores cinza, creme e vermelho claro. Os siltitos são cinza, micáceos e laminados. Segundo Carozzi *et al.* (1973), o ambiente de sedimentação é nerítico e litorâneo. Uma idade siluro-devoniana é atribuída a esta unidade, baseada em análises bioestratigráficas de microfósseis quitinozoários (Quadros *et al.* 1990). (ESL)

##### Grupo Urupadi

Os grupos Urupadi e Curuá, ambos com ampla ocorrência na área da Bacia do Amazonas, registram um novo ciclo sedimentar. O Grupo Urupadi é constituído pelas formações Maecuru (membros Jatapu e Lontra) e Ererê.

##### Formação Maecuru

O termo foi introduzido por Derby (1878 *apud* Caputo *et al.* 1971) para as rochas sedimentares sobrepostas ao Grupo Trombetas, e formalizado por Lange (1967). O posicionamento estratigráfico da Formação Maecuru é no Eo-Devoniano, baseado em microfósseis quitinozoários e leiofusidas que ocorrem no Membro Jatapu (Lange, 1967) e em esporos tasmanites, quitinozoários e

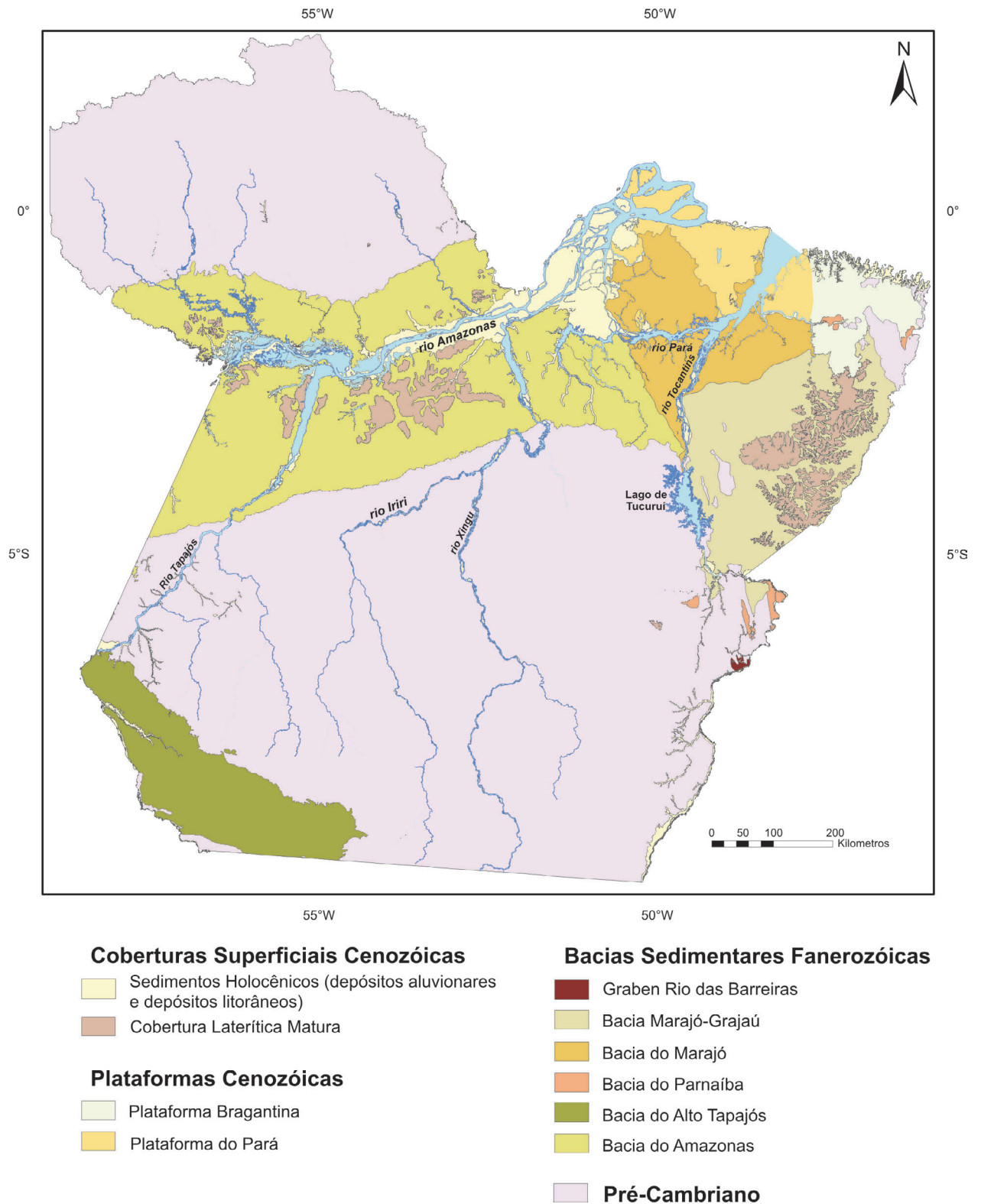


Figura 3.69 – Localização das bacias sedimentares fanerozóicas no Pará.

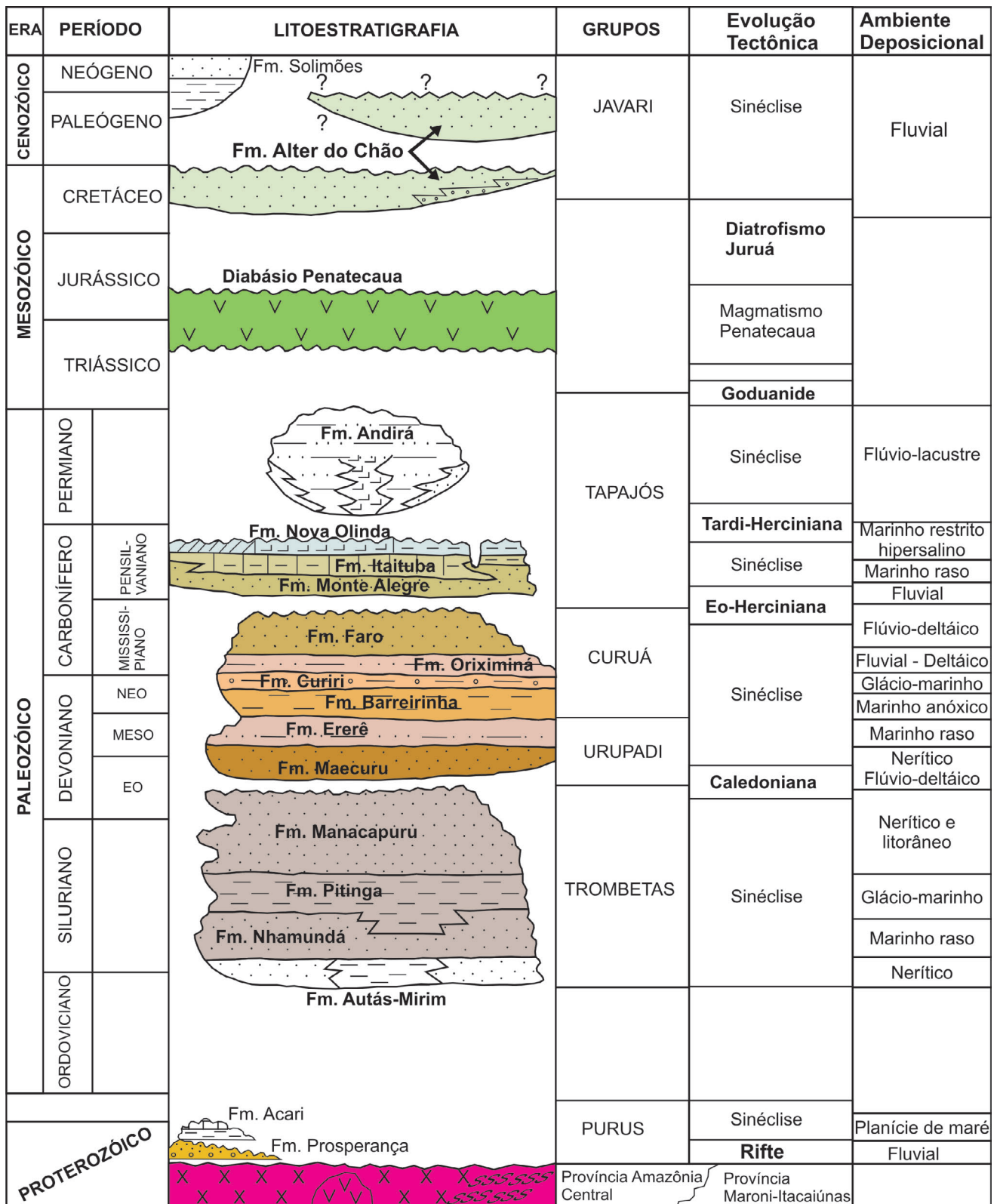


Figura 3.70 - Carta litoestratigráfica da Bacia do Amazonas, baseada em Cunha et al. (1994) e Matsuda et al. (2004). As unidades sem cor não afloram no estado do Pará

acritarcos do Membro Lontra (Daemon e Contreiras, 1971). O ambiente de deposição desta unidade é flúvio-deltáico a nerítico (Caputo *et al.* 1972). (ESL)

#### *Membro Jatapu (D1mj)*

Este membro, que faz parte da porção basal da Formação Maecuru, consiste de arenitos finos, fossilíferos, bioturbados, com intercalações de folhelhos e siltitos cinza escuros (Pastana, 1999), com camadas hematíticas na base (Santos, 1984). Este membro recobre através de uma paraconformidade as rochas do Grupo Trombetas, e o contato superior e lateral com o Membro Lontra é gradacional. Sua seção-tipo está localizada na cachoeira Manguirana, no rio Jatapu (Caputo *et al.* 1971). Caputo (1984) atribui ambiente flúvio-deltáico para esta unidade. (ESL)

#### *Membro Lontra (D2ml)*

Este membro faz parte da porção basal da Formação Maecuru e é constituído por arenitos finos a conglomeráticos, brancos a cinza claros, micáceos, com estratificação cruzada, com seção-tipo localizada na cachoeira do Lontra, no rio Curuá (Caputo *et al.* 1971). De acordo com estes autores, o contato com a Formação Ererê é gradacional e, em alguns casos, abrupto. O provável ambiente deposicional seria um sistema de leques deltáicos interrompidos por uma rápida e curta transgressão marinha (Caputo, 1984). (ESL)

#### *Formação Ererê (D2e)*

A Formação Ererê é constituída por intercalações de siltitos, arenitos e folhelhos (Pastana, 1999). Os siltitos são cinza-esverdeados, silicificados, fossilíferos, localmente piritosos; os arenitos são brancos a avermelhados, micáceos, com granulometria média, enquanto os folhelhos têm coloração cinza-escura, aspecto sedoso, são laminados, apresentando marcas onduladas. Seu ambiente deposicional é transicional, em planície de maré (Carozzi *et al.* 1973). As rochas desta unidade exibem feições de recristalização mineral, sendo a muscovita a fase mais característica, que têm sido interpretadas como resultado da intensa atividade ígnea juro-triássica na bacia, com intrusão de diques e soleiras do Diabásio Penatecaua (Pastana, 1999).

A seção-tipo desta unidade localiza-se na planície do Ererê, no município de Monte Alegre. Seu posicionamento estratigráfico é atribuído ao Meso-Devoniano, devido à presença de fósseis de braquiópodes, gastrópodes, trilobitas e ostracodes (Lange 1967). É sobreposta normalmente pela Formação Barreirinha, do Grupo Curuá. (ESL)

#### *Grupo Curuá (D3C1c)*

Segundo Cunha *et al.* (1994), o Grupo Curuá reúne as formações Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro, as quais foram depositadas no Devoniano Superior. Neste projeto, as referidas formações foram individualizadas somente na borda norte da Bacia do Amazonas, enquanto na borda sul, o Grupo Curuá é representado em mapa como uma unidade indivisa. (ESL)

#### *Formação Barreirinha (D3b)*

A Formação Barreirinha, proposta por Lange (1967), é constituída predominantemente por folhelhos negros, bem laminados, carbonosos, micáceos, piritosos

e radioativos, embora também ocorram folhelhos cinza, físeis, muito micáceos e com intercalações de arenito fino (Pastana, 1999). Na porção superior, ocorrem folhelhos de coloração creme, bem laminados e micáceos. A presença de folhelhos negros denota ambiente deposicional de águas profundas, sob condições redutoras (Caputo, 1984). Esta unidade tem ampla distribuição em ambos os flancos da bacia e sua seção-tipo situa-se ao longo do rio Tapajós, ao norte da cidade de Barreirinha (Caputo *et al.* 1971). Seu contato superior com a Formação Curiri é gradacional. Daemon e Contreiras (1971) situam esta unidade no Neodevoniano (andar Frasniano) baseados no intervalo bioestratigráfico VI. (ESL)

#### *Formação Curiri (D3c)*

A Formação Curiri (Caputo, 1984) é constituída por folhelhos, siltitos e diamictitos, com leitos subordinados de arenito. Os folhelhos são de coloração negra a cinza ou esverdeada, às vezes creme, micáceos, fossilíferos, bem laminados; os siltitos são maciços ou finamente laminados, em geral cinza ou esverdeados, micáceos e constituídos por quartzo recristalizado, biotita, mica branca e diminutas palhetas de óxido de ferro. Os diamictitos são maciços, do tipo sustentado por matriz argilosa, com seixos de folhelho, riolito, quartzo, quartzito, *chert*, arenito e basalto, apresentando cores cinza clara a escura. O contato superior é marcado pela passagem de siltitos para uma intercalação de arenitos finos e folhelhos da Formação Oriximiná (Caputo *et al.* 1971). O ambiente deposicional desta unidade é interpretado como glacial (Cunha *et al.*, 1994), e sua idade é atribuída ao Neo-Devoniano, baseada em esporomorfos (Daemon e Contreiras, 1971). A seção-tipo está localizada ao longo do igarapé homônimo. (ESL)

#### *Formação Oriximiná (D3C1o)*

Na Formação Oriximiná, proposta por Caputo (1984), predominam arenitos finos a médios, brancos a avermelhados, maciços, micáceos, localmente com intercalações de siltitos, folhelhos e diamictitos. Na parte superior do pacote sedimentar, rochas de granulção mais fina são predominantes, sendo comuns as intercalações de folhelhos e siltitos. O ambiente de sedimentação é fluvial e deltáico, com contribuição glacial (Carozzi *et al.* 1973). Seu contato superior com os arenitos médios da Formação Faro é, em geral, abrupto, e por vezes gradacional. A seção-tipo desta formação é o intervalo 1618-1805m do poço 2-OAST-1-PA, perfurado ao norte da cidade de Oriximiná. A idade neo-devoniana e eo-carbonífera é baseada em estudos palinológicos executados por Daemon e Contreiras (1971) e Carozzi *et al.* (1973). (ESL)

#### *Formação Faro (C1f)*

A Formação Faro (Caputo *et al.* 1971), em sua porção basal, é constituída predominantemente por arenitos quartzosos de granulometria fina, cinza a esverdeados, micáceos e, subordinadamente, por arenitos médios a grossos, ferruginosos, apresentando estratificação plano-paralela e cruzada de alto ângulo, além de arenitos avermelhados, micáceos, finos, friáveis. Na porção superior predominam rochas de granulometria mais fina, representadas por siltitos bem

laminados, contendo intercalações de folhelhos silticos com estrutura *flaser*. O ambiente de sedimentação é flúvio-deltaico com influência de tempestade (Cunha *et al.* 1994), e a idade carbonífera inferior é atribuída por Daemon e Contreiras (1971), com base em dados palinológicos. O contato superior desta unidade com a Formação Monte Alegre é discordante (Caputo *et al.* 1971). (ESL)

#### *Grupo Tapajós*

Associado a mudanças climáticas significativas, de frio para quente e árido, novo ciclo deposicional ocorreu na Bacia do Amazonas (Cunha *et al.* 1994), o qual é representado pelo Grupo Tapajós. Neste trabalho é adotada a redefinição de Matsuda *et al.* (2004) para o Grupo Tapajós, que consideram as formações Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda como pertencentes à Megassequência do Pensilvaniano Médio, e a Formação Andirá (não aflorante) à Megassequência do Permiano, devido a uma discordância estabelecida por estudos biestratigráficos e sismoestratigráficos no topo da Formação Nova Olinda. (ESL)

#### *Formação Monte Alegre (C2ma)*

A Formação Monte Alegre, proposta por Caputo *et al.* (1972), é composta por quartzo arenitos, médios a grossos, geralmente maciços, com estratificação cruzada de grande porte. Localmente, os arenitos são conglomeráticos, friáveis, e com raras intercalações de folhelhos esverdeados a amarelados. De acordo com Matsuda *et al.* (2004), esta unidade foi depositada em ambiente flúvio-eólico intercalado com camadas de carbonato depositadas em ambiente marinho raso a restrito. A seção-tipo desta unidade situa-se nos morros que circundam a estrutura dômica de Monte Alegre (Caputo *et al.* 1971). Em subsuperfície, recobre discordantemente todas as unidades sotopostas, do Pré-Cambriano até a Formação Faro, grada lateralmente para a Formação Itaituba, chegando a desaparecer em algumas regiões. O contato superior é posicionado com base em uma camada de anidrita da Formação Itaituba (Caputo *et al.* 1971). A Formação Monte Alegre é posicionada no Carbonífero Médio, com base em estudo palinoestratigráfico de Playford e Dino (2000a, b). (ESL)

#### *Formação Itaituba (C2i)*

A Formação Itaituba (Caputo *et al.* 1972) é constituída por espessos pacotes de arenitos na porção inferior, com os quais se intercalam folhelhos, siltitos e calcários. As rochas carbonáticas são mais comuns na porção mediana, e ocorrem geralmente na forma de grandes lentes, de coloração cinza escura, compactadas, fossilíferas, contendo intercalações de folhelhos e siltitos. Na porção superior, ocorrem delgadas intercalações de folhelhos, arenitos, siltitos, anidrita nodular e, mais raramente, calcários (Pastana, 1999). O contato superior da Formação Itaituba com a Formação Nova Olinda é concordante, arbitrado pela frequência de calcários e evaporitos nesta, e predominância de folhelhos e arenitos naquela. O ambiente de sedimentação é marinho raso, em planície de inframaré (Caputo, 1984), e a idade é posicionada no Carbonífero Médio (Playford e Dino 2000a, b). (ESL)

#### *Formação Nova Olinda (C2no)*

Caputo *et al.* (1972) denominaram de Formação Nova Olinda os sedimentos químicos e evaporíticos encontrados acima da Formação Itaituba. A Formação Nova Olinda, na porção inferior, é constituída por arenitos, folhelhos e siltitos. Os arenitos são argilosos, de granulometria muito fina a média, com estratificação cruzada. Os folhelhos e os siltitos são variegados, laminados, calcíferos, contendo marcas onduladas. Na porção superior, esta unidade é essencialmente constituída por evaporitos (halita e anidrita) e lentes de calcário (Caputo *et al.* 1971).

O ambiente de deposição da Formação Nova Olinda é marinho restrito hipersalino, associado com flúvio-lacustrino (Playford e Dino 2000a). A seção-tipo desta unidade é o intervalo 772-2100 m do poço 1-NO-1AM, próximo a vila de Nova Olinda (Caputo *et al.* 1971). O contato superior com a Formação Andirá é erosivo, marcado por uma discordância de aproximadamente 21 Ma (Matsuda *et al.* 2004). A Formação Nova Olinda é atribuída ao Carbonífero Médio, com base nos estudos de Playford e Dino (2000a,b). (ESL)

#### *Diabásio Penatecaua (Dpe)*

Issler *et al.* (1974) reuniram os diabásios jurássicos e cretáceos da borda sul bacia da Bacia do Amazonas no Diabásio Penatecaua, cuja seção-tipo é o rio homônimo, tributário do rio Juruáçu, no estado do Pará. Araújo *et al.* (1976) estenderam as ocorrências desta unidade à porção norte dessa bacia e ao embasamento pré-cambriano adjacente. Santos *et al.* (1975) identificaram basaltos amigdaloidais na porção central do Domínio Tapajós, os quais correlacionaram com o magmatismo Penatecaua.

O Diabásio Penatecaua ocorre como soleiras, diques e raros *stocks*, que cortam as formações sedimentares paleozóicas da Bacia do Amazonas. Na borda sul da bacia, afloram como corpos alongados quilométricos, orientados segundo ENE-WSW e com anomalias gravimétricas negativas associadas. Na borda norte, ocorrem principalmente enxames de diques orientados segundo NE-SW e aproximadamente N-S, cuja continuidade para dentro dos domínios pré-cambrianos localizados a norte da Bacia do Amazonas (domínios Erepecuru-Trombetas e Carecuru) é marcada por feixes retilíneos de anomalias magnéticas. Nestes domínios pré-cambrianos podem receber denominação de Diabásio Cassiporé (ex. Oliveira *et al.* 1975). Destaca-se ainda uma grande soleira (34 x 8 km) nas proximidades da estrutura dômica de Monte Alegre.

Os diabásios são isotropos, cinza escuros a preto esverdeados, microgranulares a inequigranulares médios. Ao microscópio, mostram predomínio de textura subofítica, com cristais prismáticos de plagioclásio (labradorita e andesina) zonados, pigeonita mais freqüentemente que augita, como cristais subédricos e anédricos. Os minerais varietais são óxidos de Fe-Ti, apatita e subordinadamente olivina. Apresentam intercrescimento micrográfico de quartzo e feldspato alcalino nos interstícios. O piroxênio é substituído por hornblenda, actinolita e biotita (uralitização). Outros produtos de alteração são clorita, sericita, epidoto, carbonato e indigita.

As idades K-Ar em rocha total e plagioclásio apresentadas por Issler *et al.* (1974), Santos *et al.*

(1975), Araújo *et al.* (1976) variam de  $188 \pm 6$  a  $130 \pm 6$  Ma, com predomínio de idades jurássicas. Adicionalmente, Teixeira (1978) datou basaltos correlatos ao magmatismo Penatecaua na Bacia do Amazonas, no Pará, por K-Ar em plagioclásio e obteve idades permo-triássicas ( $259 \pm 6$  e  $252 \pm 19$  Ma) e cretáceas ( $140 \pm 6$  Ma).

O amplo intervalo de idades do magmatismo mesozóico toleítico nas bacias fanerozóicas brasileiras têm sido correlacionado a diferentes estágios de abertura do Oceano Atlântico, com os pulsos mais antigos associados ao rifte de abertura do Oceano Atlântico Norte, e os cretáceos a abertura do Oceano Atlântico Sul (Milani e Zalan 1999, Mizusaki e Thomaz Filho 2004). (MLV)

#### *Kimberlitos (JKk)*

No Pará ocorrem quatro agrupamentos de corpos de kimberlito intrudidos em rochas da Bacia do Amazonas e de domínios pré-cambrianos. As informações encontradas nas Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo (Schobenhau *et al.* 2004) limitam-se a localização e a idade de colocação, sendo desconhecidas as dimensões, geometria e tipologia destes corpos.

Na região de Monte Alegre, localizada na borda norte da Bacia do Amazonas, ocorrem corpos de kimberlito que cortam as formações Monte Alegre e Nova Olinda, os quais foram posicionados pela RTDM - Rio Tinto Desenvolvimento Mineral no Neocretáceo.

No alto curso do rio Trombetas a empresa De Beers pesquisou kimberlitos do Jurássico, que cortam rochas do embasamento do Domínio Erepecuru-Trombetas. Esta empresa também pesquisou kimberlitos do Eocretáceo que intrudiram rochas riagianas (Granito Japiim) e cambrianas (Formação Piriá) do Cinturão Gurupi, e kimberlitos na Serra do Inajá, que cortam as rochas mesoarqueanas da Formação Morada da Prata e Granodiorito Rio Maria, sem posicionamento estratigráfico definido. (MLV)

#### *Grupo Javari*

Sítios deposicionais foram gerados na Bacia do Amazonas com o relaxamento dos esforços compressoriais, dentro dos quais se formaram rochas do Grupo Javari, que é constituído pelas formações Alter do Chão e Solimões, sendo que esta última não aflora no estado do Pará (Eiras *et al.* 1994).

#### *Formação Alter do Chão (K2E1ac)*

A Formação Alter do Chão, formalizada por Caputo *et al.* (1971), é constituída por um espesso pacote de arenitos intercalados com camadas de pelitos e, em menor escala, de conglomerados (Tancredi, 1996). Os arenitos são finos a médios, marrom-avermelhados e variegados, argilosos, caulínicos, com estratificação cruzada. Os pelitos, representados por siltitos e argilitos em proporções variadas, são vermelhos e variegados, maciços ou laminados (Caputo *et al.* 1971). O ambiente de deposição desta unidade é fluvial de alta energia/lacustrino-deltaico (Daemon, 1975). Também é apontada influência marinha em algumas fácies dos depósitos da Formação Alter do Chão, na porção oeste da Bacia do Amazonas (Rossetti e Neto, 2006). A seção-tipo desta unidade é o intervalo de 0 a 545 m do poço 1-AC-1-PA, perfurado próximo a margem direita do rio

Tapajós, na localidade de Alter do Chão, em Santarém (Caputo *et al.* 1971). O posicionamento desta unidade do Neocretáceo até o Terciário é baseado em estudos palinológicos e ossos de vertebrados realizados por Daemon e Contreiras (1971). (ESL)

#### **3.8.2 – Bacia do Parnaíba**

Esta denominação é atribuída à bacia sedimentar intracratônica situada na região norte-nordeste do Brasil (Figura 3.69), cuja estratigrafia é definida pelos Grupos Serra Grande, Canindé, Balsas e Mearim, representados por rochas sedimentares predominantemente siliciclásticas, que perfazem uma espessura máxima de 3.000 metros. Estas unidades constituem três grandes ciclos evolutivos transgressivo-regressivos (Góes, 1995) e estão representadas, restritamente, na porção leste e nordeste do estado pelo Grupo Serra Grande, formações Pimenteiras e Poti do Grupo Canindé, formações Plauí e Pedra de Fogo do Grupo Balsas e Formação Pastos Bons do Grupo Mearim (Figura 3.71).

#### *Grupo Serra Grande (Ssg)*

Small (1914) definiu-o como uma "série", sendo posteriormente caracterizado como "formação" por Campbell *et al.* (1949) e redefinido como "grupo", por Carozzi *et al.* (1975), que o individualizou nas formações Mirador, Ipu, Tianguá e Itaim. Posteriormente, Caputo e Lima (1984) e Góes e Feijó (1994) consideraram-no como composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós.

Seus litotipos ocorrem restritamente na porção leste e nordeste do estado, onde é representado, respectivamente, como uma unidade indivisa (Serra do Paredão) e pelo Arenito Guamá, este último interpretado como a fácies distal da Formação Ipu (Caputo e Lima 1984).

A Formação Ipu, definida por Campbell *et al.* (1949), é composta por arenito, conglomerado, arenito conglomerático e diamictitos. O arenito varia de fino a grosso, apresenta-se maciço ou com estratificação cruzada. O arenito conglomerático é branco a creme, maciço ou com estratificação cruzada, friável e bem cimentado. Os diamictitos contêm clastos de quartzo, quartzito, arenito fino e rochas do embasamento, imersos em uma matriz areno-argilosa. Para Caputo e Lima (1984) esta unidade foi depositada no final do Ordoviciano e início do Siluriano. Góes e Feijó (1994) citam que referida unidade é considerada de idade eossiluriana. Segundo Caputo e Lima (1984) estas rochas foram originadas em três ambientes distintos: glacial, leque deltaico e marinho raso.

A Formação Tianguá, definida por Rodrigues (1967), é composta por folhelho preto a cinza escuro, siderítico, bioturbado ou laminado, siltico; arenito fino a médio, com intercalações de folhelho, feldspático, cinza esbranquiçado e folhelho e siltito intercalados, cinza escuros verdes, micáceos, sideríticos, depositados em ambiente marinho raso (Caputo e Lima, 1984). É atribuída idade siluriana para estas rochas com base em quitinozoários e acritarcas (Caputo e Lima, 1984).

A Formação Jaicós (Plummer *et al.* 1948) é formada principalmente por arenito médio a grosso (conglomerático), cinza esbranquiçado, creme, castanho com estratificação cruzada, mal selecionado e friável, depositado em leques aluviais e *fandeltas*

(Caputo e Lima, 1984), e eventuais pelitos, depositados por sistemas fluviais entrelaçados no final do Siluriano (Góes e Feijó, 1994). (ESL)

#### *Arenito Guamá (Ssgag)*

Apesar de existirem trabalhos que datam de 1900, que mencionam a existência de um quartzo-arenito nas margens no rio Irituia, o termo Arenito do Guamá foi utilizado pela primeira vez por Francisco *et al.* (1971). Esta unidade é restrita ao nordeste do Pará, aflora nos arredores das cidades de São Miguel do Guamá e Irituia, nas margens dos rios Irituia e Guamá, sobre rochas pré-cambrianas do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi. É representado por quartzo arenitos esbranquiçados a amarelados, silicificados, com grande maturidade composicional e textural, com aspecto maciço, ou com estratificação plano-paralela e cruzada pouco expressivas, sendo localmente rico no icnofóssil *Skolithos* (Truckenbrodt e Alves, 1982; Martins *et al.* 2007). É proposto um ambiente marinho raso (*foreshore/shoreface*) para a deposição dos sedimentos (Truckenbrodt e Alves, 1982; Martins *et al.* 2007). A unidade é desprovida de fósseis-guia, sendo-lhe atribuída idade siluriana inferior por correlação com a Formação Ipu (Caputo e Lima, 1984). (ESL)

#### *Grupo Canindé*

Carozzi *et al.* (1975) reuniram as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá para constituir o Grupo Canindé, de idade devoniana-carbonífera. Posteriormente, Caputo e Lima (1984) acrescentaram neste grupo a Formação Itaim. Neste projeto é adotada a proposta de Góes *et al.* (1994), que consideram o Grupo Canindé constituído pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. Os referidos autores admitem esta unidade como uma seqüência deposicional de segunda ordem. No estado do Pará, o Grupo Canindé está representado apenas pelas formações Pimenteiras e Poti. (JGO)

#### *Formação Pimenteiras (D2p)*

A Formação Pimenteiras, definida por Small (1914), é composta por um espesso pacote de folhelhos, cinza-escuros a pretos, e siltitos, com intercalações de arenitos ferruginosos e lentes de conglomerado basal.

Ocorre a sudeste da confluência dos rios Araguaia e Tocantins, na forma de um faixa alongada segundo SSE-NNW. A oeste, esta formação faz contato por falha ou zona de cisalhamento com rochas metassedimentares neoproterozóicas da Formação Xambioá (Cinturão Araguaia), é recoberta na porção norte por rochas sedimentares cretáceas das formações Itapecuru e Pastos Bons, e a leste faz contato com a Formação Poti.

Della Fávera (1990) assinala a presença de uma espessa camada de folhelho que retrata um ambiente nerítico de plataforma dominada por tempestades, onde se depositaram, também, delgadas camadas de arenito muito fino de idade meso- a neo-devoniana (andar Givetiano-Frasniano). (JGO)

#### *Formação Poti (C1po)*

O termo Formação Poti foi proposto por Paiva e Miranda (1937), para designar uma unidade composta por arenitos cinza esbranquiçados, intercalados com folhelhos e siltitos, depositados em deltas e planícies

de maré sob influência ocasional de tempestades, no Mississipiano (Góes e Feijó, 1994).

Estudos de palinomorfos realizados por Andrade e Daemon (1974) na borda ocidental da Bacia do Parnaíba, indicaram para a Formação Poti uma idade mississipiana (andar Tournaisiano-Viseano).

Della Fávera (1990) considera que a seqüência mississipiana do topo da Formação Poti constitui um trato de sistemas transgressivos, composto por três parasseqüências da ordem de grandeza de 12 a 15 metros de espessura, formadas por lobos sigmoidais deltáicos e tempestitos.

Distribui-se de forma alongada na direção N-S, e faz contato com a Formação Pimenteiras, a oeste, e com as formações Pedra de Fogo e Piauí, a leste. (JGO)

#### *Grupo Balsas*

Esta denominação foi proposta por Góes *et al.* (1990) para reunir o complexo clástico-evaporítico sobreposto em discordância ao Grupo Canindé e sotoposto, também em discordância, pelas formações Mosquito (leste da bacia), Grajaú, Codó e Itapecuru (norte e noroeste), Uruçuaia (sul da bacia), e ao Grupo Mearim na sua parte central. O Grupo Balsas é composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, sendo que somente as duas primeiras ocorrem restritamente no leste do estado do Pará, no interflúvio dos rios Araguaia e Tocantins. (JGO)

#### *Formação Piauí (C2pi)*

Esta unidade foi definida por Small (1914), para designar arenitos cinza esbranquiçados, predominantemente finos a médios, bem selecionados, eventualmente conglomeráticos, folhelhos vermelhos e calcários esbranquiçados, todos posicionados no final do Pensilvaniano, por Daemon (1974).

Mesner e Wooldridge (1964) e Aguiar (1971) assinalaram que esta unidade representa uma seqüência sedimentar de até 365 metros de espessura, subdividida em dois membros, sendo o inferior constituído predominantemente por arenitos, interpretados como depositados em ambiente continental flúvio-eólico, e o superior, constituído por arenitos, folhelhos e calcários, considerados como depositados em ambiente marinho.

Góes (1995) observa que a base da Formação Piauí é constituída por arenitos grossos a médios, com estratificações cruzadas tabular e acanalada, interpretadas como registro de migrações de barra de *wadis*; arenitos finos bem selecionados, com estratificação cruzada tabular de grande porte e laminação cavalgante subcrítica, que configuram depósitos de dunas eólicas; conglomerados sustentados pela matriz, interpretados como depósitos distais de leques aluviais. Estes depósitos constituem, segundo os referidos autores, um sistema desértico do Carbonífero Superior. (JGO)

#### *Formação Pedra de Fogo (P12pf)*

Plummer (1948) definiu esta unidade como constituída por camadas de sílex e calcários oolíticos e pisolíticos, cremes a brancos, eventualmente estromatolíticos, intercalados com arenitos finos a médios, amarelados, folhelhos cinzentos e evaporitos.

Price (1948) com base na presença do anfíbio labirintodonte atribuiu uma idade permiana para

esta unidade. Muller (1962) e Mesner e Wooldridge (1964) confirmaram esta idade com base em estudos palinológicos. Cruz *et al.* (1973), identificaram nesta formação uma flora desenvolvida e variada de gimnospermas, pteridófitas e esfenófitas, confirmando a idade permiana. Lima e Leite (1978) com base em novas identificações de esporos, atribuíram-lhe uma idade ao eo- e mesopermiana.

Brito (1980 *apud* Fernandese Borges 1994) cita que entre seus representantes fósseis ocorrem troncos de psaronius, dentes e escamas de peixes, restos de ostracodes e labirintodontes. Viana *et al.* (2002) registram a ocorrência de icnofósseis Lockeia e Rusophycus.

Lima e Leite (1978) propuseram sua origem a partir de depósitos fluviais e lagunares com contribuição eólica, associada a ingressões marinhas.

Cabral (1991) identificou na porção inferior desta formação as litofácies carbonato laminado e evaporito (anidrita nodular), com contatos gradativos, interpretando-as como depositadas em sub-ambiente de supramaré a intermaré superior, e ambiente de supramaré ou *sabkha* costeira, respectivamente.

Esta unidade tem ocorrência restrita ao interflúvio dos rios Araguaia e Tocantins, estando coberta a leste pela Formação Itapecuru, e sobreposta a oeste à Formação Poti. (JGO)

#### *Grupo Mearim*

Lisboa (1914) e Aguiar (1969) reuniram as formações Mosquito, Pastos Bons, Corda e Sardinha para constituir o Grupo Mearim. Posteriormente, Góes *et al.* (1992) e Góes e Feijó (1994) consideraram este grupo como composto somente pelas formações Corda e Pastos Bons, classificação adotada neste trabalho. No mapa geológico do estado do Pará, apenas a última está representada. (JGO)

#### *Formação Pastos Bons (J2pb)*

A Formação Pastos Bons foi definida por Lisboa (1914), e segundo Góes e Feijó (1994), é constituída por um pacote de siltitos, folhelhos e argilitos, de cor verde e castanho avermelhada. Faria Jr. (1984) considera que esta formação constitui-se essencialmente de arenitos médios e grosseiros, esverdeados, nos quais se intercalam ocasionalmente camadas de folhelhos marrons e esverdeados. Ainda segundo esse autor, são muito comuns níveis de paraconglomerados nesta unidade.

Mesner e Wooldridge (1964) observaram que a presença de fósseis de peixes na Formação Pastos Bons sugere a influência de um ambiente deposicional lacustre. Baseado na datação palinológica de Lima e Campos (1980), esta unidade possui idade cretácea inferior (andar Barremiano).

A Formação Pastos Bons ocorre restritamente no estado do Pará, em sua porção leste, nas proximidades da confluência dos rios Araguaia e Tocantins. (JGO)

### **3.8.3 – Bacia do Alto Tapajós**

A Bacia do Alto Tapajós é uma bacia intracratônica constituída por duas megassequências, de idades proterozóica e paleozóica (Silva *et al.* 2003), a qual ocupa a região sudoeste do estado do Pará (Figura 3.69), onde aflora apenas o Grupo Jatuarana.

#### *Grupo Jatuarana*

No estado do Pará afloram as formações Borrachudo, Beneficente, Capoeiras, Igarapé Ipixuna e São Manoel, pertencentes ao Grupo Jatuarana.

#### *Formação Borrachudo (Sdb)*

A Formação Borrachudo, descrita por Santiago *et al.* (1980), aflora numa pequena faixa ao longo do alto curso do rio Tapajós. É composta por arenitos com níveis carbonosos com intercalações de siltitos. Os arenitos são finos, acinzentados, caulínicos, micáceos com matriz argilosa, com níveis de material carbonoso e uma fácies diagenética de hulha. O ambiente de deposição é marinho raso, admitindo-se ainda uma influência fluvial. É atribuída a ela idade siluro-devoniana com base em graptólitos e palinofósseis (Reis *et al.* 2006). (ESL)

#### *Formação Capoeiras (Dc)*

Santiago *et al.* (1980) reuniram na Formação Capoeiras arenitos intercalados com siltitos e argilitos avermelhados. Esta unidade distribui-se numa extensa área da borda norte da Bacia do Alto Tapajós. As estruturas dominantes são marcas onduladas no topo das camadas e estratificação cruzada acanalada (Reis, 2006). A Formação Capoeiras está sobreposta à Formação Borrachudo e sotoposta à Formação São Benedito. Esta unidade revela condições de deposição em ambiente flúvio-deltaico com domínio de marés (Reis, 2006). O conteúdo palinológico é representado por esporomorfos do tipo *Caliptosorite cf. velatus*, *Verrucosisporites cf. nitidus*, *Geminispora sp*, *Secariosporite sp*, *Aurorospora sp*, *Apicularetusispora sp* e *Retusotriletes sp*, os quais indicaram idade devoniana (Lacerda Filho *et al.* 2004). (ESL)

#### *Formação São Manoel (Dsm)*

A Formação São Manoel foi proposta por Lacerda Filho *et al.* (2004) para englobar arenitos, siltitos argilosos e calcilutitos, que afloram entre o médio/baixo curso do rio Juruena e o médio/baixo curso do rio São Manoel ou Teles Pires e nas cabeceiras do rio Bararati, no município de Cotriguaçu (MT), na divisa com o estado do Pará. No entanto, para Reis *et al.* (2005) a Formação São Manoel é a mesma Formação Navalha, que aflora na mesma área geográfica e com constituição litológica idêntica. Esta unidade aflora em duas pequenas faixas na porção central da bacia. Os quartzos arenitos de coloração creme, levemente rosados, são bem selecionados, possuem granulometria fina e estrutura maciça. O arenito é recoberto por camada de calcilutito cinza claro a escuro, silicificado, composto por grãos de quartzo e subordinadamente palhetas de mica, as vezes sotoposto a uma brecha sedimentar composta por fragmentos de siltitos e argilitos laminados. O siltitos argilosos são vermelhos na base, com manchas esbranquiçadas e ocasionalmente com cimento carbonático. O ambiente de deposição desta unidade é marinho raso. Estudo de esporomorfos apontou idade devoniana (Reis *et al.* 2005). (ESL)

#### *Formação Igarapé Ipixuna (Cpii)*

É adotada aqui a denominação formal de Formação Igarapé Ipixuna (Lacerda Filho *et al.* 2004), em vez de Formação Ipixuna, devido este último termo já ser utilizado formalmente para sedimentos cretáceos do Grupo Itapecuru, que afloram na sub-bacia de Cametá,



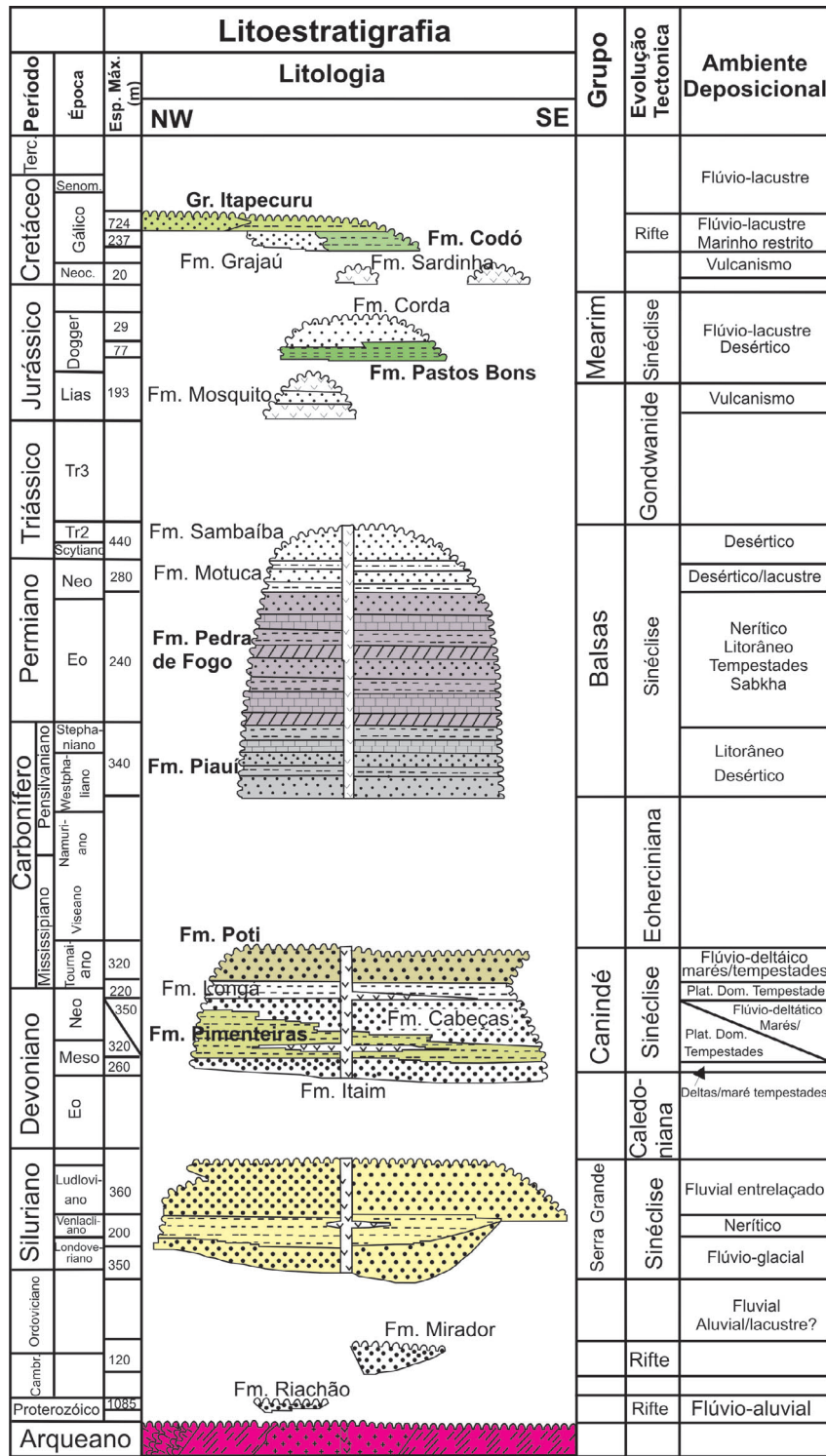


Figura 3.71 - Carta litoestratigráfica da Bacia do Parnaíba (Góes e Feijó, 1994). As unidades sem cor não afloram no estado do Pará.

no nordeste do Pará (Santos Jr e Rossetti, 2001). A Formação Igarapé Ipixuna aflora numa extensa faixa na porção central da Bacia do Alto Tapajós, é composta por pacotes de quartzito arenitos esbranquiçados, com estratificação cruzada acanalada e lobos sigmoidais; arenitos e siltitos finamente laminados (ritmitos, com marcas onduladas no topo das camadas e bioturbação (Reis *et al.* 2006). Reis *et al.* (2005) sugerem um ambiente fluvio-deltaico com domínio de maré. A Formação Igarapé Ipixuna é posicionada no Carbo-Permiano por corresponder à fase regressiva do terceiro grande ciclo transgressivo-regressivo nas bacias paleozóicas. É cortada por diques do Diabásio Cururu. (ESL)

#### *Diabásio Cururu (J8c)*

Os diabásios jurássicos que ocorrem na Bacia do Alto Tapajós e suas adjacências foram reunidos no Diabásio Cururu (Santos *et al.* 1975). Esta denominação também foi usada por Oliveira *et al.* (1994) para os corpos de diabásio que cortam rochas sedimentares da Serra do Paredão, aqui consideradas como pertencentes ao Grupo Serra Grande, da Bacia do Parnaíba. Outros autores têm usado esta designação para diques de diabásio, supostamente jurássicos, que cortam as rochas arqueanas e proterozóicas da porção centro-leste e sudeste do Pará (ex. Macambira *et al.* 1997)

O Diabásio Cururu na Bacia do Alto Tapajós ocorre como diques quilométricos que cortam as rochas sedimentares paleozóicas do Grupo Jatuarana, além de seccionarem rochas proterozóicas dos domínios Tapajós e Juruena. Estes diques são marcados por cordões retilíneos de anomalias magnéticas, preferencialmente orientadas segundo NNE-SSW. Na Serra do Paredão os diabásios correlatos a esta unidade ocorrem como soleiras e diques com quilômetros de comprimento, em geral orientados segundo WNW-ESE e com anomalias magnéticas concordantes com a direção principal dos corpos. É provável que o enxame de diques de diabásio orientados segundo NNE-SSW, identificados neste projeto, que ocorrem na porção noroeste do Domínio Bacajá seja correlato a esta unidade.

São diabásios de cor cinza escuro, verde escuro e preta, isotropos, microgranulares, por vezes de granulação média. Ao microscópio, mostram arranjos subofíticos e ofíticos, com plagioclásio cálcico (labradorita e andesina) zonados, augita e pigeonita anédrica e subédrica. Minerais opacos (óxidos de Fe-Ti), apatita e olivina são os minerais varietais. Hornblenda, actinolita e biotita ocorrem como produtos de uralitização. Inddigsita, clorita, epidoto e carbonato são produtos de alteração. Localmente, exibem intercrescimento micrográfico.

Vasquez *et al.* (2000c) identificaram uma assinatura toleítica intraplaca continental para os diques de diabásio correlatos ao Diabásio Cururu, no Domínio Tapajós, com transição de olivina toleítos para quartzito toleítos.

Santos *et al.* (1975) apresentaram uma idade K-Ar em rocha total de  $180 \pm 9$  Ma para um diabásio da área tipo do Diabásio Cururu. Adicionalmente, Santos *et al.* (2002) dataram por U-Pb em baddeleyita um diabásio das adjacências da Bacia do Alto Tapajós e obtiveram uma idade de  $507 \pm 4$  Ma. Este diabásio foi relacionado

a um magmatismo toleítico cambriano de um estágio rifte continental, que precedeu a sedimentação das bacias paleozóicas, enquanto os diques de diabásio mesozóicos (tipo Cururu, Penatecaua), com idades K-Ar entre 260 e 130 Ma, estariam relacionados ao quebraamento do supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico. (MLV)

### **3.9 – BACIAS SEDIMENTARES MESOZÓICAS**

#### **3.9.1 – Bacia do Grajaú**

A Bacia do Grajaú, localizada no nordeste do Pará (Figura 3.69), adjacente à Bacia do Parnaíba, é limitada a norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos e a oeste pelo Arco Capim (Góes e Rossetti, 2001). Góes (1995) considera esta bacia uma unidade geotectônica independente. Está preenchida por uma superseqüência cretácea, que compreende as formações Codó, Grajaú (não aflorante) e o Grupo Itapecuru, formadas durante a fase rifte, desenvolvida no Albiano (Miranda, 2005). Segundo Góes (1995), diversos pulsos magmáticos são conhecidos nesta bacia, sendo as principais manifestações consideradas de idade jurássica inferior e cretácea inferior (formações Mosquito e Sardinha, respectivamente).

#### *Formação Codó (K1c)*

Campbell *et al.* (1949) denominaram de Formação Codó a unidade litoestratigráfica que reúne folhelhos, folhelhos betuminosos, contendo leitos de calcário, com concreções e lentes de gipsita, que ocorrem na localidade de Codó, estado do Maranhão. Esta formação aflora em corpos restritos localizados na porção oriental do estado do Pará, próximos a margem direita do rio Tocantins.

Para Mesner e Wooldridge (1964) a Formação Codó possui três litofácies distintas: na parte inferior ocorrem folhelhos negros betuminosos e asfálticos, intercalados com finas camadas de calcário fossilíferos, com abundantes evaporitos; na parte intermediária, são observados arenitos brancos a esverdeados, de granulação grossa, mal selecionados, micáceos e porosos, e no topo da unidade ocorrem folhelhos cinza esverdeados, físeis, contendo gastrópodes marinhos. Segundo Góes (1995), os sedimentos da Formação Grajaú são de origem eólica e lagunar.

De acordo com Rossetti e Góes (2004), os estratos das formações Codó e Grajaú, formados durante o Neoptiano, são recobertos por rochas sedimentares albianas do Grupo Itapecuru. Baseando-se na presença do pólen-guia *Sergipea variverrucata*, Rossetti *et al.* (2001a) definiram idade cretácea inferior (andar Aptiano) para esta unidade. (JGO)

#### *Grupo Itapecuru (K12it)*

Campbell *et al.* (1949) denominaram originalmente esta unidade de Formação Itapecuru, a qual pertence às bacias do Grajaú, Marajó e Bragança-Viseu, sendo aflorante apenas nas bacias do Grajaú e Marajó. Posteriormente, Rossetti e Truckenbrodt (1997) elevaram esta unidade a hierarquia de grupo. A seção-tipo localiza-se no vale do rio Itapecuru, a norte da localidade de Pastos Bons, no Maranhão.

Petri e Fúlvaro (1983) descreveram esta unidade como constituída por arenitos cinza esbranquiçados, esverdeados ou vermelhos castanhos, com intercalações

de folhelho cinza esverdeados ou castanhos. Góes (1981) considera esta unidade como essencialmente siliciclástica e formada, sobretudo, por arenitos caulínicos finos, com níveis argilosos e conglomeráticos, que exibem, via de regra, abundante estratificação cruzada, e que foram depositados em ambiente continental fluvial, sob condições semi-áridas.

Anaisse Junior (1999), no entanto, estudando a porção sudoeste da Bacia do Grajaú, na região de Açailândia-MA, identificou 11 litofácies, geneticamente associadas aos seguintes ambientes deposicionais: *shoreface*, canal de maré, laguna e canal fluvial. O referido autor sugere uma idade albiana-cenomaniana para os depósitos estudados.

Rossetti e Góes (2004) consideram esta unidade cretácea como pertencente ao quadro estratigráfico das bacias de Marajó (sub-bacia de Cametá), São Luiz-Grajaú e Bragança-Vizeu, simultaneamente. Na primeira bacia é constituído pela Formação Ipixuna (Cretáceo Superior) e Unidade Indiferenciada (Albiano), na segunda engloba as formações Cujupe, Alcântara e Unidade Indiferenciada, enquanto que na terceira bacia, as rochas deste grupo não afloram. (JGO)

#### *Formação Ipixuna (K2ip)*

Francisco *et al.* (1971) denominaram de Formação Ipixuna as rochas sedimentares que ocorrem na região entre São Miguel do Guamá, no Pará, e Imperatriz, no Maranhão. No Pará, esta formação se encontra exposta na região do rio Capim, margem leste da Sub-bacia de Cametá, do Sistema de Graben do Marajó (Rossetti e Góes 2004). Sua posição estratigráfica é entre os grupos Barreiras (Paleógeno-Neógeno) e Itapecuru (Cretáceo).

Rossetti e Góes (2004), assinalam que a Formação Ipixuna compreende argilitos caulínicos e arenitos finos a grossos, originada em ambiente flúvio-lacustre. Citando estudo realizado por Jupiaçu (1970) em tronco fóssil, consideram-na como do Terciário Inferior.

Santos Jr. e Rossetti (2003) ao realizarem análise faciológica nas rochas da Formação Ipixuna, verificaram a presença de traços fósseis típicos de zona litorânea, e concluíram que o ambiente de sedimentação desta unidade é fluvial e estuarino. (JGO)

### **3.9.2 – Bacia do Marajó**

A Bacia do Marajó compreende uma parte emersa e uma parte submersa, situada sobre a plataforma rasa, até a cota batimétrica de 50m (Schaller *et al.* 1971) (Figura 3.69). O arco de Gurupá separa a Bacia do Marajó da Bacia do Amazonas, e o arco Capim a separa da Bacia do Grajaú (Góes, 1995). A Bacia do Marajó é constituída pelas unidades cretáceas Grupo Itapecuru e Formação Ipixuna, e pela Formação Tucunaré, do Neógeno (Figura 3.72).

#### *Grupo Itapecuru (K12it)*

Unidade descrita na Bacia do Grajaú.

#### *Formação Ipixuna (K2ip)*

Unidade descrita na Bacia do Grajaú.

#### *Formação Tucunaré (N34t)*

Neste trabalho foi adotada a denominação Formação Tucunaré para os depósitos holocênicos que afloram na porção leste e oeste da Ilha do Marajó e nas ilhas contíguas, que são chamados informalmente de Pós-

Barreiras II (Rossetti, 2004). Schaller *et al.* (1971) denominaram de Formação Tucunaré o pacote constituído por areias amareladas quartzosas, subangulares, muito grossas, de seleção moderada, com raros fragmentos de rochas, contendo ainda leitos argilosos, cuja seção-tipo é representada pelo intervalo de 0-700 m do poço 1-APS-1, localizado aproximadamente 430 km a noroeste da Ilha do Marajó.

Na Ilha do Marajó, Miranda e Rossetti (2007) reconhecem para estes depósitos ambientes confinados de canais, planície de inundação/planície de maré, lago/bacia estuarina central, atribuídos a um complexo flúvio-estuarino e lacustre, e, de acordo com Rossetti *et al.* (2007), o Lago Arari representa uma expressão moderna deste sistema.

Schaller *et al.* (1971) atribuem idade miocênica a holocênica para a Formação Tucunaré, baseados em foraminíferos e nanofósseis. Porém, estudos realizados por Tatum *et al.* (2007), utilizando luminescência oticamente estimulada (LOE), constataram que esta unidade teve deposição contínua desde o final do Pleistoceno até o Holoceno médio. (ESL)

### **3.9.3 – Graben Rio das Barreiras**

#### *Formação Rio das Barreiras (K2rb)*

Esta designação Unidade Rio das Barreiras foi proposta por Guerreiro e Silva (1976) para descrever uma faixa restrita de rochas cretáceas, localizadas entre as cidades de Pequizeiro e Couto Magalhães, no estado do Tocantins. Ocorre em um graben, estabelecido sobre rochas metassedimentares do Grupo Baixo Araguaia (Souza e Moreton, 1995), no Cinturão Araguaia. Na porção oriental do estado do Pará, aflora um pequeno corpo desta unidade, na margem esquerda do rio Araguaia, na divisa com o estado do Tocantins (Figura 3.69).

Souza e Moreton (1995) dividiram esta unidade em três litofácies: arenitos cinza claros e avermelhados, friáveis, às vezes arcoseanos, de granulação fina a média, com estratificação plano-paralela e cruzada tangencial de pequeno porte; argilitos e siltitos vermelhos, com estratificação plano-paralela, que ocorrem intercalados aos arenitos; e conglomerados com estratificação plano-paralela, com clastos sub a bem arredondados de quartzo.

Para Souza e Moreton (1995) o ambiente de deposição desta unidade é fluvial entrelaçado, e a idade é cretácea, por correlação com as rochas do Grupo Itapecuru. (ESL)

### **3.10 – COBERTURAS SUPERFICIAIS CENOZÓICAS**

#### *Cobertura Laterítica Madura (E13lm)*

Esta unidade relaciona-se à Superfície de Aplainamento Sul-Americana (King 1956), do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior, e constitui platôs que formam o relevo atual. Geralmente define um relevo tabular, fortemente dissecado, como na região de Paragominas, onde a altitude decresce de cerca de 400 m até cerca de 100 m, em uma distância em torno de 300 km (Kotschoubey *et al.* 2005). No estado do Pará, esta unidade está bem representada na porção nordeste, sobre as formações Ipixuna e Itapecuru, e ao longo da calha do rio Amazonas, sobre a Formação Alter do Chão (Figura 3.69). Além disso, destacam-se as ocorrências da região da Serra dos Carajás, sobre diversas unidades litoestratigráficas.

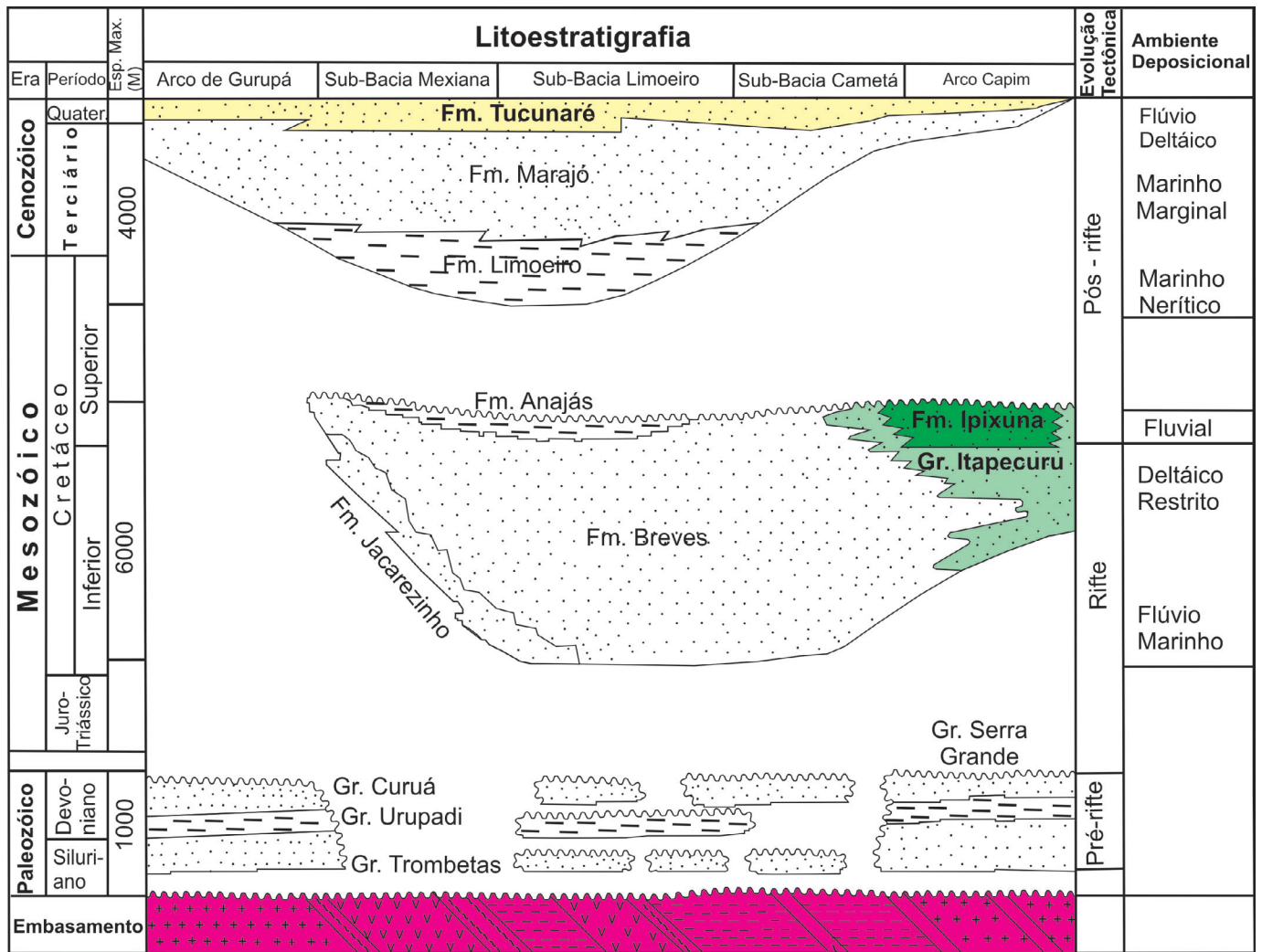


Figura 3.72 - Carta litoestratigráfica da Bacia do Marajó (adaptada de Villegas, 1994). As unidades sem cor não afloram no estado do Pará

Neste projeto, a utilização da designação Cobertura Laterítica Madura é baseada em Costa (1991), que as caracteriza como lateritas mais evoluídas, que, em geral, apresentam um perfil laterítico completo, constituído pelos horizontes (dispostos da base para o topo) pálido transicional, argiloso, bauxítico e/ou fosfático e crosta ferruginosa (Figura 3.73). Diretamente sobre a rocha mãe desenvolve-se o horizonte pálido, seguido pelo horizonte argiloso, que é o de maior espessura do perfil, que varia geralmente entre 10 e 30 metros, e apresenta na parte inferior estruturas primárias reliquias, sendo os minerais singenéticos principais os argilominerais e os oxí-hidróxidos de ferro. No horizonte bauxítico e/ou fosfático, que é o que melhor caracteriza as Coberturas Lateríticas Maturas, a constituição mineralógica é basicamente de hidróxido (bauxita) e/ou de fosfatos de alumínio, sendo comuns estruturas singenéticas, do tipo esferolítica (oólitos e pisólitos), maciça, terrosa, cavernosa, colunar e vermicular. O horizonte superior é a crosta ferruginosa, onde comumente são encontrados agregados de nódulos, ou de fragmentos, concreções e esferólitos cimentados por hidróxidos e/ou fosfatos de alumínio, pisólitos composto de fragmentos de hidróxidos de ferro interligados por finos córtex microcristalinos.

Cada horizonte dos perfis lateríticos maduros apresenta uma distribuição característica dos minerais neo-formados, como resumido na Tabela 3.1.

As Coberturas Lateríticas Maturas são recobertas, geralmente, pelo que se costumou chamar de Argila de Belterra, qual seja a natureza, alóctone ou autóctone (Costa 1991).

Neste projeto as Coberturas Lateríticas Maturas são posicionadas no Paleógeno, em função dos estudos de Costa *et al.* (2005), que realizaram datações <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar em lateritas da região do depósito de Mn do Azul, na Serra dos Carajás, e concluíram que os estágios finais de evolução do perfil laterítico (desmantelamento do perfil e formação de esferólitos depositados em depressões) ocorreram em torno de 26-24 Ma.

As Coberturas Lateríticas Maturas têm grande importância metalogenética, uma vez que a elas estão relacionados grandes depósitos minerais, a exemplo dos depósitos de ferro e ouro de Carajás (serras Norte, Sul e Leste, Bahia, Águas Claras), de caulim do Capim, de bauxita dos distritos de Trombetas-Juriti, Almerim e Paragominas, de níquel do sul do Pará (Onça, Puma, Vermelho) e outros. Destacam-se ainda as ocorrências das lateritas fosfáticas do Gurupi, e titaníferas de Maicuru e Maraconai. (JMC, GCA)

*Grupo Barreiras (ENb)*

Neste projeto considera-se Grupo Barreiras a sucessão de estratos oligo-miocênicos, geneticamente relacionados, que abrange as unidades litoestratigráficas

Tabela 3.1 - Concentração de minerais dos horizontes de um perfil laterítico maduro. Adaptado de Costa (1991).

Horizontes	Minerais Neo-formados
Crosta Ferruginosa	Oxi-hidróxidos de Fe, óxidos de Ti, fosfato de Fe, Au (grãos), minerais resistatos (ex. zircão, cassiterita, columbita-tantalita)
Horizonte Bauxítico/Fosfático	Hidróxidos de Al / Fosfatos de Al, Al-Ca-Na, Al-Ca-Sr-ETR
Horizonte Argiloso	Caulinita, halloysita
Horizonte Pálido	Esmectitas com Cu-Pb-Zn-Ba-Sr / Ghoetita com Ni, Co, Cu, Cr / OH-Mn
<b>Rocha Mãe</b>	

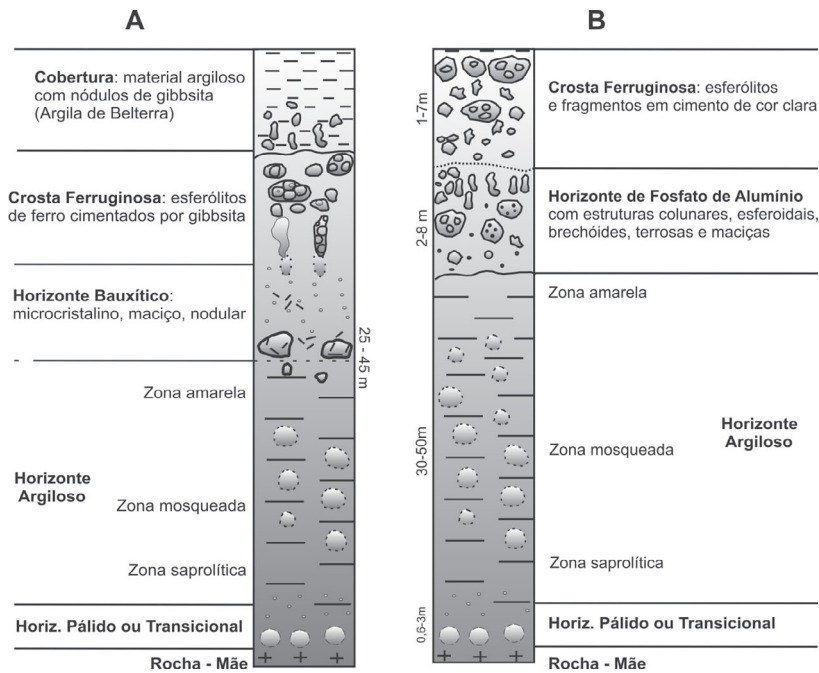


Figura 3.73 – Perfil geológico de perfis lateríticos maduros autóctones da Amazônia, do tipo bauxítico (A) e fosfático (B), segundo Costa (1991).

conhecidas como Formação Pirabas e Formação (ou Grupo) Barreiras (Aguiar, 1969; Arantes *et al*, 1972; Arai *et al*, 1988; Góes *et al* 1990; Rossetti 2006).

Rochas da sucessão oligo-miocênica afloram na zona costeira desde o estado do Amapá (rio Cassiporé), onde ocorrem em longa faixa contínua, até o estado do Rio de Janeiro. No Pará, esses estratos recobrem áreas de plataforma, as bacias de Bragança-Viseu e Sub-bacia de Cameté (Bacia de Marajó), e preenchem o Graben Vigia-Castanhal e outras possíveis pequenas fossas tectônicas. Em escala de afloramento, atingem espessuras de no máximo 40 m (Rossetti e Góes, 2004).

Para os intervalos de deposição e inconformidades/discordâncias do Grupo Barreiras, adotou-se a proposta de Rossetti e Góes (2004) e Rossetti (2006), as quais apresentam algumas divergências com a de Arai (2006) (Figura 3.74). Os primeiros admitem que a sedimentação do grupo ocorreu no Oligo-Mioceno, em sistemas de vales estuarinos encaixados em zonas de falhas, resultantes da combinação de fatores eustáticos e reativação tectônica. Admitem uma deposição das formações Pirabas/Barreiras Inferior (Neoligoceno ao Eomioceno), seguida de uma discordância (início do Mesomioceno) e posterior sedimentação da Formação Barreiras Média/Superior (Mesomioceno).

Para Arai (2006), a deposição do Sistema Pirabas/Barreiras Inferior iniciou-se com a subida eustática ocorrida no intervalo Aquitaniano – Serravaliano (Eomioceno ao Mesomioceno). No Plioceno, após a reconhecida discordância tortoniana (Neomioceno), teria ocorrido nova transgressão e deposição do Barreiras Superior.

Rossetti e Góes (2004) distinguem uma variedade de fácies carbonáticas, mistas carbonático-siliciclásticas (Formação Pirabas/Barreiras Inferior) e siliciclásticas (Barreiras Médio/Superior) para o Grupo Barreiras. As fácies carbonáticas consistem em biocalcirruditos, margas, calcilutitos e brohermitos, as quais mostram freqüentes restos vegetais e clastos de argilas. A grande maioria das fácies carbonáticas e mista teve origem entre ambientes marinho transicional e plataformal (Rossetti, 2006). Constataram ainda que o arranjo dos depósitos da Formação Pirabas revela superposição de fácies progressivamente mais costeiras.

As fácies siliciclásticas compreendem argilitos, arenitos e conglomerados. Os argilitos variam desde verdes a negros e de amarelados a avermelhados, geralmente laminados, onde os mais enegrecidos podem conter restos vegetais e piritização. Os arenitos são, em geral, estratificados e os conglomerados sustentados por matriz areno-argilosa. Tanto as fácies argilosas quanto as arenosas registraram influência de maré.

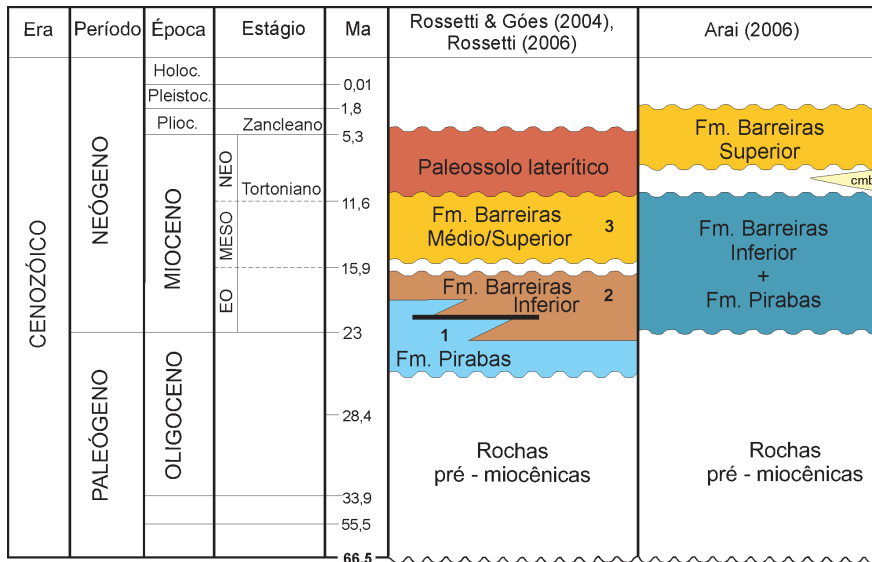


Figura 3.74 - Propostas de Rossetti e Góes (2004), Rossetti (2006) e Arai (2006) para a Sucessão ou Sistema Pirabas/Barreiras, simplificadas. 1 a 3: unidades estratigráficas da Sucessão Pirabas/Barreiras.  
 ———— descontinuidade.  
 ~~~~~ discordância.  
 cmb – cunha de mar baixo.

Para Rossetti (2006) os depósitos miocênicos acham-se internamente organizados em três sucessões estratigráficas, denominadas de unidades 1, 2 e 3, da base para o topo, e definidas por superfícies de descontinuidade.

A unidade 1 é composta por arenitos e argilitos de ambientes litorâneos influenciados por correntes de maré. Na Sub-bacia de Cametá exibe em seu topo superfície de descontinuidade, marcada por horizonte de paleossolo. Na Plataforma Bragantina, provavelmente ocorre em pequenas fossas tectônicas. Na região de Belém, é possível que esta unidade esteja mais espessa. Porém, podem ser outras unidades ainda não reconhecidas. Nas áreas de Mãe do Rio e de Marapanim, depósitos arenosos sob calcários platformais (observados em furos de sonda) podem ser correlatos com essa unidade.

A unidade 2 contém abundantes depósitos carbonáticos platformais associados a lentes carbonáticas de laguna (com fósseis escassos ou ausentes). No município de Capanema, esses dois tipos de calcário se interdigitam a depósitos de planícies de maré e canais. Em Salinópolis são registrados vários avanços e recuos do nível do mar, denunciado por superposição gradativa de depósitos litorâneos sobre platformais raso. E, na Ilha de Outeiro, apenas o topo dessa unidade, representado por depósitos de planície de maré, aflora na base de falésia. No sentido sul, a partir do litoral, os depósitos carbonáticos são substituídos por arenitos e argilitos, e a localização mais meridional dessa unidade é na porção central marginal da Sub-bacia de Cametá. No topo da unidade 2 formaram-se paleossolos.

A unidade 3, onde o ambiente dominante é canal de maré, mostra no empilhamento estratal tendência progressivamente mais continental para o topo, resultante da fase regressiva que culminou com a exposição a processos subaéreos, desenvolvimento de vegetação e de discordância que marca o topo da sucessão miocênica. Sua área de ocorrência é a mais ampla, recobrando as áreas de plataforma, pequenas fossas tectônicas e partes da Sub-bacia de Cametá. (GCA, JMC)

*Cobertura Laterítica Imatura (N13II)*

O termo Cobertura Laterítica Imatura é utilizado neste trabalho conforme proposto por Costa (1991), para designar coberturas lateríticas cujo perfil é composto pelos horizontes (dispostos da base para o topo) pálido ou transicional, argiloso e ferruginoso (Figura 3.75). Portanto, diferem-se das Coberturas Lateríticas Maturas principalmente pela ausência do horizonte bauxítico e/ou fosfático.

O horizonte ferruginoso é o mais característico do perfil, apresenta uma zona inferior colunar, com caulinita e goethita, e uma zona superior concrecionária (esferolítica), com hematita e goethita. Quando exposto, produz crostas e concreções ferruginosas incoesas, que gradam para um material argilo-arenoso, com restitos de esferóides ferruginosos. O horizonte argiloso apresenta uma zona inferior mosqueada (saprolítica), contendo caulinita, halloysita e goethita, e uma zona superior nodular (nódulos de hidróxidos de Al), com caulinita, gibssita e goethita. Finalmente, o horizonte pálido ou transicional que repousa sobre a rocha mãe, é composto por argilominerais (esmectita e illita) e minerais primários (Costa 1991).

Nesta unidade também estão incluídas as lateritas alóctones, que têm ocorrência restrita e são bem caracterizadas pela formação de linhas de pedra e paleopavimentos, que ocorrem em camadas com até centenas de metros de extensão, e cujo desenvolvimento envolve o desmantelamento do horizonte ferruginoso, lixiviação de material fino e concentração de material grosso (Costa 1991). Segundo Costa (1991), as linhas de pedra estão relacionadas com a dissecação do relevo regional, durante o Neógeno.

As Coberturas Lateríticas Imaturas recobrem rochas de todas as idades, exceto aquelas coberturas pleistocênicas tardias, sendo o tempo necessário para a formação dos perfis imaturos estimado em torno de 0,5-1,0 Ma (Costa 1991). Definem relevos planos a ondulados, peneplanizados pela superfície de aplainamento do Ciclo Velhas (Terciário Superior) ou do Ciclo Paraguai (Pleistoceno) (King 1956). (JMC, GCA)

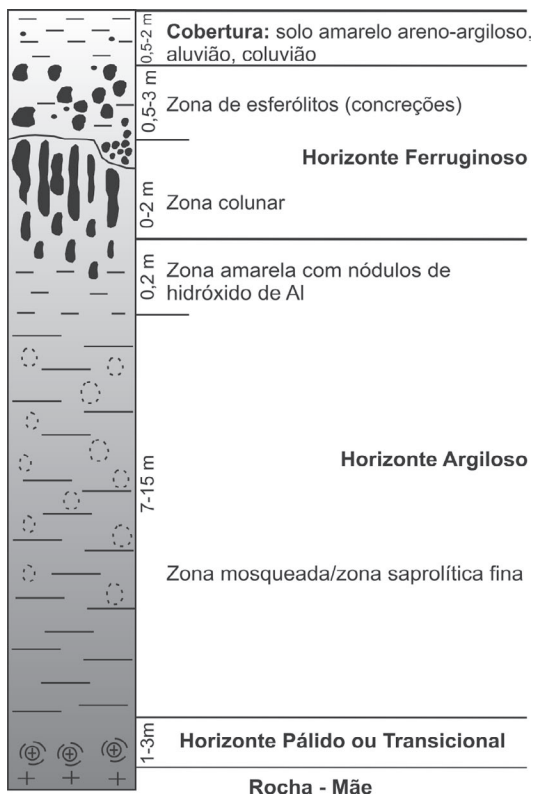


Figura 3.75 - Perfil geológico de perfis lateríticos imaturos autóctones da Amazônia, segundo Costa (1991).

#### *Sedimentos Pós-Barreiras (N24pb)*

Devido à carência de uma estratigrafia bem definida para esta unidade, admite-se como Sedimentos Pós-Barreiras os depósitos que recobrem discordantemente a sucessão Pirabas/Barreiras e horizontes de perfis das Coberturas Lateríticas Imaturas. Sua principal área de ocorrência abrange a área central entre os rios Tocantins e Pará, o sudoeste e parte central da Ilha do Marajó e a margem direita da Baía de Marajó.

Incluem areias consolidadas e semi-consolidadas, variando de creme amareladas a brancas, com granulometria fina a média, contendo alguma fração argila, além de clastos milimétricos de quartzo dispostos caoticamente (Farias *et al.* 1992). Existe uma significativa variedade faciológica para os Sedimentos Pós-Barreiras, incluindo depósitos eólicos (dunas costeiras), bem como depósitos de cordão litorâneo, planície de maré, canal e mangue (Rossetti *et al.* 2001b).

De acordo com Rossetti (2004), a deposição dos Sedimentos Pós-Barreiras ocorreu em dois episódios diferentes. No primeiro, depositou-se o Pós-Barreiras I, diretamente sobre a discordância erosiva do topo dos depósitos miocênicos. Medindo até 10 m de espessura em superfície, esse pacote é composto principalmente por areias vermelho claras a alaranjadas, friáveis a endurecidas, maciças, bioturbadas, moderadas a bem selecionadas, de granulometria fina a média, localmente grossas a conglomeráticas, com a presença local de pelitos bioturbados. Está recoberto, em discordância erosiva, pelos depósitos Pós-Barreiras II, compostos por areias amareladas e marrons, de espessuras médias em

torno de 2 a 5 m, bem selecionadas, de granulometria fina a média, principalmente maciças, apresentando, entretanto, estruturas de dissipação de dunas eólicas.

Para Rossetti *et al.* (2007) a evolução desses depósitos está relacionada com a presença de um paleovale quaternário, alimentado pelo Rio Tocantins, quando este corria mais a oeste de seu curso atual.

Segundo Rossetti e Góes (2004), os depósitos pós-miocênicos mais antigos (que incluem areias vermelho claras), provavelmente plio-pleistocênicos, depositados diretamente sobre a discordância miocênica, possuem assembléias de minerais pesados muito similares à sucessão miocênica, como os valores de andaluzita que variam de 1 a 5%. Já os depósitos caracterizados por areias amareladas, provavelmente do Holoceno Médio, apresentam assembléias distintas, com valores de andaluzita atingindo até 10%.

Tatumi *et al.* (2007) datou por luminescência opticamente estimulada os Sedimentos Pós-Barreiras II e obteve idades variando desde 29.500 até 3.300 anos, concluindo que esta unidade depositou-se continuamente desde o final do Pleistoceno até o Holoceno médio a tardio. (GCA)

#### *Depósitos de Terraços Fluviais (N4tf)*

Neste projeto esta unidade foi cartografada apenas no extremo sudoeste do Pará, no alto curso do Rio Tapajós, embora seja amplamente reconhecida em diversos setores. São depósitos sedimentares constituídos por argila, areia e cascalho, inconsolidados e semi-consolidados, que ocorrem nas margens dos rios, com nível topográfico mais elevado que o das planícies aluvionares atuais, sendo geralmente recobertos por vegetação, e sua evolução está relacionada à dinâmica fluvial. Estes depósitos recobrem em descontinuidade, indistintamente, rochas pré-cambrianas e fanerozóicas, e sua idade é arbitrada no limite Pleistoceno-Holoceno, em função de serem mais antigos que os depósitos aluvionares recentes holocênicos. (ESL)

#### *Depósitos Aluvionares (N4a)*

Esta unidade representa os sedimentos clásticos inconsolidados relacionados às planícies aluvionares atuais dos principais cursos d'água, que constituem basicamente depósitos de canais (barras em pontal e barras de canais) e de planícies de inundação. Em função da escala adotada neste projeto, esta unidade foi cartografada apenas nos principais rios do estado, com destaque aos rios Amazonas, Trombetas, Paru, Tapajós, Xingu, Iriri, Anapu, Pacajá, Tocantins e Guamá, onde pode atingir até dezenas de quilômetros de extensão e largura, a exemplo do rio Amazonas, cuja planície aluvionar é a mais expressiva. Estes depósitos destacam-se por sua morfologia típica de planícies sedimentares associadas ao sistema fluvial, e são, de modo geral, constituídos por sedimentos arenosos a argilosos, com níveis de cascalho e matéria orgânica, inconsolidados a semi-consolidados. (ESL)

#### *Depósitos Litorâneos (N4li)*

Nesta unidade são agrupados conjuntamente depósitos sedimentares de praias, dunas costeiras, manguezais e pântanos salinos, que constituem a planície costeira do estado, dominada por um regime

de macromarés. Estes depósitos estão distribuídos em segmentos esparsos ao longo da porção oriental da Ilha de Marajó, e mais expressivamente no litoral nordeste do estado do Pará, entre as baías do Marajó e do Gurupi, onde representa uma faixa sedimentar contínua, associada a uma linha de costa indentada, com uma extensa zona de intermaré recortada por intrincada rede de canais de maré, sendo que os mais expressivos têm foz em estuário. De um modo geral, estes depósitos são essencialmente arenosos quando associados a depósitos de praias e dunas, e predominantemente pelíticos, com grande contribuição de matéria orgânica, quando constituem os depósitos de manguezais e pântanos salinos.

Souza Filho (2000) divide o litoral nordeste do Pará em dois setores distintos, sendo o setor I localizado entre as baías de Marajó e de Pirabas, onde os depósitos Oligo-Miocênicos do Grupo Barreiras formam

falésias ativas sujeitas à ação de ondas e correntes de maré, a planície costeira é restrita, com menos de 2 km de largura, e os canais estuarinos estendem-se por aproximadamente 60 km adentrando o continente (Souza Filho, 2005). No setor II, que se localiza entre as baías de Pirabas e Gurupi, o relevo é mais aplainado, o planalto costeiro recua em direção a sul para constituir falésias inativas, e os estuários estendem-se por 80 km em direção ao continente. Souza Filho (2000) admite que o desenvolvimento da planície costeira nestes dois setores é controlado pela evolução tectônica da margem continental, onde o setor I estaria relacionado à plataforma do Pará, mais estável tectonicamente, e o setor II estaria condicionado pela bacia de Bragança-Viseu, onde se configura uma região tectonicamente mais ativa e propícia ao aporte de sedimentos. (ESL, LRC)





## 4 – RECURSOS MINERAIS

Evandro Luiz Klein e  
José Maria de Azevedo Carvalho

O estado do Pará é uma das unidades federativas que concentra algumas das maiores reservas minerais brasileiras. A comercialização de minérios neste estado atingiu em 2007 o recorde de R\$ 8,2 bilhões (Mártires e Santana 2008), sendo oriunda principalmente de oito substâncias minerais (Tabela 4.1).

A diversidade de ambientes tectônicos orogênicos e anorogênicos erigidos ao longo de cerca de 2 bilhões de anos e as bacias sedimentares pré-cambrianas e fanerozóicas (Figura 2.1) abrigam uma enorme variedade de ambientes metalogenéticos e metalotectos. Nestes ambientes se desenvolveram recursos minerais das mais variadas classes utilitárias, incluindo metais nobres, ferrosos, não ferrosos, minerais e rochas industriais e de uso na construção civil, insumos agrícolas, gemas, recursos energéticos e hídricos.

Neste capítulo, os recursos minerais do estado do Pará são apresentados dentro de seus domínios tectônicos (Figura 2.3). Embora um ensaio metalogenético não seja objetivo deste texto, sempre que a literatura permitiu, hipóteses genéticas são discutidas e confrontadas.

Tabela 4.1 – Produção beneficiada de minério no estado do Pará em 2007

| Substância   | Unidade    | Produção    |
|--------------|------------|-------------|
| Água mineral | litro      | 195.670.231 |
| Bauxita      | tonelada   | 19.916.339  |
| Calcário     | tonelada   | 1.195.622   |
| Caulim       | tonelada   | 1.580.404   |
| Cobre        | tonelada   | 438.448     |
| Ferro        | tonelada   | 91.689.000  |
| Manganês     | tonelada   | 1.102.836   |
| Ouro         | quilograma | 4.410       |

Fonte: Mártires e Santana (2008)

### 4.1 – DOMÍNIO RIO MARIA

#### 4.1.1 – Ouro

O Domínio Rio Maria contém uma série de depósitos e ocorrências auríferas associadas essencialmente às seqüências supracrustais mesoarqueanas tipo *greenstone-belt* (Sapucaia, Andorinhas, Gradaús, Inajá e Tucumã) (Figura 2.5). A grande maioria das concentrações auríferas possui características geológicas bastante similares e estão relacionadas a veios de quartzo posicionados em zonas de cisalhamento (Huhn 1992). Esses depósitos foram classificados descritivamente

por Huhn (1992) como do tipo *lode* arqueano, os quais podem ser associados à classe de depósitos orogênicos de ouro. Outros depósitos possuem características geológicas e/ou genéticas distintas, como ausência de veios de quartzo ou associação com magmatismo granítico (Santos *et al.* 1998, Souza 1999).

#### 4.1.1.1 – Depósitos Orogênicos de Ouro

##### Depósito de Diadema (Sapucaia)

O *greenstone belt* Sapucaia é uma estrutura de orientação NNW-SSE que ocorre no limite entre os domínios Rio Maria e Carajás (Figura 2.5). Esse *greenstone*, que define a unidade Grupo Sapucaia, é seccionado por uma série de zonas de cisalhamento anastomosadas de grande porte, entre as quais a zona de cisalhamento Diadema, que abriga os depósitos auríferos denominados Zona Principal, Zona Oeste e Muriçoca e a ocorrência da Serra do Deoti (Oliveira e Leonardos 1990). Os depósitos possuem reservas medida + indicada de 517.142 t de minério com teor médio de 5,18 g/t e 8,7 t de ouro contido (Multiplic Mineração S.A. 1989).

O ouro está associado a veios de quartzo e às suas rochas encaixantes alteradas hidrotermalmente. Os veios são paralelos à estruturação principal e atingem poucos metros de espessura e até 400 m de comprimento. Esses veios estão encaixados em rochas metavulcânicas básicas, intermediárias e ácidas e em rochas metassedimentares fortemente deformadas (milonitos) e alteradas hidrotermalmente (Oliveira e Leonardos 1990).

Segundo Oliveira e Leonardos (1990), três estágios de alteração hidrotermal são reconhecidos e caracterizados por associações minerais distintas dependendo do protólito alterado. O estágio inicial gerou clinocloro e carbonato a partir de anfibólios e albita a partir de plagioclásio, em rochas intermediárias e básicas, enquanto que em rochas ácidas foi gerada a associação clinocloro-muscovita-carbonato. No estágio intermediário, as rochas básicas e intermediárias mostram as associações albita-carbonato (melhor desenvolvidas nas rochas ácidas, juntamente com turmalina) e chamosita-sericita. No estágio avançado, texturas, mineralogia e química originais foram totalmente obliteradas, com geração das assembléias muscovita-carbonato, quartzo-pirita e quartzo-turmalina. Nas rochas básicas e intermediárias o ouro está essencialmente associado à paragênese quartzo-pirita. As partículas auríferas são diminutas (<20 µm) e estão contidas em cristais euédricos de pirita. Já nas rochas ácidas o ouro ocorre livre ou na superfície de cristais de turmalina da associação quartzo-turmalina.

Com base em composições isotópicas de carbono e estrôncio de carbonatos hidrotermais e das rochas

encaixantes, Oliveira e Santos (2003) interpretam a mineralização aurífera e a alteração hidrotermal como derivadas tanto da infiltração de fluidos externos como de fluidos gerados durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento hospedeira da mineralização. Ainda com base nas associações mineralógicas e em dados estruturais, os mesmos autores sugerem condições crustais hipozonais para a deposição do ouro.

#### *Depósito de Andorinhas*

Huhn (1992) e Souza (1999) descreveram os depósitos auríferos Babaçu, Mamão e Lagoa Seca e também uma série de ocorrências (garimpos), incluindo Serqueiro, Peladilha, Serrinha e Tatu-Frango, que apresentam características gerais similares e estão encaixadas nas unidades basais dos grupos Babaçu. Os depósitos de Babaçu, Mamão e Lagoa Seca apresentam reservas de, respectivamente, 855 kg, 7050 kg e 4650 kg de ouro contido com teores entre 7-10 g/t Au (Carvalho *et al.* 2004 e suas referências).

Os depósitos e ocorrências apresentam em comum, além da seqüência hospedeira, um forte controle estrutural, com veios de quartzo auríferos colocados em zonas de cisalhamento dúcteis com direção E-W a ESE-WSW que seccionam as rochas do Grupo Babaçu. Essas zonas de cisalhamento mostram regime transcorrente com movimentação reversa posterior (Huhn 1992).

O depósito Babaçu está hospedado em metabasaltos do grupo homônimo em uma estrutura transtensiva dentro da zona de cisalhamento Mamão. Huhn (1992) descreveu três gerações de veios de quartzo: 1) cinza micro-sacaroidal; 2) branco a cinza micro-sacaroidal e 3) leitoso. O mesmo autor identificou quatro zonas de alteração hidrotermal caracterizadas por diferentes assembléias mineralógicas e distância em relação à zona mineralizada. Da porção proximal à distal ocorrem: 1) zona sulfetada – composta pela assembléia pirita-quartzo-calcita-albita-muscovita-biotita-dolomita-turmalina, margeia os veios de quartzo e possui espessura inferior a 1 m; 2) zona carbonática – composta por calcita-albita-quartzo-pirita-dolomita, margeia a zona sulfetada e possui até 50 m de espessura; 3) zona cloritica – composta por clorita-calcita-albita-quartzo-magnetita-pirita-epidoto, envolve a zona carbonática atingindo 150 m de espessura; 4) zona actinolítica – formada por actinolita-turmalina-carbonato-albita-epidoto, é restrita às margens da zona cloritica.

Estudos de inclusões fluidas realizados por (Huhn 1992) detectaram dois tipos de fluidos: 1) fluido aquo-carbônico precoce, composto por  $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ , com densidade moderada, salinidade <11% peso equiv. NaCl, aprisionado entre 350-300°C e 0,8-2,1 kbar; 2) fluido aquoso composto por  $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl}$  de salinidade moderada (20% peso equiv. NaCl) e aprisionado a cerca de 150°C, o qual poderia ter sido responsável por remobilização de Au nas zonas de deformação.

O depósito Lagoa Seca difere da maioria dos demais depósitos e ocorrências em termos de posição estratigráfica, pois está hospedado em rochas do Grupo Lagoa Seca. Além disso, difere no estilo, uma vez que não está associado a veios de quartzo, mas a rochas hidrotermalmente alteradas em zonas dilatacionais relacionadas com os estágios finais do desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais e de direção N65°E (Souza 1999).

O minério aurífero em Lagoa Seca hospedou-se no contato entre metagrauvas e rochas metaltramáficas. Segundo Souza (1999), duas fases de alteração carbonática e propilitica (carbonato-epidoto-clorita) ocorreram, uma concomitante e outra posterior à instalação da zona de cisalhamento hospedeira. Silicificação e potassificação (biotita-magnetita-feldspato alcalino-actinolita) ocorreram durante o cisalhamento e foram seguidas da deposição do ouro associada a uma fase de sulfetação (pirita-pirrotita-calcopirita-pentlandita). A assinatura química do minério é composta por Au-Ag-Cu-As-Fe, com alta razão Au/Ag (9:1). O ouro é de granulação fina (3-20  $\mu\text{m}$ ) e ocorre em fraturas da pirita ou nas porções centrais de cristais zonados de pirita que contêm inclusões de pirrotita, calcopirita e magnetita. Raramente o ouro ocorre na forma livre, no contato entre pirita e ganga.

Souza (1999) estimou em 270-310°C e 2-4 kbar as condições de T-P de deposição do ouro, com base no geotermômetro da clorita e parâmetros minerais. O autor também determinou a composição isotópica de calcitas associadas ao contato entre brechas hidrotermais e rocha não mineralizada ( $\delta^{13}\text{C} = -7,1\text{‰}$  e  $\delta^{18}\text{O} = +14,1\text{‰}$ ) e presente em fraturas e interpretadas como associadas ao fluido que teria remobilizado ouro ( $\delta^{13}\text{C} = -7,7\text{‰}$  e  $\delta^{18}\text{O} = +9,8$  a  $+10,0\text{‰}$ ). Esses valores foram interpretados como de origem magmática/mantélica.

#### *Depósito do Cuca*

O depósito aurífero do Cuca está localizado na porção noroeste do Domínio Rio Maria e está hospedado em rochas vulcânicas ácidas e intermediárias, subvulcânicas intermediárias e básicas e piroclásticas do Grupo Tucumã (2868  $\pm$  8 Ma, Avelar *et al.* 1999), interpretadas como geradas por vulcanismo subaéreo (Correia *et al.* 2001).

Os corpos mineralizados (veios, cavidades preenchidas e disseminações) estão localizados em regiões plano-axiais e em charneiras de dobras com eixos que mergulham para ENE. Essas estruturas são cortadas por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil dextrais de direção NE-SW (falha do Cuca) e NW-SE (falha Seringa) (Correia *et al.* 2001). Os mesmos autores identificaram cinco tipos de alteração hidrotermal: 1) propilitização (clorita-epidoto); 2) carbonatação (calcita pervasiva e venular); 3) silicificação (venular); 4) filica (sericita-quartzo); 5) sulfetação (pirita). A mineralização está relacionada principalmente com a sulfetação, propilitização e a carbonatação.

Estudos de inclusões fluidas (Correia *et al.* 2001) revelaram um sistema composto por três tipos de fluidos: 1) aquoso não saturado ( $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2\text{-CaCl}_2$ ) com temperatura de homogeneização total entre 125-225 °C; 2) aquoso saturado ( $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2\text{-KCl-MgCl}_2$ ) com salinidade de 37-65% peso equiv. NaCl, aprisionado entre 425-525 °C; 3) aquo-carbônico ( $\text{H}_2\text{O-CO}_2\pm\text{CH}_4\text{-NaCl-MgCl}_2\text{-CaCl}_2$ ) de baixa a moderada salinidade (4-15,7% peso equiv. NaCl), com temperaturas de homogeneização entre 125-337 °C. Correia *et al.* (2001) interpretaram os fluidos aquo-carbônicos e aquosos de baixa salinidade como de origem metamórfica, aprisionados sob condições de temperatura e pressão entre 350-450 °C e 3,0-5,3 kbar, respectivamente. Já o fluido aquoso salino e de alta temperatura foi relacionado à magmatismo granítico (Granodiorito Rio Maria?).

Análises isotópicas de Pb realizadas em amostras de pirita do minério não foram conclusivas. As mesmas indicam fontes crustais para o Pb e apontam para a idade de 2,53 Ga, interpretada por Correia *et al.* (2001) como perturbação do sistema por um evento termotectônico orogênico, que teria reativado zonas de cisalhamento, permitindo a introdução de U no sistema isotópico. Aqueles autores entendem que a mineralização ocorreu entre 2,7-2,8 Ga, suposta época do metamorfismo dínamo-termal que afetou a seqüência hospedeira. Contudo, não se deve descartar que a idade reflita a mineralização, já que o valor se aproxima do intervalo de idade muito comum no Domínio Carajás (2550-2600 Ma) ao qual se associam mineralizações de Cu-Au.

#### 4.1.1.2 – Depósitos e Ocorrências de Ouro com Modelos Complexos ou Incertos

##### Depósito de Cumaru

O depósito aurífero Cumaru (mina inativa) contém reservas de 3,1 Mt de minério com 10,8 t Au contido e com teor de 3,4 g/t, além de uma reserva em material oxidado (supergênico) de 6,0 t Au com teor de 17,2 g/t (Mineração Gradaús Ltda. 1987). Segundo Santos *et al.* (1998), o depósito está localizado em zona de cisalhamento desenvolvida no contato entre o *stock* do Granodiorito Cumaru ( $2817 \pm 4$  Ma, Lafon e Scheller 1994) e a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Gradaús ( $3002 \pm 3$  Ma, Tassinari *et al.* 2005). Segundo os mesmos autores, o granodiorito é do tipo I, cálcio-alcálico e possui assinatura de arco magmático.

O minério está hospedado tanto no granodiorito quanto nas rochas metavulcânicas félsicas encaixantes, e associa-se a veios de quartzo sulfetados. Esses veios possuem <1,0 m de espessura, ocorrem em fraturas e falhas orientadas preferencialmente segundo N30-70° E. Os veios de quartzo-pirita são brechados e cimentados por matriz composta por quartzo recristalizado, sericita, calcita e pirita tardia e estão envolvidos por um enxame de vênulas dispostos em padrão *stockwork*, com mineralização disseminada na matriz alterada. A alteração filica pervasiva (quartzo-sericita e percentuais subordinados de clorita-epidoto-pirita) foi sobreposta por alterações potássica (microclínio-quartzo) e propilítica (epidoto-albita-calcita) e vênulas de carbonato-clorita-pirita mais restritas. As partículas de ouro são finas (20-80  $\mu\text{m}$ ) e contidas em pirita da primeira geração e, subordinadamente, em calcopirita e bismutinita. Ocorre, ainda, em microfraturas preenchidas por quartzo formadas na borda de sulfetos (Santos *et al.* 1998). O mesmo autor descreve ainda, raros cristais de molibdenita que interpreta como remanescente de uma paragênese de temperatura mais alta.

Estudos de inclusões fluidas identificaram três tipos de fluidos nos veios de quartzo do Cumaru (Santos *et al.* 1998): 1) aquo-carbônico de salinidade moderada a alta (20% peso equiv. NaCl), interpretado como fluido metamórfico relacionado à zona de cisalhamento; 2) aquoso salino (33-36% peso equiv. NaCl) do sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>, relacionado a fluidos residuais do magma granodiorítico; 3) aquoso tardio de baixa salinidade, de origem meteórica. As condições de T e P para a deposição do ouro, estimadas pelo geotermômetro da clorita e dados microtermométricos das inclusões fluidas, situam-se entre 300-350°C e 1,3-3,8 kbar. Estudos de isótopos estáveis (Santos *et al.* 1998)

indicaram a partir dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  ( $+11,3 \pm 0,7\text{‰}$ ) e  $\delta\text{D}$  ( $-47 \pm 11 \text{‰}$ ), mistura de águas metamórficas e magmáticas, enquanto que os valores de  $\delta^{13}\text{CCO}_2$  ( $-7,2 \pm 3,7 \text{‰}$ ) são compatíveis com fluidos carbônicos de derivação mantélica.

Tassinari *et al.* (2005) efetuaram estudos isotópicos (Pb, Sr, Nd, K-Ar) em minerais de sulfeto do minério e obtiveram idades variadas. A idade da mineralização foi estimada em 2,75 Ga, com contribuição de fluidos mantélicos. Remobilizações são indicadas em 2,5 Ga, 2,1 Ga e 1,7 Ga, com envolvimento de componentes crustais.

A classe a que pertence o depósito Cumaru é incerta. Santos *et al.* (1998) salientaram que as características geológicas, estruturais e geoquímicas, e os dados de inclusões fluidas e de isótopos estáveis são consistentes com as de depósitos auríferos arqueanos tipo *lode*, hospedados em zonas de cisalhamento em *greenstone belts* (o que modernamente é incluso na classe dos depósitos de ouro orogênico, conforme Groves *et al.* 1998). Santos *et al.* (1998) argumentam que as características seriam também compatíveis com o estilo porfirítico, típico de arcos magmáticos fanerozóicos e sugerem um modelo híbrido para o depósito Cumaru, defendendo uma nova classe de depósito aurífero à qual denominam “*lode* porfirítico”.

##### Prospectos da Serra do Inajá

Há pouquíssimas informações publicadas sobre as ocorrências auríferas da serra do Inajá. O estilo dos depósitos (garimpos) é o de veios de quartzo posicionados em falhas e zonas de cisalhamento que cortam a seqüência supracrustal, sendo encaixados principalmente na porção metassedimentar e subordinadamente em xistos máficos (Neves e Vale 1999). Nesse aspecto, assemelham-se aos depósitos de Andorinhas e Diadema (classe de depósitos orogênicos), mas, obviamente estudos são necessários para avançar na discussão desses depósitos.

Carrapato e Forquilha são garimpos situados na porção nordeste do Grupo Inajá e eram ativos na segunda metade da década de 90, com produção estimada em 10 kg de ouro por mês. Em Forquilha, um dos veios mineralizados possui 0,5-1,0 m de espessura, orientação N20°E e está encaixado em rocha ultrabásica (Damasceno *et al.* 1996b).

Rolando *et al.* (2003) determinaram a composição isotópica do Pb em partículas de ouro e crocoíta de amostras de veio de quartzo aurífero (garimpo Machadinho, localizado ao norte do extremo oeste da serra do Inajá, aparentemente encaixado em tonalito) e calcularam idades-modelo entre 2,74 e 2,84 Ga para o ouro e de 2,92 Ga para a crocoíta. Essas idades são relativamente próximas à idade de  $2988 \pm 4$  Ma dos metabasaltos do Grupo Serra do Inajá (Rolando e Macambira 2003) e são tidas como uma boa aproximação para a idade de formação dos depósitos auríferos.

Palermo *et al.* (2001) relataram a ocorrência de Au-Cu-(Cr-Co-Mn) associada a rochas metabásicas na porção leste da serra do Inajá, com anomalias detectadas em solo e furos de sondagem atingindo valores de Au >100 ppb e Cu >400 ppm. As rochas hospedeiras são ricas em pirita e magnetita e encontram-se intensamente carbonatadas e cloritizadas.

#### 4.1.2 – Níquel, Cobalto e Cobre

##### *Ocorrência da Serra do Inajá*

Uma ocorrência de Ni foi relatada por Cunha *et al.* (1981) na porção oeste da serra do Inajá. Essa mineralização foi detectada a partir da análise química (absorção atômica) de amostra de serpentinito que revelou teor de 4000 ppm de Ni.

##### *Ocorrências de Gradaús*

Ao norte da serra dos Gradaús, ocorrências de Ni laterítico foram localizadas durante trabalhos prospectivos que visavam mineralizações de Cu-Au (Correa 2006). Os alvos Santa Fé e Santa Cruz encontram-se em área de afloramento de rochas máficas e ultramáficas do Complexo Máfico-Ultramáfico Serra Azul e da seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Gradaús. Não há dados sobre reservas, mas os teores de Ni seriam superiores a 1,1% (Correa 2006).

##### *Alvos Boa Esperança, Vale do Sol e Água Limpa*

Os alvos Boa Esperança, Vale do Sol e Água Limpa estão localizados entre os municípios de São Félix do Xingu e Tucumã, próximo à rodovia PA-279. Boa Esperança consiste em uma mineralização de Cu-Co com recursos potenciais de 100-120 Mt de minério contendo 0,8% de Cu e 0,03% de Co. Vale do Sol e Água Limpa são ocorrências de Ni laterítico e possuem teor >1,1% Ni (Correa 2006). Os três alvos estão localizados, segundo o Mapa Geológico do Estado do Pará, sobre rochas atribuídas ao Granodiorito Rio Maria. Entretanto, essas ocorrências estão provavelmente associadas a rochas máficas-ultramáficas ligadas ao Grupo Tucumã, ou a perfis lateríticos desenvolvidos sobre as mesmas, ainda não individualizados em mapa. Salienta-se que essas ocorrências estão localizadas na proximidade do limite impreciso (nessa região) entre os domínios Carajás e Rio Maria, e que podem fazer parte tanto de um como de outro domínio.

#### 4.1.3 – Chumbo e Zinco

Uma ocorrência de sulfetos de chumbo e zinco associada a grauvacas da Formação Cachoeirinha (Grupo Gemaque) foi relatada por Santos (1981). A ocorrência exibiria alteração supergênica, sob a forma de crosta laterítica, à qual estariam relacionadas anomalias de Cu, Ag e Co.

Palermo *et al.* (2001) descrevem ocorrência de Zn-(Ag-Pb) na porção leste da serra do Inajá, detectada em anomalias de solo e sondagens. A ocorrência está associada a rochas metavulcânicas félsicas sericitizadas contendo pirita e a gossans desenvolvidos sobre as mesmas, que apresentaram valores de Pb de até 10g/t, Zn 3g/t e Mn 7000 ppm.

#### 4.1.4 – Ferro e Manganês

Uma ocorrência de ferro e uma de manganês foram registradas por Cunha *et al.* (1981), ambas nos domínios da serra do Inajá. O ferro está associado a uma espessa camada de formação ferrífera em que níveis de magnetita alternam-se com níveis quartzosos que contêm magnetita e hematita. O manganês é supergênico, e ocorre como blocos erráticos sem relações de campo visíveis.

#### 4.1.5 – Tungstênio

##### *Depósito de Pedra Preta*

O depósito de wolframita de Pedra Preta possui reserva total de 508.300 t de minério com teor médio de 1,01 % de WO<sub>3</sub> (Cordeiro *et al.* 1988). O depósito está localizado junto à borda oeste do Granito Musa (Suíte Intrusiva Jamon), de idade 1883 ± 5/-2 Ma (Machado *et al.* 1991) que intrude a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Babaçu.

Os corpos de minério consistem em conjuntos subparalelos de veios de quartzo-wolframita orientados segundo N80°W, com mergulho forte para SW. Os veios cortam, em profundidade, a porção apical do Granito Musa, e, na porção superior, rochas metavulcânicas máficas e metarenitos do Grupo Babaçu, encaixantes do granito. Além de quartzo e wolframita, os veios contêm topázio, fluorita, mica branca (fengita), sulfetos (pirrotita, pirita, calcopirita), molibdenita e bismutinita. A wolframita está disseminada nos veios de quartzo e em bolsões na encaixante (Cordeiro *et al.* 1986 e 1988, Javier Rios *et al.* 1998).

Javier Rios *et al.* (1998) relacionam os veios mineralizados à intrusão do Granito Musa e sua geração teria ocorrido em dois estágios. No primeiro estágio, o quartzo precipitou a partir de fluidos aquosos salinos (H<sub>2</sub>O-NaCl-FeCl<sub>2</sub>) derivados da cristalização do magma granítico, e em seguida, da mistura desses fluidos com fluidos aquo-carbônicos (CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O±CO<sub>2</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub>) de derivação externa, que teriam interagido com as rochas encaixantes. O segundo estágio estaria relacionado à reabertura do sistema de fraturas hospedeiras dos veios de quartzo, sendo caracterizado pela entrada de fluidos ricos em flúor que permitiram a precipitação de topázio e fluorita. A wolframita foi depositada antes do topázio.

Estudos de inclusões fluidas realizados em cristais de quartzo, fluorita e topázio, e de isótopos estáveis efetuados em cristais de quartzo (veio e granito encaixante), wolframita e fengita (Javier Rios *et al.* 1998) mostraram similaridades em termos de temperatura (230-350°C), pressão e estado de oxidação dos fluidos nos níveis superior e inferior do depósito. Esses mesmos estudos, entretanto, evidenciaram diferenças composicionais entre os dois níveis. No nível inferior os valores de δ<sup>18</sup>O no quartzo de veio e do granito são similares, indicando equilíbrio entre ambos. O nível superior mostrou fluido mais rico em CH<sub>4</sub> (mais reduzido) e com valores maiores de δ<sup>18</sup>O, o que Javier Rios *et al.* (1998) interpretam como resultado da longa interação do fluido com as rochas encaixantes supracrustais.

#### 4.1.6 – Molibdênio

Uma ocorrência de molibdenita foi registrada por Almeida *et al.* (2008) na pedreira Brilasa, localizada sobre corpo do Granito Marajoara (Suíte Intrusiva Jamon). O mineral preenche microfaturas neste granito.

#### 4.1.7 – Gemas

Ocorrências de ametista e cristal de rocha são descritas por Almeida *et al.* (2008). A ametista está localizada na fazenda homônima e possui jazimento filoneano encaixado em granitóide muito alterado, composto por epidoto, feldspato vermelho (adulária?) e sericita. Foi estimada produção histórica de 500 kg do mineral. Cristal de rocha ocorre na Fazenda Nossa

Senhora da Guia sob forma de bolsões com provável morfologia filoneana. Nos dois casos, a rocha encaixante é o Granito Mata Surrão, de idade arqueana.

#### 4.1.8 – Rocha Ornamental

Rochas máficas e ultramáficas do Grupo Babaçu têm sido explotadas para produção de artesanato mineral, levando o nome impróprio de “jade” (Costa *et al.* 2005a), mas que se consagrou no mercado. O “Jade” Araguaia consiste em rochas alteradas e ricas em clorita, o que lhes confere cores esverdeadas, como cloritito, clorita xisto, clorita-antofilita xisto e talco xisto. As rochas possuem textura microcristalina e homogênea, são algo duras, maciças e possuem bom grau de trabalhabilidade. Outras rochas, ligeiramente intemperizadas, têm tonalidades avermelhadas, marrons e amareladas, às vezes com aspecto bandado.

O Granito Redenção, da Suíte Intrusiva Jamon, em toda a sua extensão de mais de 20 km de diâmetro, possui potencial para utilização como rocha ornamental. Em duas jazidas foram reportadas reservas medidas de 2.041.100 m<sup>3</sup> (Damasceno *et al.* 1996b). Também a fácies monzogranítica do Granito Marajoara, na pedreira homônima, foi explotada como rocha ornamental, não havendo detalhes a respeito da produção (Oliveira *et al.* 2006).

#### 4.1.9 – Carvão

Ocorrências de carvão são conhecidas na Bacia do Rio Fresco. O material carbonoso relaciona-se à Formação Rio Naja (Grupo Rio Fresco) e aflora nas bordas e no centro da bacia sedimentar. Sondagens com profundidades de 100 e 50 m atingiram camada de material carbonoso com 1,72 m de espessura (Marinho *et al.* 1977). Análises do material dessa camada carbonosa indicaram teores médios de 60% de carbono fixo (com diminuição em profundidade), 35% de cinzas e poder calorífico > 5.000 cal/g, o que permitiu classificá-lo como hulha, no limite para antracito não siderúrgico, porém com possibilidade para fins energéticos (Silva *et al.* 1974). Segundo Lenz e Ramos (1985) os recursos são estimados em 4150 Mt.

Na margem norte da Bacia do Rio Fresco as ocorrências apresentaram teores médios de 30 a 40% de carbono fixo (com aumento em profundidade), 50 a 60% de cinzas e poder calorífico > 2.600 cal/g. É notável a variação lateral e vertical. Na margem sul, a análise do material indicou cinzas > 90%. Em amostras de ambas as margens da bacia os estudos petrográficos constatarem composição em inertita > 90%, sugerindo deposição em baixo grau de subsidência, coerente com o ambiente predominantemente parálico da Formação Rio Naja (Marinho *et al.* 1977). No centro da bacia, onde houve maior grau de subsidência e possível aumento composicional em vitrinita, poderia apresentar condições mais favoráveis para material de melhor qualidade. Todavia, seu elevado grau diagenético e a proximidade com rochas ígneas mais jovens teriam contribuído para a redução de materiais voláteis. Desta forma, parâmetros geológicos e os resultados analíticos, apesar da tonelagem, indicam serem remotas as possibilidades de se encontrar carvão com propriedades coqueificantes na Bacia do Rio Fresco (Marinho *et al.* 1977).

De acordo com Lenz e Ramos (1985), o material carbonoso originou-se de restos orgânicos de microflora

aquática, principalmente algas, que foram acumulados em uma lama orgânica em ambiente redutor.

#### 4.1.10 – Outros Recursos Minerais

Damasceno *et al.* (1996b) relatam ocorrências de argila, areia e cascalho ao norte da cidade de Redenção. A argila é utilizada na fabricação de cerâmica vermelha. Uma ocorrência de amianto foi registrada na porção oeste da serra do Inajá (Cunha *et al.* 1981), que consiste em pequenos veios (1-4 mm) de crisotila, que cortam serpentinitos da Formação Quixadá, Grupo Serra do Inajá.

Uma ocorrência de Sn associada ao Granito Velho Guilherme (Suíte Intrusiva Velho Guilherme), embora geograficamente localizada no Domínio Rio Maria, pertence ao domínio Iriri-Xingu, onde foi descrita.

### 4.2 - DOMÍNIO CARAJÁS

#### 4.2.1 – Cobre

A abundância de depósitos cupro-auríferos é uma feição marcante do Domínio Carajás (Figura 2.6). Quase uma dezena de depósitos que totalizam reservas superiores a 2 bilhões de toneladas de minério são relatados, com teores de Cu em torno de 1% e de Au entre 0,3 e 0,7g/t.

A partir de sua descoberta nos anos 70, os depósitos de Cu-Au de Carajás passaram a ser classificados predominantemente como vulcanogênico exalativo, ou alguma variante, e, posteriormente, uma influência granítica passou a ser postulada por alguns autores (ver Lindenmayer *et al.* 2001b para referências primárias). Coube a Huhn e Nascimento (1997) a sugestão de que os depósitos cupro-auríferos da região de Carajás se enquadrariam na classe dos depósitos óxidos de Fe-Cu-Au-U-ETR (IOCG – *Iron Oxide Copper Gold*, Hitzman *et al.* 1992), da qual o depósito australiano de Olympic Dam passou a ser o exemplo mais proeminente.

Dois grandes vertentes buscam um modelo geológico-genético unificado para os depósitos de Cu-Au de Carajás, com base em uma gama variada de evidências, freqüentemente conflitantes. De um lado, encontram-se defensores do modelo IOCG. Tallarico *et al.* (2005) sugerem a existência de dois tipos maiores de depósitos: tipo Cu-Au (W-Bi-Sn), associados a veios de quartzo podendo ou não conter óxidos de ferro, e que seriam geneticamente relacionados a granitos de 1,88 Ga de idade; tipo Cu-Au-óxidos de Fe (U-ETR), de grande tonelagem, relacionados a diversos tipos de rochas, mas que partilham características similares, como intenso metassomatismo férrico, que gerou magnetita e/ou hematita, além de grunerita e fayalita, forte carbonatação, mineralogia pobre em sulfetos e quartzo, enriquecimento em U e Co, pequeno enriquecimento em ETR; associação com fluidos aquosos salinos de alta temperatura, grande tonelagem (>100 Mt) e intensa alteração hidrotermal local e regional, indicando claramente a atuação de expressivo volume de fluidos na geração dos depósitos (p. ex., Huhn e Nascimento 1997, Ronzê *et al.* 2000, Tazava e Oliveira 2000, Lindenmayer *et al.* 2001b, Villas e Santos 2001, Laux *et al.* 2003, Ronchi *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005 e suas referências).

Em outra vertente se situam aqueles autores que postulam a formação de pelo menos parte dos depósitos em ambiente vulcanogênico de fundo oceânico (tipo

VHMS). Esse grupo entende que, apesar da assinatura Fe-Cu-Au-U-ETR, há outros elementos que seriam mais compatíveis com uma origem singenética (com ou sem remobilização posterior). Esses elementos incluem: cloritização generalizada, presença de finas lentes estratiformes de sulfetos maciços intercaladas em camadas de rochas metassedimentares, presença de lentes espessas de sulfetos de Cu e Fe em brechas, restrição da mineralização a um horizonte estratigráfico (caráter estratiforme e *stratabound*), teores e espessuras lateralmente uniformes e ausência de extensão da mineralização para porções estratigraficamente superiores e inferiores e contatos bruscos entre corpos de minério e rochas estéreis (Almada e Villas 1999, Villas e Santos 2001, Villas *et al.* 2001, Dreher *et al.* 2005, Dreher *et al.* 2008, Galarza *et al.* 2006).

Uma terceira linha, ainda, sugere um modelo híbrido para pelo menos alguns exemplos, entre os depósitos IOCG, Cu pórfiro e Sn-W relacionados a granitos (Botelho *et al.* 2005, Lindenmayer *et al.* 2005).

Uma avaliação dos dados disponíveis na literatura mostra essa dificuldade no estabelecimento de um modelo unificado. Uma característica marcante do Domínio Carajás é a alteração hidrotermal regional que afeta praticamente todas as unidades geológicas. Essa alteração regional é, sobretudo, sódica a sódico-cálcica, com abundância de escapolita-albita-hornblenda  $\pm$  epidoto  $\pm$  actinolita (Laux *et al.* 2003, Sousa e Villas 2007). Também característica é a assinatura óxido de Fe-Cu-Au  $\pm$  U  $\pm$  ETR (Huhn e Nascimento 1997, Laux *et al.* 2003). Outra presença constante em todos os depósitos é a de fluidos aquosos de alta salinidade, em geral relacionados a fontes graníticas. Alguns depósitos realmente possuem relação espacial e/ou genética clara com complexos plutônicos ou subvulcânicos, como Sossego, 118, Cristalino, Gameleira, Cinzento e Breves; outros, incluindo Igarapé Bahia, Igarapé Salobo, Águas Claras e Serra Verde, ou não possuem relação ou a mesma não é evidente (Lindenmayer *et al.* 2001b, Silva *et al.* 2005, Villas *et al.* 2005).

As interpretações de dados geocronológicos, que são críticos na definição de modelos epigenéticos e singenéticos, são conflitantes. Idades menores são interpretadas tanto como idade da mineralização como de evento mais jovem que teria afetado o sistema isotópico. Idades maiores, por sua vez, são interpretadas como idade da mineralização ou como reflexo de fonte mais antiga. Dados de isótopos estáveis, na maior parte dos casos, não discriminam fontes, mas demonstram participação de fontes diversas (magmáticas, mantélicas, marinhas) para fluidos e solutos.

#### 4.2.1.1 – Depósitos de Cobre-Ouro

##### Depósito Igarapé Bahia/Alemão

O depósito Igarapé Bahia/Alemão é formado por quatro corpos de minério denominados Furo Trinta, Acampamento Sul, Acampamento Norte e Alemão, sendo os três primeiros aflorantes em pequenas janelas erosivas na Formação Águas Claras e o último foi detectado a cerca de 250 m abaixo da superfície. Até recentemente, a mineração no depósito Igarapé Bahia restringiu-se ao minério de ouro de enriquecimento supergênico contido na porção superior oxidada dos três primeiros corpos, que produziu aproximadamente 92 t de ouro. Em profundidade maior do que 200 m, a

reserva total de minério, incluindo os quatro corpos, é 219 Mt com 1,4% Cu e 0,86 g/t Au (Tallarico *et al.* 2005).

As rochas encaixantes do minério primário são relacionadas ao Grupo Igarapé Bahia, seqüência metavulcano-sedimentar de fácies xisto verde subdividida em dois domínios. O domínio inferior, vulcânico, é composto por metabasaltos, metandesitos, metavulcânicas ácidas com intercalações de brechas e aglomerados vulcânicos, e um domínio sedimentar superior. Este domínio superior compreende metarritmitos, metargilitos, metassiltitos, metagrauvas, formação ferrífera, metachert e subordinados metarenitos e intercalações de rochas metavulcânicas máficas e intermediárias. Esse conjunto é recortado por diques de diorito, gabro e diabásio e a seqüência é recoberta discordantemente pelas rochas sedimentares da Formação Águas Claras (Soares *et al.* 1999, Ronzê *et al.* 2000, Tallarico *et al.* 2000b, Villas *et al.* 2001). Dados geocronológicos obtidos em zircão situam a idade do Grupo Igarapé Bahia em 2747-2776 Ma (Galarza e Macambira 2002b, Tallarico *et al.* 2005).

Uma camada subvertical de brechas, que localmente mostram contatos gradacionais com as rochas encaixantes, separa os dois domínios. É nessas brechas, ou rochas fragmentárias, como sugerem Dreher *et al.* (2005) argumentando que a maioria dos clastos seria subarredondada a arredondada, que se hospedou a mineralização do depósito Igarapé Bahia/Alemão (Soares *et al.* 1999, Tallarico *et al.* 2000b, Villas *et al.* 2001, Santos 2002). A distribuição em planta dos corpos mineralizados forma um semicírculo na região de contato entre os dois domínios. Não há certeza quanto à origem dessa distribuição, a qual seria similar a complexos anelares associados à intrusão de magmas alcalinos (Tallarico *et al.* 2005), ou teria sido provocada por falhas (Almada e Villas 1999).

As brechas/rochas fragmentárias variam quanto ao tipo de clastos, constituição da matriz e razão clastos/matriz. Segundo Almada e Villas (1999), os clastos são originários de rochas metavulcânicas básicas e/ou metassedimentares químicas (formação ferrífera bandada e *chert*), com a predominância de um ou outro tipo. Esses fragmentos seriam originários da unidade vulcânica inferior do Grupo Igarapé Bahia. Os autores não estão seguros quanto à presença de clastos de rochas metassedimentares clásticas pertencentes à unidade superior, mas argumentam que a alteração hidrotermal muito intensa pode ter eliminado o que poderiam ser as feições diagnósticas dessas rochas.

O minério encontra-se disseminado em hidrotermalitos e na matriz das brechas/rochas fragmentárias dos corpos Furo Trinta, Acampamento Sul e Acampamento Norte e forma lentes de sulfetos maciços no corpo Alemão. Tipos distintos de minério são encontrados nos diferentes corpos, os quais são em geral classificados como minério magnetítico sulfetado (ou brechas com magnetita), minério clorítico sulfetado (ou brechas com clorita) e brechas com siderita (Soares *et al.* 1999, Santos 2002, Tallarico *et al.* 2005). Nos corpos Alemão e Acampamento Norte a mineralização está preferencialmente associada a brechas com magnetita ao passo que nos corpos Acampamento Sul e Furo Trinta se associa a brechas com siderita. O minério clorítico

ocorre nas margens dos quatro corpos mineralizados (Tallarico *et al.* 2005).

No minério magnetítico a matriz hidrotermalizada e/ou hidrotermal é composta por uma gama enorme de minerais que inclui principalmente magnetita e calcopirita, quantidades subordinadas de pirita e bornita, além de siderita, clorita, biotita, anfibólio, ferropirosmalita e quantidades menores e variáveis de quartzo, ankerita, calcita, carbonatos de ETR, turmalina, molibdenita, digenita, uraninita, ouro, prata, monazita, fluorita, cassiterita e apatita (Soares *et al.* 1999, Ronzê *et al.* 2000, Tazava e Oliveira 2000, Villas *et al.* 2001, Santos 2002, Tallarico *et al.* 2005).

O minério clorítico comporta 60-70% do minério econômico. É caracterizado pela matriz que contém calcopirita, bornita, pirita, clorita, biotita, siderita, ankerita, turmalina e molibdenita, principalmente (Soares *et al.* 1999, Ronzê *et al.* 2000, Santos 2002). O ouro associa-se à calcopirita, formando inclusões e intercrescimentos, no contato entre minerais da ganga, incluso na magnetita, em veios de quartzo e/ou carbonato, na matriz de brechas e associado à limonita (Santos 2002). O minério em brechas com siderita diferencia-se do minério clorítico basicamente pelo maior teor em siderita.

Os principais tipos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas encaixantes e hospedeiras são o metassomatismo férrico (magnetita, grunerita, siderita, entre outros), cloritização, sulfetação, carbonatação, silicificação, biotitização, turmalinização e anfibolização (Soares *et al.* 1999, Ronzê *et al.* 2000, Villas *et al.* 2001, Santos 2002). Segundo Soares *et al.* (1999) e Santos (2002), essas alterações teriam ocorrido em estágios sucessivos e recorrentes. Observa-se ainda a ocorrência tardia de veios com composições variadas, quase sempre envolvendo minerais de sulfeto e carbonato, quartzo e clorita que cortam discordantemente as rochas encaixantes e o minério (Tallarico *et al.* 2005).

Para o corpo Alemão, Santos (2002) descreve diferenças importantes nos produtos hidrotermais encontrados nesse corpo e naqueles hospedados nos outros três corpos. No corpo Alemão há a presença extensiva de magnetititos; a quantidade de fluorita, apatita, monazita, carbonatos de ETR e hessita é maior; a presença de magnetita, grunerita e biotita indicaria fase hidrotermal de mais alta temperatura; há ocorrência local de talco; e potassificação intensa refletida na paragênese sericita-feldspato alcalino-stilpnomelano-biotita.

Os minerais de minério são calcopirita poiquiloblástica e xenomórfica envolvida por calcocita e digenita e calcopirita intercrescida com bornita (Tallarico *et al.* 2005). O ouro ocorre em todos os corpos de minério de Cu, principalmente como partículas submicroscópicas na calcopirita e, subordinadamente, na pirita (Villas *et al.* 2001). A assinatura geoquímica da mineralização é caracterizada pelo enriquecimento em Fe, Cu, Au, F, U, Mo, Ag, Ce, La, S, P, Ba, Sn, V, Zn, Ni e CO<sub>2</sub> (Ronzê *et al.* 2000).

Um modelo geológico-genético consensual para o depósito Igarapé Bahia / Alemão está ainda longe de ser atingido. Entre os temas de debate relaciona-se especialmente: 1) a idade da mineralização e, portanto, o caráter epigenético (Lindenmayer *et al.* 1998, Santos 2002, Ronzê *et al.* 2000, Tallarico *et al.* 2005) ou

singenético (Almada e Villas 1999, Dreher *et al.* 2005, Galarza *et al.* 2006) da mineralização; 2) a origem dos fluidos mineralizadores, sobretudo no que diz respeito à participação de fluidos magmáticos (graníticos) e da água do mar; 3) a classe a que pertence o depósito (IOCG, ou VHMS). Não só as interpretações diferem, mas algumas vezes os próprios dados geológicos apresentados por diversos autores são conflitantes.

Essas questões fundamentais passam pelo debate sobre a origem das brechas hospedeiras da mineralização que ocorre entre autores que defendem uma origem sindeposicional por fluxo de detritos acumulados em depressão submarina junto a uma zona de falha (Almada e Villas 1999, Dreher *et al.* 2005) e aqueles que admitem origem hidráulica ou hidrotermal (Lindenmayer *et al.* 1998, Ronzê *et al.* 2000, Santos 2002, Tallarico *et al.* 2005).

Almada e Villas (1999) e Dreher *et al.* (2005) argumentam que aspectos favoráveis a uma origem sindeposicional e singenética (ou até tardi-singenética, Villas *et al.* 2001) são o confinamento da camada de brechas/rochas fragmentárias ao contato entre as unidades vulcânica e sedimentar do Grupo Igarapé Bahia (caráter *stratabound*); ausência de clastos da seqüência sedimentar superior (embora Tallarico *et al.* 2005 afirmem que fragmentos das unidades inferior e superior se fazem presentes nas brechas); ausência de texturas típicas de fragmentação *in situ*; a foliação presente nas rochas fragmentárias, a qual teria sido impressa antes do metamorfismo e basculamento que afetou o Grupo Igarapé Bahia; e o fato de as rochas fragmentárias não sectionarem nem as rochas da Formação Águas Claras, nem os diques de rochas máficas. O que diferencia os dois grupos de pesquisadores é a origem freática sugerida por Almada e Villas (1999), com posterior retrabalhamento e transporte por correntes de detritos e a associação da brechação com vulcanismo explosivo, cuja existência é questionada por Dreher *et al.* (2005).

Os dados geocronológicos, que têm importância capital nessa distinção, são ainda conflitantes (Tabela 4.2). Estudos isotópicos de Nd em fluorita hidrotermal e de Pb em partículas de ouro e de sulfetos do corpo Alemão (Santos 2002) forneceram idades variadas e com erros analíticos moderados a elevados, mas concentradas entre 2521 ± 56 a 2570 ± 55 Ma. Nesse mesmo intervalo situa-se a idade de 2575 ± 12 Ma (U-Pb SHRIMP) obtida por Tallarico *et al.* (2005) em monazita da matriz de brecha com magnetita. Segundo esses autores, os dados evidenciam o caráter epigenético da mineralização. Já Galarza *et al.* (2006) apresentam idades Pb-Pb em partículas de calcopirita e ouro contidas na matriz das brechas e nas rochas metavulcânicas e metapiroclásticas alteradas, também com erros analíticos moderados, no intervalo 2744 ± 12 a 2777 ± 22 Ma e advogam ligação genética entre a mineralização e o vulcanismo gerador das rochas vulcânicas do Grupo Igarapé Bahia.

Diversos estudos de inclusões fluidas (Althoff *et al.* 1994, Lindenmayer *et al.* 1998, Almada e Villas 1999, Ronchi *et al.* 2003, Dreher *et al.* 2008) mostram a predominância de fluidos aquosos e, por vezes, a coexistência de fluidos aquosos e aquo-carbônicos. Entre os fluidos aquosos em geral são descritos dois grupos de fluidos, um com salinidade baixa a moderada (<23% NaCl ± CaCl<sub>2</sub>) e temperatura inferior a 240°C,



outro saturado com alta salinidade (23-60 % NaCl  $\pm$  CaCl<sub>2</sub>) com temperaturas variáveis 120-450°C. Esses dados têm sido em parte interpretados em termos de mistura entre fluido magmático salino e de mais alta temperatura e fluido meteórico, mais diluído e de menor temperatura (Lindenmayer *et al.* 1998, Ronchi *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005). Entretanto, Almada e Villas (1999) sugerem que a fonte desses fluidos aquosos seja água do mar modificada (que interagiu com sedimentos a partir dos quais adquiriu alta salinidade) e Xavier *et al.* (2006a), com apoio de dados de isótopos de boro, postulam fonte evaporítica marinha para a alta salinidade, pelo menos para Igarapé Bahia.

Estudos de isótopos estáveis de C, O, S e B também indicam fontes variadas. Os dados de isótopos de carbono e oxigênio em minerais de carbonato apresentam alguma variação, com  $\delta^{13}\text{CPDB}$  entre -14 e -6 ‰ (a maioria -11 a -6 ‰) e  $\delta^{18}\text{OSMOW}$  entre +1 e +23 ‰ (a maioria +3 a +9 ‰) (Tazava e Oliveira 2000, Villas *et al.* 2001, Xavier e Dreher 2001). Há consenso entre os autores quanto à grande variação dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , atribuída à mistura entre fluidos mais enriquecidos e menos enriquecidos, os últimos de provável origem meteórica. A dúvida paira sobre a fonte dos fluidos mais enriquecidos, predominando a hipótese de origem magmática sobre o envolvimento de fonte marinha modificada. Com relação ao carbono, uma fonte profunda, magmática ou mantélica, seria mais provável. Xavier e Dreher (2001) interpretam os valores mais negativos de  $\delta^{13}\text{CPDB}$  (-8 a -15 ‰) como reflexo da influência de um possível carbono orgânico presente em rochas encaixantes do depósito. Villas *et al.* (2001) não descartam ainda uma fonte carbonatítica para o carbono, apesar de que corpos magmáticos dessa natureza não sejam conhecidos até o momento na região.

Dados de isótopos de oxigênio em magnetita, quartzo e siderita obtidos por Dreher *et al.* (2008) dão valores de  $\delta^{18}\text{OSMOW}$  entre +5 e +16,5 ‰ (T = 400°C) para o fluido mineralizador. Esses valores são interpretados como magmáticos ou resultantes da interação com rochas enriquecidas em  $^{18}\text{O}$  (rochas sedimentares).

Isótopos de boro de turmalina disseminada na matriz de brechas e de veios discordantes mostram valores altos ( $\delta^{11}\text{B} = +12,6$  a  $+26,3$  ‰) e indicam claramente uma fonte marinha evaporítica para o boro, que poderia ser derivado diretamente de evaporitos ou de água marinha que tenha interagido com evaporitos (Xavier *et al.* 2006a).

Isótopos de enxofre em calcopirita apresentam valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  entre -2 a +5,6 ‰, os quais são interpretados como de derivação magmática (Villas *et al.* 2001, Galarza *et al.* 2006, Dreher *et al.* 2008). Os dois primeiros autores, entretanto, não descartam ambiente submarino similar ao de depósitos VHMS arqueanos associados com evaporitos.

Isótopos de Pb indicariam derivação desse elemento a partir de magmas gerados por fusão de materiais da crosta superior (Galarza *et al.* 2006). Isótopos de Sr em carbonatos apresentam valores variados e fortemente radiogênicos (Tallarico *et al.* 2005). Segundo o mesmo autor, esses valores refletiriam derivação crustal a partir de fontes múltiplas e seriam incompatíveis com as razões iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das rochas vulcânicas do Grupo Igarapé Bahia e com a composição isotópica da

água do mar há 2,57 Ga. Isso excluiria a água do mar como componente majoritário do sistema de fluidos que gerou o depósito Igarapé Bahia, sendo uma origem magmática-hidrotermal mais provável para o estrôncio (Tallarico *et al.* 2005).

O que se depreende desse apanhado é que Igarapé Bahia/Alemão apresenta características parcialmente compatíveis com as de depósitos de Cu-Au tipo IOCG e parcialmente consistentes com as de depósitos formados em ambiente submarino do tipo VHMS, o que aparentemente justifica a ausência de consenso entre os diversos pesquisadores.

#### *Depósito Sossego*

O depósito Sossego está localizado próximo à região da serra do Rabo. A jazida é formada por quatro corpos principais (Sossego, Sequeirinho, Curral e Baiano) que somam mais de 223 Mt de minério (reservas medida + indicada + inferida), com teores que variam entre 0,49-1,48 % Cu e 0,09-0,41 g/t Au, totalizando 3,1 Mt de Cu e 86,1 t de Au contidos (o corpo Pista também é citado na literatura). Outros alvos no entorno da jazida (Mata, Pequiá, Jatobá, Cedro e Maçaranduba) possuem reservas geológicas de 185 Mt com teor médio de 0,64% Cu (1,2 Mt de Cu contido), estando o ouro presente em apenas um alvo (Mata – 7,1 t Au) (Docegeo 1998). Em 2007, a produção de cobre atingiu 438.000 t (Mártires e Santana 2008).

A jazida localiza-se em uma zona de cisalhamento regional de atitude WNW-ESE/75°SSW que põe em contato rochas gnáissicas do Complexo Xingu, para sul, e rochas supracrustais do Grupo Grão Pará, para norte (Pinheiro e Holdsworth 1997, Docegeo 1988). As rochas encaixantes da mineralização foram submetidas a intensidades variáveis de deformação e exibem foliação milonítica anastomótica paralela à estrutura regional. Os corpos de minério formam uma estrutura grosseiramente tabular que ocupa uma importante estrutura subvertical e orientada na direção NE-SW, a qual se prolonga nas duas extremidades na direção da foliação regional (Morais e Alkmin 2005). Do ponto de vista estrutural, o minério ocupa o teto (capa) da zona de falha. Os corpos Pista, Sequeirinho e Baiano representam a porção inferior do depósito, enquanto que Sossego e Curral representam sua porção superior (Monteiro *et al.* 2008b).

As rochas encaixantes/hospedeiras na jazida Sossego são granitóides, às vezes granofíricos, que variam de sienogranito a diorito, diabásios/gabros, xistos ricos em biotita, magnetitito, brechas e diques félsicos. A alteração hidrotermal superposta a essas rochas atinge várias centenas de metros de espessura em torno da zona de falha (Villas *et al.* 2005, Neves 2006, Monteiro *et al.* 2008b).

De acordo com Monteiro *et al.* (2008b) os diferentes corpos de minério apresentam diferentes estilos e intensidade de alteração hidrotermal e mineralização, o que pode ser atribuído a diferentes rochas hospedeiras e à justaposição estrutural de diferentes níveis da jazida, deslocados por falhamentos posteriores. De fato, segundo Villas *et al.* (2005) e Neves (2006), albitização, potassificação, cloritização, actinolitização, epidotização, silicificação e escapolitização foram os principais processos hidrotermais, os dois primeiros mais comuns nas rochas graníticas e o último nas rochas máficas,

Tabela 4.2 – Dados geocronológicos relevantes para os depósitos minerais do Domínio Carajás

| Depósito       | Idade (Ma)     | Método         | Material analisado | Rocha             | Unidade                 | Interpretação                      | Referência                       |
|----------------|----------------|----------------|--------------------|-------------------|-------------------------|------------------------------------|----------------------------------|
| Igarapé Bahia  | 2747 ± 1       | Pb-Pb          | zc                 | metapiroclástica  | Grupo Igarapé Bahia     | cristalização                      | Galarza e Macambira 2002a        |
|                | 2575 ± 12      | U-Pb SHRIMP    | mz                 | brecha            |                         | mineralização                      | Tallarico <i>et al.</i> 2005     |
|                | 2772 ± 46      | Pb-Pb is/lix   | cpy                | brecha            |                         | mineralização                      | Galarza <i>et al.</i> 2006       |
|                | 2777 ± 22      | Pb-Pb is/lix   | cpy                | dique             |                         | mineralização                      | Galarza <i>et al.</i> 2006       |
|                | 2756 ± 24      | Pb-Pb is/lix   | cpy                | metavulcânica     | Grupo Igarapé Bahia     | mineralização                      | Galarza <i>et al.</i> 2006       |
|                | 2754 ± 36      | Pb-Pb is/lix   | cpy                | metapiroclástica  | Grupo Igarapé Bahia     | mineralização                      | Galarza <i>et al.</i> 2006       |
|                | 2744 ± 12      | Pb-Pb          | Au                 | brecha            |                         | mineralização                      | Galarza <i>et al.</i> 2006       |
|                | 2521 ± 56      | Pb-Pb is/lix   | sulfetos           | brecha            |                         | mineralização                      | Santos 2002                      |
|                | 2539 ± 26      | Pb-Pb is/lix   | sulfetos           | brecha            |                         | mineralização                      | Santos 2002                      |
|                | 2568 ± 35      | Pb-Pb          | Au                 | magnetitito       |                         | mineralização                      | Santos 2002                      |
|                | 2570 ± 55      | Sm-Nd          | flu                | veio              |                         | mineralização                      | Santos 2002                      |
|                | 2761 ± 3       | U-Pb TIMS      | zc                 | anfíbolo          | Grupo Ig. Salobo        | metamorfismo em fácies anfíbolo    | Machado <i>et al.</i> 1991       |
|                | 2758           | U-Pb TIMS      | zc                 | veio granítico    |                         | intrusão veio                      | Machado <i>et al.</i> 1991       |
|                | 2573 ± 2       | U-Pb TIMS      | zc                 | granito           | Granito Velho Salobo    | cristalização                      | Machado <i>et al.</i> 1991       |
| Igarapé Salobo | 2555 ± 4       | U-Pb TIMS      | zc                 | anfíbolo          | Grupo Igarapé Salobo    | último metamorfismo e deformação   | Machado <i>et al.</i> 1991       |
|                | 2576 ± 8       | Re-Os          | mol                | minério           |                         | mineralização                      | Réquia <i>et al.</i> 2003        |
|                | 2579 ± 71      | Pb-Pb is/lix   | bor-cpy-mag        | minério           |                         | mineralização                      | Réquia <i>et al.</i> 2003        |
|                | 2562 ± 8       | Re-Os          | mol                | minério           |                         | reativação de zona de cisalhamento | Réquia <i>et al.</i> 2003        |
|                | 2705 ± 42      | Pb-Pb          | ccta               | minério           |                         | mineralização primária             | Tassinari <i>et al.</i> 2003     |
|                | 2587 ± 150     | Pb-Pb          | tur                | minério           |                         | reativação de zona de cisalhamento | Tassinari <i>et al.</i> 2003     |
|                | 2427 ± 130     | Pb-Pb          | cpy                | minério           |                         | reativação de zona de cisalhamento | Tassinari <i>et al.</i> 2003     |
|                | 2424 ± 13      | Sm-Nd          | rt                 | xisto             | Grupo Igarapé Salobo    | metamorfismo                       | Tassinari <i>et al.</i> 2003     |
|                | 2112 ± 12      | Pb-Pb          | mag                | minério           |                         | hidrotermalismo                    | Tassinari <i>et al.</i> 2003     |
|                | 1880 ± 80      | Rb-Sr          | rt                 | granito           | S. I. Serra dos Carajás | cristalização                      | Cordani 1981 in Lindenmayer 2003 |
|                | 2686 ± 87      | Sm-Nd isócrona | rt                 | basaltos          |                         | cristalização                      | Silva <i>et al.</i> 2005         |
|                | 2612 ± 2       | U-Pb TIMS      | mz                 | granito           |                         | cristalização                      | Silva <i>et al.</i> 2005         |
|                | 1854 ± 5       | Ar-Ar          | bio                | veio mineralizado |                         | mineralização                      | Silva <i>et al.</i> 2005         |
|                | 1809 ± 6       | Ar-Ar          | bio                | veio mineralizado |                         | mineralização                      | Silva <i>et al.</i> 2005         |
| 1752 ± 77      | Sm-Nd isócrona | sulfetos       | minério            |                   | mineralização           | Silva <i>et al.</i> 2005           |                                  |
| 2554 ± 8       | Re-Os          | mol            | granito            |                   | intrusão granitóides    | Silva <i>et al.</i> 2005           |                                  |
| 2557 ± 8       | Re-Os          | mol            | granito            |                   | intrusão granitóides    | Silva <i>et al.</i> 2005           |                                  |
| 2600 ± 8       | Re-Os          | mol            | granito            |                   | intrusão granitóides    | Silva <i>et al.</i> 2005           |                                  |
| 2711 ± 9       | Re-Os          | mol            | anfíbolo           |                   | intrusão granitóides    | Silva <i>et al.</i> 2005           |                                  |
| Alvo GT46      |                |                |                    |                   |                         |                                    |                                  |

Tabela 4.2 (Continuação)

|                  |           |             |             |                          |                    |                           |                                |
|------------------|-----------|-------------|-------------|--------------------------|--------------------|---------------------------|--------------------------------|
| Sossego          | 2608 ± 25 | Pb-Pb       | cpy         | minério                  |                    |                           | Neves 2006                     |
|                  | 2530 ± 25 | Pb-Pb       | cpy         | minério                  |                    |                           | Neves 2006                     |
| Gameleira        | 2614 ± 14 | Re-Os       | mol         | minério                  |                    | mineralização             | Marschik <i>et al.</i> 2005    |
|                  | 1839 ± 15 | Sm-Nd       | qz-gru      | veio                     |                    | mineralização             | Pimentel <i>et al.</i> 2003    |
|                  | 1700 ± 31 | Sm-Nd       | qz-bio-sulf | veio                     |                    | resfriamento              | Pimentel <i>et al.</i> 2003    |
|                  | 1734 ± 8  | Ar-Ar       | bio         | hidrotermalito           |                    | resfriamento              | Pimentel <i>et al.</i> 2003    |
|                  | 1583 ± 9  | U-Pb SHRIMP | zc          | leucogranito             |                    | cristalização             | Pimentel <i>et al.</i> 2003    |
|                  | 2615 ± 10 | Pb-Pb       | zc          | saprólito                |                    |                           | Galarza e Macambira 2002b      |
|                  | 2683 ± 7  | Pb-Pb       | zc          | saprólito                |                    |                           | Galarza e Macambira 2002b      |
|                  | 2705 ± 2  | Pb-Pb       | zc          | intrusão máfica          |                    | cristalização             | Galarza e Macambira 2002b      |
|                  | 2217 ± 19 | Pb-Pb       | cpy         | minério                  |                    | rejuvenescimento          | Galarza e Macambira 2002b      |
|                  | 2180 ± 84 | Pb-Pb       | cpy         | minério                  |                    | rejuvenescimento          | Galarza e Macambira 2002b      |
| Serra Verde      | 2419 ± 12 | Pb-Pb       | sulfetos    | minério                  |                    | rejuvenescimento          | Galarza e Macambira 2002b      |
|                  | 2609 ± 13 | Re-Os       | mol         | minério                  |                    | mineralização             | Marschik <i>et al.</i> 2005    |
|                  | 2760 ± 77 | Pb-Pb       | cpy-mol     | minério                  |                    | intrusão do C. G. Estrela | Reis <i>et al.</i> 2001        |
|                  | 2509 ± 85 | Pb-Pb       | cpy-mol     | minério                  |                    |                           | Reis <i>et al.</i> 2001        |
|                  | 2362 ± 19 | U-Pb TIMS   | ap          | ganga do minério         |                    | cisalhamento              | Reis <i>et al.</i> 2001        |
|                  | 1872 ± 7  | U-Pb SHRIMP | mz-xt       |                          |                    | mineralização             | Tallarico <i>et al.</i> 2004   |
|                  | 2358 ± 42 | Pb-Pb       | cpy-py-cob  | minério                  |                    |                           | Silva <i>et al.</i> 2001       |
|                  | 2134 ± 64 | Rb-Sr       | rt          | arenito hidrotermalizado | Form. Águas Claras |                           | Silva <i>et al.</i> 2001       |
|                  | 1880      | Pb-Pb       | sulfetos    | minério                  |                    |                           | Villas e Santos 2001           |
|                  | 1857 ± 98 | Sm-Nd       | rt          | veio                     |                    |                           | Lindenmayer <i>et al.</i> 2005 |
| Cristalino       | 2700 ± 29 | Pb-Pb       | cpy-py      | minério                  |                    | mineralização             | Soares <i>et al.</i> 2001      |
|                  | 2719 ± 36 | Pb-Pb       | cpy-py      | minério                  |                    | mineralização             | Soares <i>et al.</i> 2001      |
| Garimpo Fernando | 2592 ± 13 | Re-Os       | mol         | minério                  |                    | mineralização             | Marschik <i>et al.</i> 2001    |
|                  | 2602 ± 13 | Re-Os       | mol         | minério                  |                    | mineralização             | Marschik <i>et al.</i> 2001    |

Método geocronológico – is/ix: isócrona/lixiviação

Material analisado - ap: apatita, bio: biotita, bor: bornita, cob: cobaltita, ccta: calcocita, cpy: calcopirita, flu: fluorita, gru: grunerita, mag: magnetita, mol: molibdenita, mz: monazita, qz: quartzo, rt: rocha total, sulf: sulfetos, xt: xenotímio, zc: zircão

inclusive com desenvolvimento de actinolitos. Esses autores também descrevem metassomatismo férrico que produziu magnetitito nas zonas mais fraturadas.

Diferentes autores (Villas *et al.* 2005, Neves 2006, Monteiro *et al.* 2008b) descreveram basicamente os mesmos processos hidrotermais. Monteiro *et al.* (2008b), entretanto, perceberam uma zonalidade na alteração. Segundo esses autores, as partes mais profundas da área foram afetadas por alteração sódica regional (albita-hematita) desenvolvida em regime dúctil. Nos corpos de minério identificaram cinco estágios de alteração hidrotermal, desenvolvidos sob condições rúpteis: 1) alteração sódico-cálcica precoce (epidoto-actinolita) associada com a formação de corpos de magnetitito estéreis; 2) alteração potássica (biotita-feldspato alcalino) que corta a alteração sódico-cálcica e é melhor desenvolvida na porção superior do depósito; 3) cloritização, que grada para uma alteração sódico-cálcica fraca com epidoto e sulfetação; 4) sulfetação associada à paragênese calcita-quartzo-epidoto-clorita; 5) alteração hidrolítica (sericita-hematita-quartzo-clorita-calcita), fracamente mineralizada e restrita ao nível superior. Neves (2006) relata, ainda, a presença importante de hastingsita e biotita ricas em cloro em rochas ricas em biotita, as quais seriam derivadas de granitóides submetidos a condições muito fortes de deformação e interação com fluidos.

A mineralogia do minério é dominada por calcopirita, com proporções subordinadas de siegenita, millerita, pirrotita e pirita (Monteiro *et al.* 2008b, Neves 2006). A assinatura química do minério é composta por Cu-Fe-Au-Co-Ni-Pd-ETR-U (Monteiro *et al.* 2008b).

A idade da mineralização é incerta. As rochas da região dos depósitos Sossego, 118 e Cristalino apresentam idades de cristalização entre 2734-2750 Ma (granitóides) e 2645-2654 Ma (diques félsicos) (referências primárias em Neves 2006). Estudos de isótopos de Pb em calcopirita do minério forneceram idades de  $2530 \pm 25$  Ma e  $2608 \pm 25$  Ma para amostras do corpo Sequeirinho, e  $1585 \pm 28$  Ma em amostra do corpo Sossego e pelo método Sm-Nd em rocha total foi obtida idade de  $2578 \pm 29$  Ma (Neves 2006, Tabela 4.2). No que se refere às idades arqueanas, Neves (2006) discute duas possibilidades, considerando haver ou não relação genética entre a mineralização e os granitóides e/ou diques. Havendo relação genética, a idade poderia representar mineralização associada aos diques félsicos. Entretanto, como evento dessa idade é pouco efetivo no Domínio Carajás, Neves (2006) admite que a mineralização poderia estar associada aos granitóides mais antigos ( $>2,7$  Ga) e que a idade da calcopirita seria produto de perturbação do sistema isotópico. Em não havendo ligação genética, a mineralização poderia ser posterior ao evento de cisalhamento que acompanhou o metamorfismo regional. Quanto à idade de  $1585 \pm 28$  Ma, Neves (2006) sugere que não possua significado geológico.

Estudos de inclusões fluidas em amostras dos corpos Sossego (Carvalho *et al.* 2005) e Sequeirinho (Rosa *et al.* 2006) mostraram a presença de fluidos exclusivamente aquosos. Ambos os autores detectaram fluidos hipersalinos mais quentes (30-70% peso equiv. NaCl; 100-570°C) e fraca a moderadamente salinos mais frios (0-23% peso equiv. NaCl; 120-290°C). A

mistura dos dois fluidos teria sido responsável pela mineralização e pela alteração hidrotermal associada.

Estudos de isótopos estáveis em silicatos e óxidos mostram diminuição dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de +7‰ para -0,4‰ da fase sódico-cálcica precoce e de mais alta temperatura ( $>500^\circ\text{C}$ ) para a fase de mineralização ( $<300^\circ\text{C}$ ) (Monteiro *et al.* 2008b), o que é aproximadamente acompanhado pelos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  em carbonatos entre +5,5 e -7,2‰ (Neves 2006), embora Monteiro *et al.* (2008b) tenham encontrado apenas valores positivos, entre +5 e +8,4‰. Essa variação foi interpretada por ambos os autores como provocado pela mistura progressiva de fluido profundo, provavelmente magmático, com água meteórica, o que aparenta ser consistente com os dados de inclusões fluidas. Uma fonte magmática é também evidenciada pelos valores de  $\delta\text{D}$  em silicatos hidratados, entre -35 e -62‰ (Monteiro *et al.* 2008b). Neves (2006) argumenta, ainda, com base na mineralogia rica em halogênios, que os fluidos magmáticos (ou produzidos por processos metamórfico-deformacionais) podem ter interagido com leitos evaporíticos ou exalitos.

Monteiro *et al.* (2008b) também reportaram dados isotópicos de sulfetos da fase de mineralização, com valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de +2,2 a +7,6‰, que sugerem origem magmática. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de carbonatos variam entre -3,7 e -8,3‰ em todo o depósito, com variações um pouco menores num mesmo corpo (Neves 2006, Monteiro *et al.* 2008b), e sugerem fonte mantélica ou magmática para o carbono. Neves (2006) postula ainda que a fonte mantélica seja carbonatítica, apesar da inexistência de corpos conhecidos dessa natureza no Domínio Carajás.

#### *Depósito Igarapé Salobo*

O depósito de Cu-(Au-Mo-Ag) do Salobo situa-se na porção norte do Domínio Carajás junto ao limite desse domínio com o Domínio Bacajá. Os corpos de minério estão associados a uma faixa estreita de rochas metamórficas cisalhadas dispostas paralelamente a esse limite (WNW-ESE), com mergulho de alto ângulo para SSW e localizadas na terminação ocidental do lineamento Cinzento (Vieira *et al.* 1988, Souza e Vieira 2000). O depósito é formado por quatro corpos, A, B, C e D, e contém 789 Mt de minério com 0,96% de Cu, 0,52 g/t de Au e 55 g/t de Ag (Souza e Vieira 2000, Lindenmayer 2003).

A seqüência hospedeira é formada por um conjunto de xistos com características mineralógicas, texturais e composicionais variadas, anfíbolitos e formação ferrífera (Vieira *et al.* 1988), atribuídas ao Grupo Igarapé Salobo. Tradicionalmente, a seqüência de rochas do Salobo era considerada como submetida a metamorfismo em fácies granulito ou piroxênio-hornfels ( $750^\circ\text{C}$ ) ou anfíbolito alto, e posteriormente retrometamorfisada e/ou alterada hidrotermalmente em condições de fácies anfíbolito ( $650\text{-}550^\circ\text{C}$ ) e xisto verde ( $<340^\circ\text{C}$ ) (Réquia *et al.* 1995, Lindenmayer e Teixeira 1999, e revisão de Lindenmayer 2003). Mais recentemente, Lindenmayer (2003) reinterpretou essas rochas como produtos de alteração hidrotermal provocada por um sistema de fluidos em resfriamento (mesmas condições de temperatura acima) e não de metamorfismo regional, e prefere denominá-las rochas ricas em magnetita, grunerita, almandina, fayalita, biotita, hastingsita (xistos e anfíbolitos) ou rochas ricas

em magnetita (formação ferrífera). Da mesma forma, Réquia e Fontboté (2000) reinterpretaram alguns tipos de formação ferrífera como rochas hidrotermais.

O minério do depósito Salobo consiste predominantemente de bornita-calcocita e bornita-calcopirita, disseminadas ou maciças, associadas a lentes maciças a irregulares ou bandas finas de magnetita que ocorrem nos planos de foliação (Réquia e Fontboté 2000, Lindenmayer 2003). A forma lenticular seria produto de deformação dúctil-rúptil (Souza e Vieira 2000). Molibdenita, uraninita, ilmenita, pentlandita, covelita, digenita, cobaltita, saflorita, hematita, cobre nativo e ouro nativo também compõem a assembléia de óxidos e sulfetos (Réquia e Fontboté 2000, Lindenmayer 2003). Além de Cu, Fe e Au, o depósito apresenta enriquecimentos em Ag, As, Co, Mo, U, ETR leves e F (Réquia e Fontboté 2001).

Réquia e Fontboté (2000) reconhecem uma fase precoce e incipiente de metassomatismo sódico e uma fase predominante de metassomatismo potássico nas rochas hospedeiras, estando a mineralização associada a essa última fase, ocorrida em torno de 350°C e 3,7-1,4 kbar. Já Lindenmayer (2003) descreve três estágios de alteração hidrotermal, com temperaturas decrescentes. O estágio de mais alta temperatura (750°C) está representado em raras lentes reliquias distribuídas na zona de minério e teria equilibrado as rochas a partir de fluidos magmáticos. O segundo estágio (650-550°C, 2,5 kbar), formado sob condição de intensa deformação dúctil e principal responsável pela mineralização, teria sido responsável pelas alterações cálcico-sódica, potássica, a ferrificação e a sulfetação. O último estágio (370-235°C) é caracterizado por cloritização.

Estudos de inclusões fluidas (Réquia *et al.* 1995, Ronchi 2003) identificaram dois tipos de fluidos aquosos, um de alta salinidade (35-52% peso equiv. NaCl) e maior temperatura, outro de menor salinidade (1-21% peso equiv. NaCl) e menor temperatura de aprisionamento. Réquia *et al.* (1995) também identificaram fluido carbônico (CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>), o qual foi interpretado como gerado ou re-equilibrado sob condições metamórficas de fácies anfibolito alto.

A idade da mineralização e o modelo genético são ainda incertos e os mesmos problemas discutidos para o depósito Igarapé Bahia, a saber, modelo IOCG epigenético (Huhn e Nascimento 1997, Lindenmayer 2003, Réquia *et al.* 2003) *versus* modelo vulcânogênico singenético (Vieira *et al.* 1988, Villas e Santos 2001, Tassinari *et al.* 2003) são encontrados em Igarapé Salobo. Além desses, alvos de debate atual, Lindenmayer e Teixeira (1999) aventaram a possibilidade de o depósito Salobo ser do tipo cobre pórfiro, e Réquia *et al.* (1995) sugeriram uma origem sedimentar exalativa com posterior remobilização durante metamorfismo e deformação da seqüência hospedeira.

Segundo Villas e Santos (2001), os elementos que favorecem o modelo IOCG incluem a associação de metais, estilos de alteração hidrotermal, composição dos fluidos e o ambiente tectônico, enquanto que o predomínio de seqüências vulcânicas, o caráter aparentemente estratiforme e *stratabound* do minério, confinado às seqüências vulcano-sedimentares favorecem o modelo singenético vulcano-sedimentar. Esse caráter estratiforme é considerado por Huhn e Nascimento (1997) como produto de tectonismo posterior. O padrão de inclusões

fluidas também é tido como favorável a uma relação com atividade granítica (Réquia *et al.* 1995, Ronchi *et al.* 2003, Lindenmayer *et al.* 2003), o que encontraria sustentação geocronológica (ver abaixo). Também os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  em sulfetos entre +0,2 e +1,6‰ e os de  $\delta^{18}\text{O}$  (calculados para o fluido a 485°C) entre 6,6 e 12,1‰ indicam fontes magmáticas para enxofre e fluido (Réquia e Fontboté 2001). Por outro lado, valores fortemente positivos de  $\delta^{11}\text{B}$  em turmalinas (+14,5 a +22,9‰) são altamente sugestivos do envolvimento com fluidos derivados de, ou que interagiram com, evaporitos marinhos (Xavier *et al.* 2006a).

As idades obtidas em rochas supracrustais hospedeiras, minério e rochas intrusivas no depósito Salobo (Tabela 4.2) não são de interpretação simples. Um anfibolito (ou basalto alterado) dessa seqüência foi datado em  $2761 \pm 3$  Ma, o que foi interpretado originalmente como a idade do metamorfismo em fácies anfibolito (Machado *et al.* 1991). Com a reinterpretação proposta por Lindenmayer (2003), sobre o caráter hidrotermal e não metamórfico das rochas do Salobo, o significado dessa idade necessita ser rediscutido, pois isso é crítico no estabelecimento da relação temporal entre a formação da unidade hospedeira e a mineralização. Nesse sentido, a idade máxima do conjunto supracrustal seria  $2851 \pm 4$  Ma (Machado *et al.* 1991), idade mínima das rochas do embasamento do Grupo Igarapé Salobo.

As rochas supracrustais do depósito são cortadas por veio granítico de 2758 Ma e são intrudidas pelo Granito Velho Salobo, de  $2573 \pm 2$  Ma (Machado *et al.* 1991) e pelo granito jovem Salobo, de  $1880 \pm 80$  Ma (Cordani 1981 apud Lindenmayer 2003). O último evento metamórfico teria ocorrido há  $2555 \pm 4$  Ma e seria associado a cisalhamento (Machado *et al.* 1991). Segundo Lindenmayer (2003), a ausência de texturas miloníticas nos sulfetos de Cu do minério sugere que o mesmo seja tardio em relação a essa deformação. Paradoxalmente, a mesma autora relaciona a mineralização à intrusão de  $2573 \pm 2$  Ma, 18 Ma mais antiga que o cisalhamento.

Análises isotópicas em minerais do minério forneceram dois grupos de idades consideradas pelos autores como idade da mineralização, além de idades menores atribuídas a remobilizações posteriores (Tabela 4.2), de  $2705 \pm 42$  Ma (Pb-Pb em calcocita, Tassinari *et al.* 2003) e  $2576 \pm 8$  Ma (Re-Os em molibdenita, Réquia *et al.* 2003). O primeiro caso é interpretado como mineralização primária singenética e o segundo como mineralização epigenética e relacionada com a intrusão do Granito Velho Salobo.

#### *Alvo GT-46 (Igarapé Cinzento)*

O Alvo GT-46 ou Igarapé Cinzento é a ocorrência de Cu-Au situada mais a noroeste do Domínio Carajás e está associado a uma seqüência metavulcano-sedimentar que Silva *et al.* (2005) atribuem ao Grupo Grão Pará. A seqüência hospedeira encontra-se orientada praticamente segundo E-W e, na área do depósito, mergulha com ângulos fortes para NNE. Segundo Silva *et al.* (2005) o minério é pós-metamórfico e consiste na paragênese calcopirita-bornita-covelita-calcocita, com magnetita precoce associada, e alojou-se principalmente em anfibolitos foliados e, secundariamente em planos de fraturas de granitos que intrudem os anfibolitos.

A alteração hidrotermal que afetou as rochas hospedeiras envolveu potassificação (biotita+feldspato alcalino) e metassomatismo férrico (magnetita+Fe-anfibólio; veios de quartzo-magnetita). Esses dois processos são associados à mineralização de Cu-Au. Além disso, o hidrotermalismo gerou albita, turmalina e allanita (Silva *et al.* 2005).

Estudos de inclusões fluidas em veios de quartzo internos e externos à zona mineralizada revelaram a presença de tipos variados de inclusões (Silva *et al.* 2005): carbônicas e aquo-carbônicas secundárias, aquosas de salinidade variada, e aquosas tardias. As inclusões predominantes são de fluido salino (20-35% peso equiv. NaCl), aprisionado por volta de 340°C e <2,5 kbar, o qual os autores interpretam como de origem granítica. Esse fluido teria se misturado com fluido meteórico mais frio e mais diluído. Ainda segundo Silva *et al.* (2005), os fluidos portadores de CO<sub>2</sub> teriam sido originados de separação de fase.

Estudos de isótopos estáveis de oxigênio em rocha fortemente hidrotermalizada mostram valores de δ<sup>18</sup>O entre +6 e +7,5 ‰ e valores de δ<sup>34</sup>S em sulfetos concentram-se no estreito intervalo entre 0 e +1 ‰. Nos dois casos Silva *et al.* (2005) interpretam os valores como produzidos pela interação com fluidos magmáticos.

Estudos geocronológicos (Tabela 4.2) efetuados por Silva *et al.* (2005) indicam que as rochas hospedeiras são arqueanas, com idades em torno de 2,68 Ga para as rochas máficas e 2,61 Ga para os granitóides. Dados isotópicos de Ar em biotita mostram idades entre 1809-1854 Ma, e de Sm-Nd em sulfetos mostram idade de 1752 ± 77 Ma. Silva *et al.* (2005) interpretam as idades paleoproterozóicas como sendo da mineralização, enquanto que idades Re-Os em molibdenita do granito (2554-2600 Ma) e do anfibolito (2711 ± 9 Ma) são interpretadas como idade do protólito.

Silva *et al.* (2005) entendem que as características do Alvo GT-46 se enquadram nas da classe de depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au-U-ETR.

#### *Depósito Cristalino*

O depósito Cristalino localiza-se na região da serra do Rabo, na extremidade sudeste da falha Carajás e é considerado como pertencente à classe dos depósitos IOCG (Huhn *et al.* 1999b, Soares *et al.* 2001). O depósito conta com recursos totais de 247 Mt de minério, com 0,7% de Cu e 0,3g/t de Au (referência primária em Carvalho *et al.* 2004). As rochas hospedeiras da mineralização são metavulcânicas félsicas atribuídas ao Grupo Grão Pará (2759 ± 2 Ma) e dioritos (2738 ± 6 Ma). Ambos encontram-se fortemente brechados e hidrotermalizados. O minério ocorre em arranjos do tipo *stockwork*, em fraturas na foliação ou disseminado nas rochas hospedeiras (Huhn *et al.* 1999b) e está controlado por uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil (Soares *et al.* 2001).

A alteração hidrotermal provocou principalmente potassificação, albitização e escapolitização (alteração sódica), além de cloritização, carbonatação, silicificação e enriquecimento em apatita e magnetita. Sericitização, zeolitização e turmalinização foram processos subordinados. A mineralogia do minério é composta principalmente por calcopirita, pirita e magnetita, com

bravoita, cobaltita, millerita, vaesita e ouro ocorrendo de forma subordinada (Huhn *et al.* 1999b, Soares *et al.* 2001).

Dados geocronológicos Pb-Pb em sulfetos do minério revelaram idades de 2700 ± 29 Ma e 2719 ± 36 Ma, interpretadas como a idade da formação do minério (Soares *et al.* 2001) que seria contemporânea ou levemente posterior à intrusão do Granito Planalto (2747 ± 2 Ma) e de dioritos (2738 ± 6 Ma) que ocorrem nas proximidades do depósito (Huhn *et al.* 1999a).

#### *Depósito Alvo 118*

O depósito Alvo 118 localiza-se na porção sul-sudeste da região de Carajás, a oeste da mina do Sossego, e contém reservas de 170 Mt de minério com 1% de Cu e 0,3 g/t de Au (Xavier *et al.* 2006b). O depósito forma um corpo alongado segundo a direção NW-SE e está associado a rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Grão Pará incluindo metabasaltos, metavulcanoclásticas e formações ferríferas (Albuquerque *et al.* 2001).

Segundo Albuquerque *et al.* (2001) a alteração hidrotermal afetou as rochas hospedeiras de modo pervasivo ao longo de zonas catacladasas e da foliação das rochas metavulcânicas. Posteriormente, fraturas foram preenchidas por enxames de veios de diferentes espessuras. Esses autores reconhecem cinco estágios de alteração hidrotermal: 1) potassificação de caráter pervasivo; 2) cloritização e substituição parcial do feldspato alcalino formado no estágio anterior; 3) silicificação, com preenchimento parcial de fraturas por cristais de quartzo, com textura em pente, perpendiculares às paredes dos veios, e formação de alguma biotita; 4) precipitação de sulfetos e mineralização; 5) carbonatação tardia. A paragênese sulfetada é constituída de calcopirita, que ocorre em vênulas finas e fraturas, pirita e bornita. Algum carbonato e fluorita, juntamente com o quartzo e filossilicatos formam a ganga do minério e podem ter se formado neste estágio.

A zona mineralizada primária está coberta por perfil supergênico, que pode atingir profundidades entre 50 e 180 m, e o minério foi subdividido em três fácies distintas (Albuquerque *et al.* 2001): 1) minério saprolítico oxidado, até 90m de profundidade, em média, caracterizado pela ausência de minerais secundários de cobre. O cobre está adsorvido na estrutura de filossilicatos alterados ou hidrolizados (biotita, clorita e caulinita) e em oxi-hidróxidos de Fe (± Mn) e Ti; 2) minério transição, entre 90 e 120m de profundidade, com substituição progressiva de calcopirita + covelita → calcocita + digenita (sulfetos) → malaquita + pseudomalaquita (carbonato/fosfato) → cobre nativo → cuprita + tenorita. O minério transição restringe-se à projeção do 3) minério primário calcopirítico.

#### *Depósito Serra Verde*

O depósito Serra Verde localiza-se na porção leste do Domínio Carajás e a norte da área de afloramento do Complexo Granítico Estrela. É um depósito de pequeno porte, com teores de ouro entre 0,5 e 1,0g/t (Villas e Santos 2001), hospedado em rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Rio Novo, mais antigas do que 2763 ± 7 Ma, idade do Complexo Granítico Estrela, nelas intrusivo (Barros *et al.* 2001b). Rochas metassedimentares como metarenito, metarcósio

e quartzito são os tipos predominantes, ocorrendo também mica xistos, rochas ricas em quartzo-clorita (hidrotermalitos?), rochas metamáficas e brechas (Reis e Villas 2002).

O minério é formado por lentes de sulfeto maciço concordantes a subconcordantes com a estruturação das rochas encaixantes e disseminações. Os corpos de sulfetos maciços são compostos predominantemente por calcopirita, com percentuais subordinados de pirrotita, pirita, cubanita, molibdenita e esfalerita e traços de mackinawita, covelita e esmitita. O ouro ocorre dentro da calcopirita. Au-Cu-Ag-Co-Ni encontram-se enriquecidos no depósito (Reis e Villas 2002), mas o depósito é pobre em óxidos de Fe, contrastando com a maioria dos depósitos de Cu-Au do Domínio Carajás (Villas e Santos 2001). A ganga é composta por quartzo, hornblenda, ilmenita, magnetita e fluorapatita. As disseminações são mais comuns nas rochas ricas em quartzo-clorita que envolvem as lentes de sulfetos maciços (Reis e Villas 2002).

Reis e Villas (2002) descrevem três eventos que de alguma forma afetaram a composição ou o arranjo textural da paragênese sulfetada, ou provocaram remobilização, os três relacionados com eventos regionais conhecidos no Domínio Carajás. O primeiro estaria relacionado a hidrotermalismo de fundo oceânico (360-300°C) e seria contemporâneo à deposição do Grupo Rio Novo. Esse evento gerou propilitização, turmalinização e silicificação. O segundo estaria relacionado ao metamorfismo provocado pela intrusão do Complexo Granítico Estrela (480-300°C) e produziu principalmente veios de quartzo, além de propilitização e potassificação, albitização e anfibolitização. O último evento seria relacionado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento (270-200°C), estando mais restrito às proximidades das mesmas, e gerou veios de quartzo, propilitização e potassificação.

Idade e modelo deposicional do depósito Serra Verde são tema de debate. Villas e Santos (2001) e Reis e Villas (2002) argumentam que a constituição maciça do minério, a disposição concordante a subconcordante das lentes de minério com rochas encaixantes metavulcano-sedimentares, a suposta relação temporal entre essas lentes e o Complexo Granítico Estrela, a ocorrência de turmalinitos estratiformes associados às lentes e os tipos de alteração hidrotermal seriam compatíveis com a classe depósitos singenéticos de sulfeto maciço vulcanogênico. Villas e Santos (2001) salientam que a baixa concentração de óxidos de Fe e a presença de ilmenita e fluorapatita não são comuns nesse tipo de depósito, mas sugere que uma fonte magmática profunda e reduzida, rica em cobre, fósforo e titânio, poderia ser responsável pela precipitação de calcopirita, ilmenita e fluorapatita, respectivamente.

Os dados geocronológicos obtidos por Reis *et al.* (2001) não são esclarecedores (Tabela 4.2). Esses autores determinaram idades Pb-Pb em pares calcopirita-molibdenita de  $2760 \pm 77$  Ma e  $2509 \pm 85$  Ma, a primeira delas compatível com a do Complexo Granítico Estrela ( $2763 \pm 7$  Ma), ao qual Reis e Villas (2002) relacionam o segundo estágio de alteração descrito. Também determinaram idade U-Pb TIMS em apatita de  $2362 \pm 19$  Ma, que interpretaram como relacionada a cisalhamento.

Marschik *et al.* (2005) sugerem um modelo epigenético magmático-hidrotermal com base em dados de isótopos de enxofre em calcopirita ( $\delta^{34}\text{S} = +1\text{‰}$ ) e de oxigênio em quartzo da matriz de lente de sulfeto maciço ( $\delta^{18}\text{O} = +11\text{‰}$ ), os quais estariam refletindo uma assinatura magmática em temperatura  $>350^\circ\text{C}$ . Marschik *et al.* (2005) também determinaram idades em molibdenita pelo método Re-Os, obtendo valores de  $2609 \pm 13$  Ma em Serra Verde e  $2602 \pm 13$  Ma e  $2592 \pm 13$  Ma no garimpo de ouro Fernando, localizado nas proximidades do depósito Serra Verde. Os dados similares sugerem a formação da molibdenita num mesmo evento. O problema que se impõe é a ausência de magmatismo (conhecido) de 2600 Ma no Domínio Carajás.

#### 4.2.1.2 – Depósitos Polimetálicos de Cobre Depósito Breves

O depósito de Cu-Au (Mo, W, Bi, Sn) Breves está localizado na porção centro-noroeste da serra dos Carajás, a norte da mina de Igarapé Bahia. O depósito conta com reservas em torno de 50 Mt que incluem 1,22% Cu, 0,75 g/t Au, 2,4 g/t Ag, 1200 g/t W, 175 g/t Mo, 75 g/t Bi e 70 g/t Sn (Nunes *et al.* 2001). O minério ocorre segundo dois estilos: 1) disseminado em arenitos e siltitos da Formação Águas Claras, de idade arqueana, e em uma intercalação de rochas metavulcânicas e metassedimentares sotopostas às da Formação Águas Claras, mas que ainda merecem melhor caracterização; 2) na porção apical de uma intrusão granítica e em sistemas de veios de quartzo e brechas que cortam tanto as rochas supracrustais como o granito que as intrude (Nunes *et al.* 2001, Tallarico *et al.* 2004, Botelho *et al.* 2005, Xavier *et al.* 2005).

O granito encaixante possui idade entre  $1878 \pm 8$  Ma e  $1880 \pm 9$  Ma (U-Pb em zircão; Tallarico *et al.* 2004, Botelho *et al.* 2005), enquanto que monazita e xenotímio de veios tardi a pós-mineralização forneceram idade U-Pb de  $1872 \pm 7$  Ma (Tabela 4.2), que é indistinguível, dentro do limite do erro analítico, da idade da intrusão, o que levou à sugestão de relação genética entre os veios e o granito (Tallarico *et al.* 2004).

O minério disseminado é composto por calcopirita-pirita-arsenopirita, enquanto que o venular é formado por pirita-arsenopirita-molibdenita-ferberita-cassiterita-bismutinita, sendo também descritas pirrotita, löllingita, wolframita e scheelita. A alteração hidrotermal gerou uma assembléia com proporções variáveis de quartzo-feldspato alcalino-clorita-muscovita-biotita-fluorita-turmalina. O ouro ocorre em equilíbrio com bismuto nativo, teluretos e arsenietos de cobalto (Tallarico *et al.* 2004, Botelho *et al.* 2005, Xavier *et al.* 2005).

Estudos de inclusões fluidas identificaram fluidos aquosos salinos de moderada a alta temperatura ( $>30\%$  peso equiv. NaCl,  $>350^\circ\text{C}$ ), acompanhados ou não por termos aquo-carbônicos ( $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ ); e fluidos menos salinos de menor temperatura ( $<26\%$  peso equiv. NaCl,  $100\text{-}300^\circ\text{C}$ ). Os dois fluidos foram interpretados, respectivamente, como de origem magmática e meteórica (Botelho *et al.* 2005, Xavier *et al.* 2005). Uma forte contribuição magmática para fluidos e solutos (enxofre) também foi evidenciada em estudos de isótopos estáveis de oxigênio, hidrogênio, boro e enxofre (Botelho *et al.* 2005, Xavier *et al.* 2005, 2006a).

O depósito Breves tem sido considerado um representante dos depósitos de Cu-Au da região de Carajás (Tallarico *et al.* 2004) ou como relacionado a intrusões (Xavier *et al.* 2005). Entretanto, Botelho *et al.* (2005) argumentam que Breves apresenta características híbridas entre os depósitos de Cu-Au (IOCG), os Cu-Au pórfiros e os depósitos de Sn-W associados a cúpulas graníticas e sugerem que o mesmo pode representar um tipo Cu-Au reduzido.

#### Depósito Gameleira

O depósito de Cu Gameleira está localizado na porção centro-noroeste da serra dos Carajás e contém reservas de 300 Mt de minério com 1% de Cu (referência primária em Carvalho *et al.* 2004). As rochas encaixantes da mineralização são metavulcano-sedimentares pertencentes ao Grupo Igarapé Pojuca ( $2732 \pm 3$  Ma, Machado *et al.* 1991). Essas rochas são anfíbolitos (andesitos e metabasaltos), biotita-xistos, hidrotermalitos (anteriormente classificados como formação ferrífera) e gabros ( $2719 \pm 80$  Ma e  $2757 \pm 81$  Ma, isócrona Sm-Nd, Pimentel *et al.* 2003;  $2705 \pm 2$  Ma, Pb-Pb em zircão, Galarza e Macambira 2002b). Galarza e Macambira (2002b) dataram zircão de saprólitos de rochas não identificadas e obtiveram idades de  $2615 \pm 10$  Ma e  $2683 \pm 7$  Ma, as quais foram interpretadas como não pertencentes ao Grupo Igarapé Pojuca. Segundo Lindenmayer *et al.* (2001b), uma intrusão de granito/sienito foi detectada em profundidade e correlacionada com granitóides de 1,87 Ga e a seqüência hospedeira é cortada por dique de leucogranito de  $1583 \pm 9/-7$  Ma (Pimentel *et al.* 2003).

Lindenmayer *et al.* (2001b) descrevem quatro tipos de minério interpretados como originados a partir de um mesmo sistema hidrotermal: 1) hidrotermalito, no contato entre xistos e *sill* de gabro. É composto por calcopirita-bornita-ouro-pirita  $\pm$  magnetita e possui biotita-fluorita-quartzo-grunerita na ganga; 2) veios de quartzo com biotita-albita-turmalina-fluorita-clorita-carbonato e calcopirita-bornita-ouro-cobaltita-molibdenita; 3) veios brechados de quartzo-turmalina-albita, com calcopirita-bornita; 4) disseminações, com mineralogia idêntica a dos veios. A química global do minério é caracterizada pela associação Fe-Cu-Au-Mo-Co-U-ETR-F.

Estudos de inclusões fluidas (Lindenmayer *et al.* 2001b) mostram fluidos aquosos com ampla variação de temperatura e salinidade (0-23 e 30-45% peso equiv. NaCl) atribuídos ao aprisionamento de fluidos derivados de sistema granítico sob resfriamento, com picos em  $540 \pm 25^\circ\text{C}$ ,  $235 \pm 15^\circ\text{C}$  e  $190 \pm 10^\circ\text{C}$ .

Os dados de isótopos de enxofre em sulfetos ( $\delta^{34}\text{S} = +3$  a  $+4,8\text{‰}$ ) são compatíveis com derivação magmática e os de oxigênio e carbono em carbonatos ( $\delta^{18}\text{O} = +8,9$  a  $+10\text{‰}$  e  $\delta^{13}\text{C} = -8,4$  a  $-9,4\text{‰}$ ) são interpretados como de origem profunda (Lindenmayer *et al.* 2001b). Dados isotópicos de Nd no minério indicariam fluidos derivados de, ou que interagiram com, sistema magmático-hidrotermal granítico (Pimentel *et al.* 2003). Isótopos de Pb indicam fontes crustais antigas para o mesmo (Galarza e Macambira 2002a).

Lindenmayer *et al.* (2001b) interpretaram Gameleira como mineralização epigenética, sendo um termo extremo magmático da classe de depósitos IOCG, formado em profundidade moderada sem interação

com água meteórica. Esse sistema magmático seria relacionado à intrusão do Granito Pojuca, há  $1874 \pm 2$  Ma (Machado *et al.* 1991), o que seria sustentado pela idade de  $1839 \pm 15$  Ma (isócrona Sm-Nd) em veio de quartzo-grunerita, interpretada como a idade da formação do minério (Pimentel *et al.* 2003). Pimentel *et al.* (2003) também obtiveram idades de 1734-1700 Ma em biotita (Ar-Ar) e veios sulfetados (Sm-Nd) que interpretaram como reflexo da menor temperatura de bloqueio da biotita.

Por outro lado, Galarza e Macambira (2002a) encontraram idades de  $2419 \pm 12$  Ma,  $2217 \pm 19$  Ma e  $2180 \pm 84$  Ma (Pb-Pb em sulfetos). A primeira foi interpretada como a idade mínima da mineralização e as duas últimas foram atribuídas ao rejuvenescimento parcial provocado por intrusões mais jovens (Granito Pojuca). Os autores aceitam que o mesmo possa ter provocado inclusive remobilizações, ou total, devido à reativação tectônica dos grandes sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento. Marschik *et al.* (2005) obtiveram idade de  $2614 \pm 14$  Ma em molibdenita do minério, que interpretam como idade da mineralização. Esses autores, embora aceitem o modelo magmático-hidrotermal e discutam várias possibilidades, todas hipotéticas, não conseguiram ligar esse dado geocronológico a um evento específico. Portanto, a idade da mineralização em Gameleira ainda necessita de comprovação.

#### Depósito Estrela

O depósito Estrela localiza-se na serra do Rabo, porção sudeste da serra dos Carajás, próximo ao depósito Cristalino. Contém reserva potencial de 230 Mt com 0,5% Cu, e quantidades subordinadas de Mo, Sn e Au. As rochas encaixantes da mineralização são andesitos e riolitos arqueanos do Grupo Grão Pará, gabros e em granitóide tipo A paleoproterozóico (Lindenmayer *et al.* 2005, Volp 2006).

O minério ocorre em *stockworks*, *greisen*, veios de quartzo sulfetados, como disseminações e subordinadamente em brechas. A paragênese sulfetada é constituída por calcopirita, pirita, pirrotita e bornita, ocorrendo também molibdenita e magnetita e ouro incluso na calcopirita (Lindenmayer *et al.* 2005, Volp 2006).

Segundo Volp (2006), os produtos da alteração hidrotermal refletem uma sucessão e superposição em temperatura decrescente de alteração, iniciada com fase magmático-hidrotermal venular rica em ETR, seguida por sulfetação e fluidos oxidados tardios de baixa temperatura, dando uma assinatura geoquímica composta por Fe-Cu-F-B-Li-ETR ao minério. Já Lindenmayer *et al.* (2005) descrevem uma fase regional de alteração cálcico-sódica que precederia a alteração principal que gerou potassificação, metassomatismo de Fe e sulfetação, caracterizados por quartzo-albita-biotita-fluorita e por pirita-calcopirita-pirrotita. Esses processos foram sucedidos pela formação tardia de *greisen* (quartzo-muscovita) e carbonatação, a  $250^\circ$  e  $165^\circ\text{C}$ , respectivamente.

Assembléias de inclusões fluidas mostram associação de fluidos aquosos saturados e insaturados, com salinidades entre 0-50, 10-59 e 0-40% peso equiv. NaCl para as fases de potassificação, greisenização e carbonatação, respectivamente. Os intervalos de temperaturas de aprisionamento variam entre



100-500°C, 100-400°C e 70-350°C, respectivamente, nos três estágios (Lindenmayer *et al.* 2005). Os autores também identificaram raras inclusões carbônicas e aquo-carbônicas coexistindo com as aquosas em veios da fase de potassificação.

Dados de isótopos estáveis mostram valores de  $\delta^{18}\text{O}$  compatíveis com derivação magmática na fase de mineralização, com influxo de águas meteóricas e metamórficas na fase de greisenização e meteóricas nos estágios mais tardios (Lindenmayer *et al.* 2005). Para os mesmos autores, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  da calcita e da siderita refletem fonte magmática e crustal, respectivamente, para o carbono, enquanto que os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  sugerem origem magmática para o enxofre.

Resultados geocronológicos obtidos revelaram idade de  $1857 \pm 98$  Ma (isócrona Sm-Nd em minerais de veios mineralizados), que foi interpretada como a idade da mineralização, consistente com as idades de  $1881 \pm 5$  Ma e  $1875 \pm 1,5$  Ma (U-Pb em zircão e monazita, respectivamente) obtidas em granitóides, cujos fluidos foram interpretados como relacionados à mineralização (Lindenmayer *et al.* 2005).

Volp (2006) classifica Estrela como um depósito de Cu-Au (W-Bi-Sn) relacionado à intrusão, enquanto que Lindenmayer *et al.* (2005) sugere um tipo híbrido, com características parcialmente compatíveis com as de depósitos tipo IOCG e parcialmente comuns às de depósitos de cobre pórfiro de alto enxofre nos estágios precoces, conforme discutido por Botelho *et al.* (2005) para o depósito Breves, seguido de greisenização tardia.

#### Depósito Pojuca

O depósito Pojuca (Corpo Quatro) está localizado na porção norte da serra dos Carajás, junto à falha Carajás. Contém reservas totais de 58,2 Mt de minério com 0,78-0,89% de Cu, e 8,4 Mt com 0,49-1,11% de Zn (Carvalho *et al.* 2004), além de quantidades subordinadas de Au, Ag, Mo e Cd, este último associado a níveis de esfalerita (Saueressig 1988). O minério está associado à seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Igarapé Pojuca, orientada segundo N50°W, com mergulhos moderados para SW e NE, e composta por anfíbolitos, xistos, formação ferrífera, metarenitos e metassiltitos (Medeiros Neto e Villas 1985, Saueressig 1988).

Dois eventos de mineralização são descritos por Medeiros Neto e Villas (1985). A mineralização estratiforme contém minério maciço, fragmentário ou bandado. O primeiro está hospedado em formação ferrífera, fácies silicato-sulfetada, o segundo em anfíbolio-xistos e o último localiza-se na parte inferior da unidade. Os minerais de minério são calcopirita, esfalerita, pirrotita e magnetita, com pentlandita e cubanita sendo raras. Medeiros Neto e Villas (1985) interpretam essa mineralização como sedimentar, posteriormente afetadas por metamorfismo regional de fácies anfíbolito. A mineralização hidrotermal gerou veios quartzo-feldspáticos milimétricos a centimétricos envolvidos por alteração propilítica simétrica que acompanha fraturas, xistossidade, contatos litológicos e zonas de falha. Calcopirita, pirrotita e esfalerita são os principais minerais de minério, ocorrendo também ilmenita, molibdenita, pirita, cobaltita, marcassita,

mackinawita, hematita, cubanita, pentlandita e covelita.

Medeiros Neto e Villas (1985) interpretam a jazida Pojuca como pertencente à classe de depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, tipo exalativo proximal, com posterior remobilização (veios) relacionada à intrusão do Granito Pojuca (Medeiros Neto 1986) há  $1874 \pm 2$  Ma (Machado *et al.* 1991).

#### Depósito Águas Claras

O depósito Águas Claras localiza-se na porção central da região de Carajás, próximo da borda oeste do Granito Serra dos Carajás. O depósito conta com recursos totais de 9.531.550 t de minério com 2,43 g/t de Au e 0,19% de Cu, totalizando cerca de 26,5 t de Au e 17.893 t de Cu contidos (Docegeo 1995).

O minério ocorre em veios de quartzo com texturas maciça, brechada e em pente posicionados em zona de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil de atitude N20-60°E/70°NW-SE que sectiona rochas siliciclásticas (pelitos e arenitos) da Formação Águas Claras, e *sills* e diques de gabro e diabásio de idade  $2645 \pm 12$  Ma (Soares *et al.* 1994, Dias *et al.* 1996, Silva e Villas 1998).

Os veios mineralizados estão localizados no contato entre a unidade sedimentar e as rochas básicas. Cloritização é o tipo de alteração hidrotermal mais expressivo no depósito, seguida de sericitização, turmalinização, argilização, silicificação, carbonatação e sulfetação. Epidotização e albitização são mais restritas às rochas básicas. A paragênese sulfetada contém pirita, calcopirita e arsenopirita e quantidades subordinadas de esfalerita, pirrotita, galena, estanita, cobaltita, tenantita e bismutinita. Entre os óxidos ocorre magnetita, hematita e ferberita (Soares *et al.* 1994, Silva e Villas 1998). Partículas irregulares de electrum (75% de Au e 25% Ag) estão localizadas no contato entre pirita e calcopirita, dentro de cristais de arsenopirita e isoladas em massa de calcopirita (Soares *et al.* 1994). Essa associação mineralógica confere ao minério uma assinatura geoquímica composta por Au, Cu, As, Ag, Fe, Zn, Sn, W, Co, Bi.

Estudo de inclusões fluidas (Silva e Villas 1998) demonstrou a presença de fluido aquoso salino pertencente ao sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2$ . Esse fluido, com salinidade entre 0,5 a 45% peso equiv. NaCl e aprisionado entre 160-360°C, foi interpretado como resultado de aprisionamento cíclico que acompanhou a formação de diferentes gerações de quartzo.

A classe a que pertence o depósito Águas Claras é incerta. Soares *et al.* (1994) relacionam a mineralização com o Granito Serra dos Carajás em função da associação geoquímica e da presença de fluorita e de vênulas de feldspato alcalino nas rochas encaixantes. Além disso, uma idade Pb-Pb em sulfetos de 1880 Ma (Villas e Santos, 2001) é coincidente com a idade de colocação do granito. Por outro lado, Villas e Santos (2001) ressaltam que estudos geoquímicos efetuados no Granito Serra dos Carajás (Barros *et al.* 1994, Javier Rios *et al.* 1995a) indicam o seu caráter não especializado e que o mesmo não poderia servir de fonte, pelo menos, do Sn e W do minério de Águas Claras. Outras idades obtidas em sulfetos ( $2358 \pm 42$  Ma, Pb-Pb) e em arenitos hidrotermalizados da Formação Águas Claras ( $2134 \pm 64$  Ma, Rb-Sr) também não são conclusivas (Silva *et al.* 2001).

#### 4.2.1.3 – Depósitos de Cobre (Ni-Zn)

##### *Alvo Borrachudo*

O alvo Borrachudo localiza-se imediatamente a leste do depósito de Cu-Au Cristalino, do qual se diferencia, aparentemente, por conter mineralização de sulfetos magmáticos de Fe, Ni e Cu associada com rochas básicas distintas daquelas do Grupo Grão Pará, que hospedam a mineralização em Cristalino (Farias *et al.* 1996).

As rochas hospedeiras são metabásicas de provável idade arqueana, ricas em magnetita e apatita e que constituem um corpo ígneo diferenciado posicionado após a deposição do Grupo Grão Pará. A mineralização gerou intercalação de lentes maciças ricas em Cu, Ni e Co associadas com xistos ricos em Fe e magnetitos com faixas pobres naqueles elementos associadas a plagioclásio xistos e rochas tectonicamente bandadas. Essa característica foi interpretada como de origem magmática e gerada por cristalização fracionada e imiscibilidade (Farias *et al.* 1996).

Farias *et al.* (1996) descrevem dois eventos hidrotermais, o primeiro associado ao resfriamento de corpos graníticos e o último ligado a cisalhamento e ocorrido em torno de 305°C. Os processos hidrotermais identificados foram potassificação, silicificação, carbonatação, argilização e epidotização. A mineralização primária está representada pela assembléia calcopirita-pirita-millerita-vaesita-pentlandita-pirrotita. Ressalta-se que esta paragênese possui similaridade com a que foi descrita para o depósito de Cu-Au Cristalino (Huhn *et al.* 1999b). Farias *et al.* (1996) também distinguiram mineralização secundária resultante da remobilização hidrotermal, que gerou disseminações de sulfetos de Cu e Fe com Ni subordinado e vênulas e bolsões com calcopirita-pirita.

##### *Alvo Castanha*

O Alvo Castanha localiza-se cerca de 8 km a nordeste do depósito de Sossego e apresenta-se como um jazimento de cobre com enriquecimento em níquel e zinco (Pestilho e Monteiro, 2008), no que também difere dos principais depósitos tipo IOCG do Domínio Carajás.

Segundo Pestilho e Monteiro (2008), a mineralização hospedou-se em rochas metavulcânicas ácidas (Formação Parauapebas) e em gabro, ambos localmente foliados. A alteração hidrotermal produziu: silicificação; alteração sódico-cálcica composta por escapolita ou anfibólio; alteração potássica, com biotita pervasiva ou venular, ou com feldspato potássico; alteração sódica (albita); carbonatação (calcita); sericitização e cloritização das rochas hospedeiras. Os minerais de minério ocorrem como vênulas, veios e brechas hidrotermais que cortam as rochas hospedeiras. Nas brechas os clastos são compostos por fragmentos arredondados da rocha metavulcânica ácida, com alteração potássica (biotita) e carbonatação, enquanto que a matriz é constituída pelos minerais de minério, principalmente calcopirita-pirrotita-pirita-esfalerita e quantidades menores de galena e molibdenita. Estudos de microscopia eletrônica de varredura identificaram Ni-pirita, cobaltopentlandita, sugakiita como as principais fases portadoras de Ni, além do telureto Pd-melonita.

Pestilho e Monteiro (2008) também identificaram zoneamento dos tipos de alteração hidrotermal em relação à zona de cisalhamento que concentra os

corpos com maior concentração de sulfetos. Zonas de carbonatação são proximais ao minério de maior teor, enquanto a alteração potássica forma halo em torno dos corpos de sulfeto e a cloritização predomina nas porções mais distais. Os autores também indicam predomínio de pirrotita e calcopirita nas porções proximais com as maiores concentrações de pirrotita se dispondo em torno de corpos maciços de calcopirita.

##### *Outras Ocorrências*

Monteiro *et al.* (2008b) observaram que os alvos Jatobá e Bacaba apresentam semelhanças com o Alvo Castanha, descrito por Pestilho e Monteiro (2008), no que refere aos tipos de alteração hidrotermal, com forte escapolitização, e evolução paragenética. Os autores também observaram que o posicionamento dos corpos de minério desses três alvos se deu na mesma zona de cisalhamento regional que contém os depósitos de Cu-Au de Sossego, Cristalino e Alvo 118. Esta zona de cisalhamento tem orientação aproximadamente leste-oeste e coloca em contato o Supergrupo Itacaiúnas e o Complexo Xingu.

Em Bacaba e Jatobá, Monteiro *et al.* (2008b) descrevem zonas de intensa escapolitização, que não são observadas nos depósitos melhor estudados, como Sossego e Alvo 118, substituindo tanto rochas metavulcânicas como intrusivas. A escapolita naqueles alvos formou-se especialmente em torno de espessos veios compostos por escapolita marialítica, magnetita e fluorita. Dados estruturais e petrográficos indicam que a escapolita formou-se anteriormente ao movimento da zona de cisalhamento e foi posteriormente substituída por feldspato potássico, biotita, clorita, illita e caolinita.

A origem da escapolita é ainda incerta, mas há indícios de que se formou a partir de fluidos altamente salinos. A fonte desses fluidos é também alvo de debate, podendo haver contribuição de metaexalitos (evaporitos) ou fluidos magmáticos Monteiro *et al.* (2008b).

#### 4.2.2 - Ouro

##### **4.2.2.1 – Depósitos de Ouro (Pt-Pd) Associados a Rochas Sedimentares**

###### *Depósito Serra Pelada (Serra Leste)*

O depósito de Au-(Pd-Pt) de Serra Pelada (ou Serra Leste) localiza-se na porção leste do sistema de falhas transcorrentes Cinzento e está encaixado em rochas pertencentes ao Grupo Rio Novo. Sobre esse depósito instalou-se no final da década de 70 o garimpo Serra Pelada, do qual foram lavradas 32,6 t de ouro, de uma reserva estimada em 59,6 t Au (Meireles e Silva, 1988). A oeste do depósito localizam-se as ocorrências geologicamente similares de Marlon e Banana.

A mineralização primária localizou-se na charneira de uma grande dobra sinclinal afetada por falhas e aparentando um *saddle-reef* invertido, no contato entre margas dolomíticas (na base) e metassiltitos (no topo) (Meireles e Silva 1988, Tallarico *et al.* 2000a, Villas e Santos 2001). Villas e Santos (2001) ressaltam que o principal controle estrutural da mineralização é exercido pelas dobras, enquanto que para Freitas-Silva (1998) a zona mineralizada estaria associada a uma falha transcorrente. Os corpos de minério acompanham esse contato e são envoltos por zona de silicificação (jasperóide), com 5-50 m de espessura originada da

substituição das margas. O quartzo dessa zona está acompanhado por sericita, turmalina, caulinita, clorita, hematita, calcopirita e carbonato (Meireles e Silva, 1988; Tallarico *et al.* 2000a, Villas e Santos 2001).

O minério está hospedado em metassiltitos carbonosos geralmente isotropos, com variedades brechadas e silicificadas ocorrendo subordinadamente. O minério primário, raramente identificado devido à extensão da alteração supergênica que ultrapassa os 200 m de profundidade, é composto pela assembléia pirita-calcopirita-arsenopirita-covelita-bornita-galena, com presença importante de millerita-pentlandita (Ni) e carrolita-siegenita (Ni-Co-Cu) (Tallarico *et al.* 2000a), o que confere uma assinatura geoquímica com Au-Pd-Pt-Cu-Ni-Co. O paládio ocorre tanto em ligas de Au-Ag-Pd como em minerais de Pd-Hg, como atheneita e potarita. Minerais de platina são raros e o ouro, além das ligas, ocorre na forma nativa (Tallarico *et al.* 2000a).

Tallarico *et al.* (2000a) descrevem dois eventos metamórficos que afetaram a seqüência hospedeira do depósito. O primeiro, de caráter progressivo (regional), teria ocorrido no mínimo a 550°C, o que é indicado pela paragênese actinolita-calcita e sua associação eventual com diopsídio. O segundo evento, de grau muito baixo, seria de caráter hidrotermal e relacionado à auréola de contato produzida pela intrusão de corpos de diorito. Este evento está marcado pelo crescimento de granada pós-tectônica e seria seguido por cloritização ocorrida entre 230-360°C, associada com a precipitação de calcopirita-pirrotita-pirita-magnetita e que afetou também a intrusão diorítica. Num estágio tardio, sob condições mais oxidantes precipitaram hematita e bornita. Dados preliminares de inclusões fluidas (referência primária em Dardenne e Schobbenhaus 2001) sugerem a presença de fluidos aquosos, carbônicos e aquo-carbônicos de salinidade moderada a baixa e aprisionados entre 150-200°C, os quais não seriam de derivação granítica.

A alteração supergênica provocou considerável enriquecimento na concentração de Au, Pd e Pt, oxidação generalizada, descalcificação das rochas carbonáticas (Tallarico *et al.* 2000a, Villas e Santos, 2001) e gerou principalmente quartzo, caulinita, muscovita, illita, hematita, goethita, criptomelano, woodhausita, crandalita (Moroni *et al.* 2001).

O modelo genético e a idade do depósito de Serra Pelada são incertos. O que parece consensual é a hipótese de haver ocorrido mineralização primária epigenética seguida por remobilização supergênica. Tallarico *et al.* (2000a) e Villas e Santos (2001) entendem que a mineralização primária tem relação com a intrusão diorítica. Segundo Tallarico *et al.* (2000a) a camada de metassiltito carbonoso teria agido como barreira geoquímica focalizando a precipitação dos metais pela queda abrupta nas condições de oxidação do fluido hidrotermal. A idade seria aparentemente arqueana, em função das rochas encaixantes/hospedeiras, embora não haja controle sobre a idade da intrusão diorítica. Biondi (2003) argumentam que as descrições existentes apontam para depósito em zona de cisalhamento do tipo ouro associado à turbiditos.

#### 4.2.2.2 – Depósitos Supergênicos

##### Garimpo Cutia

O garimpo de ouro Cutia localiza-se na Serra Leste, nas proximidades do depósito de Serra Pelada. O ouro

foi explotado em uma seqüência gossânica desenvolvida sobre anfibolito deformado e hidrotermalizado associado com cataclastos e milonitos e envolvido por gnaisses e granitóides. O anfibolito (Grupo Rio Novo) exibe uma foliação milonítica de direção NE-SW e mergulho de 85° para SE. Veios de quartzo-pirita com espessura milimétrica a centimétrica encontram-se expostos e provavelmente representam a mineralização primária preservada (Domingos e Santos 2001).

Na seqüência gossânica que hospeda a mineralização aurífera secundária Domingos e Santos (2001) reconheceram três níveis, compostos, do topo para a base, por crosta ferruginosa, brecha com goethita e brecha com sulfetos. Os dois níveis superiores representam a zona oxidada, enquanto que as brechas com sulfetos correspondem à zona de transição entre a zona oxidada superior e uma suposta zona redutora inferior (rocha mãe) que não aflora na área do garimpo.

A zona mineralizada é constituída por brechas hidrotermais com minerais primários preservados. Os fragmentos de quartzo dessas brechas estão imersos em uma matriz constituída por turmalina, malaquita, sericita, clorita e sulfetos (principalmente pirita e, em menor quantidade, calcopirita). O ouro normalmente ocorre em partículas muito pequenas (10 a 20 µm) inclusas em cristais de pirita em seus vários estágios de alteração para goethita (Domingos e Santos 2001).

#### 4.2.3 - Cromo

##### Ocorrência de Cromita de Luanga

O Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (2763 ± 6 Ma, Machado *et al.* 1991) é composto por rochas ultrabásicas e básicas toleíticas acamadadas intrusivas na seqüência supracrustal do Grupo Rio Novo (Suíta 1988) e metamorfizadas na fácies xisto verde. Essa intrusão acamadada possui cerca de 6 km de comprimento e largura máxima de 3,5 km (Ferreira Filho *et al.* 2007) e hospeda corpos de cromitito estratiforme deformado e metamorfizado juntamente com as rochas encaixantes.

Os corpos de cromitito possuem até 1,20 m de espessura e, da base para o topo, são constituídos por cromitito maciço, cromitito disseminado com lentes maciças, cromitito maciço, cromitito disseminado em serpentinito e cromitito disseminado com fragmentos de cromitito maciço (Suíta, 1988). Segundo o mesmo autor, os cromititos posicionam-se no topo da seção ultramáfica média (harzburgitos e ortopiroxenitos) no contato com a base da seção máfica superior (noritos). O minério foi caracterizado como cromita de alto Fe, com valores de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 45% em peso e textura tipo atol, o que seria típico de cromitas estratiformes (Suíta 1988, Diella *et al.* 1995).

Sulfetos e ligas de metais básicos, minerais do grupo da platina (MGP) e fases portadoras de elementos do grupo da platina (EGP) estão presentes na forma de inclusões em assembléias silicáticas e nos grãos de cromita (Diella *et al.* 1995). Esses autores identificaram pentlandita, pirrotita, millerita, calcopirita e mackinawita, braggita, sperrillita e sulfoarsenetos contendo EGP. O conteúdo de EGP de cromititos maciços e disseminados é dominado por Pt, com valores de até 8900 ppb.

#### 4.2.4 - Níquel

##### 4.2.4.1 – Depósitos de Níquel (Co) Laterítico

Na porção ocidental até central do Domínio Carajás diversos corpos de rochas máficas e ultramáficas acamadadas, não deformadas ou metamorizadas, reunidos na Suíte Intrusiva Cateté (2378 ± 55 Ma, Macambira e Tassinari 1998; ou 2763 ± 6 Ma, Lafon *et al.* 2000), possuem cobertura laterítica relativamente espessa que contém concentrações supergênicas de Ni, algumas associadas com Co.

##### *Depósito do Vermelho*

O depósito de Ni do Vermelho situa-se em região ao sul de Carajás e está contido em lateritas originadas pelo intemperismo de dois corpos de rochas máfico-ultramáficas compostos por gabro, piroxenito, dunito e peridotito serpentinizados (Alves *et al.* 1986). As reservas provada + provável são estimadas em 290 Mt de minério com 0,8% de Ni (somente no minério limonítico), tendo ainda Co e Cu como subprodutos (CVRD 2004).

Segundo Alves *et al.* (1986), dois tipos de minério compõem o depósito: silicatado ou garnierítico e oxidado ou limonítico. O minério garnierítico possui altos teores de Ni e Mg e baixo teor de Fe. Ocorre nas porções intermediárias do perfil laterítico que são as zonas de saprólito grosso e serpentinito alterado. O Ni está concentrado em garnierita (silicatos hidratados de Ni e Mg, como serpentinas e cloritas) e na goethita. O minério limonítico apresenta teores menores de Ni e Mg e elevados teores de Fe. Ocorre nas porções intermediárias e superiores do perfil laterítico, onde o Ni concentra-se na goethita e também na clorita, esmectita e talco (Alves *et al.* 1986, Silva 1994).

##### *Depósitos Puma e Serra da Onça*

Os complexos Puma e Serra da Onça são corpos alongados segundo a direção leste-oeste, com pouco mais de 20 km de comprimento e largura média em torno de 3 km. As reservas de minério nesses corpos perfazem as seguintes estimativas (Porto e Silva 2004): Puma contém 34 milhões de toneladas de minério (espessura média de 7,7 m) com 2,21% Ni, 0,07% Co e 22,60% Fe, e Onça possui 70 milhões de toneladas de minério (espessura média de 5,3 m) com 2,12% Ni, 0,12% Co e 21,77% Fe.

O complexo acamadado Puma possui uma zona ultramáfica na base, composta por dunitos (serpentinitos) e porções subordinadas de piroxenito, peridotito e gabro, sobreposta por uma zona máfica composta por gabros e Iherzolitos (Macambira e Ferreira Filho 2002, Porto e Silva 2004). No complexo acamadado Serra da Onça a zona ultramáfica inferior é caracterizada por dunitos serpentinizados e ortopiroxenitos, e a zona máfica superior por gabronoritos (Macambira e Ferreira Filho 2002, Porto e Silva 2004).

O intemperismo gerou perfil laterítico com similaridades nos dois depósitos, caracterizado, da base para o topo, por rocha alterada, saprólito e horizonte limonítico. O topo do perfil é constituído por ferricrete em algumas porções e por um horizonte silicoso e silcrete em outras. Em termos de mineralogia, os diferentes protólitos nos dois corpos geraram lateritas distintas. Em Onça, a serpentina é o principal mineral níquelífero, enquanto que em Puma, além da serpentina, clorita,

vermiculita, talco, Ni-talco e esmectitas ocorrem em maiores proporções (Porto e Silva 2004).

O minério supergênico em Puma e Onça é do tipo silicatos hidratados, em que o principal mineral níquelífero é a garnierita, com subordinada ocorrência de clorita e limonita níquelífera (Heim e Castro Filho 1986, Porto e Silva 2004). A gênese do minério, segundo Heim e Castro Filho (1986) envolveria: 1) uma rocha-mãe níquelífera, com teor de Ni em torno de 0,25% contido essencialmente na olivina, como substituto do Mg; 2) efeitos tectônicos, provocando fraturamento das rochas e gerando permeabilidade que favorece percolação de água, alteração da rocha e liberação do Ni; 3) geomorfologia favorável; 4) clima tropical a subtropical.

##### *Depósitos Jacaré e Jacarezinho*

Os corpos máfico-ultramáficos acamadados de Jacaré e Jacarezinho mostram forma alongada segundo a direção NNE-SSW, comprimento entre 9-21 km e largura entre 1,5-3,5 km (Macambira e Ferreira Filho 2002). As reservas geológicas estimadas estão na ordem de 53,9 milhões de toneladas de minério com teor médio de 1,41% de Ni em Jacaré e 23,4 milhões de toneladas com teor médio de 1,19% de Ni em Jacarezinho (Castro Filho e Mattos 1986).

Os complexos Jacaré e Jacarezinho são essencialmente ultramáficos, sendo composto por dunitos serpentinizados e intemperizados, representando possíveis porções inferiores de corpos acamadados originalmente maiores (Macambira e Ferreira Filho 2002). O perfil laterítico desenvolvido sobre essas rochas foi classificado, segundo Castro Filho e Mattos (1986), em quatro tipos: 1) ferricrete, composto principalmente por hematita e goethita, ocorre sobre ou junto ao tipo silcrete; 2) silcrete, composto por quartzo e vênulas de serpentina; 3) limonítico, situado acima do saprólito, composto por limonita, goethita, hematita, serpentina, clorita e espinélio cromífero; 4) saprólito, representando serpentinitos decompostos, constitui-se de serpentina, quartzo secundário e goethita. Os dois últimos tipos apresentam os maiores teores de Ni.

##### *Outras Ocorrências*

Outras ocorrências são também citadas na literatura, mas pouca informação geológica e econômica existe sobre as mesmas, como Fafá e Terra Morena. Além dessas há também o depósito Mundial/Carapanã, que apresenta recursos da ordem de 30 Mt com 1,4% Ni (Corrêa 2006).

#### 4.2.4.2 – Ocorrência Primária de Níquel

##### *Ocorrência de Manuel Selé*

Manuel Selé é uma ocorrência polimetálica primária de Ni localizada a leste de São Félix do Xingu. Na verdade trata-se de veios de Ni-Co-As-Au-Ag-Bi-Te encaixados em dunitos serpentinizados do Grupo São Félix que ainda preservam textura adcumulus, circundados por anfibólitos (Araújo *et al.* 2003). A mineralização gerou uma assembléia mineralógica complexa, composta por arsenetos e sulfo-arsenetos de Ni-Co-Fe (gersdorffita, cobaltita, arsenopirita, glaucodoto e alloclasita), elementos nativos (ligas ouro-prata, Bi), e por teluretos e óxidos de bismuto. O minério possui teores elevados de Ni (9-1,8%), Co (1,5-2,20%), Bi (1,6-0,9%),

Ag (164- 63 ppm) e Au (674 - 511 ppm) (Araújo *et al.* 2003). Os mesmos autores interpretam a mineralização de Manuel Selé como relacionada aos depósitos tipo *five element veins* (p.ex., Kissin, 1993).

#### 4.2.5 – Elementos do Grupo da Platina (EGP)

##### *Ocorrência de Luanga*

Além da mineralização de cromo do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga contém um intervalo mineralizado em EGP-Ni hospedado em ortopiroxenito e harzburgito posicionados na transição entre cumulados ultramáficos basais e um pacote caracterizado pela alternância de cumulados ultramáficos e máficos. A mineralização está associada com sulfetos (pirrotita, pentlandita, calcopirita) e o nível mineralizado é caracterizado por olivinas empobrecidas em Ni (Ferreira Filho *et al.* 2007). Segundo esses autores as características apresentadas pelo Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga são consistentes com mineralização ortomagmática resultante da segregação de um líquido imiscível de sulfeto a partir de magma básico, cuja fonte, de acordo com Diella *et al.* (1995), seria o manto relativamente primitivo.

Já Suita *et al.* (2005) descrevem cromititos portadores de EGP na porção ultramáfica e entendem que os sulfetos aí existentes seriam produtos da serpentinização. Relatam ainda que os EGP ocorrem como esperrilita, arsenetos, ligas de ferro e na forma nativa como inclusões na cromita, entre silicatos e cromita e dentro dos silicatos. Essa mineralogia e as texturas dos cromititos ricos em EGP e As seriam sugestivas da atuação do As num ambiente insaturado ou empobrecido em enxofre como coletor para formar os cromititos ricos em EGP. Alternativamente, o As poderia se comportar de modo menos móvel do que o S durante o intemperismo, concentrando-se preferencialmente nos cromititos estratiformes.

##### *Ocorrência de Serra da Onça*

O corpo máfico-ultramáfico acamadado da Serra da Onça é parte da Suíte Intrusiva Cateté (Macambira e Vale 1997), de idade controversa ( $2378 \pm 55$  Ma, Macambira e Tassinari 1998;  $2763 \pm 6$  Ma, Lafon *et al.* 2000). O corpo apresenta 25 km de comprimento e largura inferior a 4 km e é constituído, da base para o topo, por uma zona ultramáfica (dunitos e ortopiroxenitos) e por uma zona máfica (gabronoritos) (Macambira e Ferreira Filho 2002).

Em superfície, o contato entre as zonas ultramáfica e máfica é definido pelo aumento abrupto nos teores de Cu no solo, que reflete a presença de sulfetos disseminados nos cumulados básicos, composta por pirrotita, calcopirita e pirita intersticiais aos silicatos (Ferreira Filho *et al.* 2007). Anomalias superficiais de EGP em solo foram confirmadas em profundidade como reflexo de um horizonte estratigráfico de 120-150 m de espessura, paralelo ao acamadamento magmático e mineralizado em EGP. O minério está hospedado principalmente em cumulados máficos e localiza-se na transição entre a zona ultramáfica e a zona máfica, englobando ortopiroxenito na base, leuconorito na porção intermediária e gabronorito no topo. O intervalo mineralizado não apresenta sulfetos ou cromita e

ocorre estratigraficamente abaixo de horizonte de gabronoritos com sulfetos disseminados. A distribuição de Pt, Pd e Au permitiu a subdivisão da mineralização em três subzonas (Ferreira Filho *et al.* 2007): 1) inferior, com poucos metros de espessura, consistindo em ortopiroxenito com teores de Pt elevados ( $Pt > Pd$ ); 2) principal, espessa e caracterizada por altos teores de Pd na base e com o decréscimo dos teores de Pt e Pd em direção ao topo dessa subzona; 3) subzona do Au, que corresponde a um intervalo com 20-30 m de espessura com teores anômalos de Au situados no topo do intervalo mineralizado.

A restrição do minério a um horizonte estratigráfico caracterizado por processo de fracionamento normal, sem evidência de novas injeções de magma na câmara magmática, a ausência de alteração hidrotermal ou hidromagmáticas nas rochas mineralizadas, que correspondem a cumulados ígneos com mineralogia e textura bem preservadas e a distribuição uniforme de Pt-Pd-Au configuram a mineralização de Serra da Onça como estratiforme (Ferreira Filho *et al.* 2007). Essas características estratigráficas e composicionais indicariam também que a mineralização de EGP resultou da cristalização direta de Minerais do Grupo da Platina (MGP) a partir do magma silicático. Isto porque o aumento dos teores de EGP e a saturação do magma nesses elementos se dão em resposta ao comportamento incompatível dos EGP durante a cristalização fracionada (Macambira e Ferreira Filho 2005 a,b, Ferreira Filho *et al.* 2007).

#### 4.2.6 – Estanho (Cu, Mo)

Indícios de mineralização de cassiterita e de sulfetos de cobre e molibdênio foram apresentados por Javier Rios *et al.* (1995a,b). Essa mineralização incipiente está associada a veios hidrotermais e pegmatitos formados nas fases finais da evolução do Granito Serra dos Carajás. Com base em estudos isotópicos e de inclusões fluidas esses veios teriam se formado por mistura de fluidos magmáticos com fluidos de derivação externa em vários estágios, com temperatura decrescente:  $>520^{\circ}\text{C}$  (veios com calcita e sulfetos),  $190-130^{\circ}\text{C}$  (veios com quartzo-turmalina-clorita-sulfetos) e  $190-140^{\circ}\text{C}$  (veios com sulfetos) (Javier Rios *et al.* 1995a,b).

Os principais tipos de alteração hidrotermal foram cloritização, sericitização, epidotização, albitização, carbonatação, silicificação e sulfetação. Turmalina e fluorita também foram identificadas e os minerais de sulfeto são predominantemente calcopirita, pirita e molibdenita, além de bornita e covelita. Cassiterita, na verdade, ocorre na borda oeste do corpo do Granito Serra dos Carajás, um pouco afastada da ocorrência de sulfetos de Cu-Mo, mas sem localização fornecida pelo autor (Javier Rios *et al.* 1995a).

Duas outras ocorrências estão cadastradas, uma primária contida em *greisens* associados ao Granito Serra da Queimada, outra colúvio-aluvionar.

#### 4.2.7 – Ferro

Os depósitos de ferro de classe mundial da região de Carajás distribuem-se ao longo de uma estrutura conhecida como sinclínório ou dobra de Carajás e agrupam-se em conjuntos denominados Serra Norte,

Serra Sul, Serra Leste e São Félix, sendo os dois primeiros os mais importantes economicamente (Coelho 1986). Em conjunto esses depósitos contêm reservas da ordem de 18 bilhões de toneladas de minério com teores entre 60 e 67% de Fe (Coelho 1986, Dardenne e Schobbenhaus 2001, Guedes *et al.* 2002). Em 2007 a produção atingiu 91,7 Mt, o que, em termos financeiros, representa metade da produção mineral do estado do Pará (Mártires e Santana 2008).

Os depósitos estão associados a jaspilitos (formação ferrífera bandada) da Formação Carajás (Grupo Grão Pará), que ocorrem intercalados entre uma unidade vulcânica máfica inferior e uma unidade máfica superior com vulcanoclásticas, ambas atribuídas neste projeto à Formação Parauapebas, de idade entre 2757-2760 Ma (Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Trendall *et al.* 1998). O minério, além dos jaspilitos, é formado também por hematita friável e compacta (Lobato *et al.* 2005).

Os corpos de minério compacto de alto teor (hematita compacta ou dura) têm forma tabular e lenticular, espessura de até 50 m e ocorrem principalmente junto ao contato com rochas vulcânicas máficas da base da seqüência e são envolvidos por auréola de carbonato e hematita hidrotermais. Os contatos são concordantes e abruptos a gradacionais e interdigitados e podem apresentar brechas hidráulicas, *vugs* preenchidos por carbonato, quartzo, caulinita e hematita microlamelar, veios de quartzo-hematita e agregados fibrosos de clorita. No topo dos corpos de minério, perto do contato com as rochas vulcânicas superiores, veios com quartzo sacaroidal são mais comuns do que veios com dolomita. O minério friável de alto teor ocorre em corpos bandados de até 350 m de espessura e é composto por bandas milimétricas de hematita lamelar muito fina intercalada com hematita pulverulenta (Guedes *et al.* 2002, Lobato *et al.* 2005).

A gênese do minério de ferro de Carajás é controversa, sendo supergênica, hipogênica e hidrotermal supergênicamente modificada. A origem supergênica é defendida por Dardenne e Schobbenhaus (2001), que interpretam o minério como produzido por intemperismo laterítico, que provocou lixiviação da sílica dos jaspilitos e a concentração residual de hematita.

A origem hipogênica apresenta algumas variantes. Beisiegel *et al.* (1973) sugerem origem hipogênica para a hematita compacta com substituição metassomática do quartzo. Segundo esses autores, a associação de lentes de hematita compacta com diques de rocha básica seria indício de que a ação magmática forneceu calor ao processo metassomático. Para os minérios friáveis, os autores propõem o enriquecimento supergênico.

Segundo Guedes *et al.* (2002) e Dalstra e Guedes (2004), o minério de hematita de alto teor teria se formado por lixiviação hidrotermal de sílica da formação ferrífera e introdução de carbonatos de Ca, Fe e Mg (dolomitização hidrotermal com desenvolvimento contemporâneo de magnetita). Intemperismo tropical posterior teria promovido lixiviação do carbonato tanto da formação ferrífera hospedeira como do minério, resultando no desenvolvimento do minério friável a partir da concentração residual de hematita. Um segundo estágio de dolomitização teria precipitado carbonatos em veios e *vugs*, e produzido a formação localizada de brechas.

Para Lobato *et al.* (2005) a mineralização de ferro se desenvolveu no Paleoproterozóico (com base em dados geocronológicos de baixa precisão, mas que aparentemente excluem uma idade arqueana) sobre rochas exumadas do Grupo Grão Pará. A estruturação arqueana desse grupo teria aumentado a permeabilidade das rochas facilitando a percolação do fluido mineralizador. Com base em estudos petrográficos, geoquímicos, isotópicos e de inclusões fluidas (Figueiredo e Silva *et al.* 2004, Lobato *et al.* 2005, Zucchetti 2007), esse fluido foi caracterizado como rico em H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Fe, alcalino, redutor e mais quente (140°-300°C) do que as rochas encaixantes, contendo espécies como S, U e Au. O fluido, de origem magmática, teria interagido com as rochas em condições crustais relativamente rasas (<1,3 kbar) com possível interação com fluidos meteóricos. Lobato *et al.* (2005) sugerem, inclusive, que os depósitos de ferro de Carajás poderiam representar um membro de baixa temperatura de um sistema hidrotermal do tipo IOCG.

De acordo com Beukes *et al.* (2002), o minério de ferro de Carajás teria origem hidrotermal com modificação por processos supergênicos, sendo que o minério de hematita friável formou-se pelo enriquecimento supergênico da formação ferrífera previamente alterada hidrotermalmente, nas proximidades dos corpos de hematita compacta hidrotermal.

#### 4.2.8 – Manganês

##### *Depósito do Azul*

O depósito de manganês do Azul está condicionado a uma seqüência sedimentar (Coelho e Rodrigues 1986, Costa *et al.* 2005b) pertencentes à Formação Águas Claras, de idade maior do que 2708 Ma, e em perfil laterítico desenvolvido sobre aquela seqüência (Costa *et al.* 2005b). Bernardelli e Beisiegel (1978) classificam o minério em detritico, pelítico e granuloso e reportam recursos totais, respectivamente, de 26,1 Mt com 42,6% Mn; 27,6 Mt com 28,5% Mn; e 11,5 Mt com 46,3% Mn para os três tipos de minério. Em 2007 foi atingida uma produção de 945 mil toneladas (Mártires e Santana 2008).

A seqüência sedimentar é composta por arenitos finos e siltitos vermelhos e brancos que contêm camadas de siltitos ricos em matéria orgânica carbonosa e/ou oxi-hidróxidos de Mn, principalmente criptomelana, ou rodocrosita. O perfil laterítico possui espessura inferior a 100 m, é bem desenvolvido, com espesso horizonte argiloso sobreposto ao domínio das lentes manganíferas contidas nos siltitos. O principal mineral de Mn é a criptomelana, tanto herdada como neoformada, ocorrendo também hollandita, todorokita, pirolusita e nsutita. Uma crosta laterítica desenvolveu-se sobre o horizonte argiloso, contendo também criptomelana e litioforita. Feições sedimentares e deformacionais primárias encontram-se relativamente bem preservadas no perfil laterítico (Costa *et al.* 2005b).

Segundo Costa *et al.* (2005b), o minério de Mn do Azul é tanto sedimentar como laterítico. A assinatura geoquímica dos siltitos e folhelhos mineralizados é dada pela associação Ni-Co-Cu-Zn-Mo-As-Sr-Ba-Tl-ETR, o que, em conjunto com os dados mineralógicos e geológicos seriam sugestivos de uma deposição primária de oxi-hidróxidos de Mn ou de rodocrosita em ambiente marinho plataformar. Os sedimentos sofreram

deformação pós-diagenética que teria propiciado remobilização e neoformação de minerais de Mn. Ainda segundo os mesmos autores, a lateritização iniciada há 68 Ma afetou as camadas e lentes portadoras de Mn, formando oxi-hidróxidos de Mn a partir da decomposição da rodocrosita e de outros minerais portadores de Mn. A lateritização teve maior desenvolvimento entre 45-36 Ma, e foi afetada por intemperismo químico e posteriormente físico-erosivo a partir de 26 Ma.

#### *Depósito do Sereno*

O depósito do Sereno localiza-se na serra homônima, possui reservas de 1.346.000 t de minério com 38% de Mn (Walde 1986, Carvalho *et al.* 2004). O minério é tido como resultante do enriquecimento supergênico de protominério silício-carbonático associado a xistos, quartzitos e siltitos pertencentes ao Grupo Rio Novo. Os corpos de minério formam impregnações ou são lenticulares e se situam estratigraficamente próximos a um horizonte de quartzitos. Minério maciço ocorre em superfície, enquanto que em subsuperfície o minério é friável, pulverulento e altamente silicoso (Anderson *et al.* 1974). Vieira e Brauer (1996) identificaram ainda concentrações detríticas superficiais, formadas a partir da degradação físico-química do minério supergênico.

#### **4.2.9 - Alumínio**

##### *Depósito do Platô N5*

O depósito de bauxita de N5 se configura em um platô de contornos irregulares, possui reservas de 49 Mt de minério bruto, com espessura média de 4,2 m e sem capeamento estéril, e teor de 34,9% de  $Al_2O_3$  (Alves 1988).

O platô compreende da base para o topo, um horizonte argiloso, um horizonte espesso (~30m) de argila gibbsítica, uma crosta laterítica e uma camada de bauxita. Essas camadas possuem composição química e mineralógica distintas, com proporções variáveis de caulinita, gibbsita e hidróxidos de Fe, sendo que o quartzo encontra-se presente apenas no horizonte argiloso (Lemos e Villas 1983).

A gênese do perfil intempérico e da bauxita estaria ligada, segundo Lemos e Villas (1983), ao produto extremo da alteração de rochas vulcânicas básicas do Grupo Grão Pará. Kotschoubey e Lemos (1985) descrevem uma evolução complexa em oito fases, alternando períodos de alteração intempérica mais ou menos acentuada com períodos caracterizados pelo aporte de materiais alóctones e/ou retrabalhamento *in situ*. Essa evolução teria envolvido: (1) alteração da rocha mãe, (2) retrabalhamento do topo do horizonte alterado com contribuição de material alóctone, (3) alteração (ferralitização) do material depositado na etapa anterior, (4) desmantelamento da crosta ferralitizada, (5) bauxitização e formação de cimento gibbsítico, (6) retrabalhamento, (7) deposição de bauxita terrosa e (8) soergimento, aplainamento e erosão.

#### **4.2.10 - Gemas**

##### *Depósito de Malaquita de Serra Verde*

A malaquita gemológica de Serra Verde está associada a um grande veio de quartzo, de cerca de 1200 m de comprimento, largura de até 10 m e profundidade mínima de 55 m, orientado segundo N35°W (Collyer *et al.* 1991a), que corta anfíbolitos e rochas metabásicas

aqui relacionadas ao Grupo Rio Novo. A mineralização encontra-se disseminada no veio principal e concentra-se em fraturas e veios menores que cortam o mesmo, ou no contato deste com a rocha encaixante alterada hidrotermalmente (Collyer *et al.* 1991a). Costa e Costa (1985) identificaram a pseudomalaquita como o mineral mais abundante, ocorrendo associada com malaquita, ouro, brochantita, libethenita, azurita, crisocola, hematita e goethita.

A gênese da malaquita de Serra Verde é discutível. Costa e Costa (1985) sugerem que a origem da malaquita e outros minerais verdes a ela associados se deve ao intemperismo laterítico das rochas metabásicas mineralizadas em cobre e ouro e encaixantes do veio de quartzo. Já Collyer *et al.* (1991a) consideram o veio hidrotermal e pós-metamórfico e a origem da malaquita hidrotermal-metassomática.

#### *Outras Ocorrências*

Uma ocorrência de crisoprásio (variedade de calcedônia) com propriedades gemológicas foi descrita por Costa *et al.* (1994). O mineral ocorre em veios encaixados em fraturas desenvolvidas em serpentinito da Suíte Intrusiva Cateté (rochas máficas e ultramáficas portadoras de mineralização supergênica de Ni). Os veios têm aspecto bandado, provocado pela alternância de bandas milimétricas a centimétricas de crisoprásio+calcedônia e calcedônia com o serpentinito hospedeiro. O crisoprásio possui tonalidade verde produzida por inclusões de silicatos de níquel e foi gerado por hidrotermalismo, juntamente com willemseita (variedade de talco) e serpentina.

Por último, são registradas ocorrências primárias não explotadas de citrino e ametista, sem informações adicionais.

#### **4.2.11 – Rochas e Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil**

O depósito de Vaqueiro é um jazimento de quartzito explotado para fabricação de silício metálico. O quartzito pertence ao Grupo Rio Novo e a jazida possui reservas medida e indicada de 869.000 t e 622.000 t, respectivamente (Carvalho *et al.* 2004).

As pedreiras Cigano e Central foram desenvolvidas sobre as unidades Granito Cigano e Granito Serra dos Carajás, respectivamente. As rochas daí extraídas são utilizadas como brita. Foram também cadastrados uma ocorrência de amianto e jazimentos de areia, argila e cascalho que variam de depósitos não explotados a minas.

### **4.3 - DOMÍNIO CARECURU**

#### **4.3.1 – Ouro**

As ocorrências de ouro do Domínio Carecuru estão concentradas no Distrito Aurífero de Ipitinga, localizado na divisa entre os estados do Pará e Amapá. Os depósitos associam-se a uma assembléia *greenstone*-granitóide, que engloba as rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Ipitinga e das seqüências Fazendinha e Treze de Maio e granitóides da Suíte Intrusiva Carecuru (Figura 2.7).

Os depósitos auríferos em veios de quartzo foram descritos por Klein e Rosa-Costa (2003) com relação a seus controles estrutural e litológico, estilo, texturas,

alteração hidrotermal e formação/deformação. As rochas hospedeiras são predominantemente metasedimentares (quartzitos, pelitos, formações ferríferas) e subordinadamente granitóides. As estruturas hospedeiras dos depósitos são a foliação metamórfica regional, zonas de cisalhamento e falhas reversas-obliquas. Sericita é abundante na alteração hidrotermal, enquanto que turmalina e clorita ocorrem localmente. Os veios são pobres em sulfetos, os quais se restringem praticamente à pirita, com calcopirita e galena tendo sido observadas em uma única ocorrência. Os minerais hidrotermais substituem as paragêneses metamórficas regionais, indicando o caráter pós-pico metamórfico das mineralizações.

O principal estilo de depósito corresponde a veios, tabulares ou irregulares, preenchendo estruturas concordantes ou não com a foliação regional (*fault-fill/shear veins*, veios extensionais-obliquos). Arranjos de vênulas descontínuas, regulares ou não, também são encontrados. Texturas maciça, sacaroidal e laminada são ubíquas. As duas primeiras indicam profundidades pelo menos moderadas para o alojamento dos veios, enquanto a última indica que os veios se posicionaram em estrutura ativa, atestando seu caráter sin a tarditectônico. Variações nas orientações, intensidade da deformação e estilos de veios podem ser relacionadas à relação temporal com as estruturas hospedeiras, a processos posteriores à formação dos veios e a configurações das tensões regional e locais, assim como a intrusões de granitóides nas seqüências metavulcano-sedimentares.

O ambiente geológico em que se formaram as mineralizações, suas características estruturais, texturais e relações espaço-temporais com as rochas encaixantes e a evolução estrutural e metamórfica da área levaram Klein e Rosa-Costa (2003) a sugerir o modelo de depósitos orogênicos. Essa interpretação é sustentada por dados preliminares de inclusões fluidas e de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio (Klein *et al.* 2007).

Estudos preliminares de isótopos de Pb em amostras de pirita dos depósitos Limão e Igarapé do Inferno (Klein *et al.* 2007) mostraram composições isotópicas relativamente similares que se aproximam das curvas de evolução da crosta superior (Limão) e do orógeno (Igarapé do Inferno) e são compatíveis com idades modelo próximas a 2,0 Ga. Isótopos de Ar em muscovita dos depósitos Carará e Catarino forneceram idades de  $1940 \pm 20$  Ma e  $1930 \pm 20$  Ma, respectivamente (Klein *et al.* 2007). Entretanto, os dados geológicos sugerem que a mineralização ocorreu em tempo próximo ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes (Klein e Rosa-Costa 2003), definido pela intrusão de granitos com duas micas e granada há  $2030 \pm 2$  Ma (Rosa-Costa *et al.* 2006). Dessa forma, as idades Ar-Ar e Pb-Pb foram interpretadas como idade de resfriamento do sistema e abertura do sistema isotópico, respectivamente, não refletindo necessariamente a idade da mineralização (Klein *et al.* 2007).

#### *Garimpos Divisão, Nova Esperança e Igarapé do Inferno*

As ocorrências de Divisão, Nova Esperança e Igarapé do Inferno estão encaixadas e hospedadas em granitóides da Suíte Intrusiva Carecuru, muito

próximo ao contato dos granitóides com os conjuntos metavulcano-sedimentares. Os veios de quartzo auríferos possuem textura variada em diferentes depósitos, maciça, laminada e sacaroidal, possuem orientação NNW-SSE e mergulhos moderados a baixos ( $60^\circ$ - $10^\circ$ ) para NE e SW. Uma alteração sericitica forma estreitos halos, simétricos ou não, em torno dos veios e o conjunto veio-halo hidrotermal pode atingir 1-3m de espessura (Klein e Rosa-Costa 2003).

#### *Garimpos Castanhal, Mamão e Limão*

Castanhal e Mamão estão encaixados em seqüências pelíticas deformadas, enquanto que Limão, que ocorre isolado na porção NW do domínio, está encaixado em formação ferrífera. O minério em Castanhal está contido em veios decimétricos concordantes e discordantes em relação à foliação. Esses veios possuem textura laminada a maciça e os halos hidrotermais que os envolvem são assimétricos, com uma porção proximal sericitica e porção distal clorítica (Klein e Rosa-Costa 2003).

Mamão forma um campo mineralizado com vários trabalhos subterrâneos que se alinham por cerca de 400 m ao longo da direção NW-SE. Os veios, predominantemente paralelos a essa direção, mergulham  $60^\circ$  para sudoeste e os halos hidrotermais sericiticos formam espessuras que variam de poucos decímetros até 4 m. Microfraturas preenchidas por sericita comumente cortam veio e halo hidrotermal (Klein e Rosa-Costa 2003).

O veio de quartzo no garimpo Limão, de atitude  $N80^\circ W/75^\circ SW$ , varia de 50 cm a 2 m em espessura (*boudinage?*), possui comprimento mínimo de 50m e halo hidrotermal sericitico de poucos centímetros de espessura. Pirita muito fina está disseminada pelo veio. A estrutura hospedeira do veio foi definida como sendo uma zona de cisalhamento dúctil, reversa de alto ângulo (Klein e Rosa-Costa 2003). A estrutura interna do veio varia lateralmente de forma assimétrica. No contato com a parede superior da falha (capa) o veio é marcado por deformação dúctil forte, caracterizada pelo aspecto xistoso/milonítico e laminado do veio, com quartzo estirado (*ribbon*) alternando com fragmentos da rocha encaixante alterada. Na porção seguinte, em direção ao interior do veio, o mesmo é ainda laminado, mas não mais xistoso, sendo caracterizado por lâminas de quartzo separadas por discretas superfícies de deslizamento. No centro, o veio é maciço e torna-se novamente laminado em direção à parede inferior da falha (lapa), sem, entretanto, chegar a ser xistoso. Essas características estruturais foram interpretadas como geradas pelo desenvolvimento do veio e da estrutura hospedeira em condições de variação cíclica na pressão de fluidos e no regime de tensões (Klein e Rosa-Costa 2003).

#### *Mina Carará e Garimpo Catarino*

Carará e Catarino são jazimentos encaixados e hospedados em quartzitos micáceos e turmaliníferos. Carará é uma mina inativa (foi ativa até o final da década de 80) com reservas originais em torno de 10 t Au e teor de 21,2 g/t Au (Carvalho *et al.* 1991). O veio mineralizado ocupa a porção central de uma zona de cisalhamento paralela à estruturação regional (NNW-SSE) e que registra movimentação reversa a reversa-obliqua de alto ângulo. Esse veio, juntamente com o halo hidrotermal, possui espessura variável entre



15 cm e 3 m, pelo menos 460 m de comprimento e 70 m de profundidade. É composto por quartzo com textura sacaroidal a maciça. Concentrações de muscovita e turmalina hidrotermais são visíveis no contato veio-rocha encaixante (Klein e Rosa-Costa 2003).

Estudos preliminares de inclusões fluidas (Klein 2002) e de isótopos estáveis (Klein e Harris 2003) mostraram a presença apenas de inclusões de CO<sub>2</sub> monofásicas no veio mineralizado e raríssimas inclusões aquo-carbônicas numa porção rica em turmalina, as quais homogeneizaram entre de 260-300°C. Os isótopos de oxigênio no quartzo indicaram fonte metamórfica para os fluidos.

O garimpo Catarino mostra fundamentalmente as mesmas características geológicas do depósito Carará. Difere no estilo, que consiste num arranjo subparalelo de veios de quartzo finos (3-10 cm) e no baixo ângulo de colocação desses veios (35°), interpretados como colocados em planos de dilatação da foliação metamórfica (Klein e Rosa-Costa 2003).

#### *Ocorrência da Serra do Ipitinga*

Uma ocorrência de ouro em veios de quartzo cisalhados foi descrita por Faraco *et al.* (2006), que a enquadraram na classe de depósitos de ouro orogênico. Esses veios, encaixados em rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Ipitinga, teriam sido produzidos durante evento metamórfico cisalhante como parte da evolução metamórfica do referido grupo. Os veios de quartzo também contêm turmalina, carbonato, epidoto e o ouro estão associados com pirita, calcopirita e covelita.

O estudo de inclusões fluidas conduzido por Faraco *et al.* (2006) identificou apenas inclusões aquosas salinas nos veios de quartzo aprisionadas em temperaturas inferiores a 230°C, o que não é comum em depósitos da classe proposta. Aqueles autores propõem mistura de fluidos como processo atuante no aprisionamento dos fluidos.

#### **4.3.2 – Elementos do Grupo da Platina**

Indício de mineralização de Elementos do Grupo da Platina foi evidenciado pela presença de platina, com teores de até 0,54 ppm, observada em anfíbolitos, xistos com cordierita-antofilita e, principalmente, em formações ferríferas do Grupo Ipitinga, na serra homônima (Faraco 1997).

#### **4.3.3 – Cobre**

Uma ocorrência contendo 1% de cobre, 11 ppm de ouro e 74 ppm de prata foi detectada numa profundidade de 87 m por sondagens efetuadas na borda nordeste da Serra do Ipitinga. Esta ocorrência está associada a um corpo eletrocondutor detectado por Polarização Induzida (IP) que possui extensão longitudinal superior a 10 km, largura projetada na superfície de 50-700 m, profundidade do topo entre 35-70 m e mergulho de 60° para nordeste, concordando com a estruturação das rochas metamórficas do Grupo Ipitinga, encaixantes do minério (Carvalho *et al.* 1991). Essas rochas são xistos ricos em quartzo-clorita ou antofilita-cordierita, tratando-se de possíveis basaltos oceânicos hidrotermalizados gerados em bacia de *back-arc* (Faraco 1997).

O minério possui aspecto semimacizo e é composto por pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, ouro e prata.

Faraco *et al.* (2006) interpretaram a mineralização como sendo do tipo vulcanogênica exalativa sindeposicional (VMS), tendo os metais sido lixiviados provavelmente das rochas encaixantes, e as condições de temperatura e pressão da mineralização foram estimadas entre 250° e 450°C e 0,7 a 2,3 kbar, respectivamente, a partir de inclusões fluidas ricas em metano, contendo proporções variáveis de N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S e CO<sub>2</sub>.

#### **4.3.4 – Estanho**

Uma reserva aluvionar de cassiterita foi cubada no final dos anos 60 e posteriormente explotada por garimpeiros (Neves *et al.* 1972). Esse depósito localiza-se sobre o *stock* granítico semicircular localizado no limite noroeste do Domínio Carecuru e atribuído à unidade Granito Uaiãpi, que corta rochas do Grupo Ipitinga.

#### **4.3.5 – Titânio**

##### *Ocorrência de Maraconaí*

O Complexo Alcalino Maraconaí, localizado no sul do Domínio Carecuru, noroeste do Pará, abriga uma ocorrência de minério de titânio contida em ilmenita e anatásio. O complexo possui forma grosseiramente elíptica com eixos de 12 e 6 km de extensão. É do tipo ultramáfico-alcálico, composto principalmente por peridotito e piroxenito e subordinadamente sienito e granito alcalino (Fonseca e Rigon 1984). Possui idade possivelmente neoproterozóica e está encaixado em granitóides aqui atribuídos a unidades indiferenciadas e à Suíte Intrusiva Carecuru.

O perfil laterítico desenvolvido sobre o complexo alcalino possui espessura entre 50 e 90 m, sendo mais espesso sobre piroxenitos do que sobre peridotitos. Esse perfil compreende, da base para o topo, um horizonte saprolítico, horizonte areno-argiloso e crosta ferruginosa, esta última com variações laterais denominadas canga limonítica, canga magnética e canga com anatásio. Os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> chegam a ultrapassar 90% em peso na porção intemperizada, sendo inferior a 20% em peso na rocha fresca (Oliveira *et al.* 1988).

### **4.4 – DOMÍNIO BACAJÁ**

#### **4.4.1 – Ouro**

Os jazimentos auríferos conhecidos no Domínio Bacajá estão essencialmente associados à Sequência Três Palmeiras, na porção norte do domínio (Figura 2.8), na serra homônima, de natureza metavulcano-sedimentar, e a granitóides intrusivos na mesma, com uma ocorrência isolada sendo registrada na porção sudeste desse domínio, associada a um conjunto metavulcano-sedimentar que ainda merece caracterização. Esse último é o único jazimento que apresenta uma descrição mais elaborada.

Os jazimentos da serra Três Palmeiras estão distribuídos em três áreas distintas: na volta grande do rio Xingu, no extremo noroeste da serra; no rio Bacajá, na porção central da serra; e na faixa Prima, no extremo sudeste da serra.

##### *Depósitos da Volta Grande do Rio Xingu*

Os jazimentos que ocorrem na volta grande do rio Xingu são representados por áreas de garimpagem aluvionar, em saprolitos e por mineralizações primárias.

Estas últimas podem ser agrupadas em cinco áreas distintas: área Ouro Verde, que contempla os garimpos Ouro Verde, Canela e Gaúcho; área Serrinha - Grota Seca; área Galo - Japão - Nobelino; área Pedro de Souza; e área serra do Emílio - Comina.

Descrições preliminares sugerem que estas áreas apresentam depósitos auríferos com características geológicas, em termos gerais, muito similares. Segundo Agnerian (2005), a mineralização aurífera desenvolveu-se preferencialmente em zonas de cisalhamento que cortam granitóides aqui relacionados ao Granodiorito Oca, de idade  $2160 \pm 3$  Ma (Vasquez 2006), próximo ao contato entre esses granitóides e as rochas supracrustais da Seqüência Três Palmeiras. As zonas de alteração associadas com a mineralização possuem, no total, 300 a 3000 m de comprimento, formando arranjos subparalelos de 100 m x 10 m a 1000 m x 50 m (comprimento e largura, respectivamente). Zonas miloníticas mineralizadas individuais atingem 2-10 m de espessura com mergulhos maiores do que  $85^\circ$  para o sul e seriam reconhecidas pela coloração cinza-claro relacionadas com a alteração hidrotermal composta por carbonato-albita-sulfetos-magnetita, além de veios de quartzo. O ouro encontra-se em microfraturas ou associado a concentrações de sulfetos, especialmente arsenopirita. Outros sulfetos que ocorrem em menor quantidade são galena-calcopirita e pirrotita-pentlandita (Agnerian 2005).

Na área Ouro Verde a zona mineralizada seria caracterizada por veios de quartzo *em échelon*, às vezes dobrados de forma complexa. Análises preliminares em minério primário indicaram teores médios de 5,72 g/t Au ao longo de área com 600 x 80 m e 150 m de profundidade. Além disso, avaliação da mineralização supergênica forneceu recursos da ordem de 1,7 t Au (Agnerian 2005 e suas referências).

Nas áreas Serrinha - Grota Seca e Galo - Japão - Nobelino a mineralização está associada com veios de quartzo subverticais e halo de vênulas de quartzo-carbonato ou a zonas brechadas com veios de quartzo-feldspato alcalino-turmalina-arsenopirita. Teores no minério primário variam entre 4,2 e 21,8 g/t Au em zonas com comprimentos entre 240-750 m, 1,2-4,5 m de espessura e 50-300 m de profundidade. Recursos no minério supergênico foram estimados em 8,5 t Au (Agnerian 2005 e suas referências). Na área Pedro de Souza os veios de quartzo são laminados e verticais e recursos no saprólito foram estimados em 4,9 t Au (Agnerian 2005 e suas referências).

O depósito da Comina possui uma pequena reserva de 145.923 t de minério, com 6,88 g/t Au e 1,0 t de ouro contido (Cominas 1993), além de recursos em saprólito de 1,9 t de ouro (Agnerian 2005 e suas referências). O minério está associado a veios e vênulas de quartzo colocados em zona de cisalhamento rúptil que corta um corpo do Granodiorito Oca. A porção mineralizada do granodiorito mostra alteração hidrotermal ao longo da zona de cisalhamento, formando um corpo tabular. A alteração gerou, além dos veios de quartzo, clorita e epidoto a partir do granodiorito hospedeiro. O ouro aparentemente restringe-se à zona de contato entre os veios de quartzo e a rocha encaixante hidrotermalizada (Cominas 1993).

#### *Ocorrências do Rio Bacajá*

Uma descrição bastante sumária de três ocorrências filoneanas é apresentada por Mineração Rio Jatobá Ltda. (1986). Essas ocorrências, denominadas Igarapé Surubim, Igarapé Melo e Anja, estão associadas a veios de quartzo encaixados em zonas de cisalhamento que cortam granodioritos, filitos e metabasaltos relacionados à Seqüência Três Palmeiras. As rochas apresentam-se silicificadas, sericitizadas, turmalinizadas e sulfetadas.

#### *Depósito Faixa Prima*

No depósito denominado Faixa Prima, uma reserva de 708.122 t de minério primário, com 8,6 g/t Au e 6,1 t de Au contido foi relatada por companhia de mineração (Essex S.A. 1988). A mineralização primária hospedou-se em rochas supracrustais relacionadas à Seqüência Três Palmeiras e segue uma orientação subparalela à estruturação dessa seqüência ( $N70^\circ W$ ). Os corpos mineralizados compreendem lentes métricas de metachert, veios de quartzo, zonas de falha em formações ferríferas e disseminações e venulações em rochas metavulcânicas muito alteradas (albita xisto).

A alteração hidrotermal mostra uma zona externa (1-5 ppm Au) com epidotização de rochas básicas e uma zona interna ( $>11$  ppm au) caracterizada pela albitização e silicificação de metadacitos, até sua transformação total em albita xisto portador da mineralização com Au e arsenopirita (Essex S.A. 1988).

#### *Garimpo Manelão*

O garimpo Manelão é uma ocorrência aurífera relativamente isolada na porção central do Domínio Bacajá, sem dados econômicos disponíveis. A mineralização primária desenvolveu-se sobre anfíbolitos e xistos básicos do conjunto informalmente denominado, neste projeto, de Seqüência de Rochas Supracrustais 1, de idade indefinida, posicionada no amplo intervalo Arqueano-Paleoproterozóico. Concentrações supergênicas e aluvionares são também observadas na área.

Segundo Souza e Kotschoubey (2005), o minério aurífero está associado a veios de quartzo posicionados na Zona de Cisalhamento Bacajá que secciona essa seqüência supracrustal na direção  $N70^\circ W$ , próximo ao contato com o corpo do Granito Felício Turvo de idade  $2069 \pm 6$  (Souza *et al.* 2003). Os veios de quartzo formam dois sistemas, um principal e paralelo à zona de cisalhamento e com mergulho de  $80^\circ NW$ , interpretado como preenchimento de fraturas tipo D, outro secundário, orientado segundo  $N23^\circ E/80^\circ NW$ , interpretado como associado a fraturas tipo R' (Souza e Kotschoubey 2005).

No contato entre os veios e as rochas encaixantes desenvolveram-se zonas de alteração filica e propilítica em posições proximal e distal, respectivamente, em relação aos veios (Souza e Kotschoubey, 2005). A alteração filica é caracterizada pela assembléia quartzo-sericita-albita e quantidades subordinadas de pirita e turmalina, enquanto que a alteração propilítica mostra a paragéneses clorita-zoisita-clinozoisita-quartzo-albita, com proporções subordinadas de pirita, calcopirita, pirrotita e ilmenita. O ouro ocorre em fissuras e cavidades dos veios de quartzo e não foi identificado nas rochas encaixantes. Análises de partículas de ouro

por microsonda eletrônica revelaram teores de 85,2% Au, 13,4% Ag e traços de Pt, Sb, Te, Bi, Se, As (Souza e Kotschoubey 2005).

#### 4.4.2 – Manganês

##### *Depósitos da Serra de Buritirama*

O depósito de Buritirama possui reserva medida de 17,1 Mt com teor de 36,07% Mn e a reserva indicada totaliza 1,1 Mt de minério com 31,85% Mn (Carvalho *et al.* 2004). No ano de 2007 a produção atingiu 157.490 t (Mártires e Santana 2008).

O conjunto hospedeiro dos depósitos da serra de Buritirama (Figura 2.8) pertence à Formação Buritirama (Grupo Vila União), de idade arqueana, e é formado, da base para o topo, por quartzito micáceo, mica xistos com lentes e camadas de minério de Mn, quartzito ferruginoso bandado e xistos diversos. Os depósitos são originados por enriquecimento supergênico e, segundo Andrade *et al.* (1986a), em subsuperfície ocorre minério pulverulento a granular, xistoso a friável, com coloração preta, que grada para xistos manganésíferos. As camadas estão orientadas segundo N45°W/35°SW e possuem espessura de que variam de menos de 1m a mais de 35m. O protominério é de natureza sílico-carbonática e inclui mármores e xistos calcissilicáticos que refletem metamorfismo em fácies anfíbolito (550°C e 1,5 kbar; Valarelli *et al.* 1978). Em superfície, blocos, pisólitos e laterita manganésífera e terrosa, são compostos por criptomelana, litioforita, nsutita e óxidos amorfos de Mn. Os teores de Mn variam de 40,61% a 54,28%.

##### *Depósito de Buriti*

O depósito de Buriti compreende pelo menos cinco alvos mineralizados localizados na continuidade para sudeste dos depósitos da serra de Buritirama. Segundo Penha *et al.* (2006), a seqüência hospedeira é composta, da base para o topo, por muscovita quartzitos, rochas calcissilicáticas, xistos manganésíferos com horizontes lenticulares métricos de minério manganésífero e muscovita-quartzo-clorita xistos intercalados com quartzitos. As rochas calcissilicáticas são foliadas e constituem o protominério do Mn, sendo constituídas por plagioclásio, biotita, quartzo, hornblenda, muscovita, feldspato potássico, clorita, cummingtonita, espessartita e calcita. Essas rochas hospedeiras são atribuídas, neste projeto, à Formação Buritirama.

Penha *et al.* (2006) identificaram três tipos de minério: 1) minério maciço, composto por criptomelana, braunita e pirolusita que resultaram de enriquecimento supergênico das rochas calcissilicáticas (protominério). Este tipo apresenta os melhores teores de Mn e alta razão Mn/Fe; 2) minério pulverulento, composto por criptomelana, pirolusita, braunita, bixbyita, birmessita e litioforita. Apresenta teores menores e mais variáveis de Mn, menor razão Mn/Fe e concentrações mais elevadas de álcalis; 3) minério pisolítico, composto principalmente por criptomelana, todorokita, pirolusita, goethita, quartzo e caulinita, resultou da desagregação, por intemperismo físico-químico e erosão, dos outros dois tipos de minério.

#### 4.4.3 – Níquel

##### *Ocorrência de Madeira*

A ocorrência de níquel de Madeira foi reportada por Hirata *et al.* (1982). A mesma está localizada a sudeste do rio Itacaiúnas, ao sul da serra de Buritirama. Consiste

em uma ocorrência residual laterítica desenvolvida na base de um conjunto de rochas máficas-ultramáficas (Carvalho 1994) da Formação Tapirapé, do Grupo Vila União. Segundo Carvalho (1994), a esta ocorrência associa-se uma anomalia aeromagnética e uma associação geoquímica anômala de Ni-Co-Cr em sedimentos de corrente.

#### 4.4.4 – Gemas

Ocorrências aluvionares, sem maiores informações, de granada gemológica e de diamante, são registradas próximo aos rios Xingu e Tocantins (ao sul da represa de Tucuruí), respectivamente. Também é conhecida uma ocorrência primária, em veio, de água marinha, no igarapé Baliza, na região da serra de Três Palmeiras (Collyer *et al.* 1994), além de garimpo de esmeralda na fazenda Bernardino (E.M.B. Macambira, comunic. escrita).

##### *Ametista de Alto Bonito*

A ocorrência de ametista de Alto Bonito é um garimpo em que a ametista é explotada a partir de dois tipos de concentrações: 1) detríticas, em alúvios e colúvios; 2) primárias, que consistem em veios, diques, geodos e até cavernas, às vezes associados com cristal de rocha e quartzo fumê (Collyer e Mártires 1991), encaixados em quartzitos do Grupo Rio Novo.

A origem da mineralização é ainda incerta, sendo interpretada por Collyer e Mártires (1991) como hidrotermal associada a algum evento magmático que teria remobilizado SiO<sub>2</sub>, Fe e Mn das rochas encaixantes.

Segundo Collyer e Mártires (1991), as poucas inclusões minerais e o grau de pureza sugerem um aproveitamento gemológico da ametista de Alto Bonito em torno de 20%. Ainda de acordo com aqueles autores, na época do estudo realizado, a produção de ametista atingiu 48 t/ano.

##### *Outras Ocorrências de Ametista*

Outras ocorrências de ametista primária, ainda sem estudos relativos, foram identificadas durante trabalhos de campo do Projeto Folha Tucuruí, em execução pela CPRM-Belém (E.M.B. Macambira, comunic. escrita). Fazenda Primavera é um garimpo inativo em que um veio de ametista de direção leste-oeste está encaixado em granito gnáissico da unidade Ortognaisse Pacajá. Nas ocorrências de Sítio Boa Vista e Fazenda Fé em Deus, veios de ametista estão encaixados em enderbitos da Suite Intrusiva Arapari. No primeiro caso foi também observada ametista nas aluviões.

#### 4.4.5 – Rochas e Minerais Industriais e de Insumos para Agricultura

Alguns jazimentos minerais foram indicados pelo Projeto Folha Tucuruí, em execução pela CPRM (E.M.B. Macambira, comunic. escrita). Ocorrências não explotadas de rochas com potencial ornamental estão localizadas em ramais da rodovia Transamazônica e consistem em granitos da Suite Intrusiva Jorge João e granitos e charnockitos pertencentes à Suite Intrusiva Arapari. Foi registrada a presença de uma mina de argila aluvionar utilizada para o fabrico de cerâmica vermelha, localizada na margem do rio Pacajá. Além

desses recursos, é também conhecida uma ocorrência não explotada de calcário para uso na agricultura, localizada na serra de Buritirama.

#### 4.5 – DOMÍNIO SANTANA DO ARAGUAIA

##### 4.5.1 – Ouro

###### *Garimpo do Mandi*

O Garimpo do Mandi representa, até o momento, a mais conhecida ocorrência aurífera do Domínio Santana do Araguaia (Figura 2.9), sendo minerado desde o princípio da década de 80. Segundo Macambira *et al.* (2006), a mineralização aurífera está associada a um sistema de veios de quartzo encaixados em leucogranitos com duas micas. Os veios de quartzo leitoso estão orientados segundo a direção N30°-50°E, concordando com o sistema regional de falhas e fraturas. A posição dos veios é subvertical, podendo mergulhar tanto para NW como para SE. Os veios principais têm espessura inferior a 1m e são envolvidos por um halo hidrotermal de 5-20 cm de espessura e associados a esses veios ocorrem enxames de vênulas de quartzo posicionadas paralelamente ou de forma oblíqua.

Além da silicificação, sericitização e sulfetação são os outros tipos de alteração hidrotermal ocorridas durante a mineralização. O ouro forma partículas diminutas que ocorrem disseminadas no veio de quartzo e também ao longo de fraturas. A mineralogia sulfetada associada ao ouro é composta por pirita, arsenopirita e calcopirita. A sericitização está também presente nas porções distais sob a forma de microvênulas e também na alteração de plagioclásio e biotita (Macambira *et al.* 2006).

Não há estudos adicionais que permitam uma classificação do depósito do Mandi. Apesar disso, Macambira *et al.* (2006) sugerem que as características geológicas seriam compatíveis tanto com as de depósitos relacionados a intrusões com as de depósitos orogênicos.

##### 4.5.2 – Urânio

###### *Ocorrências do Rio Cristalino*

Várias ocorrências de urânio, de origem primária e secundária, associadas a rochas sedimentares foram relatadas na região do rio Cristalino (Andrade *et al.* 1986b) (Figura 2.9). A mineralização primária teria ocorrido em dois pacotes sedimentares: pacote inferior, composto por arcósios e arenitos; pacote superior, composto por um conglomerado basal e arenitos líticos (neste projeto, ambos correlacionados à Formação Gorotire). No pacote inferior o minério primário é composto por uraninita localizada em planos de foliação cataclástica que cortam o arcósio hospedeiro e está também associada à matéria orgânica que envolve grãos detriticos de quartzo e feldspato. Concentrações subordinadas de magnetita, titanita, pirita, pirrotita, calcopirita e arsenopirita também foram identificadas. Análises químicas revelaram teores de até 6,1% de U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. O urânio seria derivado de rochas do embasamento da bacia sedimentar que hospeda a mineralização, que teriam fornecido detritos e urânio sob a forma iônica ou de complexo uranil.

Segundo Andrade *et al.* (1986b), o pacote mineralizado inferior teria sofrido exposição à superfície e erosão e sobre essa superfície de discordância teria se depositado o pacote superior, com um conglomerado basal sobreposto por arenitos. Rochas ígneas, como os

sienitos que intrudem a bacia, poderiam ter fornecido fluidos hidrotermais uraníferos e também remobilizado o urânio depositado no pacote inferior, sendo o urânio precipitado principalmente em fraturas do arenito lítico.

Outro evento mineralizador estaria associado ao enriquecimento supergênico do urânio contido nas rochas sedimentares, que seria redepositado em galhas de argila no pacote superior. A presença de minerais como kasolita, meta-autunita e gumita seria indicativa do processo supergênico.

Andrade *et al.* (1986b) e Raposo e Matos (1994) interpretaram as ocorrências primárias segundo o modelo de depósitos de urânio tipo discordância, com similaridades em relação aos típicos depósitos canadenses da bacia de Athabasca. Um modelo alternativo seria o de urânio hospedado em arenitos, tipo "rolo". Os dois tipos têm em comum a solubilização e transporte do urânio por águas meteóricas a partir das rochas fonte, e a deposição numa interface oxidante-redutora. Diferenças entre os tipos incluem: a idade predominantemente proterozóica, o caráter diagenético (sinsedimentar), a clara associação com discordância entre a seqüência hospedeira e o embasamento, que também é a fonte do urânio, nos depósitos tipo discordância, além da possibilidade de precipitação nos dois lados da discordância, isto é, tanto na rocha sedimentar como no seu embasamento; e a idade predominantemente fanerozóica, o caráter pós-diagenético do tipo hospedado em arenitos, que tem em domos plutono-vulcânicos exteriores à bacia sedimentar a fonte do urânio (Marmont 1988, Tilsley 1988, Biondi 2003, Jefferson *et al.* no prelo). Em que pese a óbvia carência de maiores estudos, os dados existentes favorecem o modelo discordância.

##### 4.5.3 – Calcário Dolomítico

###### *Mina Calpará (Fazenda Santa Fé)*

A jazida de calcário dolomítico da Fazenda Santa Fé localiza-se no setor sudeste do município de Santana do Araguaia. O minério consiste em uma camada de metacalcário com cerca de 600m de comprimento segundo a direção NE/SW e largura de 70-200 m pertencente à Seqüência Fazenda Santa Fé, de idade suposta neoarqueana. É composta por calcita espática e muscovita metamórfica, indicando metamorfismo em fácies xisto verde baixo e interpretada como sendo de origem marinha. Essa seqüência carbonática repousa concordantemente sobre xistos e possui intercalações de níveis centimétricos de metassiltito, horizontes grafitosos e formação ferrífera. A camada de metacalcário apresenta-se falhada, com mergulho oscilando entre 20°-30° para SE, ou 50°-70° para NW. As falhas normais estão orientadas principalmente segundo N10°-30°W e N75°W e exibem rejeitos inferiores a 30 m (Macambira e Setton 2006).

A jazida possui reservas medida e inferida de cerca de 1.000.000 t e 2.000.000 t, respectivamente. Quimicamente, a rocha carbonática é composta por 19-37% de CaO, 2-19% de MgO, 2-56% (normalmente 4-10%) de SiO<sub>2</sub> e concentrações menores de óxidos de Fe, Al e P. Essas especificações são compatíveis com a utilização do metacalcário como corretivo de solo (Macambira e Setton 2006).

#### 4.5.4 – Outros Recursos Minerais

No decurso do Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará foi cadastrada uma mina ativa de granito industrial (Pedreira Semenge) associada ao Complexo Santana do Araguaia localizada no município homônimo. Além disso, a literatura cita ocorrência de esmeralda associada a uma rocha ultrabásica, e ocorrências de ametista (Damasceno 1996) e vários indícios de mineralização, de Sn, V, Cr, Ni e Ti foram mostrados por Pastana e Silva Neto (1980) na porção noroeste do Domínio Santana do Araguaia. É provável que os indícios aluvionares de Sn estejam associados aos granitóides estaníferos do Domínio Iriri-Xingu, que mostra, nas imediações, vários indícios aluvionares desse mesmo recurso mineral (Figura 2.9).

### 4.6 – DOMÍNIO IRIRI-XINGU

#### 4.6.1 – Ouro

##### *Depósito Madalena*

O depósito Madalena está localizado próximo à margem esquerda do rio Curuá, na porção noroeste do Domínio Iriri-Xingu. De acordo com Oliveira *et al.* (1975), este corpo é constituído essencialmente por nefelina sienitos. Possui reserva medida de 245.000 t de minério primário com teor de 6,64 g/t. Além disso, são relatadas reservas de 1,6 t Au aluvionar e de 30 t de rejeito com teor médio de 2,5 g/t (Brasinor 1985, Faraco *et al.* 1997, Silva 1998). O minério está encaixado em quartzo monzonito que faz parte de um plúton zonado que contém de sienogranito a quartzo monzonito (Suíte Intrusiva Maloquinha?) e hospedado em zona de cisalhamento (Brasinor 1985). Consiste em vários veios de quartzo cisalhados (pelo menos 16), com orientação WNW-ESE e ENE-WSW e dimensões que podem atingir 100-200 m de comprimento. Os processos hidrotermais identificados são silicificação, cloritização, carbonatação, epidotização e sulfetação. A mineralogia sulfetada é composta por pirrotita, arsenopirita, calcopirita, pirita e galena, sendo também observada a presença de magnetita. O ouro ocorre como inclusões microscópicas em cristais de quartzo nos planos de foliação cataclástica, marcados pela presença de sulfetos, e incluso na pirrotita (Brasinor 1985, Faraco *et al.* 1997, Silva 1998).

##### *Garimpo Majestade*

No garimpo Majestade é descrita mineralização aurífera contida em *stockwork* de veios de quartzo encaixados em granito que faz contato com riolito (Santos 1997). Segundo o presente relatório, o granito está inserido na unidade Granitóides Tipo I Indiferenciados. Santos (1997) relata a presença de ouro e pirita visíveis nos veios de quartzo.

##### *Depósito Castelo dos Sonhos*

O depósito Castelo dos Sonhos localiza-se na extremidade sudoeste do Domínio Iriri-Xingu, junto ao limite deste com o Domínio Tapajós. A seqüência metassedimentar hospedeira é a Formação Castelo dos Sonhos, com idade mínima de 2083 Ma (Santos 2003), composta por metarenitos (ou quartzitos) e metaconglomerados com matriz recristalizada (Yokoi *et al.* 2001). Esta seqüência apresenta foliação tectônica com direção N30°E e mergulhos acentuados para NW e SE, e é intrudida por rochas subvulcânicas ácidas e básicas (Yokoi *et al.* 2001).

O ouro ocorre na forma livre, intergranular, entre cristais de quartzo, muscovita e hematita nos níveis de metaconglomerados, em partículas com 5-200 µm de diâmetro, aparentemente sem relação com as intrusões (Araneda *et al.* 1998, Santos *et al.* 2001). Os teores são maiores em zonas fraturadas e ricas em hematita, o que é considerado provável produto de remobilização supergênica por fluidos oxidantes (Yokoi *et al.* 2001).

#### 4.6.2 – Estanho

As principais jazidas de estanho do estado do Pará estão localizadas no Domínio Iriri-Xingu e no limite deste domínio com os domínios Carajás e Rio Maria (Figura 2.10). As mineralizações possuem associação genética com os *stocks* de granitos anorogênicos atribuídos à Suíte Intrusiva Velho Guilherme (1867 ± 4 Ma, Teixeira *et al.* 2002a), muito embora quase todas concentrações, econômicas ou não, sejam secundárias, tipo *placer*.

São Pedro do Iriri, Triunfo, Mocambo, Bom Destino, Benedita, Ubim e Antonio Vicente são os principais corpos de granito que possuem fácies especializadas com jazimentos conhecidos e potenciais nesse domínio. Como exemplo dessa especialização, os *stocks* possuem fases mais evoluídas e *greisens* que contém cassiterita, são mais ricas em flúor e possuem fluorita e topázio (Teixeira 1999) e o zircão dessas rochas apresenta alto conteúdo de Hf a baixas razões Zr/Hf (Lamarão *et al.* 2006). Além disso, Fernandes *et al.* (2006) descreveram uma associação entre altos conteúdos de muscovita e a presença de cassiterita em granitos hidrotermalmente alterados e *greisens* associados. Apesar disso, Teixeira (1999) ressalta que os granitóides “estaníferos” não desenvolveram concentrações econômicas de estanho.

##### *Depósito São Pedro do Iriri*

A cassiterita do depósito São Pedro do Iriri está contida em depósitos secundários em aluviões recentes de drenagens que cortam granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Também está contida em terraços aluviais e colúvios. Possui reservas em torno de 6.850.000m<sup>3</sup> com 6400 t de cassiterita e teor médio de 700g/m<sup>3</sup>, ou 4800 t de Sn contido. A cassiterita seria originária da erosão de *greisens* e veios de quartzo presentes em granito albitizado (Barbosa *et al.* 1988).

##### *Ocorrência do Granito Antônio Vicente*

A mineralização de cassiterita do Granito Antonio Vicente está associada a *greisens* (com muscovita, quartzo, clorita e siderofilita) e às fácies granitóides mais evoluídas e intensamente alteradas por soluções tardi- a pós-magmáticas. A cassiterita nessas fases tardias seria secundária e a fonte do Sn seriam as fases micáceas primárias, especialmente biotita e clorita, lixiviadas pelos fluidos tardios (Teixeira 1999).

Estudos de inclusões fluidas levaram Teixeira (1999) a considerar a lixiviação como provocada seqüencialmente por fluidos aquosos de sistemas químicos distintos e de temperatura mais elevada, começando incipientemente com fluido composto por FeCl<sub>2</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (salinidade entre 21,6 e 3,6% peso equiv. NaCl, T = 96-139°C), passando pela atuação intensa de fluido composto por FeCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O (salinidade entre 23 e 19% peso equiv. NaCl, T = 126-181°C); atingindo a maior intensidade com fluido rico em FeCl<sub>2</sub>-NaCl-KCl-

H<sub>2</sub>O (salinidade entre 23 e 15% peso equiv. NaCl, T = 180-396°C).

#### *Outros Jazimentos de Estanho*

Poucas informações existem sobre os depósitos de Mocambo e Bom Jardim e sobre as ocorrências de Bom Destino, Triunfo e Anana, todos relacionados a granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Carvalho *et al.* (2004) reportam reservas medidas e indicadas de 2,8 Mt e 2,0 Mt, respectivamente, para o depósito de Mocambo, e uma reserva medida de 1,2 Mt para o depósito de Bom Jardim, além de 0,8 Mt de tungstênio neste último depósito. A mineralização primária em Mocambo estaria associada com *greisens* contendo fluorita, zirconita e carbonato e pertenceria ao tipo pneumatolítico-hidrotermal (Damasceno 1988).

#### **4.6.3 – Gemas**

Collyer *et al.* (1994) citam a presença de três ocorrências primárias de fluorita (gema mineral) ao longo do rio Iriri, associadas com veios. Essas ocorrências se dão em áreas em que afloram rochas do Grupo Iriri e Granitos Tipo A Indiferenciados. Também são citados indícios e ocorrências de turmalina, granada e topázio (Pastana e Silva Neto 1980, Collyer *et al.* 1994).

### **4.7 – DOMÍNIO EREPECURU - TROMBETAS**

#### **4.7.1 – Estanho e Cobre**

No Domínio Erepecuru-Trombetas (Figura 2.11) garimpos aluvionares de cassiterita e zonas anômalas em estanho (>1000 ppm) em concentrados de bateia foram cadastradas nas regiões do alto curso do rio Curuá e nas proximidades dos rios Erepecuru, Maicuru e Trombetas (Chaves *et al.* 1977, Rodrigues *et al.* 1978, Jorge-João *et al.* 1984). Jorge-João *et al.* (1984) registraram a presença de ocorrências e indícios de mineralização de cobre ( $\pm$ Pb, Zn). Esses jazimentos e indícios estão espacialmente associados a áreas de afloramentos de granitóides e rochas vulcânicas ácidas pertencentes, respectivamente, à Suíte Intrusiva Mapuera e ao Grupo Iricoumé.

#### **4.7.2 – Fósforo e titânio**

##### *Depósito de Maicuru*

O depósito de fosfato de Maicuru está associado ao Complexo Alcalino Maicuru, situado no noroeste do estado do Pará, de idade neoproterozóica (Lemos e Gaspar 2002). O depósito possui reserva estimada em 200 milhões de toneladas de minério com 15% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, contando ainda com reserva de titânio de 5 bilhões de toneladas com 20% de TiO<sub>2</sub> (anatásio) e potencialidade para Nb, Cu, ETR e fertilizantes (carbonatito) (Castro *et al.* 1991).

O Complexo Alcalino Maicuru é representado por um corpo com forma semicircular, de diâmetro inferior a 9 km. Segundo Lemos *et al.* (1988), trata-se de um complexo alcalino-ultramáfico-carbonatítico, constituído por piroxenitos, dunitos, sienitos, traquitos, carbonatitos, glimeritos e apatititos. Uma crosta laterítica ferruginosa espessa sobrepõe-se ao pacote argiloso rico em fosfatos e outros compostos derivados das rochas do complexo (Castro *et al.* 1991).

#### *Ocorrência de Mutum*

Uma ocorrência primária de fosfato é relacionada por Biondi (2003) ao Sienito Mutum, com idade mínima de 1026 ± 28 Ma (Oliveira *et al.* 1975). O corpo de rocha alcalina está localizado próximo à fronteira com a Guiana e não há descrição sobre essa ocorrência, nem dados econômicos disponíveis, exceto a presença de rochas ricas em fosfatos.

#### **4.7.3 – Gemas**

A existência de garimpos e ocorrências de ametista e uma ocorrência de amazonita foram relatadas por Chaves *et al.* (1977) e Rodrigues (1978). Esses jazimentos associam-se espacialmente a granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera e rochas que, neste projeto, são descritas como pertencentes a unidade Complexo Indiferenciado, que representa o embasamento do Domínio Erepecuru-Trombetas. A presença de ametista, turmalina, fluorita e diamante foi também registrada por Collyer *et al.* (1994). A maior parte dessas ocorrências é considerada de origem primária hidrotermal.

### **4.8 - DOMÍNIO TAPAJÓS**

#### **4.8.1 – Ouro**

O Domínio Tapajós é uma das principais áreas auríferas do Brasil (Província Aurífera do Tapajós) e, talvez, a maior área garimpeira (Figura 2.12). A atividade extrativa se iniciou em 1958, com produção estimada não oficial de 600 t de ouro, essencialmente aluvionar, ao longo das três primeiras décadas de exploração. Dados oficiais apontam para uma produção garimpeira de 90 t Au entre 1985 e 1995 (Calderaro *et al.* 1998), e de 4 t Au no ano de 2003 (Carvalho *et al.* 2004). Em 2007 a produção garimpeira oficial foi de 2,2 t Au, correspondendo a 63% da produção garimpeira do estado do Pará, enquanto que a mina do Palito produziu 888 kg de Au (Mártires e Santana 2008).

A partir do início da década de 90, ouro supergênico e, em menor escala, primário, também passaram a ser minerados pelos garimpeiros. No momento, apenas uma mina encontra-se em atividade (Palito), e alguns depósitos, especialmente São Jorge, Tocantinzinho, V3, Ouro Roxo e Patrocínio já foram alvos de trabalhos exploratórios de alguma monta.

Com relação a modelos geológico-metalogenéticos a área é ainda carente de estudos. Alguns estudos são centrados em depósitos individuais, focalizando os controles locais e aspectos como inclusões fluidas, isótopos estáveis e radiogênicos, mineralogia hidrotermal e estrutura (Dreher *et al.* 1998, Klein *et al.* 2001b, 2004, Ronchi *et al.* 2001, Juliani *et al.* 2002, 2005). Outros trabalhos tentam um enfoque regional (Santos 2000, Coutinho *et al.* 2000a, Santos *et al.* 2001, Klein *et al.* 2002).

Santos (2000) sugeriu o controle estrutural para cerca de duas dezenas de depósitos de veios de quartzo auríferos, relacionando os mesmos ao sistema de falhas transcorrentes de orientação NW-SE bastante evidentes na província. Coutinho *et al.* (2000a) propuseram o modelo de depósitos de ouro orogênico (Groves *et al.* 1998) para esses mesmos depósitos estudados por Santos (2000), classificando-os como mesozonais e epizonais. Também sugeriram duas fases

de mineralização, com base em idades modelo Pb-Pb em sulfetos, uma em 1,96 Ga, outra em 1,88 Ga. Ambas as fases seriam posteriores ao pico metamórfico regional e estariam associados a tectônica compressiva a transpressiva. Dados de isótopos estáveis (O, H) e de inclusões fluidas indicariam fontes profundas (magmática ou mantélica) com possível infiltração de água meteórica em depósitos mais rasos.

Santos *et al.* (2001) propuseram duas classes de depósitos, com subdivisões. Depósitos orogênicos seriam mesozonais e subdivididos em: a) veios de quartzo-sulfeto e disseminações em zonas de cisalhamento dúctil, associados ao Grupo Jacareacanga (metavulcano-sedimentar); b) veios de quartzo-sulfeto-carbonato e disseminações em estruturas rúptil-dúcteis, hospedados em rochas ligadas a arcos magmáticos. Depósitos relacionados a intrusões seriam epizonais e subdivididos em c) veios de quartzo-pirita e disseminações associados a estruturas rúpteis rasas, freqüentemente associados a diques básicos; d) disseminações e *stockworks*, com magnetita hidrotermal, hospedados em rochas máficas e sedimentares, partilhando algumas características com depósitos do tipo pórfiro. Usando isótopos de Pb e Ar, Santos *et al.* (2001) entende que apenas uma fase de mineralização teria ocorrido na província, por volta de 1,86 Ga, sendo responsável pela formação das duas classes de depósitos.

Klein *et al.* (2002), em estudo realizado em duas dezenas de depósitos concentrados na porção sul da Província Tapajós identificou cinco estilos estruturais de mineralização, com base no tipo de estrutura hospedeira e na estrutura e texturas internas dos veios: 1) veios em zonas de cisalhamento; 2) falhas oblíquas reversas de baixo a moderado ângulo; 3) veios de preenchimento de falhas; 4) *stockworks*; 5) brechas, sendo mais abundantes os estilos 1 e 3. Baseados nesses estilos, na mineralogia hidrotermal e no tipo e grau metamórfico das rochas hospedeiras, Klein *et al.* (2002) argumentaram que os dois primeiros tipos representariam depósitos mesozonais e os três últimos depósitos epizonais. Os mesmos autores propuseram que os depósitos formaram-se em dois eventos distintos. Os tipos 1 e 2 seriam mais antigos, provavelmente relacionados ao regime transcorrente que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão, por volta de 1,97-1,95 Ga, o que é corroborado pelos dados isotópicos (Coutinho *et al.* 2000a, 2000b; Vasquez *et al.* 2000a) e se encaixariam no modelo de depósitos de ouro orogênico. Os tipos 4 e 5 seriam mais jovens, possivelmente do tipo relacionado a intrusões, no que concordam com parte da proposta de Santos *et al.* (2001). Já o tipo 3 poderia pertencer às duas classes, sendo que Klein *et al.* (2002) sugerem que aqueles veios associados aos tipos 1 e 2 em um mesmo campo mineralizado poderiam pertencer a essa mesma classe, enquanto que a maioria pertenceria à classe dos depósitos relacionados a intrusões.

Este sumário, associado ao fato de que o conhecimento sobre a província mineral do Tapajós é ainda modesto em termos de cartografia das unidades, ambientes tectônicos em que se formaram as diferentes associações de rocha, evolução geológica, limites da província e sua relação com a Província Amazônia Central, localizada a leste, indicam que a metalogênese, em escala regional, só pode ser entendida de forma ainda preliminar. Soma-se a isso a ausência de estudos

mineralógicos, isotópicos, de fluidos, geocronológicos e geoquímicos na maioria dos depósitos e ocorrências conhecidas.

Embora ainda limitados, os estudos realizados até o momento sugerem que não há um modelo unificado para a Província Tapajós, mas sim uma diversidade de depósitos cuja gênese e relação espacial e temporal com eventos geológicos precisam ainda ser documentadas. Entende-se que a maioria dos depósitos possui classificação ainda incerta e que uns poucos depósitos que receberam estudos mais detalhados possuem elementos que permitem enquadrá-los com maior ou menor segurança nas classes de depósitos relacionados a intrusões, epitermais, orogênicos e *paleoplacer*.

#### 4.8.1.1 - Depósitos Associados com Intrusões

Sob esta denominação estão enquadrados depósitos cuja classificação não é ainda categórica, mas que possuem como característica a associação espacial com intrusões. Provavelmente representam algum tipo de depósito de ouro relacionado a intrusões (p.ex., Sillitoe 1991; Sillitoe e Thompson, 1998) ou de sistemas auríferos relacionados a intrusões (p. ex., Lang e Baker 2001, Hart 2005).

##### Depósito do Palito

A mina ativa do Palito possui reserva medida + indicada + inferida de 5.700.000 t de minério com 3,88 g/t Au, 2,20 g/t Ag e 0,16% Cu, equivalendo a cerca de 22 t de ouro, 12,5 t de prata e 9.047 t de cobre contidos (Notto 2007). No ano de 2007 a produção da mina contou com 888 kg de Au e 448 t de Cu (Mártires e Santana 2008).

O depósito é caracterizado por uma série de veios de quartzo contendo ouro e sulfetos, subverticais e orientados segundo N50-60°W. Estes veios estão hospedados em falhas que cortam o Granito Palito, composto por sieno e monzogranitos, cujo posicionamento estratigráfico ou relação com as unidades regionais é ainda incerto, se Suíte Intrusiva Parauari (Costa *et al.* 2007), ou Suíte Intrusiva Maloquinha (Mapa *et al.* 2006). Veios e seu envelope hidrotermal formam um conjunto com cerca de 40 m de espessura que pode ser acompanhado longitudinalmente por cerca de 900 m e por até 100 m em profundidade (Costa *et al.* 2007). Nas proximidades da mina, quase uma dezena de ocorrências similares reportada.

Segundo Costa *et al.* (2007), os fluidos hidrotermais que percolaram as falhas que hospedaram a mineralização alteraram o granitóide encaixante provocando sericitização, cloritização, sulfetação e subordinada carbonatação, além de intensa silicificação que produziu três gerações de quartzo filoneano. Os minerais de sulfeto ocorrem de forma maciça nos veios de quartzo e disseminada na rocha hospedeira alterada. Pirita e calcopirita e subordinada esfalerita formam o principal volume de minerais sulfetados. Galena, pirrotita, bismutinita, bismuto nativo e tetradimita têm ocorrência restrita. O ouro ocorre como pequenos cristais anédricos (<170 µm) inclusos em calcopirita ou associados aos minerais de bismuto. Já Mapa *et al.* (2006) descrevem forte metassomatismo potássico pervasivo sobreposto por alteração propilítica relacionada a fraturas e zonas de *stockwork*, sericitica fissural e argílica. A sulfetação estaria associada à alteração sericitica.

Estudo petrográfico de inclusões fluidas (Costa *et al.* 2007) revelou três tipos de fluidos nos veios de quartzo: 1) aquoso insaturado; 2) aquoso saturado, com cristais salinos; 3) aquo-carbônico restrito. Embora dados microtermométricos não estejam ainda disponíveis, a presença do fluido 2 indica o aprisionamento de fluido de salinidade moderada a alta, o que seria compatível com uma fonte granítica. Costa *et al.* (2007) sugerem, preliminarmente, mistura de fluidos aquo-carbônicos (relacionados ao cisalhamento) e aquosos salinos (graníticos) como mecanismo de deposição do minério e advoga um modelo híbrido (porfirítico e orogênico). Já Mapa *et al.* (2006) sugerem o modelo Au-Cu pórfiro para a mesma mineralização.

#### *Depósito Tocantinzinho*

O depósito Tocantinzinho é formado por um corpo mineralizado com aproximadamente 700m de comprimento, 100-150m de largura e 300m de profundidade (Pereira 2006). Lopez (2006) reportou recursos totais (reserva indicada + inferida) de 50,5 t de Au contidas em 36,03 Mt de minério com teor médio de 1,4 g/t Au. Os teores distribuem-se de modo mais ou menos uniforme na zona mineralizada. Esta zona de minério possui aproximadamente 100-140 m de largura, 650 m de comprimento e pelo menos 300 m de profundidade.

As rochas hospedeiras da mineralização são principalmente granitos de granulação grossa, fraturados e alterados atribuídos à Suíte Intrusiva Parauari, tendo o minério se concentrado no contato entre granitos e dique de andesito ao longo de uma zona de falha de orientação NW-SE. Essas rochas hospedeiras estão brechadas, fraturadas e venuladas. Mineralização marginal também se formou em andesitos e diques tardio de riolito (Lopez 2006, Pereira 2006).

Os diferentes estilos da mineralização compreendem disseminações de sulfetos no granito hospedeiro, alterado para uma assembléia contendo quartzo-clorita-sericita-carbonato-sulfeto; vênulas laminadas milimétricas de quartzo-clorita-pirita; e veios centimétricos de quartzo-clorita-carbonato-calcopirita-galena. Todos esses estilos localizam-se em zona com concentração de *stockworks*. Traços de cuprobismutinita, torita, coffinita, uraninita e hessita (Ag<sub>2</sub>Te) foram também identificados (Lopez 2006, Pereira 2006). O ouro ocorre preenchendo microfraturas ou como inclusões na pirita, como inclusões em galena e inclusões na hessita (Geller 2004, Pereira 2006).

#### *Depósito São Jorge*

O depósito São Jorge localiza-se na porção leste do Domínio Tapajós, junto ao seu limite com o Domínio Iriri-Xingu (Figura 2.12). Possui recursos estimados em 5 Mt de minério com 1,19g/t Au, e 5,95 t de ouro contido em saprólito e minério primário (Brazmin 2005).

A mineralização hospedou-se no corpo do Granito São Jorge Novo (1891 ± 3 Ma, Lamarão *et al.* 2002), granitóide cálcio-alcálico que intrude a Suíte Intrusiva Creporizão, que neste trabalho é incluso na Suíte Intrusiva Parauari. Não há ainda uma descrição satisfatória dos aspectos geométricos do depósito. Sabe-se que pelo menos parte da mineralização está associada a zonas de cisalhamento que contêm veios de quartzo de 2-20 cm de espessura com orientação

E-W/50-80S e a veios lenticulares de quartzo (<50 cm) com atitude N60-70°W/40°NE (Klein *et al.* 1999).

Dall'Agnol *et al.* (2003) reconheceram três estágios de alteração hidrotermal superpostos à assembléia magmática primária: 1) saussuritização do plagioclásio, substituição do anfibólio magmático por clorita-carbonato-óxidos de Fe e Ti-titanita e cloritização da biotita; 2) clorita e plagioclásio albitico; 3) filica, carbonatação e sulfetação (pirita, rara calcopirita e esfalerita). Os dois últimos estágios estariam associados à mineralização.

Estudos de inclusões fluidas (Ronchi *et al.* 2001) revelaram a presença de fluidos de baixa salinidade, aquosos (2-11% peso equiv. NaCl) e aquo-carbônicos (7-13% peso equiv. NaCl) portadores de N<sub>2</sub>. Os dados foram interpretados como produzidos por mistura de fluidos (resfriamento e diluição), com aprisionamento principal entre 300-340°C e 1 kbar, o que é condizente com dados químicos em clorita e mica branca (Dall'Agnol *et al.* 2003).

Dall'Agnol *et al.* (2003) sugerem que São Jorge pode representar depósito do tipo pórfiro ou epitermal *low sulfidation*.

#### *Depósito Batalha*

A região do Batalha, na margem esquerda do rio Tapajós, concentra vários garimpos auríferos localizados no interior de *stocks* de granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha. Coutinho (1996) identificou ocorrências relacionadas com veios de quartzo sulfetados posicionados em estruturas rúpteis, orientados segundo N45°E/70°NW. A alteração hidrotermal em torno dos veios não é bem desenvolvida, restringindo-se a zonas com poucos centímetros de espessura caracterizadas pelo enriquecimento em feldspato alcalino, epidoto e sericita. A mineralogia do minério inclui ouro nativo, pirrotita, pirita, calcopirita, galena e bornita, com ouro incluso em pirita e galena.

Juliani *et al.* (2002) descrevem quatro estágios de alteração hidrotermal para o *stock* granítico batalha, formados sob condições decrescentes de T-P entre 500-290°C e 2,6-1,2 kbar, respectivamente. O estágio precoce é caracterizado por metassomatismo sódico pervasivo, com formação de albita intersticial e por substituição dos feldspatos. Esse estágio é seguido por metassomatismo potássico pervasivo e fissural, com cristalização de biotita e feldspato alcalino. O terceiro estágio é caracterizado por propilitização pervasiva e fissural sobreposta aos estágios anteriores; nesse estágio foram formados epidoto-clinozoisita-clorita-albita-carbonato-quartzo-sulfetos. O último estágio é a sericitização, principalmente fissural, formando sericita-quartzo-sulfetos. O ouro está associado aos dois últimos estágios, principalmente à sericitização, e enriquecimento em metais base está ligado ao metassomatismo sódico-potássico e à sericitização.

Juliani *et al.* (2002) entendem que Batalha partilha características com depósitos relacionados a intrusões e do tipo Cu (±Au) porfirítico. Entre as características, os autores listam a alteração potássica de alta temperatura provocada por fluido magmático e a sericitização tardia associada com precipitação de ouro. Os mesmos autores relatam que diferenças do depósito Batalha em relação aos depósitos relacionados a intrusões incluem a extensão da alteração hidrotermal e a virtual ausência



de Bi, Mo e As na associação metálica, enquanto que a profundidade mesozonal de colocação do granito Batalha e o seu caráter relativamente reduzido contrastariam com os depósitos porfiríticos, tipicamente epizonais e fortemente oxidados. Assim, os autores sugerem um modelo híbrido, tipo Cu-Au porfirítico.

#### 4.8.1.2 – Depósitos Epitermais

##### Depósito V3 (Botica)

O depósito V3 ou Botica localiza-se na porção central do Domínio Tapajós (Figura 2.12). Possui reserva estimada em 30 t de Au com teor máximo de 4,5 g/t, portando ainda concentrações econômicas de Ag e subeconômicas de Cu, Zn e Mo (Jacobi 1999, Juliani *et al.* 2005) e está associado a rochas vulcânicas ácidas atribuídas ao Grupo Iriri e intermediárias da Formação Bom Jardim. Segundo Juliani *et al.* (2005), a região do depósito consiste num complexo vulcânico riolítico anelar no qual são reconhecidos vários estágios de formação de caldeiras, depósitos vulcânicos, brechas e mineralização. Esses produtos vulcânicos estariam associados a granitóides epizonais (Suíte Intrusiva Maloquinha) e teriam sido depositados sobre embasamento composto por granitóides da Suíte Intrusiva Parauari. Juliani *et al.* (2005) descrevem um estágio pré-caldeira em que se formaram andesitos, basaltos, riolitos e tufo; estágio caldeira em que se depositaram as rochas ácidas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri; intrusão de riolito; estágio pós-caldeira, com a formação do edifício vulcânico; intrusões riodacíticas; brechas hidrotermais.

Juliani *et al.* (2005) relatam vários estágios de alteração hidrotermal. Brechas são cobertas por uma capa maciça e acamadada de sílica produzida pela lixiviação ácida e silicificação de brechas e tufo de cinzas. Sob essa capa, nos níveis mais rasos da estrutura vulcânica, a zona de alteração interna é composta por sílica maciça e *vuggy* envolta por zona de quartzo-alunita±(hematita-pirofilita-sulfetos). A capa de sílica é cortada por brechas e finos veios de quartzo-pirofilita. A zona quartzo-alunita é caracterizada pela diminuição do percentual de alunita para fora das zonas brechadas, ao passo que o teor de pirofilita aumenta. Em profundidade a alunita está associada com brechas silicificadas, finos veios ricos em pirofilita e disseminações de pirita com inclusões de enargita-luzonita, calcopirita, bornita, covelita, cobre e prata nativos, galena e esfalerita. Ouro nativo ocorre na matriz pirofilitica e como inclusões na covelita. A alteração argílica avançada é observada dentro e em torno das brechas hidrotermais e a assembléia pirofilita-quartzo-pirita-andalusita-diásporo-rutilo é tanto pervasiva como venular e indica temperatura >330°C para sua formação. A alteração argílica intermediária, predominantemente venular, consiste na assembléia caolinita-dickita-sericita-clorita. A alteração sericitica é controlada por fissuras subjacentes à zona de alteração argílica avançada. A alteração propilitica (clorita-epidoto-carbonato-feldspato-sericita-quartzo-pirita) ocorre nas partes mais profundas do complexo vulcânico anelar. Esse estágio é predominantemente pervasivo e localmente controlado por fissuras. Um metassomatismo sódico-potássico afeta principalmente os granitóides rasos e o complexo vulcânico anelar. De acordo com Jacobi (1999) o depósito apresenta enriquecimento em Au, Cu, Ag, Mo, Zn, Pb, As, Bi, Sb,

Y, La, Zr, Ba e Te, além de apresentar teores anômalos de platinóides, especialmente de Pd.

Dados geocronológicos Ar-Ar em alunita hidrotermal revelaram idade de  $1869 \pm 2$  Ma para a formação da alunita, interpretada como a idade de formação do depósito (Juliani *et al.* 2005). A alunita apresenta ainda valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre +14,3 e +32,8‰, considerados típicos de alunita magmática-hidrotermal. A pirita coexistente com as alunitas mostra valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre -6,3 e +1,7‰, também compatível com origem magmática. A composição isotópica do enxofre dos pares alunita-pirita indica temperaturas de equilíbrio entre 130-420°C, com intervalos mais restritos em diferentes níveis do depósito (130-250°C, 270-420°C, 260-320°C), interpretados como flutuação de temperatura do sistema magmático hidrotermal (Juliani *et al.* 2005).

Juliani *et al.* (2005) interpretam as características geológicas e genéticas do depósito V3/Botica como compatíveis com as de depósitos epitermais de alta sulfetação, o que o torna o mais antigo depósito preservado dessa classe.

#### 4.8.1.3 - Depósitos Orogênicos de Ouro

##### Depósitos Ouro Roxo, Porto Rico e São José

Ouro Roxo, Porto Rico, São José, Nova Brasília, Garrafa e Cantagalo fazem parte de um conjunto de jazidas localizadas no interflúvio entre os rios Pacu e Tropas, a leste de uma zona de cisalhamento de orientação N10-20°E, que parece constituir-se em uma estrutura de primeira ordem à qual se relacionam as estruturas hospedeiras dos citados depósitos. Essa zona de cisalhamento (São José ou Ouro Roxo-Cantagalo) é ainda pouco compreendida, sendo descrita como transcorrente oblíqua sinistral com mergulho de 75° para SE (Ferreira *et al.* 2000c) e como de empurrão, com mergulho de 35° para leste (SRK 2006).

No depósito Ouro Roxo-Norte as reservas inferidas computam 1,33 Mt de minério com 6,2 g/t (8,2 t de Au contido) distribuídos em oito corpos de minério totalizando 50-350 m ao longo da direção maior do depósito, 50-250 m em profundidade e 1-12 m de espessura. Um segundo depósito, chamado Ouro Roxo-Sul, está localizado cerca de 2,6 km ao sul de Ouro Roxo-Norte e contém reserva inferida de 230.000 t de minério com 4,3 g/t (0,99 t de Au contido) distribuídos em oito corpos de minério totalizando 200 m ao longo da direção maior do depósito, 50-90 m em profundidade e 0,6-10 m de espessura (SRK 2006).

Segundo Frantz *et al.* (2005) e Sousa (2007), em Ouro Roxo-Norte o minério encontra-se hospedado em veios de quartzo-carbonato, quartzo-sulfeto e em zonas de brechas e milonitos orientados segundo N5°-15°E a N30°-50°E, com mergulhos de 40° para SE. Os veios encontram-se fortemente cisalhados e brechados e possuem espessura de 10 a 100 cm e halos irregulares de alteração hidrotermal de espessuras métricas (Sousa 2007). Os corpos de minério estão encaixados em dioritos e granodioritos, que Santos *et al.* (2001) relacionam à Suíte Intrusiva Tropas, e que Sousa (2007) atribui ao Complexo Cuiú-Cuiú. As principais paragêneses de alteração hidrotermal que acompanham os veios mineralizados são representadas por associações de clorita-calcita e mica branca-clorita±calcita e os minerais de sulfeto estão representados por pirita,

calcopirita e bornita (Frantz *et al.* 2005; SRK, 2006). Análises de partículas de ouro mostram a presença de <10% Cu, 0,6% Pd e 0,2% Bi (Frantz *et al.* 2005). Já SRK (2006) mostra a presença de *electrum* ocorrendo de três modos: no contato entre cristais de quartzo e calcopirita, e quartzo e pirita; incluso na pirita; e intercrescido com Bi nativo e sulfossais de Bi.

Estudos de inclusões fluidas (Frantz *et al.* 2005) sugerem a existência de duas fases de aprisionamento de fluidos relacionados com mineralização de ouro. A primeira seria representada por fluidos aquo-carbônicos de origem metamórfica que foram responsáveis pela primeira deposição de ouro em 300°C. A segunda fase seria representada por fluidos aquosos salinos, de possível fonte magmática, responsáveis por remobilização do ouro precipitado no primeiro estágio, ocorrida em torno de 260°C. Isótopos de Pb e S indicariam fontes crustais para esses elementos presentes nos minerais de sulfeto (Frantz *et al.* 2005).

Segundo Amerixcorp (2007), em Porto Rico foi identificada zona mineralizada de até 200 m de profundidade, com 3-8 m de espessura e 3-28 g/t Au, interna a uma espessa zona (100m) de milonitos, ou no contato desses milonitos com dioritos e granodioritos atribuídos à Suíte Intrusiva Tropas (Santos *et al.* 2001). Uma situação, portanto, que repete o que é descrito para Ouro Roxo.

No garimpo São José/Garrafa Santos (1996) descreve a rocha encaixante como sendo um granitóide porfirítico milonitizado. A deformação dúctil-rúptil impressa na rocha e em veios de quartzo está associada a uma zona de cisalhamento de atitude N15°E/55-79°SE que lenticularizou porções dos mesmos e também de diques máficos colocados anteriormente à deformação. O principal veio mineralizado está posicionado no centro dessa zona de cisalhamento e vênulas menores distribuem-se em superfícies de cisalhamento nas laterais desse veio. De acordo com Santos (1996) superfícies S/C caracterizam movimentação transcorrente dextral oblíqua. A foliação milonítica da rocha encaixante está truncada por falhas de baixo ângulo de mergulho, também para sudeste, com geometria sigmoidal e localmente preenchidas por veios de quartzo descontínuos. Elementos estruturais indicam cavalgamento com transporte de massa de ESE para WNW.

Segundo Sirios (2003), a alteração hidrotermal gerou a assembléia quartzo-sericita-clorita-pirita-calcopirita e a zona mineralizada possui 3-7 m de espessura e pode ser acompanhada por pelo menos 150 m ao longo da direção do veio.

#### *Garimpo Guarim*

Guarim é um pequeno depósito da região do Cuiú-Cuiú, porção central do Domínio Tapajós, sem dados econômicos conhecidos. Consiste em um veio de quartzo confinado em uma falha transcorrente sinistral com atitude N75°E/75°SE que corta um quartzo diorito fracamente foliado atribuído ao Complexo Cuiú-Cuiú. O veio possui 0,4-0,7 m de espessura, extensão vertical desconhecida e pode ser acompanhada por cerca de 200 m em sua maior dimensão. Uma foliação desenvolveu-se no contato entre o veio e a rocha encaixante (Klein *et al.* 2001b).

A porção central do veio é maciça e leitosa e grada lateralmente para uma porção verde escura a acinzentada com texturas de preenchimento de espaços vazios e com percentuais altos de clorita (chamosita), calcita, mica branca, sulfetos e zircão. O veio possui um envelope hidrotermal assimétrico, melhor desenvolvido no teto da falha, que chega a atingir 4 m de espessura. A alteração hidrotermal interna, pós-metamórfica, gerou uma trama de vênulas de quartzo e brechas hidrotermais, a qual grada para zonas externas compostas por sericita-clorita e feldspato alcalino e para a rocha não alterada. A brecha consiste de fragmentos angulares de veio de quartzo em uma matriz composta por clorita, mica branca, carbonato, quartzo, pirita e subordinada calcopirita e magnetita (Klein *et al.* 2001b).

Estudos de inclusões fluidas (Klein *et al.* 2001b) revelaram a presença de fluidos carbônicos, aquo-carbônicos com traços de N<sub>2</sub> e aquosos. Os dois primeiros são coexistentes e interpretados como os fluidos primários imiscíveis de baixa salinidade (5% peso equiv. NaCl) que formaram o veio de quartzo aurífero a 270-320°C e 0,8-2,9 kbar. Esses fluidos teriam provável origem metamórfica, o que é condizente com valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  de +11,2‰ e -31‰, respectivamente, em quartzo e inclusões fluidas (Coutinho *et al.* 2000b). A idade modelo de sulfetos do minério, de 1212 Ma (Coutinho *et al.* 2000b), é algo maior do que a idade do metamorfismo e similar à idade de cristalização da unidade hospedeira. Isso pode indicar que a composição isotópica do Pb está refletindo a idade da fonte e não a da mineralização.

Os dados estruturais, a presença de brechas e o comportamento físico-químico dos fluidos levaram Klein *et al.* (2001b) a interpretar Guarim como depósito orogênico epizonal (a mesozonal). Contudo, os autores salientaram que as características são algo similares a alguns tipos de depósitos relacionados a intrusões, como os do tipo Coreano (*Korean type*), embora salinidades maiores fossem esperadas.

#### *Prospecto Patinhas*

O prospecto Patinhas localiza-se na porção centro-sudeste do Domínio Tapajós. É caracterizado por um veio de quartzo aurífero com espessura média de 70 cm, hospedado em zona de cisalhamento rúptil-dúctil, transcorrente, subvertical, orientada segundo NE-SW, que corta gnaiss granodiorítico do Complexo Cuiú-Cuiú (~2,0 Ga). Em sua porção central o quartzo é leitoso, maciço e rico em pirita, enquanto que no contato com a rocha encaixante é foliado. Esse contato é também marcado por estreito halo de alteração hidrotermal que contém sulfetos disseminados e pela deformação dúctil imposta à rocha encaixante pelo cisalhamento. O caráter estrutural é sugestivo de posicionamento do veio em profundidade moderada, em estrutura ativa, cuja atividade estendeu-se por algum tempo após a formação do veio (Rosa-Costa e Carvalho 1999, Klein *et al.* 2004).

Parâmetros físico-químicos estimados a partir de dados de inclusões fluidas (Klein *et al.* 2004) indicam que a mineralização ocorreu entre 307-389°C, sob pressão média de 2,1 kbar, correspondendo a 7 km de profundidade e que o fluido mineralizador era aquo-carbônico com salinidade média de 6,6% em peso equivalente de NaCl.

O contexto geológico e os dados estruturais e de inclusões fluidas levaram Klein *et al.* (2004) a interpretar Patinhas como depósito orogênico mesozonal.

#### *Prospectos da Porção Sul do Domínio Tapajós*

Embora careçam de estudos, vários prospectos localizados na porção sul do Domínio Tapajós, alguns junto à borda norte da serra do Cachimbo, parecem se enquadrar na classe de depósitos orogênicos. Essas jazidas consistem em veios de quartzo auríferos que estão em geral hospedados em zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis de orientação NW-SE que transectam gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú e granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão. Internamente, os veios possuem feições texturais e estruturais que indicam atuação de processos dúcteis ou dúcteis-rúpteis. Por exemplo, quartzo com extinção ondulante e bandas de deformação envolvidas por subgrãos recristalizados, microbandas de cisalhamento, fábrica dúctil tanto no veio como na encaixante imediata e textura laminada são feições comuns em veios de preenchimento de falhas (*fault-fill* e *shear veins*) descritos por Klein *et al.* (2002). Além do prospecto Patinhas, descrito anteriormente, pertencem a esse contexto os prospectos Vietnam, Novo Vietnam, São Raimundo e Boa Vista. Sericitização, silicificação e sulfetação são as alterações mais comuns, podendo ocorrer cloritização e carbonatação. Pirita é o sulfeto dominante, seguido de calcopirita e arsenopirita (Klein *et al.* 2002).

No prospecto Nossa Senhora da Conceição a mineralização está associada a veios de quartzo sulfetados de orientação N55°E/75°SE a subhorizontais. Os veios mostram-se sinuosos, por vezes brechados e estão encaixados em gnaiss tonalítico do Complexo Cuiú-Cuiú que contém lentes de rochas ultramáficas como tremolita-talco-xistos. O gnaiss encaixante encontra-se sericitizado, carbonatado, cloritizado e sulfetado, por conta da alteração hidrotermal. Pirita e calcopirita compõem a fase sulfetada e o ocorre ouro na forma livre (Dreher 1996, Martini e Dreher 1996, Santos *et al.* 2001).

#### **4.8.1.4 – Depósitos de Classificação Incerta**

##### *Alvo V6 (Chapéu de Sol)*

O alvo V6 localiza-se nas proximidades do depósito V3 e foi considerado por Jacobi (1999) como depósito epitermal de Cu tendo Mo, Au e Ag como subprodutos. O contexto geológico é similar ao descrito por Juliani *et al.* (2005) para o depósito V3, mas Jacobi (1999) salienta algumas diferenças significativas. A alteração hidrotermal predominante é potássica, representada por vênulas de feldspato alcalino e massas de clorita formadas a partir de biotita. A mineralogia sulfetada primária inclui calcopirita, pirita, rara galena e esfalerita. Calcocita ocorre como mineral supergênico. Ainda segundo Jacobi (1999), o menor teor de pirita e ouro e os maiores teores de Cu e Mo e a capa supergênica rica em calcocita são também distintivos do alvo V6.

##### *Prospectos Associados com Diques de Andesito*

Algumas jazidas apresentam como característica comum a ocorrência de veios de quartzo sulfetados posicionados no contato entre um granitóide e um dique de andesito ou rocha máfica com espessura inferior a 1,0 m. Esse contato é via de regra uma falha e o veio

é sempre posterior ao dique como mostram relações de cruzamento na maioria dos casos (veio e alteração hidrotermal cortam o dique). Entre essas jazidas as mais conhecidas são Mamoal, Joel, Ouro Mil e Sudário (Klein *et al.* 2001b).

O prospecto Mamoal situa-se na porção leste do Domínio Tapajós, no mesmo *trend* estrutural do depósito Tocantinzinho. A mineralização em Mamoal formou conjunto subparalelo de veios de quartzo, com atitudes N70-80°W/90°, com 10 cm de espessura média, posicionados longitudinalmente em uma falha transcorrente dextral, no contato entre dique de andesito e um álcali-feldspato granito róseo, fino a médio e sem trama tectônica mesoscópica, atribuído à Suíte Intrusiva Maloquinha. Tanto o dique como o granito apresentam os mesmos produtos hidrotermais que incluem clorita, carbonato, epidoto, pirita e galena. O ouro ocorre tanto no veio como no dique alterado (Santos 1996, Klein e Vasquez 2000). O contato veio-dique-granito é também marcado por brechas tectônicas e por ressaltos e estrias de fricção que indicam movimentação transcorrente dextral para a falha.

Idades modelo Pb-Pb em sulfetos variam entre 1986-2001 Ma (Coutinho *et al.* 2000b, Santos *et al.* 2001) e claramente não refletem a idade da mineralização, pois são maiores do que as rochas hospedeiras.

O prospecto Joel situa-se na porção centro-sudoeste do Domínio Tapajós, na margem norte da rodovia Transgarimpeira. Veio mineralizado, dique de andesito porfirítico e falha hospedeira possuem atitude N50°E/65NW a subvertical e a rocha encaixante é um granitóide pertencente à Suíte Intrusiva Creporizão (Klein *et al.* 2001b).

A alteração hidrotermal afetou especialmente a matriz da rocha máfica, produzindo clorita, calcita, sericita, biotita verde, epidoto e actinolita. Quando alterado em maior grau, a rocha máfica perde o aspecto porfirítico e apresenta brechação e foliação localizada. A composição mineralógica passa a ser dominada por sericita e clorita e subordinados epidoto e leucoxênio. Adulária ocorre em agregados e juntamente com quartzo preenche fraturas e cavidades nas porções mais alteradas do dique máfico. A mineralogia sulfetada é composta por pirita, calcopirita, esfalerita e galena, tanto disseminadas como concentradas em vênulas de quartzo (Dreher *et al.* 1998). Ouro e prata ocorrem na forma livre e associados com sulfetos (Bastos Leal e Tassinari 1994).

Estudo de inclusões fluidas em cristais de quartzo associados com adulária (Dreher *et al.* 1998) mostra fluidos aquosos desprovidos de CO<sub>2</sub> e com salinidade <11% peso equiv. NaCl, aprisionados entre 220-340°C em profundidade inferior a 1,5 km.

Idades modelo Pb-Pb em sulfetos variam largamente entre 1804 e 2064 Ma (Santos *et al.* 2001). Idades maiores do que 1990 Ma são maiores do que as das rochas encaixantes, não refletindo a idade da mineralização. As demais idades se dividem entre um grupo de 1800-1860 Ma e outro de 1960-1980 Ma. Esses dados podem ser interpretados (pelo menos) de duas maneiras: 1) a mineralização ocorreu por volta de 1,96 Ga e o sistema isotópico foi perturbado em 1,86 Ga; 2) a mineralização ocorreu em 1,86 Ga e incorporou Pb proveniente de fontes crustais mais antigas.

Dreher *et al.* (1998, 2002) entendem que a presença de adularia, as características físico-químicas dos fluidos, o caráter não metamórfico e rúptil das rochas hospedeiras e a presença de texturas de preenchimento de espaços vazios nos prospectos Joel e Davi (ver a seguir) são consistentes com as de porções mais profundas da classe de depósitos epitermais de baixa sulfetação (*low-sulfidation*), tipo adularia-sericita. Essa interpretação é contestada por Santos *et al.* (2001, 2002) que argumentam que a ausência de vulcanismo penecontemporâneo com a mineralização, o baixo conteúdo em Ag, entre outros, seriam impeditivos para o modelo epitermal, preferindo a classificação desses prospectos como veios de quartzo epizonais relacionados com intrusões ou tipo Coreano.

#### *Prospectos Associados com Rochas Básicas*

O prospecto Davi (ou Igarapé Bom Jardim) localiza-se a norte da Bacia do Crepori. A rocha encaixante é um gabro pertencente à Suíte Intrusiva Ingarana (1,88-1,89 Ga, Vasquez *et al.* 2000a, Santos *et al.* 2004). Essa rocha possui granulação fina a grossa e não apresenta metamorfismo ou trama tectônica mesoscópica importante. A alteração hidrotermal também é moderada. Subordinadamente ocorrem rochas granitóides (Coutinho 1996, Dreher *et al.* 1998), provavelmente ligadas à Suíte Intrusiva Parauari.

A mineralização está associada a uma zona de até 4 m de espessura e pelo menos 100 m de comprimento composta por veios de quartzo sulfetados com espessura entre 30-40 cm cada e atitude N45°E/75°SE, além de seu envelope hidrotermal. Os veios são geralmente irregulares, boudinados e deslocados por falhas de orientação NW-SE. Esses veios foram interpretados como de origem extensional, posteriormente reorientados durante cisalhamento (Coutinho 1996).

A alteração hidrotermal gerou zonas carbonáticas (calcita-quartzo), potássicas (feldspato alcalino, albita e adularia) e epidotização do gabro hospedeiro. Clorita, sericita e prehnita também foram identificadas na ganga e a mineralogia sulfetada é composta por pirrotita, pirita, calcopirita, galena, calcocita, bornita, esfalerita e covelita (Coutinho 1996; Dreher *et al.* 1998). Segundo Coutinho (1996) a zona mineralizada apresenta expressivo enriquecimento em Cu, Pb e Zn, além de Co, Nb, Sc, V, Y, Rb.

Estudos de inclusões fluidas mostraram a presença de fluidos aquosos de salinidade muito baixa (1,1% peso equiv. NaCl) aprisionados entre 240-320°C. A presença de pares de inclusões ricas em H<sub>2</sub>O líquida e ricas em vapor de H<sub>2</sub>O e a ocorrência de adularia preenchendo vazios seriam indício de eferescência (Dreher *et al.* 1998).

Idades modelo baseadas em isótopos de Pb em sulfetos variam entre 1771 e 1968 Ma (Coutinho *et al.* 2000b, Santos *et al.* 2001), com concentrações de valores em torno de 1820 Ma, 1870 Ma e 1930-1970 Ma, essas últimas sendo maiores do que a idade do gabro hospedeiro. Os dados sugerem que a mineralização ocorreu em algum momento entre 1820-1870 Ma, e é algo posterior à colocação da rocha hospedeira.

Dreher *et al.* (1998, 2002) interpretam o prospecto Davi como pertencente à classe epitermal de baixa sulfetação, classificação esta disputada por Santos *et al.* (2001, 2002) (vide discussão acima, relativa ao

prospecto Joel). Corrêa-Silva *et al.* (2001) também questiona o modelo epitermal, argumentando que a adularia presente nos prospectos Davi e Joel seria magmática e não hidrotermal.

#### *Prospectos Associados com Brechas e Stockworks*

Exemplos de mineralização aurífera associada com brechas e *stockworks*; ocorrem na porção central (região do Cuiú-Cuiú) e sul do Domínio Tapajós. A ocorrência de um estilo não exclui o outro, sendo a associação de ambos fato comum. Na porção sul do domínio as brechas formam corpos tabulares, em geral com menos de 1 m de espessura, e dois tipos principais de brechas são descritos. Nos prospectos Céu Azul e Água Limpa as brechas são sustentadas por matriz hidrotermal de coloração esverdeada ou avermelhada e composta por quartzo, feldspatos e hematita, além de sericita e epidoto finamente granulados. Os fragmentos de quartzo leitoso possuem formas irregulares a arredondadas e ao microscópio mostram texturas em pente e rosetas indicando o posicionamento raso dos veios (Klein *et al.* 2002). Nos prospectos Goiano e Ouro Mil as brechas são suportadas por fragmentos que possuem formas mais angulares (Santos 1997).

O prospecto Independência, também na porção sul do domínio, apresenta um *stockwork* composto por vênulas de quartzo e seus estreitos halos de alteração hidrotermal compostos por quartzo, epidoto e mica branca. Esses halos coalescem e formam um corpo com cerca de 100 m de comprimento por dezenas de metros de largura. O quartzo é leitoso ou fumê e mostra cavidades freqüentemente preenchidas por sulfetos (Klein *et al.* 2002).

No prospecto Carneirinho o *stockwork*, formado por vênulas milimétricas de quartzo, está hospedado em granitóide porfirítico atribuído à Suíte Intrusiva Maloquinha. Também são observados veios de quartzo mais espessos (7 cm) e com orientação mais regular segundo N15°E/85°SE, aos quais estão acoplados veios extensionais oblíquos configurando uma estrutura transcorrente dextral (Santos 1997).

#### **4.8.2 – Estanho (Nb, Ta)**

A existência de garimpos ativos de cassiterita aluvionar foi descrita por Santos *et al.* (1975) nos rios Surubim, Jamanxim e Tropas. Um depósito aluvionar foi dimensionado por Lock *et al.* (1981) que relata reserva medida + indicada de 1.012.522 m<sup>3</sup> de minério com teor aproximado de 368-383 g/m<sup>3</sup> e 384 t de SnO<sub>2</sub> contido. Esse depósito está localizado em drenagens que transectam o Granito Porquinho (1786 ± 14 Ma, Santos *et al.* 2004), nas proximidades do rio Jamanxim. Nessa região o Sn está comumente associado com columbita e tantalita (Nb, Ta). Prazeres *et al.* (1979) identificaram indícios de mineralização primária de Sn (associado com Nb) nesse granito, a qual estaria localizada em suas porções apicais parcialmente greisenizadas e albitizadas.

Ferreira *et al.* (2000) descreveram garimpos aluvionares inativos em que a cassiterita foi lavrada como subproduto do ouro na bacia do igarapé Santo Antonio, afluente do rio Tropas, em área de afloramento do Granito Caroçal (1870 ± 4 Ma, Santos *et al.* 2001). Indícios de mineralização ao longo do domínio, sempre

associados a aluviões recentes, foram também apresentados por Pessoa *et al.* (1977) e Almeida *et al.* (2000).

#### 4.8.3 – Molibdênio

Indício de mineralização de molibdênio foi apontado por Klein e Vasquez (2000) nas proximidades da vila de Creporizinho, e por Pessoa *et al.* (1977) nas margens do rio Jamanxim, próximo à localidade de Aruri. A molibdenita do Creporizinho ocorre em cristais grossos, cinza-prateados, com *habitus* lamelar e distribuídos irregularmente. Os cristais estão associados a veios de quartzo em porções pegmatóides de um sienogranito porfírico grosso com assembléia de alteração sericita-epidoto-carbonato atribuído à Suíte Intrusiva Creporizão.

#### 4.8.4 – Gemas

Ocorrências aluvionares e raramente primárias de turmalina, topázio e ametista, e indícios mineralógicos desses minerais e também de fluorita, rutilo e diamante são reportadas na literatura (Santos *et al.* 1975, Collyer *et al.* 1994, Klein *et al.* 2001b).

A ocorrência de topázio de Rio Branco III, no município de Trairão, está contida em aluviões depositadas sobre rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Os cristais de topázio são prismáticos, de dimensões milimétricas a 20 cm com 1,5 kg de peso. Predominam os tipos euédricos com dois prismas romboédricos bipiramidais, com faces bem preservadas apesar do arredondamento provocado pelo transporte. A coloração varia de incolor a azul médio na variedade gemológica, permitindo o bombardeamento para acentuar a cor (Collyer *et al.* 2005).

Além do topázio, as aluviões contêm zircão, xenotímio, turmalina preta, epidoto, monazita, sillimanita, cassiterita, coríndon, rutilo, espinélio, columbita, hornblenda e ouro. Collyer *et al.* (2005) sugerem origem pegmatítica/pneumatolítica para essa associação.

### 4.9 – DOMÍNIO JURUENA

#### 4.9.1 – Ouro

As jazidas auríferas do Domínio Juruena ocorrem sobretudo no estado do Mato Grosso, e estão fortemente ligadas a granitóides cálcio-alcálicos e rochas vulcânicas e subvulcânicas ácidas (1,87-1,78 Ga) representantes do magmatismo pós-colisional do arco plutono-vulcânico Juruena (Oliveira e Albuquerque 2005). A classe de depósitos de ouro relacionados a intrusões, com similaridade aos depósitos de Au pórfiro, tem sido sugerida para os depósitos que contam com maiores estudos (Santos *et al.* 2001, Moura *et al.* 2006), embora o modelo epitermal de baixa sulfetação tenha também sido invocado (Oliveira e Albuquerque 2005).

No estado do Pará (Figura 2.13) os garimpos Álvares Tavares e dos Crentes são os mais conhecidos. A mineralização no garimpo Álvares Tavares está associada a vênulas de quartzo aurífero contidas em fraturas extensionais de orientação N60°E/80°SE que cortam microgranito pórfiro e hidrotermalizado do Grupo Colíder. Os produtos da alteração hidrotermal são quartzo, sericita, clorita, sulfetos e magnetita. A mineralogia sulfetada que acompanha o ouro é composta por pirita, calcopirita, calcocita e covelita (Oliveira e Albuquerque 2005).

No garimpo dos Crentes a mineralização encontra-se disseminada e em sistema *stockwork* encaixados em rochas vulcânicas e subvulcânicas porfíricas do Grupo Colíder. Além de vênulas de quartzo a alteração hidrotermal pervasiva gerou a assembléia quartzo-epidoto-sulfetos. Os veios de quartzo mostram texturas em pente, drusas e espaços vazios, que atestam o caráter epizonal da mineralização (Oliveira e Albuquerque 2005).

#### 4.9.2 – Manganês

Uma pequena ocorrência de manganês foi evidenciada nas proximidades do córrego Rasteiro, distribuindo-se numa área de aproximadamente 1000 m<sup>2</sup>. É constituída por blocos de manganês formados pela concentração supergênica a partir de arenitos manganésíferos do Grupo Beneficente. Análise química por ICP-ES revelou teores de 36,73% de Mn e 1,57% de Fe (Oliveira e Albuquerque 2005).

### 4.10 – FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS

#### 4.10.1 – Ouro

##### 4.10.1.1 - Ocorrências Primárias de Ouro

Ocorrências primárias de ouro no Fragmento Cratônico São Luís (Figura 2.14) são relatadas nos garimpos Roxo e Santa Paz, com exposições precárias e sem dados significativos disponíveis. Segundo Azevedo (2003), Roxo está encaixado em diorito da Suíte Intrusiva Tromai e em xisto com magnetita. A mineralização em Santa Paz está associada com veios de quartzo encaixados em milonitos desenvolvidos sobre tonalitos da Suíte Intrusiva Tromai em uma zona de cisalhamento com orientação aproximada N20°W (dados inéditos do projeto Folha Centro Novo do Maranhão, em execução pela CPRM).

##### 4.10.1.2 - Depósitos de Ouro em Paleoplacer

Ocorrências de ouro em rochas sedimentares da Formação Igarapé de Areia foram identificadas em trabalhos de sondagem desenvolvidos por companhia de mineração. Aparentemente promissoras são as áreas Boa Esperança, Pico 20, Bom Jardim e o garimpo Firmino. Nesses alvos as concentrações auríferas estão associadas essencialmente a lentes de conglomerados monomíticos contendo seixos de quartzo. Embora conglomerados basais polimíticos possam também conter ouro, as concentrações são muito subordinadas. Foi sugerido modelo de depósito tipo *paleoplacer* semelhante ao de Tarkwa, no Cráton Oeste Africano (E.P. Viglio, informação verbal).

#### 4.10.2 – Molibdênio

Uma ocorrência de molibdenita (MoS<sub>2</sub>) foi registrada na pedreira Mirasselas, localizada sobre granitóide com duas micas da Suíte Intrusiva Tracuateua. Avaliação preliminar indicou tratar-se de ocorrência subeconômica. A molibdenita está contida em veio de atitude N53°W; vertical com espessura entre 4-15 cm. Além da molibdenita, a mineralogia do veio compreende quartzo, feldspato, mica e quantidades subordinadas de turmalina preta, granada e berilo. A molibdenita ocorre em partículas muito finas disseminadas ou em lentes maciças compostas por cristais hexagonais com até 1 cm de espessura (Lowell e Wanderley Filho 1980).

#### 4.10.3 – Gemas

Uma ocorrência de turquesa foi relatada por Costa *et al.* (2004) na ilha de Itacupim, nordeste do estado do Pará. Embora a região seja dominada por perfis lateríticos espessos e coberturas litorâneas, a ocorrência é primária e associada a veios e vênulas que cortam um complexo alcalino ultramáfico rico em apatita, possivelmente relacionado ao Fragmento Cratônico São Luís.

As encaixantes são rochas verdes finas a médias, equigranulares a foliadas, constituídas por anfibólio, clorita e minerais opacos, e também rochas félsicas, quartzo-feldspáticas, sobre as quais se desenvolveu espesso perfil laterítico. Venulações centimétricas de fosfatos (wavellita), quartzo, apatita e turquesa cortam essas rochas. A turquesa forma esferolitos ou agregados subsféricos, verde-azulados, de 1 a 2 mm de diâmetro (Costa *et al.* 2004). Ainda segundo os mesmos autores, a turquesa indicaria a presença de fontes portadoras de cobre (sulfetos?) e fósforo (apatita) que geraram a turquesa nos veios.

#### 4.10.4 – Fósforo

Depósitos de fosfatos aluminosos são conhecidos na região nordeste do Pará e estão contidos em perfis lateríticos que se distribuem sobre substratos pertencentes ao Fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupi, inclusive em janelas desses domínios em meio à cobertura sedimentar fanerozóica. No caso da área cratônica são conhecidos os depósitos de Jandiá, Piriá, Barreira, Peito de Moça e Itacupim. Reservas estimadas para esses depósitos são: 5,1 Mt com teor em peso de  $P_2O_5$  entre 8-20% (Itacupim), 8-9 Mt e teor entre 0,9-4,2% (Piriá), <100.000 t e teor de 6,5%, 25% e 4% (Barreira, Jandiá e Peito de Moça, respectivamente) (Oliveira e Costa 1984).

Segundo Oliveira e Costa (1984) os depósitos de fosfatos aluminosos, que formam platôs isolados, formaram-se a partir do intemperismo de rochas pré-cambrianas diversas que já possuíam teor elevado de fósforo. Os platôs possuem topo rico em óxidos e hidróxidos de ferro que contém horizontes com fosfatos aluminosos com espessuras entre 3 e 10 m. Os minerais de fosfato compreendem crandalita-goyazita, variscita, wardita, augelita e senegalita. Abaixo do horizonte fosfático ocorre horizonte argiloso e rocha fresca.

O depósito de Itacupim foi detalhado por Oliveira e Schwab (1980) no que concerne à evolução do perfil laterítico. O perfil desenvolveu-se sobre rocha básica caracterizada como apatita-hornblendito, que seria o produto do metamorfismo de um apatita-piroxenito. Da base para o topo, o perfil é composto por um horizonte de transição, com 3 m de espessura, que mantém as principais características da rocha mãe; horizonte caulínico, com 15 m de espessura; horizonte fosfático com espessura de 7 m e crosta ferruginosa com 2 m de espessura.

#### 4.10.5 – Rochas e Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil

Dentro destas classes utilitárias os jazimentos mais importantes consistem em granitos da Suíte Intrusiva Tracuateua que são explorados para geração de brita. Uma das minas produzia em 1997 cerca de 3000 m<sup>3</sup> mensais (Carvalho *et al.* 2004). Além disso, foi verificada

pelo projeto Folha Centro Novo do Maranhão, em desenvolvimento pela CPRM, a ocorrência de tonalito da Suíte Intrusiva Tromai e arenito da Formação Igarapé de Areia com potencial para produção de brita e uso como pedra de construção (parte já efetivamente utilizada em pequenas construções locais, após desmonte manual). É também cadastrada uma ocorrência não explorada de laterita com potencial para uso como pedra de construção.

### 4.11 – CINTURÃO GURUPI

#### 4.11.1 – Ouro

##### 4.11.1.1 – Depósitos Orogênicos de Ouro

O Cinturão Gurupi contém uma série de depósitos e ocorrências auríferas (Figura 2.14), a maioria localizada no estado do Maranhão, que partilham características comuns, que incluem: 1) os depósitos apresentam marcante controle estrutural, estando localizados em estruturas relacionadas à Zona de Cisalhamento Tentugal; 2) as estruturas hospedeiras se desenvolveram em ambiente acrescionário e/ou em margem continental; 3) o estilo de mineralização é caracterizado por abundância de veios de quartzo ± carbonato-sulfeto e disseminações em zonas de alteração hidrotermal, com ouro ocorrendo no estado livre ou encapsulado em sulfetos; 4) deposição do ouro em estágio tardio em relação ao pico metamórfico e estrutural regional e ao magmatismo granítico; 5) relativa similaridade nas condições físico-químicas dos fluidos mineralizadores em escala regional. Estas características levaram Klein *et al.* (2005d) a sugerir a classe de depósitos de ouro orogênicos (conforme Groves *et al.* 1998) para os jazimentos auríferos do Cinturão Gurupi.

Na porção paraense do Cinturão Gurupi, o depósito de Cachoeira é o único conhecido dentro deste modelo, sendo que Firmino (parte) e Roxo podem ser também associados a ele, embora não haja estudos que justifiquem a sugestão.

##### Depósito Cachoeira

O depósito aurífero de Cachoeira está localizado na porção noroeste do Cinturão Gurupi e engloba vários alvos mineralizados distribuídos ao longo de uma área de aproximadamente 3,5 x 1,5 km. Possui produção histórica da ordem de 1200 kg de ouro (Bettencourt *et al.* 1991) e são relatados recursos em torno de 18-20 toneladas de ouro com teor variando entre 1,7 e 4,4 g/t (Mineração CCO e Mineração Xopotó, relatórios inéditos).

De acordo com Klein *et al.* (2005d) as rochas hospedeiras do depósito pertencem à seqüência metavulcano-sedimentar da Formação Chega Tudo, nesta área consistindo em tufo, basaltos, andesitos, filitos grafitosos, clorita xistos clorita-talco xistos e microdioritos, todos metamorfizados até condições de fácies xisto verde. Também hospeda parte da mineralização uma seqüência metassedimentar composta por arcóseos, grauvas e tufo, cujo posicionamento estratigráfico (Formação Chega Tudo ou Grupo Gurupi) é incerto. Os corpos de minério, que consistem em veios de quartzo e disseminações em rochas hidrotermalmente alteradas, estão alojados em

falhas e zonas de cisalhamento submeridianas paralelas à estruturação regional e possuem alto ângulo de mergulho.

A alteração hidrotermal gerou veios de quartzo com ou sem carbonato e sulfeto e provocou a modificação pervasiva da mineralogia metamórfica das rochas hospedeiras produzindo uma assembléia de composição mineralógica relativamente constante que compreende proporções variadas de quartzo, dolomita, albita e sulfeto (pirita e arsenopirita), independentemente do tipo de rocha alterada. O ouro raramente é visível a olho nu, ocorrendo tanto nos veios como nas rochas hidrotermalmente alteradas, geralmente associado a concentrações de sulfetos (Klein *et al.* 2005d).

Com base em estudos de isótopos estáveis Klein *et al.* (2005d) estimaram temperaturas de formação entre 272 e 393°C e origem metamórfica para o fluido mineralizador. Os mesmos autores atribuíram origem profunda, provavelmente metamórfica (ou magmática-mantélica), para o carbono presente em carbonatos e em inclusões fluidas, com possível contaminação por carbono orgânico no sítio deposicional.

#### 4.11.2 – Fósforo

Depósito de fosfatos aluminosos lateríticos com características similares aos descritos para o Fragmento Cratônico São Luís foi também reportado para o Cinturão Gurupi. Trata-se do depósito de Cansa Perna, junto ao depósito aurífero de Cachoeira. Esse depósito conta com menos de 100.000 t de minério com teor em peso de 25% de  $P_2O_5$  (Oliveira e Costa 1984).

O depósito de Santa Luzia, também com <100.000 t de minério 16% em peso de  $P_2O_5$ , apresenta característica distinta. Neste depósito, o fosfato é de origem hidrotermal e ocorre em veios e brechas (Oliveira e Costa 1984).

O depósito de Sapucaia ocorre em meio à cobertura cenozóica, entretanto é considerado como desenvolvido sobre rochas originalmente associadas ao Cinturão Gurupi, representando a ocorrência uma janela desse cinturão (Carvalho *et al.* 2004). Esse depósito possui reserva de 1,5 Mt (Carvalho *et al.* 2004).

#### 4.11.3 – Rochas e Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil

Entre os recursos minerais destas classes utilitárias são reconhecidos no Cinturão Gurupi jazimentos de nefelina, mica, argila e brita. A mina de nefelina de Boca Nova encontra-se inativa desde o princípio da década de 90. O minério é o nefelina sienito da unidade Nefelina Sienito Boca Nova, que conta com reservas medida, indicada e inferida de, respectivamente, 13,2 Mt, 14,8 Mt e 42,0 Mt (Carvalho *et al.* 2004). A nefelina foi explorada para utilização no fabrico de cerâmica branca como substituto do feldspato, por gerar produtos de qualidade superior e possuir ponto de fusão inferior ao do feldspato.

Na mina inativa da AZPA ocorre uma argila branca, composta por sericita, que é produto da alteração intempérica de filitos do Grupo Gurupi. Esse material foi utilizado para a indústria de cerâmica branca e possui reservas medida, indicada e inferida de 178.000 t, 406.000 t e 124.000 t, respectivamente (Carvalho *et al.* 2004).

Damasceno e Souza (1973) dimensionaram reservas de 20 milhões de m<sup>3</sup> de argila expansiva com

propriedades para uso em agregados leves, ao longo da BR-316, entre Santa Luzia do Pará e Cachoeira do Piriá. Os três depósitos ocorrem em um argilito cinza-esverdeado tido como pertencente à Formação Piriá. As camadas de minério possuem espessura superior a 1,3 m e são capeadas por menos de 2 m de material estéril.

Ensaio tecnológicos indicaram excelente expansão pirolástica sob temperatura entre 1.100° e 1.360°C, boa resistência e densidade de 0,6g/cm<sup>3</sup>. As análises químicas mostraram resultados dentro dos requisitos para agregados leves e as análises termodiferenciais detectaram caulinita e montmorilonita. As características, como peso específico, inércia química, resistência ao fogo e isolamento térmico e acústico, sugerem satisfazer propriedades exigidas para concreto leve.

Minas de brita foram estabelecidas sobre os granitos Jonasa e Ney Peixoto, mas ambas encontram-se inativas. Também possuem potencial para uso industrial ou na construção civil os granitóides Ourém, Japiim e Cantão.

### 4.12 – CINTURÃO ARAGUAIA

#### 4.12.1 – Cromo

##### *Serra do Quatipuru*

O Complexo Máfico-Ultramáfico Quatipuru, localizado na porção ocidental do Cinturão Araguaia possui cerca de 40 km de comprimento na direção norte-sul e 2 km de largura. É composto por núcleo de serpentinitos, derivados de harzburgitos e dunitos, e por silixito. Esse conjunto é cortado por diques de ortopiroxenito e clinopiroxenito pegmatóide, olivina gabro, wehrlito e diabásio. Neves e Vale (1999) apontam cinco depósitos não explorados ao longo da serra. Bolsões e veios de cromitito associam-se aos diques e estão hospedados em harzburgito e em dunito serpentinizado (Cordeiro e McCandless 1976, Paixão e Nilson 2002).

A cromita, além dos bolsões e veios, forma também lentes e pequenos elúvios. Teores médios alcançam 21,52% de Cr e 10,62% de Fe. Essa cromita, compacta e disseminada, em função de sua razão Cr/Fe em torno de 2,02, é considerada do tipo refratário (Queiroz 1986).

#### 4.12.2 – Níquel

##### 4.12.2.1 – Depósitos de Níquel Laterítico

##### *Depósitos Serra do Tapa e Vale dos Sonhos*

Os depósitos de Serra do Tapa e Vale dos Sonhos contêm, respectivamente, recursos da ordem de 60,3 Mt e 13,0 Mt de minério com 1,5% de Ni e 0,06% de Co (Walmsley 2006). Serra do Tapa apresenta 5 km de extensão longitudinal segundo a direção norte-sul, mais de 100 m de espessura e largura entre 0,8 e 1,5 km, enquanto que Vale dos Sonhos possui 4 km de comprimento na mesma direção e 0,6-1,2 km de largura. Os perfis lateríticos desenvolveram-se sobre rochas do Complexo Serra do Tapa.

##### *Depósito da Serra do Quatipuru*

O depósito de Ni laterítico da serra do Quatipuru, formado a partir da alteração das rochas máfico-ultramáficas do Complexo Máfico-Ultramáfico Quatipuru, possui cerca de 13 Mt de minério com 1,3% de Ni (Cordeiro e McCandless 1976). O minério é do

tipo garnierita, tendo o Ni se concentrado pela alteração supergênica de olivinas níquelíferas (Neves e Vale 1999).

#### 4.12.3 – Cobre, Chumbo e Zinco

##### *Prospecto São Martim*

O alvo São Martim é uma ocorrência de sulfetos estratiformes sedimentares relacionada a um pacote de rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães, composto, da base para o topo, por três seqüências: 1) calcários e margas; 2) argilitos, siltitos, arenitos finos; 3) ruditos e calcários com intercalações de grauvacas (Villas *et al.* 2003, Lima, 2004). Contudo, dados de inclusões fluidas, aliados as informações petrográficas, ausência de vulcanismo no pacote sedimentar e à temperatura de maturação do querogênio (150°C), seriam consistentes com a ausência de metamorfismo na seqüência hospedeira da mineralização, cuja diagênese teria ocorrido em profundidade máxima de 2-3 km (Villas *et al.* 2003, Lima 2004).

Osborne (2001) informa que o alvo São Martim, em superfície, está materializado por um *gossan* de cerca de 1 km<sup>2</sup> portador de Cu e Zn coincidente com anomalia magnética. A sondagem desse alvo revelou uma seqüência complexa de brechas carbonosas heterolíticas suportadas por matriz, dolomitos e folhelhos negros superpostos a sedimentos turbidíticos e pelágicos derivados do retrabalhamento de rochas piroclásticas e epiclásticas. As brechas contêm fragmentos de BIF, tufo e ignimbritos félsicos, andesito, diabásio, pirita-esfalerita framboidais singenéticas/diagenéticas e um conjunto sulfetado bandado, singenético, de esfalerita-arsenopirita-galena-calcopirita-pirita (Osborne 2001).

Num detalhamento de uma zona mineralizada disseminada e localmente maciça, Lima (2004) descreve pirita e subordinadas calcopirita e esfalerita, além de barita, quartzo, calcita, apatita, albita e titanita em diamictitos; e conjunto de pirita, esfalerita, calcopirita e galena, com proporções subordinadas de bornita e digenita em rochas rudáceas. O mesmo autor reconhece três fases evolutivas para a mineralização: 1) sinsedimentar, relacionada com sulfetos exalativos; 2) alóctone, originada do desmantelamento de depósitos exalativos próximos (porção rica em clastos de sulfetos); 3) diagenética, com neoformação e recristalização de sulfetos. A análise do minério revelou a assinatura Cu-Pb-Zn-Ni±Co±Cr (Neves *et al.* 2003).

Dados de inclusões fluidas primárias em calcita (Lima 2004, Lima *et al.* 2005) revelaram dois tipos de fluidos aquosos, um composto por H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>, com temperaturas de homogeneização em torno de 180°C (embora a maioria seja <110°C); outro composto por H<sub>2</sub>O-NaCl-FeCl<sub>2</sub>, com temperaturas de homogeneização entre 88-110°C e salinidade entre 11 e >23% peso equiv. NaCl, valores muito altos para água marinha. Lima *et al.* (2005) discutem três possibilidades para a origem desse fluido salino: 1) águas conatas com longo tempo de residência nos sedimentos; 2) migração através de leitos evaporíticos que teriam fornecido grande parte dos solutos para os fluidos e 3) presença de salmouras.

Estudos de isótopos de Pb em pirita (Lima 2004, Lima *et al.* 2005) indicam fontes crustais para o Pb

presente nesse mineral e idades modelo se distribuem no intervalo 720-440 Ma, o que seria consistente com a época de formação do Cinturão Araguaia.

Apesar de a tipologia sugerir depósito de sulfetos singenéticos hospedados em seqüências sedimentares, o modelo genético e a classe da ocorrência de São Martim são ainda incertos. Osborne (2001) interpreta as suas características como possivelmente relacionadas a ambiente mineralizado tipo folhelhos negros, SEDEX (depósitos vulcanogênicos distais) e sulfetos maciços vulcanogênicos proximais (VHMS) a condutos vulcânicos submarinos. Ambiente marinho profundo também é a interpretação de Nogueira *et al.* (2003), com base em aspectos sedimentológicos e palinológicos. A origem crustal, entretanto, contrasta com a interpretação de ambiente de fundo oceânico para a formação do pacote sedimentar hospedeiro. Já Lima (2004) argumenta que, apesar de semelhanças que o prospecto São Martim apresenta com depósitos tipo Kupferschiefer, como o modo de ocorrência, as rochas hospedeiras, o ambiente deposicional, a temperatura dos fluidos mineralizadores, os teores de Co e abundância de material carbonoso, diferenças como espessura dos níveis mineralizados, quantidade muito pequena de sulfetos de metais base e baixos teores de metais preciosos, seriam muito maiores do que as semelhanças e afastariam São Martim do modelo Kupferschiefer. Acrescente-se a isso o fato de que depósitos tipo Kupferschiefer formam-se em bacias mais restritas (p. ex., Biondi 2003).

#### 4.12.4 – Estanho

Uma ocorrência de cassiterita foi documentada por Neves e Vale (1999) próximo ao limite entre o Cinturão Araguaia e o Domínio Rio Maria (Figura 2.15). A cassiterita encontra-se disseminada em *greisen* composto por quartzo e muscovita e interpretado como lasca tectônica intercalada em rochas metassedimentares.

#### 4.12.5 – Gemas

##### *Opala de São Geraldo do Araguaia*

O depósito de opala de São Geraldo do Araguaia localiza-se na porção norte do Cinturão Araguaia (Figura 2.15). A opala está contida em veio de quartzo de 3 km de extensão e 6 m de espessura que está encaixado em mica-xisto da Formação Xambioá. O veio é composto e zonado. A porção externa é maciça a fraturada e envolve agregados de magnetita; a porção intermediária possui quartzo de granulação fina e fragmentos da rocha encaixante cimentados por jaspe e opala; na zona interna a opala preenche fraturas e bolsões no jaspe. Os tipos opala branca nobre, opala de fogo e "opala jasper" foram identificados e são variedades de tridimita e cristobalita (Collyer e Kotschoubey 2000).

Estudo de inclusões fluidas efetuado em quartzo na zona externa e inclusões de quartzo na opala da zona intermediária mostraram fluidos de diferentes propriedades (Collyer e Kotschoubey 2000). No primeiro caso foram identificados fluidos aquosos (H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl) de salinidade superior a 26% peso equiv. NaCl, com temperatura mínima de aprisionamento entre 232-310°C, e fluido aquo-carbônico com 18% peso equiv. NaCl, com temperatura mínima de aprisionamento entre 220-245°C. Na zona intermediária foi identificado fluido aquoso (H<sub>2</sub>O-NaCl-FeCl<sub>2</sub>) de salinidade muito baixa



(<4% peso equiv. NaCl) e com temperatura mínima de aprisionamento entre 110-145°C.

Collyer e Kotschoubey (2000) entendem que as porções externa e intermediária do veio formaram-se mais cedo, no Pré-Cambriano, como parte da evolução do Cinturão Araguaia. Esse estágio contou com a participação de fluidos magmáticos-metamórficos (zona externa) e meteóricos (zona intermediária). Os mesmos autores argumentam que o caráter metaestável de tridimita e cristobalita sugere que a opala de São Geraldo do Araguaia seja mais jovem, e que sua origem hidrotermal estaria associada ao desenvolvimento da bacia do Parnaíba no Fanerozóico. Os autores não descartam ainda a contribuição de alteração supergênica na formação da opala nobre, por dissolução e reprecipitação.

#### *Ametista de Pau D'Arco*

Pau D'Arco é garimpo de ametista gemológica (aproveitamento de 1-10% em lapidação) localizado na margem esquerda do rio Araguaia. O mineral possui inclusões de rutilo e é explorado em depósitos secundários que Collyer *et al.* (1991b) relacionam à sedimentação pleistocênica. Contudo, estudos de inclusões fluidas realizados por Cassini e Costa (1994) mostraram fluidos aquosos com salinidades entre 18-23% peso equiv. NaCl e aprisionados entre 105-196°C, o que levou aqueles autores a interpretar a ametista como hidrotermal. Também Collyer *et al.* (1991b) atribuem a origem da ametista à desagregação de veios de quartzo que cortariam rochas metamórficas de baixo grau da Formação Couto Magalhães e posterior transporte e deposição fluvial.

#### *Diamante dos rios Araguaia e Tocantins*

A garimpagem de diamante nas aluviões dos rios Araguaia e Tocantins é antiga e a produção histórica sugere alto potencial para descoberta de fontes primárias na região. Estimativas históricas de produção relatadas por Carvalho *et al.* (2004 e suas referências) apontam para 68.000 ct, sendo 55% de pedras lapidáveis e 5% industriais, entre 1941 e 1944, 12.000 a 13.000 ct de 1950 a 1951 e 3.000 ct entre 1956 e 1957.

#### *Outras Ocorrências de Gemas*

A existência de garimpos primários filoneanos de ametista em veios foram reportada por Collyer *et al.* (1994) na porção nordeste do Cinturão Araguaia. Na mesma região, esses mesmos autores apontam ocorrências e garimpos aluvionares e filoneanos de cristal de rocha e um garimpo filoneano de quartzo citrino. Segundo Carvalho *et al.* (2004), os garimpos de cristal de rocha situam-se em domínios das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães. Os cristais são centimétricos a decimétricos e ocorrem em drusas em veios de espessuras centimétricas a métricas, que estão condicionados a fraturas NE-SW, transversais a estruturas transcorrentes NW-SE.

#### **4.12.6 – Calcário e Mármore**

Ocorrências de calcário e mármore são conhecidas especialmente nos extremos sul e norte do Cinturão Araguaia, no estado do Pará. Os calcários estão associados à Formação Couto Magalhães, enquanto os mármore são atinentes à Formação Xambioá.

O depósito de Ribeirão do Fogo consiste em calcário finamente laminado intercalado em pelitos da Formação Couto Magalhães. Damasceno *et al.* (1996b) reportaram recursos da ordem de 3,7 Mt para esse depósito e a análise química de uma amostra revelou teores de 18,5% de CaO, 1,6% de MgO, 7,6% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e 49% de SiO<sub>2</sub> (Neves e Vale 1999).

Outras ocorrências, aflorantes ou não, também com potencial para uso agrícola, como Igarapé Lago Vermelho, Rio Sororó e Igarapé Talhada apresentam teores de CaO entre 25,1% e 49,1% e de MgO entre 1,2% e 17,1% (Carvalho 1995).

#### **4.12.7 – Minerais de Uso Industrial**

Ocorrência de amianto (crisotila) em veios foi relatada em associação aos corpos ultramáficos de peridotito serpentinizado. Os veios possuem espessura inferior a 2 mm e fibras de até 1 cm (Cordeiro e McCandless 1976) e, aparentemente, não possuem concentração significativa (Neves e Vale 1999).

Silva *et al.* (1974) citam duas ocorrências de xenotímio (YPO<sub>4</sub>, a mais importante fonte de ítrio) associadas a pegmatitos que cortam rochas cartografadas no presente projeto como pertencentes às formações Morro do Campo e Couto Magalhães.

Argila para fabrico de cerâmica vermelha é explotada nas proximidades da cidade de Santa Maria das Barreiras. Damasceno *et al.* (1996a) reportaram reservas de 14.000.000 m<sup>3</sup> de argila de coloração escura.

#### **4.12.8 – Fósforo**

Indício de mineralização de fósforo foi aventado por Rezende (2001) com base na existência de concentrações anômalas de até 13,7% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> em rochas metassedimentares da Formação Xambioá no estado de Tocantins próximo à divisa com o Pará.

#### **4.12.9 – Água Mineral**

Carvalho (1995) descreveu uma ocorrência de fonte de água mineral explorada comercialmente (Água Carajás), nas proximidades do Km 8 da BR-230. Reportam também vazão da ordem de 4.000 l/h.

### **4.13 – BACIA DO AMAZONAS**

#### **4.13.1 – Chumbo e Zinco (Ba, Cu, U, Mo, ETR)**

Macambira *et al.* (1977) e Rezende e Macambira (2002) reportam ocorrências de chumbo e zinco, mais ou menos associadas com cobre e bário e ocorrências da associação U-Mo-ETR (Figura 2.16). Esses jazimentos apresentam volume de minério pequeno e/ou formam corpos descontínuos. Esses autores classificaram as ocorrências em dois tipos genéticos. (1) As que se vinculam as soleiras e diques do Diabásio Penatecaua, que funcionaram como agentes reconcentradores de metais sobre as encaixantes; (2) as de origem essencialmente sedimentar.

Do primeiro tipo são conhecidas ocorrência de Pb-Zn-Ba em contato entre diabásio e calcários da Formação Itaituba, U-Mo-ETR em brechas de falhas desenvolvidas em folhelhos pretos das formações Barreirinha e Ererê; e concentrações de Pb-Zn-Cu-Ba em zonas de falhas em soleiras de diabásio na Formação Nova Olinda.

As ocorrências do segundo tipo estão localizadas no trecho Altamira-Itaituba. São concreções sulfetadas,

disseminadas ou em níveis em folhelhos pretos das formações Pitinga (Grupo Trombetas) e Barreirinha (Grupo Curuá), que se depositaram sob clima frio, em águas calmas, de baixa salinidade e com preservação de matéria orgânica. Nessas concreções predomina a forma discóide, com diâmetro de 10 a 30 cm (às vezes de 0,5 a 1 m). A espessura dos níveis é geralmente 15 cm (às vezes de 3 m) e ocupam de 2 a 5% do volume total das hospedeiras. A constituição geral é de um núcleo com sulfetos de Zn, Cu ou Pb associados a pirita, barita e siderita em matriz carbonática (principalmente de natureza siderítica), material silicoso e matéria orgânica.

#### 4.13.2 – Alumínio

##### *Distrito de Trombetas-Juruti*

As jazidas de bauxita da Bacia do Amazonas na porção ocidental do estado do Pará (Figura 2.16) situam-se em platôs lateríticos maduros, desenvolvidos entre o final do Cretáceo e o final do Paleógeno. Reservas de bauxita metalúrgica na região de Trombetas, levando em consideração mais de vinte platôs, atingem mais de 793 Mt, com teor médio de 49-51% de  $Al_2O_3$  e 5% de sílica reativa (Tabela 4.3) (Hernalsteens e Lapa 1988, Carvalho *et al.* 2004 e suas referências). Em 2007, a produção de bauxita atingiu 18 Mt (Mártires e Santana 2008).

Da base para o topo o perfil intempérico mostra: (1) camada de argila variegada, caulínica (2) bauxita gibbsítica, (3) bauxita maciça, ferruginosa, (4) horizonte com fragmentos de bauxita ferruginosa, (5) laterita, (6) bauxita nodular e pisolítica (representa mais de 20% da reserva de minério), (7) capeamento de argila caulínica amarelada, uniforme e permeável (Argila de Belterra) (Hernalsteens e Lapa 1988, Kotschoubey 1988).

Segundo Kotschoubey (1988) os platôs bauxitíferos desenvolveram-se sobre arenitos argilosos a arcoseanos, às vezes conglomeráticos, com estratificação gradacional, normal e cruzada associados à Formação Alter do Chão. O mesmo autor advoga processo genético policíclico similar ao que foi descrito neste capítulo para o depósito de bauxita do platô N5 no Domínio Carajás. Os ciclos alternariam períodos de alteração química em clima quente e úmido e de erosão e retrabalhamento da cobertura laterítica recém formada em clima mais seco. Esses ciclos teriam ocorrido entre o final do Cretáceo e o final do Paleógeno.

##### *Distrito de Almeirim*

No distrito bauxítico de Almeirim, na divisa entre Pará e Amapá (Figura 2.16), além da mina de bauxita refratária de Caracuru foram cadastrados vários depósitos, sobretudo do tipo refratário, cujas reservas estão apontadas na Tabela 4.4.

Braga e Alves (1988) descrevem o perfil geológico típico da bauxita refratária de Almeirim como composto, da base para o topo, por: (1) laterita bauxítica, macia e argilosa, (2) laterita bauxítica, dura, com cristais de gibbsita e grãos de quartzo disseminado, (3) bauxita nodular, coloidal, com pisólitos ferruginosos (camadas de 0,5 a 3,0 m), (4) capeamento de argila amarelada. Os constituintes mineralógicos dos horizontes de bauxita são gibbsita, hematita, limonita, óxidos de Ti, caulinita e quartzo. Uma origem policíclica e *in situ* é também sugerida por esses autores para a bauxita de Almeirim.

#### 4.13.3 – Calcário

Calcário é talvez o principal recurso mineral da Bacia do Amazonas, ocorrendo principalmente na borda sul da bacia (Figura 2.16). Os jazimentos estão associados à porção mediana da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) a qual tem cerca de 420 m de espessura e teve seus carbonatos depositados no Carbonífero Médio. Os calcários da Formação Itaituba variam de calcilito até calcarenito e mostram texturas afanítica (micrito), sacaroidal (calcarenito) e oolítica. Em geral, quando mais calcítico, tende a representar-se por biocalcarenito esbranquiçado, poroso, bastante microfossilífero e algo argiloso. Por outro lado, quando mais magnesiano, pode apresentar-se muito poroso, com granulometria de calcarenito, ou afanítico a microcristalino granular. As poucas intercalações são argilosas, com espessuras de centímetros a pouco mais de 1m. As estruturas primárias mais evidentes são superfícies de dissolução de calcita, seguidas da concentração de dolomita. É comum a concentração silicosa (*flint*), após dissolução das rochas carbonáticas por intemperismo químico (Figueiras *et al.* 1979).

A espessa deposição desses calcários ocorreu em ambiente de mar raso, agitado e duradouro, sob influência de clima quente, praticamente isenta de contribuição clástica. Sob a ação de microorganismos, deu-se a precipitação bioquímica de carbonato de cálcio e, em várias ocasiões, durante a diagênese do calcário a ação de águas magnesianas permitiu a substituição de calcita por dolomita (Figueiras *et al.* 1979, Matsuda *et al.* 2004).

Sob o ponto de vista agrícola, quanto à concentração de MgO, esses calcários classificam-se em calcíticos (<5%), magnesianos (5 a 12%) e dolomíticos (>12%). Reservas e recursos totais superam 6,5 bilhões de toneladas (Tabela 4.5) e a produção em 2007 atingiu 763 mil toneladas (Mártires e Santana 2008).

#### 4.13.4 – Gipsita, Sal-gema e Potássio

Jazimentos de gipsita e um de halita (sal-gema) são registrados na porção sul da Bacia do Amazonas

Tabela 4.3 – Reservas de bauxita na Bacia do Amazonas, por município (DNPM 2006).

| Município     | Reserva (t)             |             |                         |             |                        |             |
|---------------|-------------------------|-------------|-------------------------|-------------|------------------------|-------------|
|               | Medida                  | % $Al_2O_3$ | Indicada                | % $Al_2O_3$ | Inferida               | % $Al_2O_3$ |
| Oriximiná (1) | 733.674x10 <sup>3</sup> | 50,31       | 182.699x10 <sup>3</sup> | 51,09       | 38.781x10 <sup>3</sup> | 49,12       |
| Juruti (1)    | 11.730x10 <sup>3</sup>  | 52,84       | 12.342x10 <sup>3</sup>  |             |                        |             |
| Almeirim (2)  | 10.494x10 <sup>3</sup>  | 78,31       | 5.990x10 <sup>3</sup>   | 78,61       |                        |             |

(1) Metalúrgica (2) Refratária

Tabela 4.4 – Quadro de reservas de bauxita refratária no Distrito de Almeirim. Referências primárias em Carvalho et al. (2004).

| Platô Bauxitífero | Reserva (t)             |                         |                         | Teor Médio (%)                 |                                |                  |
|-------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|
|                   | Medida                  | Indicada                | Inferida                | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> |
| Planalto do Meio  | 1.297 x10 <sup>3</sup>  | 62 x10 <sup>3</sup>     | -                       | 75                             | 6                              | 15               |
| Planalto Dourado  | 730 x10 <sup>3</sup>    | 12.596 x10 <sup>3</sup> | -                       | 78                             | 3,5                            | 12,7             |
| Caracuru I        | 1.503 x10 <sup>3</sup>  | 53 x10 <sup>3</sup>     | -                       | 78                             | 8                              | 15               |
| Caracuru II       | 5.230 x10 <sup>3</sup>  | -                       | -                       | 82,2                           | 2,2                            | 12,7             |
| Bom Jardim        | 4.519 x10 <sup>3</sup>  | 3.717 x10 <sup>3</sup>  | -                       | 80,9                           | 8                              | 15               |
| Serra do Almeirim | 2.846 x10 <sup>3</sup>  | 1.959 x10 <sup>3</sup>  | 54.119 x10 <sup>3</sup> | 82,1                           | 2,2                            | 13,8             |
| Serra Azul        | 3.174 x10 <sup>3</sup>  | 2.156 x10 <sup>3</sup>  | -                       | 79,4                           | 8                              | 15               |
| Serra Azul        | 8.558 x10 <sup>3</sup>  | 6.149 x10 <sup>3</sup>  | 25.503 x10 <sup>3</sup> | 58                             | 2,7                            | -                |
| Jutaí             | 58.670 x10 <sup>3</sup> | 1.350 x10 <sup>3</sup>  | 2.467 x10 <sup>3</sup>  | 51,1                           | -                              | 5,1              |

Tabela 4.5 – Dados econômicos de depósitos de calcário da Bacia do Amazonas

| Depósito/<br>local | Uso | Reservas (10 <sup>6</sup> t) |          |          | Recursos<br>(10 <sup>6</sup> t) | Teor (%) |        | Relação de mineração<br>(m <sup>3</sup> /t) | Ref. |
|--------------------|-----|------------------------------|----------|----------|---------------------------------|----------|--------|---------------------------------------------|------|
|                    |     | Medida                       | Indicada | Inferida |                                 | CaO      | MgO    |                                             |      |
| Jibóia             | a   | 173,2                        | 43,7     | 978,8    |                                 |          | ≤ 4,5  | 0,20                                        | 1,2  |
| Jibóia             | b   | 26,4                         | 15,7     | 360,7    |                                 |          | ≥ 10   |                                             | 1,2  |
| Jibóia             | c   | 200,6                        | 59,4     | 1339,6   |                                 |          | ≤ 19,3 | 0,42                                        | 1,2  |
| Capitão            | a,c |                              |          |          | 369                             | 41,6     | 5,8    | 0,75                                        | 1,2  |
| Arixi              | a,c |                              |          |          | 332                             | 40,4     | 4,6    | 0,92                                        | 1,2  |
| Laranjo            | a,c |                              |          |          | 55                              | 45,4     | 1,0    | 0,18                                        | 1,2  |
| Ser. da Mulata     |     | 20,5                         | 790,7    |          |                                 | 48,5     |        |                                             | 3    |
| Medicilândia       |     |                              |          |          | 256                             | 52,0     | 0,4    |                                             | 4    |
| Uruará             |     |                              |          |          | 1478                            | 50,1     | 2,4    |                                             | 4    |

Uso: a – cimento, b- corretivo de solo de qualidade excelente (magnesiano a dolomítico), c - total

Referências: 1) Carvalho et al. (1977), 2) Figueiras et al. (1979), 3) Carvalho et al. (2004 e suas referências), 4) Riker (1998)

(Figura 2.16) associados a seqüências evaporíticas da Formação Nova Olinda (Grupo Tapajós). O depósito de gipsita do rio Cupari, afluente da margem direita do rio Tapajós, é o principal desses jazimentos, apresentando reservas medida, indicada e inferida de 178,1 Mt, 168,9 Mt e 196 Mt, respectivamente (Damasceno 2001). O parâmetro relação de mineração, para a reserva medida, é estimado em 0,17 m<sup>3</sup>/t (Carvalho *et al.* 2004). Foi também estimada reserva no igarapé Pagão, afluente da margem esquerda do rio Tapajós, com 2 milhões de toneladas de minério com teor entre 32-40% de CaSO<sub>4</sub> (Leal *et al.* 1996; Rezende 2001).

Na área do depósito a Formação Nova Olinda apresenta blocos de siltitos e folhelhos e, subordinadamente, halita, calcário e arenito. A gipsita ocorre na porção superior desta unidade com espessura média de 14-19 m. Tem cor cinza esverdeado e hábito fibroso (Carvalho *et al.* 1972). Fragmentos de gipsita com granulometria de seixos a matações disseminados no capeamento, são comuns a leste do rio Cupari. O minério foi classificado em compacto (elevado grau de pureza) e fraturado, com fraturas preenchidas por argila calcífera (Carvalho *et al.* 1972, Carvalho *et al.* 2004).

O depósito de halita de Barreiras, no município de Itaituba, está contido em camada de espessura regular média de 22 metros, entre seqüências arenosa (inferior) e clástico-química (superior), estando sua base entre 439 e 358 m de profundidade. A reserva medida atinge 3,3 Mt e a inferida 90 Mt, com cerca de 98% em volume de halita (Camitá 1977).

Não há estudos específicos sobre a gênese da gipsita da Bacia do Amazonas. Tanto a gipsita como a halita são formadas em condições de bacias restritas, com elevadas taxas de evaporação em clima árido. Carvalho *et al.* (1972) admitem a deposição da halita nas partes mais profundas da bacia restrita e precipitação direta da gipsita por evaporação da coluna d'água. Entendimentos mais recentes sugerem cristalização pós-deposicional da gipsita (Damasceno 2001) a partir da hidratação da anidrita pela evaporação da água do mar (Rezende 2001).

Na margem norte da bacia, próximo à localidade de Juruti no rio Amazonas, Rezende (2001) relata a presença de início de mineralização de potássio (silvinita). Ressalta, entretanto, cenário favorável à exploração desse jazimento, pois o mesmo está contido em uma camada de 1,7 m de espessura localizada a 1218 m de profundidade.

#### 4.13.5 – Fósforo

Duas ocorrências de fosfato e zonas com teores elevados (até 19%) de  $P_2O_5$ , relacionados a folhelhos negros da Formação Barreirinha (Grupo Curuá), foram cadastrados por Macambira *et al.* (1977). Esses jazimentos são formados por pequenos agregados (*pellets*) de fosfato com 0,3 mm de diâmetro, concentrados em filmes de 0,5 cm de espessura que ocupam cerca de 10% do volume dos níveis de um arenito fino, contidos nos folhelhos negros.

Os folhelhos negros dessa unidade teriam se originado da acumulação de lama rica em matéria orgânica depositada na base da zona de oxigênio mínimo, durante o máximo da transgressão marinha devoniana, conforme modelo de anoxia sem vinculação a ambiente confinado (referências primárias em Rezende 2001).

Sobre esse metalotecto foi sugerida (Rezende 2001) a prospecção em zona com enriquecimento supergênico (perfis lateríticos maduros), seguida de teste de eficiência agrônômica e processos de beneficiamento, como termofosfatos e de matéria prima para indústria de fertilizantes.

#### 4.13.6 – Gemas

Garimpos de ametista e cristal de rocha são indicados por Collyer *et al.* (1994) na região do domo de Monte Alegre (Figura 2.16), em contextos que correspondem a litologias dos grupos Tapajós e Urupadi.

Há registros de ocorrência de diamante na região na porção sul da Bacia do Amazonas, na região do rio Tapajós (p.ex. Collyer *et al.* 1994). Souza (1998) reporta um garimpo localizado na margem direita do rio Tapajós, próximo ao rio Itapacura, e relata a presença de cristais de diamante de formas predominantemente octaédricas, sendo que 75% teriam qualidade gemológica, dos quais 10% são maiores que um quilate. Ainda segundo Souza (1998) os cristais não são quebrados, o que seria indicio de pequeno transporte. O mesmo autor sugere que a concentração aluvionar provém supostamente de conglomerados da base da Formação Monte Alegre.

#### 4.13.7 – Rochas e Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil

Pastana (1999) e Rezende e Macambira (2002) citam ocorrências de diques e soleiras de diabásio relacionado ao magmatismo mesozóico Penatecaua. É sugerido o seu uso como rocha ornamental (diabásio porfirítico), brita e como material de pavimentação. Pastana (1999) também reporta a exploração rudimentar de siltitos da Formação Ererê como pedras de talhe na construção de muros, revestimento de paredes e calçamento. Depósitos de areia utilizada na construção civil e argila usada para fabrico de cerâmica vermelha ocorrem associados à Formação Alter do Chão nas imediações da cidade de Santarém (Silva Neto 1996).

#### 4.13.8 – Água Mineral e Águas Termiais

Fontes de água mineral hipotermal são conhecidas nas proximidades de Itaituba. Essas fontes foram exploradas num passado recente, mas se encontram desativadas (Leal *et al.* 1996). A região de Monte Alegre conta com fontes de águas termiais sulfurosas, algumas das quais são utilizadas como balneário (Tancredi e Silva 1977). Estudos geoquímicos (Anjos *et al.* 2003) mostraram a existência de dois tipos composicionais

de águas termominerais, de acordo com os íons predominantes: bicarbonatadas sódicas (Fonte Menino Deus) e bicarbonatadas a cloretadas sódicas (fontes Desterro e Espírito Santo). Essas águas apresentam concentrações de solutos e condições físico-químicas variadas, em função dos tipos litológicos pelos quais percolam.

Anjos *et al.* (2003), comparando quimicamente as águas termominerais com águas subterrâneas bicarbonatadas cálcicas a sulfatadas cálcicas, demonstraram que as mesmas se relacionam. Essas águas subterrâneas possuem origem meteórica, conforme demonstrado por estudos isotópicos de oxigênio e hidrogênio e atingem temperaturas médias entre 65° e 108°C, sendo aquecidas em profundidade de até 1170 m.

#### 4.13.9 – Petróleo e Gás

Segundo o banco de dados BDEP ([www.bdep.gov.br](http://www.bdep.gov.br)) da ANP (Agência Nacional do Petróleo), poços secos com indícios de gás foram executados pela Petrobras na Bacia do Amazonas na porção oeste do estado do Pará. São poços pioneiros e exploratórios localizados, em sua maioria, nas imediações dos rios Tapajós e Amazonas.

#### 4.14 – BACIA DO ALTO TAPAJÓS

Poucos recursos minerais são conhecidos na porção paraense da Bacia do Alto Tapajós (Figura 2.13), embora sejam conhecidas mineralizações de diamante, ouro e rochas carbonatadas na porção matogrossense da bacia. Yokoi *et al.* (2001) relatam indicio de mineralização Pb associado a rochas carbonatadas, sendo também conhecidas ocorrências aluvionares de diamante e ouro.

Rezende (2001 e suas referências) relata ocorrências de rochas carbonáticas detectadas em furos de sonda realizados próximo à base aérea do Cachimbo e, mais a oeste, na região do rio Teles Pires. Essas ocorrências estariam associadas ao Grupo Beneficente.

#### 4.15 – BACIA DO PARNAÍBA

##### 4.15.1 – Calcário

Os jazimentos de calcário da borda oeste da Bacia do Parnaíba (Figura 2.17) estão associados à Formação Pedra de Fogo (Grupo Balsas) ocorrendo numa faixa marginal do rio Araguaia e nas proximidades do rio Tocantins. A mina de Vila Itamirim, que produz calcário para corretivo de solos, possui reservas de 58 Mt com 44,4% de CaO e 7,9% de MgO (Seicom 1996).

##### 4.15.2 – Diamante

O garimpo de Vila Itamirim situa-se em região próxima a afloramentos da Formação Pedra de Fogo. Tem despertado alguma curiosidade pelo fato de conter grandes blocos de conglomerado silicificado, ainda sem caracterização genética e estratigráfica (Carvalho *et al.* 2004).

#### 4.16 – BACIA DO GRAJAÚ

##### 4.16.1 – Alumínio

O Distrito o Bauxitífero de Paragominas ocupa área de aproximadamente 50.000 km<sup>2</sup> na divisa entre os estados do Pará e Maranhão (Figura 2.17). Na porção paraense estende-se desde as proximidades do Cinturão Gurupi, ao norte, até as proximidades da região divisória entre Pará, Maranhão e Tocantins (Bico de Papagaio), ao sul.

Tabela 4.6 - Quadro de reservas oficiais de bauxita metalúrgica e refratária, por município do estado do Pará (DNPM 2006).

| Município                 | Reserva (10 <sup>6</sup> t) |                                  |          |                                  |          |                                  |
|---------------------------|-----------------------------|----------------------------------|----------|----------------------------------|----------|----------------------------------|
|                           | Medida                      | % Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Indicada | % Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Inferida | % Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
| Paragominas (1)           | 465,6                       | 49,84                            | 345,9    | 41,47                            | 438,0    | 50,12                            |
| São Domingos do Capim (1) | 100,2                       | 56,82                            | 58,0     | 56,54                            | 112,7    | 58,59                            |
| Irituia (1)               | 44,9                        | 49,00                            | 54,5     | 49,00                            |          |                                  |
| Paragominas (2)           | 47,3                        | 47,90                            | 8,1      | 47,90                            | 1,5      | 47,90                            |
| Irituia (2)               | 12,5                        | 39,20                            | 7,1      | 38,50                            |          |                                  |
| Ulianópolis (2)           | 11,8                        | 59,00                            |          |                                  |          |                                  |
| Ourém (2)                 | 2,3                         | 49,00                            | 9,1      | 49,00                            |          |                                  |

(1) Bauxita Metalúrgica, (2) Bauxita Refratária

Dados compilados por DNPM (2006) indicam reservas totais de 1,6 bilhões de toneladas de bauxita metalúrgica e 100 Mt de bauxita refratária para o estado do Pará (Tabela 4.6). Vários depósitos de bauxita metalúrgica comportam reservas de grande porte (> 20 Mt de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e contêm teores médios próximos de 50% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Em 2007 a produção foi de aproximadamente 1,8 Mt (Mártires e Santana 2008).

Segundo Kotschoubey *et al.* (2005) as bauxitas de Paragominas têm sua gênese ligada ao intemperismo laterítico de seqüências siliciclásticas da Formação Ipixuna e do Grupo Itapecuru durante o Paleógeno. O perfil laterítico mostra estrutura acamadada, marcada pela alternância de horizontes ricos em Al ou Fe, além de um zoneamento regional de sul para norte. A porção mais ao sul é caracterizada por manto essencialmente ferruginoso; a zona seguinte mostra individualização de dois horizontes bauxíticos; a zona intermediária é também ferruginosa, com bauxitização incipiente no topo e na base; na quarta zona os níveis bauxíticos são predominantes, sendo a zona que abriga os principais depósitos econômicos do distrito; na zona mais ao norte desaparece a estruturação do perfil e apenas vestígios de bauxita aparecem envoltos em bauxita mais tardia. Os platôs são geralmente superpostos por um pacote de argila caulínica com fragmentos gibbsíticos e ferruginosos, constituintes da denominada Argila de Belterra.

Ainda de acordo com Kotschoubey *et al.* (2005) a evolução do perfil intempérico e o zoneamento regional, incluindo a redistribuição e enriquecimento absoluto de Fe e Al nos diferentes horizontes e domínios foram controladas por variações climáticas e por fatores geomorfológicos, geotectônicos e sedimentológicos.

#### 4.16.2 – Calcário

No médio curso do rio Moju foram registradas ocorrências de calcário (Figura 2.17) por Damasceno e Garcia (1970), com afloramentos extremos distando cerca de 18 km entre si. Nesse trecho estão intercalados arenitos e folhelhos calcíferos e siltitos atribuídos à Formação Codó (Aptiano). O calcário apresenta-se preto e cinza-escuro, maciço e de granulação fina; ou cinza-amarronzado, com estrutura *cone-in-cone*, passando para branco, maciço, fibroso e semitranslúcido. Análises desses dois tipos mostraram valores similares de CaO (36,5 e 36,8%, respectivamente) e valores variáveis de MgO (3,1 e 9,2%, respectivamente).

#### 4.16.3 – Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil

Duas minas de seixos de quartzo são explotadas para produção de silício metálico a partir da redução com carvão. Esses jazimentos possuem reservas medidas de 22,4 e 24,2 Mt com teor de SiO<sub>2</sub> de 97% (Carvalho *et al.* 2004). É conhecida também uma mina de areia (Moju) utilizada na construção civil (E. Macambira, informação escrita, Projeto Folha Tucuruí, em execução pela CPRM).

#### 4.17 – BACIA DO MARAJÓ

##### 4.17.1 – Caulim

A região nordeste do estado do Pará (Figura 2.18) abriga vários depósitos e grandes reservas de caulim no distrito de Rio Capim, incluindo as minas IRCC, PPSA e CBE, que totalizam recursos de quase 800 Mt (Tabela 4.7). IRCC e PPSA produziram, em conjunto, 1,6 Mt em 2007 (Mártires e Santana 2008). Segundo Cordeiro (1999) somente as propriedades da CVRD teriam potencial estimado em 300 Mt de caulim do tipo *coating*.

O depósito de caulim da CPRM contém minério com alvura de 78% e relação de mineração de 0,89 m<sup>3</sup>/t em relação à reserva medida. O caulim é considerado de características excelentes, no que concerne à reflectância, quantidade de partículas <2 µm e viscosidade e possui baixos conteúdos de SiO<sub>2</sub> livre e ausência de haloisita (Schulz 2000). O perfil intempérico típico nesse depósito possui cerca de 20 m de espessura e é composto, da base para o topo, por sete níveis (Schulz 2000): (1) camada argilosa, (2) camada caulínica (± 6m), (3) níveis arenosos brancos a amarelados ricos em argilas caulínicas, (4) nível de caulim (± 2m), (5) arenito ferruginoso, (6) argila caulínica dura, (7) solo com nódulos ferruginosos na base. A alvura e a espessura da camada de caulim teriam sido aumentadas por intensa deferrificação ocorrida no saprólito (Costa e Moraes 1998).

Para Costa e Moraes (1998) a mineralogia dos depósitos de caulim compreende caulinita bem cristalizada, quartzo, illita-muscovita, anatásio e hematita. Crandalita e goyazita ocorrem localmente. A proporção de cada mineral e os teores de elementos maiores e traços, entretanto, variam em depósitos distintos.

Segundo Kotschoubey *et al.* (1996) as camadas de caulim possuem até 10 m de espessura e o caulim

Tabela 4.7 – Reservas de caulim da Bacia do Marajó, segundo Carvalho et al. (2004)

| Empresa                | Município       | Reserva (10 <sup>6</sup> t) |                                                                        |          |          |
|------------------------|-----------------|-----------------------------|------------------------------------------------------------------------|----------|----------|
|                        |                 | Medida                      | Teor                                                                   | Indicada | Inferida |
| Inca S.A.              | Aurora do Pará  | 0,2                         | SiO <sub>2</sub> - 50%<br>Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 3,0%        | 0,2      | -        |
| CVRD (Capim VI)        | Ipixuna do Pará | 14,3                        | -                                                                      | 12,6     | 47,9     |
| IRCC (mina)            | Ipixuna do Pará | 20,0                        | 83%                                                                    | 30,8     | 75,5     |
| CPRM                   | Ipixuna do Pará | 126,1                       | -                                                                      | 144,1    | 181,8    |
| PPSA (mina)            | Ipixuna do Pará | 2,8                         | 85,3%                                                                  | 8,8      | 24,9     |
| CVRD (Capim I)         | Ipixuna do Pará | 10,8                        | -                                                                      | 5,1      | 17,7     |
| CBE (mina)*            | Aurora do Pará  | 0,2                         | -                                                                      | 0,1      | -        |
| Min. Geral do Nordeste | Irituia         | 1,6                         | SiO <sub>2</sub> - 40-72%<br>Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 1,2-2,0% | 0,2      | 0,4      |
| Min. Jundu Ltda**      | Ipixuna do Pará | 12,5                        |                                                                        | 5,9      | 29,1     |

\* Para cimento; \*\* Para fibrocimento

é composto principalmente de caolinita vermicular bem cristalizada e de grãos de quartzo fortemente corroídos. Essas camadas correspondem à parte superior da Formação Ipixuna e exibem comumente estruturas reliquiares (estratificações cruzada e plano-paralela) idênticas às das que as rochas sedimentares sotopostas. Esses dados indicariam formação do caulim por alteração *in situ* da Formação Ipixuna por intemperismo químico intenso e profundo, condicionado pelo lento rebaixamento do nível freático, em ambiente tectônico bastante estável.

Costa e Moraes (1998) também consideram a origem laterítica do caulim, mas entendem que houve modificação posterior em ambiente redutor lacustrino ou pantanoso. Esses autores, além da Formação Ipixuna consideram que a alteração de rochas metamórficas e vulcânicas félsicas também contribuiu para a formação do caulim.

#### 4.18 – BACIA DO PARÁ-MARANHÃO

##### 4.18.1 – Petróleo e Gás

Na Bacia do Pará-Maranhão (Figura 2.19) foram identificados pela Petrobras dois poços pioneiros na porção sudeste desta bacia. O poço descobridor de campo com óleo, 1-PAS-11, encontra-se em profundidade entre 4280-4320 m e tem como rocha reservatório um calcarenito eocênico. Apresenta volumes de 2,5 MM barris de óleo e 1,2 MM boe de gás. Esse poço teve produção acumulada até 1984, de 0,42 MM barris de óleo/condensado e 0,31 MM boe de gás (Duarte 2007).

Segundo o banco de dados BDEP ([www.bdep.gov.br](http://www.bdep.gov.br)), o poço 1-PAS-9 constitui um poço subprodutor comercial de óleo.

#### 4.19 – COBERTURAS CENOZÓICAS

##### 4.19.1 – Calcário

Na região nordeste do Pará são registradas mais de trinta ocorrências de calcário (Figura 2.19). Esses

calcários pertencem à Formação Pirabas e representam o ambiente marinho a costeiro da sucessão de estratos aqui considerada como ligada ao Grupo Barreiras. Ocorrem principalmente no litoral, ou em vales, sobretudo nas cercanias do município de Capanema. A espessura dos horizontes de calcário é bastante reduzida, em torno de 1,5m a 2,0m, esporadicamente 5,50m, e são sempre capeados por 1,0-5,0m da porção de origem continental a costeira do Grupo Barreiras (Damasceno e Souza 1973).

O calcário dessa região tem sido utilizado, há mais de 40 anos, para fabricação de cimento, e a capacidade produtiva é estimada em 400 Mt por ano (Carvalho 2000), entretanto a produção de 2007 foi de 432.666 t (Mártires e Santana 2008). Reservas oficiais levando em consideração apenas o município de Capanema estão em torno de 147.000 t (reservas medidas) e 13.000 t (reservas indicadas) (DNPM 2006). No depósito de Nova Canindé, no município de Bragança, foram reportadas reservas medida e indicada, respectivamente, de 9,1 Mt e 3,1 Mt com teor médio de 1,1% de MgO (Seicom 2002).

Em que pese os baixos teores, em geral, de MgO nos calcários do nordeste do Pará, Carvalho (2000) sugeriu a utilização de algumas ocorrências de calcário na agricultura, levando em conta o elevado custo a que chega o pó calcário usa do como corretivo de solo na região nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, embora não se conheçam estudos sobre a aplicação desses calcários como corretivo de solos. Segundo o autor, promissoras seriam as ocorrências de Bonito entre os rios Emboraí e Gurupi.

Efetivamente, na região de Marapanim, Viglio (2006) estimou reservas recuperáveis em duas lentes de calcário, uma delas dolomítico, contendo 201.000 t (CaO: 40,17% e MgO: 3,59%), outra contendo 130.000 t (CaO: 29,03% e MgO: 17,17%), correspondendo aos depósitos de São Vicente e Água Boa, respectivamente. Na área do depósito São Vicente a lente tem extensão de

400 m e espessura observada de 3.6 m, aparentemente limitada por camada de argilito. Trata-se de calcário muito fossilífero. Na área do depósito Água Boa ocorre calcário maciço, macroscopicamente não fossilífero que, petrograficamente mostrou a presença de quase 100% de carbonato muito fino.

Além desses depósitos outras ocorrências foram identificadas nas proximidades, merecendo estudos posteriores. Nelas se inclui a ocorrência de Araquaim, que apresenta blocos de calcário maciço com estruturas de dissolução que são muito arredondados, indicando transporte fluvial ou intensa abrasão em região topograficamente elevada (Viglio 2006).

#### **4.19.2 – Minerais Industriais e de Uso na Construção Civil**

Na região nordeste do Pará, próximo às localidades de Mirasselas e Tracuateua, foram identificadas ocorrências de argila para cerâmica branca. Segundo Damasceno e Souza (1973) algumas dessas ocorrências apresentam potencial para refratários e outras para agregados leves, entretanto não há estudos tecnológicos de detalhe que comprovem essa utilização.

Para cerâmica vermelha, são utilizadas principalmente argilas de planícies aluvionares dos rios Guamá e Capim,

bem como ocorrências associadas ao Grupo Barreiras. Reservas medidas oficiais para a região nordeste do Pará chegam a 37 Mt (DNPM 2006).

Alguns depósitos de areia dessa região nordeste do Pará relacionados à sedimentação Pós-Barreiras possuem ótima qualidade para produção de vidros (exceto para óticos) por conterem elevados teores de  $TiO_2$  e  $Fe_2O_3$  (Damasceno e Souza 1973).

As maiores concentrações de seixo, sem capeamento, estão associadas a paleoplacers das cabeceiras do rio Caeté e do médio curso do rio Guamá. Ocorrem, também, em planícies aluvionares desses rios e em afluentes do rio Quatipuru, porém com capeamento.

#### **4.19.3 – Água Mineral**

Na região metropolitana de Belém, ocorrências explotadas de água de mesa são registradas no distrito de Icoaraci e nos municípios de Ananindeua, Benevides, Santa Izabel e Terra Alta. Segundo Mártires e Santana (2008), a produção e comercialização atingiu, no ano de 2007, 195,7 milhões de litros. As fontes vêm de aquíferos porosos, confinados, através de poços tubulares, com profundidades entre 31 e 33m (Carvalho *et al.* 2004). Esses aquíferos são associados ao Grupo Barreiras.

## 5 - ECONOMIA MINERAL

*Xafi da Silva Jorge João*

### 5.1 - SETOR MINERAL NO ESTADO DO PARÁ

Os números da atividade industrial de base mineral do estado do Pará são indicativos da alta performance do setor mineral estadual no cenário nacional, refletindo a forte vocação mineral do seu subsolo, cuja evolução geológica especializou metalogeneticamente o seu substrato crustal, o qual incorpora um patrimônio mineral com depósitos de classe mundial, em fase de produção e comercialização. Contudo, vale ressaltar que o conhecimento geológico estadual é insuficiente, demandando mapeamentos geológicos em escala de 1:100.000, para atendimento das fases exploratórias reclamadas pela iniciativa privada.

O Pará com expressivo patrimônio mineral vem apresentando sucessivos crescimentos na sua indústria de base mineral. Esse segmento econômico que envolve a indústria extrativa e a de transformação, no período 2002-2007, mostrou um crescimento médio anual de 26,5%, passando de US\$ 2,5 bilhões para US\$ 7,9 bilhões.

Em 2007, com um Valor de Produção Mineral (VPM) de cerca de US\$ 8 bilhões, avançou 14% em relação ao ano anterior. As projeções para 2010 indicam que esse quantitativo alcançará US\$ 14,2 bilhões, uma estimativa percentual de crescimento em torno de 75%, em relação ao ano de 2007. Isso resulta de ser o Pará, um estado com uma economia centrada no seu setor mineral e com um modelo mineral voltado quase que exclusivamente para o mercado externo. Vale ressaltar que, de todas as exportações paraenses, 80% são oriundas da indústria de base mineral. A análise envolvendo as relações entre as quantificações de suas reservas e os volumes produzidos, no presente e com projeções estimadas, mostra uma realidade mineral para o estado a ser vivenciada por várias décadas.

#### 5.1.1 - Reservas Minerais do Estado do Pará

As reservas minerais do estado estão associadas ao seu arcabouço geológico, controladas, de um modo geral, espacialmente pelos arranjos estruturais, litológicos e estratigráficos, dos mais variados domínios geológicos, que por sua evolução foram especializados mineralogicamente, e atualmente representam e edificam o portfólio de investimentos e de negócios do Pará. As reservas minerais paraenses, discriminadas por classes/substâncias e tipos (Tabela 5.1), representam o conjunto atualmente quantificado dos recursos minerais reais e potenciais que fazem a dotação mineral do estado, cujas localizações geográficas estão intimamente relacionadas aos Distritos Mineiros individualizados e cartografados no espaço paraense (Carvalho *et al.* 2004). As reservas minerais são divulgadas pelo

Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) no Anuário Mineral Brasileiro e a classificação das reservas está diretamente relacionada com o grau de conhecimento da jazida e podem ser Medida, Indicada e Inferida (DNPM 2006).

1) Reserva Medida – Volume ou tonelagem de minério computado pelas dimensões do depósito reveladas em afloramentos, trincheiras, galerias, trabalhos subterrâneos e sondagem, e o teor determinado por resultados de amostragem detalhada, devendo os pontos de inspeção, amostragem e medida estarem tão proximamente espaçados e o caráter geológico tão bem definido que as dimensões, a forma e o teor da substância mineral possam ser perfeitamente estabelecidos. A reserva computada deve ser rigorosamente determinada nos limites estabelecidos, os quais não devem apresentar variação superior a 20% da quantidade verdadeira.

2) Reserva Indicada – Volume ou tonelagem de minério computado a partir de medidas e amostras específicas, ou de dados de produção, e parcialmente, por extrapolação, até distâncias razoáveis, com base em evidências geológicas. As reservas computadas são aprovadas pelo DNPM nos relatórios de pesquisa e/ou reavaliação de reservas.

3) Reserva Inferida – Estimativa do volume ou tonelagem de minério calculada com base no conhecimento da geologia do depósito mineral, havendo pouco trabalho de pesquisa.

Das reservas elencadas na Tabela 5.1, merecem destaque as reservas de ferro e bauxita que provocaram no estado do Pará a implantação dos grandes projetos de mineração ou das indústrias extrativas que nas décadas de 70 e 80, que deram início à exploração mineral das jazidas de grande porte de bauxita em Oriximiná (MRN, em 1979) e de ferro na Província Mineral de Carajás (Companhia Vale do Rio Doce - CVRD, em 1986). Outras reservas minerais de grande importância geraram empreendimentos mineiros de médio a grande porte, com destaque para a produção de caulim no município de Ipixuna do Pará em 1996, através da IRCC Rio Capim Caulim (IRCC) e da Pará Pigmentos S.A. (PPSA); o complexo Albras-Alunorte para a produção de alumínio/alumina no município de Barcarena (Vale); o projeto Cobre do Sossego (Vale) em Canaã dos Carajás; o projeto Vera Cruz (Vale), para a produção de bauxita em Paragominas; o Projeto Vermelho (Vale), na produção de níquel em Canaã dos Carajás, além do projeto Juruti (Alcoa), para a produção de bauxita no município de Juruti, entre outros.

A implantação desses empreendimentos a partir das principais reservas minerais paraenses bloqueadas dinamizou a economia paraense que passou a ser fortemente impulsionada pelo setor mineral. Se em 1975



Tabela 5.1 – Reservas Minerais do estado do Pará em 2005, discriminadas por classes e substâncias. Os quantitativos volumétricos estão igualmente discriminados pelos tipos de reservas. Fonte: Anuário Mineral Brasileiro (DNPM 2006).

| CLASSE/SUBSTÂNCIA          | Un             | RESERVAS      |               |                |
|----------------------------|----------------|---------------|---------------|----------------|
|                            |                | MEDIDA        | INDICADA      | INFERIDA       |
| <b>Metálicos</b>           |                |               |               |                |
| Bauxita Metalúrgica        | t              | 1.682.612.694 | 399.077.890   | 550.712.800    |
| Bauxita Refratária         | t              | 84.498.615    | 30.223.058    | 1.490.200      |
| Cassiterita Primária       | Kg Sn          | 2.186.628     | -             | -              |
| Cassiterita Secundária     | Kg Sn          | 3.165.884     | 281.225       | 176.620        |
| Cobre                      | t Cu           | 5.537.687     | 7.182.519     | 6.345.440      |
| Ferro                      | t              | 3.484.671.828 | 1.385.777.000 | 12.175.427.000 |
| Manganês                   | t              | 48.467.524    | 16.547.478    | 147.529        |
| Níquel                     | t Ni           | 798.120       | 381.035       | 321.160        |
| Ouro Primário              | Kg Au          | 294.885       | 376.423       | 334.045        |
| Ouro Secundário            | Kg Au          | 339           | 43            | 30             |
| Prata Primária             | Kg Ag          | 1.226.842     | 1.864.515     | 1.498.718      |
| Tungstênio                 | t WO3          | 647.368       | 1.078         | 909            |
| Zinco                      | t Zn           | 12.977        | 33.691        | 38.044         |
| <b>Não-metálicos</b>       |                |               |               |                |
| Areia Industrial           | t              | 46.440.394    | 17.263.842    | -              |
| Argilas Comuns             | t              | 32.275.329    | 27.228.572    | -              |
| Calcário                   | t              | 544.286.274   | 223.100.554   | 219.894.511    |
| Caulim                     | t              | 307.481.094   | 319.091.186   | 263.500.666    |
| Dolomito                   | t              | 2.946.667     | 5.240.000     | -              |
| Filito                     | t              | 177.851       | 406.717       | 124.240        |
| Gipsita                    | t              | 189.619.891   | 204.119.355   | 185.739.654    |
| Leucita e Nefelina Sienito | t              | 13.257.425    | 14.807.000    | 42.015.480     |
| Quartzito Industrial       | t              | 1.576.334     | 213.829       | 812.000        |
| Quartzo                    | t              | 521.385       | 150.000       | -              |
| Brita e Cascalho           | m <sup>3</sup> | n.d.          | n.d.          | n.d.           |
| Rochas Ornamentais         | m <sup>3</sup> | 30.736.635    | -             | -              |

não chegava a compor 1% da pauta de exportações, em 2007 já representava cerca de 80% do total exportado pelo estado. Em 2005, o valor da produção da indústria de base mineral paraense, incluindo a indústria mineral extrativa e a indústria de transformação, atingiu uma produção de US\$ 5,8 bilhões, chegando a US\$ 7,0 bilhões no ano seguinte, num crescimento de 20% (Ibram 2008). Segundo a mesma fonte, a tendência de crescimento do setor deverá elevar essa produção para US\$ 14,2 bilhões até 2010, em função da implantação dos novos projetos em solo paraense, bem como à expansão de outros já existentes e resultantes da classe mundial das reservas minerais em lavra do subsolo paraense.

Apesar das limitações ainda existentes ao conhecimento do seu subsolo, o Pará, pela natureza geológica do seu substrato crustal denuncia uma potencialidade mineral a ser descortinada, tendo como processo inicial os programas de geologia básica em escala 1:100.000, que deverão revelar uma considerável variedade de ambientes geológicos com alta favorabilidade para depósitos minerais, com economicidade para atender a demanda mundial.

A maioria dos depósitos minerais metálicos do subsolo paraense está situada em terrenos pré-cambrianos, que

correspondem a cerca de 60% do seu território, nas quais estão posicionadas as principais reservas minerais do estado (Figura 5.1). As seqüências metavulcano-sedimentares (do tipo *greenstone belt* ou similares) hospedam as reservas minerais de ferro, manganês, ouro, cromita cobre e zinco. As intrusões graníticas anorogênicas proterozóicas são responsáveis pela formação das reservas minerais de cassiterita e exibem um potencial para wolframita e columbita-tantalita. Os complexos alcalino-ultramáficos e máfico-ultramáficos paleoproterozóicos incorporam as significativas reservas minerais de níquel e denunciam um potencial animador para concentrações de platinóides, além de reservas geológicas de fosfato e titânio nas intrusões posicionadas no Mesozóico. As coberturas sedimentares fanerozóicas, com suas formações detríticas e químico-evaporíticas, incorporam as principais reservas minerais paraenses de bauxita, calcário, gipsita e caulim, apresentando potencialidade para uma grande variedade de depósitos minerais, tais como dolomita, turfa, urânio, diamante, sal gema e hidrocarbonetos. A evolução do relevo e os processos de laterização que atuaram sobre a cobertura areno-argilosa paleógena (ou cretácea) deram origem a extensos depósitos de bauxita, que estão concentrados em quatro distritos principais: Trombetas e Juruti (médio

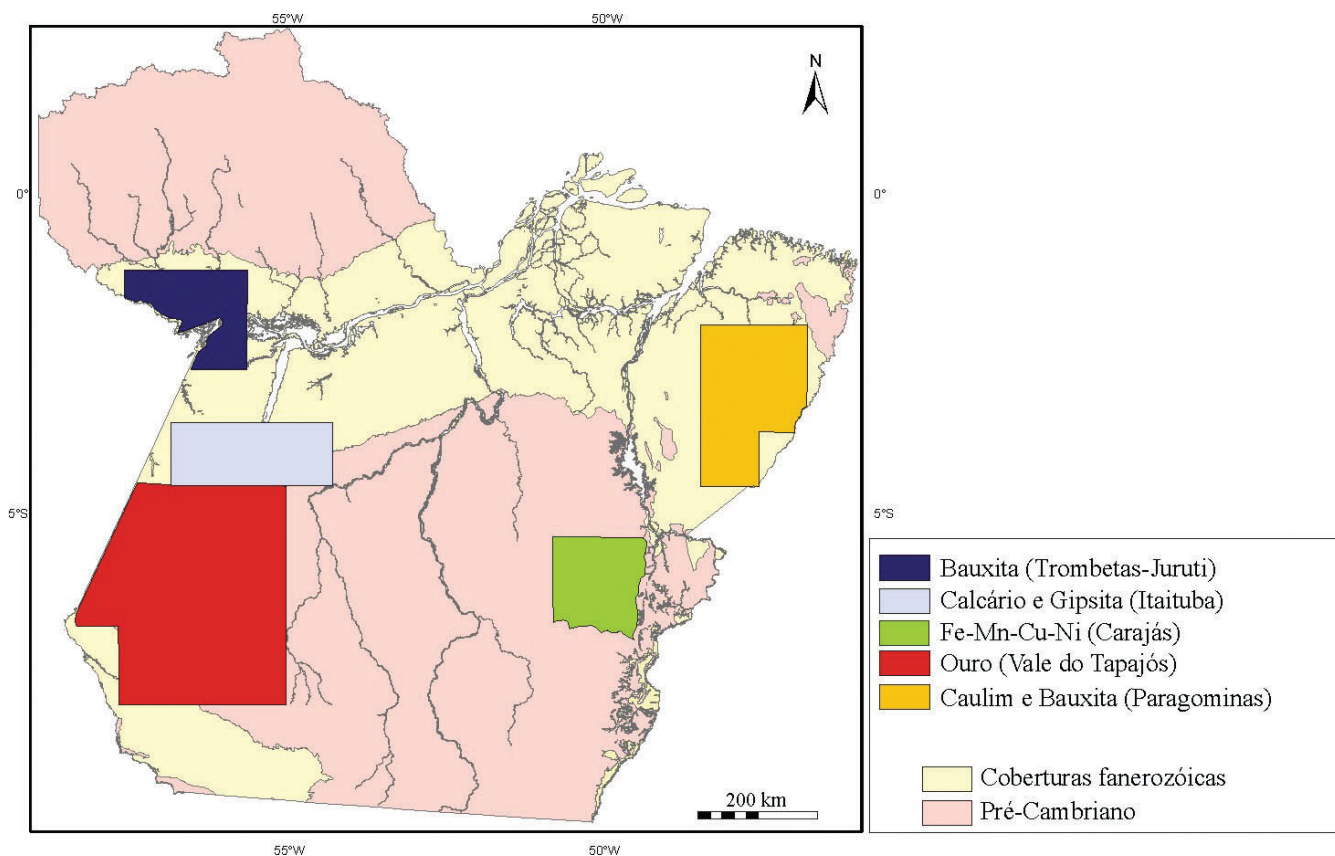


Figura 5.1 – Localização das principais reservas minerais do estado do Pará. No contexto geológico do estado, as áreas de Pré-cambriano correspondem a cerca de 60% do seu território e as áreas das bacias fanerozóicas, ocupam cerca de 40% do espaço paraense

Amazonas), Almeirim (baixo Amazonas) e Paragominas-Tiracambu (plataforma Bragantina). Essas reservas minerais respondem pelo terceiro maior potencial em bauxita do mundo, superados apenas pelos da Austrália e da Guiné.

O minério de alumínio das reservas bauxitíferas do Pará foi o responsável e o motivador maior para a construção da Hidrelétrica de Tucuruí, objetivando atender aos complexos de produção de alumina-alumínio da Alunorte e Albras, nas proximidades de Belém, e da Alumar, em São Luís - MA.

Deve ser ressaltado que alguns dos depósitos que representam reservas minerais relacionadas a rochas pré-cambrianas são secundários, gerados através de processos de enriquecimento (laterização, erosão, concentração e reconcentração) em tempos mais recentes, do Paleógeno ao Neógeno. É nos depósitos quaternários que os garimpos de ouro assumiram grande importância produtiva a partir de 1958, com as descobertas dos depósitos aluvionares da região do Tapajós, na porção sudoeste do estado, centrado no interflúvio dos rios Tapajós e Jamanxim e nos domínios da Reserva Garimpeira do Tapajós, com uma área de 28.750km<sup>2</sup>, destinada exclusivamente à atividade garimpeira. Embora tenha produzido oficiosamente cerca de 700t de Au nos últimos 50 anos, essa região apresenta uma reserva estimativa de 200t de Au, quantificada em 2006, por algumas empresas juniores atuando na fase exploratória nessa região.

No Pará, a descoberta da principal e mais exuberante reserva mineral de ferro na Serra dos Carajás, em 1967,

foi fundamental para corroborar a vocação mineral do estado, sendo decisiva para consolidar a história da CVRD, atual Vale. Esta foi uma empresa originalmente estatal fundada em 1942, que nos primeiros anos de atividade, em Minas Gerais, produzia cerca de quatro milhões de toneladas de minério de ferro, quase que totalmente destinadas à Companhia Siderúrgica Nacional.

A partir do ano de 1984 a Vale passou a lavar as jazidas de ferro de Carajás, que possuíam uma reserva total de 18 bilhões de toneladas de minério de ferro de alto teor, produzindo inicialmente cerca de 25 milhões de toneladas/ano, o que projetava uma expectativa de 720 anos de exploração para a exaustão da reserva. Todavia, no ano de 2007, a Vale já alcançava uma produção total de 91,7 milhões de toneladas, diminuindo a expectativa de exploração para metade do período previsto. Em função dos novos empreendimentos de ampliação previstos pela empresa, com a entrada em produção das jazidas de Serra Leste e de Serra Sul, a produção de Carajás deverá atingir 400 milhões de toneladas de minério de ferro até 2010. No ano de 2007, exatamente no dia 25 de outubro, a Vale atingiu mais uma marca histórica, com a produção de 1 bilhão de toneladas de minério de ferro, em 23 anos de operação no complexo de Carajás, a partir da lavra simultânea de quatro minas a céu aberto, posicionando a Vale como o maior complexo mineiro de ferro do planeta (Figura 5.2).

Além do megaempreendimento mineiro, a partir da reserva de classe mundial do ferro de Carajás, a Vale

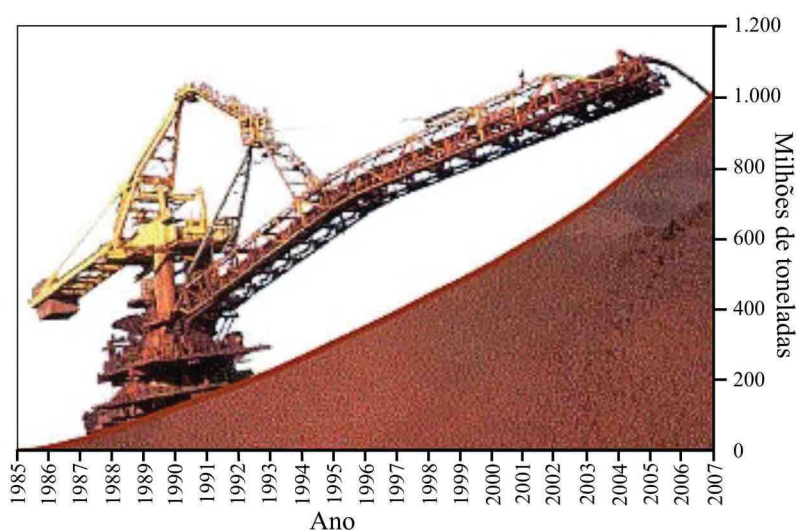


Figura 5.2 – Produção acumulada de minério de ferro da Província Mineral de Carajás de 1985 a 2007. No ano de 2007 a Vale atingiu mais uma marca histórica, com a produção de 1 bilhão de toneladas de minério de ferro. Fonte: Portal Fator Brasil.

desenvolve outros projetos voltados à produção mineral na Província de Carajás, com destaque para o níquel do Projeto Onça-Puma, no município de Ourilândia do Norte, devendo entrar em produção em 2008, e o níquel do Vermelho, ainda sem data para entrar em operação. Das reservas minerais de cobre paraense, a Vale está operando produtivamente, desde 2004, o Projeto de Cobre do Sossego, com a produção de concentrado de cobre. Outras reservas minerais cupríferas estão representadas no portfólio de empreendimentos mineiros da Vale, como o Projeto Salobo, no município de Marabá, com entrada em produção prevista para 2010. As reservas minerais de cobre do Alemão, do alvo 118 e do Cristalino deverão ser transformados pela Vale em projetos mineiros, no início da próxima década.

Nesse sentido, pode-se afirmar que os dados e os números do setor mineral paraense denunciam o talento mineral do estado e evidenciam uma economia predominantemente mineral. Os investimentos do setor privado na indústria paraense de base mineral atingiram nos últimos anos cerca de US\$ 20 bilhões, tendo à frente a Vale (ferro, manganês, cobre, níquel, bauxita, alumina, alumínio, caulim e ouro), a Alcoa (bauxita metalúrgica), (caulim), a Companhia Agro Industrial de Monte Alegre - CAIMA (calcário) e a Globe Specialty Metals Inc.-GSM (silício metálico), entre outras, além do conjunto das indústrias de ferro gusa.

### 5.1.2 - Produção Mineral do Estado do Pará

A produção da indústria de base mineral (extrativa e de transformação) do Pará, no ano de 2007 (Tabela 5.2), se caracteriza pelo predomínio dos minerais de classe metálica em que se destacam o ferro (91.700.000 t) produzido pela Vale, a bauxita metalúrgica (19.916.339 t) pela MRN, o manganês (1.102.836 t) pela Vale, e subordinadamente, o cobre através da Vale (118.000 t de concentrado de cobre) e o ouro (4,4 t), com sua produção centrada na atividade garimpeira.

A produção de bens minerais primários não-metálicos, no ano de 2007, é fortemente concentrada no caulim (1.669.000 t) lavrado e comercializado pela IRCC e PPSA e, subordinadamente, no calcário da CAIMA (1.195.622 t) e água mineral (195.670.411 milhões de litros). Alguns dos bens minerais produzidos no estado sofreram algum grau de verticalização, pelo

estágio de processamento, como é o caso da hematita e da bauxita, que resultaram, respectivamente, na produção de ferro gusa, alumina e alumínio. No ano de 2007, merecem destaque entre os bens minerais transformados: a alumina (4.300.000 t) produzida pela Alunorte, o alumínio (455.000 t) produzido pela Albras, o silício metálico (35.000 t) sendo produzido pela GSM, e o ferro gusa (1.760 t) com sua produção distribuída pela Companhia Siderúrgica do Pará (Cosipar), Ferro Gusa Carajás S.A. (FGC), Ibérica do Pará, Siderúrgica do Pará S.A. (Sidepar), Siderúrgica Marabá S.A. (Simara), Terra Norte Metais Ltda. e Usina Siderúrgica de Marabá S.A. (Usimar).

A produção mineral paraense está concentrada predominantemente em uma única mega-empresa de capital privado (Vale), sendo quase que generalizadamente destinada ao mercado externo, compondo cerca de 80% da pauta de exportação estadual, com a forte expectativa de até ao final desta década assumir a posição de topo no *ranking* da produção mineral nacional. A produção mineral paraense mostra historicamente uma performance sempre crescente com volumes anualmente ascendentes, resultantes das demandas mundiais, dos preços elevados, das tecnologias de extração e dos investimentos para expansão operacional das minas ativas.

### 5.1.3 - Valor da Produção Mineral Comercializada do Estado do Pará

A indústria de base mineral do estado do Pará encerrou o ano de 2007 com um VPM de US\$ 7,9 bilhões (Tabela 5.3), mostrando um crescimento de 14% em relação ao ano de 2006, em que o Pará produziu US\$ 6,9 bilhões.

A indústria extrativa mineral contribuiu com 59,2% (US\$ 4.713 milhões) do VPM total atingido e a indústria de transformação mineral participou com 40,8% (US\$ 3.247 milhões) (Figura 5.3). Mantendo a tradição dos demais anos anteriores, o minério de ferro liderou o *ranking*, respondendo por 35,2% do total de commodities produzidas no estado, sendo seguido pela alumina (17,6%), o alumínio (15,1%) e o cobre (11,3%).

A evolução do VPM do estado, no período de 2002 a 2007 (Figura 5.4), registrou um significativo

Tabela 5.2 – Produção de bens minerais primários beneficiados e transformados, no ano de 2007. Fonte: Ibram-Amazônia (2008).

| <b>PRODUÇÃO DA INDÚSTRIA DE BASE MINERAL DO PARÁ – 2007</b> |                              |                     |          |
|-------------------------------------------------------------|------------------------------|---------------------|----------|
| <b>EMPRESA</b>                                              | <b>PRODUTO</b>               | <b>PRODUÇÃO (t)</b> | <b>%</b> |
| Albras                                                      | Alumínio                     | 455.000             | 0,38     |
| Alunorte                                                    | Alumina                      | 4.300.000           | 3,60     |
| MRN                                                         | Bauxita                      | 18.000.000          | 15,1     |
| PPSA                                                        | Caulim                       | 714.000             | 0,59     |
| IRCC                                                        | Caulim                       | 955.000             | 0,80     |
| Alubar                                                      | Vergalhão e Cabo de Alumínio | 40.000              | 0,03     |
| Vale – Carajás                                              | Ferro                        | 91.700.000          | 76,90    |
| Vale – Sossego                                              | Cobre                        | 118.000             | 0,09     |
| Vale – Carajás                                              | Manganês                     | 1.102.836           | 0,79     |
| Vale – Paragominas                                          | Bauxita                      | 1.900.000           | 1,59     |
| Garimpo                                                     | Ouro                         | 4,4                 | -        |
| Globe Speciality Metais (GSM)                               | Silício Metálico             | 35.000              | 0,02     |
| Cosipar/Usimar/Simara/Terra Norte/Ibérica/Sidepar           | Ferro-gusa                   | 1.760               | -        |

Tabela 5.3 – Valor da produção mineral comercializada do estado do Pará. Fonte: Ibram-Amazônia (2008)

| <b>VALOR DA PRODUÇÃO MINERAL DO PARÁ - 2007</b>   |                              |                           |              |
|---------------------------------------------------|------------------------------|---------------------------|--------------|
| <b>EMPRESA</b>                                    | <b>PRODUTO</b>               | <b>VALOR (US\$milhão)</b> | <b>%</b>     |
| Albras                                            | Alumínio                     | 1.200                     | 15,1         |
| Alunorte                                          | Alumina                      | 1.400                     | 17,6         |
| MRN                                               | Bauxita                      | 500                       | 6,3          |
| PPSA                                              | Caulim                       | 94                        | 1,2          |
| IRCC                                              | Caulim                       | 148                       | 1,9          |
| Alubar                                            | Vergalhão e Cabo de Alumínio | 50                        | 0,6          |
| Vale – Carajás                                    | Ferro                        | 2.800                     | 35,2         |
| Vale – Sossego                                    | Cobre                        | 900                       | 11,3         |
| Vale – Carajás                                    | Manganês                     | 50                        | 0,6          |
| Vale – Paragominas                                | Bauxita                      | 65                        | 0,8          |
| Garimpo                                           | Ouro                         | 130                       | 1,6          |
| Globe Speciality Metais (GSM)                     | Silício Metálico             | 47                        | 0,6          |
| Cosipar/Usimar/Simara/Terra Norte/Ibérica/Sidepar | Ferro-gusa                   | 550                       | 6,9          |
| Outros                                            |                              | 26                        | 0,3          |
| <b>TOTAL</b>                                      |                              | <b>7.960</b>              | <b>100,0</b> |

crescimento de US\$ 2,5 bilhões para US\$ 7,9 bilhões, o que correspondeu a um incremento de 218%, resultante de políticas empresariais centradas na expansão de minas operativas e na implantação de novos empreendimentos mineiros. Uma projeção otimista elaborada pelo Ibram-Amazônia (2008) demonstra que nos próximos cinco anos, a produção mineral do Pará vai triplicar o seu valor de comercialização, devendo alcançar cerca de US\$ 25 bilhões, resultantes da entrada em operação de novas minas e pela expansão da maioria das atuais minas ativas. É evidente que a evolução positiva do VPM do Pará se reflete também, na evolução do setor mineral estadual, especialmente, dos municípios mineradores (Figura 5.5).

Esse fato permite afirmar uma garantia de benefícios diretos para essas regiões, com destaque para a arrecadação de encargos e impostos, como a Compensação Financeira pela Exploração de Recursos Minerais (CFEM), e como o repasse do Imposto sobre Circulação de Mercadorias e Prestação de Serviços (ICMS), impulsionados pela atividade minerária. Como benefícios indiretos da evolução do VPM estadual, destacam-se o aquecimento da economia municipal ou regional, a arrecadação de tributos como o Imposto sobre Serviços (ISS) ou o Imposto Predial e Territorial Urbano (IPTU), dentre outros. Em adição, os municípios mineradores são alvos de projetos de desenvolvimento social, preservação do patrimônio histórico ou incentivo à educação e à inclusão digital, dentre outros.

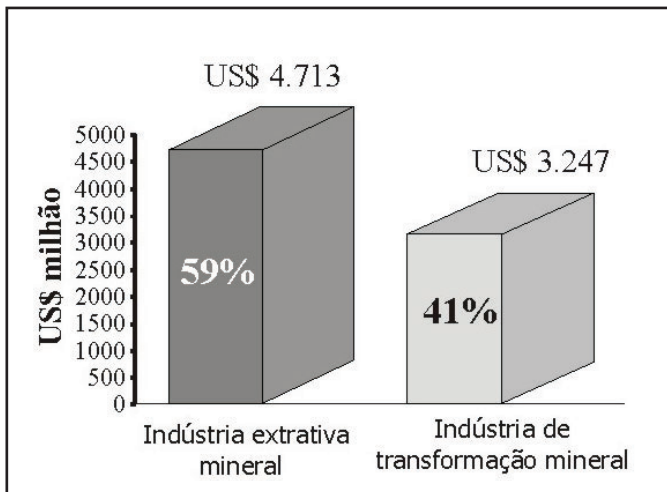


Figura 5.3 - A indústria extrativa e de transformação mineral com suas participações (%) no valor da produção mineral do estado do Pará, em 2007. Fonte: Ibram-Amazônia (2008).

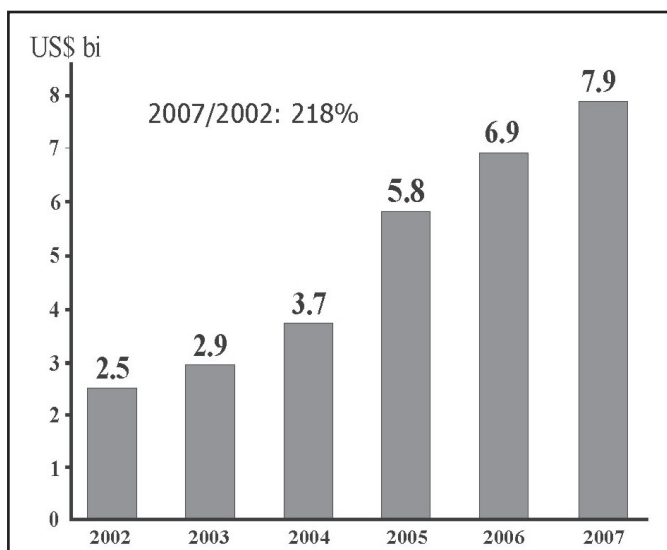


Figura 5.4 – A evolução do valor da produção mineral comercializada do estado do Pará. No período de 2002 a 2007 é registrado um significativo crescimento de US\$ 2,5 bilhões para US\$ 7,9 bilhões, o que corresponde a um crescimento de 218%.

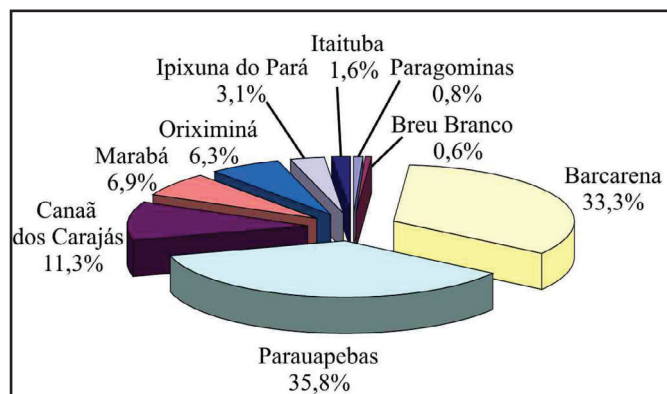


Figura 5.5 – Municípios hospedeiros da indústria de base mineral do estado do Pará. No ano de 2007, esses municípios valoraram a produção mineral estadual em US\$7,9 bilhões, com a figura mostrando a participação percentual de cada um no VPM paraense (indústrias extrativas e de transformação mineral). Fonte: Ibram-Amazônia (2008).

## 5.2 - BENS MINERAIS PRIMÁRIOS E TRANSFORMADOS PRODUZIDOS NO ESTADO DO PARÁ

O Pará hospeda 46 minas ativas registradas no DNPM em 2005 (Tabela 5.4), das quais 8 representam minas de minerais metálicos e 38 são minas de minerais não-metálicos. Das 8 minas produtoras de bens minerais metálicos, 4 são minas de grande porte (bauxita, cobre, ferro e manganês), 2 são minas de médio porte (manganês e ouro) e 2 de pequeno porte (ouro). Das 38 minas produtoras de bens minerais não-metálicos, 2 se destacam por serem de grande porte (caulim), seguidas de 3 minas de médio porte (calcário, brita e cascalho) e 33 de pequeno porte (areia, areias industriais, argilas, calcário, brita e cascalho). Convém ressaltar, que as 46 minas ativas no espaço paraense, na sua totalidade, operam na modalidade de lavra a céu aberto.

### 5.2.1 - Minerais Metálicos

#### 5.2.1.1 - Ferro e Manganês

No estado do Pará, o minério de ferro representou o principal bem mineral produzido e comercializado no ano de 2007, oriundo da atividade extrativa beneficiada da grande jazida da Serra dos Carajás, situada entre as cidades de São Félix do Xingu e Marabá, e entre os rios Tocantins e Xingu. A prospecção de minério de ferro na Serra dos Carajás, no leste do Pará, começou em 1966 com a participação de empresas transnacionais, e em 1970, com os depósitos hematíticos lá localizados, constituiu-se, então, a Amazônia Mineração S.A., que associava empresas estrangeiras com a antiga CVRD. No final dos anos 70 a CVRD pagou uma vultuosa indenização às suas parceiras, assumiu o controle total do empreendimento e lançou o Programa Grande Carajás.

Para a consolidação desse ambicioso projeto, foi implantada uma importante infra-estrutura, que incluiu a Usina Hidrelétrica de Tucuruí (UHT), a Estrada de Ferro Carajás (EFC) e o Porto de Ponta da Madeira (PPM), localizado em Itaqui-MA. No dia 28 de fevereiro de 1985, era inaugurada a EFC, com 892 km de extensão, pertencente e diretamente operada pela CVRD, ligando a Serra dos Carajás ao PPM. Em 1985, quando a mina de ferro da Serra Norte em Carajás começou a operar, sua produção era de 35 milhões de toneladas anuais, sendo que, atualmente, sua capacidade está expandida para produzir 100 milhões de toneladas por ano e novas expansões a curtíssimo prazo permitirão atingir uma produção de 130 milhões de toneladas, o que deverá ocorrer no segundo semestre de 2009. Mas a agressividade da Vale em extrair cada vez mais minério de ferro de Carajás começa a se materializar neste ano de 2008, quando a empresa dará início ao maior projeto *greenfield* de sua história, e ao maior projeto de minério de ferro do mundo, na denominada Serra Sul.

A Vale está estimulada e oportunisticamente aproveita o momento de forte demanda mundial pelo minério de ferro, principalmente dos países asiáticos, liderados pela China. Por decorrência desse contexto de favorabilidade mundial pelas *commodities* minerais, a Vale, pelo quarto ano consecutivo, deverá obter reajuste no preço do ferro, algo entre 20% e 35%, garantindo recursos para os pesados investimentos que precisa realizar em Carajás. Apesar do crescimento histórico e constante de produção da Vale, vale ressaltar que alguns efeitos

Tabela 5.4 – Porte e quantidades das minas ativas (metálicas e não-metálicas) no estado do Pará. Fonte: DNPM (2006).

| CLASSE/SUBSTÂNCIA    | GRANDE   | MÉDIA    | PEQUENA   | TOTAL     |
|----------------------|----------|----------|-----------|-----------|
| <b>Total</b>         | <b>6</b> | <b>5</b> | <b>35</b> | <b>46</b> |
| <b>Metálicos</b>     | <b>4</b> | <b>2</b> | <b>2</b>  | <b>8</b>  |
| Bauxita              | 1        |          |           | 1         |
| Cobre                | 1        |          |           | 1         |
| Ferro                | 1        |          |           | 1         |
| Manganês             | 1        | 1        |           | 2         |
| Ouro                 |          | 1        | 2         | 3         |
| <b>Não-Metálicos</b> | <b>2</b> | <b>3</b> | <b>33</b> | <b>38</b> |
| Areia                |          |          | 2         | 2         |
| Areias Industriais   |          |          | 3         | 3         |
| Argilas              |          |          | 13        | 13        |
| Calcário             |          | 2        | 2         | 4         |
| Caulim               | 2        |          | 1         | 3         |
| Brita e Cascalho     |          | 1        | 12        | 13        |

Mina Grande: Produção Bruta (ROM) anual > 1.000.000 t/ano, Mina Média: > 100.000 t/ano até 1.000.000 t/ano, Mina Pequena: > 10.000 t/ano até 100.000 t/ano.

adversos vêm prejudicando a produção, como a grande quantidade de chuvas no estado e algumas paralisações ocorridas em função de movimentos sociais, como o dos índios, dos quilombolas e do MST.

Outro problema que a Vale poderá enfrentar com comunidades em sua área de influência no Pará, está relacionado com uma reivindicação dos índios Gavião, de aumento do valor pago pela empresa para a passagem da EFC pela terra indígena Mãe Maria, no sudeste do estado. Os índios consideram que têm direito a um reajuste desse valor por causa da ampliação da ferrovia. Contudo, a Vale está dialogando com a comunidade, lembrando que as ampliações na ferrovia estão dentro da área de servidão contida no acordo estabelecido com os índios Gavião.

A Província Mineral de Carajás possui os maiores e melhores depósitos de minério de ferro do mundo, tendo atingido a marca histórica de 1 bilhão de toneladas métricas de minério de ferro produzidas cumulativamente desde 1985. Nesse ano inicial, a produção foi de apenas 4,5 Mt com os primeiros 100 milhões sendo alcançados cumulativamente em 1990. No ano de 1994, a produção acumulada chegava a 250 Mt, atingindo em 2000, o volume de 500 Mt e o primeiro bilhão acumulado foi registrado em 25 de outubro de 2007, com o ano se encerrando com 1,019 bilhão. A capacidade de produção prevista inicialmente, de 35 Mt por ano, foi atingida em 1993, evoluindo para 43,8 Mt em 1997. Com a marca alcançada em 2007, de 91,7 Mt, extraídas das suas quatro minas a céu aberto, a produção anual de minério de ferro de Carajás mais do que dobrou ao longo dos últimos dez anos (de 1997 a 2007), tendo aumentado em 109,4% (Figura 5.6).

O minério de ferro de Carajás tem um teor de pureza excepcional, atingindo até 67% de FeO, percentual bastante elevado em comparação aos demais depósitos e minas distribuídos no planeta. Cerca de 2 bilhões de toneladas de minério de ferro de alto teor estão assegurados na Província de Carajás, embora as reservas totais registradas no DNPM, atinjam um quantitativo de 17 bilhões de toneladas (reservas medida, indicada e inferida).

Nos próximos anos, a demanda pelo minério de ferro permanecerá aquecida e a Vale continuará investindo para aumentar sua produção, que deverá crescer na

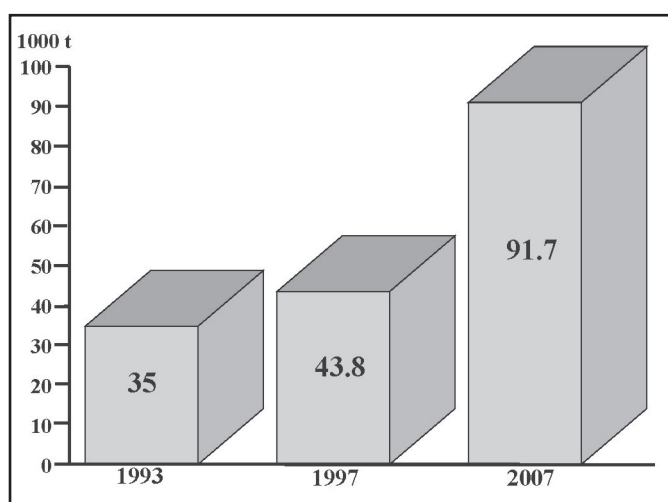


Figura 5.6 - Evolução da produção mineral beneficiada de ferro do estado do Pará, tendo aumentado em 109,4% de 1997 a 2007. Fonte: DNPM (2008).

média de 30 milhões de toneladas por ano, atingindo 300 milhões de toneladas até o final do ano de 2008 (sendo 100 milhões em Carajás), e em torno de 450 milhões de toneladas em 2011. Para atender a crescente demanda, a empresa concentra investimentos na Serra Sul, um grande depósito de minério de ferro na região de Carajás, cujo projeto está em fase de conclusão dos estudos de viabilidade, e que deverá estar concluído entre 2009 e 2010. De acordo com fontes da Vale, O Projeto Serra Sul será feito em conjunto com a logística, devendo impactar fortemente a logística no Sistema Norte, com mais investimentos na EFC e no PPM, no Maranhão.

O estado do Pará vem historicamente, desde a década de 90, produzindo minério de manganês de forma sistemática e anualizada, tendo ao longo da série de 1995 a 2007, alcançado um pico de produção no ano de 2005, e um forte decréscimo no ano de 2007, apenas comparável ao ano de 1999 (Figura 5.7).

A produção paraense de minério de manganês totalizou 1,1 Mt no ano de 2007, (945.836 t produzida pela Rio Doce Manganês e 157.490 t pela Mineração Buritirama) significando uma redução aproximada de

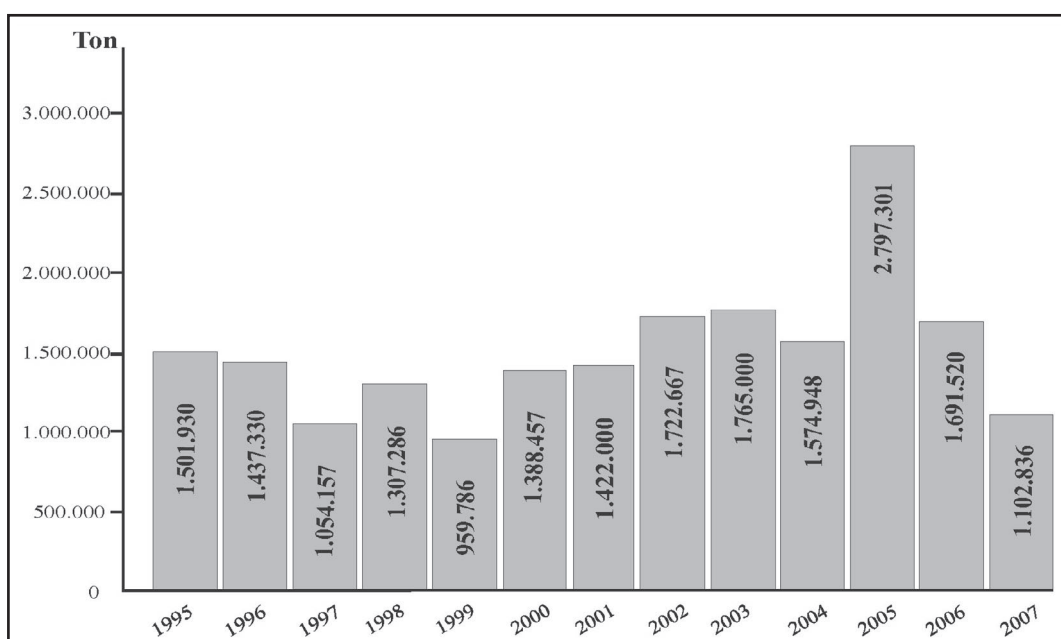


Figura 5.7 - Evolução da produção beneficiada de minério de manganês no estado do Pará. Fonte: DNPM (2008).

35% quando comparada com o ano de 2006, em que a produção estadual atingiu um volume de cerca de 1,7 Mt. A mina do Azul, localizada em Carajás, produziu 945 mil toneladas no ano de 2007, contra 1,7 Mt no ano anterior, como consequência da suspensão de sua operação, de julho a dezembro de 2007, objetivando dar prioridade ao transporte de minério de ferro na EFC. O retorno da operação mineira para manganês ocorreu em dezembro de 2007. Vale acrescentar que a queda expressiva na produção de manganês no estado do Pará, foi motivada, adicionalmente, pela depressão no preço do minério no mercado consumidor, havendo, contudo, a expectativa positiva de que a sua produção voltará à normalidade, tendo em vista a projeção animadora de preços para o minério. Do elenco de *commodities* minerais primárias e transformadas produzidas no estado em 2007, o manganês teve uma participação insignificante (0,6%) no montante do VPM paraense.

### 5.2.1.2 - Bauxita, Alumina e Alumínio

O estado do Pará é o maior produtor de bauxita (matéria-prima do alumínio) do País, representando 85% das operações extrativas. Esta performance extraordinária deve-se a MRN, localizada no complexo minero-industrial de Porto Trombetas, no município de Oriximiná, que é uma das maiores operações de bauxita do mundo e a primeira do Brasil.

Em 2006, a empresa fechou o ano com produção de 17,8 Mt de bauxita reproduzindo praticamente a mesma tonagem volumétrica em 2007 com 18 Mt. A produção de 18 Mt de bauxita oriunda da MRN, acrescida da produção de 1,9 Mt oriunda da Vale, em Paragominas, declara uma produção total de 19,9 Mt de bauxita, no ano de 2007, no Pará, o qual, sistematicamente vem anualmente incrementando a sua produção ao longo dos últimos 28 anos (Figura 5.8).

Segundo a MRN, o seu primeiro embarque de bauxita aconteceu no dia 13 de agosto de 1979, com destino a Trinidad-Tobago e desde então, a empresa vem

aumentando sua capacidade de produção e embarque, alcançando a média atual de 376 navios embarcados por ano. Do primeiro embarque de bauxita, realizado em 1979, até a marca de 5 mil navios embarcados, alcançada em meados de 2006, passaram-se 27 anos. Esse incremento no escoamento da produção da MRN tem sido favorecido pelas condições de navegação no rio Trombetas, afluente do rio Amazonas, que banha a vila de Porto Trombetas. Seu canal fluvial é o mais balizado da Amazônia Oriental, com 63 sinais luminosos em 110 milhas náuticas navegáveis e totalmente mapeadas, permitindo que navios com capacidade de até 60 mil toneladas trafeguem pelo seu curso diuturnamente, o ano inteiro. A MRN carrega uma média de 30 navios por mês, sendo que a maior parte da produção é destinada ao mercado interno. Cerca de 60% do minério bauxitífero produzido em Trombetas vai para a Alunorte, em Barcarena.

A MRN realizou, em março de 2008, a primeira das reuniões preparatórias para a discussão do Relatório de Impacto ao Meio Ambiente (Rima) objetivando a operação de seis novos platôs mineralizados a serem transformados em minas ativas. Os encontros tiveram a participação de representantes da sociedade civil, líderes comunitários, imprensa e poder público dos municípios de Oriximiná e Terra Santa. A reunião foi uma prévia para as audiências públicas que são coordenadas pelo Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Naturais Renováveis (Ibama), órgão responsável pela concessão da licença para operação da MRN, tendo em vista que a empresa está instalada na Floresta Nacional Saracá-Taquera, uma Unidade de Conservação Federal.

Com a entrada em operação dessas novas minas nesses seis platôs, a capacidade produtiva da MRN não será alterada, pois essas novas minas substituirão as que estão em processo de exaustão, e a empresa continuará produzindo e embarcando a marca de 18 Mt de bauxita, nos próximos cinco anos. A reserva dos seis platôs está bloqueada quantitativamente, atingindo um

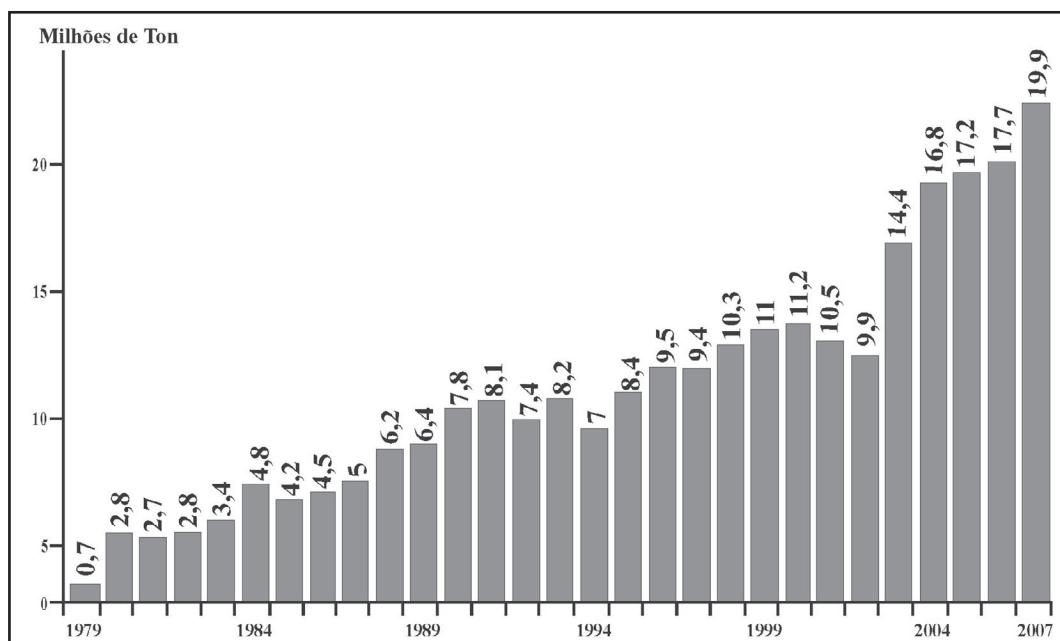


Figura 5.8 - Série histórica da produção de bauxita metalúrgica no estado do Pará. Fonte: DNPM (2008).

volume de 256,5 Mt de bauxita, que será lavrada até o ano de 2025. Parte dessas reservas se encontra no subsolo de Terra Santa, município vizinho a Oriximiná, onde a MRN opera há 28 anos. Com isso, o município de Terra Santa adquire o direito legal de receber o recolhimento dos impostos, incluindo a CFEM. No ano de 2007, a MRN recolheu R\$ 30 milhões em CFEM ao DNPM, responsável pela distribuição dos recursos. Do total recolhido, 65% foram destinados ao Município, 23% ao estado e os 12% restantes à União.

Atualmente, a MRN gera quase 11 mil empregos diretos e indiretos, sendo que o quadro funcional próprio da empresa é formado por 1.319 pessoas e desse total, 81,1% são originários do Pará, de cidades como Oriximiná, Santarém, Terra Santa, Óbidos, Belém e Alenquer.

Concedida a licença ambiental pelo Ibama, a MRN dará início às obras de infra-estrutura. Para operação do platô Bela Cruz, o primeiro dos seis a entrar em operação, será necessária a construção de uma estrada e de instalações de apoio à produção. Para as obras, a previsão é que sejam contratados 480 trabalhadores no início do projeto, chegando a 700 no pico das obras.

A MRN tem uma profunda responsabilidade ambiental em que o desmatamento nas áreas de mina é seqüenciado por um exemplar processo de revegetação com espécies nativas para recuperar, o mais próximo possível, as características da floresta original. A deposição de rejeitos em áreas mineradas, a partir de 1989, vem obedecendo a uma disposição de rejeitos em reservatórios construídos em áreas mineradas e reflorestamento com espécies nativas (Figura 5.9).

O Pará é o terceiro produtor mundial de bauxita, e evolui, celeremente, para ocupar uma posição de topo no *ranking* internacional. Até o final desta década, as minas já ativas ou a serem ativadas estarão produzindo cerca de 30 Mt, quase o dobro da marca atual. Ainda assim, essa expectativa de produção será volumetricamente insuficiente para atender ao nível de demanda projetada

e, certamente, novos projetos minerais bauxitíferos deverão ser desenvolvidos. Nesse contexto, a China continua sendo o mais importante cliente, e a princípio, as negociações sino-brasileiras que estavam restritas a operações de compra e venda (a Ásia comprou 40% do minério de ferro e pelotas vendidos pela Vale no ano de 2006), evoluíram para relações de natureza societárias, que aprofundaram e consolidaram uma forte parceria.

A nova mina de bauxita de Paragominas, localizada no nordeste do Pará, começou a operar em abril de 2007, tendo produzido 1,9 Mt nesse ano. A Vale detém participação acionária de 100% no empreendimento, tendo investido US\$ 352 milhões na sua fase inicial de produção comercial com capacidade de 5,4 Mt por ano. A bauxita desta mina possui teores médios de 50% de alumina aproveitável, 4% de sílica reativa, granulometria abaixo de 65# e umidade de 12% a 13%. A mina de Paragominas utiliza o método *strip mining* de extração e possui uma usina de beneficiamento que inclui moagem e um mineroduto com 244 km de extensão para o transporte da bauxita, na forma de polpa com 50% de sólidos, para a refinaria da Alunorte, em Barcarena.

A exploração do depósito de Paragominas, que deverá se constituir numa das maiores operações de bauxita do mundo, é considerada pela Vale como um marco estratégico na verticalização da cadeia produtiva do alumínio. Conforme a Vale, a mina de Paragominas e o crescimento da produção de bauxita em Trombetas viabilizaram a produção pela refinaria de Barcarena de 4,3 Mt de alumina em 2007, 8% acima do ano anterior, e cujo resultado representa um novo recorde de produção de alumina pela empresa.

A importância da bauxita de Paragominas para os planos da Vale na cadeia produtiva do alumínio tem valor estratégico, pois, além de abastecer a expansão da Alunorte para mais de 6 Mt anuais de alumina, as grandes reservas existentes no município de Paragominas foram fundamentais para o plano de implantação de uma segunda refinaria de alumina em





Figura 5.9 – Evolução do processo de reflorestamento da mina da MRN: (A) Ano de 1985; (B) Ano de 1997 e (C) Reservatórios de rejeitos implantados em áreas mineradas e reflorestadas. Fotos: Mineração Rio do Norte - MRN.

Barcarena. Esta segunda refinaria, em parceria com os noruegueses da Norsk Hydro, deverá ser, em sua etapa final, a maior do mundo. O investimento previsto na segunda fase da mina de Paragominas, que expandirá sua capacidade de produção para 9,9 Mt por ano de bauxita, está estimado em US\$ 196,1 milhões, estando a conclusão desse projeto previsto para o segundo trimestre de 2008. A primeira fase de Paragominas, com capacidade de produção de 5,4 Mt por ano, encontra-se atualmente em fase de produção, com seu escoamento através do mineroduto. Este, o primeiro no mundo para a movimentação de bauxita, está dimensionado para uma capacidade de produção de 14,4 Mt por ano, o que será alcançado na terceira fase de Paragominas.

Como futuro projeto mineiro bauxitífero, destaca-se o Projeto Juruti, localizado no município do mesmo nome, na porção noroeste do estado, a ser desenvolvido pela Alcoa/Omnia, com a instalação de uma unidade de extração e beneficiamento de bauxita no município, gerando mais de 4.300 empregos diretos e indiretos na fase de instalação. O projeto terá vida útil mínima de 45 anos. O modelo a ser adotado será o de “extração em faixas”, tecnologia adequada ao ecossistema amazônico. Há mais de quatro anos, são realizadas pesquisas para avaliar o potencial mineral do município, o que foi confirmado recentemente e justificou a instalação do Projeto Juruti. A Alcoa investirá R\$ 1 bilhão na extração, beneficiamento e transporte da bauxita, e o minério será retirado de cinco áreas (Platô Central, Central Sul, Mauari, Guaraná e Capiroanga). A mina deverá produzir 6 Mt de bauxita por ano e, no auge da operação, a extração será de 10 Mt/ano.

O levantamento do Centro Internacional de Negócios, da Federação das Indústrias do estado do Pará (FIEPA), mostra que um dos destaques na pauta de exportação de minerais é a alumina (produto intermediário entre a bauxita e o alumínio), produzida pela Alunorte. A produção paraense de alumina foi, em 2005, 2006 e 2007, respectivamente, de 2.570, 3.939 e 4.300 Mt, uma variação 2007/2005 de 67% (Figura 5.10). Enquanto em 2005 e 2006, a empresa comercializou, respectivamente, US\$ 1.090 milhão e 1.273 milhão, no ano de 2007, a comercialização do produto chegou a US\$ 1.400 milhões, uma variação 2007/2005 de cerca de 29% (Figura 5.10).

A Alunorte foi estabelecida em 1978, através de um acordo entre os governos do Brasil e do Japão, com a participação da então estatal CVRD. As operações começaram em julho de 1995, já que a implementação do projeto foi retardada em função de uma crise no mercado mundial. Atualmente, com capacidade de produção de 4,4 Mt de alumina por ano é a maior refinaria de alumina do mundo, em que mais de 80% da produção é exportada para os mercados europeu, americano e asiático. O restante é transportado por caminhões para abastecer a Albras, produtora de alumínio, vizinha à Alunorte, em Barcarena, e a Valesul, no Rio de Janeiro. Na composição acionária, a maior parte pertence às empresas Vale, com 57% e à norueguesa Norsk Hydro S.A, com 34%. O restante é dividido entre a Companhia Brasileira de Alumínio (CBA) com 4%, Nippon Amazon Aluminium Co (NAAC) com 2%, e Japan Alunorte Investment Co. (JAIC), Mitsui & Co. e Mitsubishi Co., todas com 1% de participação. Atualmente, além de

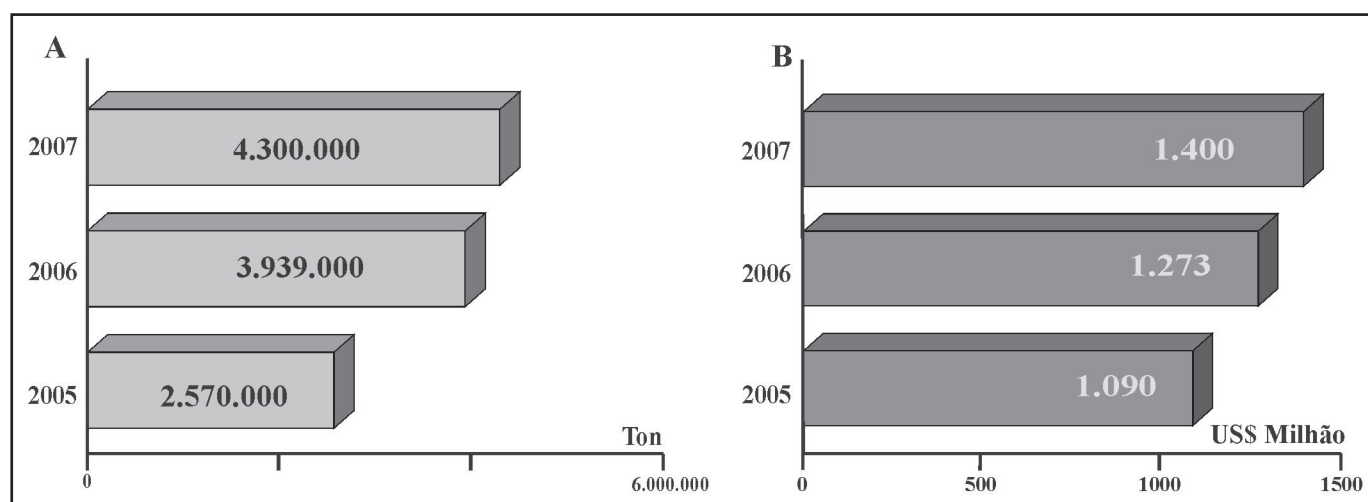


Figura 5.10 – Evolução da produção de alumina (A) e da comercialização de alumina (B) do estado do Pará. Fonte: DNPM/Ibram-Amazônia (2008).

gerar parte da energia que consome, a Alunorte também conta com o abastecimento da Hidrelétrica de Tucuruí.

A Alunorte se transformou, no ano de 2007, na maior empresa de alumina no mundo. Para que a sua capacidade de produção se elevasse de 2,5 milhões para 4,4 Mt por ano, a empresa precisou investir R\$ 2 bilhões em três anos. Em 2008, serão aplicados mais R\$ 2,2 bilhões, que colocarão a Alunorte num patamar com capacidade de produzir 6,3 Mt anuais de alumina. A empresa entrou em operação, em 1995, com capacidade para 1,1 Mt e terá em 13 anos, ampliado quase seis vezes essa capacidade. Em 2008, o investimento a ser realizado terá ultrapassado 2,7 bilhões de dólares, investimentos motivados pelos preços da alumina alcançados no mercado internacional, os quais duplicaram em relação à década de 80. A matéria-prima da alumina produzida pela Alunorte é a bauxita extraída das minas do Projeto Trombetas e de Paragominas. O minério de Porto Trombetas chega a Alunorte por meio de navios, e é desembarcado no Porto de Vila do Conde, em Barcarena. Na fábrica, a primeira etapa do processo é a moagem, na qual a bauxita é triturada e moída, seguida por uma digestão, na qual a alumina é dissolvida em soda cáustica e transformada em um líquido chamado licor rico. A terceira etapa do processo é a decantação, onde o licor é separado dos resíduos da bauxita, chamados de lama vermelha e são filtrados e lavados, evitando assim contaminações para o meio ambiente.

Em paralelo, a americana Alcoa, líder mundial do alumínio, está iniciando as providências para desenvolver uma mina de bauxita em Juruti para lavar 4 Mt de minério e, a partir dele, 2 Mt de alumina, com investimento de US\$ 1,4 bilhão.

Essas iniciativas no setor aluminífero denunciam que o estado do Pará se tornará o centro mundial na produção e comercialização de alumina, após um investimento combinado de todas as empresas do setor de cerca de US\$ 3,5 bilhões. Como em outras áreas da economia globalizada esse *boom* é resultante do ingresso vigoroso da China, que antes da década de 90 respondia por 5% da demanda mundial de alumina e, atualmente, absorve cerca de 20%, havendo uma projeção de demanda para cerca de 10 Mt para 2010.

Com relação ao alumínio, vale ressaltar que o futuro da indústria do metal no Brasil, atualmente o sexto

maior produtor mundial, está no Pará, onde estão hospedadas as grandes reservas de bauxita no país, da qual se extrai o metal, e cerca de 70% do potencial de geração de hidroenergia. Em realidade, a produção do alumínio está condicionada à oferta de energia, insumo cada vez mais escasso e caro no Brasil. Sem energia, e a preços competitivos, o país será um mero produtor de matéria-prima básica (bauxita) e semi-elaborada (alumina) para exportação, suprimindo regiões com oferta energética atrativa que vão abrigar as novas fundições do metal. O Brasil, dono da terceira maior reserva de bauxita do mundo, já foi considerado um local competitivo, com energia barata e matéria-prima disponível, para produzir o alumínio, como na década de 80.

O ano de 2006 representou uma onda crescente dos principais metais no mercado internacional, dentre os quais se destacou o alumínio, cuja média foi de US\$ 2.578/t. Para o ano de 2007, todos os indicadores apontam para a manutenção de um mercado aquecido, resultante da crescente demanda chinesa e dos demais países asiáticos.

O mercado de alumínio metálico movimenta no mundo inteiro 34 Mt, dos quais o Brasil contribui com cerca de 2 Mt. No segundo semestre de 2006, o mercado do alumínio ficou agitado com a decisão da Russian Aluminium (Rusal) em adquirir a Ural Aluminium (Sual), refinaria controlada pela suíça Glencore. Concretizada essas negociações, a nova gigante passaria a deter um portfólio de 4 Mt de alumínio e 11 Mt de alumina.

Dentro desse contexto, o Pará surge como uma região importante, por hospedar as maiores minas de bauxita do mundo, com produção de 17 Mt anuais, respondendo por cerca de 95% do total nacional. A Albras, produzindo cerca de 455.000 t de alumínio nos anos de 2006 e 2007, e comercializando, respectivamente, US\$ 1.104 milhões e US\$ 1.200 milhões (Figura 5.11), é posicionada como líder no *ranking* nacional. Por outro lado, é importante destacar que a ampliação da produção de alumínio metálico em solo paraense dependerá de oferta de energia, um de seus principais insumos. O Plano de Aceleração do Crescimento (PAC) do Governo Federal prevê a implantação da hidrelétrica de Belo Monte, que será estratégica para a manutenção da cadeia produtiva do alumínio.

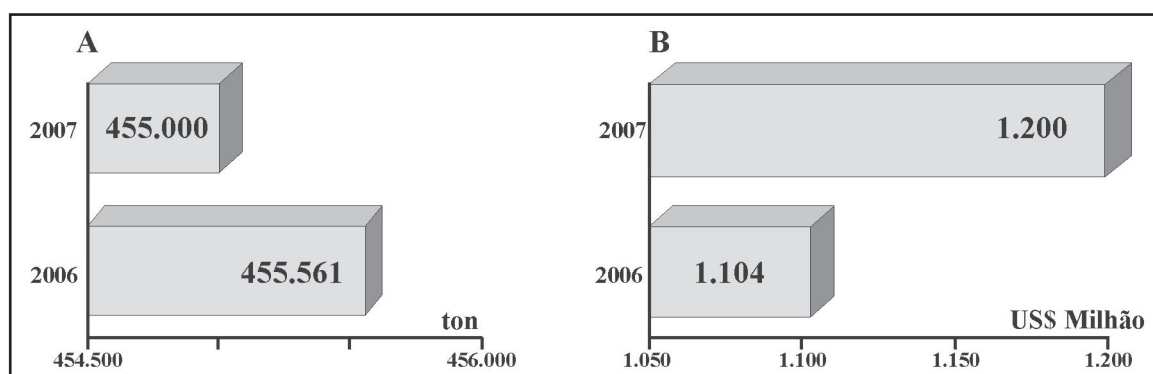


Figura 5.11 – Evolução da produção de alumínio (A) e o valor da comercialização de alumínio (B) no estado do Pará.  
Fonte: DNPM/Ibram-Amazônia (2008).

### 5.2.1.3 - Cobre e Ouro

No início dos anos 90, a equipe de exploração da então CVRD identificou, na Província Mineral de Carajás, mais de 100 anomalias magnéticas que revelaram a existência de calcopirita, o principal minério de cobre. A continuidade das pesquisas confirmou a existência de cinco depósitos de cobre: Sossego, Salobo, Cristalino, Alvo 118 e Alemão. O depósito de cobre do Sossego foi descoberto em 1997, com a construção da mina iniciada em 2002, e o primeiro embarque de minério em junho de 2004, o que representa um tempo recorde na implantação de um projeto de cobre, que inseri a Vale no mercado mundial deste minério. Da mina do Sossego, em junho de 2004, seguiram 16,5 mil toneladas de concentrado de cobre para a Alemanha e, em julho, mais 17 mil toneladas para o mercado interno, com uma forte evolução na sua produção nos anos subseqüentes de 2005, 2006 e 2007 (Figura 5.12).

A Vale possui contratos de longo-prazo com os principais *smelters* do mundo na Ásia, Europa e Brasil, e embarca cerca de 20 navios por ano de concentrado de cobre da mina do Sossego. A Usina do Sossego tem capacidade para produzir cerca de 140 mil toneladas de concentrado de cobre por ano, utilizando-se de uma planta convencional, que opera de acordo com um processo consolidado na indústria do cobre.

O cobre, produto em que o Brasil sempre ocupou posição secundária, ocupa cada vez mais destaque na

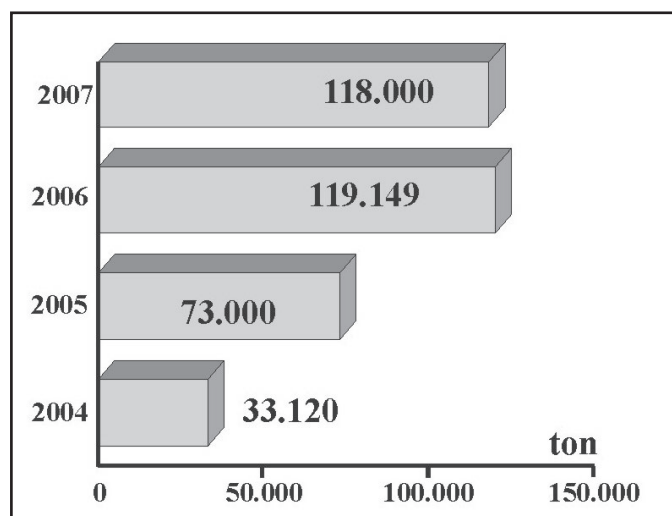


Figura 5.12 - Evolução da produção de concentrado de cobre na mina do Sossego, no município de Canaã dos Carajás.  
Fonte: DNPM (2008).

pauta de produção mineral do país, a partir da Província Mineral de Carajás. No plano de investimentos da Vale, o cobre terá o maior aumento de produção de metais de 2008 a 2012, com elevação prevista de 15,3% em cinco anos, para 592 mil toneladas. A Vale é responsável por aproximadamente 75% da produção brasileira de cobre, que saltou do 25º lugar no *ranking* mundial em 2001 para o 16º em 2006, devendo materializar um crescimento sempre contínuo, onde o ciclo do cobre paraense terá um destaque real. Será o ciclo do cobre do Pará que modificará a situação brasileira, que tinha um déficit de 500 mil toneladas de cobre em 2001 e, passará a condição de auto-suficiência cuprífera no ano de 2010.

O Sossego é o primeiro projeto de cobre da Vale e o único projeto *greenfield* no mundo que começou a operar no ano de 2004. Está localizado na região sul da Província Mineral de Carajás, no município de Canaã dos Carajás, sendo uma das mais competitivas minas do mundo e a maior do Brasil, e que marca a inversão da balança comercial brasileira na área do cobre. A Vale investiu US\$ 413 milhões no desenvolvimento do Sossego. Além dos dispêndios diretamente relacionados ao projeto, foram investidos R\$ 12 milhões no treinamento de mão de obra, e R\$ 39 milhões em diversas ações que trarão significativos benefícios para a população do município de Canaã dos Carajás. A Vale construiu um hospital com 40 leitos, escola para 700 estudantes, 100 km de rodovia pavimentadas e 20 km de ruas asfaltadas, além de redes de água e esgoto. Também foram construídas em Canaã dos Carajás uma casa de cultura, um quartel para a Polícia Militar do estado do Pará e uma delegacia de polícia. O Sossego constitui-se num exemplo de mineração moderna, refletindo o forte compromisso da Vale com a responsabilidade social corporativa.

O depósito do Sossego é composto por dois corpos, Sossego e Sequeirinho, com reservas provadas e prováveis de 244,7 Mt de minério de cobre. O teor de cobre é estimado em 1%, com aproximadamente 0,26 gramas de ouro por tonelada como subproduto. A mina do Sossego é formada por duas cavas principais. A cava do Sequeirinho, primeira minerada, atingirá cerca de 1.000 m de largura por 2.800 m de comprimento e profundidade de 450 m. A cava do Sossego, um pouco menor, terá em torno de 1.000 m por 800 m de diâmetro e até 350 m de profundidade.

A lavra na mina do Sossego é feita a céu aberto, em bancadas, com atividade de desmonte, carregamento e transporte de minério e de estéril. As áreas de operação

e infra-estrutura da mina desenvolvem suas atividades de acordo com quatro processos básicos: planejamento de lavra, com determinação da quantidade de minério a ser retirada para alimentar o britador primário; perfuração e desmonte da rocha; carregamento, com a utilização de escavadeiras e carregadeiras, e transporte até o britador primário. Após ser reduzido na estação de britagem primária, o minério segue por uma correia transportadora de 4 km de extensão até a usina, onde passa pelos processos de moagem e concentração.

Na usina, a polpa de minério passa pelos moinhos SAG (moagem semi-autógena) e vai para a etapa de ciclonagem, onde é classificada de acordo com o tamanho das partículas. Segue para tanques de 160 m<sup>3</sup>, onde a adição de alguns reagentes dá origem à etapa de flotação. Em seguida, inicia-se o processo de desaguamento, realizado no espessador. A maior parte da água é retirada e, posteriormente, passa por filtragem, onde o concentrado atinge a umidade ideal para seu transporte. Além da qualidade de seu minério, a mina do Sossego se beneficia da infra-estrutura desenvolvida pela Vale para produção e escoamento do minério de ferro, com destaque para a EFC e o Terminal Marítimo de Ponta da Madeira (TMPM). A mina está ligada ao TMPM por um eficiente sistema de transporte, que emprega o modal rodoviário – de Canaã dos Carajás até Parauapebas – e a EFC, com 890 km de extensão. O concentrado é embarcado no PPM.

Na região da mina do Sossego, a Vale construiu uma usina semi-industrial, a Usina Hidrometalúrgica de Carajás (UHC), em que a empresa produzirá catodos de cobre que, por meio de rota hidrometalúrgica, beneficiará o concentrado de cobre de Sossego, o que poderá ser estendido futuramente para os demais projetos de cobre na região.

O município de Canaã dos Carajás nasceu há apenas 13 anos, desmembrado de Parauapebas, a partir de um assentamento agrícola, é hoje um dos campeões em evolução do Produto Interno Bruto (PIB) entre os municípios brasileiros. Com aproximadamente 24 mil habitantes, a pequena Canaã dos Carajás ultrapassou 2.033 municípios em apenas dois anos, como mostra o estudo sobre a evolução do PIB dos municípios, divulgado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e pela Secretaria de Planejamento, Orçamento e Finanças do Pará. Canaã dos Carajás saiu da 2.457<sup>a</sup> posição em 2004 para a 424<sup>a</sup> em 2005, decorrente dos investimentos realizados no município pela Vale, que desde julho de 2004 opera o seu primeiro empreendimento de produção de cobre, na mina do Sossego, e investe na implantação de outros dois de cobre e um de níquel neste mesmo município.

No ano de 2002, o PIB do município de Canaã dos Carajás era de R\$ 43 milhões, tendo a sua economia centrada na pecuária e na agricultura. No ano seguinte, o PIB municipal já experimentava uma expressiva evolução, para R\$ 103 milhões, em razão do investimento da Vale na implantação do Projeto Sossego. A partir do ano de 2004, com o início das operações mineiras de cobre, o PIB de Canaã dos Carajás sofreu um incremento para R\$ 463 milhões, evoluindo para R\$ 628 milhões no ano de 2005, sendo o maior crescimento no PIB entre os 143 municípios paraenses. Mais do que isso, o empreendimento mineiro cuprífero foi o grande responsável pela variação positiva no aumento do PIB

*per capita* do município. Canaã do Carajás apresentava em 2002, um PIB *per capita* de R\$ 3.621, passando para R\$ 8.302 em 2003, evoluindo para R\$ 35.593 em 2004 e para R\$ 46.854 em 2005, ano em que passou a ocupar o primeiro lugar entre os municípios paraenses. Para efeito comparativo, vale acrescentar que a capital do estado, Belém, ocupa apenas o 13<sup>o</sup> lugar neste *ranking*, com um PIB *per capita* de somente R\$ 8.022. Em Canaã dos Carajás, onde estão as bases de pelo menos quatro empreendimentos minerais da Vale (Sossego, UHC e o Alvo 118, na área do cobre, e o níquel do Vermelho), a empresa tem efetuado pesado investimento no município superior a R\$ 161 milhões, sendo R\$ 97 milhões na construção da estrada que liga o município de Canaã a Parauapebas e mais de R\$ 64 milhões nas áreas de infra-estrutura, educação, cultura, saúde, desenvolvimento econômico, segurança e construção de equipamentos institucionais privados. O município elaborou um Plano Diretor Participativo, conduzido pela Prefeitura e pela Câmara Municipal, com o apoio da Vale, preocupado em mitigar os impactos negativos provocados pelo fluxo migratório de pessoas em busca de oportunidades. Esse fluxo deverá aumentar nos próximos anos, em paralelo ao crescimento do PIB municipal, tendo em vista que no ano de 2008 deverá entrar em operação a UHC, com um investimento de US\$ 58 milhões. Situada próxima a localização do Projeto Sossego, a UHC testará uma nova opção metodológica em escala industrial, para o processamento de minérios de cobre com características físicas e químicas de maior complexidade, possibilitando a produção direta de 10 mil toneladas de catodos de cobre por ano. O sucesso na operação da UHC implicará na utilização dessa rota hidrometalúrgica para viabilizar o maior empreendimento de cobre da Vale em Carajás, o Projeto Salobo, culminando com o *downstream* da cadeia produtiva de cobre, ampliando a sua verticalização para o estágio terciário da economia.

A Vale, através de seus cinco projetos de cobre no Pará (Sossego, Alvo 118, Alemão, Cristalino e Salobo), pretende até 2011 produzir cerca de 650 mil toneladas de cobre no País, o que poderá tornar o Brasil, juntamente com outros projetos das empresas Mineração Caraíba, Mineração Maracá e Caraíba Metais, auto-suficiente e exportador do metal. Novos projetos minerais poderão ocorrer em vários estados do País, em função das pesquisas em andamento realizadas principalmente pela Vale, Codelco, Noranda/Falconbridge, Phelps Dodge e Gold Fields.

Em síntese, vale destacar que além do Projeto Sossego, em Canaã dos Carajás, que iniciou a operação de lavra e concentração de cobre em julho de 2004, almejando à produção de 140 mil t/ano de concentrado de Cu e 3,5 t/ano Au contido, existem outros projetos previstos no portfólio da Vale, na construção do ciclo do cobre paraense. Dessa forma, destacam-se em Carajás, o Corpo 118, objetivando a produção de 36 mil t/ano de catodo de cobre, com desenvolvimento previsto para 2008, absorvendo um investimento total estimado de US\$ 232 milhões; o Cristalino, almeja a produção de 90mil t/ano Cu contido de concentrado e 1,8 t/ano Au, com previsão de operação de lavra para até 2010; o Alemão, visa a produção de 155 mil t/ano Cu contido e 8,4t/ano Au contido de concentrado, com implantação prevista para 2007; e em Marabá, o Salobo (Salobo

Metals/Vale), que vislumbra a produção por processo hidrometalúrgico de 200 mil t/ano de catodo de cobre, 5,0 t/ano Au contido, além de prata e molibdênio, com início operacional previsto para ocorrer até 2010.

Com relação à produção de ouro no espaço paraense, merece destaque relevante a produção aurífera originária da atividade garimpeira fortemente espalhada na geografia paraense, porém, centrada na região do Tapajós, onde a produção aurífera empresarial é praticamente insignificante quando comparada com a produção histórica e tradicional dos garimpos

A região do Tapajós há muitos anos é reconhecida como a maior produtora de ouro do país por processos de garimpagem, e também a de maior área contínua mineralizada da América do Sul, correspondendo a mais de 100.000 km<sup>2</sup>. Historicamente, desde a descoberta da primeira ocorrência no final da década de 50, esta produção está estimada em mais de 600 t bem superior aos dados oficiais registrados pela Secretaria da Receita Federal, de cerca de 200 t. Na região existem mais de 2.000 pontos de ocorrência de ouro registrados e mais de 300 pistas de pouso que servem de apoio a esta atividade mineral.

Atualmente, a produção aurífera é resultado da extração de jazimentos aluvionares (em fase de exaustão) e primários (em fase de expansão) e, embora a região sofra um declínio da atividade garimpeira ao longo dos últimos anos, continua sendo a região de maior representatividade na economia da mesoregião tapajônica.

A produção de ouro no Pará apresentou um crescimento de 51% no ano de 2007, atingindo 4,4 t, contra 2,9 t em 2006. Os garimpos espalhados no espaço paraense responderam por 80% da produção, em que o município de Itaituba, na região do Tapajós, contribuiu com 63%. A produção industrial, no estado, é atualmente representada pela Serabi Mineração, que produziu no ano de 2007, 0,9 t de ouro, com uma participação de 20,5% na produção estadual. A produção aurífera do estado em 2007 foi comercializada pelo valor de R\$ 168 milhões, um valor 68% superior em relação ao ano de 2006.

A rigor, as altas concentrações auríferas na região do Tapajós, provocam vantagens comparativas e competitivas para inversões financeiras no setor aurífero regional, que resultaram na circulação de várias empresas de mineração transnacionais, que colocaram a região na geografia dos seus investimentos, objetivando desenvolver e lavrar minas de ouro. O forte declínio no preço internacional da *commodity* provocou uma evasão desses investimentos em meados da década de 90, os quais retornam, atualmente (as empresas estão em fase de exploração desde 2005 e continuam em 2008), por decorrência dessas vantagens e da retomada na elevação na cotação do preço do ouro no mercado externo.

A forte mineralização aurífera ocorrente na região tapajônica representa o grande capital mineral da região, disponível para ser transformado em outras formas de capital, como o capital humano, o social e o físico, além, dos recursos financeiros gerados pelo valor de suas comercializações. Nesse sentido, pode-se considerar a produção aurífera do Tapajós, como uma riqueza no conjunto do capital natural da região pela potencialidade de criar bem-estar, se esses recursos

forem avaliados quantitativamente e economicamente, se forem desenvolvidos e minerados, de forma a proteger, adequadamente, a qualidade ambiental e os padrões culturais e sociais das comunidades afetadas pela atividade minerária extrativa. No sentido econômico, a riqueza precisa ser criada, pelo fator mineração, uma atividade econômica e produtiva, de competência da iniciativa privada, a qual necessita de pré-requisitos para o desafio dessa criação da riqueza numa área tão remota como o interflúvio Tapajós-Jamanxim. O primeiro pré-requisito consiste num *mix* de políticas das esferas federal e estadual que sirvam como atrativos para os investimentos nas fases de exploração e exploração. A tomada de decisões pelas empresas de mineração nacionais e transnacionais, é governada, predominantemente, pelas considerações de retorno dos riscos dos investimentos. Certamente, a estabilidade macroeconômica, a disponibilidade e o acesso à informação da geologia básica, tributação justa e competitiva internacionalmente, legislação minerária sólida e moderna, capital infra-estrutural e, principalmente, a estrutura regulatória e a garantia e a segurança da posse e do acesso ao subsolo, são os fatores decisivos e determinantes na tomada de decisões para investimentos na região. Se não for assim, os recursos auríferos permanecerão dormitando no subsolo, conservados integralmente *in situ*, sendo, simplesmente, riquezas potenciais, não contribuindo para o desenvolvimento sustentável regional ou local. Nesse contexto de atratividade mineral para investimentos em exploração e exploração, tem papel fundamental, a CPRM, na geração de informações geológicas básicas e, o DNPM, na sua ação cartorária de disponibilizar áreas e conceder os títulos minerários aos requerentes físicos e/ou jurídicos da região tapajônica.

Por força de um substrato geológico de alta fertilidade aurífera, que marca a vocação mineral do subsolo regional, a atividade garimpeira no Tapajós, expande geograficamente a sua operação para a área mais a sul, em direção ao vizinho estado do Mato Grosso (município de Alta Floresta), onde já existe um considerável intercâmbio comercial. A construção da rodovia Transgarimpeira, na década de 80, por indução do MME, facilitou o acesso àquele estado, o qual passou, então, a absorver uma parcela crescente da comercialização do ouro produzido na região do Tapajós. Por decorrência desse acesso, o estado do Mato Grosso passou a abastecer e ofertar mantimentos, bens e serviços, enfraquecendo e declinando as relações comerciais dos produtores com Santarém e Itaituba, no Pará. Ao longo do processo histórico de produção de ouro na região do Tapajós, merece destaque, além da construção da rodovia Transgarimpeira, a criação, em 1984, da Reserva Garimpeira, uma área de 28.725 km<sup>2</sup> destinada à extração manual de minerais considerados garimpáveis, como um reconhecimento do Governo Federal à tradição, à história e à população ativa e produtiva da área interfluvial Tapajós-Jamanxim.

As últimas notícias envolvendo a impopularidade do presidente norte-americano em face da ocupação do Iraque, e o programa nuclear do Irã, provocaram uma forte curva de ascensão na cotação internacional do ouro, colocando o estado do Pará na rota de novos focos potenciais para pesquisa e exploração de depósitos primários filonianos de ouro. O estado do Pará tem

uma produção garimpeira histórica e uma produção empresarial ocasional de ouro (Figura 5.13), sendo a principal região produtora representada pelos garimpos do Tapajós.

Observa-se ao longo da série histórica, um forte declínio na produção a partir do ano de 2003, como consequência da exaustão do ouro empresarial da mina do Igarapé Bahia, da Vale, na Serra dos Carajás.

A ascensão do preço do ouro no mercado internacional provoca a mobilização de uma série de pequenas empresas, as denominadas de *junior companies* que priorizam suas pesquisas em busca do metal, como acontece, no presente, na região do Tapajós, onde já atuam cerca de uma dezena dessas empresas, como a Brazmin, a Brazauro, a CRC, a Verena, a Amerix, a Magellan, a Tiger, a Altoro e a Serabi. Esta última, de origem australiana, com um empreendimento mineiro exitoso, a partir do garimpo do Palito, transformado em mina, já tendo bloqueado reservas estimadas da ordem de 40 t e produzindo, ininterruptamente ouro em barras (Figura 5.14).

Após uma série de estudos e avaliações em mais de doze oportunidades, a Serabi Mineração adquiriu tanto os direitos minerários como superficiais do garimpo do Palito para criar e empresariar o Projeto Palito no fim de 2001. Em 2003, a empresa deu início ao desenvolvimento de uma mina subterrânea, e ao mesmo tempo, recuperou cerca de 3.000 onças de Au, a partir do retratamento do rejeito do garimpo, construindo uma nova planta do tipo *carbon-in-pulp*. Durante o ano de 2004, a planta foi modificada para adaptá-la a tratar minério sulfetado (circuito de britagem e flotação) e completando-se a sua expansão para uma produção anualizada projetada de 50.000 onças em 2006, e uma ampliação para 65.000 onças em 2007. A mineração subterrânea está programada para atingir uma produção de 300 t/d de minério no ano de 2006, e com planos subseqüentes de expansão. A partir do ano de 2006, com a expansão da produção, os custos



Figura 5.14 - As barras de ouro produzidas pela Serabi Mineração, a partir da lavra mineral em operação na Mina do Palito. Foto: Serabi Mineração.

operacionais terão um comportamento declinante, devendo se estabilizar em torno de US\$170 por onça de Au.

Jorge João *et al.* (no prelo) em trabalhos geológicos e de economia mineral na área do Projeto ZEE BR-163 Sustentável, para o Ministério da Integração Nacional, estabeleceram e individualizaram uma Geozona Aurífera Tapajós-Jamanxim, a qual representa um corredor geológico com uma larga diversidade de litologias, sobre as quais se implantou um sistema deformacional em regime de cisalhamento dúctil e rútil, responsável pela remobilização e reconcentração econômica de ouro. Essa vasta e intensa mineralização aurífera vêm sendo extraída e comercializada, via garimpagem, ao longo dos últimos 50 anos, envolvendo uma população ativa variável, ao longo do tempo, de 30.000 a 100.000 pessoas, altamente dependentes dessa atividade produtiva. Atualmente, as várias empresas de mineração

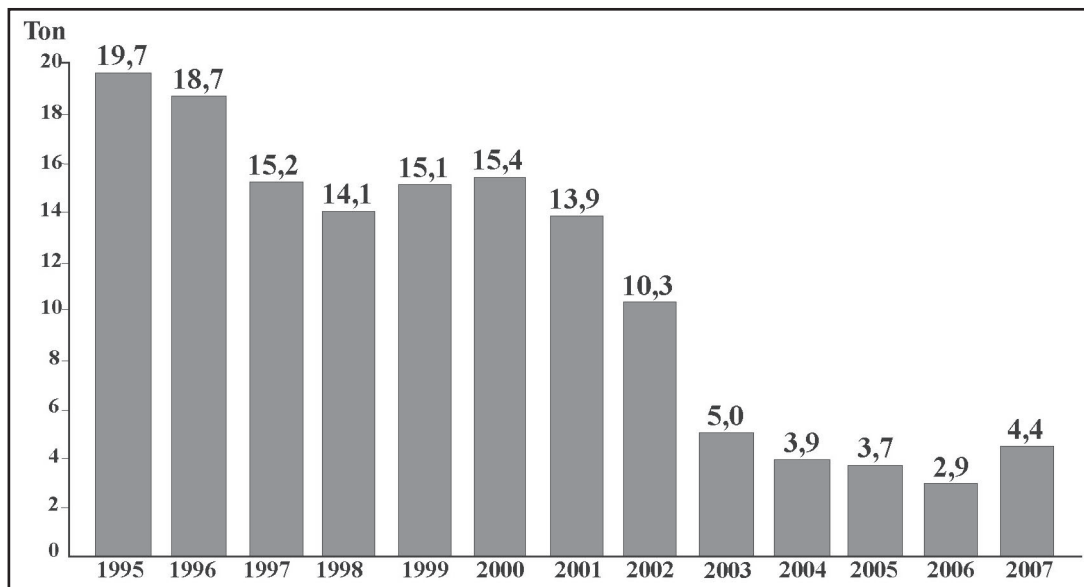


Figura 5.13 - Produção histórica (garimpos e empresas) de ouro no estado do Pará. Ao longo da série histórica, tiveram participação destacada na produção, as minas do Igarapé Bahia (Vale, fechada em 2002) e do Palito (Serabi Mineração, aberta em 2005) e os garimpos da região do Tapajós. Fonte: Banco Central/SRF/ITB/STM/EQDA/TEM/DNPM/PA.

de capital estrangeiro atuam na região em fase de exploração mineral, tendo avaliado, estimativamente, uma reserva de no mínimo 200 t de ouro. As empresas de mineração, no seu conjunto, já investiram cerca de R\$ 44 milhões, no ano de 2005, destinaram à região mais de R\$ 60 milhões, no ano de 2006, e repetiram esse valor em novas inversões financeiras no ano de 2007, tendo em vista, os resultados animadores obtidos em 2005 e as perspectivas de novas parcerias ou associações entre as empresas e os donos de garimpos.

#### 5.2.1.4 - Ferro Gusa e Silício Metálico

As siderúrgicas do Pólo Carajás - 15 indústrias ao todo, sendo 8 no Pará e 7 no Maranhão - são responsáveis, atualmente, por mais de 60% das exportações brasileiras de ferro-gusa, o principal insumo na indústria do aço. No ano de 2006, segundo a Associação das Siderúrgicas de Carajás (Asica), foram comercializadas para o exterior mais de 3,5 Mt, contribuindo para o orçamento cambial do país com divisas superiores a um bilhão de dólares. Os principais clientes do ferro-gusa brasileiro, no ano de 2006, foram os Estados Unidos, Japão, China, Taiwan, Coreia do Sul, Itália e Espanha.

O estado do Pará responde por aproximadamente um quarto de toda a produção de ferro gusa do Brasil, que é um dos principais itens do comércio exterior paraense, ocupando a quinta colocação na pauta de exportações do estado. No ano de 2006, as vendas paraenses de ferro-gusa para o mercado externo totalizaram 1,8 Mt e receita de US\$ 481 milhões, com uma variação positiva de 36% em relação ao ano anterior. No ano de 2007, foram comercializadas 1,7 Mt com uma receita de US\$ 550 milhões (Figura 5.15). Segundo a Asica, são mais de R\$ 200 milhões em salários, contribuições sociais e impostos recolhidos por ano aos cofres do Governo Federal, dos estados e dos municípios da região, respondendo as usinas do Pólo Carajás pela geração de 35 mil empregos, diretos e indiretos.

Na década de 80, as primeiras guseiras se instalaram no Maranhão e no Pará, estimuladas pelo Programa Grande Carajás. Na década de 90, com a expansão da demanda energética, as usinas de ferro gusa avançaram em torno da EFC, entre o Pará e o Maranhão. O carvão vegetal é utilizado pelas usinas para o aquecimento dos fornos que derretem o minério de ferro e para a fixação do carbono no ferro gusa. O controle exercido pelo Ibama e pelo Ministério Público tem exercido forte pressão sobre a matriz energética do setor siderúrgico da região.

As oito siderúrgicas instaladas no Distrito Industrial de Marabá são representadas pela Cosipar, EFC, IP, Sidepar, Simara, TNM, Usimar, Sidenorte. Além destas, estão previstas duas empresas para começar a operar alto forno no ano de 2008, a Da Terra Siderúrgica e Marabá Gusa Ltda (Maragusa), fortemente atraídas pela cotação do produto no mercado internacional.

No Pará, uma das guseiras mais importantes é representada pelo Grupo Cosipar, que iniciou com a Usimar. A Cosipar é responsável pela geração de 670 empregos diretos e cerca de 3000 empregos indiretos. Atualmente, a Cosipar possui cinco altos fornos em funcionamento e uma produção de 540 mil toneladas por ano de ferro gusa. O Grupo Cosipar nasceu com o estímulo do Programa Grande Carajás, Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (Sudam), e da Vale, que incentivavam a criação de um pólo produtor de ferro gusa no norte do Brasil. A usina iniciou a produção em 1986, com um alto forno com capacidade de produção anual de 84 mil toneladas, sendo pioneira na produção de ferro gusa na região, e responsável pelo primeiro embarque de 10.850 toneladas de produto no PPM, no Maranhão, em setembro de 1988. Em 2003, a Cosipar iniciou sua implantação no município de Barcarena, um complexo integrado de siderurgia e atividades correlacionadas, compreendendo unidades de produção de ferro gusa, produção de aço, operação portuária, transporte e logística, fertilizantes e aglomerantes, beneficiamento de produtos metálicos e reflorestamento. Sua produção é destinada principalmente ao mercado externo. A Cosipar, que é a maior exportadora de ferro-gusa do Brasil, recebeu recentemente o troféu da Ordem do Mérito Florestal 2006, concedido pela Associação de Reposição e Fomento Florestal do Tocantins. A questão é que, embora localizada em território paraense, a siderúrgica possui a maior parte de seus projetos de manejo florestal localizada no estado vizinho, como fonte da matéria prima necessária para a produção do carvão vegetal para alimentar seus altos fornos.

Em 2007, o Ibama elaborou um relatório sobre o uso de carvão por 12 siderúrgicas em funcionamento no Pará e Maranhão, que processam a hematita extraída do Pólo Carajás. Segundo o relatório, oito siderúrgicas não praticam a reposição florestal, utilizam carvão de procedência ilegal e duvidosa, e a demanda declarada não é compatível com o consumo denunciado. O parque guseiro instalado ao longo da Estrada de Ferro Carajás está em processo de expansão produtiva, motivado pela grande oferta de matéria prima florestal para a

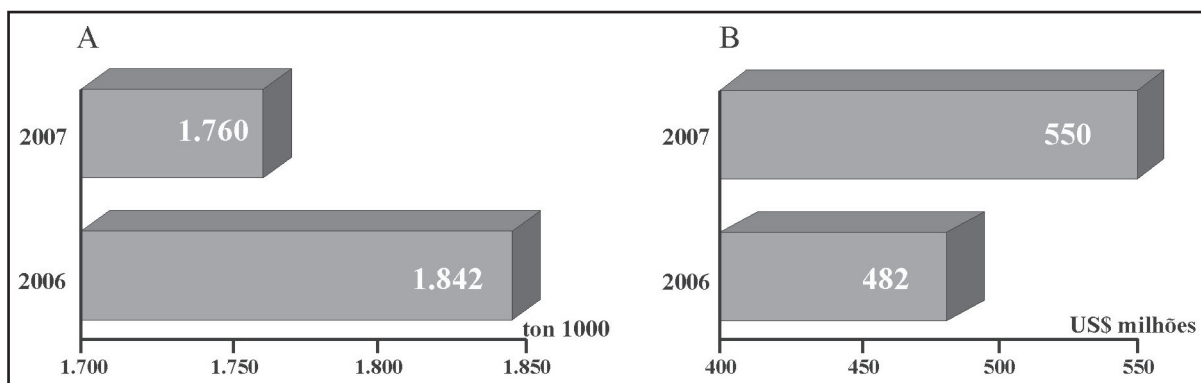


Figura 5.15 - (A) Produção paraense de ferro gusa, e (B) valor da produção paraense de ferro gusa nos anos de 2006 e 2007, a partir das 15 siderúrgicas do Pólo Carajás. Fonte: Ibram-Amazônia (2008).

produção de carvão e, pela proximidade com a mina ferrífera de Carajás. Em adição, existe a facilidade de infra-estrutura ferroviária pela EFC, que favorece o transporte de toda a produção de ferro gusa para exportação pelo PPM.

O setor guseiro está enfrentando uma séria crise, com ações do Ibama e da Secretaria do Meio Ambiente decorrente de denúncias de uso de carvão vegetal produzido de maneira ilegal, a partir da floresta nativa, por carvoarias acusadas inclusive de prática de trabalho escravo. Recentemente, os Estados Unidos ingressaram na Organização Mundial do Comércio com uma ação por *dumping* ambiental contra os produtores de ferro gusa de Carajás. As produtoras de ferro gusa no Pará, juntas produzem em torno de 1,8 Mt anuais e respondem por 25% da produção brasileira. De acordo com o Sindicato das Indústrias de Ferro Gusa do Estado do Pará, essas guseiras possuem atualmente uma área reflorestada de 60 mil ha, com planos de reflorestar mais 96 mil ha até 2015.

Os últimos estudos sobre a produção de carvão no Pará revelam a sua destinação para a alimentação das 14 indústrias siderúrgicas situadas ao longo da EFC, das quais oito são estabelecidas em Marabá, no Pará, e sete em Açailândia, no Maranhão. A produção de carvão paraense abastece atualmente 37 fornos dessas siderúrgicas, e mais 6 altos fornos que estão em fase de construção. Cada alto forno produz mensalmente cerca de 10 mil toneladas de ferro gusa, o que perfaz uma produção de 370.000 t por mês. Considerando-se que cada tonelada de ferro gusa absorve em média 2,7 m<sup>3</sup> de carvão vegetal, o consumo total durante um mês é de praticamente um milhão de metros cúbicos do produto.

Além das guseiras instaladas ao longo da EFC, a Vale está realizando um dos maiores investimentos nessa área para a implantação, em Marabá, da FGC, em parceria com a Nucor, a maior siderúrgica dos Estados Unidos. Trata-se de um investimento de US\$ 80 milhões para a produção estimada de 380 mil toneladas anuais de ferro gusa, a partir do ano de 2008. Tendo em vista as questões ambientais, a Vale declara que a produção do carvão vegetal que abastecerá a FGC será toda ela obtida na floresta renovável de eucalipto da Celmar, no Maranhão, onde a Vale é proprietária de 35 mil ha de floresta plantada.

Com relação ao silício metálico, a Camargo Corrêa Metais (CCM) implantou o Projeto Silício no município de Breu Branco, no Pará, com investimentos de US\$ 120 milhões para a produção de silício metálico, utilizando uma mão de obra de cerca de 340 pessoas.

Na década de 80, quando o Governo Federal criou o Programa Grande Carajás, incentivou a instalação de empresas sidero-metalúrgicas na sua área de abrangência, que se dedicassem à produção de ferro gusa, ferro ligas e silício metálico, chegando a autorizar a concessão de benefícios para a implantação de 22 empresas. Aproveitando as jazidas de quartzo descobertas durante a construção da Hidrelétrica de Tucuruí, e motivada pela política de incentivos fiscais do Programa Grande Carajás, a Construtora Camargo Corrêa, que participou da construção da hidrelétrica, criou a CCM.

A CCM, fundada em 1983 e operando na região a partir do ano de 1988, é uma das maiores produtoras do Brasil de silício-metálico e sílica fumê, matérias primas utilizadas nas indústrias de eletrônicos, química, metalurgia, cimento e refratários. A empresa possui em sua unidade de produção, quatro fornos, que em 2006 produziram 35 mil toneladas de silício metálico, cerca de 20% da produção nacional, com faturamento de US\$ 47 milhões, tendo a empresa produzido e comercializado no ano de 2007, iguais valores (Figura 5.16). Assim, nos anos de 2006 e 2007, a CCM exportou, principalmente para Europa, o equivalente a US\$ 47 milhões em silício metálico (35 mil toneladas), um aumento de 28,13% em relação ao valor exportado em 2005, de US\$ 36,7 milhões. A CCM concretizou, em janeiro de 2007, a venda de sua unidade produtora de silício metálico para a Globe Specialty Metals Inc. (GSM), dos Estados Unidos, fabricante de silício metálico e ligas de silício metálico. Por decorrência, a CCM passou a ser denominada de Globe Metais S.A., numa operação que envolveu a cifra de R\$ 85 milhões. Com o acordo, a Globe Metais S.A. assumiu todos os ativos da CCM, incluindo a planta de fundição e duas reservas florestais totalizando 45 mil ha, nas quais a empresa vinha desenvolvendo um programa de manejo florestal.

A GSM dispõe de um conjunto de fatores que coloca a empresa numa posição única na indústria de silício metálico: (1) as minas de quartzo na região possuem reservas para mais de 40 anos, assegurando fornecimento próprio e contínuo para a principal matéria prima na fabricação do silício metálico; (2) as áreas florestais constituem fontes ecologicamente corretas de redutores pela utilização das mais avançadas técnicas de reflorestamento e manejo florestal sustentável; (3) a energia elétrica provém da vizinha Hidrelétrica de Tucuruí, com 8,4 gigawatts, a quinta maior do mundo e (4) a localização da fábrica, próxima ao porto de Belém, facilita o acesso aos principais mercados do mundo.

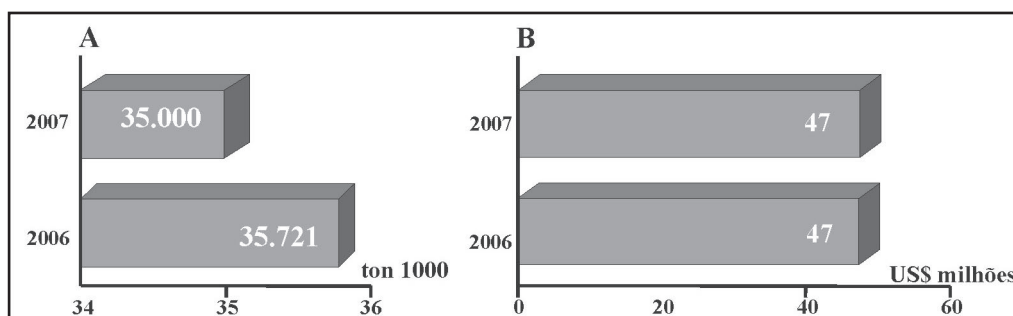


Figura 5.16 - Produção de silício metálico (A) e valor da produção de silício metálico (B) no estado do Pará, nos anos de 2006 e 2007. Fonte: Ibram-Amazônia/DNPM (2008).



## 5.2.2 - Minerais Não-Metálicos

### 5.2.2.1 - Caulim e Calcário

As reservas mundiais de caulim são consideradas abundantes e com uma larga distribuição em termos geográficos, concentradas essencialmente em apenas 4 países, que detêm cerca de 95% de um total estimado de aproximadamente 14,2 bilhões de toneladas. Os Estados Unidos detêm 53%, o Brasil contribui com 28%, a Ucrânia tem uma participação de 7% e a Índia responde por 7% das reservas mundiais conhecidas. As reservas brasileiras de caulim atingiram, em 2000, um total em torno de 4 bilhões de toneladas, das quais 2,2 bilhões são medidas. Os estados do Amazonas, Pará e Amapá têm maior destaque, participando, respectivamente, com 63,4%, 18,9% e 8,9% do total das reservas brasileiras. Os depósitos de caulim atualmente conhecidos nesses estados são do tipo sedimentar, caracterizando-se por grandes reservas e com propriedades para diversas aplicações industriais, principalmente em revestimentos de papel e tintas.

O nordeste do estado do Pará, na região do rio Capim, destaca-se nacionalmente por suas grandes reservas de caulim para cobertura de papel. Essa região está localizada entre a rodovia federal Belém-Brasília (trecho entre Ipixuna do Pará e Mãe do Rio) e o médio curso do rio Capim. O minério caulínico puro minerado é sobreposto por um nível caulínico mais ferruginoso e por sedimentos argilo-arenosos da Formação Barreiras, e está contido no contexto da Formação Ipixuna. Atualmente, o caulim do rio Capim está sendo industrializado pelas empresas IRCC e PPSA.

Vinculada a uma multinacional francesa, a IRCC é a líder nacional na produção de caulim. De acordo com os dados mais recentes (Ibram/Amazônia 2008), referentes ao ano de 2007, a empresa foi responsável por 40% da produção brasileira, com 955 mil toneladas de caulim beneficiado no ano. Em 1996 a empresa iniciou sua operação com uma capacidade de produção instalada de 250 mil toneladas anuais de caulim. Após a realização de quatro expansões, a empresa assumiu a liderança na produção de caulim, com quase um milhão de toneladas.

Em meados de 2007, 350 mil litros de rejeitos de caulim vazaram de uma das bacias de contenção da empresa, que atingiu os igarapés Curuperé e Dendê, afluentes do rio Pará, impactando 500 famílias de Vila do Conde, das quais 33 chegaram a ser transferidas de suas casas pela Defesa Civil. Em 2006, já havia acontecido um vazamento de caulim, mas sem maiores danos ambientais. O último acidente com vazamento de rejeitos aconteceu no momento em que a empresa investia US\$ 200 milhões para concluir a sua quinta expansão produtiva para 1,5 Mt, reforçando a sua posição de liderança no setor de caulim com aproximadamente 95% da sua produção total sendo exportada para a Europa, Estados Unidos e Ásia.

Extraído no município de Ipixuna do Pará, a 158 km de Barcarena, o caulim chega à planta de beneficiamento por um mineroduto com 14 polegadas de diâmetro e numa vazão de 350 m<sup>3</sup>/h. Depois de industrializado, o produto segue para o porto, onde é embarcado para clientes nacionais e estrangeiros. A fração de minério não aproveitada no processo segue para a bacia onde é decantado e tratado. A maior parte da água, depois de tratada, retorna ao processo e uma pequena parte

retorna ao seu fluxo natural dentro dos parâmetros legais.

A IRCC está produzindo em torno de 1 Mt/ano de caulim, proveniente da sua mina (Figura 5.17) no município de Ipixuna do Pará, onde existem três plantas de beneficiamento de caulim. Em Barcarena, além da IRCC, o município hospeda a planta da PPSA, e em Monte Dourado, no rio Jari, localiza-se a planta da Cadam, estas duas últimas controladas pela Vale.



Figura 5.17 - Visão panorâmica do depósito caulínico em lavra, no município de Ipixuna do Pará, pertencente a IRCC Rio Capim Caulim (IRCC), que é a maior produtora de caulim do País.

A produção de caulim no Pará iniciou no ano de 1996 com um volume de 85.529 toneladas, e desde então vem mostrando uma produção anual sempre crescente, atingindo no ano de 2007 uma tonelagem de 1.669.000, total obtido pela operação mineira conjunta da IRCC e da PPSA (Figura 5.18). No ano de 2007, o estado do Pará exportou o equivalente a US\$ 242 milhões em caulim, um aumento de 7,5% em relação ao ano de 2006 (Figura 5.19). Com as obras de ampliação, nas quais estão trabalhando 750 pessoas, a IRCC, passará a produzir 1,5 Mt anuais, fortemente motivada por uma corrida pelo caulim paraense, marcado por sua excepcional qualidade e teor.

A PPSA é suportada por jazidas de caulim de classe mundial em termos de qualidade, tamanho e flexibilidade, localizadas na bacia do rio Capim. A PPSA opera com uma mina no município de Ipixuna do Pará, e uma planta industrial no município de Barcarena. Atualmente, cerca de 5% da produção da empresa é destinada à fabricação de tintas e o restante comercializado para aplicação como revestimento de papel, sendo considerados pela indústria papelreira mundial como produtos *premium* do segmento. O caulim de qualidade superior confere ao papel excelentes propriedades de impressão devido a suas características de brilho e alvura. A empresa foi fundada no ano de 1996, tendo iniciado suas operações no mesmo ano. A mina de Ipixuna do Pará tem uma área total de 32,5 ha, incorpora 320 empregados e está estruturada numa composição acionária em que a Vale participa com 82%, a Mitsubishi com 13,8%, e a IFC com 4%. A capacidade nominal da planta é de 600.000 t/ano e a empresa dispõe de um sistema de transporte para a planta industrial de beneficiamento, através de um mineroduto entre Ipixuna do Pará e Barcarena, com 180 km de extensão. A produção da PPSA tem um

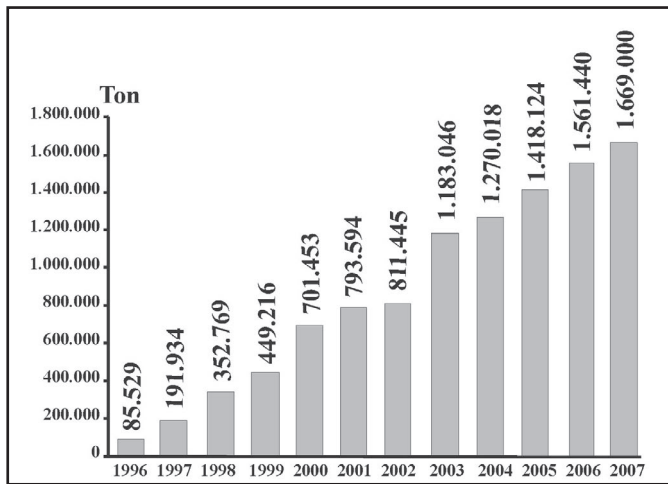


Figura 5.18 - Produção histórica sempre crescente de caulim do estado do Pará. Produção conjunta das empresas Pará Pigmentos SA (PPSA) e IRCC Rio Capim Caulim (IRCC) que posiciona o Estado na liderança nacional de um minério caulínico de alta qualidade. Fonte: DNPM (2008).

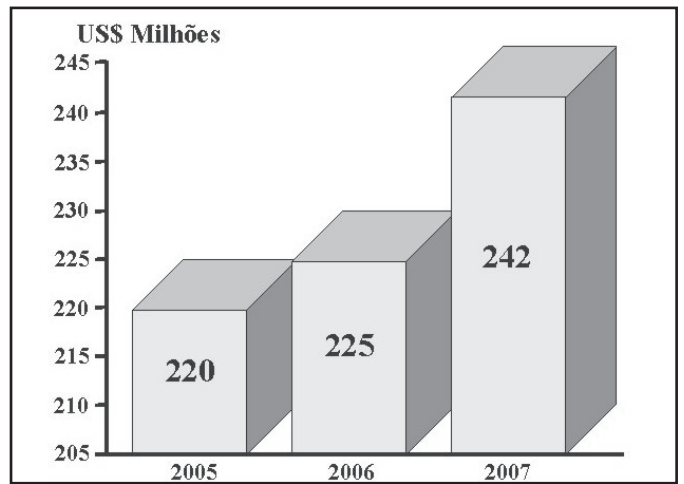


Figura 5.19 - Valor da produção mineral de caulim do estado do Pará, para os anos de 2005, 2006 e 2007, resultante da comercialização conjunta dos volumes produzidos pela Pará Pigmentos S/A e Imerys Rio Capim Caulim, nos mercados interno e externo. Fonte: DNPM (2008).

volume de 11% destinado ao mercado interno e 89% ao mercado externo. O meio de transporte utilizado é o marítimo até os principais mercados consumidores na Europa, Ásia, Estados Unidos e América do Sul.

Mesmo ocupando o segundo lugar na produção mundial de caulim e detendo 30% do mercado, há uma expectativa de que as duas empresas produtoras de caulim no espaço paraense, a PPSA e IRCC, deverão atingir, até o final desta década, uma produção conjunta de cerca de 3Mt, colocando o Pará em destaque na liderança da produção mundial de caulim.

Com relação ao calcário, a produção mineral paraense (Figura 5.20) é proveniente da lavra de duas minas pertencentes à CAIMA, do Grupo João Santos, localizadas nos municípios de Capanema e Itaituba, com utilização na fabricação de cimento. O calcário de Capanema, que provem da Formação Pirabas, é lavrado e transformado em cimento Portland no mesmo município, sendo a sua produção totalmente destinada ao mercado interno.

A mina de Itaituba está inserida no contexto geológico da Formação Itaituba, em que as ocorrências de calcário ocupam grandes áreas de exposição no norte do município. A CAIMA possui uma reserva medida de calcário de 100 Mt, projetando a vida útil da mina para 91 anos. Está instalada há mais de 20 anos e somente em 2005 entrou em fase de produção. A fábrica de cimento da CAIMA é atualmente uma das mais modernas do país, munida de equipamentos de última geração, completamente controlada por computadores e com capacidade de produção de 16 milhões de sacos de cimento (de 50 kg) por ano. A empresa é a maior empregadora do município de Itaituba e começa a motivar a implantação de várias outras empresas nas redondezas, contribuindo ainda mais para o desenvolvimento da região. O município de Itaituba já sente as mudanças provocadas pelas operações da CAIMA, particularmente na geração de empregos, pois a empresa tem uma política de empregar mão de obra local. A CAIMA tem como prática comum investir

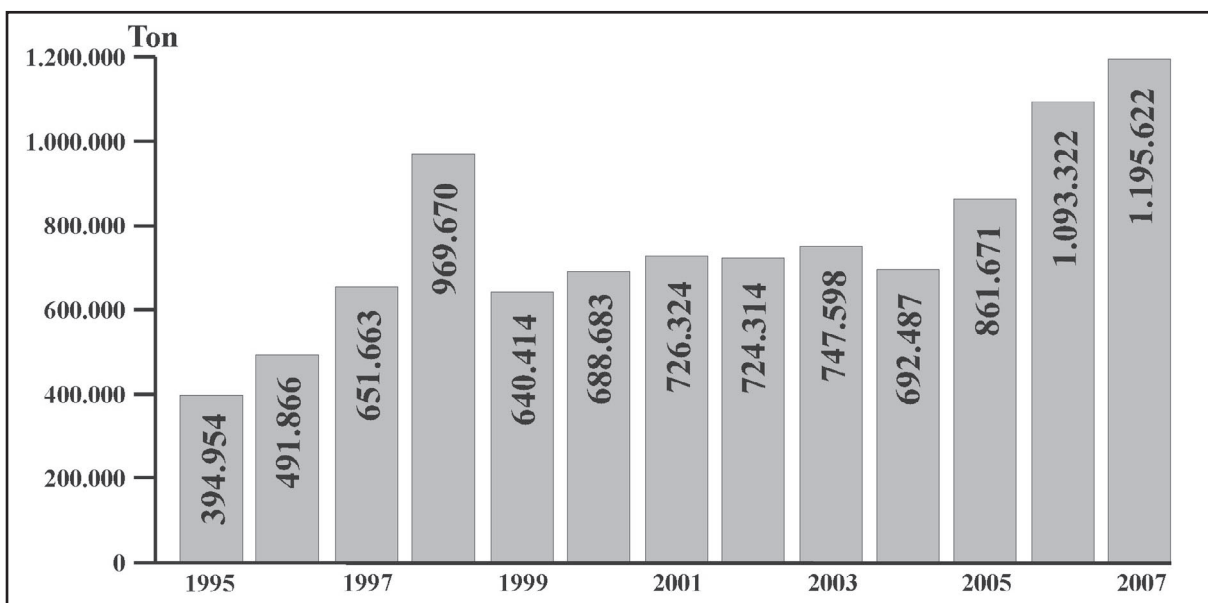


Figura 5.20 - Evolução da produção de calcário no estado do Pará. Bem mineral produzido pela CAIMA com operações mineiras nos municípios de Capanema e Itaituba, para utilização na fabricação de cimento. Fonte: DNPM (2008)

em treinamento e capacitação dos funcionários, bem como, em ações de responsabilidade social, como por exemplo, patrocinando o Projeto Casa da Criança.

Desde a década de 90, o calcário produzido na mina da CAIMA é destinado à unidade industrial do Grupo João Santos, em Manaus, sendo este produto utilizado em composição com o calcário produzido na mina de Jatapu, no Amazonas, para fins da indústria cimenteira.

Outro empreendimento previsto para o aproveitamento do calcário de Itaituba é como corretivo de solo. A Indústria e Comércio de Calcário Ltda. (Cicoal) possui uma reserva de 20 Mt de calcário magnesiano, com potencial para atender a demanda atual e projetada para os próximos 20 anos, cujo início das atividades estavam programadas para ocorrerem no ano de 2005.

#### 5.2.2.2 - Areia, Argila, Cascalho

Com relação aos minerais de emprego imediato na construção civil e artesanato, não existe uma fonte concentradora de informações sobre a produção dessas substâncias no estado do Pará para o ano de 2007. O Anuário Mineral Brasileiro mais recente, publicado pelo DNPM, refere-se ao ano de 2006, com dados relativos ao ano-base 2005 (Tabela 5.5).

#### 5.2.2.3 - Água Mineral

A produção de água mineral no Pará atingiu, no ano de 2007, um volume de 196 milhões de litros, o que correspondeu a um incremento de 15%, quando comparado ao ano de 2006. A produção foi totalmente comercializada por um valor total de R\$ 17 milhões. As cinco empresas produtoras de água mineral no estado e suas respectivas participações percentuais, no total da produção, são a Indaiá (42%), Belágua (19%), Mar Doce (14%), Terra Alta (13%) e Iara (12%).

Tabela 5.5 – Produção bruta das principais substâncias não-metálicas de uso imediato na construção civil. Os dados referem-se ao ano de 2005. Fonte: DNPM (2006).

| SUBSTÂNCIA         | QUANTIDADE (ROM)         |
|--------------------|--------------------------|
| Areia              | 4.434.222 m <sup>3</sup> |
| Areia Industrial   | 49.016 t                 |
| Argilas Comuns     | 276.369 t                |
| Argilas Plásticas  | 49.808 t                 |
| Grafita            | 3.901 t                  |
| Quartzo            | 38.419 t                 |
| Brita e Cascalho   | 359.749 m <sup>3</sup>   |
| Rochas Ornamentais | 335 m <sup>3</sup>       |

### 5.3 - TÍTULOS MINERÁRIOS DO ESTADO DO PARÁ

O exercício da atividade mineral está vinculado à obtenção de títulos minerários junto ao Departamento (DNPM), vinculado ao MME. Estes compreendem uma primeira fase de pesquisa geológica por requerimento e autorização de pesquisa. Numa segunda fase, são feitos os requerimentos de lavra, de lavra garimpeira ou registro de extração. A última fase é a de outorga de concessões de lavra, licenciamento, permissão de lavra garimpeira ou registro de extração.

Os recursos minerais existentes no território brasileiro constituem patrimônio da União e sua exploração por pessoas físicas ou jurídicas depende de autorização ou concessão estatal (Constituição Federal, Art. 20, Inciso IX e Art. 176, parágrafo 1º). A obtenção de um ou mais direitos minerários no Brasil depende do tipo de concessão e está regulamentada no Código de Mineração (Decreto Lei 227 de 28/02/67). Neste sistema, os recursos minerais, inclusive os do subsolo, são bens da União e não do proprietário superficiário do solo. Qualquer cidadão brasileiro ou empresa brasileira pode requerer uma concessão do poder público para pesquisar e posteriormente extrair bens minerais, desde que atendidos os requisitos normativos. O controle do sistema de autorização ou concessão é realizado pelo DNPM.

Segundo o Sistema de Informações Geográficas da Mineração (SIGMINE), disponibilizado pelo DNPM em 31 de março de 2008, no estado do Pará havia 27.560 processos minerários (Tabela 5.6). A localização e distribuição espacial de suas diferentes fases (Figura 5.21) são indicativas de uma alta concentração em direitos minerários nas seguintes regiões: sudeste, na Província Mineral de Carajás; sudoeste, que incorpora a região aurífera do Tapajós; noroeste, que contempla os expressivos depósitos de bauxita na região de Trombetas-Juruti, e a região nordeste, com suas pujantes reservas minerais caulínicas e bauxitíferas da região Paragominas-Capim.

No ano de 2007, foram protocolizados 1176 requerimentos, com destaque para os Requerimentos de Pesquisa, tendo esse conjunto quantitativo de requerimentos posicionado o Pará na quinta colocação no ranking nacional (Figura 5.22).

No ano de 2007, o DNPM expediu 772 Alvarás de Pesquisa no Pará, cujo comportamento evolutivo, mês a mês, pode ser visualizado na Figura 5.23, tendo esse quantitativo posicionado o estado na quinta colocação no ranking nacional.

Tabela 5.6 – Títulos minerários em vigor até 31/03/2008 no Pará.

Fonte: DNPM (2008).

| RESUMO DAS FASES                 | QUANTIDADE    |
|----------------------------------|---------------|
| Etapa 1                          |               |
| Requerimento de Pesquisa         | 4.664         |
| Autorização de Pesquisa          | 2.880         |
| Subtotal                         | 7.544         |
| Etapa 2                          |               |
| Requerimento de Lavra            | 1.920         |
| Requerimento de Lavra Garimpeira | 16.782        |
| Requerimento de Reg. de Extração | 11            |
| Subtotal                         | 18.713        |
| Etapa 3                          |               |
| Licenciamento                    | 435           |
| Concessão de Lavra               | 198           |
| Lavra Garimpeira                 | 340           |
| Registro de Extração             | 6             |
| Subtotal                         | 979           |
| Disponibilidade                  | 300           |
| Fases não identificadas          | 24            |
| Subtotal                         | 324           |
| <b>Total</b>                     | <b>27.560</b> |

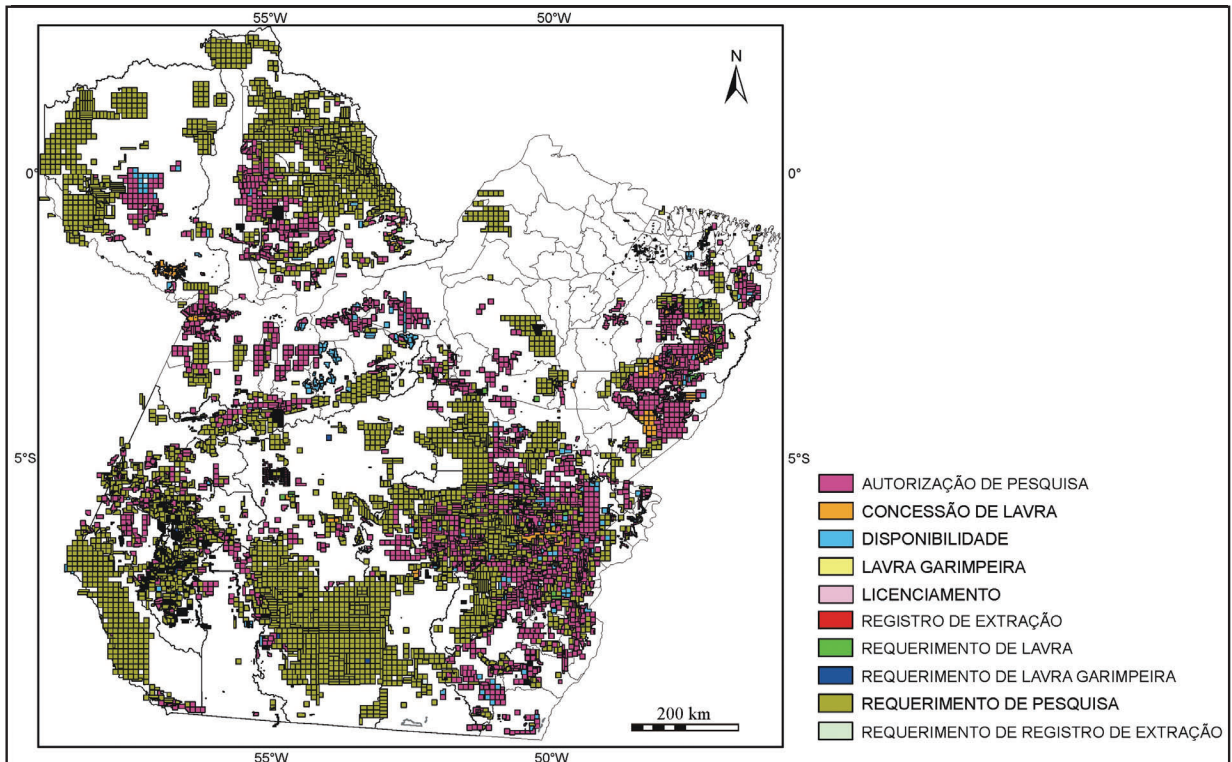


Figura 5.21 – Localização e distribuição das áreas com processos minerários em vigor, no estado do Pará, até março de 2008. Fonte: SIGMINE/DNPM (2008).

A fase de Portaria de Concessão de Lavra no ano de 2007, expedidos pelo DNPM no estado do Pará, teve um quantitativo de apenas cinco Portarias de Concessão de Lavra, que desloca o Pará para a 17ª posição no ranking nacional (Figura 5.24).

Até 31 de março de 2008, estavam em vigor no Pará 4.664 Requerimentos de Pesquisa e 2.880 Autorizações de Pesquisa para uma ampla e diversificada gama de substâncias minerais. A partir dessa extensa variedade, foram selecionadas algumas substâncias consideradas relevantes em função do portfólio mineral existente no

estado, cujas commodities fazem o cenário atual de produção, comercialização e pré-produção, como é o caso do ouro, cobre, ferro, manganês, caulim, bauxita, níquel, água mineral e calcário. Por decorrência desse critério, determinou-se a participação quantitativa dessas substâncias nas fases de Requerimento de Pesquisa e de Autorizações de Pesquisa, em termos de mineração organizada (Figura 5.25).

Até 31 de março de 2008 estavam em vigor no Pará 1.920 Requerimentos de Lavra e 198 Concessões de Lavra, em que merece destaque, a maior participação

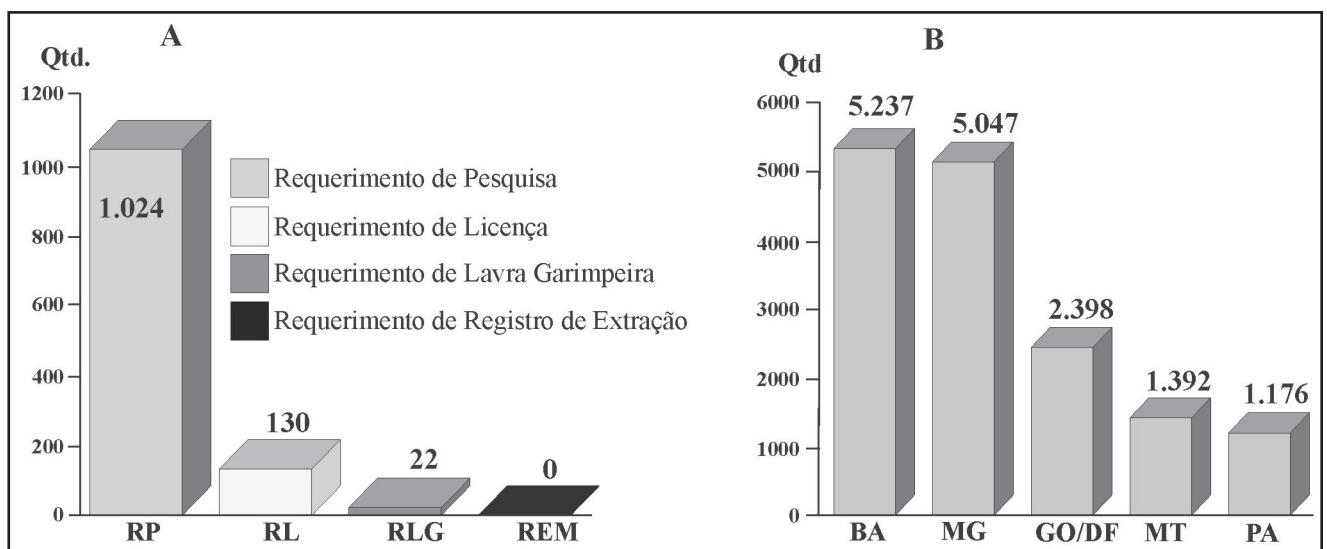


Figura 5.22 – Requerimentos protocolados no DNPM em 2007. (A) No Pará e (B) nos principais estados mineiros do país. Fonte: DNPM (2008).

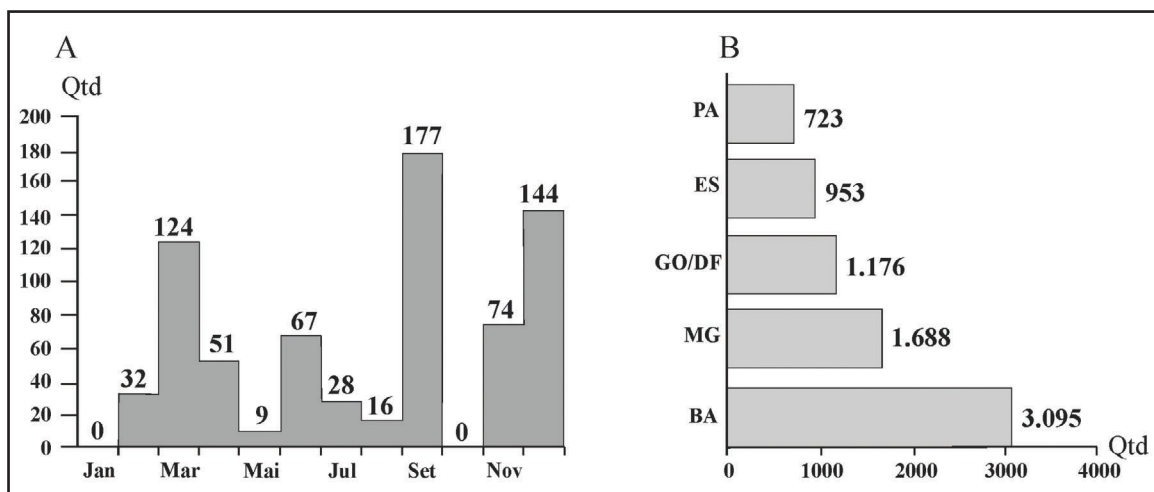


Figura 5.23 - Número de alvarás de pesquisa expedidos pelo DNPM em 2007, (A) no Pará e (B) nos principais estados mineiros do país. Fonte: DNPM (2008).

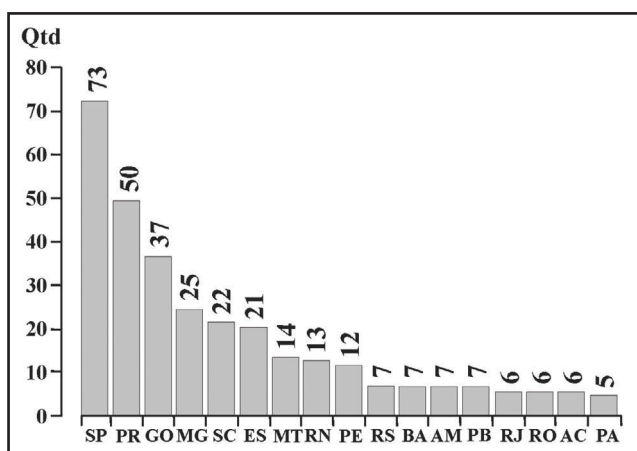


Figura 5.24 - Na quantificação de portarias de concessão de lavra expedidos pelo DNPM, no ano de 2007, o estado do Pará ocupou a 17ª posição no ranking nacional com cinco publicações. Fonte: DNPM (2008).

quantitativa de requerimentos para ouro, com um número de 1.145, o qual não foi acompanhado pela publicação das respectivas Concessões de Lavra (Figura 5.26)

Uma atividade minerária intensa e fortemente significativa no Pará se refere aos garimpos destinados à produção de ouro, tanto pela sua abundância como pela relativa e fácil extração aluvionar e liquidez imediata do metal no mercado consumidor.

A garimpagem no Pará, que tem a sua concentração na região do Tapajós, é uma atividade produtiva histórica, ocupando uma mão de obra de dezenas de milhares de pessoas. Por decorrência, há uma dinâmica muito forte na questão aurífera junto ao DNPM em termos de Processos Minerários, tendo este órgão operacionalizado um escritório no município de Itaituba, para atender a forte demanda do segmento em toda a região do sudoeste paraense.

Até 31 de março de 2008 havia no DNPM um quantitativo de 11.504 Requerimentos de Permissão de Lavra Garimpeira (RPLG) para ouro, o equivalente a 68% de todos os RPLG protocolizados no DNPM. Esse quantitativo de 11.504 requerimentos para

ouro contrasta fortemente com as 206 Permissões de Lavra Garimpeira (PLG), resultante da dependência na obtenção da licença ambiental, como condição legal para a publicação do título PLG pelo DNPM. Essa condição se aplica, igualmente, aos números contrastantes para os demais minerais garimpáveis (Figura 5.27).

A região do Tapajós engloba uma reserva garimpeira com uma área de 28.752 km<sup>2</sup>, a qual representa uma grande área tradicionalmente produtora de ouro, através da atividade de garimpagem desde o ano de 1958. Por essa vocação aurífera e por essa tradição de grande produtora de ouro aluvionar, é que se justifica o grande quantitativo de mais de 11.000 RPLG que, embora acompanhado de um inexpressivo número de 206 Permissões de Lavra Garimpeira, não está impedindo a continuidade da atividade. Apesar da história, da tradição, da metalogenia e dos estudos geológicos anteriores, essa região jamais foi contemplada com portaria de lavra, embora atualmente, a empresa Serabi Mineração venha operando, experimentalmente, através de uma Guia de Utilização para lavra de ouro primário.

#### 5.4 - INVESTIMENTOS E MÃO DE OBRA NA INDÚSTRIA DE MINERAÇÃO DO ESTADO DO PARÁ

Os investimentos na mineração no país no ano de 2005 totalizaram R\$ 3,6 bilhões, considerando as aplicações para o aperfeiçoamento e expansão do processo produtivo em minas, usinas e complexo de envase de água mineral (DNPM 2006). A distribuição dos investimentos no país indica que a região sudeste é responsável por 42,4%, seguido das regiões norte (31%), centro oeste (17,2%), nordeste (6,4%) e sul (2,8%), destacando-se os estados de Minas Gerais (37%), Pará (29%), Goiás (10%), Mato Grosso (6%) e Bahia (4%), que representam aproximadamente 92% dos investimentos em minas e usinas (Figura 5.28).

No Pará foi investido, em 2005, um valor de R\$ 1 bilhão na indústria mineral, do qual 55,6% estão distribuídos em minas e 44,4% em usinas (Tabela 5.7). Este montante de investimentos representa 29% do país e classifica o estado em 2º lugar no ranking nacional de investimentos em mineração. No período de 2002 a 2005, houve um crescimento dos investimentos

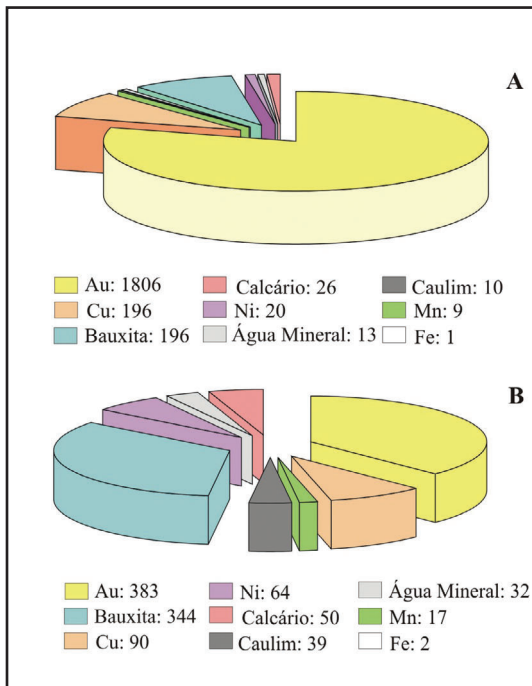


Figura 5.25 – Participação quantitativa de algumas substâncias minerais, no estado do Pará, até 31/03/2008: (A) nos Requerimentos de Pesquisa e (B) nas Autorizações de Pesquisa. Fonte: DNPM (2008).

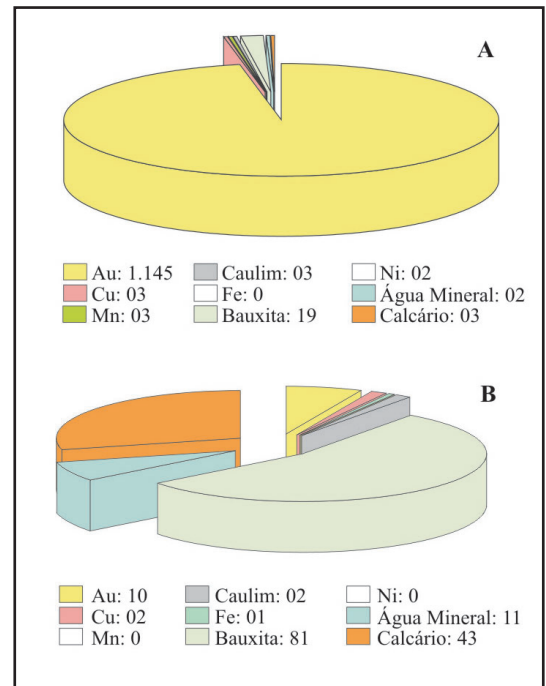


Figura 5.26 - Participação quantitativa de algumas substâncias minerais, no estado do Pará, até 31/03/2008: (A) nos Requerimentos de Lavra e (B) nas Concessões de Lavra. Fonte: DNPM (2008).

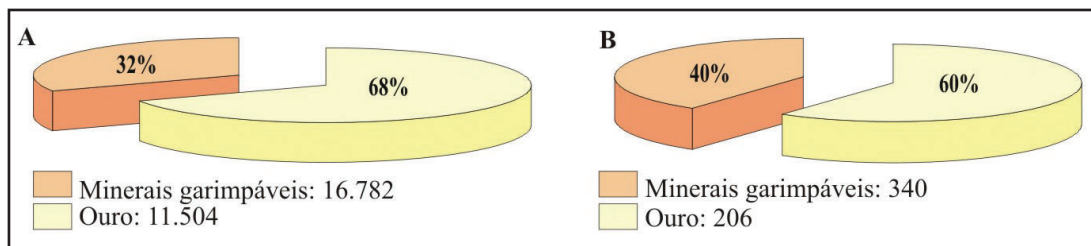


Figura 5.27 - Participação quantitativa da substância mineral ouro, no estado do Pará, até 31/03/2008: (A) nos Requerimentos de Permissão de Lavra Garimpeira e (B) na Permissão de Lavra Garimpeira. Fonte: DNPM (2008).

da ordem de 95%, quando se compara os extremos dessa série histórica (Figura 5.29).

A discriminação dos investimentos por substância mineral no estado, no ano de 2005, indica que foram aplicados na produção de minerais metálicos (ferro, cobre, manganês, bauxita, ouro e prata) cerca de R\$ 993 milhões, correspondendo a 94% do investido em minas e usinas, tendo como destaque maior o grande percentual (81%) destinado à mineração de ferro (Figura 5.30). Os minerais não-metálicos foram responsáveis por investimentos da ordem de R\$ 65 milhões, com destaque para aplicações de R\$ 56 milhões nas minas e usinas de caulim, responsável por 86% do total dos investimentos nos minerais não-metálicos do estado (Figura 5.30).

A indústria de mineração do Pará, no ano de 2005, gerou 6.977 empregos diretos, terceirizados e cooperativados nas atividades de lavra e beneficiamento. De 2002 a 2005, o número de empregos na indústria mineral cresceu cerca de 100%, quando se compara os extremos da série, com insignificante variação negativa nos dois últimos anos do período (Figura 5.31).

O segmento de minerais metálicos, no ano de 2005, absorveu 5.212 trabalhadores, os quais representam aproximadamente 75% da mão de obra da indústria mineral no estado. Desse montante, 43,5% foram internalizados pela mineração de ferro. Os minerais não-metálicos foram responsáveis por 1.765 empregos, correspondente a 25% do setor, sendo 42% desse montante destinado às atividades minerárias de caulim (Figura 5.32).

Para o ano de 2006, a Vale, principal produtora e comercializadora dos recursos minerais paraenses, programou um conjunto de investimentos para os seus projetos totalizando US\$ 1.985 milhões, com destaque para a expansão da Alunorte, para a operacionalização da mina de bauxita de Paragominas I e para a infraestrutura do Corredor Norte (conjunto multi-modal de transportes, interligando o Brasil Central ao Norte/Nordeste, através da Hidrovia Araguaia-Tocantins, da Ferrovia Norte-Sul e da Estrada de Ferro Carajás, integrado ao sistema rodoviário convencional e ao sistema ferroviário da Companhia Ferroviária do Nordeste (Tabela 5.8).

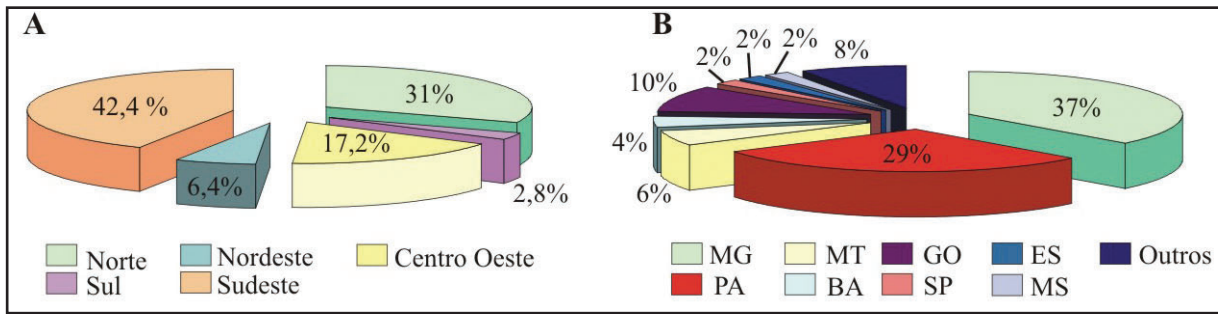


Figura 5.28 – Percentual dos investimentos em mineração no Brasil, no ano de 2006: (A) distribuídos por regiões e (B) distribuídos pelas principais unidades da federação. Fonte: DNPM (2006).

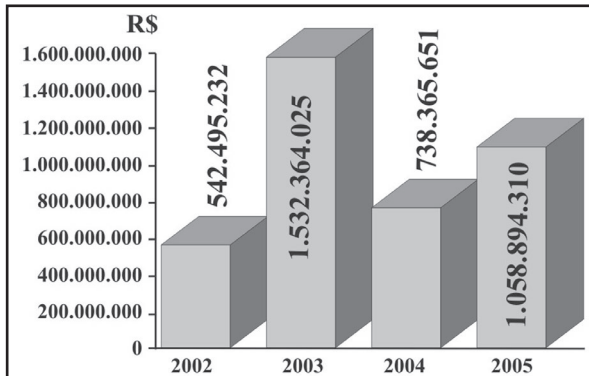


Figura 5.29 - Evolução dos investimentos em minas e usinas para substâncias minerais metálicas e não-metálicas, no estado do Pará de 2002 a 2005. Ao se comparar os extremos da série, constata-se um incremento percentual de 95%. Fonte: DNPM (2006).

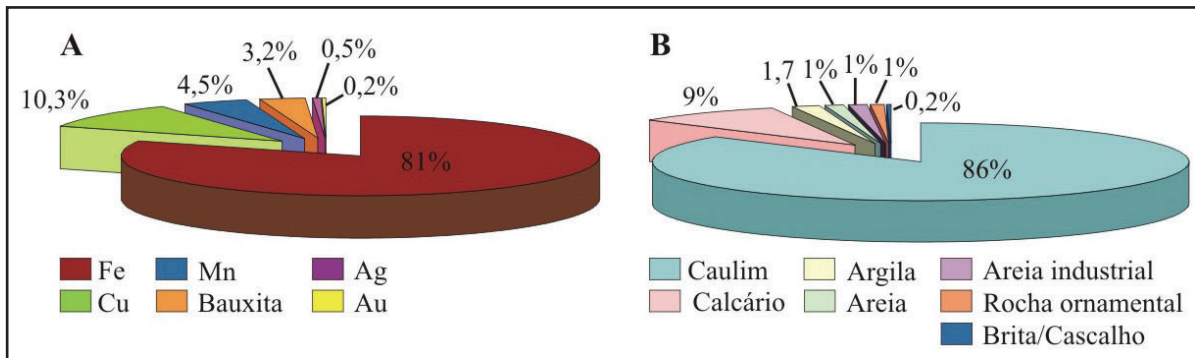


Figura 5.30 - Participação percentual nos investimentos nas minas e usinas de beneficiamento, no estado do Pará, no ano de 2005: (A) das substâncias minerais metálicas e (B) das substâncias não-metálicas. Fonte DNPM (2006).

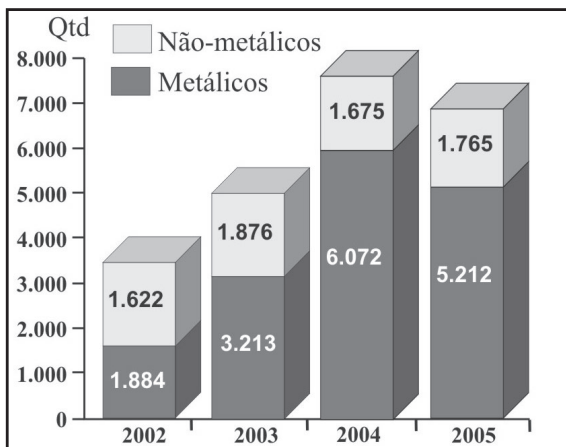


Figura 5.31 - Evolução da mão-de-obra na indústria de mineração do estado do Pará, no período de 2002 a 2005. Fonte: DNPM (2006).

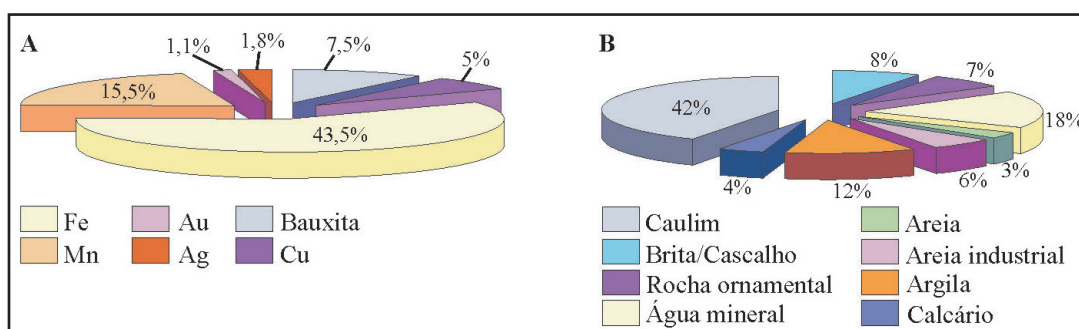


Figura 5.32 - Participação (%) da mão-de-obra ocupacional na indústria de mineração, no estado do Pará, no ano de 2005, discriminada por substância mineral lavrada e beneficiada, (A) metálica e (B) não-metálica. Fonte: DNPM (2006).

Tabela 5.7 – Investimentos na mineração no estado do Pará, no ano de 2005, discriminado os investimentos em minas e usinas e suas respectivas totalizações por classe e substâncias. Fonte: DNPM (2006).

| CLASSE<br>SUBSTÂNCIA | Realizados em 2005 |                    |                      |
|----------------------|--------------------|--------------------|----------------------|
|                      | Mina               | Usina              | TOTAL (R\$)          |
| <b>Total</b>         | <b>589.640.784</b> | <b>469.253.526</b> | <b>1.058.894.310</b> |
| <b>Metálicos</b>     | <b>578.155.778</b> | <b>415.286.879</b> | <b>993.442.657</b>   |
| Bauxita              | 19.245.795         | 12.853.200         | 32.098.995           |
| Cobre                | 94.084.735         | 9.083.383          | 103.168.118          |
| Ferro                | 439.316.000        | 365.965.000        | 805.281.000          |
| Manganês             | 19.296.461         | 26.054.296         | 45.350.757           |
| Ouro                 | 870.287            | 1.331.000          | 2.201.287            |
| Prata                | 5.342.500          | -                  | 5.342.500            |
| <b>Não-metálicos</b> | <b>11.485.006</b>  | <b>53.966.647</b>  | <b>65.451.653</b>    |
| Areia                | 672.500            | 11.500             | 684.000              |
| Areias Industriais   | 665.000            | 25.000             | 690.000              |
| Argilas              | 395.298            | 714.559            | 1.109.857            |
| Calcário             | 4.769.000          | 1.179.000          | 5.948.000            |
| Caulim               | 4.130.071          | 51.996.088         | 56.126.159           |
| Grafita              | 55.700             | -                  | 55.700               |
| Brita e Cascalho     | 143.437            | 21.500             | 164.937              |
| Rochas Ornamentais   | -                  | 19.000             | 19.000               |
| Outras               | 654.000            | -                  | 654.000              |

Para o ano de 2007, a Vale elaborou uma programação de investimentos no estado totalizando US\$ 2.357 milhões, com os maiores volumes financeiros destinados aos projetos Onça Puma, Alunorte, Paragominas II e Infra-estrutura do Corredor Norte (Tabela 5.9).

Para o ano de 2008, a Vale investirá US\$ 846 milhões para a expansão da Alunorte com seus módulos 6 e 7, e está previsto o início de Paragominas II, um empreendimento que exigirá investimentos da ordem de US\$196 milhões e terá uma capacidade de 9,9 milhões de toneladas por ano.

O Projeto Serra Sul da Vale, um dos maiores projetos de minério de ferro do mundo, deverá ter seu

início a partir de 2008, e poderá se converter no maior portfólio mineral da empresa nos próximos cinco anos, período em que a mesma pretende investir cerca de US\$ 10 bilhões e aumentar em 150% a produção do minério de ferro em território paraense. Os mais de 20.000 empregos previstos para a fase de implantação deverão gerar uma nova corrida migratória para a região. A magnitude de Serra Sul, que se localiza nos municípios de Canaã dos Carajás, Água Azul do Norte e Parauapebas, pode ser medida pelo seu volume de 15 a 17 bilhões de toneladas de ferro. No final de 2011, com a entrada em operação da mina Serra Sul, a meta de produção é de 60 Mt por ano, com uma expansão



Tabela 5.8 – Projetos e respectivos investimentos (em milhões de US\$) da Vale no estado do Pará, para o ano de 2006. Fonte: Ibram (2008).

| PROJETOS       | INVESTIMENTOS |
|----------------|---------------|
| Paragominas I  | 219           |
| Paragominas II | 16            |
| Alunorte 4 e 5 | 219           |
| Alunorte 6 e 7 | 226           |
| Corredor Norte | 345           |
| Vermelho       | 62            |
| Onça-Puma      | 54            |
| Alvo 118       | 8             |
| Salobo         | 9             |
| Outros         | 817           |
| <b>TOTAL</b>   | <b>1.985</b>  |

Tabela 5.9 – Projetos e respectivos investimentos (em US\$ milhões) da Vale no estado do Pará, no ano de 2007. Fonte: Ibram (2008).

| PROJETOS       | INVESTIMENTOS |
|----------------|---------------|
| Onça-Puma      | 709           |
| Alunorte 4 e 5 | 21            |
| Alunorte 6 e 7 | 473           |
| Corredor Norte | 253           |
| Alvo 118       | 36            |
| Paragominas I  | 35            |
| Paragominas II | 103           |
| Salobo         | 72            |
| Outros         | 653           |
| <b>TOTAL</b>   | <b>2.357</b>  |

para 90 Mt no ano seguinte. Com a mina Serra Sul, adicionada à produção prevista de 130 Mt por ano (em 2012), em Carajás, a produção de minério de ferro, no Pará, deverá alcançar 220 Mt anuais, atingindo um recorde em que a produção paraense ultrapassará a do Sistema Sul, composto pelos complexos mineradores de Itabira, Mariana, Minas Centrais e Minas do Oeste, no Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais.

A mineração no Brasil tem uma previsão de investimentos para o período de 2007 a 2010 de cerca de US\$ 28 bilhões, cujos maiores volumes serão destinados aos estados do Pará, Goiás, Minas Gerais e Bahia, por serem estes estados considerados como os de maior atratividade, por conterem províncias e distritos minerais e por concentrarem grandes reservas minerais conhecidas. Por decorrência, a Vale e outras empresas de mineração estabelecidas no Pará deverão investir no período 2007 a 2010, cerca de US\$ 8,5 bilhões, em 14 projetos de mineração em implantação ou em expansão espalhados na geografia paraense, concentrados em três regiões principais, a saber: região Metropolitana de Belém/Nordeste do Pará, região Sul/Sudeste do Pará e região do Baixo Amazonas. Esse volume de investimentos não tem precedentes na

história estadual e está relacionado com o bom ritmo da economia mundial, com demanda forte dos países asiáticos, da Alemanha e dos Estados Unidos. Na esteira desses investimentos deverão aflorar quase 35.000 novos empregos a serem concentrados nessas três regiões, abrindo um mercado a uma extensa variedade de profissionais. Os municípios mineradores estão eufóricos e esse aquecimento será de décadas, pois o Pará tem reservas minerais exploráveis para mais de 100 anos, denunciando um *boom* de empregos e oportunidades empresariais.

A Região Metropolitana de Belém/Nordeste do Pará tem 5 projetos em expansão e/ou implantação, com investimentos previstos de US\$ 3,3 bilhões, que deverão demandar aproximadamente 11,6 mil empregos. A região Sul/Sudeste do Pará tem 7 projetos em expansão e/ou implantação, com investimentos previstos de US\$ 4,7 bilhões. Somente na área de níquel esses valores representam mais da metade na região. Tais projetos deverão demandar algo em torno de 16,7 mil empregos. Na Região do Baixo Amazonas, 2 projetos em expansão e implantação geram investimentos de mais de US\$ 350 milhões, e deverão demandar aproximadamente 4,4 mil empregos (Tabela 5.10).

O estado do Pará ocupa a 2ª posição no *ranking* nacional da produção mineral e esta vice-liderança é resultante das performances de produção sempre em expansão dessas suas minas atualmente em lavra e comercialização. Mas além dessas minas ativas, que fazem a atual realidade mineral do estado, está desenhada a expectativa de contemplar no seu espaço, até 2010, novos empreendimentos mineiros de grande porte, como a bauxita de Juruti e Paragominas, o cobre do Salobo, do Alemão, do Cristalino e do Alvo 118, assim como, o níquel do Onça e do Vermelho, consolidando a importância do Pará no cenário mineral nacional até 2010, quando deverá atingir um VPM de US\$ 14 bilhões, após um crescimento de 14% no ano de 2007 em relação ao ano de 2006 (Figura 5.33).

Os números e os indicadores da atividade industrial de base mineral (indústria extrativa e de transformação) estão diretamente ligados ao crescimento de países emergentes, bem como os da Europa, América e Ásia. Os índices de crescimento desses países se refletem no valor das *commodities* minerais, o que favorece diretamente o estado do Pará. Para atingir um VPM de cerca de US\$ 14 bilhões até o final desta década, a Vale, necessita fazer investimentos anuais a curto prazo, em acordo com os valores declarados por esta empresa para o período de 2007 a 2010 (Figura 5.34).

Assim, o estado do Pará, com a dinâmica da sua economia centrada no seu reino mineral, com volumosos investimentos na sua indústria de base mineral, crescente produção e comercialização mineral, e conseqüente geração de mão de obra, terá até o final desta década assumido uma posição de liderança no setor.

Tabela 5.10 – Investimentos previstos no estado do Pará, para o período de 2007 e 2010, nas regiões: Metropolitana de Belém/Nordeste do Pará, Sul/Sudeste do Pará e do Baixo Amazonas. Fonte: FIEPA/EMPRESAS/Ibram-Amazônia (2008).

| <b>REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM/NORDESTE DO PARÁ</b> |                                        |                     |                       |
|-------------------------------------------------------|----------------------------------------|---------------------|-----------------------|
| <b>EMPRESA</b>                                        | <b>PROJETO</b>                         | <b>VALOR (US\$)</b> | <b>Nº DE EMPREGOS</b> |
| Vale                                                  | Mineração de bauxita em Paragominas    | 227 milhões         | 1.600                 |
| Alunorte                                              | Beneficiamento de bauxita em Barcarena | 846 milhões         | 1.400                 |
| Vale                                                  | Beneficiamento de bauxita em Barcarena | 850 milhões         | 6.400                 |
| IRCC                                                  | 1,5 milhões de t/ano - Barcarena       | 150 milhões         | 700                   |
| Albras                                                | Termoelétrica em Barcarena             | 1,2 bilhão          | 1.500                 |
| <b>Total Região 1</b>                                 |                                        | <b>3,3 bilhões</b>  | <b>11.600</b>         |
| <b>REGIÃO SUL/SUDESTE DO PARÁ</b>                     |                                        |                     |                       |
| <b>EMPRESA</b>                                        | <b>PROJETO</b>                         | <b>VALOR (US\$)</b> | <b>Nº DE EMPREGOS</b> |
| Vale                                                  | Alvo 118 - Mineração de cobre          | 220 milhões         | 1.500                 |
| Vale                                                  | Onça Puma - Mineração de Níquel        | 1,4 bilhão          | 4.000                 |
| Vale                                                  | Vermelho - Mineração de Níquel         | 1,3 bilhão          | 4.000                 |
| Vale                                                  | UHC - Produção de placas de cobre      | 31 milhões          | 700                   |
| Vale                                                  | Corredor Norte/Logística               | 253 milhões         | 700                   |
| Vale                                                  | Aumento da produção de ferro           | 653 milhões         | 1.800                 |
| Vale                                                  | 1º fase do Projeto Salobo              | 855 milhões         | 4.000                 |
| <b>Total Região 2</b>                                 |                                        | <b>4,7 bilhões</b>  | <b>16.700</b>         |
| <b>REGIÃO DO BAIXO AMAZONAS</b>                       |                                        |                     |                       |
| <b>EMPRESA</b>                                        | <b>PROJETO</b>                         | <b>VALOR (US\$)</b> | <b>Nº DE EMPREGOS</b> |
| Alcoa                                                 | 1º Fase da mineração de bauxita        | 250 milhões         | 4.000                 |
| MRN                                                   | Expansão da nova mina de bauxita       | 100 milhões         | 400                   |
| <b>Total Região 3</b>                                 |                                        | <b>350 milhões</b>  | <b>4.400</b>          |

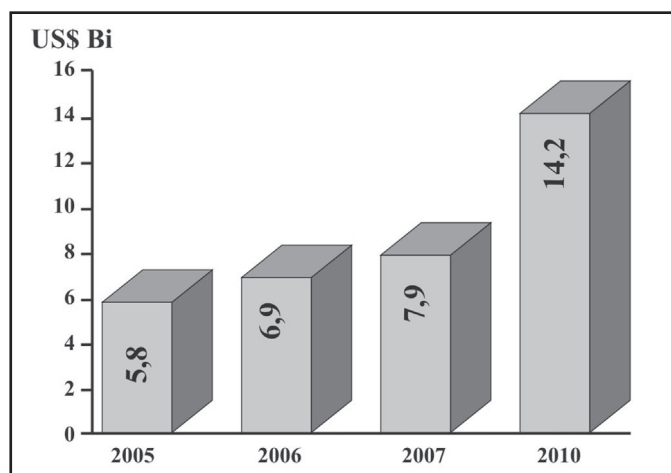


Figura 5.33 - A indústria de base mineral do estado do Pará apresentou um valor de produção mineral, no ano de 2007, com um crescimento de 14% em relação ao ano anterior e tendo uma expectativa de crescer 75% no final desta década. Fonte: Ibram-Amazônia/DNPM (2008).

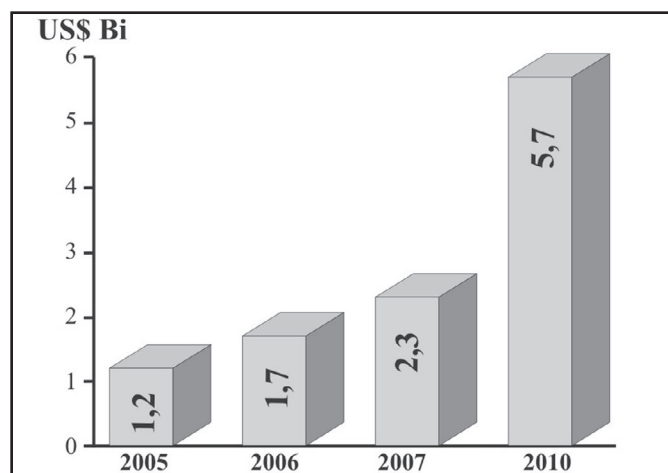


Figura 5.34 - Investimentos (2005 – 2007) anuais a curto-prazo da Vale no estado do Pará, e projetado (2010) para até o final desta década. Fonte: Vale (2007).



## 6. REFERÊNCIAS

- ABREU, F.A.M. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 2, p. 539-545.
- ABREU, F.A.M. **Evolução geotectônica do Pré-cambriano da região Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental.** 1990. 440 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1990.
- ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N.; HASUI, Y. Esboço estratigráfico do Pré-cambriano da região do Gurupi; Estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Resumos expandidos...** Camboriú: SBG, 1980. v. 2, p. 647-658.
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1994. p. 1-4.
- AGNERIAN, H. **Technical Report on the Volta Grande Gold Property, Brazil.** Vancouver: Verena Minerals Corporation, 2005. 85 p. (Technical Report).
- AGUIAR, G.A. **Bacia do Maranhão:** geologia e possibilidades de petróleo. Belém: Petrobras, 1969. 55 p. Relatório Técnico, n. 371.
- AGUIAR, G.A. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v. 3, p. 113-122.
- ALBUQUERQUE, M.A. et al. Geologia e características das mineralizações Cupríferas do Depósito Alvo 118 Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém, 2001. Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- ALMADA, M.C.O.; VILLAS, R.N.N. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito de sulfeto vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 4, p. 579-572, 1999.
- ALMEIDA, C.; PINHEIRO, R.V.L. O papel das falhas na história tectônica do Domo de Monte Alegre, Bacia do Médio Amazonas, PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS, 4., 2007, Campinas. **Resumos expandidos...** Campinas: ABPG/UNI, 2007.
- ALMEIDA, C.A.S. et al. **Projeto Santarém-Cachimbo:** pesquisa mineral. Relatório final de reconhecimento. Belém: Sudam/Idesp, 1977. v. 1, 175 p., il.
- ALMEIDA, F.F.M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1969. p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M.; NOGUEIRA FILHO, J.D.V. Reconhecimento geológico no rio Aripuanã. **Boletim DNPM/DGM**, Rio de Janeiro, n. 199, 1959. 43 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano:** evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. cap. 3, p. 43-60.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. The Upper Precambrian of South America. **Boletim Instituto de Geociências USP**, v. 7, p. 45-80, 1976. (Série Científica, 7).
- ALMEIDA, F.F.M.; NEVES, B.B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews**, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, 2000.
- ALMEIDA, F.F.M. et al. Radiometric age determinations from northern Brazil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, n. 17, p. 3-14, 1968.
- ALMEIDA, F.F.M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 2., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, H.D.F.; QUARESMA, J.B. **Projeto Ipitanga-Area I:** relatório final. Texto. Belém: CPRM/Gebam, 1982. v. 1, 113 p., il.
- ALMEIDA, H.G.; MARTINS, R.C.; ALMEIDA, H.D. **Projeto Materiais de Construção Tucuruí-Carajás:** relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 1977. v. 1, 168 p., il.
- ALMEIDA, H.G.; MARINHO, P.A.; MARTINS, R.C. **Marabá:** folha SB.22-X-D, Estados do Pará e Tocantins, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 113 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- ALMEIDA, H.G. **São Luís; folha SA.23:** escala 1:1.000.000. Estados do Pará e Maranhão. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

- ALMEIDA, H.G. (Org.). **São Luís SW-NW**: folhas SA.23-V e 23-Y. Estado do Pará e Maranhão, escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil (PLGB).
- ALMEIDA, J.A.C. **Geologia, petrografia e geoquímica do granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará**. 2005. 184 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.
- ALMEIDA, J.A.C. et al. **Geologia da Folha Marajoara SB-22-Z-C-V**, Sistema de informações geográficas, Escala 1:100.000. Levantamentos Geológicos Básicos. Nota explicativa. Pará: CPRM/UFPA, 2008. 110 p. il. 1 CD-ROM. (Série Programa Geologia do Brasil – PGB).
- ALMEIDA, M.E. Geologia estrutural e tectônica. In: FERREIRA, A.L. et al. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga SB.21-Y-B**. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM, 2000a. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- ALMEIDA, M.E. Geologia estrutural e tectônica. In: ALMEIDA, M.E. et al. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã SB.21-V-D**. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM, 2000b. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- ALMEIDA, M.E. **Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico (evaporação de Pb e U-Pb ID-TIMS em zircão) e isotópico (Nd-Pb) dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil**. 2006. 227 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MACAMBIRA, M.J.B. Carocãl Granite:  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  evaporation age in post-collisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, Córdoba. **Actas...** Córdoba, 1999. p. 3-6.
- ALMEIDA, M.E. et al. Geologia e Petrografia do Complexo Cuiú-Cuiú nas folhas SB.21-V-D e SB.21-Y-B, Província Mineral do Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998. Belo Horizonte, **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 467.
- ALMEIDA, M.E. et al (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D**: Estados do Amazonas e Pará: Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- ALMEIDA, M.E. et al. Proposta de evolução tectono-estrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos Estados do Amazonas e Pará. In: REIS, N.J.; MONTEIRO, M.A.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2001a. v. 2, p. 57-112.
- ALMEIDA, M.E. et al. Time constrain base on zircon dating for the Jacareacanga Group, Tapajós Province, Amazon Craton, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 2001, Pucon-Chile. **Extend abstract...** Pucon-Chile, 2001b. 1 CD-ROM.
- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. Região de Marajoara, SE do Pará: Prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1991. p. 130-141.
- ALTHOFF, A.M.R.; VILLAS, R.N.N.; GIULIANI, G. A mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, PA: evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. **Geochimica Brasiliensis**, v. 8, n. 2, p. 135-155, 1994.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). **Precambrian Research**, v. 104, p. 187-206, 2000.
- ALTHOFF, F.J. et al. Regime tectônico e composição dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1994. p. 291-294.
- ALTHOFF, F.J. et al. Composição e estrutura dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, n. 7, p. 5-26, 1995. (Série Ciências da Terra).
- ALTHOFF, F.J. et al. Metassedimentos arqueanos marcadores da evolução da crosta continental no cráton Amazônico. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 10., 1997, Braga-Portugal. **Actas...** Braga-Portugal, 1997. p. 15-18.
- ALTHOFF, F.J. et al. La croissance du craton sud-amazonien (region de Rio Maria, Brésil) In: REUNION SCIENCE DE LA TERRE, 1998, Brest-França. **Abstract...** Brest-França: Societe Geologique de France, 1998. p. 62.
- ALVARENGA, C.J.S. et al. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, U.G. et al. (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31. International Geological Congress, 2000. p. 183-193.
- ALVES, C.A.S. Depósito de bauxita do platô N-5. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: CVRD/SBG, 1988. p. 121-129.
- ALVES, C.A.S.; BERNARDELLI, A.L.; BEISIEGEL, V.R. A jazida de níquel laterítico do Vermelho, Serra dos Carajás, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço**. Brasília: DNPM/CVRD, 1986. v. 2, p. 325-334.

- AMARAL, G. **Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica**. 1974. 212 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.
- AMERIXCORP. 2007. Disponível em: <www.amerixcorp.com>. Acesso em: 12 mar. 2007.
- ANAISSE JÚNIOR, J. **Petrografia dos arenitos da Formação Águas Claras, Arqueano, Serra dos Carajás**. 1997. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém, 1997.
- ANAISSE JÚNIOR, J. **Fácies costeiras dos depósitos Itapecuru (Cretáceo), região de Açailândia, bacia do Grajaú**. 1999. 86 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1999.
- ANDERSON, W.L.; DYER, R.C.; TORES, D.D. Ocorrências de manganês na bacia do Rio Itacaiúnas, centro-leste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v. 6, p. 149-164.
- ANDRADE, A.F.D. et al. **Projeto Tapajós–Sucunduri**: relatório de integração geológica. Manaus: DNPM/CPRM, 1978. 175 p.
- ANDRADE, F.G. et al. **Projeto Tapajós-Maués**: geologia básica, prospecção geoquímica e por concentrados de bateia na região Tapajós-Maués. Belém: Sudam/Geomitec, 1977. v. 1. 429 p. il.
- ANDRADE, F.G.; URDININEA, J.S.A. **Pesquisa Mineral no Tapajós/Jamanxim**: relatório preliminar. Belém: Sudam/Departamento de Recursos Naturais, 1972. 162 p., il.
- ANDRADE, F.G.; NAKASHIMA, J.; PODESTÁ, P.R. Depósito de manganês da Serra de Buritirama, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, 1986a. v. 2, p. 152-166.
- ANDRADE, S.M. et al. Ocorrência uranífera na área do rio Cristalino, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986b. v. 4, p. 1751-1765.
- ANDRADE, S.M.; DAEMON, R.F. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v. 2, p. 129-137.
- ANJOS, G.C.; LOPES, E.C.; VILLAS, R.N.N. Estudo geoquímico de águas da região da braquanticlinal de Monte Alegre, PA com ênfase nas fontes termominerais. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 91-105, 2003.
- ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP: Série científica**, v. 6, n. 2, p.1-6, 2006. (Série Científica).
- ARAI, M. et al. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 2, p. 738-752.
- ARANEDA, R. et al. Características geológicas e natureza das mineralizações auríferas de alguns prospectos da Província do Tapajós – PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998, p. 124.
- ARANHA, L.G.F. et al. Origem e evolução das Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E.J. (Coord.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990. p. 221-223 .
- ARANTES, J.L.G.; DAMASCENO, B.C.; KREBS, A.S.J. **Projeto Argila-Belém**: relatório. Belém: DNPM/CPRM, 1972. v. 1, 39 p., il.
- ARANTES, J.L.G. et al. **Relatório único de pesquisa de caulim na região do Rio Capim, Estado do Pará**: alvarás: 868 a 877/72. DNPM: 812.869/71 a 812.878/71. Belém: CPRM, 1973. 95 p., il.
- ARAÚJO NETO, H.; MOREIRA, H.L. **Projeto estanho de Abonari**: relatório final. Manaus: DNPM/CPRM, 1976. v. 1, 232 p.
- ARAÚJO, J.F.V. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. **Folha SA. 21 - Santarém**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1976. p. 19-122 . il. (Levantamentos de recursos naturais, 10).
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. **Serra dos Carajás**: folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Texto explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. 164 p. il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S. Trabalhos anteriores e contexto geológico regional. In: ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. (Org.). **Serra dos Carajás**: folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Textos explicativos. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. p. 17-50. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- ARAÚJO, O.J.B. et al. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belem. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 324-338.
- ARAÚJO, O.J.B. et al. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Resumos...** Belém: SBG, 1994. p. 299-301.
- ARAÚJO, S.M.; SCHUTESKY, M.E.; SOUSA, J.M. A mineralização de Manuel Selé, sul do Pará: arsenetos de Ni-Co-Fe com ouro, prata, bismuto e teluretos como acessórios associados a um corpo ultramáfico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 2003. 1 CD-ROM.

- ARAÚJO, V.A.; OLIVATTI, O. **Araguaína**: folha SB.22-Z-D, Estado do Tocantins/Pará, escala 1.250.000. Texto explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 1994. 103 p. Programa levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- AVELAR, V.G. **Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental**. 1996. 149 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.
- AVELAR, V.G. et al. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás: novos dados geocronológicos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 4, p. 453-460, 1999.
- AVELAR, V.G. et al. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for mesoarchean versus neoarchean signatures. **Geologie de la France**, n. 2-3-4, p. 83-100, 2003.
- AZEVEDO, L. **Mapeamento geológico nos arredores da Vila de Baixinhos, região do Gurupi, nordeste do Pará**. 2003. 100 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2003.
- AZEVEDO, T.R. et al. Estudo de zircão arqueano na resolução de problemas estratigráficos da região da Serra do Inajá, SE do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Resumos...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- BAARS, F.J.; WIT, M.J. Critérios para a subdivisão tectono-estratigráfica de terrenos em escudo continental: o exemplo da porção sul do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., 1993, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1993. p. 286-289.
- BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.E.S. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Caracol SB.21-X-C. Estados do Pará e Amazonas**. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.E.S.; RIZZOTTO, G. Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Porquinho – região oeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 502.
- BAHIA, R.B.C. et al. Grupo Iriri - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: KLEIN, E.L. et al. (Org.). **Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós**: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 2001a. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- BAHIA, R.B.C. et al. Formação Buiuçu - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: KLEIN, E.L. et al. (Org.). **Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós**: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 2001b. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- BAHIA, R.B.C. et al. Folha SA.22-Belém. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.
- BAHIA, R.R.; ABREU, F.A.M. O rift do Amazonas: sistema aulacogênico na plataforma amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1985. v. 1, p. 222-241.
- BARBOSA, A.A. et al. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 147-164, 1995. (Série Ciências da Terra, 7).
- BARBOSA, A.P.; LORENZI, V.E.; OJIMA, S.K. Jazida de cassiterita de São Pedro do Iriri, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, 1988. v. 3, p. 261-265.
- BARBOSA, J.P.O. **Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás**. 2004. 112 f. Dissertação (Mestrado Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2004.
- BARBOSA, J.P.O. et al. Geologia e geocronologia do stock granítico geladinho, região de Parauapebas, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG- Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.
- BARBOSA, O. et al. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1966. 94 p. Monografia, 19. (Inclui mapas).
- BARROS, C.E.M. **Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)**. Nancy, 1997. 316 f. Tese (Doutorado) - Université Henri Poincaré, Nancy, 1997.
- BARROS, C.E.M.; BARBEY, P. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2.5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás - o Complexo Granítico Estrela e sua auréola de contato. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 513-522, 1998.

- BARROS, C.E.M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). **Tectonophysics**, v. 343, p. 93-109, 2001a.
- BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, P. Idade de zircões do complexo granítico estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001b.
- BARROS, C.E.M. et al. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 4, p. 83-104, 1992. (Ciências da Terra, 4).
- BARROS, C.E.M. et al. Granito Serra dos Carajás: uma discussão sobre o seu potencial metalogenético para estanho com base em estudos na borda oeste do corpo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1994. p. 307-309.
- BARROS, C.E.M. et al. Granito Central da Serra dos Carajás: avaliação do potencial metalogenético para Estanho com base em estudos da borda oeste do corpo. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 93-123, 1995. (Série Ciências da Terra, 7).
- BARROS, C.E.M. et al. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 531-538, 2004.
- BARROS, M.A.S. et al. Idade U-Pb para o Granito Rio Dourado e sua correlação com o vulcanismo Iriri (Província Amazônia Central – Cráton Amazônico, Nordeste de Mato Grosso). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9., 2005, Goiânia. **Resumos...** Goiânia: SBG-Núcleo Centro Oeste, 2005. p. 105-107.
- BASTOS LEAL, L.R.; TASSINARI, C.C.G. Características das mineralizações auríferas filoneanas dos garimpos do Creporizinho e Creporizão, Província Aurífera do Tapajós-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Cambóriu, 1994. **Resumos expandidos...** Cambóriu: SBG, 1994. v. 1, p. 285-286.
- BEISIEGEL, V.R. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1982. p. 87-95.
- BEISIEGEL, V.R. et al. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, n. 4, p. 215-242, 1973.
- BEMERGUY, R.L. et al. Structural geomorphology of the Brazilian Amazon region. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Ed.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2002. v. 3, p. 245-271.
- BERNADELLI, A.L. Depósito de níquel laterítico do Vermelho. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1982. p. 87-95.
- BERNADELLI, A.L.; BEISIEGEL, V.R. Geologia econômica da jazida de Manganês do Azul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 4, p. 1431-1444.
- BETTENCOURT, J.S.; BORGES, W.R.; KORITIAKE, M. The Cachoeira gold deposit, Gurupi belt, Pará, Brazil: geological setting, structure and mineralization – a preliminary report. In: LADEIRA, E.A. (Ed.). **Brazil Gold'91...** A. A. Balkema, 1991. p. 203-208.
- BEUKES, N.J.; GUTZMER, J.; MUKHOPADHYAY, J. **The geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits**. In: ANNUAL GLOBAL IRON ORE CONFERENCE, 11., 2002, Perth, Australia. Perth, Australia, 2002. p. 23-29.
- BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 528 p.
- BIZINELLA, G.A. et al. **Projeto Tapajós-Sucunduri**: relatório final. Texto. Manaus: DNPM/CPRM, 1980. Parte I, v. I-B, p. 357-700, il.
- BIZZI, L.A. et al. **Geologia e recursos minerais da Amazônia Brasileira**: região cratônica. Escala 1:1.750.000. Sistema de Informações Geográficas – SIG. Brasília: CPRM, 2002. 1 CD-ROM.
- BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. 692 p.
- BIZZI, L.A.; VIDOTTI, R.M. Condicionamento do magmatismo pós-Gondwana. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. p. 335-361.
- BORGES, M.S. **Contribuição à geologia da região de Santa Luzia-PA**. 1988. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Curso de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém, 1988.
- BOTELHO, N.F. et al. Caracterização geológica e metalogenética do depósito de Cu ± (Au, W, Mo, Sn) Breves, Carajás. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Ed.). **Caracterização de depósitos minerais em Distritos Mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, 2005. cap. 6, p. 335-389.
- BOWDEN, P. et al. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 35, p. 1-11. 1984.
- BRAGA, J.B.P.; ALVES, C.A.S. Depósitos de bauxita refratária do Pará e Amapá. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, 1988. v. 3, p. 641-653.
- BRANDÃO, J.A.S.L.; FEIJÓ, F.J. Bacia da Foz do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 91-99, 1994.



- BRASINOR. **Relatório de pesquisa para ouro na região do Igarapé Madalena**: processo DNPM 851332/85. 1985.
- BRAZMIN. 2005. Disponível em <www.brazmin.com/exploration\_projects>. Acesso em: 27 ago. 2008.
- BRITO NEVES, B.B. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents. **Gondwana Research**, v. 5, n. 1, p. 175-196, 2002.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, p. 23-40, 1991.
- BRITO NEVES, B.B. et al. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. **Journal of Geodynamics**, v.1, n. 3-5, p. 495-510, 1984.
- BRITO NEVES, B.B. et al. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. **Geonomos**, v. 3, n. 2, p. 1-21, 1995.
- BRITO, M.F.L. Suíte Intrusiva Parauari. In: ALMEIDA, M.E. et al. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D); Estados do Pará e Amazonas**. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM, 2000a. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- BRITO, M.F.L. Granito Pepita. In: ALMEIDA M.E. et al. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D); Estados do Pará e Amazonas**. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM, 2000b. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- BRITO, M.F.L.; ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B. <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., Córdoba-Argentina. 1999. **Extend Abstracts...** Córdoba-Argentina, 1999. p. 40-43.
- BRITO, M.F.L. et al. Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha, registro de magmatismo tipo-A na Província do Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6., 1997, Salvador. **Anais...** Salvador: SBGq, 1997. p. 847-857.
- CABRAL, N.M.T. **Estudo litoestratigráfico do Permocarboneífero da Bacia do Maranhão**. 1991. 152f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1991.
- CALDERARO, R.C.B.; STILIANIDI FILHO, B.; MÁRTIRES, R.A.C. **Sumário mineral**. Belém: DNPM/Seicom, 1998. 29 p.
- CAMITA. **Relatório de Pesquisa de Sal-gema na jazida de Barreiras**: município de Itaituba, Baixo Tapajós, Pará. Santarém,PA, 1977. 57 p.
- CAMPBELL, D.F.; ALMEIDA, L.A.; SILVA, S.O. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. **Boletim do Conselho Nacional do Petróleo**, Rio de Janeiro, n. 1, 1949. 160 p.
- CAMPOS, J.N.P.; TEIXEIRA, L.B. Estilo tectônico da Bacia do Baixo Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1988. v. 5, p. 2161-2172.
- CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. 1984. 583 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Santa Bárbara-Califórnia, Califórnia, 1984.
- CAPUTO, M.V. Origem do alimento estrutural do Juruá: Bacia dos Solimões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1985. v. 1, p. 242-258.
- CAPUTO, M.V.; ANDRADE, F.G. **Geologia em semidetalhe do flanco sul da Bacia Amazônica**: entre os rios Cupari e Abacaxis. Petrobras- Setor de Exploração, 1968. 141p. (Relatório interno).
- CAPUTO, M.V.; LIMA, E.C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 2, p. 740-753.
- CAPUTO, M.V.; SILVA, O.B. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E.J. (Coord.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 169-191.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. **Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas**. RENOR - Petrobras, 1971. 92 p. (Relatório interno).
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.E.; VASCONCELOS, D.N.N. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1972. v. 3, p. 35-46.
- CARDOSO, S.L.; ALTHOFF, F.J.; LINDENMAYER, Z.G. Geoquímica das rochas sedimentares da Formação Águas Claras, Carajás, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.
- CAROZZI, A.V. et al. Ambientes deposicionais e evolução tectono-sedimentar da seção clástica paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. **Anais...** Aracajú: SBG, 1973. v. 3, p. 279-314.
- CAROZZI, A.V. et al. **Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: Petrobras-Cenpes, 1975. 748 p. (Ciência-Técnica-Petróleo).
- CARVALHO, E.R. et al. Geologia do depósito de óxido de Fe-Cu-Au de Sossego, Província Mineral de Carajás (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Resumos expandidos...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.

- CARVALHO, E.R. et al. Geology and hydrothermal alteration of the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. **Resumos expandidos...** Gramado, RS: SBG/SEG/SGMTM, 2005. 1 CD-ROM.
- CARVALHO, F.P., PEREIRA, R., SHIKAMA, R. A gipsita do rio Cupari, estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1972, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1972. v. 6., p. 143-147.
- CARVALHO, J.M.A. Metalogenia. In: OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.S.; COSTA, E.J.S. (Org.). **Serra Pelada, Folha SB.22-X-C, Estado do Pará.** Brasília: CPRM, 1994. p. 161-172. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- CARVALHO, J.M.A. Geologia Econômica/Metalogenia. In: ALMEIDA, H.G.G.; MARINHO, P.A.C.; MARTINS, R.C. (Org). **Marabá, Folha SB.22-X-D, Estados do Pará, Maranhão e Tocantins.** Brasília: CPRM, 1995. p. 89-95. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- CARVALHO, J.M.A. Recursos Minerais. In: ALMEIDA, H.G. **São Luís SW/NW, folhas SA.23-V e SA.23-Y, Estados do Pará e Maranhão.** Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- CARVALHO, J.M.A.; FIGUEIRAS, A.J.M.; SANTOS, C.A. **Projeto Calcário Itaituba:** relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 1977. v. 1. 137 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- CARVALHO, J.M.A.; FARACO, M.T.L.; ANGÉLICA, R.S. Problemas em prospecção geoquímica na região Amazônica: o Projeto Renca. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1991. p. 395-410.
- CARVALHO, J.M.A. et al. Mapa geológico escala 1:250.000. In: RICCI, P.S.F. et al. **Projeto Província Mineral da Renca e Distrito Mineral do Ipitinga Estados do Pará e Amapá.** Fase 1. Belém: CPRM, 2001a. v. 2. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- CARVALHO, J.M.A. et al. Mapa geológico escala 1:100.000. (Subárea Treze de Maio) In: RICCI, P.S.F. et al. **Projeto Província Mineral da Renca e Distrito Mineral do Ipitinga Estados do Pará e Amapá.** Fase 1. Belém: CPRM, 2001b. v. 2. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- CARVALHO, J.M.A. et al. **Distritos Mineiros do Estado do Pará.** Belém: DNPM/CPRM, 2004. 119 p.
- CASSINI, C.T.; COSTA, M.L. A ametista do Pau d'Arco: mineralogia, quimismo e inclusões fluidas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1994. p. 151-154.
- CASTRO FILHO, L.W., MATTOS, S.C. Depósitos de níquel laterítico de Jacaré e Jacarezinho, município de São Félix do Xingu, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil:** ferro e metais da indústria do aço. Brasília: DNPM/CVRD, 1986. v. 2, p. 367-384.
- CASTRO, C.; SILVA, G.R.; COSTA, M.L. A viabilidade de termofosfatos a partir de matérias primas de Maicuru e sua importância para o desenvolvimento mineral e agrônomo da Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1991. p. 260-274.
- CHAVES, O.A. et al. **Projeto Trombetas-Erepecuru:** pesquisa mineral. Relatório final de reconhecimento. Belém: Sudam/Idesp, 1977. v. 1, 216 p., il.
- COELHO, C.E.S. Depósitos de ferro da Serra dos Carajás, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil.** Brasília: DNPM/CVRD, 1986. v. 2, p. 29-64.
- COELHO, C.E.S.; RODRIGUES, O.B. Jazida de manganês do Azul, Serra dos Carajás, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil.** Brasília: DNPM/CVRD, 1986. v. 2, p. 143-152.
- COLEMAN, D.S.; WALKER J.D. Evidence for generation of juvenile granitic crust during continental extension, Mineral Mountains Batholith, Utha. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B7, p. 11011 – 11024, 1992.
- COLLYER, T.A.; MÁRTIRES, R.A.C. O depósito de ametista de Alto Bonito, Município de Marabá, Pará. In: SCHOBENHAUS, C., QUEIROZ, E.T., COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil:** gemas e rochas ornamentais. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. v. 4, parte A, p. 287-293.
- COLLYER, T.A.; KOTSCHOUBEY, B. The São Geraldo do Araguaia opal deposit, Pará, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 2, p. 251-255, 2000.
- COLLYER, T.A.; ALMEIDA, C.A.; POINSINGNON, J.R. O depósito de topázio do Rio Branco III – município de Trairão, Estado do Pará, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado, RS. **Resumos expandidos...** Gramado, RS: SBG/SEG/SGMTM, 2005. 1 CD-ROM.
- COLLYER, T.A. et al. Depósito de Malaquita de Serra Verde, Município de Curionópolis, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; QUEIROZ, E.T.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil:** gemas e rochas ornamentais. Brasília: DNPM/CPRM, 1991a. v. 4, parte a, p. 347-355.
- COLLYER, T.A. et al. O depósito de ametista do Pau D'Arco, Município de Conceição do Araguaia, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; QUEIROZ, E.T.; COELHO, C. E. S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil:** gemas e rochas ornamentais. Brasília: DNPM/CPRM, 1991b. v. 4, parte a, p. 295-302.
- COLLYER, T.A. et al. **Mapa gemológico do Estado do Pará.** Belém: Sudam/Idesp, 1994. 44 p.
- COMINAS EMPRESA DE MINERAÇÃO LTDA. **Processos:** DNPM 850.548/83 a 850.552/83. 1993.

- CONDIE, K.C. **Plate tectonics and crustal evolution**. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1997. 282 p.
- CONDIE, K.C. **Archean greenstone belts**. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434 p. (Development in Precambrian Geology, 3).
- CORDANI, U.G. et al. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., 1979, Arica, Chile. **Actas...** Arica, Chile: 1979. v. 4, p. 137-148.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. **Ciências da Terra**, v. 9, p. 6-11, 1984.
- CORDEIRO, A.A.C. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1982. v. 1, p. 45-49.
- CORDEIRO, A.A.C. Pesquisa mineral: panorama atual da CVRD na Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 1999. p. 80-83.
- CORDEIRO, A.A.C.; McCANDLESS, G. Maciço ultramáfico de Quatipuru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto, MG: SBG, 1976. v. 3, p. 9-16.
- CORDEIRO, A.A.C.; SAUERESSIG, R. Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Resumos das comunicações...** Camboriú: SBG, 1980. p. 344.
- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, A.S.; FONSECA, L.R. Geologia da região da Serra dos Gradaús. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1982. p. 50-53.
- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.S.; SILVA, A.V. Depósito de wolframita da região de Pedra Preta, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, 1986. v. 2, p. 409-415.
- CORDEIRO, A.A.C. et al. Pesquisa geológica da jazida de wolframita de Pedra Preta, Rio Maria, PA. In: SYMPOSIUM DA AMAZÔNIA, 2., 1984, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG, 1984. p. 375-379.
- CORDEIRO, A.A.C. et al. Depósito de wolframita de Pedra Preta, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: CVRD/SBG, 1988. p. 161-165.
- CORREA, H. Atividades de exploração mineral da CODELCO no Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 2., 2006, Ouro Preto, MG. **Resumos...** Ouro Preto: ADIMB, 2006. 1 CD-ROM.
- CORRÊA-SILVA, R.H. et al. Caracterização de um sistema epitermal low-sulfidation (ou adularia-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajós, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- CORRÊA-SILVA, R.H. et al. Estruturas e texturas de vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas relacionadas a ash flow calderas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. **Resumos...** Belém: SBG/PRONEX-UFPA, 2002. p. 95.
- CORREIA, F.C. et al. Depósito aurífero do Cuca: um exemplo de depósito orogênico associado ao *greenstone* belt de Tucumã, sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- COSTA, A.R.A. **Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca**. 2002, 237 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- COSTA, G.L. **Castanhal: folha SA.23-V-C; Estado do Pará**, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- COSTA, J.B.S.; SIQUEIRA, J.B. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (Região da Serra dos Carajás). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, n. 1-4, p. 234-238, 1990.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Evolução Geológica da Amazônia. In: ROSA-COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: FINEP/SBG-Núcleo Norte, 1997. v. 5, p. 15-90.
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte – Gurupi - GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** SBG, 1988. v. 5. p. 2187-2196.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; ARAÚJO, O.J.B. Episódios de reativação proterozóica na região norte do Brasil. **Revista do IESAM**, Belém, v. 1, n. 1, p. 129-151, 2003.
- COSTA, J.B.S. et al. Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o Arcabouço Pré-Cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991, Rio Claro, SP. **Resumos estendidos...** Rio Claro, SP: UNESP/SBG-Núcleo-SP, 1991a. p. 96-98.
- COSTA, J.B.S. et al. O quadro tectônico regional do mesozóico na região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1991b. p. 166-178.
- COSTA, J.B.S. et al. Tectônica Mesozóica – Cenozóica da região do norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991, Rio Claro-SP. **Resumos estendidos...** Rio Claro, SP: UNESP/SBG-Núcleo-SP, 1991c. p. 108-110.
- COSTA, J.B.S. et al. Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 3, p. 9-24, 1991d. (Série Ciências da Terra, 3).

- COSTA, J.B.S. et al. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 199-235, 1995. (Série Ciências da Terra, 7).
- COSTA, J.B.S. et al. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 4, p. 335-347, sept. 2001.
- COSTA, J.B.S. et al. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 74, n. 3, p. 519-531, 2002.
- COSTA, J.L.; RICCI, P.S.F. Estratigrafia. In: COSTA, J.L. (Org.). **Castanhal, folha SA.23-V-C. Estado do Pará**. Belém: CPRM, 2000.1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- COSTA, J.L.; ALMEIDA, H.G.G.; RICCI, P.S.F. Metamorfismo e divisão tectono-estratigráfica do Grupo Gurupi no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão: In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1996. p. 110-112.
- COSTA, J.L. et al. **Projeto Norte da Amazônia**: domínio Oiapoque-Jari; geologia da folha NA.22-V. Belém: DNPM/CPRM, 1974. v. 1-A, 106 p., il.
- COSTA, J.L. et al. **Projeto Gurupi**: relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 1977. 258 p
- COSTA, J.L.; LOBATO, T.A.M. **Projeto Corocal**: relatório final. Texto. Belém: CPRM/Gebam, 1982. v. 1, 83 p.
- COSTA, J.L. et al. **Projeto Uirapuru**: relatório final de pesquisa. Texto. Belém: CPRM/DIVPES, 1984. v. 1, 23 p.
- COSTA, M.L. Petrologia e geoquímica dos xistos carbonosos de Santa Luzia (Ourém-PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1985. v. 2, p. 18-32.
- COSTA, M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.
- COSTA, M.L.; MORAES, E.L. Mineralogy, geochemistry and genesis of kaolins from the Amazon region. **Mineralium Deposita**, v. 33, n. 3, p. 283-297, feb., 1998.
- COSTA, M.L.; MACAMBIRA, E.M.B.; COSTA, W.A.M. O crisoprázio da Serra da Onça/Mutuquinha (Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1994. p. 168-171.
- COSTA, M.L. et al. A turquesa de Itacupim, Pará. **Revista da Escola de Minas**, v. 57, p. 261-266, 2004.
- COSTA, M.L. et al. O jade Araguaia. In: HORBE, A.M.C.; SOUZA, V.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2005a. v. 4, p. 230-235.
- COSTA, M.L. et al. O depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, geoquímica e evolução geológica. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Ed.). **Caracterização de depósitos minerais em Distritos Mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM-CT/Mineral-ADIMB, 2005b. p. 227-333.
- COSTA, R.M.; SANTOS, M.D.; SERRA, V.F.H. Depósito aurífero do Palito: um exemplo de depósito híbrido na Província Tapajós, relacionado à intrusão granítica e controlado estruturalmente. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho: SBG, 2007. p. 176-178.
- COSTA, W.A.M.; COSTA, M.L. Os verdes minerais da Serra Verde (Região de Carajás). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1985. v. 2, p. 189-199.
- COSTI, H.T. **Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros**: o exemplo do albita-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil. Belém, 2000. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2000.
- COSTI, H.T.; SANTIAGO, A.F.; PINHEIRO, S.S. **Projeto Uatumã/Jatapu**: relatório final. Manaus: CPRM, 1984.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C.A.V. Geology and Pb-Pb geochronology of paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. **International Geology Review**, v. 42, n. 9, p. 832-849, 2000.
- COUTINHO, M.G.N. **Áreas: Garimpo Batalha e Garimpo Davi**. Rio de Janeiro: CPRM, 1996. 22 p. (Série Estudos de Prospectos, relatório n. 02A/96).
- COUTINHO, M.G.N. et al. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro, 2000a. 1 CD-ROM.
- COUTINHO, M.G.N. et al. **Geologia e metalogenia das mineralizações de ouro primário**. Rio de Janeiro: CPRM, 2000b. v. 2. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). (Apêndices. Descrições de afloramentos e resultados analíticos).
- CPRM. **Projeto Jari/Rio Negro (Leste)**: Levantamentos aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico do Território Federal do Amapá e Estado do Pará: relatório final. Texto e anexos. Rio de Janeiro: Prospec, 1978. 106 p.
- CPRM-Serviço Geológico do Brasil. **Folha Caracarai**: 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. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- CPRM-Serviço Geológico do Brasil. **Projeto Aerogeofísico Trombetas**: relatório final do levantamento e processamento dos dados

- magnetométricos e gamaespectrométricos. Texto técnico. Rio de Janeiro: LASA Engenharia e Prospecção, 2004. v.1. 51p. il. anexos + mapas. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- CRUZ, W.B.; ABOARRAGE, A.M.; SANTOS, M.E.C.M. **Projeto carvão da Bacia do Parnaíba**. Relatório de progresso, Etapas II e III. Recife: DNPM/CPRM, 1973. 2 v.
- CUNHA, B.C.C. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. **Folha SC. Tocantins**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: 1981. p. 21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- CUNHA, B.C.C.; SANTOS, D.B.; PRADO, P. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 2, p. 873-885.
- CUNHA, E.F.S. et al. Depósitos eólicos da Formação Urupi, Paleoproterozóico do Escudo das Guianas, mina do Pitinga-AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- CUNHA, F.M.B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986. 107 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.
- CUNHA, P.R.C. et al. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n.1, p. 47-55, 1994.
- CVRD. 2004. Disponível em: <www.cvr.com.br>. Acesso em: 27 set. 2007.
- CVRD/CMM. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Resumos das Comunicações...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1972. v. 2, p. 78-80.
- DAEMON, R.F. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das Bacias do Amazonas e Parnaíba. **Academia Brasileira de Ciências**, v. 46, n. 3-4, p. 549-587, 1974.
- DAEMON, R.F. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 2, p. 78-84, 1975.
- DAEMON, R.F.; CONTREIRAS, C.S.A. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v 3, p. 29-92.
- DALL'AGNOL, R. Maciço Jamon: evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982. Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1982. v. 1. p. 139-161.
- DALL'AGNOL, R.; SCAILLET, B.; PICHAVANT, M. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. **Journal of Petrology**, v. 40, p. 1673-1698, 1999b.
- DALL'AGNOL, R.; SILVA C.M.G.; SCHELLER T. Fayalite-hedenbergite rhyolites of Iri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implication for the Uatumã volcanism. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado. **Boletim de resumos...** Gramado: SBG, 1999c. p. 31.
- DALL'AGNOL, R. et al. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 1, p. 11-23, 1986.
- DALL'AGNOL, R. et al. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramento Araguaia – GO - Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA. 7., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1988. v. 1, p.1-19.
- DALL'AGNOL, R. et al. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. **Lithos**, v. 46, p. 431-462, 1999a.
- DALL'AGNOL, R. et al. The Precambrian evolution of the amazonian craton: one of the last unknown Precambrian terranes in the world. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro: SBG, 2000. 1 CD-ROM.
- DALL'AGNOL, R. et al. Processos hidrotermais associados a mineralizações auríferas: o exemplo do depósito São Jorge, Província Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG, 2003. 1 CD-ROM.
- DALL'AGNOL, R. et al. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. **Lithos**, v. 80, p. 101-129, 2005.
- DALSTRA, H., GUEDES, S. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: a comparison of the Carajás, Hamersley, and other iron ores. **Economic Geology**, v. 99, n. 8, p. 1793-1800, 2004.
- DAMASCENO, B.C.; GARCIA, P.F. **Mapeamento geológico preliminar do Rio Mojú**. Belém: DNPM-5º Distrito-Norte, 1970. Rel. DGM-972.
- DAMASCENO, B.C.; SOUZA, A.N. **Projeto Materiais Industriais**: relatório final. Belém: Sudam/CPRM, 1973. v. 1, 89 p., il.
- DAMASCENO, B.C. **Município de Santana do Araguaia**. Belém: CPRM/Seicom, 1996. il. Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia (PRIMAZ).
- DAMASCENO, B.C. **Gipsita do Rio Cupari, região centro-oeste do Estado do Pará**. Belém: CPRM, 2001. (Informe de Recursos Minerais, Série Oportunidades Minerais. Exame Atualizado de Projeto, 9).
- DAMASCENO, E.C. Geologia do estanho. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, 1988. v. 3, p. 183-199.

- DAMASCENO, B.C. et al. **Integração mineral no Município de Redenção**. Belém: CPRM/Seicom, 1996a. 78 p., il. Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia (PRIMAZ).
- DAMASCENO, B.C. et al. **Integração mineral no Município de Santa Maria das Barreiras**. Belém: CPRM/Seicom, 1996b. 83 p. il. Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia (PRIMAZ).
- DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. Brasília: UnB, 2001. 392 p.
- DELGADO, I.M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A. et al. (Org.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas em SIG. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-334.
- DELLA FAVERA, J.C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. 1990. 243f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- DIAS, G.S. et al. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás-PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1996. p. 376-379.
- DIELLA, V.; FERRARIO, A.; GIRARDI, V.A.V. PGE and PGM in the Luanga mafic-ultramafic intrusion in Serra dos Carajás (Pará State, Brazil). **Ore Geology Reviews**, v. 9, n. 6, p. 443-453, 1995.
- DNPM. **Anuário mineral brasileiro 2006**. Brasília: DNPM, 2006.
- DNPM. **Informe Mineral**. Belém: DNPM - 5º Distrito-NO, 2008.
- DNPM. **SIGMINE**. Disponível em: <http://sigmine.dnpm.gov.br>. Acesso em: 31 mar. 2008.
- DOCEGEO. **Relatório de pesquisa do projeto Cobre Carajás-Pojuca**. Belém, 1984. v. 1, 149 p.
- DOCEGEO. Lithostratigraphic review of the Carajás District and Southern Pará-Brazil. In: FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP, 1987, Carajás- PA. **Extended abstract...** Carajás-PA: IUGS-UNESCO, 1987, p. 32-39. (Precambrian Evolution of the Amazon Region).
- DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: CVRD/SBG, 1988. p. 11-59.
- DOCEGEO. **Processo**: DNPM 850580/85. 1995.
- DOCEGEO. **Projeto Sossego**: relatório final de pesquisa. Processo: DNPM 851355/91. 1998.
- DOMINGOS, F.H.G.; SANTOS, M.D. Petrografia e minerografia do gossan aurífero da Cutia, Carajás-PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- DREHER, A.M. **Garimpos N.S. Conceição, Cuiú-Cuiú e Bom Jesus**: relatório de petrografia. Rio de Janeiro: CPRM, 1996. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). (Relatório inédito).
- DREHER, A.M. **O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás**: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes modelo metalogenético. 2004. 221 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 2004.
- DREHER, A.M.; VLACH, S.R.F.; MARTINI, S.L. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, Northern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 3, p. 397-404, 1998.
- DREHER, A.M.; XAVIER R.P.; MARTINI S.L. Fragmental rocks of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 359-368, 2005.
- DREHER, A.M.; VLACH, S.R.F.; MARTINI, S.L. Discussion on "Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon craton, Brazil". **Mineralium Deposita**, v. 37, n. 8, p. 782-784, 2002.
- DREHER, A.M. et al. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 43, n.2, p. 161-184, 2008.
- DUARTE, K.D. **Geologia e geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria-Pa)**: um exemplo de granito "stricto sensu" Arqueano. 1992. 217 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1992.
- DUARTE, K.D.; DALL'AGNOL, R. Geologia e geoquímica do leucogranito arqueano potássico Mata Surrão, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. **Boletim do Instituto de Geociências da USP**, São Paulo, v. 18, p. 113-115, 1996. (Série Publicações Especiais, 18).
- DUARTE, K.D.; PEREIRA, E.D.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. Geologia e geocronologia do Granito Mata Surrão - sudoeste de Rio Maria (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1991. p. 7-20.
- DUARTE, K.S. **Bacia do Pará-Maranhão - Potencial Petrolífero**. In: SEMINÁRIO TÉCNICO DA NONA RODADA DE LICITAÇÕES, 2007, Rio de Janeiro. Agência Nacional de Petróleo Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).
- EIRAS, J.F. et al. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 17-46. 1994.
- ELETRONORTE (Centrais Elétricas do Norte do Brasil S.A). CNEC (Consórcio Nacional de Engenheiros Consultores S.A.). **Estudos de inventário hidrelétrico da bacia hidrográfica do Rio Xingu**: estudos geológicos-geotécnicos. Brasília, 1980. v. 3.
- ELY, F.M.; ALTHOFF F.J.; LINDENMAYER Z.G. Petrografia e geoquímica dos granitóides dos depósitos Gameleira e Pojuca, Serra dos Carajás, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.
- ESSEX S.A. **Processo**: DNPM 851372/81. 1988.

- FARACO, M.T.L. **Evolução petroquímico-metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)**. 1997. 245 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1997.
- FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L. **Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós**: escala 1:500.000. Nota explicativa. Belém: CPRM, 1996a. 13 f. il.
- FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M. DE A.; KLEIN, E.L. **Carta Metalogenética da Província de Carajás – SE do Pará**. Folha Araguaia (SB.22). Nota Explicativa. Escala 1: 1.000.000. Belém: CPRM, 1996b. 28 p.
- FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L. Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: FINEP/SBG-Núcleo Norte, 1997. p. 423-443.
- FARACO, M.T.L. et al. Folha NA.22 - Macapá. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.
- FARACO, M.T.L. et al. Folha SC.22 - Tocantins. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004a. 1 CD-ROM.
- FARACO, M.T.L. et al. Folha SB.22 - Araguaia. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004b. 1 CD-ROM.
- FARACO, M.T.L. et al. Corpomáfico-ultramáfico no Distrito de Ipitinga – Reserva Nacional de Cobre e Associados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Resumos...** Araxá: SBG, 2004c. 1 CD-ROM.
- FARACO, M.T.L. et al. Idades modelo Sm-Nd e idade  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$  em zircão no Distrito de Ipitinga, Reserva Nacional de Cobre e seus Associados – Renca. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ARAXÁ, 42., 2004, Araxá. **Anais...** Araxá: SBG, 2004d. 1 CD-ROM.
- FARACO, M.T.L. et al. Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás. In: SOUZA, V.; HORBE, A.C. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Manaus: SBG– Núcleo Norte, 2005. v. 4, p. 32-44.
- FARACO, M.T.L. et al. A fluid inclusion study in the hydrothermal volcanogenic sulfide and orogenic gold mineralization at the Serra do Ipitinga, Amazon, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 1, p. 51-58, 2006.
- FARIA JÚNIOR, L.E.C. O permotriássico na Bacia do Maranhão: um modelo de paleodeserto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro, **Anais...**, Rio de Janeiro, SBG, 1984, v. 2, p. 777-791.
- FARIA, C.A.S.; PASTANA, J.M.N. Bacias sedimentares. In: PASTANA, J.M.N. **Turiaçu folha SA.23-V-D, folha Pinheiro SA.23.Y.B. Estados do Pará e Maranhão**. Brasília: CPRM, 1995. p. 88-116. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- FARIA, M.S.G. et al. Folha NA.21 - Tumucumaque. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004a. 1 CD-ROM.
- FARIA, M.S.G. et al. Folha SA.21 - Santarém. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004b. 1 CD-ROM.
- FARIAS, E.S.; NASCIMENTO, F.S., FERREIRA, M.A.A. **Estágio de Campo III**: relatório final. Área Belém - Outeiro. Belém: Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará, 1992. 247 p.
- FARIAS, E.S.; VILLAS, R.N.N.; MEDEIROS FILHO, C.A. O alvo Borrachudo, região de Carajás (PA): aspectos petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1996. p. 134-136.
- FARIAS, N.F.; SAUERESSIG, R. Pesquisa geológica da jazida de cobre Salobo 3A. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 1., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1982. v. 2, p. 39-45.
- FARIAS, N.F. et al. Jazida de Cu e Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás – PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 8, p. 3658-3668.
- FERNANDES, C.M.D. **Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás**. 2005. 130 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.
- FERNANDES, C.M.D. et al. Química mineral da muscovita de rochas graníticas e greisens da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 1, p. 26-33, 2006.
- FERNANDES, J.M.G.; BORGES, M. da S. A possível ocorrência do Icnofóssil Ophiomorpha na Formação Piauí e suas implicações ambiental e cronoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1994. p. 198-200.
- FERREIRA FILHO, C.F.; DANNI, J.C.M. Petrologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1985. v. 3, p. 34-47.

- FERREIRA FILHO, C.F. et al. Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: ROSA-COSTA, L. T.; KLEIN, E.L.; VIGLIO, E.P. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2007. v. 5, p. 1-14.
- FERREIRA, A.L. Grupo Jacareacanga. In: ALMEIDA M.E. et al. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D)**. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000a. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- FERREIRA, A.L. Grupo Jacareacanga. In: FERREIRA, A.L. et al. (Org.). **Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B)**. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000b. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- FERREIRA, A.L. Formação Bom Jardim. In: ALMEIDA, M.E. et al. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D)**. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000c. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós.
- FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E. Complexo Cuiú-Cuiú. In: FERREIRA A.L. et al.(Org.). **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. Brasília: CPRM, 2000a. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E. Complexo Cuiú-Cuiú. In: ALMEIDA, M.E. et al. (Org.). **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. Brasília: CPRM, 2000b. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- FERREIRA, A.L. et al (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga – SB.21-Y-B**: Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- FERREIRA, A.L. et al. Folha SB.21 - Tapajós. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.) **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília, Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.
- FEYBESSE, J.L.; MILÉSI, J.P. The Archean/Paleoproterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons? **Precambrian Research**, v. 69, n. 1-4, p. 199-227, 1994.
- FIGUEIRAS, A.J.M.; VILLAS BOAS, J.M.; MARTINS, R.C. **Projeto Aveiro**: relatório final de pesquisa. Belém: CPRM/DIVPES, 1979. 114 p. il.
- FIGUEIREDO E SILVA, R.C.; LOBATO, L.M.; ROSIÈRE, C.A. Petrografia e geoquímica em jaspilitos e minérios hidrotermais de ferro dos depósitos da Serra Norte (N1, N4E, N4W e N5E), Província Mineral Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. **Resumos expandidos...** Gramado: SBG, 2005. 1 CD-ROM.
- FIGUEIREDO E SILVA, R.C. et al. Estudos petrográficos microscópicos e geoquímicos em jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4E, N4W e N5E, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 1., 2004, Ouro Preto, MG. **Anais...** Ouro Preto, MG: ADIMB, 2004. 1 CD-ROM.
- FIGUEIREDO, A. J. A.; SOUZA, J.O.; OLIVATTI, O. **Conceição do Araguaia – Folha SC. 22-X-B – Estado do Tocantins/Pará**. Escala 1:250.000. Textos explicativos. Brasília: CPRM, 1994. 113 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- FIGUEIREDO, F.T. et al. A Formação Couto Magalhães, Neoproterozóico da Faixa Araguaia: fácies e estratigrafia do furo SMD-08, Redenção, Pará. In: ROSA-COSTA, L.T., KLEIN, E.L., VIGLIO, E.P. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG, 1997. v. 5, p. 15-28.
- FONSECA, L.R.; RIGON, J.C. Ocorrências de titânio no complexo ultramáfico-alcalino de Maraoná no Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 8, p. 3841-3852.
- FONSECA, M.A.; EVANGELISTA, H.J.; OLIVEIRA, H.J. Estruturas transcorrentes N-S na Faixa Araguaia e seu significado no contexto das interações dos Cratons Amazônico, São Francisco Congo e Oeste Africano. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999. Manaus. **Anais...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. v. 1. p. 251-254.
- FORMAN, J.H.A. et al. **Pesquisa Mineral no Iriri/Curuá**: relatório preliminar. Belém: Sudam/ Departamento de Recursos Naturais, 1972. 62 p., il.
- FRANCISCO, B.H.R. et al. Contribuição à geologia da folha de São Luís (SA-23), no Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, n. 17, 1971. 45 p. (Nova Série Geologia).
- FRANTZ, J.C. et al. A mineralização cupro-aurífera do prospecto Ouro Roxo, Distrito Aurífero do Tapajós – Caracterização do depósito (fluidos, mineralogia e relações isotópicas). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA 1., 2005, Gramado, RS. **Anais...** Gramado, RS: SBG/SEG/SGMTM, 2005. 1 CD-ROM.
- FRASCA, A.A.S.; BORGES, F.R. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A**. Estado do Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2003. 1 CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).



- FRASCA, A.A.S.; SOUZA, J.O. Grupo Beneficente. In: SOUZA, J.O., FRASCA, A.A.S., OLIVEIRA, C.C. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta**: relatório integrado. Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita: Estados de Mato Grosso e do Pará. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 2005. 1 CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- FRASCA, A.A.S. et al. Evolução tectônica dos terrenos acrescionários do norte do Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 13., 2003, Cuiabá. **Resumos expandidos...** Cuiabá: SBG – Núcleo Centro Oeste; SBG – Núcleo Centro, 2003. p. 37-38.
- FREITAS-SILVA, F.H. Controle estrutural da mineralização aurífera de Serra Pelada, Curionópolis – PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 131.
- FRIZZO, S.J. (Org.). **Projeto Purgatório**: relatório final. Belém: CPRM/Gebam, 1982. v. 1, 86 p.
- GALARZA, M.A. **Geocronologia e geoquímica isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral de Carajás, Brasil**. 2002. 214 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2002a. v. 3, p. 153-168.
- GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. **Revista do Instituto de Geociências da USP**, v. 2, p. 143-159, 2002b. (Geologia, Série Científica).
- GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V. Geocronologia Pb-Pb e Sm-Nd das rochas máficas do Depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG – Núcleo Norte, 2003. 1 CD-ROM.
- GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; VILLAS, R.N.N. Age and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará state, Brazil. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON. 2006, Belém. **Abstracts...** Belém: PRONEX-UFGA/SBG-Núcleo Norte, 2006. p. 19.
- GASTAL, M.C.P. **Mapeamento e petrologia do Maciço Granítico Musa, sudeste do Pará**. 1987. 319 f. Tese (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1987.
- GAUDETTE, H.E. et al. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from Precambrian of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, p. 351-363, 1998.
- GELLER, B. **Tocantinzinho petrographic report 004**. 2004. Relatório inédito.
- GEOMINERAÇÃO. **Projeto Mapuera. Reconhecimento geológico/geoquímico**. S.1./ICOMI. 1972. 101 p.
- GIBBS, A.K. et al. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 2, p. 201-211, 1986.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R. Geologic setting of the Serra dos Carajás iron deposits. In: CHAUVEL, J.J. et al. (Ed.). **Ancient Banded Iron Formations (Regional Presentations)**. Athens, Greece: Theophrastus Publications, S.A., 1990. p. 83-102.
- GÓES A.M.O.; FEIJÓ F.J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 57-67, jan/mar. 1994.
- GÓES, A.M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. 171 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- GÓES, A.M. **Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no Nordeste do Pará e Nordeste do Maranhão**. Belém: UFPA, 1981. 55 f. Tese (Mestrado em Ciências na área de Geologia) - Universidade Federal do Pará – UFPA.
- GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís – Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 15-30 (Coleção Friedrich Katzer).
- GÓES, A.M.O.; SOUZA, J.M.P.; TEIXEIRA, L.B. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 4, n. 1 p. 55-64, 1990.
- GÓES, A.M.O.; TRAVASSOS, W.A.; NUNES, K.C. **Projeto Parnaíba**: reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém: PETROBRÁS, 1992. (Relatório interno).
- GÓES, A.M.O.; TRAVASSOS, W.A.S.; NUNES, K.C. **Projeto Parnaíba**: reavaliação da bacia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1994. v. 3, p. 307-310.
- GOMES, A.K.B. **Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará**. 2003. 161 f. Tese (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 2003.
- GOMES, C.B.; RUBERTI, E.; MORBIDELLI, L. Carbonatite complexes from Brazil: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 3, p. 51-63, 1990.

- GONÇALEZ M.G.B. et al. Geologia do Maciço anorogênico Cigano, vale do Rio Parauapebas-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG–Núcleo Norte, 1988. v. 3, p. 1132-1146.
- GORAYEB, P.S.S. **Evolução geológica da região de Araguacema Pequizeiro-Goiás–Brasil**. 1981. 100 f. Dissertação (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981.
- GORAYEB, P.S.S. Corpos serpentiniticos da faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 1, p. 51-62, 1989.
- GORAYEB, P.S.S.; ALVES, C.L. Superposição tectono-metamórfica do Cinturão Araguaia no embasamento arqueano na região de Xambioá e Aruanã-TO. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2003, Búzios. **Anais...** Búzios: SBG, 2003. v. 1. p. 84-85.
- GORAYEB, P.S.S.; Moura, C.A.V.; Abreu, F.A.M. Geologia do Parque Andorinhas e Região Adjacente. In: GORAYEB, P.S.S (Ed.). **Parque Martírios e Andorinhas: Conhecimento, história e Preservação**. Belém: Edufpa, 2008. p.57-80.
- GORAYEB, P.S.S. et al. Idades Paleoproterozóicas em zircão dos *pillows* basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) – Município de Sapucaia, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG–Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.
- GROVES, D.I. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, v. 13, p. 7–27, 1998.
- GUEDES, S.C. et al. The importance of carbonate alteration associated with the Carajás high-grade hematite deposits, Brazil. In: IRON ORE CONFERENCE. Perth, Australia, 2002. Perth, Australia: 2002. p. 63-66.
- GUERREIRO, M.G.; SILVA, J.M.R. **Projeto Guaraí-Conceição**: relatório final. Belém: DNPM, 1976. 50 p.
- HART, C.J.R. Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems: The Gangue: **Geological Association of Canada Mineral Deposits Division Newsletter**, n. 87, p. 1-9, 2005.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. 1970. Geocronologia do centro-norte brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 9, n. 1, p. 5-26, 1970.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. **Boletim do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 8, p. 107-118, 1977.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984a. p. 36-45.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. Província Tocantins. Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984b. p. 187-204.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS C. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus. **Anais...** Manaus: DNPM, 1984c. v. 1, p. 129-148.
- HAWKESWORTH, C. et al. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. B6, p. 10271-10286, 1995.
- HEIM, S.L.; CASTRO FILHO, L.W. Jazida de níquel laterítico de Puma-Onça, Município de São Félix do Xingu, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos Minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço**. Brasília: DNPM/CVRD, 1986. v. 2, p. 347-368.
- HERNALSTEENS, C.M.O.; LAPA, R.P. Bauxita de Porto Trombetas, Oriximiná, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, 1988. v. 3, p. 621-639.
- HIRATA, W.K. et al. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1982. v. 1, p. 100-110.
- HITZMAN, M.W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M.T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. **Precambrian Research**, v. 58, p. 241-287, 1992.
- HOOPER, P.R. et al. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. B6, p. 10303-10319, 1995.
- HÜHN, S.R.B. **Geologia, controle estrutural e gênese do depósito aurífero Babaçu, região de Rio Maria, sul do Pará**. 1992. 168 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 1992.
- HÜHN, S.R.B.; NASCIMENTO, J.A.S. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG–Núcleo Norte, 1997. v. 1, p. 143-160.
- HÜHN, S.R.B.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.G.M. Caracterizações petrográficas, texturais e estruturais dos fluxos máfico-ultramáficos do “greenstone belt” Seringa, sul do estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v. 2, p. 648-662.
- HÜHN, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B, DALL’AGNOL, R. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo – Carajás – PA In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 1999a. p. 463-466.
- HÜHN, S.R.B. et al. Descoberta do depósito Cu (Au) Cristalino: geologia e mineralização associada – região da Serra do rabo – Carajás – PA. In: SIMPÓSIO DE

- GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999b. p. 140-143.
- HUHN, S.R.B. et al. O terreno "granito *greenstone*" da região de Rio Maria – sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. **Anais...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1988. v. 3, p. 1438-1452.
- HURLEY, P.M. et al. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. **Science**, v. 157, p. 495-500, 1967.
- HURLEY, P.M. et al. Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating. **Canadian Journal Earth Sciences**, v. 5, p. 633-638, 1968.
- IANHEZ, A.C.; SOUSA A.M.S.; MONTALVÃO, R.M.G. Geologia da seqüência vulcano-sedimentar da Serra do Inajá – Santana do Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 2918-2928.
- Ibram/AMAZÔNIA. **Informativo do Instituto Brasileiro de Mineração**. Brasília: Ibram, v. 2, n. 7, abr. 2008.
- ISSLER, R.S. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. **Folha SA. 22 - Belém**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1974. il. p. I/3–I/60. (Levantamentos de recursos naturais, 5).
- IWANUCH, W. Geologia dos Complexos Alcalinos Proterozóicos do Centro do Estado do Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG –Núcleo Norte, 1999. p. 166-167.
- JACOBI, P. The discovery of Epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 277-279, 1999.
- JAVIER RIOS, F. et al. Isótopos de oxigênio e temperatura de formação dos veios mineralizados com wolframita da jazida Pedra Preta, sul do Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 3, p. 253-256, 1998.
- JAVIER RIOS, F.; VILLAS, R.N.N; DALL'AGNOL, R. O Granito Serra dos Carajás, Pará: I. Fácies petrográficas e avaliação do potencial metalogenético para estanho no setor norte. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 1, p. 20-31, 1995a.
- JAVIER RIOS, F.; VILLAS, R.N.N; FUZIKAWA, K. O Granito Serra dos Carajás, Pará: II. Caracterização dos fluidos aquosos e alteração hidrotermal. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 1, p. 32-40, 1995b.
- JEFFERSON, C.W. et al. Unconformity associated uranium deposits. In: GOODFELLOW, W.D. (Ed.). **Mineral Deposits of Canada**. A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Survey of Canada, [s.d]. (Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada). No prelo.
- JORGE JOÃO, X.S. **O Litchfieldito Boca Nova no nordeste do Estado do Pará**: aspectos petroquímicos e implicação econômica. Belém: CPRM, 1980. Relatório inédito.
- JORGE JOÃO, X.S.; MARINHO, P.A.C. Catametamorfitos arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG- Núcleo Norte, 1982. v. 2, p. 207-228.
- JORGE JOÃO, X.S.; ARAÚJO, O.J.B. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no sudoeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Resumos...** São Paulo: SBG, 1992. v. 2, p. 36-38.
- JORGE JOÃO, X.S.; SILVA NETO, C.S. Metamorfismo e deformação. In: OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S. **Serra Pelada**: folha SB.22.X.C, Estado do Pará. Texto explicativo. Brasília: CPRM, 1994. p. 77-86, il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- JORGE JOÃO, X.S.; NEVES, A.P.; LEAL, J.W.L. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpagem. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém. **Anais...** Belém: SBG–Núcleo Norte, 1982. v. 2, p. 52-62.
- JORGE JOÃO, X.S.; SANTOS, C.A.; PROVOST, A. Magmatismo adamélfico Água Branca Folha Rio Mapuera, NW do estado do Pará. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1985. p. 93-100.
- JORGE JOÃO, X. da S.; VALE, A.G.; LOBATO, T. de A.M. **Altamira**: folha SA.22-Y-D, Estado do Pará. Texto explicativo, escala 1:250.000. Brasília: DNPM/CPRM, 1987. 31 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- JORGE JOÃO, X.S.; RODRIGUES, J.L.B.; PIRES, E. S. **Projeto ZEE BR-163 - Sustentável**: recursos minerais. Relatório Final. No prelo.
- JORGE JOÃO, X. da S. et al. **Projeto Xingu Araguaia**: geologia e geoquímica da área Gradaús Nova Olinda. Belém: Sudam/CPRM, 1975. v. 1, 128 p., il.
- JORGE JOÃO, X. da S. et al. **Projeto Sudoeste do Amapá**: relatório final. Texto. Belém: DNPM/CPRM, 1978. Parte I, v.1-A, 224 p., il.
- JORGE JOÃO, X. da S et al. **Projeto Trombetas – Mapuera**: relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 1984. v. I e II. (Texto e anexos).
- JORGE JOÃO, X.S. et al. Geoquímica. In: ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. **Serra dos Carajás**: folha SB.22.Z.A, Estado do Pará. Texto explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. p. 79-109, il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- JULIANI, C. et al. The Au–granite Batalha system–Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. **Precambrian Research**, v. 119, n. 1-4, p. 225-256, 2002.

- JULIANI, C. et al. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable - isotope constraints. **Chemical Geology**, v. 215, n. 1-4, p. 95-125, 2005.
- KING, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-165, 1956.
- KISSIN, S.A. Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) veins. In: ORE DEPOSITS MODELS. **Geoscience Canada**, v. 2, n. 6, p. 87-98, 1993. (Reprint Series).
- KLEIN, E.L. **Evolução geológica Pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil**. 2004. 303 f. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2004.
- KLEIN, E.L. Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo do depósito aurífero do Carará, NW-Pará, Escudo das Guianas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 407-408.
- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho SB.21-Z-A**, Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- KLEIN, E.L.; MOURA, C.A.V. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. **International Geology Review**, v. 43, p. 237-253, 2001.
- KLEIN, E.L.; HARRIS, C. Oxygen isotope compositions of silicate minerals associated with the Carará gold deposit, SE Guyana shield, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9., 2003, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBGq, 2003. p. 749-751.
- KLEIN, E.L.; ROSA-COSTA, L.T. Geology of quartz-vein gold deposits in the Ipitinga Auriferous District, northern Brazil, southeastern Guyana Shield. **Géologie de la France**, v. 2-3-4, p. 231-242, 2003.
- KLEIN, E.L.; MOURA, C.A.V. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do Rio Gurupi (NE-Pará/NW-Maranhão). **Geologia USP: Série Científica**, v. 3, p. 97-112, 2003.
- KLEIN, E.L.; MOURA, C.A.V. São Luís Craton and Gurupi Belt (Brazil): possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts. In: PANKHURST, R. et al. (Org.). **West Gondwana: Pre-cenozoic correlations across the South Atlantic Region**. London: The Geological Society of London, 2008. v. 294, p. 137-151. (Geological Society, Special Publications).
- KLEIN, E.L.; ARAÚJO, O.B.; MARTINS, R.C. Geologia Estrutural e Tectônica. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A**: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000a. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- KLEIN, E.L.; ARAÚJO, O.B.; MARTINS, R.C. Geologia Estrutural e Tectônica. In: VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C**: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000b. 1 CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- KLEIN, E.L.; MOURA, C.A.V.; PINHEIRO, B.L.S. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. **Gondwana Research**, v. 8, n. 2, p. 177-186, 2005a.
- KLEIN, E.L.; ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M. Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2003. 1 CD-ROM.
- KLEIN, E.L. et al. Geologia e controle estrutural das mineralizações auríferas na Folha Vila Riozinho e NW da Folha Rio Novo, Província Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. p. 128-131.
- KLEIN, E.L. et al. **Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós, Estados do Pará e Amazonas**: folhas SB.21-V-D, SB.21-Y-B, SB.21-X-C, SB.21-Z-A e SB.21-Z-C. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 2001a. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- KLEIN, E.L. et al. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the brittle-style Guarim lode-gold mineralisation, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 36, n. 2, p. 149-164, mar. 2001b.
- KLEIN, E.L. et al. Geology of Paleoproterozoic gneiss- and granitoid-hosted gold mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. **International Geology Review**, v. 44, p. 544-558, 2002.
- KLEIN, E.L. et al. Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto Patinhas, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 1, p. 59-66, mar. 2004.
- KLEIN, E.L. et al. Estudos isotópicos e de inclusões fluidas em veios de quartzo auríferos do Distrito Aurífero de Ipitinga, NW-Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10. 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto velho: SBG-Núcleo Norte, 2007. p. 157-160.

- KLEIN, E.L. et al. **Geologia e Recursos Minerais. Folha Cândido Mendes – SA.23-V-D-II**, Estado do Maranhão, Escala 1:100.000. CPRM. Programa Geologia do Brasil. No Prelo.
- KLEIN, E.L. et al. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. **Precambrian Research**, v. 141, p. 83-105, 2005b.
- KLEIN, E.L. et al. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 415-418, 2005c.
- KLEIN, E.L. et al. Geology and stable isotope (O, H, C, S) constraints on the genesis of the Cachoeira gold deposit, Gurupi belt, northern Brazil. **Chemical Geology**, v. 221, p. 188-206, 2005d.
- KOTSCHOUBEY, B. Geologia do alumínio. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, 1988. v. 3, p. 599-619.
- KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, V.P. Considerações sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1985. v. 3, p. 48-61.
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, B. Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da Serra do Quatipuru (Pará). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v. 6, p. 22-25.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYMUS, B. Depósitos de caulim e argila semi-flint no Nordeste do Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 2, p. 71-80, 1996.
- KOTSCHOUBEY, B. et al. Basaltos e serpentinitos da Serra do Tapa (Pará). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v. 6, p. 25-28.
- KOTSCHOUBEY, B. et al. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera de Paragominas, noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará/oeste do Maranhão. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Ed.). **Caracterização de depósitos minerais em Distritos Mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM-CT/Mineral-ADIMB, 2005. p. 691-782.
- KRYMSKY, R.S.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. **Resumos...** Belém: PRONEX/SBG, 2002. p. 41.
- LACERDA FILHO, J.V.; FRASCA, A.A.S. E OLIVEIRA, C.C. Geologia da Região de Alta Floresta - Peixoto de Azevedo. In: FERNANDES, C.J.; VIANA, R.R. (Org.). **Coletânea Geológica de Mato Grosso**. 1. ed. Cuiabá: UFMT, 2006. v. 1.
- LACERDA FILHO, J.V. de et al. (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso: Escala 1:1.000.000**. Goiânia: CPRM, 2004. CPRM/SICME-MT, 225 p. il. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- LADEIRA, E.A.; CORDEIRO, J.R.C. Jazida N4E: reavaliação dos corpos de hematita dura e jaspilitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: SBG, 1988. p. 55-69. Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B. Age archéen de la granodiorite Cumaru (Serra dos Gradaús, Pará, Brésil). **C. R. Acad. Sci. Paris**, v. 310, p. 1653-1641, 1990.
- LAFON, J.M.; SCHELLER, T. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1994. p. 321-323.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; PIDGEON, R.T. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro, 2000. 1 CD-ROM.
- LAFON, J.M. et al. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 64.
- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; PIMENTEL, M.M. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, p. 277-292, 2005.
- LAMARÃO, C.N. et al. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 119, p. 189-223, 2002.
- LAMARÃO, C.N. et al. Um estudo preliminar de variações composicionais de zircão de granitóides do Cráton Amazônico e suas aplicações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2006. 1 CD-ROM.
- LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, p. 169-186, 1982.
- LANG, J.R.; BAKER, T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 477-489, 2001.

- LANGE, F.W. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna Siluro-Devoniana, da Bacia do Baixo Amazonas. In: **ATAS DO SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, Geociências**. Rio de Janeiro: CNPQ, 1967. v. 1, p. 215-326.
- LAUX, J.H.; LINDENMAYER, Z.G.; SANTOS, T.R. Características gerais dos depósitos do tipo óxido de ferro (Cu-U-Au-ETR): o exemplo da Província Mineral de Carajás. In: RONCHI, L.H.; ALTHOFF, F.J. (Org.). **Caracterização e modelamento de depósitos minerais**. São Leopoldo: Unisinos, 2003. p. 41-66.
- LEAL, J.W.L. et al. **Programa de integração mineral no Município de Itaituba**. Belém: CPRM/Seicom, 1996. 229 p. Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia (PRIMAZ).
- LEDRU, P. et al. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2,0 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. **Precambrian Research**, v. 69, n. 1-4, p. 169-191, 1994.
- LEITE, A.A.S. **Geologia e geoquímica do maciço granítico Arqueano Xinguara – sudeste do Estado do Pará**. 1995. 209 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 1995.
- LEITE, A.S.S. **Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico**. 2001. 330 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.
- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do granito Arqueano Xinguara, sudeste do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1996. p. 64-67.
- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R. Geologia e petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas encaixantes - SE do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 9, p. 43-81, 1997. (Série Ciências da Terra).
- LEITE, A.A.S. et al. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da Região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito- Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 447-458, 2004.
- LEITE, J.A.D.; SAES, G.S. Idade Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico. **Geologia USP: Série Científica**, v. 3, p. 113-127, 2003.
- LEMOS, V.P.; VILLAS, R.N.N. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará – implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 3, p. 165-177, 1983.
- LEMOS, R.L.; GASPAR, J.C. O magmatismo kamafugítico em Maicuru e seu ambiente tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...**, João Pessoa: SBG-NE, 2002. p. 539.
- LEMOS, R.L.; FONSECA, L.R.; MARTINS, L.P.B. Petrografia do complexo alcalino-ultramáfico-carbonatítico de Maicuru-Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 3, p. 1400-1411.
- LENHARO, S.L.R. **Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas**. 1998. 290 f. Tese (Doutorado) - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Brasil, 1998.
- LENZ, G.R.; RAMOS, B.W. Combustíveis fósseis sólidos no Brasil: carvão, linhito, turfa e rochas oleígenas. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, E.S. (Coord.) **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, 1985. v. 1, p. 3-37.
- LESQUER, A. et al. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. **Tectonophysics**, v. 110, n. 1-2, p. 9-26, 1984.
- LIBERATORE, G. et al. **Projeto Aripuanã – Sucunduri**: relatório final. Manaus: DNPM/CPRM, 1972. 8 v.
- LIÉGEOIS, J.P. et al. Contrasting of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. **Lithos**, v. 45, n. 1-4, p. 1-28, 1998.
- LIMA, A.D.P. **Ambiente deposicional, composição mineralógica e estudo isotópico Pb-Pb das zonas sulfetadas do Alvo São Martim, Cinturão Araguaia, sul do Pará**. 2004. 102 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2004.
- LIMA, A.D.P. et al. Estudos isotópicos (Pb) e microtermométricos na zona de sulfetos estratiformes do alvo São Martim, SW do Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado, RS. **Resumos...** Gramado, RS: SBG/SEG/SGMTM/MME, 2005. 1 CD-ROM.
- LIMA, E.M.; LEITE, J.F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba: interpretação geológico-metalogenética**: relatório final da etapa III. Texto. Recife: DNPM/CPRM, 1978. 406 p., il.
- LIMA, H.P.; ARANHA, L.G.F.; FEIJÓ, F.J. Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e graben de Ilha Nova. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 111-116, 1994.
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P.; TASSINARI, C.C.G. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1982. v. 1, p. 147-162.
- LIMA, M.I.C. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. **Folha NA/NB. 22-Macapá**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1974. il. p. 1/3–1/120. (Levantamentos de recursos naturais, 6).

- LIMA, M.R.; CAMPOS, D.A. Palinologia dos folhelhos da fazenda Muzinho, Floriano, Piauí. **Geodiversitas** – USP, n. 11, p. 149-154, 1980.
- LINDENMAYER, Z.G. **Salobo Sequence, Carajás, Brazil**: geology, geochemistry and metamorphism. 1990. 407 f. Tese (Doutorado) - University of Western Ontario, Canadá. 1990.
- LINDENMAYER, Z.G. O depósito de Cu (Au–Ag–Mo) do Salobo, Serra dos Carajás, Revisitado. In: WORKSHOP DEPÓSITOS MINERAIS BRASILEIROS DE METAIS-BASE, 1998, Salvador. **Anais...** Salvador: ADIMB/CPGG-UFBA/CAPEPADCT, 1998. p. 29–37.
- LINDENMAYER, Z.G. Depósito de Cu-Au do Salobo, Serra dos Carajás: uma revisão. In: RONCHI, L.H.; ALTHOFF, F.J. (Org). **Caracterização e modelamento de depósitos minerais**. São Leopoldo: Unisinos, 2003. p. 69-123.
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S. Metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão no depósito de cobre do Salobo: evidência de rift continental arqueano no Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG, p. 36-48.
- LINDENMAYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B.G. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. In: SILVA, M.G.; MISI, A. (Ed.). **Base metal deposits of Brazil**. Belo Horizonte: MME/CPRM/DNPM, 1999. p. 33-43.
- LINDENMAYER, Z.G.; ALMEIDA, D.P.M.; LAUX, J.H. Contribuição a petrologia dos basaltos da Serra Sul, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Resumos expandidos...** Camboriú: SBG, 1994a. p. 41-42
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; BOCALON V.L.S. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. **Acta Geológica Leopoldensia**, v. 17, n. 40, p. 153-184, 1994b.
- LINDENMAYER, Z.G.; RONCHI, L.H.; LAUX, J.H. Geologia e geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 3, p. 257-268, 1998.
- LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H.; TEIXEIRA, J.B.G. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 21-28, 2001a.
- LINDENMAYER, Z.G. et al. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: JOST, H; BROD, J.A; QUEIROZ, E.T. (Coord.). **Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros**. Brasília: DNPM/ADIMB, 2001b. p. 81-139.
- LINDENMAYER, Z.G. et al. Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Ed.). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM-CT/Mineral-ADIMB, 2005. p. 157-226.
- LISBOA, M.A.R. The Permian geology of northern Brazil. **American Journal of Science**, v. 37, n. 221, p. 425-443, 1914. (Ser. 4).
- LOBATO, L.M. et al. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás: controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E. T.; RAMOS, B. W. (Ed.). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM-CT/Mineral-ADIMB, 2005. p. 21-92.
- LOCK, P.R.F. et al. **Projeto Aruri**: relatório final de pesquisa, área J-8. Alvará 1336/78. Texto e anexos. Manaus: CPRM, 1981. v. 1.
- LOPEZ, L. **Technical review of the Tocantinzinho exploration project in the Tapajós District, Pará State, Brazil**. Lakewood, Colorado: Pincock, Allen & Holt, 2006, 109 p. Relatório inédito.
- LOWELL, G.R. Petrology of the Bragança batholith. São Luís craton, Brazil. In: **The crust – the significance of granites-gneisses in the lithosphere**. Athens: Theophrastus Pub., 1985. p. 13-34.
- LOWELL, G.; WANDERLEY FILHO, J.R. Veio rico em molibdenita: nota sobre a primeira ocorrência de MoS<sub>2</sub> no nordeste do Pará. **Mineração Metalurgia**, v. 44, n. 420, p. 34-37, 1980.
- LOWELL, G.R.; VILLAS, R.N.N. Petrology of nepheline syenite gneiss from Amazonian Brazil. **Geological Journal**, v. 18, n. 1, p. 53-75, 1983.
- MACAMBIRA, E.M.B. **Geologia e aspectos metalogenéticos dos elementos do Grupo da Platina no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará**. 1997. 178 f. Tese (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém. 1997.
- MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G. **São Félix do Xingu**: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília: CPRM, 1997. 344 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- MACAMBIRA, E.M.B.; TASSINARI, C.C.G. Estudos Sm/Nd no complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça – sul do Pará: implicações geocronológicas e geotectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 463.
- MACAMBIRA, E.M.B.; FERREIRA FILHO, C.F. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – sudeste do Pará. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2002. v. 3, p. 105-114.
- MACAMBIRA, E.M.B.; FERREIRA FILHO, C.F. Exploration and origin of stratiform PGE mineralization in the Serra da Onça layered complex, Carajás Mineral Province, Brazil. In: INTERNATIONAL PLATINUM SYMPOSIUM, 10., 2005, Oulu-Finland. **Extended abstract...** Oulu-Finland, 2005a. p. 178-181.

- MACAMBIRA, E.M.B.; FERREIRA FILHO, C.F. Platinum Group Elements (PGE) Mineralization in The Serra da Onça Layered Complex, Carajás Mineral Province, Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005b, Gramado, RS. **Resumos...** Gramado: SBG/SEG/SGMTM-MME, 2005b. 1 CD-ROM.
- MACAMBIRA, E.M.B.; SETTON, S.F. O metacalcário dolomítico da Calpará – Santana do Araguaia, sul do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos...** Belém: SBG, 2006. 1 CD-ROM.
- MACAMBIRA, E.M.B.; JORGE JOÃO, X.S.; SOUZA, E.C. Geologic and petrological aspects of the Plaquê Granite – Southeastern of Pará State. In: SYMPOSIUM OF ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM, 1996, Brasília. **Extended abstracts...** Brasília: SBG, 1996. p. 73-75.
- MACAMBIRA, E.M.B.; RICCI, P.S.F.; KLEIN, E.L. Aspectos geológicos do garimpo de ouro do Mandi, Cumaru do Norte – sul do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos...** Belém: SBG, 2006. 1 CD-ROM.
- MACAMBIRA, E.M.B. et al. **Projeto Sulfetos de Altamira-Itaituba**: relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 1977. v. 1, 772 p., il.
- MACAMBIRA, E.M.B. et al. Geologia. In: MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G. **São Félix do Xingu, Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará**. Brasília: DNPM/CPRM, 1997. parte II, p. 29-93. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- MACAMBIRA, J.B. **Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO)**. 1983. 108 f. Dissertação (Mestrado em Ciências/Geologia) - Curso de Pós Graduação em Ciências Geofísicas, Geológicas Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.
- MACAMBIRA, J.B. **O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará**. 2003. 217 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2003.
- MACAMBIRA, J.B.; SILVA, V.F. Estudo petrológico, mineralógico e caracterização das estruturas sedimentares e diagenéticas preservadas na Formação Carajás, Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 363-387, 1995. (Série Ciências da Terra).
- MACAMBIRA, J.B.; SILVA, S.S.A. Caracterização petrográfica dos basaltos do Grupo Grão Pará na Serra Norte – Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 127.
- MACAMBIRA, J.B.; SCHRANK, A. Químio-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (PA). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 567-578, 2002.
- MACAMBIRA, J.B. et al. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínório de Gradaús – sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v. 5, p. 1956-1968.
- MACAMBIRA, J.B. et al. **Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca**: relatório final. Belém: SEPLAN/Docegeo/UFPA; DNPM/Docegeo/UFPA, 1990. 150 p.
- MACAMBIRA, J.B. et al. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, v. 6, p. 516-518.
- MACAMBIRA, M.J.B. **Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Bresil**. 1992. 212 f. Tese (Doutorado) - Sciences et Techniques du Langdoc, Universite Montpellier II, Montpellier, 1992.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J.R. História arqueana da região de Rio Maria, SE do estado do Pará, registrada em zircões detríticos de *greenstone belt* e de cobertura plataformal. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1991. p. 59-69.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 263–288, 1995. (Série Ciências da Terra).
- MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J.R. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. **International Geology Review**, v. 38, p. 1134-1142, 1996.
- MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. Zircon age for the Paleoproterozoic Jamon granite, SE Carajás Province, Brazil: new evidence of rocks older than 3.1 Ga in the Amazonian craton. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, June 15-18, 1997, Campos do Jordão. **Extended abstract...** Campos do Jordão, SP: CPGeo-IG/USP, 1997. p. 186-187.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; PIDGEON, R.T. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 55.
- MACAMBIRA, M.J.B.; ALMEIDA, M.E.; SANTOS, L.J. Idade de zircão de vulcânicas Iricoumé do sudeste de Roraima; contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. **Resumos...** Belém: PRONEX/CG/UFPA-SBG-Núcleo Norte, 2002. p. 22.
- MACAMBIRA, M.J.B.; PINHEIRO, R.V.L.; ARMSTRONG, R.A. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho: SBG-Núcleo Norte, 2007. p. 105-108. 1 CD-ROM.



- MACAMBIRA, M.J.B. et al. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001a. 1 CD-ROM.
- MACAMBIRA, M.J.B. et al. Idades de cristais de zircão da serra dos Carajás; Evidências sobre a Formação Águas Claras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001b. 1 CD-ROM.
- MACAMBIRA, M.J.B. et al. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., Salvador. **Short papers...** Salvador, 2003. p. 205-208.
- MACAMBIRA, M.J.B. et al. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., Araxá. **Resumos...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T.E. U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. **Precambrian Research**, v. 49, p. 329-354, 1991.
- MACLUF, S.; SCHORSHER, J.H.D. Petrogênese das rochas charnockíticas e aplitos intrusivos do Complexo Charnockítico de Ubatuba, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001. Rio de Janeiro. **Boletim de resumos...** Rio de Janeiro: SBG, 2001. p. 46.
- MANDETTA, P.; VEIGA JÚNIOR, J.P.; OLIVEIRA, J.R. **Reconhecimento geológico e geoquímico ao longo do Rio Pitinga – afluente do Rio Uatumã**. Manaus: CPRM, 1974. 126 p. (Relatório Inédito).
- MAPA, F.B.; JULIANI, C.; AGUILAR, A.P. Tipos e estilos de alteração hidrotermal em rochas graníticas associados à mineralização de Au-Cu do tipo pórfiro do Palito, Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju: SBG, 2006. p. 81.
- MARINHO, P.A.C.C. et al. **Projeto Cérbero I**: relatório final. Texto. Belém: CPRM/Gebam, 1983. v. 1, 48 p.
- MARINHO, P.A.C.; FARIA, C.A.S. **Projeto Mapari**: relatório final. Texto. Belém: CPRM/Gebam, 1982. v. 1, 81 p.
- MARINHO, P.A.C. et al. **Projeto Carvão no Rio Fresco**: relatório final. Belém: CPRM, 1977. v. 1, 126
- MARMONT, S. Unconformity-type uranium deposits. In: ROBERTS, R. G.; SHEAHAN, P. A. (Ed.). **Ore deposit models**. Ontario: Geoscience Canada, 1988. p. 103-115. (Reprint Series, 3)
- MARSHIK, R. et al. Late archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints from Re-Os molybdenite ages. **Mineralium Deposita**, v. 39, p. 983-991, 2005.
- MARTINI, S.L.; DREHER, A.M. **Visita aos garimpos Na. Sa. Conceição, Bom Jesus e Cuiú-Cuiú**. Rio de Janeiro: CPRM, 1996. 16 p.
- MARTINS, L.P.B.; SAUERESSIG, R.; VIEIRA, M.A.M. Aspectos petrográficos das principais litologias da Sequência Salobo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1982. v. 2, p. 253-262.
- MARTINS, P.S.; TRUCKENBRODT, W.; MOURA, C.A.V. Proveniência do Arenito do Guamá (Siluriano Inferior) com base em petrografia e datação de grãos de zircão por evaporação de Pb. In: ROSA-COSTA, L.T.; KLEIN, E.L.; VIGLIO, E.P. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2007. v. 5, p. 39-48.
- MARTINS, R.C.; ARAUJO, O.J.B. **Projeto Integração Geológico-Geofísica Sul do Pará**: relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 1979. 6 v.
- MÁRTIRES, R.A.C.; SANTANA, A.L. **Informe Mineral Pará 2008/2007**. Belém: DNPM, 2008. 10 p.
- MASUN, K.M.; SMITH, B.H. The Pimenta Bueno kimberlite field, Rondônia, Brazil: tuffisitic kimberlite and transitional textures. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 174, p. 81-89, 2008.
- MATSUDA, N.S.; DINO, R.; WANDERLEY FILHO, J.R. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio- Permiano da Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 435-441, 2004.
- MATTA, M.A.S. **Evolução geológica da região de Tucuruí - Pará**. 1982. 109 f. Tese (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1982. 109 p.
- MCREATH, I.; FARACO, M.T.L. Paleoproterozoic *greenstone* – granite belts in Northern Brazil and the former Guiana shield – West African Craton province. **Geologia USP: Série Científica**, v. 5, n. 2, p. 49-63, 2006.
- MEDEIROS FILHO, C.A.; MEIRELLES, E.M. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área Luanga. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1985. v. 3, p. 90-96.
- MEDEIROS NETO, F.A. Mineralizações auríferas da área Pojuca: extração, transporte e deposição a partir de fluidos hidrotermais salinos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v. 5, p. 1969-1981.
- MEDEIROS NETO, F.A.; VILLAS, R.N.N. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E-Pojuca, Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1985. v. 3, p. 97-112.
- MEDEIROS, H. **Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará**. 1987. 169 f. Tese (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1987.

- MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 3, p. 1488-1499.
- MEIRELES, E.M. et al. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 5, p. 2164-2174.
- MEIRELES, E.M.; SILVA, A.R.B. Depósitos de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM, 1988. v. 3, p. 547-557.
- MEIRELES, E.M.; TEIXEIRA, J.T.; MEDEIROS FILHO, C.A. Geologia preliminar do depósito de ouro de Serra Pelada. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1982. v. 2, p. 74-84.
- MEIRELLES, M.R. **Geoquímica e Petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás-PA**. 1986. 150 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1986.
- MEIRELLES, M.R.; DARDENNE, M.A. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica e ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 1, p. 41-50, 1991.
- MELO, A.F.F.; ARAUJO, O.J.B. **Projeto Cuiapocu**: relatório final. Texto e anexos. Belém: CPRM/Gebam, 1982. v. 1, 93 p.
- MELO, A.F.F.; PINHEIRO, M.M.; LOBATO, T.A.M. **Projeto Cérbero II-Alfa**: relatório final. Texto e anexos I a XII. Belém: CPRM/Gebam, 1985. v. 1, 56 p., il.
- MELO, A.F.F. et al. **Projeto Molibdênio em Roraima**: relatório final. Manaus: DNPM/CPRM, 1978. v. I-A e B, il.
- MELO, A.F.F. et al. **Projeto Tapajós-Sucunduri**: relatório final. Manaus: CPRM/DNPM, 1980. v. I-A, p. 1-356.
- MELO, L.V. et al. Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit, Amapá state, Brazil. **Géologie de la France**, n. 2-3-4, p. 243-255, 2003.
- MESNER J.C.; WOOLDRIDGE, L.C.P. Maranhão paleozoic basin and Cretaceous coastal basin, North Brazil. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, n. 48, p. 1475-1512, 1964.
- MILANI, E.J.; ZALÁN, P.V. An outline of the geology and petroleum systems of the paleozoic interior basins of south America. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999.
- MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basin of South America. In: CORDANI, U.G. et al. (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31. International Geological Congress, 2000. p. 389-449.
- MINERAÇÃO GRADAÚS LTDA. **Processo**: DNPM 850428/83. 1987.
- MINERAÇÃO RIO JATOBÁ LTDA. **Processos**: DNPM 851110-851112/82, 851182-851184/82 e 851186/82. 1986.
- MIRANDA, M.C.C. **Fácies, petrografia e paleontologia de depósitos albianos do Grupo Itapecuru, Bacia de Grajaú, Área de Coroatá (MA)**. 2005. 124 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará. 2005
- MIRANDA, M.C.C.; ROSSETTI, D.F. Paleoambiente do Pleistoceno tardio-Holoceno na área do lago Arari, Ilha do Marajó. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 11., 2007, Belém. **Resumos...** Belém, 2007. 1 CD-ROM.
- MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO, A. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). **Geologia do continente Sul-americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 281-291
- MOHRIAK, W.U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. p. 87-165.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1984, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG, 194. p. 54-57.
- MONTALVÃO, R.M.G. et al. Geologia In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. **Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21**. Rio de Janeiro, 1975. cap. I, p. 13-136. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- MONTEIRO P.M.; ROLANDO A.P.; MACAMBIRA, M.J.B. Proveniência de zircão de quartzitos da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, serra do Inajá, sul da Província Mineral do Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Resumos...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- MONTEIRO, L.V.S. et al. Vertical and temporal zoning of alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 43, n. 2, p. 129-159, 2008a.
- MONTEIRO, L.V.S. et al. Alteração hidrotermal em rochas metavulcânicas do supergrupo Itacaiúnas, Província Mineral de Carajás: padrões de zoneamentos em sistemas óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG). In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz do Iguaçu, PR. **Anais eletrônicos...** Foz do Iguaçu, PR: SBG, 2008b. Disponível em: <<http://jasper.rc.unesp.br/vulcanismo/>>. Acesso em: 28 ago. 2008.
- MONTEIRO, M.A.S. Suíte Intrusiva Ingarana. In: ALMEIDA, M.E. et al. **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D**: Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM, 2000a. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

- MONTEIRO, M.A.S. Diabásio Crepori. In: ALMEIDA, M.E. et al. **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D**: Estados do Pará e Amazonas, escala 1:250.000: Brasília: CPRM, 2000b. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- MONTEIRO, P.C. **Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico**. 2006. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- MONTGOMERY, C.W.; HURLEY, P.M. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela. **Earth Planetary Sciences Letter**, v. 39, p. 281-290. 1978.
- MORAIS, R.P.S.; ALKMIN, F.F. O controle litoestrutural da mineralização de cobre do depósito Sequeirinho, Canaã dos Carajás, PA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. **Resumos...** Gramado: SBG/SEG/SGMTM-MME, 2005. 1 CD-ROM.
- MORETON, L.C. et al. Suíte Colíder. In: SOUZA, J.O.; FRASCA, A.A.S.; OLIVEIRA, C.C. (Org.). **Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta: relatório integrado**. Escala 1:500.000: Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Brasília: CPRM, 2005. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- MORETON, L.C.; MARTINS, E.G. **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Guarita - SC.21-Z-B**. Estado do Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2003. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- MORONI, M.; GIRARDI, V.A.V.; FERRARIO, A. The Serra Pelada Au-PGE deposit, Serra dos Carajás (Pará State, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralising process. **Mineralium Deposita**, v. 36, n. 8, p. 768-785, Dec. 2001.
- MOUGEOT, R. et al. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará State, Brazil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Resumos expandidos...** Salvador: SBG, 1996. v. 6, p. 579-581.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E. Evidence of Brasiliano/Pan African deformation in the Araguaia belt: Implication for Gondwana evolution. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 2, p. 117-123, 1993.
- MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; MATSUDA, N.S. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 1999, p. 475-477.
- MOURA, C.A.V. et al. Sedimentary provenance and paleoenvironment of the Baixo-Araguaia Supergroup: constraints on paleogeographic evolution of the Araguaia Belt and assembly of the Gondwana. In: SYMPOSIUM WESTERN GONDWANA – THE TIES THAT BIND, 2005, Mendoza-Argentina. **Abstract...** Mendoza-Argentina, 2005. p. 260.
- MOURA, C.A.V. et al. Idades 207Pb/206Pb de zircões detríticos das formações Vizeu, Igarapé de Areia e Piriá, nordeste do Pará: implicações estratigráficas e paleoambientais. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- MOURA, M.A. et al. Granite-Related paleoproterozoic, Serrinha Gold deposit, southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. **Economic Geology**, v. 101, n. 3, p. 585-605, 2006.
- MULLER, H. **Report on palynological results of samples examined from wells in Maranhão**. Belém: Petrobras, 1962. 44 p. (Petrobrás. Relatório Técnico, 1546).
- MULTIPLIC MINERAÇÃO S.A. **Processos**: DNPM 850779/80 e 850780/80. 1989. Inédito.
- NASCIMENTO, J.A.S.; BIAGINI, D.O. Conhecimento atual da jazida de ouro de Lagoa Seca, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: CVRD/SBG, 1988. p. 143-157. Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais.
- NEDER, R.D. et al. 1.76 Ga volcano-plutonism in the southwestern Amazonian craton, Aripuanã-MT, Brazil: tectono-stratigraphic implications from SHRIMP U-Pb zircon data and rock geochemistry. **Precambrian Research**, v. 119, n. 1-4, p. 171-187, 2002.
- NEVES, A.P. et al. **Projeto Paru-Jari**: relatório. Belém: DNPM/CPRM, 1972. v. 1, 51 p., il.
- NEVES, A.P.; VALE, A.G. **Redenção: folha SC.22-X-A**. Estados do Pará e Tocantins, escala 1:250.000. Brasília: DNPM/CPRM, 1999. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- NEVES, M.P. **Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás**. 2006. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- NEVES, M.P. et al. Os sulfetos sedimentares de São Martim, SW do Cinturão Araguaia: rochas hospedeiras e composição mineralógica e química do minério. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9., 2003, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBGq, 2003. p. 767-770.
- NOCKOLDS, S.R.; ALLEN, R. The geochemistry of some igneous rock series. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 4, p. 105-142, 1953.

- NOGUEIRA, A.F.C. **Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás-PA**. 1995. 167 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, 1995.
- NOGUEIRA, A.C.R. Depósitos costeiros neoproterozóicos da Formação Prosperança, Município de Presidente Figueiredo, Estado do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. p. 412-415.
- NOGUEIRA, A.C.R.; SOARES, E.A.A. Fácies sedimentares da Formação Prosperança, Proterozóico Superior da Bacia do Amazonas, ao norte da cidade de Manaus - AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 5., 1996, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1996. p. 214-216.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da serra do Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 177-197, 1995. (Série Ciências da Terra).
- NOGUEIRA, A. et al. Neoproterozoic-Cambriam carbonate-siliciclastic deep-sea deposits and microfossils of the Araguaia Belt, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. In: LATINAMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3., 2003, Belém. **Abstract...** Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi; UFPA, 2003. p. 229-230.
- NOTTO, S. Depósito do Palito: primeira mina de Au primário da Província Aurífera do Tapajós. In: SIMPÓSIO PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, 1., 2007, Itaituba, PA. 2007. **Memória...** Itaituba, PA: ADIMB, 2007. 1 CD-ROM.
- NUNES, A.B et al. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam. **Folha SA.23 - São Luís e parte da folha SA.24 - Fortaleza**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1973. il. p. 1/3–1/33. (Levantamentos de recursos naturais, 3).
- NUNES, A.R. et al. A descoberta do depósito Breves na Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.
- NUNES, K.C. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba, com ênfase nos dados aeromagnéticos. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 31., 1993, Rio de Janeiro. **Resumos expandidos...** Rio de Janeiro: SBGf, 1993. p. 152-157.
- NUNN, J.A; AIRES, J.R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brasil. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p. 415-428, 1985.
- OLIVEIRA, A.S. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam Brasil. **Folha NA.21 Tumucumaque e parte da folha NB.21**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da Terra. Rio de Janeiro: 1975. p. 19-97, il. (Levantamentos de recursos naturais, 9).
- OLIVEIRA, C.C.; ALBUQUERQUE, M.C. **Geologia e recursos minerais da província Folha Alta Floresta. Folha SC.21-X-C**, Estados do Mato Grosso e Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2005. 130 p. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- OLIVEIRA, C.C. et al. Granito Teles Pires. In: SOUZA, J.O.; FRASCA, A.A.S.; OLIVEIRA, C.C. (Org.). **Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta**: relatório integrado. Escala 1:500.000: Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Brasília: CPRM, 2005. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- OLIVEIRA, C.G.; LEONARDOS, O.H. Gold mineralization in the Diadema shear belt, northern Brazil. **Economic Geology**, v. 85, n. 5, p. 1034-1043, Aug. 1990.
- OLIVEIRA, C.G.; SANTOS, R.V. Isotopic domains controlled by transtentional and transpressional sectors in the auriferous Diadema shear belt, northern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, n. 6, p. 513-522, dec. 2003.
- OLIVEIRA, C.G.; SANTOS, R.V.; LEONARDOS, O.H. Geologia e mineralização aurífera do *greenstone* belt Sapucaia, sudeste do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 61-91, 1995.
- OLIVEIRA, C.M.; FONSECA, L.R.; OLIVEIRA, N.P. A laterita titanífera de Maraonai (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 271-285.
- OLIVEIRA, D.C. **Modelos de evolução e colocação dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico**. 2006. 171 f. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- OLIVEIRA, E.P. et al. Limiting factors in applying geochemistry to tectonic settings identification in continental áreas: implications to the Carajás basic metavolcanics, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. **Resumos expandidos...** Brasília: SBGq, 1993. p. 20-22.
- OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S. **Serra Pelada; folha SB.22.X.C**. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1994. 220 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- OLIVEIRA, M.A. Geologia, petrografia e geoquímica do Granodiorito Sanukitoide Arqueano Rio Maria e rochas máficas associadas, Leste de Bannach - PA. 2005. 151 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.
- OLIVEIRA, M.J.R. et al. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v. 2, p. 213-216.

- OLIVEIRA, N.P.; SCHWAB, R.G. Itacupim: um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v. 1, p. 164-196.
- OLIVEIRA, N.P.; COSTA, M.L. Os fosfatos aluminosos do Pará e do Maranhão: estágio atual de conhecimentos e estratégia para o aproveitamento econômico. **Ciências da Terra**, Bahia, n. 10, p. 16-19, 1984.
- OLIVEIRA, R.F.G.; NASCIMENTO, M.S.; ALTHOFF, A. A seqüência deposicional da Serra das Andorinhas, SE do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho: SBG-Núcleo Norte, 2007. 1 CD-ROM.
- OLSZEWSKI, W.J. et al. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. **Precambrian Research**, v. 42, p. 229-254, 1989.
- ONSTOTT, T.C.; HARGRAVES, R.B. Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa. **Nature**, v. 289, p. 131-136, 1981.
- ONSTOTT, T.C. et al. Constraints on the motions of South American and African Shields during the Proterozoic, I. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia. **Geological Society of America Bulletin**, v. 95, n. 9, p. 1045- 1054, 1984.
- OSBORNE, G.A. Geotectonics and mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Araguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brazil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- PAIVA JÚNIOR, A.L. et al. Petrografia e geocronologia Pb-Pb do Granito Santa Rosa, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- PAIVA, G.; MIRANDA, J. Carvão mineral do Piauí. **Boletim Serviço de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, n. 20, 1937. 92 p.
- PAIXÃO, M.A.P., NILSON, A.A. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2002. v. 3, p. 85-103.
- PAIXÃO, M.A.P. et al. Corpos ofiolíticos da Faixa Araguaia e suas implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 326.
- PALERMO, N.; LEPINE, R.D.; WINER, N. Indícios de mineralização de Cu-Au e Zn no Supergrupo Inajá, sul do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- PALHETA, E.S.M. **Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides**. 143 f. 2001. Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.
- PARADA, J.M. et al. **Pesquisas Minerais no Estado do Pará**. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1966. 44 p. (Boletim, 235).
- PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. **Microtectonics**. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 289 p.
- PASTANA, J.M.N. **Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais do Município de Monte Alegre-PA**. Belém: CPRM-, 1999. 34 p. il.
- PASTANA, J.M.N. (Org.). **Turiaçu: folha SA.23-V-D, Pinheiro SA.23-Y-B, Estados do Pará e Maranhão**, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 205 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- PASTANA, J.M.N. Cinturão de Cisalhamento Tentugal. In: PASTANA, J.M.N. (Org.). **Turiaçu: folha SA.23-V-D, Pinheiro SA.23-Y-B, Estados do Pará e Maranhão**, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. p. 54-84, il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- PASTANA, J.M.N.; SILVA NETO, C.S. **Projeto Rio Chiché**: relatório de progresso. Belém: DNPM/CPRM, 1980. v. 1.
- PASTANA, J.M.N.; JORGE JOÃO, X.S. Terreno Granito-Greenstone do noroeste do Maranhão. In: PASTANA, J.M.N. (Org.). **Turiaçu: folha SA.23-V-D, Pinheiro SA.23-Y-B, Estados do Pará e Maranhão**, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. p. 29-40, il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- PASTANA, J.M.N. et al. **Projeto Sulfetos de Alenquer-Monte Alegre**: relatório preliminar. Belém: DNPM/CPRM, 1976. v. 1, 95 p., il.
- PASTANA, J.M.N. et al. **Projeto Rio Chiché**: relatório final. Texto. Belém: DNPM/CPRM, 1980. v. 1, 125 p., il.
- PASTANA, J.M.N. et al. **Projeto Cérbero II Alfa**: relatório final. Texto. Belém: CPRM/Gebam, 1984. v. 1, 64 p. il.
- PASTANA, J.M.N. et al. **Projeto Cérbero II**: relatório final. Texto e anexos. Belém: CPRM/Gebam, 1985. v. 1, 87p. il.
- PEDREIRA DA SILVA, A.J. et al. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. p. 55-85.
- PENHA, U.C. et al. Caracterização geológica do depósito de manganês de Buriti (Carajás). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 2., 2006, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: ADIMB, 2006. 1 CD-ROM.

- PEREIRA, E.L.S. Tocantinzinho, the first large gold deposit in the Tapajós-PA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 2., 2006, Ouro Preto, MG. **Memórias...** Ouro Preto, MG: ADIMB, 2006. 1 CD-ROM.
- PESSOA, M.R. et al. **Projeto Jamanxim**: relatório final. Manaus: CPRM/DNPM, 1977. 3 v., 614 p.
- PESTILHO, A.L.S.; MONTEIRO, L.V.S. Caracterização petrográfica das zonas de alteração hidrotermal e paragêneses do minério de cobre e ouro do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz do Iguaçu, PR. **Anais eletrônicos...** Foz do Iguaçu, PR: SBG, 2008. Disponível em: <<http://jasper.rc.unesp.br/vulcanismo/>>. Acesso em: 27 ago. 2008.
- PETRI, S. et al. Guia de nomenclatura estratigráfica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 376-415, 1986.
- PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: T. A. Queiroz - USP, 1983. 631 p.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from the pium complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of the granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. **Chemical Geology**, v. 166, p. 159-171, 2000.
- PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Resumos...** Camboriú: SBG: 1994. v. 2, p. 390-391.
- PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; SPIER, C.A. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 371-376, 2002.
- PIMENTEL, M.M. et al. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 7, p. 803-813, 2003.
- PINHEIRO, B.L.S.; MOURA, C.A.V.; KLEIN, E.L. Estudo de proveniência em arenitos das formações Igarapé de Areia e Viseu, nordeste do Pará, com base em datação de monocristais de zircão por evaporação de chumbo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2003. 1 CD-ROM.
- PINHEIRO, R.V.L. **Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil**. 1997. 408 f. Tese (Doutorado) - University of Durham, England, 1997.
- PINHEIRO, R.V.L.; HOLDSWORTH, R.E. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. **Journal of the Geological Society**, v. 154, p. 99-103, 1997.
- PINHEIRO, R.V.L.; HOLDSWORTH, R.E. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 597-606, 2000.
- PINHEIRO, R.V.L.; NOGUEIRA, A.C.R. Carajás: Bacia transtensiva invertida em flor positiva ou segmento de bacia extensional localmente invertida por transpressão? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2003. 1 CD-ROM.
- PINHO, M.A.S.B. et al. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: Implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. **Precambrian Research**, v. 126, p. 1-25, 2003.
- PINHO, S.C.C. et al. Geocronologia do Granito Serra da Queimada, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos...** SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- PLAYFORD, G.; DINO, R. Palynostratigraphy of Upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil. **Paleontographica, Abteilung B, Palaeophytologie**, Stuttgart, v. 255, n. 1-3, p. 1-86, 2000a. Part one.
- PLAYFORD, G.; DINO, R. Palynostratigraphy of Upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: **Paleontographica, Abteilung B, Palaeophytologie**. Stuttgart, v. 255, n. 1-3, p. 1-86, 2000b. Part two.
- PLUMMER, F.B.; PRICE, L.I.; GOMES, F.A. **Estados do Maranhão e Piauí**. Relatório. Conselho Nacional do Petróleo, 1948. Rio de Janeiro, p. 87-134.
- PORTO, F.S.M.; SILVA, J.A. **Depósito de níquel laterítico de Onça Puma (PA)**. Mineração Onça Puma, 2004. 26 p. Relatório inédito.
- PRAZERES, W.V. et al. **Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha**: relatório final. Texto. Manaus: DNPM/CPRM, 1979. v. 1-A, 301, p., il.
- PRICE, L.I. Um anfíbio labirintodonte da Formação Pedra de Fogo, estado do Maranhão. Divisão de Geologia e Mineralogia. **Boletim**, Rio de Janeiro, n. 124, p. 1-32, 1948.
- QUADROS, L. P.; MELO, J.H.G.; GRAHN, Y. Carta bioestratigráfica da Bacia do Amazonas. In: BEURLEIN, G.; QUADROS, L.P. (Ed.) **Bioestratigrafia das Bacias Paleozóicas Brasileiras**. Texto explicativo das cartas bioestratigráficas, versão 01.90. 1990. Rio de Janeiro, Petrobras, Relatório Interno.

- QUADROS, L. P.; MELO, J.H.G.; GRAHN, Y. Carta bioestratigráfica da Bacia do Solimões. In: BEURLEIN, G.; QUADROS, L.P. (Ed.) **Bioestratigrafia das Bacias Paleozóicas Brasileiras**. Texto explicativo das cartas bioestratigráficas, versão 01.90. Rio de Janeiro: Petrobras, 1992. Relatório Interno, p. 7-14.
- QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; ALMEIDA, M.E. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suite Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte, MG. **Anais...** Belo Horizonte, MG: SBG, 1998. p. 468.
- QUEIROZ, E.T. Geologia do Cromo. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço**. Brasília: DNPM, 1986. v. 2, p. 189-206.
- RÄMÖ, O.T. et al. 1,88 Ga oxidized A-Type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian Craton, Brazil: Positively Anorogenic! **The Journal of Geology**, v. 110, p. 603-610, 2002.
- RAMOS, J.F.F. et al. Uma discussão sobre seqüências sedimentares tidas como formação Rio Fresco, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...**, Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 2, p. 862-872.
- RAPOSO, C.; MATOS, E.C. O prospecto uranífero Rio Cristalino – Pará. In: CONGRESSO GERAL DE ENERGIA NUCLEAR, 5., 1994, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 1994. v. 1, p. 367-369.
- REIS, F.N.; VILLAS, R.N.N. Mineralização e alteração hidrotermal no depósito cupro-aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 69-86, 2002.
- REIS, F.N. et al. Estudo isotópico do depósito Cupro-Aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- REIS, N.J. O quadro estratigráfico da Bacia do Alto Tapajós na região de Apuí, Amazonas – implicações sobre seus status paleozóico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju: SBG-Núcleo Sergipe-Bahia, 2006. p. 104
- REIS N.J. et al. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. **Geologie de la France**, p. 121-134, n. 2-3-4, 2003.
- REIS, N.J. et al. Geologia dos rios Tapajós, Juruena (Barati-São Tomé) e Teles - Pires, porção sul do Cráton Amazônico, em área limítrofe dos Estados do Amazonas, Pará e Mato Grosso. In: HORBE, A.M.C.; SOUZA, V.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2005. v. 4, p. 55-68.
- REIS, N.J. et al. (Org.) **Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas: Escala 1:1.000.000**. Programa Geologia do Brasil. Manaus: CPRM/CIAMA-AM, 2006. 142 p. il. 1 CD-ROM.
- REIS, R.M.; SILVA, G.H.; LOBATO, T.A.M. **Projeto Transamazônica. Trecho Estreito-Itaituba: reconhecimento geológico**. Relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 1974. 106 p., il.
- RÉQUIA, K.; FONTBOTÉ, L. The Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás, northern Brazil. In: PORTER, T.M. (Ed.). **Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective**. Adelaide: Australian Mineral Foundation, 2000. p. 225-236.
- RÉQUIA, K.; FONTBOTÉ, L. The Salobo iron oxide copper-gold hydrothermal system, Carajás Mineral Province, Brazil. Geological Society of America. **Abstract**. 2001.
- RÉQUIA, K.M.C.; XAVIER, R.P.; FIGUEIREDO, B. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 27-39, 1995. (Série Ciências da Terra).
- RÉQUIA, K.M.C. et al. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 38, n. 6, p. 727-738, 2003.
- REZENDE, N.G.A.M. **Insumos minerais para agricultura e áreas potenciais nos estados do Pará e Amapá**. Belém: CPRM, 2001. 50 p. (Informe de Recursos Minerais. Série Insumos minerais para agricultura, n. 10).
- REZENDE, N.G.A.M.; MACAMBIRA, E.M.B. Mineralizações associadas a intrusões de diabásio na Bacia do Amazonas. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. **Resumos e roteiro de excursões...** Belém: Núcleo PRONEX-UFPA/SBG-Núcleo Norte, 2002. p. 66.
- REZENDE, W.M.; FERRADAES, J.O. Integração geológica regional da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971. São Paulo. **Anais ...** São Paulo, SBG, 1971. v. 3. p. 203-214.
- REZENDE, W.M. BRITO, C.G. Avaliação Geológica da bacia paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. **Anais...** Aracaju: SBG, 1973. v. 3, p. 227-245.
- RIBEIRO, A.M.R. **Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da área Bahia, serra dos Carajás, Pará**. 1989. 134 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1989.

- RIBEIRO, J.W.A. **O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos**. 2002. 155 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- RIBEIRO, P.S.E.; VILLAS BOAS, P.F. **Geologia e Recursos Minerais da Folha São João da Barra – SC.21-V-D**. Estado do Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2003. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- RICCI, P.S.F. Metamorfismo e deformação. In: COSTA, J.L. (Org.). **Castanhal**: folha SA.23-V-C; Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- RICCI, P.S.F. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – a deep-seated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of enderbite gneisses dated at 3002 Ma – the basement problem revisited. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2006a. 1 CD-ROM.
- RICCI, P.S.F. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and re-emplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2006b. 1 CD-ROM.
- RICCI, P.S.F. Unprecedented recognition of jotunitic-mangeritic orogenic bodies from the low course of the Iriri River to Tucurui Lake (Pará): implications for the Bacajá High-Grade Block boundaries. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2006c. 1 CD-ROM.
- RICCI, P.S.F. Most of the “Xingu Complex” previously mapped in the Bacajá High-Grade Block (Pará) comprises retrograded granulites as yet unsuspected from a petrological standpoint. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracajú. **Boletim de resumos...** Aracajú: SBG, 2006d. 1 CD-ROM.
- RICCI, P.S.F. Unprecedented recognition of granulite-facies volcano-sedimentary sequences in the Bacajá High-Grade Block (Pará): major strips and disconnected remainders. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., Aracajú, 2006. **Boletim de resumos...** Aracajú: SBG, 2006e. 1 CD-ROM.
- RICCI, P.S.F.; COSTA, J.L. Geologia Estrutural. In: COSTA, J.L. (Org.). **Castanhal**: folha SA.23-V-C; Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- RICCI, P.S.F.; COSTA, E.J.S. Orogenic charnockitoids previously mapped as granulitic basement of the Bacajá Terrane (Eastern-Central Pará). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Resumos...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- RICCI, P.S.F. et al. Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 1999. p. 519-522.
- RICCI, P.S.F. et al. **Projeto Província Mineral da Renca e Distrito Mineral do Ipitinga Estados do Pará e Amapá**. Fase 1. Belém: CPRM, 2001. 68 p. il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- RICCI, P.S.F. et al. Plúton charnoenderbítico arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Paulo: SBG-NE, 2002, p. 524.
- RICCI, P.S.F. et al. Review of some previously established high-grade terranes in Southeastern Guyana Shield (Brazil) – unusually long history belts, domiform charnockitoid nuclei and isolated massifs. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2003a. 1 CD-ROM.
- RICCI, P.S.F. et al. The reanalysed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean terranes – Guaporé Craton. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 2003b. 1 CD-ROM.
- RIGON, J.C. et al. Alvo 118 coppergold deposit – geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro: SBG, 2000. 1 CD-ROM.
- RIKER, S.R.L. **Calcário para agricultura em parte da Amazônia Legal**. Manaus: CPRM, 1998.
- RIKER, S.R.L.; OLIVEIRA, M.A. Enfoque geológico-geotectônico da região do Domo do Sucunduri – Estado do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.
- RIZZOTTO, G.J. et al. Folha SC.21-Juruena. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.) **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.
- RODRIGUES, E.G. et al. **Projeto Curuá-Cuminapanema**: pesquisa mineral. Relatório final de reconhecimento. Belém: Sudam/Idesp, 1978. v. 1, 220 p., il.
- RODRIGUES, E.M.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Resumos...** São Paulo: SBG, 1992. v. 2, p. 183-184.



- RODRIGUES, R. **Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba**. Belém: Petrobras, 1967. 61 p. Relatório técnico, n. 273.
- ROLANDO, A.P.; MACAMBIRA, M.J.B. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., Salvador. **Short Papers...** Salvador: CBPM, 2003. p. 268-270.
- ROLANDO, A.P. et al. Isótopos de Pb e origem do ouro e rochas do Terreno Granito-Greenstone da serra do Inajá, Se do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9., 2003, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBGq, 2003. p. 744-746.
- RONCHI, L.H. et al. Fluidos relacionados às alterações hidrotermais no depósito de ouro do Granito São Jorge – PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- RONCHI, L.H. et al. Padrão de inclusões fluidas em depósitos de óxido de ferro, Cu e Au na Província Mineral de Carajás. In: RONCHI, L.H.; ALTHOFF, F.J. (Org.). **Caracterização e modelamento de depósitos minerais**. São Leopoldo: Unisinos, 2003. p. 203-229.
- RONZÊ, P.C. et al. Alemão copper-gold (U-REE) deposit, Carajás, Brazil. In: PORTER, T.M. (Ed.). **Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective**. Adelaide: Australian Mineral Foundation, 2000. p. 191-202.
- ROSA, A.G.N. et al. Estudo do paleossistema hidrotermal associado ao depósito Cu-Au do Sossego, região de Carajás, com base em inclusões fluidas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- ROSA-COSTA, L.T. **Aspectos sedimentológicos-estruturais da Formação Águas Claras, nas proximidades do Córrego Águas Claras, Serra dos Carajás**. 1992. 65 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Belém. 1992.
- ROSA-COSTA, L.T. **Geocronologia  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , Sm-Nd, U-Th-Pb e  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento Transamazônico**. 2006. 226 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- ROSA-COSTA, L.T.; CARVALHO, J.M.A. Tipologia de mineralizações auríferas da região sul da Província Tapajós. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 1999. p. 176-179.
- ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M., DELOR, C. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. **Gondwana Research**, v. 10, n. 3/4, p. 277-300, 2006.
- ROSA-COSTA, L.T. et al. Mapa geológico escala 1:100.000 (Subárea Ipitinga) In: RICCI, P.S.F. **Projeto Província Mineral da Renca e Distrito Mineral do Ipitinga Estados do Pará**. Fase 1. Belém: CPRM, 2001a. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- ROSA-COSTA, L.T. et al. Mapa geológico escala 1:100.000 (Subárea Carecuru) In: RICCI, P.S.F. **Projeto Província Mineral da Renca e Distrito Mineral do Ipitinga Estados do Pará**. Fase 1. Belém: CPRM, 2001b. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- ROSA-COSTA, L.T. et al. Idades de rochas metavulcânicas félsicas do sudeste do Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. **Resumos...** Belém: SBG, 2002. p. 46.
- ROSA-COSTA, L.T. et al. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guiana Shield. **Géologie de la France**, n. 2-3-4, p.101-120, 2003.
- ROSA-COSTA, L.T. et al. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the Transamazonian high-grade metamorphic overprint on Archean rocks from Amapá Block, southeastern Guiana Shield, northern Brazil. **Jornal of South American Earth Sciences**. No Prelo.
- ROSSETTI, D.F. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís – Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001a. p. 31-46. (Coleção Friedrich Katzer).
- ROSSETTI, D.F. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 77-89, 2001b.
- ROSSETTI, D.F. Paleosurfaces from northeastern Amazônia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sedimentary Geology**, v. 169, p. 151-174, 2004.
- ROSSETTI, D.F. Evolução sedimentar miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. **Geologia USP: Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 7-18, 2006.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, n. 9, p. 29-41, 1997. (Série Ciências da Terra).
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. Geologia. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Neógeno na Amazônia Oriental**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2004. p. 13-52. (Coleção Fiedrich Katzer).
- ROSSETTI, D.F.; NETO, R.G. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. **Cretaceous Research**, p. 1-16, 2006.

- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; ARAI, M. A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, Maranhão. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís – Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001a. p. 101-118. (Coleção Friedrich Katzer).
- ROSSETTI, D.F.; GOES, A.M.; SOUZA, L.S.B. Estratigrafia da sucessão sedimentar Pós-Barreiras (zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 19, n. 2, p. 113-130, 2001b.
- ROSSETTI, D.F.; VALERIANO, M. M.; THALÊS, M. Remote sensing applied the origin of Marajó Island, northern Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 23., 2007. Florianópolis: **Anais...** Florianópolis: SBG, 2007. p. 2133-2140.
- SACHS, L.L.B. **O magmatismo associado ao depósito cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil**. 142 f. 1993. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 1993.
- SANTIAGO, A.F.; SANTOS, J.O.S.; MAIA, R.G.N. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v. 2, p. 786-797.
- SANTOS JÚNIOR, A.E.A.; ROSSETTI, D.F. Influência marinha na Formação Ipixuna, área de Tomé-Açú/Paragominas, nordeste do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001.
- SANTOS JÚNIOR, A.E.A.; ROSSETTI, D.F. Paleoambiente e estratigrafia da Formação Ipixuna, area do Rio Capim, leste da Sub-Bacia de Cameté. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 3, p. 313-324, 2003.
- SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C. **Xinguara**: folha SB.22-Z-C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- SANTOS, A. **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha NA.21-Z-B, Rio Citaré**. Escala 1:250.000. Texto e mapas. Belém: DNPM/CPRM, 1987. v. 1, 35 p., il.
- SANTOS, B.A.C. **Amazônia, potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento**. São Paulo: T.A. Queiroz; USP, 1981. 256 p.
- SANTOS, D.B. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. **Folha SB.21 - Tapajós**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1975. il. p. 15–99. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- SANTOS, J.O.S. A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e Bacia Amazônica. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Coord.). **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília: DNPM, 1984. p 57-91.
- SANTOS, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2003.p. 169-226, il.
- SANTOS, J.O.S.; LOGUERCIO, S.O.C. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS C. et al. (Coord.). **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília: DNPM, 1984. p. 93-127.
- SANTOS, J.O.S. et al. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. **Gondwana Research**, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, J.O.S. et al. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 36, n. 3-4, p. 279-299, 2001.
- SANTOS, J.O.S. et al. Reply to the discussion on: Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon craton, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 37, n. 8, p. 785-787, 2002.
- SANTOS, J.O.S. et al. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 409-429, 2002.
- SANTOS, J.O.S. et al. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. **Precambrian Research**, v. 13, p. 73-109, 2004.
- SANTOS, M.D. **O papel dos granitóides na gênese dos depósitos de ouro tipo lode arqueano: caso da jazida do Cumaru-PA**. 1995. 157 f. Tese (Doutorado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1995.
- SANTOS, M.D. et al. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru, mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Pará, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 3, p. 327-338, 1998.
- SANTOS, M.G.S. **Estudo dos isótopos de Pb e Nd do Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA)**. 2002. 126 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- SANTOS, M.V. et al. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio rio Xingu – Altamira-PA. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 363-377.
- SANTOS, R.A. **Contribuição à análise estrutural de jazimentos auríferos do rio Tapajós, SW do Pará: garimpos Chico Torres, São José, Mamoa e Jutai**; relatório de viagem. Salvador: CPRM, 1996. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

- SANTOS, R.A. **Contribuição à análise estrutural de jazimentos auríferos do rio Tapajós, SW do Pará e SE do Amazonas: garimpos Abacaxis, Espírito Santo, Bom Jesus, Goiano, Fazenda Pison, Ouro Mil, Santa Isabel, Majestade e Carneirinho**; relatório de viagem. Salvador: CPRM, 1997. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- SANTOS, R.A. Formation of gold-quartz veins controlled by the strike-slip fault mega-system in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstract...** Rio de Janeiro, 2000. 1 CD-ROM.
- SARDINHA, A.S. **Petrologia, geoquímica e geocronologia do granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás**. 2002. 108 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 2002.
- SARDINHA, A.S.; BARROS, C.E.M. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG-NE, 2002.
- SARDINHA, A.S.; BARROS, C.E.M.; KRYMSKY, R. Geology, geochemistry, and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 20, n. 4, p. 327–339. 2006.
- SARDINHA, A.S. et al. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG, 1997. v. 1, p. 91-142.
- SAUERESSIG, R. Depósito de cobre e zinco do Corpo Quatro, Pojuca. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: SBG, 1988. p. 115-119.
- SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, J.C. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v. 3. p. 189-202.
- SCHOBENHAUS, C. et al (Coord.) **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. 501 p.
- SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília, CPRM, 2003. p. 5-54.
- SCHOBENHAUS, C. et al. (Coord.). **Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. Brasília: DNPM, 1981. 1 mapa, color. Escala 1:2.500.000. Apresentado em quatro partes.
- SCHOBENHAUS C. et al. (Coord.). **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília: DNPM, 1984. 501 p.
- SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.) **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. 46 folhas na escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. 41 CD-ROM.
- SCHULZ JR., A. **Kaolin exploration in the Capim river region, State of Pará**: executive Summary. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 16 p.
- Seicom. **Viabilidade para implantação de unidades moageiras de calcário e fosfato no estado do Pará**: relatório interno. 1996. 26 p.
- Seicom. **A jazida de calcário de Nova Canindé. Município de Bragança-Pará**: relatório final de pesquisa. DNPM 850.457/2000. 2002.
- SILLITO, E.R.H. Intrusion-related gold deposits. In: FOSTER, R.P. (Ed.). **Gold metallogeny and exploration**. Glasgow; London: Blackie and Son, 1991. p. 165-209.
- SILLITO, E.R.H.; THOMPSON, J.F.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. **Resource Geology**, v. 48, p. 237-250, 1998.
- SILVA NETO, C.S. **Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais no município de Santarém**. Belém: CPRM, 1996. Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia (PRIMAZ).
- SILVA, A.J.P. et al. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. p. 55-71.
- SILVA, C.M.G.; VILLAS, R.N.N. The Águas claras Cu-sulfide ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 3, p. 315-326, 1998.
- SILVA, C.M.G.; MACAMBIRA, M.J.B.; VILLAS, R.N.N. Depósito de Cu-Au de Águas Claras: resultados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- SILVA, E.R.P. Caracterização tecnológica dos rejeitos auríferos do garimpo Madalena, sul do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 128.

- SILVA, G.G. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. **Folha SB. 22 - Araguaia e parte da folha SC. 22 - Tocantins**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1974. il. p. I/3-I/143. (Levantamentos de recursos naturais, 4).
- SILVA, G.H. et al. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v. 4, p. 309-320.
- SILVA, G.H. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam Brasil. **Folha SC.21 – Juruena**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1980. il. p. 9-116. (Levantamentos de recursos naturais, 20).
- SILVA, J.L. Mina de manganês do Azul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: SBG, 1988. p. 73-94. Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais.
- SILVA, J.M.R. **Metamorfismo das rochas pelíticas da Faixa de dobramento Paraguai-Araguaia**. 1980. 48 f. Dissertação (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1980.
- SILVA, M.G. et al. Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do alvo GT-46 (Igarapé Cinzento), Carajás. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Ed.). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM/CT-Mineral/ADIMB, 2005. p. 97-151.
- SILVA, M.L.M.C. **Cristaloquímica dos minerais do laterítico de níquel**: o exemplo do Vermelho, Serra dos Carajás (PA). 1994. 88 f. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, 1994.
- SIQUEIRA, J.B. **Organização Lito-Estrutural do Duplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás**. 1990. 125 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1990.
- SIQUEIRA, J.B. **Aspectos lito-estruturais e mineralizações do Depósito Salobo 3A (serra dos Carajás – Pa)**. 1996. 157 f. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.
- SIRIOS. Sirios Resources Inc. Annual Information form, 2003. 27 p.
- SMALL, H.L. **Geologia e supprimento d'água subterrânea no Piahy e parte do Ceará**. Brasil, Insp. obras contra Seccas. Rio de Janeiro, ser. I, D. 32, 146 p. 1914.
- SMITH E.I. et al. Mid-Miocene volcanic and plutonic rocks in the Lake Mead area of Nevada and Arizona; production of intermediate igneous rocks in an extensional environment. In: ANDERSON, J.L. (Ed.). **The nature and origin of Cordilleran magmatism**. Colorado: Geological Society of America, p. 169-194, 1990. (Memoir, 174).
- SOARES, A.D.V. et al. Geologia regional das cabeceiras do Igarapé Aquiri, extremo oeste da Província Mineral de Carajás (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 6, p. 2704-2712.
- SOARES, A.V. et al. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1994. p. 379-382.
- SOARES, A.D.V. et al. Geologia e mineralizações do depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 1999. p. 144-147.
- SOARES, A.D.V. et al. Depósito Cu (Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- SOARES, E.A.A.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R. Contribuição ao paleoambiente e a paleogeografia da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na Bacia do Amazonas. Região de Presidente Figueiredo – AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG – Núcleo Norte, 1999. p. 435-437.
- SOUSA, C.S. **Petrologia, geologia estrutural e aerogeofísica das rochas da porção leste do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas**. 2008. 163f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.
- SOUSA, F.D.S.; VILLAS, R.N.N. Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitóides e máficas da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás. In: SEMINÁRIO EM GEOQUÍMICA E PETROLOGIA E SEMINÁRIO EM GEOLOGIA. 2007, Belém. **Resumo...** Belém: Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-UFPA, 2007. (Inédito).
- SOUSA, W.S.P. O depósito de Ouro Roxo. In: SIMPÓSIO PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, 1., 2007, Itaituba, PA. 2007. **Memória...** Itaituba, PA: ADIMB, 2007. 1 CD-ROM.
- SOUZA FILHO, P.W.M. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the northeastern Pará State. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 527-530, 2000.
- SOUZA FILHO, P.W.M. Costa de Manguezais de macromaré da Amazônia: Cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 23, n. 4, p. 427-435, 2005.
- SOUZA, C.S. **Gênese e controle do depósito aurífero de Lagoa Seca, greenstone belt de Andorinhas, Rio Maria – PA**. 1999. 155 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

- SOUZA, E.C.; ANGÉLICA, R.S. Geoquímica. In: OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.S.; COSTA, E.J.S. (Org.). **Serra Pelada, Folha SB.22-X-C, Estado do Pará**. Brasília: CPRM, 1994. 220 p. il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- SOUZA, J.O.; MORETON, L.C. **Xambioá, folha SB.22-Z-B: Estados do Pará e Tocantins**. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 84 p. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- SOUZA, J.O.; FRASCA, A.A.S.; OLIVEIRA, C.C. (Org.). **Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta**: relatório integrado. Escala 1:500.000. Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Brasília: CPRM, 2005. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).
- SOUZA, L.H.; VIEIRA, E.A.P. Salobo 3 alpha deposit: geology and mineralisation. In: PORTER, T. M. (Ed.). **Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits**: a global perspective. Adelaide: Australian Mineral Foundation, 2000. p. 213-224.
- SOUZA, M.M. Novas ocorrências de diamantes na Formação Monte Alegre nas proximidades de Itaituba, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 289.
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1996. p. 380-383.
- SOUZA, V.S. **Geologia e mineralizações auríferas do Garimpo do Manelão, região do Bacajá – PA**. 1995. 111 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1995.
- SOUZA, V.S.; KOTSCHOUBEY, B. Geologia e mineralizações auríferas do garimpo do Manelão, região do médio rio Bacajá (PA). In: HORBE, A.M.C.; SOUZA, V.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2005. v. 4, p. 151-163.
- SOUZA, V.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; KOTSCHOUBEY, B. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos...** Manaus: SBG, 2003. 1 CD-ROM.
- SOUZA, Z.S. et al. Geochemistry and petrogenesis of metavolcanic rocks from Archean *greenstone* belts: Rio Maria region (southeast Pará, Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 2, p. 169-180, 1997.
- SOUZA, Z.S. et al. Feições geológicas e estruturais do “*greenstone belt*” de Identidade, região de Xinguara-Rio Maria, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 3, p. 1453-1467.
- SOUZA, Z.S. et al. Geologia do terreno granito *greenstone* arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. v. 6, p. 2913-2928.
- SOUZA, Z.S. et al. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In: SYMPOSIUM OF ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICA PLATFORM, 1996, Brasília. **Extended abstracts...** Brasília: SBG, 1996. p. 31-32.
- SOUZA, Z.S. et al. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean *greenstone* belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. **Precambrian Research**, v. 109, p. 293–315, 2001.
- SPIER, C.A.; FERREIRA FILHO, C. F. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do projeto Vila Nova, escudo das Guianas, Amapá, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 173-178, 1999.
- SRK. **Vila Porto Rico Project**. Mineral resource technical report. Toronto, 2006. 87 p.
- SUITA, M.T.F. **Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo máfico-ultramáfico de Luanga e depósitos de cromita associados**. 1988. 337 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1988.
- SUITA, M.T.F., HARTMANN, L.A., FYFE, W.S. Stratiform PGE+As-rich chromitites from the Archean Luanga mafic-ultramafic Complex (Carajás, Pará, Brazil). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. **Resumos...** Gramado: SBG/SEG/SGMTM-MME, 2005. 1 CD-ROM.
- SYLVESTER, P.J. Archean granite plutons. In: CONDIE, K. (Ed.). **Archean crustal evolution**. Amsterdam: Elsevier, 1994. p. 297-323.
- TALLARICO, F.H.B.; COIMBRA, C.R.; COSTA, C.H.C. The Serra Leste sediment-hosted Au-(Pd-Pt) mineralization, Carajás Province. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 2, p. 226-229, 2000a
- TALLARICO, F.H.B.; OLIVEIRA, C.G.; FIGUEIREDO, B.R. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 2, p. 230-233, 2000b.
- TALLARICO, F.H.B. et al. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper-Gold Belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) Mineralization. **Economic Geology**, v. 100, n. 1, p. 7-28, 2005.
- TANCREDI, A.C.F.N.S. **Recursos hídricos subterrâneos de Santarém**. 1996. 153 f. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.
- TANCREDI, A.C.F.N.S.; SILVA, A.R.B. **Reconhecimento hidrogeológico das fontes termais de Monte Alegre**. Belém: SEPLAN/Idesp, 1977. 50 p. (Relatório inédito).

- TASSINARI C.C.G. **O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil**: revisão dos dados isotópicos. 1996. 139 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- TASSINARI C.C.G.; BASEI M.A.S. Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da serra do Tapirapé, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 2744-2751.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). **Geologia do continente Sul-americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-485.
- TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA JÚNIOR, O. Considerações cronoestratigráficas da região das chapadas do Cachimbo e Dardanelos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 1, p. 477-490.
- TASSINARI, C.C.G.; MELLITO, K.M.; BABINSKY, M. Age and origin of the Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, northern Brazil. **Episodes**, v. 26, n. 1, p. 2-9, 2003.
- TASSINARI, C.C.G. et al. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G. et al. (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31. International Geological Congress, 2000. p. 41-95.
- TASSINARI, C.C.G. et al. Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb (SHRIMP) evidences. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.
- TASSINARI, C.C.G. et al. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. **Episodes**, v. 27, n. 1, p. 3-12, 2004.
- TASSINARI, C.C.G. et al. Geologia isotópica aplicada nas mineralizações de Cu-Au do *greenstone* belt da Serra dos Gradaús, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico: exemplo de mineralizações policíclicas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado, RS. **Resumos...** Porto Alegre: SBG/SEG/SGMTM-MME, 2005. 1 CD-ROM.
- TATUMI, S.H. et al. Datação de sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil por luminescência opticamente estimulada (LOE). In: CONGRESSO DA ABEQUA, 21., 2007, Belém. **Resumos...** Belém, 2007. 1 CD-ROM.
- TAZAVA, E.; OLIVEIRA, C.G. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U), Carajás Mineral Province, northern Brazil. In: PORTER, T.M. (Ed.). **Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits**: a global perspective. Adelaide: Australian Mineral Foundation, 2000. p. 203-212.
- TEIXEIRA J.B.G. **Geochemistry, petrology, and tectonic setting of archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil**. 1994. 161 f. Thesis (Doctor of Philosophy) - Department of Geosciences, Penn State University, 1994.
- TEIXEIRA, J.B.G.; OHMOTO, H.; EGGLEER, D.H. Elemental and oxygen isotope variations in Archean mafic rocks associated with the banded iron-formation at the N4 iron deposit, Carajás, Brazil. In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: FINEP/SBG, 1997. p. 161-203.
- TEIXEIRA, K.S.L. **Estudodeproveniênciadostmetarenitos da Formação Viseu, nordeste do Pará, com base em datação de zircão por evaporação de chumbo**. 2005. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.
- TEIXEIRA, K.S.L., MOURA, C.A.V. Idades Pb-Pb em monocristais de zircão em quartzitos do Cinturão Araguaia: resultados preliminares e sua aplicação em estudos de proveniência. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- TEIXEIRA, K.S.L. et al. Petrografia, geoquímica e geocronologia da Formação Igarapé de Areia, NE-Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 11., 2007, Atibaia. **Anais...** Atibaia: SBGq, 2007. 1 CD-ROM.
- TEIXEIRA, L.B. Evidências geofísicas de rifts precursores nas Bacias Paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Paranaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: MELO, J.H.G.; TERRA, G.J.S. (Ed.). **Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americana**. Rio de Janeiro: Petrobras, 2001. (Série Ciências - Técnica - Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, 20).
- TEIXEIRA, N.P. **Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará**. 1999. 507 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- TEIXEIRA, N.P. et al. Archean crustal sources for paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. **Precambrian Research**, v. 119, p. 257-275, 2002a.
- TEIXEIRA, N.P. et al. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. **Resumos...** Belém: SBG/PRONEX-UFPA, 2002b. p. 28.
- TEIXEIRA, N.P. et al. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, província estanífera do sul do Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 2, p. 217-226, 2005.

- TEIXEIRA, W. **Significação tectônica do magmatismo anorogênico básico e alcalino da região Amazônica**. 1978. 99 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1978.
- TEIXEIRA, W. et al. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, v. 42, n. 3-4, p. 213-227, 1989.
- THÉVENIAUT, H. et al. Paleoproterozoic (2155-1970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. **Precambrian Research**, v. 150, n. 3-4, p. 221-256, 2006.
- TILSLEY, J.E. Genetic considerations relating to some uranium ore deposits. In: ROBERTS, R.G.; SHEAHAN, P.A. (Ed.). **Ore deposit models**. Ontario: Geological Association of Canadá, 1988. p. 91-102. (Geoscience Canada Reprint Series, 3).
- TORQUATO, J.R.F.; CORDANI, U.G. Brazil-Africa geological links. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 155-176, 1981.
- TRENDALL, A.F. et al. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 3, p. 265-277, 1998.
- TROUW, R.A.J. et al. Geologia da região de Tucuruí - Baixo Tocantins. Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1978, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976. v. 2, p. 137-148.
- TRUCKENBRODT, W.; ALVES, R.J. Sobre a petrologia do Arenito do Guamá, região de São Miguel do Guamá, NE do Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, n. 27, p. 1-19, 1982. (Nova Série Geologia).
- TRUCKENBRODT, W.; CORRÊA, J.A.M. Estudo petrológico de arenitos arcoseanos da Formação Piriá, pré-Siluriano, região do Gurupi/Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1985. v. 2, p. 159-173.
- TRUCKENBRODT, W.; ANAISSE Jr., J.; NOGUEIRA, A.C.R. Contribuição à petrografia dos arenitos da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1996. p. 217-219.
- TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M.; NASCIMENTO, M.S. Minerais pesados em depósitos fanerozóicos no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 2003. 1 CD-ROM.
- VALARELLI, J.V., COUTINHO, J.M.V., BELLO, R.M.S. Metamorfismo de Buritirama, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 3, p. 1357-1363.
- VALE, A.G. et al. Ouro dos Gradaús - Geologia e garimpagem. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1982. v. 2, p. 116-135.
- VALE, A.G. et al. **Projeto Investigação para Carvão na Sinéclise do Amazonas**: bacia paleozóica do Baixo e Médio Amazonas. Relatório final. Texto, mapas. Belém; Manaus: DNPM/CPRM, 1980. 72 p., il.
- VALERIO, C.S. **Magmatismo paleoproterozóico do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo (AM)**: geologia, geoquímica, e geocronologia Pb-Pb em zircão. 2006. 112 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2006.
- VALERIO, C.S. et al. Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na região da borda norte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo (AM). In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio. **Resumos expandidos...** Cabo Frio: SBG, 2005. 1 CD-ROM.
- VASCONCELOS, A.M. et al. Folha SA.23-São Luís. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004a. 1 CD-ROM.
- VASCONCELOS, A.M. et al. Folha SB.23-Terezina. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: sistema de informações geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004b. 1 CD-ROM.
- VASQUEZ, M.L. **Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá**: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico. 2006. 212 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo - SB.21-Z-C**: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- VASQUEZ, M.L.; LAFON, J.M. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas - Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.
- VASQUEZ, M.L.; RICCI, P.S.F. Caracterização dos lamprófiros da Província Tapajós. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. **Resumos...** Belém: SBG/PRONEX-UFPA, 2002. p. 91.
- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; RICCI, P. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: KLEIN, E.L., VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG, 2002. v. 3, p. 67-84.
- VASQUEZ, M.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; GALARZA, M.A. Granitóides transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Pará - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: HORBE, A.M.C.; SOUZA, V.S. (Coord). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2005. v. 4, p. 16-31.

- VASQUEZ, M.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; ARMSTRONG, R.A. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian Craton, Brazil: neoproterozoic to orogenic evolution. **Precambrian Research**, v. 161, p. 279-302, 2008.
- VASQUEZ, M.L. et al. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999, p. 471-474.
- VASQUEZ, M.L. et al. Geochronology of granitoids, mafic intrusions, and mineralizations of the Tapajós Gold Province–Amazonian Craton–Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstract...** Rio de Janeiro, 2000a. 1 CD-ROM.
- VASQUEZ, M.L. et al. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C**: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000b. 1 CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- VASQUEZ, M.L. et al. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. (Org.). **Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A**: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000c. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- VEIGA JÚNIOR, J.P. et al. **Projeto Sulfetos de Uatumã**: relatório de fotointerpretação. Texto e anexos. Manaus: DNPM/CPRM, 1977. v. 1, 60 p.
- VEIGA JÚNIOR, J.P. et al. **Projeto Sulfetos de Uatumã**: relatório final. Manaus: DNPM/CPRM, 1979. v. I-A e B.
- VIANA, M.S.S. et al. Primeira ocorrência de icnofósseis na Formação Pedra de Fogo (Permiano da Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil). In: PALEO, 2002, Sergipe. **Resumos...** Sergipe: SBP, 2003. p. 6. (Reunião anual).
- VIEIRA, E.A.P.; BRAUER, E.H. Controle da distribuição das concentrações manganíferas na Serra do Sereno – PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1996. p. 144-146.
- VIEIRA, E.A.P. et al. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A. Reavaliação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anexo aos anais...** Belém: SBG, 1988. p. 97-111.
- VIGLIO, E.P. **Projeto rochas carbonáticas de Marapanim**: relatório final da primeira etapa. Belém: CPRM, 2006. Relatório interno.
- VILLAS BOAS, J.M.; ARAÚJO, C.C. de. **Açailândia**: folha SB.23-V-A, Estados do Pará e Maranhão, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1999. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- VILLAS, R.N.N. Geocronologia das intrusões ígneas na bacia do rio Guamá, nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1982. v. 1, p. 233-247.
- VILLAS, R.N.N. Granito Pojuca, Serra dos Carajás (PA): composição mineralógica, química mineral e controles químicos da alteração hidrotermal. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 393-404, 1999.
- VILLAS, R.N.N. O granito de duas micas Ney Peixoto, nordeste do Estado do Pará: caracterização petrográfico-petroquímica e contexto tectônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- VILLAS, R.N.N.; SANTOS, M.D. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. **Mineralium Deposita**, v. 36, n. 3/4, p. 300-331, 2001.
- VILLAS, R.N.N. et al. Geologia do depósito Igarapé Bahia/Alemão, Província Carajás, Pará. In: JOST, H; BROD, J.A; QUEIROZ, E.T. (Coord.). **Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros**. Brasília: DNPM/ADIMB, 2001. p. 215-242.
- VILLAS, R.N.N. et al. Sulfide-bearing greywackes and calcirudites in the São Martim prospect, western Araguaia belt, Brazil: a preliminary assessment of the textural features, mineralogical composition and diagenetic temperatures. In: LATIN-AMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3., Belém. **Abstract book...** Belém, 2003. p. 238-239.
- VILLAS, R.N.N. et al. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Resumos expandidos...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- VILLAS, R.N.N. et al. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral Carajás (PMC). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado, RS. **Resumos...** Gramado, RS: SBG/SEG/SGMTM-MME, 2005. 1 CD-ROM.
- VILLEGAS, J.M.C. **Geologia estrutural da Bacia do Marajó**. 1994. 119 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1994.
- VOLP, K.M. The Estrela copper deposit, Carajás, Brazil: a Cu-rich stockwork greisen hosted by a Proterozoic A-type granite. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, 2006, Belém. **Abstracts...** Belém: PRONEX-UFPA/SBG-Núcleo Norte, 2006. p. 78.
- WALDE, D.H.G. Geologia do manganês. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. (Coord.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM, 1986. v. 2, p. 123-126.
- WALMSLEY, T. Successful applied geophysical techniques in South America. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 2., 2006, Ouro Preto, MG. **Memórias...** Ouro Preto, MG: ADIMB, 2006. 1 CD-ROM.



- WANDERLEY FILHO, J.R. Geocronologia do Granito Mirasselas, nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Resumos...** Camboriú: SBG, 1980. v. 2, p. 426.
- WANDERLEY FILHO, J.R. **Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento.** 1991. 125 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1991.
- WANDERLEY FILHO, J.R.; COSTA, J.B.S. Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1991. p. 244-256.
- WANDERLEY FILHO, J.R.; RICCI, J.A.; JUCÁ, G.A.C. Halocinese na região do rio Tapajós Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 1988. v. 5, p. 2150-2160.
- WANDERLEY FILHO, J.R., TRAVASSOS, W.A.S.; ALVES, D.B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão? **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 177-184, 2005.
- WINTER, C.J. **Geology and base-metal mineralization associated with Archaean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil.** 173 f. 1994. Tese (Doutorado) - University of Southampton, Uk, 1994.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.J. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 2, p. 195-200, 1986.
- WYBORN, L.A.; PAGE, R.W. Petrology and isotopic geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanism for the generation of Proterozoic anorogenic granites. **Precambrian Research**, v. 40/41, p. 509-541, 1988.
- XAVIER, R.P.; DREHER, A.M. Carbon isotopic compositions of carbonates in the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province (PA), northern Brazil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- XAVIER, R.P. et al. Fluid evolution in the paleoproterozoic intrusion-related Breves Cu-Au (Mo-W-Bi-Sn) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. In: HORBE, A.M.C.; SOUZA, V.S. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia.** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2005. v. 4, p. 129-137.
- XAVIER, R.P. et al. How was high salinity acquired by brines associated with Precambrian Cu-Au systems of the Carajás Mineral Province (Brazil)? Evidence from boron isotope composition of tourmaline. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, 2006, Belém. **Abstracts...** Belém: PRONEX-UFPA/SBG-Núcleo Norte, 2006a. p. 34.
- XAVIER, R.P. et al. Geological and geochemical vectors for the exploration of iron oxide-copper-gold deposits in the Carajás Mineral Province, northern Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 2., 2006, Ouro Preto, MG. **Memórias...** Ouro Preto, MG: ADIMB, 2006b. 1 CD-ROM.
- YOKOI, Y.O., OLIVEIRA, A.L.A.M., TACHIBANA, J. General economic geology of the High Tapajós Basin (The "Cachimbo" Graben) and its boundaries: A regional geological survey with exploratory purpose. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- ZALAN, P.V. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MANTESO-NETO, V. et al. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano:** evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-612.
- ZANOTO, O.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção ocidental da Margem Norte Brasileira, Bacia do Pará-Maranhão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 189-195, 1987.
- ZUCCHETTI, M. **Rochas máficas do Grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização dos depósitos de ferro N4 e N5, Carajás, PA.** 2007. Tese (Doutorado em Geologia Econômica Aplicada) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2007.