

# GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA



**RIO SÃO JOÃO DA BARRA**  
Escala: 1:250 000

---

ORGANIZADO POR  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas



MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

*CPRM – Serviço Geológico do Brasil*

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA (PROMIN-ALTA FLORESTA)

# GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA RIO SÃO JOÃO DA BARRA

FOLHA SC.21-V-D

*ESTADOS DE MATO GROSSO E DO PARÁ*

*Organizadores  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro,  
Paulo Fernando Villas Boas*

*BRASÍLIA/2005*

GEOLOGIA E RECURSOS  
MINERAIS DA FOLHA  
RIO SÃO JOÃO DA  
BARRA

---

FOLHA SC.21-V-D

Escala 1:250.000

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

<i>Ministro de Estado</i>	Silas Rondeau Cavalcante Silva
<i>Secretário Executivo</i>	Nelson Hubner
<i>Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral</i>	Cláudio Scliar

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM  
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

<i>Diretor-Presidente</i>	Agamenon Sergio Lucas Dantas
<i>Diretor de Geologia e Recursos Minerais</i>	Manuel Barreto da Rocha Neto
<i>Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial</i>	José Ribeiro Mendes
<i>Diretor de Administração e Finanças</i>	Alvaro Rogério Alencar Silva
<i>Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	Fernando Pereira de Carvalho
<i>Chefe do Departamento de Geologia</i>	Carlos Schobbenhaus Filho

SUPERINTENDÊNCIAS REGIONAIS

<i>Superintendente de Belém</i>	Manfredo Ximenes Ponte
<i>Superintendente de Belo Horizonte</i>	Elbio Pereira
<i>Superintendente de Goiânia</i>	Maria Abadia Camargo
<i>Superintendente de Manaus</i>	Daniel Borges Nava
<i>Superintendente de Porto Alegre</i>	Irineu Capeletti
<i>Superintendente de Recife</i>	José Wilson de Castro Temóteo
<i>Superintendente de Salvador</i>	Ivanaldo Vieira Gomes da Costa
<i>Superintendente de São Paulo</i>	José Carlos Garcia Ferreira
<i>Superintendente de Fortaleza</i>	Darlan Filgueira Maciel
<i>Superintendente de Porto Velho</i>	Helena da Costa Bezerra
<i>Superintendente de Teresina</i>	Francisco Batista Teixeira



PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL  
PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA

COORDENAÇÃO NACIONAL

Carlos Schobbenhaus Filho  
Inácio de Medeiros Delgado

COORDENAÇÃO E SUPERVISÃO TÉCNICA

**Cartografia Geológica** Joffre Valmório de Lacerda Filho

**Geologia Estrutural** Reginaldo Alves dos Santos

**Geofísica** Murilo Machado Pinheiro

**Geoquímica** Eric Santos Araújo e  
Renato Sales de Andrade

**Metalogenia** Inácio de Medeiros Delgado e  
Franciscus Jacobus Baars

**Geocronologia** Márcio Martins Pimentel

**Petrografia** Maria Abadia Camargo

**Sensoriamento Remoto** Cidney Rodrigues Valente

EQUIPE EXECUTORA

Superintendência Regional de Goiânia

**Coordenação e Supervisão Regional** Joffre Valmório de Lacerda Filho

**Chefia do Projeto** João Olímpio Souza

**Equipe Executora** Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

**Cartografia Digital** Claudionor Francisco da Silva  
Valdivino Patrocínio da Silva  
Renivan Bartolomeu Rodrigues  
Luiz Carlos de Melo  
Nair Dias

**Apoio de Secretaria** Gessy Cristina Gomes Silva Brenner

**Colaboradores** Emílio Lenine C. Catunda da Cruz  
João Orestes Schneider Santos  
Roberto Gusmão de Oliveira  
Ruy Benedito Calliari Bahia  
Waldemar Abreu Filho

**Consultores** Augusto José Pedreira  
Nilson Francisquini Botelho (UnB)  
Wilson Wildner

## CRÉDITO DE AUTORIA

### **1 INTRODUÇÃO**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

### **2 GEOLOGIA**

#### **2.1 Contexto Geológico Regional e Síntese da Evolução Geológica**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

#### **2.2.1 Complexo Bacaeri-Mogno**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

#### **2.2.2 Suíte Intrusiva Juruena**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

#### **2.2.3 Suíte Intrusiva Paranaíta**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

#### **2.2.4 Intrusivas Básicas Guadalupe**

Paulo Fernando Villas Boas  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

#### **2.2.5 Complexo Nova Monte Verde**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

#### **2.2.6 Suíte Colíder**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

#### **2.2.7 Suíte Vitória**

Paulo Fernando Villas Boas  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

#### **2.2.8 Granito São Pedro**

Paulo Fernando Villas Boas  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

#### **2.2.9 Granito São Romão**

Paulo Fernando Villas Boas  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

#### **2.2.10 Granito Apiacás**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

#### **2.2.11 Granito Teles Pires**

Paulo Fernando Villas Boas  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

#### **2.2.12 Diques Básicos**

Paulo Fernando Villas Boas  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

#### **2.2.13 Grupo Beneficente**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

#### **2.2.14 Depósitos Aluvionares**

Paulo Fernando Villas Boas  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

### **3 GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

### **4 RECURSOS MINERAIS**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

### **5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA RIO SÃO JOÃO DA BARRA

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA - PROMIN ALTA FLORESTA

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Superintendência Regional de Goiânia

Revisão final a cargo de  
Divisão de Geologia Básica – DIGEOB  
Departamento de Geologia – DEGEO

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

---

R484 Ribeiro, Pedro Sérgio Estevam.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Geologia e recursos minerais da Folha Rio São João da Barra – Folha SC.21-V-D. Estados de Mato Grosso e do Pará. Escala 1:250.000 / Organizado por Pedro Sérgio Estevam Ribeiro [e] Paulo Fernando Vilas Boas. – Brasília : CPRM-Serviço Geológico do Brasil/DEPAT/DICART/DIEDIG, 2005.

1 CD-Rom

Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta)

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

1. Geologia Econômica – Mato Grosso. 2. Geologia Econômica – Pará. 3. Economia Mineral – Mato Grosso. 4. Economia Mineral – Pará. 5. Mapeamento Geológico – Mato Grosso. 6. Mapeamento Geológico – Pará. 7. Geomorfologia. 8. Metalogenia. I. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. II. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta). II. Vilas Boas, Paulo Fernando, (Org.). III. Título. IV. Título: Geologia e recursos minerais da Folha Rio São João da Barra.

CDD 558.11

---

# SUMÁRIO

---

RESUMO. . . . .	x
ABSTRACT. . . . .	.xii
1 INTRODUÇÃO. . . . .	1
1.1 Histórico e Metodologia . . . . .	1
1.2 Localização e Acesso. . . . .	2
1.3 Aspectos Socioeconômicos. . . . .	2
1.4 Aspectos Fisiográficos . . . . .	3
2 GEOLOGIA . . . . .	6
2.1 Contexto Geológico Regional e Síntese da Evolução Geológica. . . . .	6
2.2 Estratigrafia . . . . .	10
2.2.1 Complexo Bacaerí-Mogno. . . . .	10
2.2.2 Suíte Intrusiva Juruena (PP $\gamma$ j) . . . . .	20
2.2.3 Suíte Intrusiva Paranaíta (PP $\gamma$ p) . . . . .	27
2.2.4 Intrusivas Básicas Guadalupe (PP $\beta$ g). . . . .	33
2.2.5 Suíte Colíder (PP $\alpha$ c) . . . . .	34
2.2.6 Complexo Nova Monte Verde (Ppmv). . . . .	39
2.2.7 Suíte Vitória (PP $\gamma$ v). . . . .	45
2.2.8 Granito São Pedro (PP $\gamma$ sp) . . . . .	50
2.2.9 Granito São Romão (PP $\gamma$ sn) . . . . .	56
2.2.10 Granito Apicás (PP $\gamma$ a). . . . .	62
2.2.11 Granito Teles Pires (PP $\gamma$ tp). . . . .	67
2.2.12 Diques Básicos. . . . .	73
2.2.13 Grupo Beneficente . . . . .	75
2.2.14 Depósitos Aluvionares . . . . .	79

3 GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA . . . . .	80
3.1 Geologia Estrutural. . . . .	80
3.2 Evolução Geotectônica . . . . .	86
4 RECURSOS MINERAIS . . . . .	88
4.1 Ouro . . . . .	89
4.1.1 Ouro Secundário. . . . .	89
4.1.2 Ouro Primário . . . . .	95
4.1.2.1 Descrição dos Jazimentos em Exploração . . . . .	99
4.1.2.2 Descrição dos Jazimentos Inativos . . . . .	109
4.1.2.3 Modelo Metalogenético para as Mineralizações Auríferas . . . . .	110
4.2 Potencial para Depósitos de Outros Bens Minerais . . . . .	111
4.2.1 Depósitos de Metais Básicos em Seqüências de Alto Grau. . . . .	112
4.2.2 Depósitos de Materiais Industriais (Pedras Ornamentais e Materiais para Construção Civil), Associados a Granitos Deformados . . . . .	113
4.2.3 Jazimentos de Ouro Associados a Sulfetos em Rochas Vulcânicas . . . . .	113
4.2.4 Depósitos de Metais Básicos e Calcário em Ambiente Marinho de Baixo Grau Metamórfico . . . . .	113
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES. . . . .	119
5.1 Conclusões . . . . .	119
5.2 Recomendações . . . . .	122
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .	124

## ANEXOS

- 1 Súmula dos Dados de Produção
- 2 Mapa Geológico – Folha SC.21-V-D. (1:250.000)
- 3 Mapa de Estações Geológicas – Folha SC.21-V-D (1:250.000)

# RESUMO

---

A Folha Rio São João da Barra SC.21-V-D faz parte de um conjunto de quatro folhas na escala 1:250.000 que compõe a área total de 72.000km<sup>2</sup> do projeto especial Província Mineral Alta Floresta, concebido nos moldes do Programa Levantamentos Geológicos Básicos da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, com o fim específico de contribuir para o conhecimento do controle das mineralizações auríferas da porção norte do Estado de Mato Grosso.

Neste trabalho são apresentados os resultados referentes à cartografia geológica integrada aos dados geoquímicos, geofísicos, de sensoriamento remoto e o levantamento dos recursos minerais.

A área insere-se no contexto do Arco Magmático Juruena do Paleoproterozóico (U/Pb 1,85Ga a 1,75Ga), cuja evolução (fase orogênica) envolve processos de subducção, consumo de placa oceânica, geração de crosta e colisão de blocos continentais.

As unidades litoestratigráficas foram agrupadas em dois domínios cuja distinção levou em consideração, principalmente, o posicionamento crustal, uma vez que possuem a mesma natureza (calcioalcalina e peraluminosa alto potássio) e idades-modelo Sm/Nd muito semelhantes (2,1 - 2,2Ga) indicando a mesma fonte para as rochas que os constituem: Domínio I – eminentemente rúptil, constituído por terrenos plutovulcânicos, pouco deformados com assinatura geoquímica de arco vulcânico, onde se destacam granitos tipo “I” oxidados, portadores da maioria das mineralizações auríferas. São

componentes deste domínio as suítes intrusivas Juruena e Paranaíta, Intrusivas Básicas Guadalupe e as vulcânicas da Suíte Colíder. Todas com idade U/Pb entre 1,8Ga e 1,85Ga; Domínio II – caracteristicamente dúctil, constituído por granitóides deformados, pós-colisionais, sincinemáticos composto pelos complexos Bacaerí-Mogno (seqüência vulcano-sedimentar de idade Sm/Nd 2,24Ga) e Nova Monte Verde (gnaisses e migmatitos ortoderivados de idade U/Pb 1.774 ± 28Ma.) além de granitos associados a este último: São Pedro (U/Pb 1.784 ± 17Ma), São Romão (U/Pb 1.770 ± 9Ma), Apiacás e Suíte Vitória (U/Pb 1.785 ± 8Ma).

A fase tardi a pós-orogênica está representada pelo Granito Teles Pires, composto por um conjunto de maciços circulares de natureza calcioalcalina, rapakivíticos, não-magnéticos, portando expressivos valores gamaespectrométricos, sobretudo do canal de potássio. Possuem idade U/Pb 1.757 ± 16Ma e idade-modelo Sm/Nd, 2.100Ma. Diques básicos de dimensões variadas, encaixados nos granitos Apiacás e São Pedro constituem, provavelmente, a fase final de evolução deste arco.

Grandes lineamentos WNW-ESE representados por falhas e zonas de cisalhamento desenvolvidas a partir de uma compressão oblíqua, controlam o posicionamento da maioria das unidades litoestratigráficas e depósitos auríferos. A reativação das grandes transcorrências que constitui, possivelmente, o último evento deformacional caracterizado por uma movimentação predominantemente sinis-

tral, originou a zona transtracionada responsável pela formação da bacia “*strike slip*” onde se depositaram os sedimentos do Grupo Beneficente (K/Ar  $1.961 \pm 3\text{Ma}$ ).

A prospecção geoquímica através de amostragem de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, revelou concentrações anômalas para Au associadas aos terrenos graníticos e vulcânicos da Suíte Intrusiva Paranaíta e Suíte Colíder, além de anomalias de As, Pb e Zn relacionadas à seqüência vulcano-sedimentar de médio a alto grau metamórfico do Complexo Bacaeri-Mogno. Os dados aerogeofísicos auxiliaram na identificação de corpos básico-ultrabásicos, formações ferríferas (*BIF*) e na delimitação de corpos graníticos.

Onze jazimentos auríferos primários, dos quais cinco encontram-se em exploração, possuem caracteristicamente forte controle litoestrutural. Estão majoritariamente hospedados em veios de quartzo associados a zonas de falhas ou de cisalhamento,

associados à última fase deformacional, cujo vetor de compressão máxima posiciona-se na direção N55°E. Além destes, destacam-se depósitos meso a epitermais tipo *stockwork* e disseminados. A encaixante da maioria dessas mineralizações são granitos do tipo “I”, oxidados, magnéticos, portadores de quartzo azulado, pertencentes à Suíte Intrusiva Paranaíta.

Os resultados da prospecção geoquímica, associados à litoambiência favorável, demonstram potencial para depósitos de minerais metálicos, além do ouro, relacionados a seqüências supracrustais de médio a alto grau metamórfico – Complexo Bacaeri-Mogno e aos sedimentos do Grupo Beneficente. À facies marinha deste Grupo estão relacionadas rochas carbonáticas passíveis de utilização na agricultura, como corretivos e fertilizantes. Os maciços graníticos em geral constituem excelentes prospectos para rochas ornamentais e insumos para construção civil.

# ABSTRACT

---

São João da Barra quadrangle (SC.21-V-D) 1:250.000 geological mapping is one out of four comprising 72.000km<sup>2</sup> of the Alta Floresta Mineral Province Special Project. The main purpose of this work is to contribute to the knowledge of gold mineralizations control, situated at the northern part of Mato Grosso State.

This report refers to the geological mapping results integrated with geochemical, geophysical and remote sensing data as well as a mineral resources survey.

The area is included in the Paleoproterozoic Juruena Magmatic Arc (U/b 1,85 Gy-1,75 Gy) which evolution (orogenic phase) comprises subduction processes oceanic plate consumption, crust generation and continental blocks collision.

Lithostratigraphic units were grouped into two domains which characteristics are supported, chiefly, in the crustal level once their Sm/Nd model ages and composition are very similar (2.1-2.2 Gy, high K peraluminous calcalkaline), indicating same origin to the constituting rocks: Domain I – comprises a ruptile plutovolcanic terrain not so deformed with volcanic arc geochemical signature. Outlands type “I” oxidized granites hosting the most part of gold mineralizations. Are components of this domain the Juruena and Paranaíta Intrusive Suites, Guadalupe Basic Intrusives and Colider Volcanic Suite. All of them aging between U/Pb 1.8 and 1.85 Gy; Domain II – characteristically ductile is composed of syncinematic, post collisional highly deformed terrains. Bacaeri-Mogno and Nova Monte Ver-

de complexes, the former a volcanosedimentary sequence (aging Sm/Nd 2,4 Gy) the later orthogneisses and migmatites (U/Pb 1774 ± 28 My) with associated granites (São Pedro U/Pb 1784 ± 17 My São Romão U/Pb 1770 ± 9 My e Apiacás) are, together with Vitória Suite ( U/Pb 1785 ± 8 My) the domain components.

A tardi to post orogenic phase is represented by a set of calcalkaline, rapakivitic, nonmagnetic, circular massifs (intrusive Teles Pires Granite Unit) with characteristically, high gamaespectrometric values (k channel) and aging U/Pb 1757 ± 16 My and Sm/Nd model age of 2100 My. Basic dykes of various dimensions cutting Apiacás and São Pedro granites are representative of the final phase of arc evolution.

Great WNW-ESE lineaments of fault and shear zones, control the most part of the gold deposits and the lithostratigraphic units position as well. Its reactivation characterized by a predominantly sinistral movement yield a transtensional zone, which in turn, gave rise to the “*strike-slip*” struture where the Beneficente Group (1691 ± 3 My) sediments were deposited.

Stream sediments and pan concentrates sampling geochemical survey revealed gold anomalous zones related to granitic and volcanic terrains and, As, Pb and Zn anomalies associated to the middle to high metamorphic grade volcanosedimentary sequences. Geophysical data were mostly helpful in the identification of basic-ultrabasic bodies, BIF (magnetometry) and outlining granitic bodies (gamaespectrometry).



Eleven primary gold deposits, from which five are in exploitation, hosted by quartz veins are related to faults and shear zones; have, characteristically, a strong lithostructural control associated to the last deformational phase expressed by a maximum compression vector striking N55°E. Meso to epithermal disseminated and stockwork deposits are also outstanding. The great majority of both types are related to Paranaíta Intrusive Suite type "I", magnetic, oxidized, bluish quartz granites.

Geochemical prospecting results and the favorable lithoenvironment show potential for metallic concentrations, besides gold, related to the mid to high metamorphic grade supracrustal sequence of Ba-caeri-Mogno Complex and in the Beneficente Group sediments. Carbonate rocks of this group constitutes an important local mineral commodity regarding agribusiness in this new frontier. Granitic rocks massifs, in general, constitutes an excellent prospect for dimension stones.

# 1

---

## INTRODUÇÃO

### 1.1 Histórico e Metodologia

A exploração aurífera na região norte de Mato Grosso/sul do Pará, teve seu início na década de 50, quando se tem notícia das primeiras incursões de garimpeiros no vale do rio Tapajós. No final da década de 60, início da década de 70, ocorreu um incremento da atividade exploratória na região, em razão da migração de garimpeiros retirados dos garimpos de cassiterita de Rondônia, por pressão das mineradoras.

Os primeiros garimpeiros a se estabelecerem na porção norte do Estado de Mato Grosso, oriundos de garimpos do rio Juruena, chegaram à região através da BR-163 (Cuiabá-Santarém) e juntaram-se a um grande contingente de colonos oriundos do sul do país que se envolveram com o garimpo, abandonando temporariamente a atividade agrícola. Com a exaustão das jazidas aluvionares, parte dos garimpeiros dirigiu-se para a lavra de jazimentos primários e parte retornou à atividade agropastoril.

A região tornou-se conhecida como uma importante província mineral, motivo pelo qual a CPRM-Serviço Geológico do Brasil, através da Superintendência Regional de Goiânia, implementou a partir de 1995, na porção norte do Estado de Mato Grosso/sul do Estado do Pará, o Projeto Província Mineral de Alta Floresta – Promin Alta Floresta. Este projeto teve

como objetivo contribuir para o conhecimento geológico regional, com ênfase para as potencialidades auríferas e conseqüentemente criar um banco de dados para apoio a futuros projetos de pesquisa mineral e suporte para ações de caráter institucional, tais como: uso e ocupação do solo, instalação de barragens para aproveitamento hidroelétrico, abertura de estradas, distribuição de linhas de alta tensão etc. Inicialmente, propôs-se para o mapeamento as folhas Vila Guarita (SC.21-Z-B) e Alta Floresta (SC.21-X-C).

O projeto teve seu início no segundo trimestre de 1995, com a participação de apenas um geólogo que desenvolveu levantamento bibliográfico, fotointerpretação e coleta de dados de campo (somente na Folha Vila Guarita). As atividades de campo foram paralisadas a partir do quarto trimestre de 1995 e retomadas em 1997, após uma reestruturação do projeto, com a inclusão de um programa de prospecção geoquímica regional (sedimento de corrente e concentrado de bateia) e do estudo de prospectos, que se propunha a uma avaliação minuciosa das mineralizações auríferas. Dentro desta reestruturação, a área do projeto foi ampliada com a inclusão das folhas Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A) e Rio São João da Barra (SC.21-V-D). A nova programação incluía também a participação de coordenadores temáticos (Geologia Estrutural, Metalogenia, Sedimentologia e

Vulcanologia) de outras unidades da CPRM e professores da Universidade de Brasília, especificamente nas áreas de Petrologia e Geocronologia.

O Promin Alta Floresta abrangeu o mapeamento geológico compatível com a escala 1:250.000 e o estudo dos principais garimpos de ouro, com ênfase especial para o condicionamento metalogenético dos jazimentos auríferos, os quais, apesar de descobertos em sua grande maioria nas décadas de 70 e 80, ainda permaneciam pouco estudados em termos de modelo metalogenético. O estudo contou ainda com um levantamento geoquímico sistemático, com a coleta de sedimento de corrente e concentrado de bateia, com densidade de amostragem de 1 amostra/10-15km<sup>2</sup> de área de captação, compatível com a escala adotada no mapeamento e levantamento gravimétrico, totalizando 389km de perfis. A integração dos dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e o cadastramento de novos jazimentos minerais em uma área de aproximadamente 18.000km<sup>2</sup>, compuseram as principais atividades desenvolvidas neste levantamento.

Os trabalhos executados na Folha Rio São João da Barra permitiram a elaboração de um mapa geológico (anexo), que contém informações sobre recursos minerais, com destaque para os principais jazimentos auríferos primários. Para a execução dos trabalhos, foi utilizada a metodologia tradicional que iniciou com uma ampla consulta à bibliografia disponível sobre a região. Com base em dados bibliográficos e alicerçados em levantamentos aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria), com espaçamento de 2km entre as linhas, procedeu-se à fotointerpretação preliminar de imagens de radar e satélite (Landsat TM), nas escalas 1:250.000 e 1:100.000 e aerofotos, integração e reinterpretação de informações contidas em trabalhos anteriores. Produziu-se um mapa fotogeológico preliminar na escala 1:250.000, que serviu de base para os trabalhos de campo. A partir deste mapa, foram selecionados diversos perfis, distribuídos transversalmente à estruturação regional (WNW/ESE).

Os trabalhos de geologia foram executados ao longo das estradas principais e, eventualmente, vicinais, utilizando-se veículo Jeep Toyota Bandeirante, a pé através de picadas na mata, e de barco ao longo dos principais rios. No mapeamento dos rios São João da Barra, das Cobras, Apiacás e Juruena foi utilizada canoa de alumínio de 6m com motor de popa de 25HP. Na fase de integração de dados, além da reinterpretação das informações obtidas em trabalhos anteriores, foram desenvolvidos os trabalhos de compatibilização das informações coletadas durante as etapas de campo, estudos petrográficos, lito-

químicos e geocronológicos, estudos das principais áreas de garimpo e reinterpretação dos dados aerogeofísicos.

## 1.2 Localização e Acesso

A Folha Rio São João da Barra (SC.21-V-D) localiza-se na porção norte do Estado de Mato Grosso/sul do Estado do Pará. Está limitada pelos paralelos 9°00' e 10°00' de latitude sul e meridianos 57°00' e 58°30' de longitude oeste de Gr e engloba a sede dos municípios de Nova Monte Verde, Nova Bandeirantes e Apiacás. Por via aérea, atinge-se a área do Projeto através de vôos regulares (Cuiabá-Sinop-Alta Floresta). Utilizando o acesso rodoviário, a partir de Alta Floresta, alcança-se a área de trabalho (limite leste da folha), utilizando a rodovia MT-208, em um percurso aproximado de 170km até a cidade de Nova Monte Verde. Estradas encascalhadas vicinais interligam esta via às cidades de Nova Bandeirantes e Apiacás.

A figura 1.1 apresenta a localização da Folha Rio São João da Barra (SC.21-V-D) e as principais vias de acesso, a partir da sede do município de Alta Floresta.

## 1.3 Aspectos Socioeconômicos

Os maiores contingentes populacionais concentram-se nas sedes dos municípios de Apiacás, Nova Monte Verde e Nova Bandeirantes, os quais apresentam estrutura mínima capaz de atender de modo satisfatório suas populações, em setores básicos como abastecimento de água (SANEMAT), energia elétrica (CEMAT), correios, escolas de primeiro e segundo grau, hospitais, postos de saúde e bancos.

Nas décadas de 70 e 80, época em que surgiram estes núcleos habitacionais, a economia desta região foi sustentada pelo tripé mineração/agropecuária/extrativismo vegetal. A mineração, representada principalmente pelo garimpo de ouro, provocou um rápido e desordenado crescimento dos núcleos urbanos, caracterizado principalmente pela insuficiência de saneamento básico e alto índice de violência. A agropecuária, implantada por empresas de colonização oriundas principalmente do Estado do Paraná, direcionou suas atividades para o gado nelore e o cultivo de café. A indústria extrativa consolidou-se neste período com a implantação de inúmeras serrarias e laminadoras, principalmente para o aproveitamento de madeiras nobres como o mogno.

Na década de 90, com o declínio da atividade garimpeira, em razão da exaustão das reservas aluvionares de ouro e da diminuição da atividade extrativis-

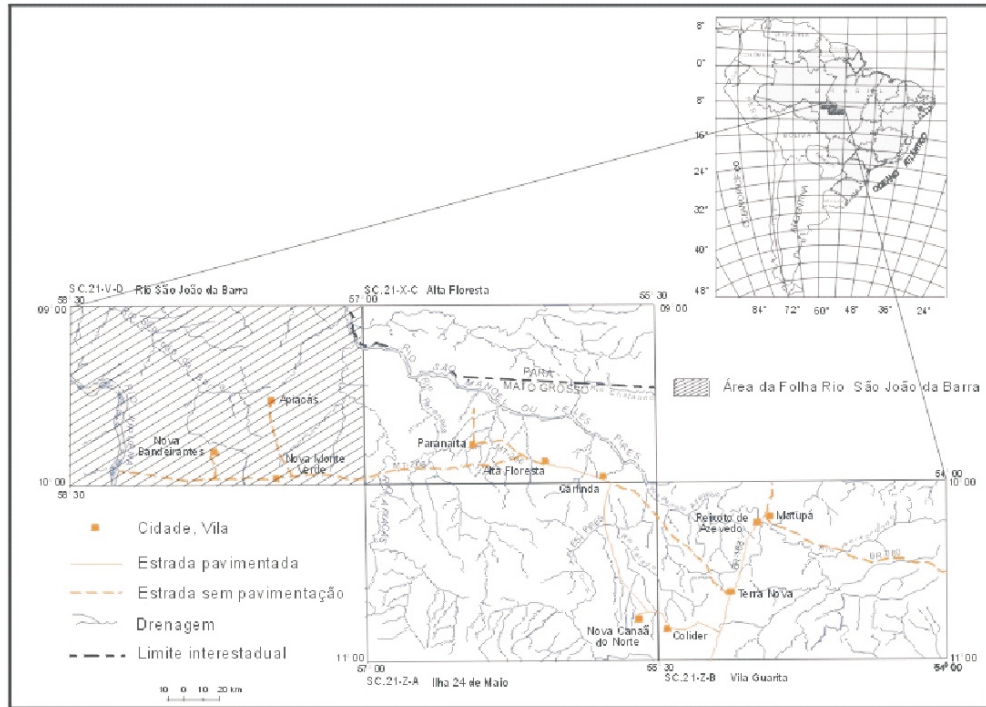


Figura 1.1 – Mapa de localização da Folha SC.21-V-D (Rio São João da Barra).

ta, a atividade agropastoril consolidou-se com a implantação de frigoríficos e a criação de cooperativas para a comercialização dos produtos agrícolas, principalmente o café das regiões de Nova Bandeirantes e Nova Monte Verde.

#### 1.4 Aspectos Fisiográficos

O clima da região é quente e úmido, típico da Amazônia, com 4 a 5 meses praticamente sem chuvas (maio a agosto), com temperatura média anual em torno de 35°C.

Dados fornecidos pela Divisão de Recursos Hídricos da ANEEL, indicaram para o período compreendido entre junho/1999 a maio/2001, temperatura média máxima entre 32,5°C e 34,8°C (meses de julho, agosto e setembro) e temperatura média mínima variável entre 14°C e 18°C (meses de julho e agosto).

A precipitação pluviométrica média anual oscilou entre 2.500mm e 2.700mm nos últimos vinte anos, distribuída em duas estações distintas: a) verões chuvosos (outubro a abril), com elevada umidade relativa do ar, e b) invernos secos (maio a agosto), com baixa umidade relativa do ar.

Na tabela 1.1 são apresentados alguns dados hidrológicos para a região do Promin Alta Floresta.

Segundo Loureiro *et al.* 1980, a vegetação é variada e complexa, apresentando-se dividida em Floresta Ombrófila Densa Submontana e Floresta Ombrófila Aberta Submontana, guardando cada uma suas características peculiares. A Floresta Ombrófila Densa corresponde a um adensamento heterogêneo de árvores. Ocupa áreas dissecadas e encontra-se representada por palmeiras e mata arbustiva de médio porte. A Floresta Ombrófila Aberta ocorre nas encostas das elevações, depressões e clareiras de relevo tabular. Caracteriza-se por apresentar espécies de grande porte (ex. mogno e cedro), representadas por árvores espaçadas, em cujos vazios predominam expressivas concentrações de bambús, cipós e palmáceas (ex. babaçu e inajá), principalmente, nos vales e partes planas e se espaçam nos locais mais escarpados.

A análise dos estudos desenvolvidos por Boaventura (1974) e Melo & Franco (1978), permitiu individualizar na Folha Rio São João da Barra, três unidades geomorfológicas: Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional, Planalto Dissecado Sul da Amazônia e Planalto Apicás-Sucunduri (figura 1.2).

A Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional perfaz cerca de 60% da área e encontra-se distribuída em suas porções centro-sul, oeste e nordeste e limita-se a norte com o Planalto Dissecado Sul da Amazônia e com o Planalto Apicás-Sucunduri. Ca-

racteriza-se por apresentar um relevo dissecado com formas convexas, cujas cotas médias variam entre 150 e 250m de altitude e encontra-se representada por extensas superfícies de aplainamento (cristas e suaves elevações), constituindo basicamente a área de ocorrência dos granitóides polideformados associados aos complexos Nova Monte Verde e Baçaeri-Mogno, granitos São Pedro, São Romão, Apicás e Suíte Vitória.

A rede de drenagem associada a esta unidade geomorfológica é representada por padrões predominantemente dendríticos e radiais e compreende os tributários pertencentes a bacia dos rios Juruena e Teles Pires.

A unidade denominada Planalto Dissecado Sul da Amazônia, perfaz cerca de 25% da área e abrange, predominantemente, sua porção centro-leste, no interflúvio Juruena-Teles Pires, encontrando-se limitada a norte pelo Planalto Apicás-Sucunduri. É constituída por relevo dissecado, cujas feições geomorfológicas convexas e tabulares distribuem-se de forma descontínua. Apresenta topografia positiva com cotas que variam de 300 a 450m de altitude e abrangem a área de ocorrência dos terrenos graníticos pertencentes às suítes Paranaíta e Juruena, granitóides tarditectônicos (Granito Teles Pires) e rochas subvulcânicas da Suíte Colíder). A drenagem associada a esta unidade geomorfológica apresenta padrão den-

Tabela 1.1 – Localização das estações pluviométricas e os totais pluviométricos anuais. Fonte: ANEEL, série histórica (1978-1998).

ESTAÇÃO	COORDENADAS		TOTAL PLUVIOMÉTRICO ANUAL (mm)
	LATITUDE	LONGITUDE	
ALTA FLORESTA	9°52'13"	56°06'08"	2.287
JURUENA	10°19'16"	58°48'08"	2.113
TRIVELATO	9°56'29"	57°07'55"	2.333
NOVO PLANETA	9°22'22"	57°13'22"	1.982
NÚCLEO ARIEL	9°50'00"	58°14'49"	1.957

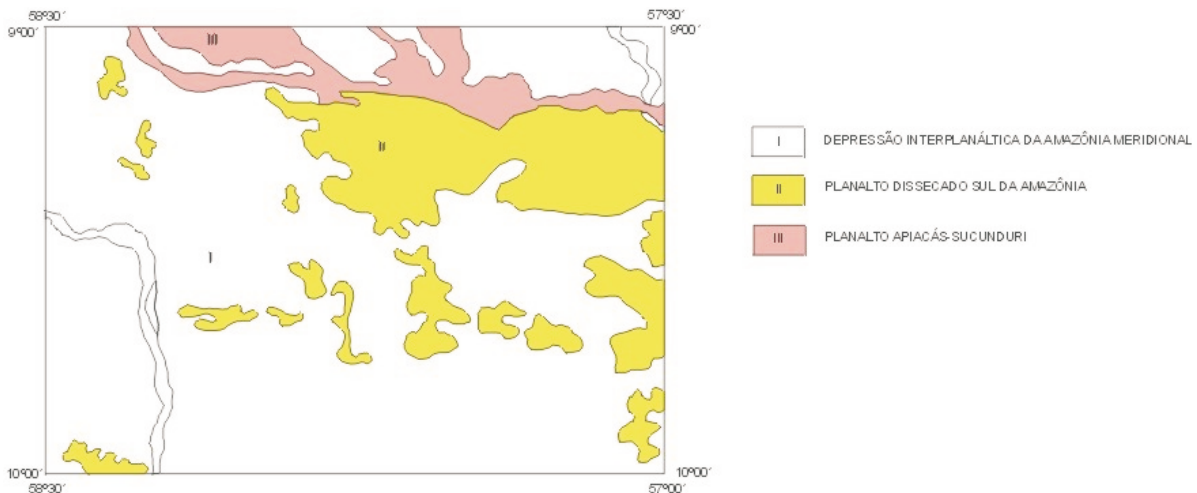


Figura 1.2 – Unidades geomorfológicas da Folha SC.21-V-D (Rio São João da Barra). Fonte: Silva et al. (1980).

drítico, radial ou estruturalmente controlada por zonas de falha/cisalhamento de direção predominantemente leste-oeste.

O Planalto Apicás-Sucunduri representa cerca de 15% da folha e compreende uma faixa alongada de topo tabular, que constitui expressivo relevo escarpado e dobrado, orientado preferencialmente, segundo E-W, delimitando uma linha de contato entre os sedimentos associados ao Grupo Beneficente

e as rochas vulcânicas/subvulcânicas da Suíte Colíder, com cotas que atingem 450m de altitude. Está localizado na porção norte da folha, entre a Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional e o Planalto Dissecado Sul da Amazônia. A rede de drenagem associada a esta unidade exibe controle nitidamente estrutural, com alinhamentos na direção leste-oeste, acompanhando a borda sul da bacia do Cachimbo.

# 2

---

## GEOLOGIA

### 2.1 Contexto Geológico Regional e Síntese da Evolução Geológica

A área mapeada localiza-se na Província Mineral de Alta Floresta, na porção centro-sul do Cráton Amazonas, uma das regiões pré-cambrianas geologicamente menos conhecidas do Brasil. Os poucos trabalhos geológicos de cunho regional foram desenvolvidos, principalmente nas décadas de 70 e 80 (Araújo *et al.*, 1975; Basei, (1977); Silva G.H., *et al.* 1980 e Silva Neto *et al.*, 1980).

A partir da década de 90, com o avanço das frentes de colonização e abertura de uma razoável malha de estradas vicinais, os trabalhos de mapeamento e pesquisa mineral foram retomados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, através do Promin Alta Floresta, universidades, pela elaboração de dissertações de mestrado e teses de doutorado e por empresas de mineração, através da pesquisa voltada para depósitos auríferos.

A porção brasileira do Cráton Amazonas, constituída em sua grande parte por rochas arqueanas e proterozóicas, foi segmentada por Amaral (1974) em três amplas províncias: oriental, central e ocidental e dividida por Almeida *et al.* (1977) em duas províncias estruturais: Província Rio Branco (norte), pertencente ao Escudo das Guianas, e Provín-

cia Tapajós (sul), que engloba parcialmente o Cráton do Guaporé (Almeida, 1965), separadas pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia Amazônica.

Cordani & Brito Neves (1982) consideram que esse segmento crustal é constituído por um paleonúcleo cratônico submetido a sucessivos episódios tectônicos de reativação, circundado por cinturões paleo a mesoproterozóicos.

Hasui *et al.* (1984), apoiados em informações gravimétricas e imagens MAGSAT e baseados no modelo de retrabalhamento crustal, sugerem a subdivisão da região Amazônica em doze blocos crustais articulados e limitados por cinturões de cavalgamento associados a terrenos granulíticos e justapostos durante o Arqueano/Paleoproterozóico.

Tassinari (1996), Sato & Tassinari (1997) e Tassinari & Macambira (1999), utilizando dados geocronológicos Rb-Sr, sugerem um modelo evolutivo para o Cráton Amazonas, a partir de acreção juvenil e aglutinação de fragmentos crustais, subdividindo-o em províncias geocronológico-estruturais. Neste modelo acrescionário, esses domínios constituiriam cinturões móveis e arcos magmáticos com idades variáveis entre 1,9Ga a 1,5Ga, cuja amalgamação teria originado uma grande área cratônica no final do Mesoproterozóico. Neste contexto, a área do Promin Alta Floresta estaria inserta no domínio da Província Rio Negro-Juruena (figura 2.1), de idade 1,8Ga – 1,55Ga.

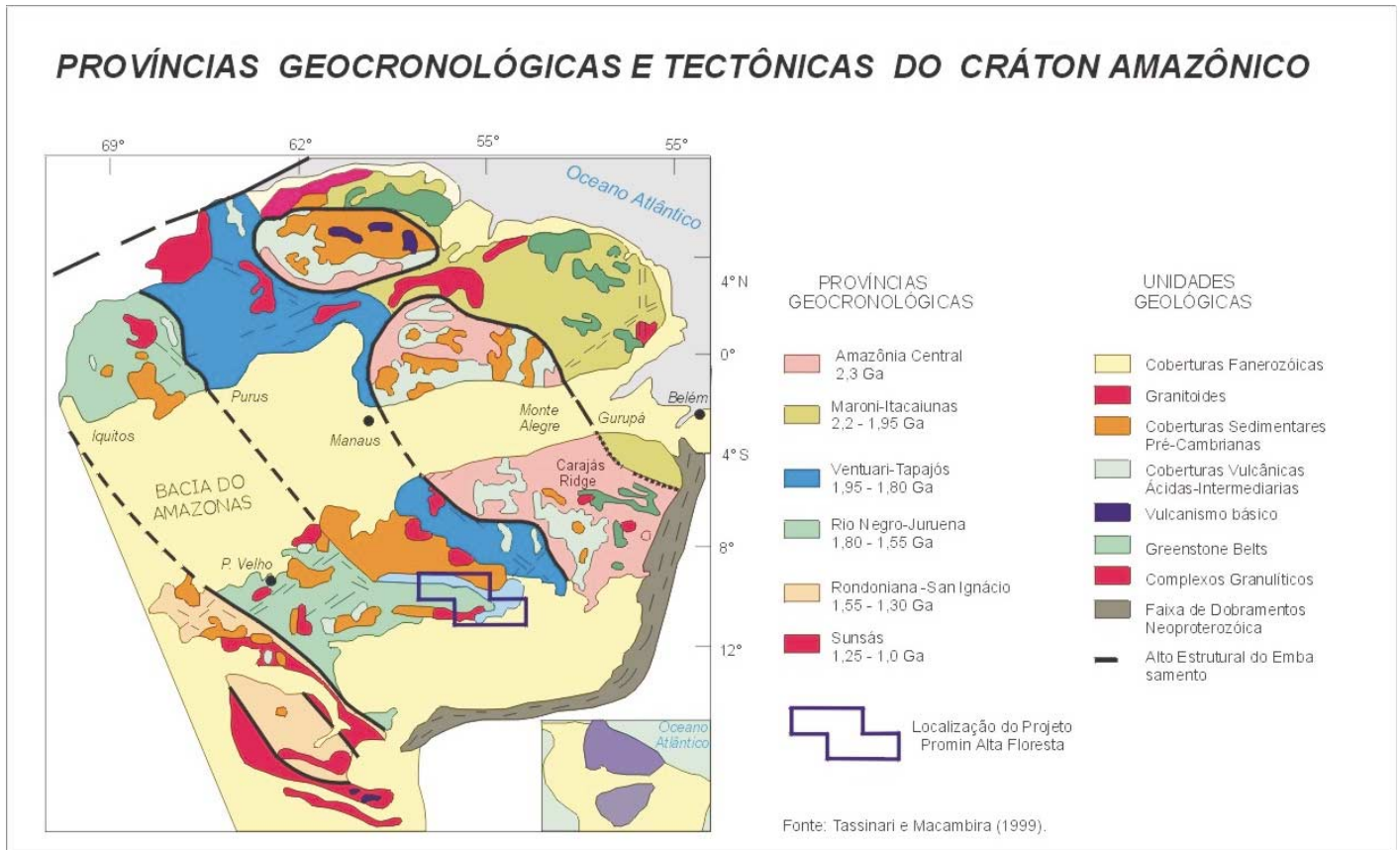


Figura 2.1– Distribuição das províncias geocronológicas e tectônicas para o Cráton Amazônico (modificado de Tassinari, 1996).

Santos *et al.* (2000), com base em dados geocronológicos U-Pb (idades situadas entre 3,1Ga e 0,99Ga), redefiniram a compartimentação do Cráton Amazonas, subdividindo-o em nove províncias geotectônicas (figura 2.2).

De acordo com esta proposta, a área do Promin Alta Floresta estaria localizada na porção sul da Província Juruena (1,85Ga a 1,75Ga), e recobriria uma pequena porção do extremo-leste da Província Rondoniana (1,76Ga a 1,47Ga) e o sul da Província Tapajós-Parima (2,10Ga a 1,87Ga). Os dados geocronológicos obtidos até o momento, dão suporte parcial a esta subdivisão, uma vez que tanto as idades U/Pb quanto a idade modelo Sm-Nd têm demonstrado que existe um núcleo de rochas mais antigas na porção leste da área do Projeto (Folha Vila Guarita – SC.21-Z-B), com idades compatíveis com aquelas encontradas para a Província Tapajós-Parima.

Os levantamentos geológicos e geocronológicos desenvolvidos na Folha Rio São João da Barra permitem afirmar que a maioria dos terrenos mapeados pertence ao Arco Magmático Juruena de idade U/Pb 1,85Ga a 1,75Ga.

Com os avanços no conhecimento geológico obtidos no Promin Alta Floresta, estabeleceu-se, além de uma nova proposta estratigráfica para a área, uma nova compartimentação geotectônica envolvendo convergência/consumo de placas litosféricas, colisão oblíqua de alta temperatura, com espessamento crustal e acreção transcorrente, durante a geração do Arco Juruena.

A evolução geológica apresentada para a região onde se insere a área do Promin Alta Floresta (Frasca *et al.*, 2003; Oliveira & Cavalcante, 2003) permitiu identificar os estágios orogênicos (pré-colisional, sincolisional e pós-colisional) e pós-orogênicos, de acordo com o modelo proposto por Liégeois (1998).

O período pré-colisional encontra-se representado na porção sudeste da Folha Rio São João da Barra – SC.21-V-D, pelas supracrustais do Complexo Bacaré-Mogno, de idade isocrônica Sm/Nd 2,24Ga, e eNd (t) + 2,5, obtida em anfibolitos, cuja litogeoquímica de elementos traços e terras-raras sugere tratar-se de basaltos toleíticos tipo MORB, que juntamente com sedimentos químicos, pelíticos e psamíticos, representados por *metachert*, formação ferrífera



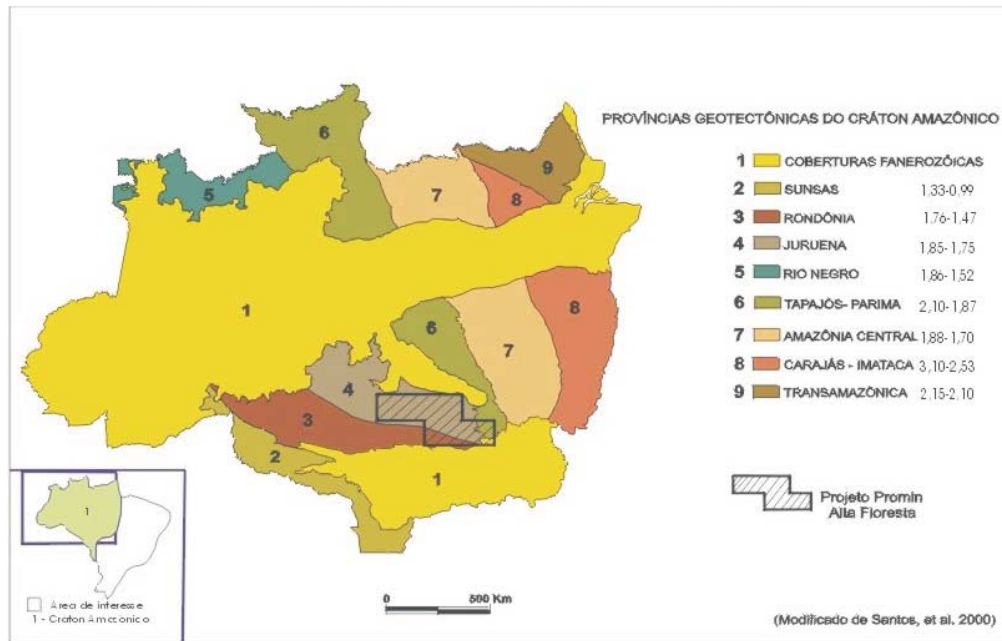


Figura 2.2 – Posicionamento do Promin Alta Floresta em relação à compartimentação geotectônica do Cráton Amazonas.

bandada, calcissilicáticas e  $\pm$  sillimanita  $\pm$  cianita  $\pm$  granada gnaiss, formariam uma paleocrosta oceânica preservada, metamorfizada na fácies anfíbolito alto a granulito.

O processo de subducção e colisão oblíqua desta crosta com o Arco Magmático Cuiú-Cuiú (Vasques *et al.*, 2002), cujos remanescentes encontram-se representados na Folha Alta Floresta (SC.21-X-C) a leste e na Folha Vila Guarita (SC.21-Z-B), seriam os responsáveis pelo fechamento dessa bacia e conseqüentemente pela geração das suítes plutovulcânicas e plutônicas que constituem o Arco Magmático Juruena.

O período sin a pós-colisional está registrado na área pela presença de granitos peraluminosos tipo “S” a duas micas (Granito Apiacás), produtos de anatexia, metamorfismo da fácies anfíbolito alto a granulito e colisão oblíqua com espessamento crustal em zona de sutura, identificada por grandes lineamentos WNW/ESE acompanhados de anomalia gravimétrica com altos valores *Bouguer* e expressiva anomalia magnética.

Os terrenos que compõem o Arco Magmático Juruena, gerados durante os períodos sin a pós-colisional estão representados por nove unidades litoestratigráficas, agrupadas em dois segmentos crustais: i) Terrenos Plutovulcânicos e ii) Terrenos Acrescionários de Médio a Alto Grau Metamórfico (figura 2.3).

Os Terrenos Plutovulcânicos compõem um conjunto de rochas epizonais deformadas em regime rúptil a rúptil-dúctil, metamorfismo incipiente e afinidade calcioalcalina alto potássio, constituindo uma série mag-

mática representada pelas seguintes unidades: Suíte Intrusiva Juruena (idade U/Pb  $1.848 \pm 17$  Ma e  $1.817 \pm 57$  Ma, JICA/MMAJ, 2000), Suíte Intrusiva Paranaíta (idade U/Pb  $1.803 \pm 16$  Ma e  $1.793 \pm 6$  Ma), relacionada temporal e espacialmente às Intrusivas Básicas Guadalupe e vulcânicas/subvulcânicas ácidas a intermediárias da Suíte Colíder (idade U/Pb  $1.801 \pm 1$  Ma, Pinho, 2001 e  $1.786 \pm 17$  Ma JICA/MMAJ, 2000).

Em posição frontal aos Terrenos Plutovulcânicos encontram-se os Terrenos Acrescionários de Médio a Alto Grau Metamórfico. São compostos por granitóides calcioalcalinos alto potássio, meta a peraluminosos, deformados em regime dúctil, distribuídos ao longo de megazonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais de direção WNW-ESE. Nestes, imbricam-se tectonicamente as rochas supracrustais, orto e paraderivadas do Complexo Bacaeri-Mogno, como remanescentes ou protólitos de crosta oceânica. Os Terrenos Acrescionários de Médio a Alto Grau Metamórfico estão representados pelo Complexo Nova Monte Verde (idade U/Pb  $1.774 \pm 28$  Ma, idade-modelo Sm/Nd 2.065 Ma com  $eNd(t) + 0,41$ ), Suíte Vitória (idade U/Pb  $1.785 \pm 8$  Ma e  $1.775 \pm 10$  Ma, idade-modelo Sm/Nd entre 2.260 Ma, com  $eNd(t) -2,56$  a  $+1,32$ , Granito São Pedro (idade U/Pb  $1.784 \pm 17$  Ma e  $1.786 \pm 17$  Ma e idade Sm/Nd entre 2.147 Ma e 2.060 Ma, com  $eNd(t)$  de  $+ 0,65$  a  $-1,11$ , Pimentel, 2001), Granito São Romão (idade U/Pb  $1.770 \pm 9$  Ma e idade Sm/Nd 2.098 Ma a 2.172 Ma com  $eNd(t)$  de  $+ 0,14$  a  $-1,43$ ) e Granito Apiacás.

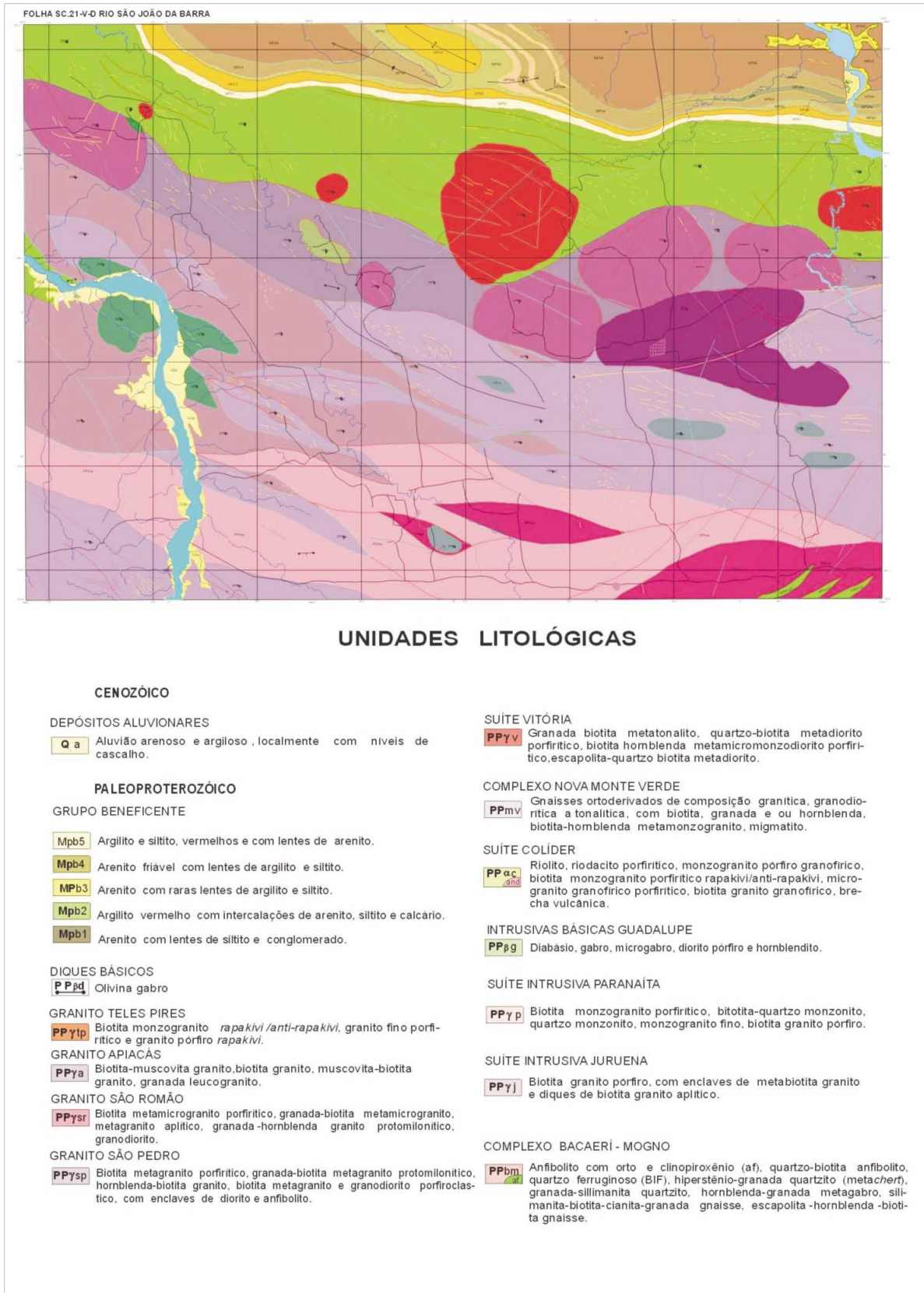


Figura 2.3 – Mapa geológico simplificado (Folha Rio São João da Barra – SC.21-V-D).

O processo de granitogênese relacionada a evolução do Arco Magmático Juruena, em regime francamente pós-orogênico, culmina com a formação do Granito Teles Pires, composto por granitos calcioalcalinos alto potássio, rapakivíticos, com idade de  $1.756 \pm 16\text{Ma}$  (Santos, 2000) e por diques máficos.

A fase final da evolução desse fragmento crustal, encontra-se documentada a norte da Folha Rio São João da Barra, por uma sedimentação proterozóica de idade Pb/Pb de 1,7Ga, obtida em zircões detritados provenientes de conglomerados basais do Grupo Beneficente (Leite & Saes, 2002), de caráter transgressivo-regressiva e de abrangência regional, predominantemente psamo-pelítica, (Grupo Beneficente) e controlada por expressivas megazonas transcorrentes E-W a NW-SE. Constituem provável reativação de megafeições estruturais geradas no decorrer da evolução do Arco Magmático Juruena e responsáveis pelo desenvolvimento de bacias do tipo “*strike-slip*”, localizadas em zonas de alívio.

O quadro geológico se completa com os depósitos aluvionares quaternários, cartografados ao longo dos rios Juruena e Apiacás e associados à instalação do sistema de drenagem atual que recobre o conjunto das unidades cartografadas. Essas unidades serão descritas e interpretadas a seguir.

## 2.2 Estratigrafia

### 2.2.1 Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm)

Os litótipos que compõem esta unidade foram cartografados como Complexo Xingu por Silva *et al.* (1980), durante mapeamento geológico executado pelas equipes do Projeto Radambrasil na Folha SC.21 - Juruena. Segundo estes autores, estas rochas fariam parte de um conjunto polimetamórfico, composto por granitos de anatexia, granodioritos, gnaisses, migmatitos, anfibolitos e granulitos, com idades do Pré-Cambriano Médio ao Superior (1.860Ma a 1.660Ma).

Silva Neto *et al.* (1980), em trabalho de cartografia geológica na escala 1:250.000, individualizaram na porção sul da Folha SC.21-X-C (Alta Floresta), no vale do rio Apiacás e interflúvio Paranaíta/Apiacás, terrenos formados por anfibolitos e kinzigitos, supostamente derivados de uma seqüência vulcano-sedimentar constituída por rochas básico-ultrabásicas e sedimentos detriticos (pelitos e psamitos), transformados em gnaisses e migmatitos de médio a alto grau metamórfico, os quais foram atribuídos à Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Andrade *et al.*, 1978).

Durante os trabalhos de pesquisa mineral realizados pela Mineração Santa Elina em áreas das fazendas Mogno, Apiacás e Bacaeri, Scabora *et al.* (1997) cartografaram uma seqüência metassedimentar formada por migmatitos (metassedimentos aluminosos/kinzigitos) com intercalações de lentes de quartzito, formação ferrífera e rochas máficas compostas por hiperstênio tonalito e gabro-norito, posicionando-a estratigraficamente no Complexo Xingu. Segundo aqueles autores, este conjunto foi deformado em regime compressivo de alto ângulo, acompanhado de metamorfismo regional em alto grau ( fácies anfibolito alto a granulito), imprimindo nas rochas supracrustais uma pronunciada foliação EW e alongamento dos corpos ígneos na mesma direção.

Utiliza-se neste trabalho a denominação Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm), (Oliveira & Albuquerque, 2003) para designar um conjunto de rochas supracrustais representadas por: i) anfibolitos, cuja litotípica de elementos terras-raras e elementos-traço sugere tratar-se de basaltos toleióticos tipo “MORB”, com idade isocrônica Sm/Nd 2,24Ga, ii) corpos ígneos básicos constituídos por metagabros, metanoritos e enderbitos e, iii) rochas metassedimentares químicas, pelíticas e psamíticas representadas por *metacherts*, formação ferrífera bandada, calcissilicáticas e gnaisses sílico-aluminosos ( $\pm$  granada  $\pm$  sillimanita  $\pm$  cordierita  $\pm$  estauroilita  $\pm$  cianita gnaisse), metamorfizadas em facies anfibolito alto a granulito, cuja área-tipo foi definida entre as fazendas Bacaeri e Mogno, no extremo-SW da Folha SC.21-X-C (Alta Floresta), (Oliveira & Albuquerque, *op.cit.*).

Na Folha Rio São João da Barra, as exposições mais expressivas desta unidade estão limitadas ao extremo-sudeste, onde afloram sob forma de lajeiros contínuos ao longo da estrada que liga Alta Floresta a Nova Monte Verde (PS-44) e em terras das fazendas Lígia (PS-152 e PS-322), Bom Sossego (PS-310) e Santo Antônio (PS-145). As rochas metassedimentares são caracterizadas (em escala de afloramento), por estruturas gnáissicas com bandas claras, com predominância de plagioclásio, quartzo e feldspato, e bandas escuras constituídas predominantemente de biotita  $\pm$  hornblenda  $\pm$  sillimanita  $\pm$  cianita  $\pm$  granada (figura 2.4).

Ao bandamento gnáissico superpõe-se uma foliação plano-axial com estiramento das dobras, rompimento das mesmas em “cabo de guarda-chuva” e paralelização dos Lb's na direção E-W, com inflexão para N20°-40°E. São comuns estruturas em *mulions*, formados por sillimanita quartzito, paralelizados aos eixos das dobras (fotografia 2.1).



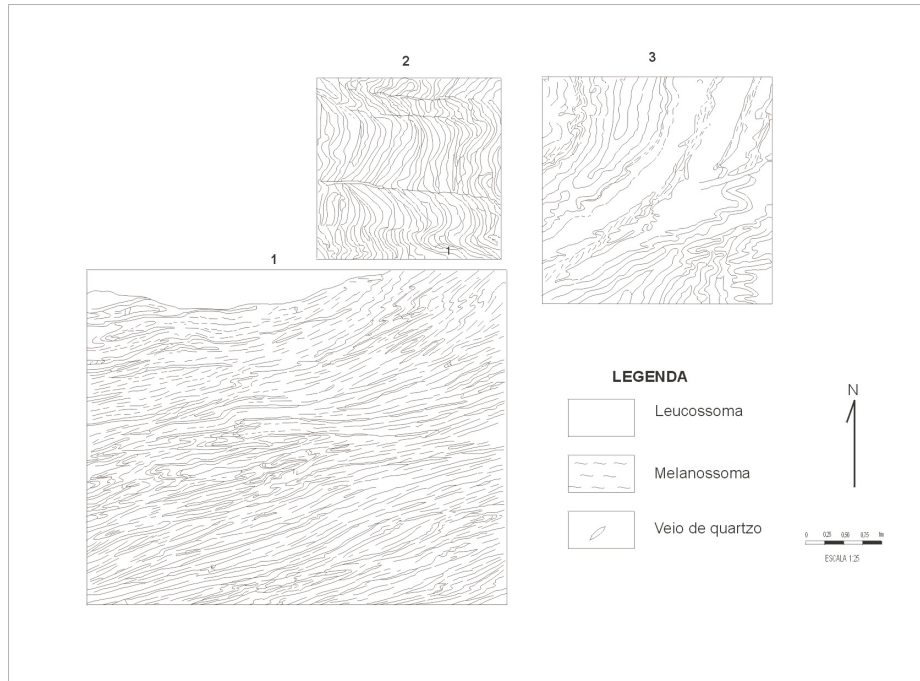
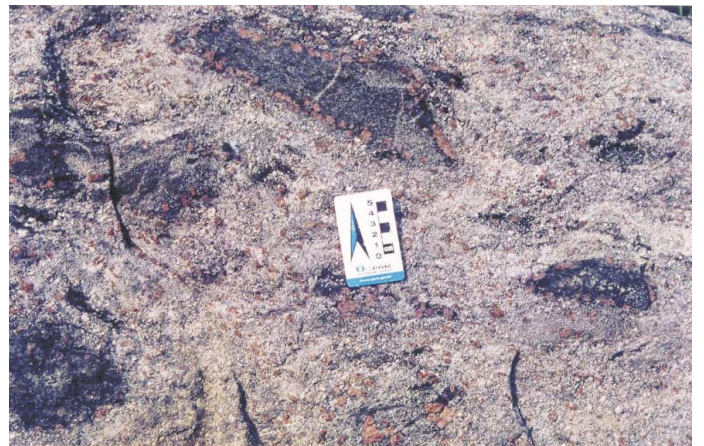


Figura 2.4 – Afloramento em planta, localizado na estrada que liga Alta Floresta a Nova Monte Verde (PS-44, 461815/8897943). Mesodobra (sinclinal) com eixo de direção aproximadamente E-W, em gnaisse calcissilicático do Complexo Bacaeri-Mogno. 1 - Flanco sul da dobra exibindo bandamento gnáissico e dobras transpostas com pronunciada foliação plano-axial. 2 - Centro da dobra com bandas de cisalhamento acompanhando a direção do eixo principal. 3 - Nariz da dobra, onde se observam inúmeras dobras parasíticas.



Fotografia 2.1 – Afloramento em planta. Granitóide com "mullions" de sillimanita quartzito PS-237 (485071/8901660).



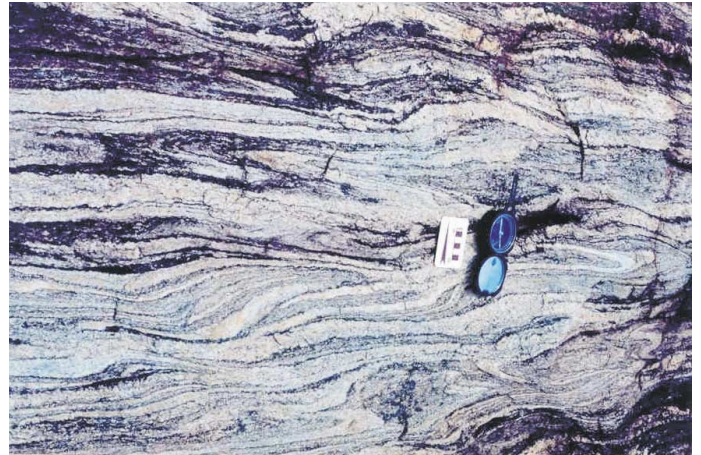
Fotografia 2.2 – Metapelito (sil-gr-bt gnaisse) exibindo encraves de anfibolito circundados por cristais centimétricos de granada. PS-145 (430564/8906480).

Em alguns afloramentos observam-se blocos máficos bordejados por cristais de granada, aglomerados de sillimanita orientados segundo a foliação milonítica e mobilizados quartzo-feldspáticos dobrados, com eixos paralelizados segundo a estruturação regional (fotografias 2.2, 2.3 e 2.4).

As rochas do Complexo Bacaeri-Mogno encontram-se tectonicamente imbricadas com as rochas do Complexo Nova Monte Verde, como remanescente de crosta oceânica, em contato através de zona de cisalhamento ou falha.



*Fotografia 2.3 – Afloramento sob forma de bloco. Kinzigit com aglomerados (escuros) de sillimanita. PS-145 (430564/8906480).*



*Fotografia 2.4 – Vista em planta de gnaíse calcissilicático (esc-qz-hb-bt-plag gnaíse), com mobilizados quartzo-feldspáticos dobrados e paralelizados constituindo dobras rompidas em “cabo de guarda-chuva” segundo os planos da foliação milonítica. PS-44. (461815/8897943).*

Os gnaisses sílico-aluminosos, calcissilicáticos e metassedimentos químicos, ocorrem intercalados com lentes de anfibolitos e são cortados por corpos de metagabros.

Os termos paraderivados foram descritos petrograficamente como escapolita-quartzo-hornblenda-biotita-plagioclásio gnaíse, escapolita-hornblenda-biotita gnaíse, cianita-sillimanita-granada-biotita gnaíse com encaves anfibolíticos, hornblenda-clinopiroxênio gnaíse (calcissilicático), granada quartzito ferruginoso (*BIF*) e hiperstênio-granada quartzito. As rochas ígneas são: granada-ortopiroxênio-clinopiroxênio anfibolito, quartzo-biotita anfibolito, metagabro, granada-hornblenda metagabro e metadiorito.

Os gnaisses sílico-aluminosos são constituídos de quartzo ± feldspato potássico ± plagioclásio ± sillimanita ± granada ± cianita ± escapolita. Apresentam textura predominantemente granolepidoblástica com alguns termos granoblásticos subordinados e estrutura orientada. O quartzo forma cristais xenomórficos estirados segundo a foliação, imbricados entre si e com forte extinção ondulante. O plagioclásio constitui cristais tabulares, subidiomórficos a idiomórficos. O feldspato potássico (pertítico) é tabular, xenomórfico e por vezes ocorre sob forma de pórfiros com geminação polissintética cruzada. Alguns cristais de feldspato estão poligonizados, formando mosaicos com pontos em junção tríplice. A granada é xenomórfica e forma agregados de cristais associados à biotita. A sillimanita ocorre sob forma de prismas ou em seções basais com partição diagonal orientada, associada à biotita ou eventualmente aos prismas de cianita. O hiperstênio-granada quartzito apresenta ortopiroxênio prismático-tabular, subidio-

mórfico, com pleocroísmo róseo a esverdeado, típico de hiperstênio aluminoso. A hornblenda é verde, prismático-tabular, idiomórfica a subidiomórfica e substitui o piroxênio.

A paragênese mineral ígnea é representada por plagioclásio ± ortopiroxênio ± hornblenda ± clinopiroxênio ± granada. O plagioclásio é tabular e está poligonizado, formando mosaicos de cristais com pontos em junção tríplice à semelhança do que ocorre nos termos paraderivados, o que sugere que as rochas orto e paraderivadas foram reequilibradas e recristalizadas em ambiente estático. A hornblenda é verde, prismático-tabular e orientada segundo a foliação. O clinopiroxênio é verde-claro a incolor. O ortopiroxênio é tabular-xenomórfico, com pleocroísmo róseo (hiperstênio), associado ao clinopiroxênio. As granadas aparecem, geralmente, em cristais idiomórficos a xenomórficos e estão alinhadas segundo a foliação.

Em cartas aerogeofísicas as rochas desta unidade respondem por expressivas anomalias magnéticas, refletindo o alto conteúdo de minerais magnéticos, tanto dos litótipos ígneos (ex. anfibolitos, gabros e dioritos) como das rochas paraderivadas (ex. formação ferrífera bandada). Os mapas aeromagnéticos de sinal analítico marcam áreas aflorantes ou subaflorantes desses litótipos (figura 2.5).

As cartas aeromagnéticas de campo residual e relevo sombreado (figuras 2.6 e 2.7), mostram uma forte anomalia magnética que se estende na direção WNW/ESE e delimita as áreas de ocorrência dos Complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde.



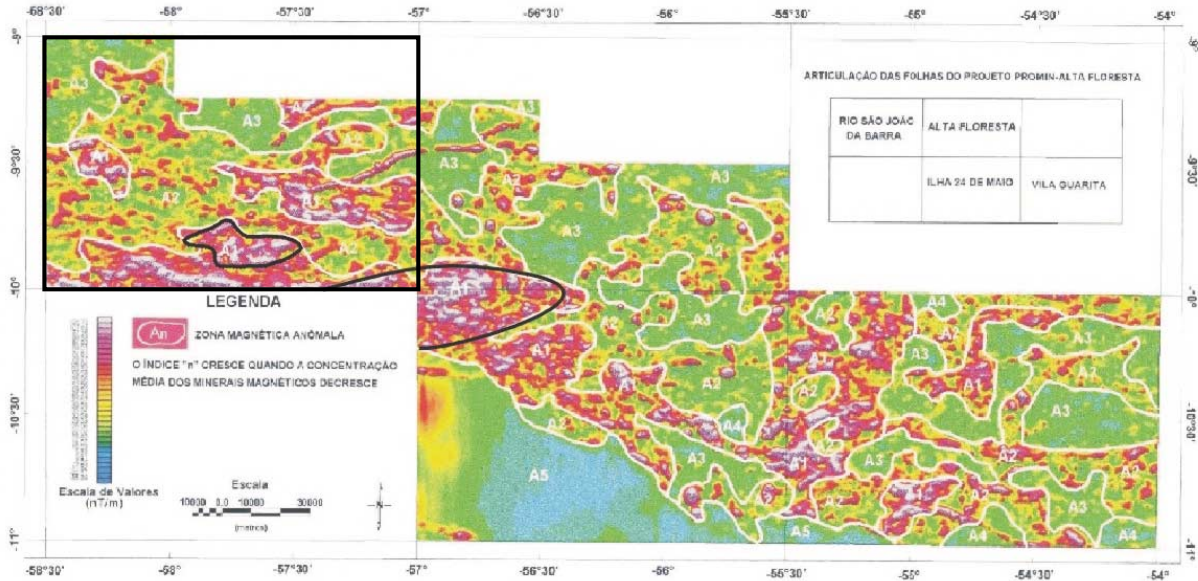


Figura 2.5 – Mapa magnetométrico de sinal analítico. Rochas do Complexo Bacaeri-Mogno, representadas por fortes anomalias magnéticas. □ – Folha Rio São João da Barra, SC.21-V-D.

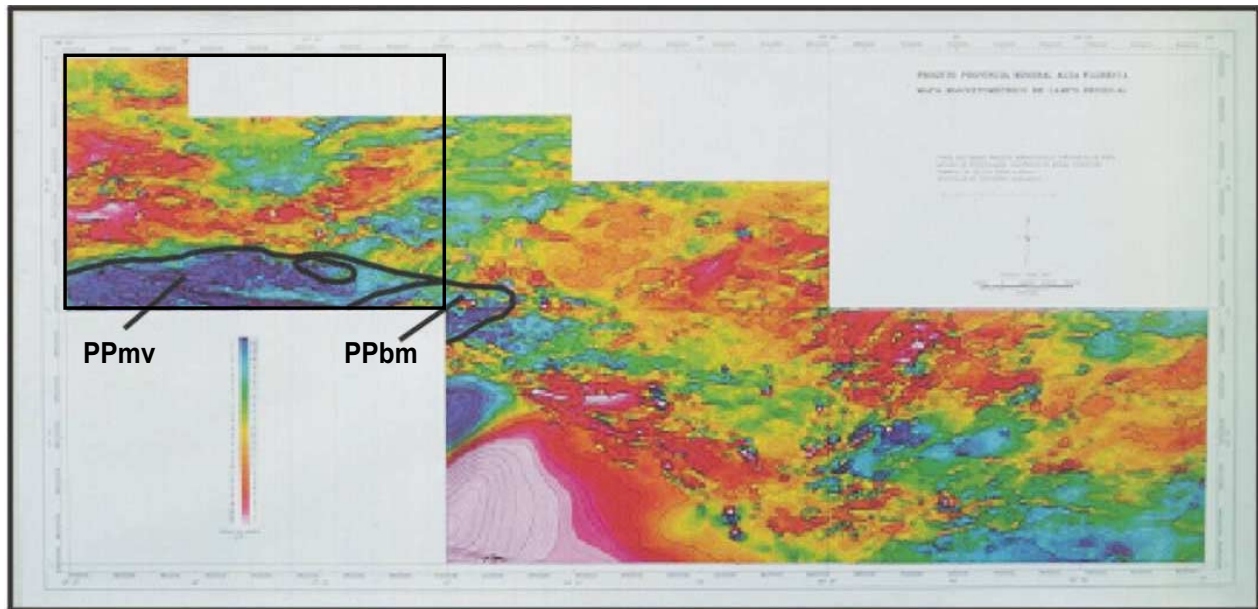


Figura 2.6 – Mapa magnetométrico de campo residual delimitando o domínio das rochas dos complexos Bacaeri-Mogno (PPbm) e Nova Monte Verde (PPmv). □ – Folha Rio São João da Barra – SC.21-V-D.

Perfis gravimétricos realizados ao longo da rodovia MT-208 (Alta Floresta/Nova Bandeirantes) e em transversais norte-sul, com espaçamento de leitura de 1km, permitiram a identificação de uma forte anomalia gravimétrica em uma extensa faixa com altos valores *Bouguer*, que se estende na direção WNW/ESE, sobre a área de ocorrência das rochas dos complexos

Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde (figura 2.8). Dentro da área marcada pela descontinuidade gravimétrica, as rochas do Complexo Bacaeri-Mogno respondem pelos maiores valores *Bouguer*.

Os dados de mapeamento geológico associados aos dados gravimétricos e magnetométricos sugerem que os terrenos representados pelas rochas

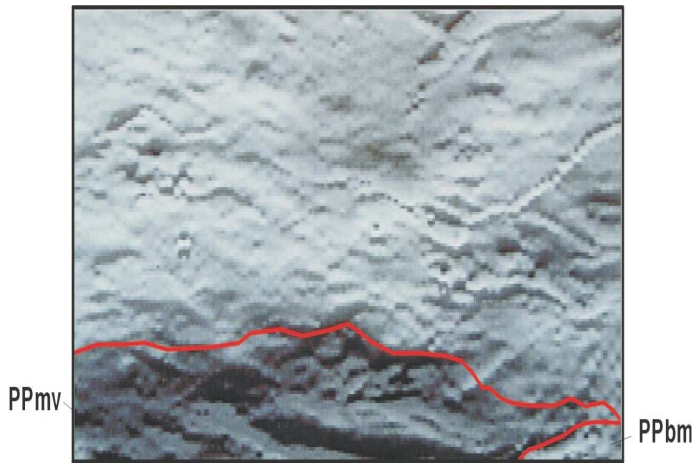


Figura 2.7 – Mapa de relevo sombreado delimitando o domínio das rochas dos complexos Bacarei-Mogno/Nova Monte Verde. Folha Rio São João da Barra, SC.21-V-D.

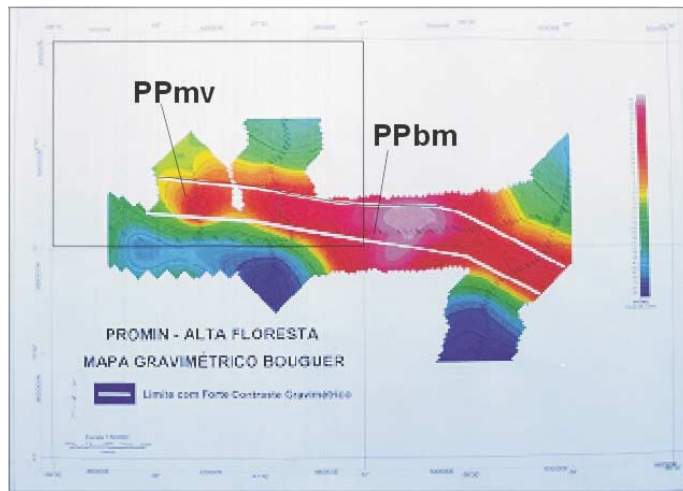


Figura 2.8 – Mapa gravimétrico Bouguer.

deste complexo relacionam-se a uma descontinuidade crustal em zona de sutura, associada a um processo de subducção.

Paralelamente ao mapeamento geológico, o Promin Alta Floresta realizou levantamento geoquímico regional, contemplando a amostragem por concentrado de bateia e sedimento de corrente, com densidade compatível com a escala do mapeamento (1 amostra/10-15km<sup>2</sup>). As amostras de sedimento de corrente foram analisadas para ouro e mais 35 elementos e as de concentrado de bateia foram analisadas semi-quantitativamente (com auxílio de lupa binocular).

A matriz de correlação entre os elementos analisados, identificou três conjuntos, cujas afinidades geoquímicas são muito fortes: arsênio/lantânio/itrio, ferro/vanádio/cromo e potássio/titânio/tântalo. Os três conjuntos de elementos apresentam suas áreas anômalas associadas às rochas do Complexo Bacarei-Mogno. A tríade As/La/Y delimita perfeitamente a área de ocorrência desta unidade, à qual estão associadas as maiores anomalias, com destaque para o arsênio. (figuras 2.9 a, b e c).

A análise da distribuição dos elementos maiores, elementos-traço e elementos terras-raras das supracrustais do Complexo Bacarei-Mogno pode ser feita a partir dos dados da tabela 2.1, onde encontram-se relacionados os resultados litoquímicos dos litótipos ortoderivados (plutônicas e vulcânicas) e paraderivadas.

A natureza pelítica dos litótipos paraderivados pode ser caracterizada através da relação  $Na_2O/K_2O < 1$  e, particularmente, a origem pelito-carbonática das amostras PS-44 e PS-152, classificadas petrograficamente como calcissilicáticas, é atestada pelos altos valores de CaO (7%) e MgO (4%).

Os termos paraderivados apresentam um padrão de terras-raras normalizados ao manto primitivo, configurado pela depleção dos elementos terras-raras pesados e enriquecimento em terras-raras leves, com discreta anomalia negativa de Eu (figura 2.10).

O diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo das amostras paraderivadas indica altas concentrações de Th e La e baixos valores de Nb, Sr e Ti, atestando o caráter sedimentar desses litótipos (figura 2.11).

A análise litoquímica das rochas ortoderivadas, de acordo com (Irvine & Baragar, 1971), mostra para os metagabróides um padrão toleítico (figura 2.12).

Valores de elementos terras-raras obtidos a partir da análise de amostras de anfíbolito do Complexo Bacarei-Mogno, quando normalizadas ao manto primitivo, fornecem um gráfico cujo padrão subhorizontal, com baixas razões, tanto de ETRL quanto de ETRP, em muito se assemelha aos padrões de ETR (normalizados ao condrito) para basaltos de fundo oceânico do tipo "MORB" (Condie, 1981), figura 2.13.

Uma isócrona Sm/Nd (figura 2.14), elaborada a partir das análises de amostras de anfíbolito coletadas na fazenda Mogno – Folha SC.21-X-C (Alta Floresta), revelou idade de 2,24Ga, com eNd(T) em torno de +2,5 (Pimentel, 2001). Os anfíbolitos datados estão sendo interpretados como restos de uma seqüência vulcânica de fundo oceânico. As informações utilizadas para a construção da isócrona estão contidas na tabela 2.2. Os dados de  $\epsilon_{Nd}(0)$  sugerem uma forte derivação mantélica, com alguma contribuição crustal.



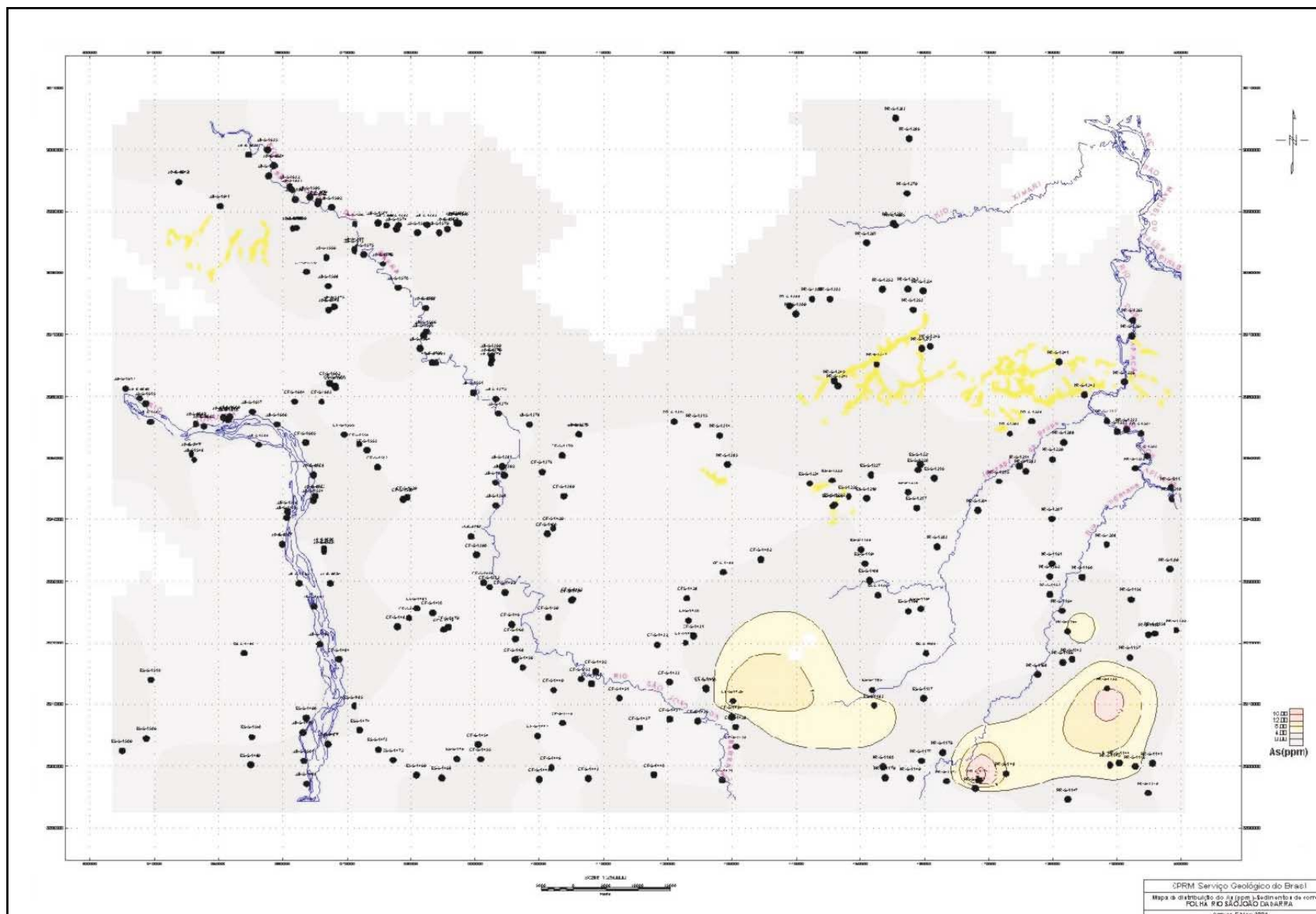


Figura 2.9a – Mapa de distribuição de As (sedimento de corrente), com as maiores anomalias sobre a área de ocorrência do Complexo Bacaeri-Mogno. Folha Rio São João da Barra – SC.21-V-D.



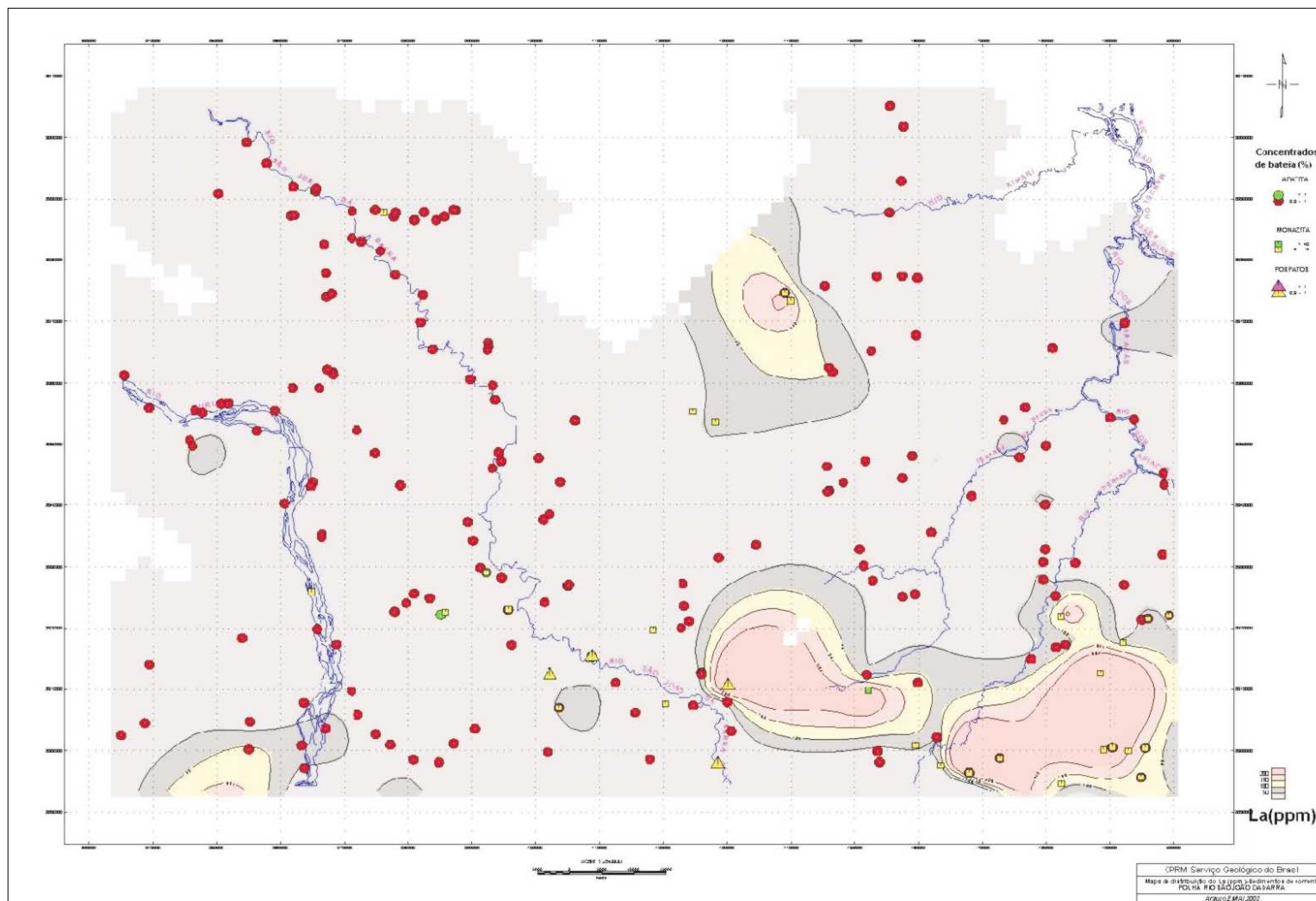


Figura 2.9b – Mapa de distribuição de La (sedimento de corrente), com as maiores anomalias sobre a área de ocorrência do Complexo Bacacari-Mogno. Folha Rio São João da Barra – SC.21-V-D.

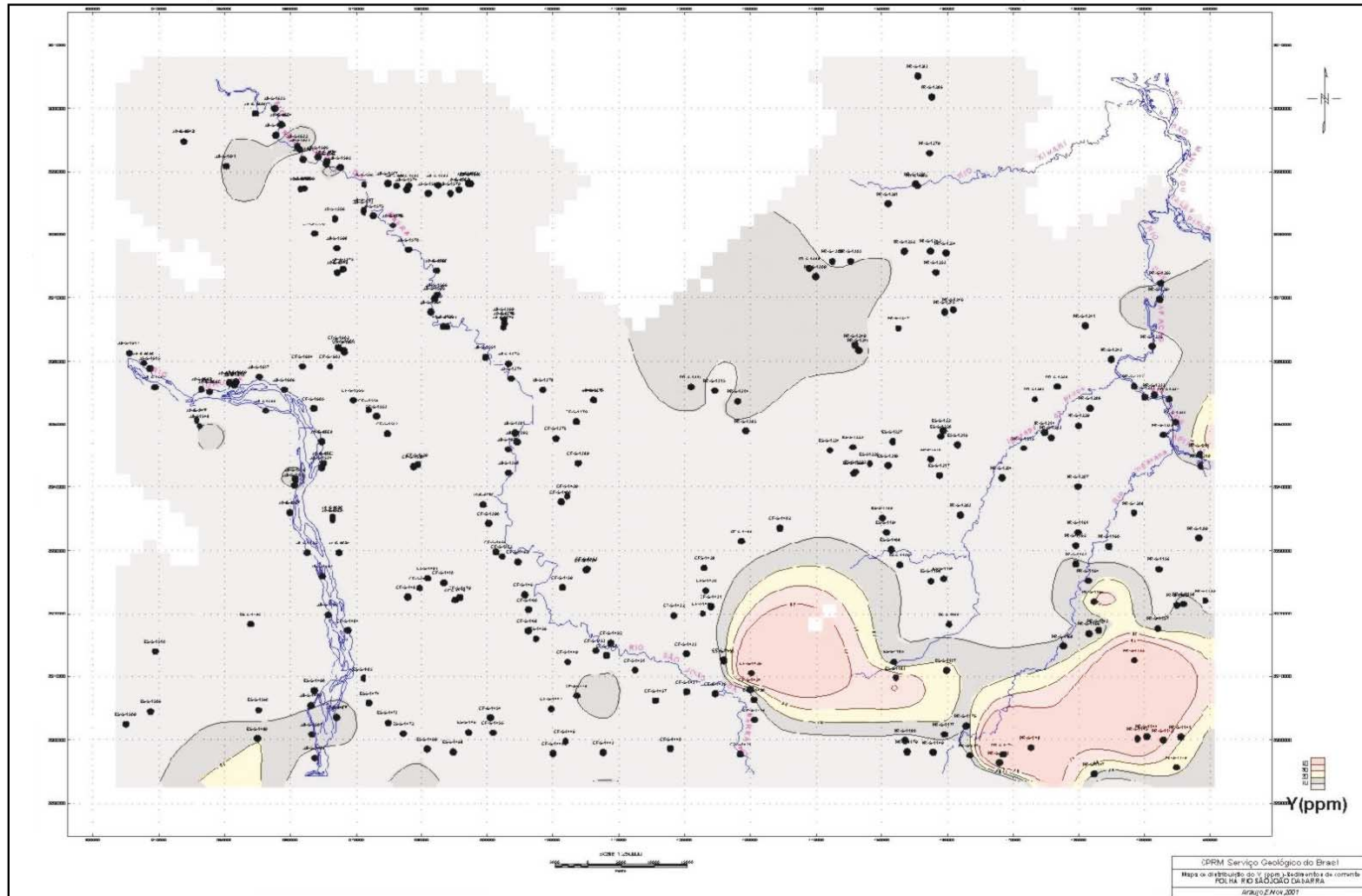


Figura 2.9c – Mapa de distribuição de Y (sedimento de corrente), com as maiores anomalias sobre a área de ocorrência do Complexo Bacacari-Mogno. Folha Rio São João da Barra – SC.21-V-D.

Tabela 2.1 – Resultados de análises litoquímicas de elementos maiores, elementos-traço e terras-raras para as supracrustais do Complexo Baciaeri-Mogno. Dados integrados do projeto.

PLUTÔNICAS						VULCÂNICAS	PARADERIVADAS			
CC-R-98BA	CC-R-98B	CC-R-99A	JD-R-16	AF-R-47C	CC-R-235	PS-R-44	PS-R-145	PS-R-152	CC-R-237	
ELEMENTOS MAIORES (% peso)										
SiO <sub>2</sub>	47,9	46,41	47,82	46,91	49,92	47,33	59,2	62,25	60,43	70,36
TiO <sub>2</sub>	1,68	2,11	0,4	0,11	0,92	1,75	0,53	0,83	0,95	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,1	14,85	12,95	3,55	5,39	13,67	14,65	16,97	15,29	14,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	2,8	1,41	5,35	1,98					
FeO	13,12	14,26	7,18	27,29	10,1					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t						14,35	7,5	8,75	6,32	4,49
MnO	0,34	0,26	0,18	0,87	0,2	0,17	0,17	0,07	0,13	0,04
MgO	7,24	5,89	13,2	4,55	20,33	7,48	4,78	1,41	3,05	1,04
CAO	9,97	10,16	11,79	4,16	9,42	10,66	6,76	1,81	7,59	1,11
Na <sub>2</sub> O	0,97	1,17	0,85	0,09	0,6	2,21	2,32	2,34	2,2	2,49
K <sub>2</sub> O	0,23	0,16	0,37	0,09	0,34	0,42	2,22	4,62	2,86	3,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	0,41	0,06	0,23	0,27	0,1	0,15	0,09	0,36	0,03
ELEMENTOS-TRAÇO (ppm)										
Hf	3,1	4,8	-1	-1	2,3	2,4	7,7	16	7,6	12
Zr	104	154	31	27	72	82	277	448	279	451
Ti	10.072	12.649	2.398	659	5.515	10.491	3.177	4.976	5.695	3.777
Y	25	26	9	-5	38	32	54	31	31	26
Th	-0,5	-0,5	0,7	3,2	0,4	0	14	50,9	26	20,7
U	-1	-1	-1	1	0	0,1	1	2	-	2,8
ELEMENTOS TERRAS-RARAS (ppm)										
La	11	27	8	12	13,6	4,5	34	150	74	65,1
Ce	23	55	14	27	36	12,9	72	256	120	134,7
Nd	18	39	-10	13	37	13,1	44	120	56	63,2
Sm	4,7	7,9	1,9	2,7	8,7	3,9	11,4	19,5	9,2	9,9
Eu	1,6	2,5	0,6	1	1,53	1,38	1,8	3,1	2	1,83
Gd	0	0	0	0	8,35	5,18	0	0	0	7,36
Tb	1	1	-1	-1	1,23	0,86	2	2	1	1
Dy	0	0	0	0	7,22	6	0	0	0	5,22
Ho	0	0	0	0	1,51	1,26	0	0	0	0,98
Er	0	0	0	0	4,28	3,85	0	0	0	2,94
Tm	0	0	0	0	0,5	0,49	0	0	0	0,41
Yb	3	4	2	2	3,51	3,55	6	3	3	2,6
Lu	0,4	0,5	-0,2	0,3	0,5	0,51	0,7	0,4	0,5	0,45

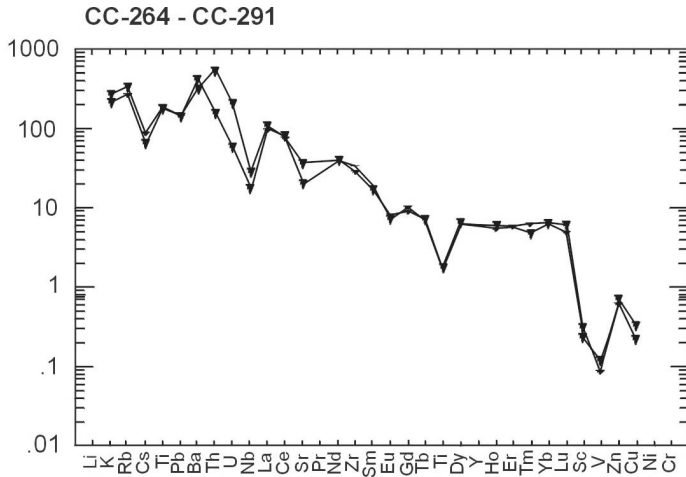


Figura 2.10 – Padrão de ETR normalizado segundo o manto primitivo para as rochas paraderivadas. Complexo Bacaeri-Mogno, Taylor & McLennan(1985).

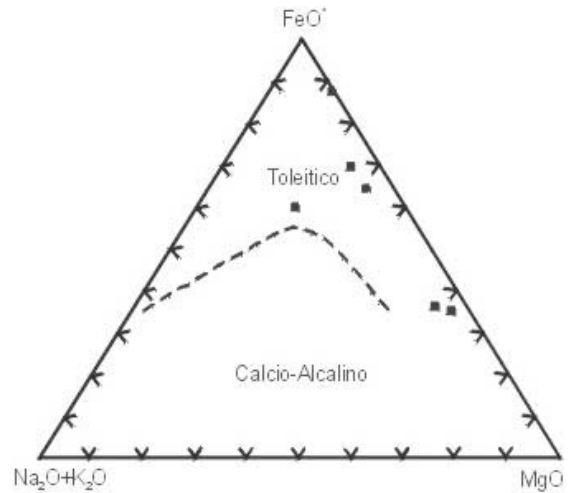


Figura 2.12 – Diagrama AFM aplicado a amostras de metagabróides do Complexo Bacaeri-Mogno. Irvine & Baragar (1971).

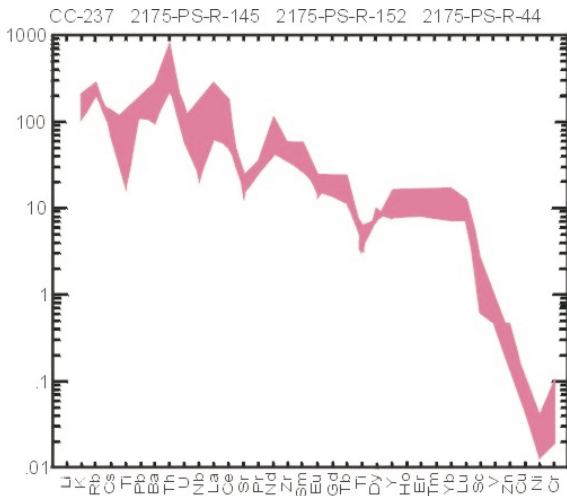


Figura 2.11 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo para as rochas paraderivadas. Complexo Bacaeri-Mogno. Taylor & McLennan (1985).

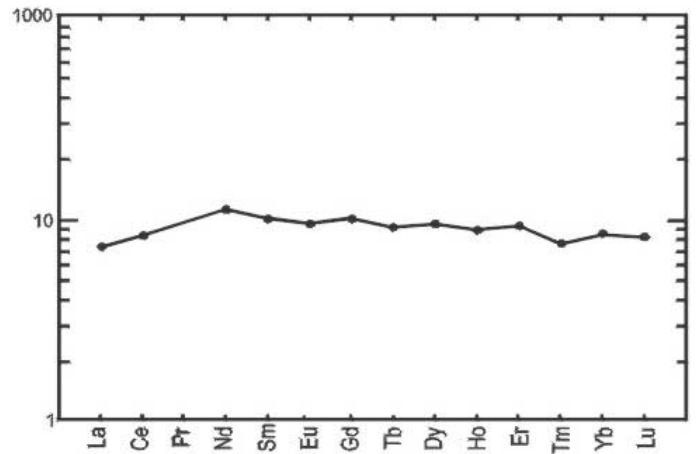


Figura 2.13 – Espectro de ETR da amostra CC-235 (opx-cpx anfíbolito), normalizado segundo o manto primitivo, Taylor & McLennan (1985).

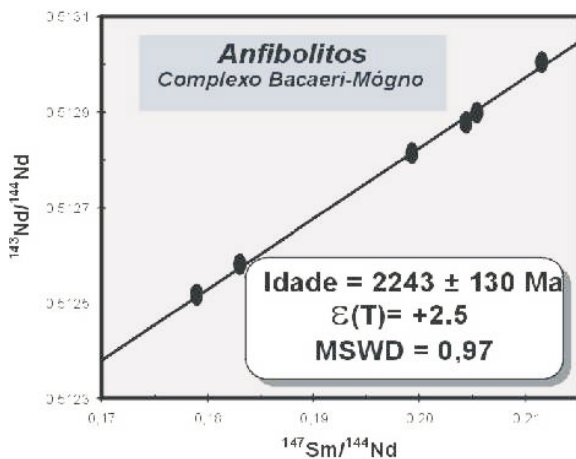


Figura 2.14 – Isócrona Sm/Nd elaborada a partir de amostras de anfíbolito do Complexo Bacaeri-Mogno.



Tabela 2.2 – Dados isotópicos Sm e Nd de amostras de anfibolito da fazenda Mogno, Folha SC.21-V-D (Alta Floresta), Pimentel, (2001).

Nº de Campo	Nº de Laboratório	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm <sup>147</sup> /Nd <sup>144</sup>	Nd <sup>143</sup> /Nd <sup>144</sup>	ε <sub>Nd</sub> (o)	ε <sub>Nd</sub> (t) t= 1.78 Ga
CC-235	GHP-235	3.197	9.412	0,2053	0,512897±17	5,06	3,10
CC-235A	GHP-236	3.207	9.751	0,1988	0,512817±15	3,50	3,02
CC-235B	GHP-237	4.885	16.458	0,1794	0,512447±17	-3,73	1,42
CC-235C	GHP-238	3.418	10.093	0,2947	0,512876±36	4,64	2,82
CC-235E	GHP-240	478	15.746	0,1835	0,512580±25	-1,12	1,89

### 2.2.2 Suíte Intrusiva Juruena (PPγj)

Silva. *et al.* (1974) propuseram a denominação Granito Juruena para designar um conjunto de corpos graníticos, remobilizados do Complexo Xingu, que ocorrem no âmbito da Folha SC.21 - Juruena, considerados sinorogênicos e relacionados à evolução do Ciclo Transamazônico (2.600Ma a 1.800Ma).

Silva Neto *et al.* (1980) utilizaram essa mesma denominação em referência a um conjunto de corpos graníticos semicirculares, não deformados que ocorrem a sul e sudeste de Paranaíta.

Neste trabalho, mantém-se a denominação Juruena, entretanto, sob a forma de *Suíte Intrusiva Juruena*, para designar um conjunto de granitos calcioalcalinos médio a alto potássio, pouco magnéticos, formados essencialmente de biotita granitos e monzogranitos porfíricos a equigranulares, isótopos, cinza-claro a rosados, localmente deformados, cuja origem relaciona-se aos primeiros estágios da evolução do Arco Magmático Juruena, ao redor de 1,85Ga.

Esta unidade ocorre na porção norte da folha, sob a forma de corpos intrusivos que coalescem formando grandes batólitos distribuídos em uma faixa com largura média de 10km, de direção WNW/ESE, acompanhando a estruturação regional (figura 2.3). Afloram na forma de extensos lajeiros e blocos métricos em região plano-ondulada (fotografia 2.5). Suas melhores exposições localizam-se nas fazendas do Português (PS-35), do Machado (PS-116) e Procomp (PS-108).



Fotografia 2.5 – Vista geral de "boulders" de biotita granito da Suíte Intrusiva Juruena. PS-108. (364073/8968363).

Os contatos com os granitos deformados (São Pedro, São Romão e Apiacás) são através de falhas e zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais de direção WNW/ESE. Em razão da grande semelhança com os litótipos da Suíte Intrusiva Paranaíta, o contato entre estas duas unidades é quase sempre inferido. Alguns critérios foram utilizados para estabelecer o contato mais aproximado possível entre as duas unidades, tais como a presença de quartzo azulado, a alta susceptibilidade magnética e a presença de feldspato potássico arroxeadado, comuns nos granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta.

A Suíte Intrusiva Juruena é composta predominantemente por biotita granitos com monzogranitos subordinados. Estas rochas mostram cores cinza-castanho a cinza-rosado, estrutura maciça, com zonas de cisalhamento centimétricas confinadas, textura granular média a grossa com pórfiros de plagioclásio e feldspato potássico de até 5cm de comprimento. Feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita são os minerais essenciais.

O feldspato potássico ocorre sob forma de cristais tabulares xenomórficos, pertíticos, com geminação polissintética. O plagioclásio é geralmente tabular, subidiomórfico a xenomórfico, geminado segundo as leis da albita e albita-Carlsbad. O quartzo é intersticial aos feldspatos, formando agregados de cristais imbricados entre si.

As rochas desta unidade não apresentam contrastes significativos em termos de magnetometria e gamaespectrometria, que permitam diferenciá-las das unidades adjacentes.

A tabela 2.3 apresenta a composição modal dos litótipos mais representativos desta unidade. A composição média em termos de minerais essenciais é: quartzo (24%), feldspato potássico (36%), plagioclásio (28%) e biotita (5%). Os minerais secundários, produtos de alteração hidrotermal são epidoto, sericita, clorita, muscovita, carbonato e argilominerais, e os principais acessórios são titanita, allanita, apatita, opacos e zircão.

As rochas da Suíte Intrusiva Juruena são isótopas. Entretanto, apresentam-se localmente afetadas por deformação dútil e bandas de cisalhamento

formadas a partir da nucleação de falhas pela ação de fluidos hidrotermais, com estruturas S/C e terminações em “rabo-de-cavalo” (“horse tail”), as quais indicam tectônica transcorrente sinistral (fotografias 2.6 e 2.7).

Em diagrama QAP de Streckeisen (1976), as amostras da Suíte Intrusiva Juruena plotam no campo dos granitos, com predominância de monzogranitos e termos sienograníticos subordinados (figura 2.15).

Os resultados analíticos para elementos maiores, elementos-traço e terras-raras, de amostras da Suíte Intrusiva Juruena estão representados na tabela 2.4. Constituem granitos calcioalcalinos alto-K, meta a peraluminosos gerados em ambiente de arco vulcânico (figuras 2.16, 2.17 e 2.18).

Os padrões de ETR normalizados segundo o manto primitivo (figura 2.19) revelam enriquecimento em ETRL e depleção em ETRP. No diagrama multielementar, normalizado ao manto primitivo, os elementos Ti, Nb e Sc, representam anomalias negativas, comumente relacionadas às suítes calcioalcalinas (figura 2.20).

Autólitos de biotita metagranito com evidências de assimilação pela encaixante (fotografia 2.8), texturas pseudo-*rapakivi* (fotografia 2.9) são freqüentes nesta unidade. Os termos finais gerados a partir do processo de diferenciação magmática estão representados por granitos finos, aplíticos, essencialmente quartzo-feldspáticos, textura equigranular, estrutura maciça e ocorrem sob forma de diques e bolsões (fotografia 2.10).

Tabela 2.3 – Composição modal (%) de amostras da Suíte Intrusiva Juruena (PP<sub>ij</sub>). \* Amostras da Folha SC.21-V-D (Rio São João da Barra). \*\* Amostras da Folha SC.21-X-C (Alta Floresta).

Amostras	PS-35	PS-108	PS-116	PS-128	CC-19	CC-87	CC-264	CC-291	CC-296b	CC-27
Minerais	*	*	*	*	**	**	**	**	**	**
Quartzo	20	30	25	22	20	20	20	25	25	30
K-feldspato	38	38	35	32	34	45	28	38	38	36
Plagioclásio	25	25	30	30	25	20	37	25	45	15
Biotita	08	3	5	6	10	6	3	2	5	5
Sericita	1	1	1	2	2	2	2	1	1	3
Epidoto	2	1	2	3	4	3	5	3	2	4
Clorita	3	1	1	Tr	-	1	2	4	2	2
Muscovita	3	1	-	-	3	-	-	-	2	-
Carbonato	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	1	-	Tr	Tr
Allanita	Tr	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr
Apatita	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	1	Tr	-	2	1	1	1	1	1	2
Titanita	1	Tr	-	2	1	1	Tr	Tr	Tr	1
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr



Fotografia 2.6 – Vista em planta. Banda de cisalhamento, com terminação em “rabo-de-cavalo”. PS-35. (410626/8958115).

As análises químicas de amostras do ponto PS-35 (figura 2.21), evidenciam o *trend* de diferenciação das rochas da Suíte Intrusiva Juruena. A amostra PS-35b é um autólito com mais biotita e menos evoluído. A amostra PS-35 corresponde ao “granito normal” (encaixante), e a amostra PS-35a corresponde ao líquido residual sob forma de dique aplítico. As amostras alinham-se, indicando um processo de cristalização fracionada.

Datações U/Pb realizadas pela MMAJ/JICA (2000) em biotita monzogranito da Suíte Intrusiva Juruena, localizado a 40km a NW de Matupá (Folha SC.21-X-D – Aeroporto de Cachimbo), forneceram idades de  $1.817 \pm 57\text{Ma}$ ,  $1.823 \pm 35\text{Ma}$  e  $1.848 \pm 17\text{Ma}$ .



Fotografia 2.7 – Detalhe em planta da foto anterior, destacando estruturas S/C.

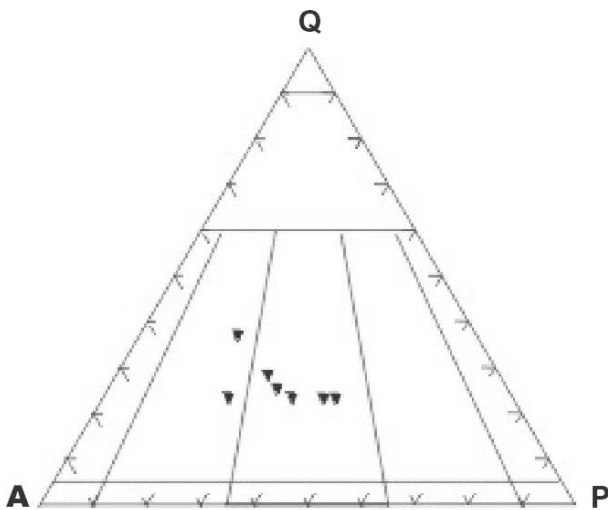


Figura 2.15 – Representação modal das rochas da Suíte Intrusiva Juruena (PPj). Streckeisen (1976).

Tabela 2.4 – Análises químicas de elementos maiores, elementos-traços e terras-raras para amostras da Suíte Intrusiva Juruena.

Elementos Maiores (%)										
Amostras Minerais	PS-35	PS-35A	PS-35B	PS-108	PS-108A	PS-116	JD-9A	LM-106	CC-264	CC-291
SiO <sub>2</sub>	69,59	76,19	59,85	70,94	65,92	70,56	72,19	65,06	68,32	70,53
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,27	1,1	0,31	0,53	0,57	0,3	0,63	0,27	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,9	11,69	15,13	14,52	16,37	13,84	13,77	16,7	16,27	14,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	3,43	1,65	3,2	1,82	3,84	2,71	1,95	3,7	2,16	1,57
MnO	0,09	0,04	0,2	0,08	0,12	0,08	0,06	0,06	0,05	0,04
MgO	0,8	0,3	1,47	0,28	0,66	0,51	0,24	0,98	0,62	0,38
CaO	2,27	0,78	4,36	1,32	1,94	1,55	0,91	3,28	2,12	1,35
Na <sub>2</sub> O	3,15	2,43	3,79	3,83	4,46	3,63	3,45	4,43	4,03	3,38
K <sub>2</sub> O	4,72	5,31	3,44	5,24	5,13	4,8	5,76	3,38	4,37	5,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,06	0,45	0,1	0,14	0,21	0,12	0,31	0,06	0,05
P.F.	0,4	0,36	0,71	0,4	0,36	0,58	0,4	0,4	0	0
Total	99,08	99,08	93,71	98,84	99,47	99,04	99,15	99,4	98,27	97,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	25,74	43,29	13,75	46,83	30,88	24,28	45,9	26,5	60,25	57,6
CaO/Na <sub>2</sub> O	0,72	0,32	1,15	0,34	1,32	0,42	0,26	0,85	0,52	0,39
Elementos-Traço ( ppm)										
Rb	232	279	183	294	291	262	211	99	138	175
Sr	205	119	303	132	124	179	84	698	611	336
Y	73	42	90	128	86	164	65	23	20	20
Zr	463	189	470	327	521	361	456	488	230	267
Nb	20	22	15	15	32	30	27	26	21	9,5
Ba	900	300	1.000	580	780	150	560	1.800	2.032	1.534
Th	28	49	6,1	43	39	38	29	26	9,9	36
U	3	6	1	7	9	9	4	2	1	3,5
Cr	30	20	25	30	20	37	20	20		
Cu									6	9
Pb									17	16
Zn									30	35
Co	7	5	13	5	7	5	5	7	4	3
Elementos Terras-Raras (ppm)										
La	89	94	100	190	32	248	120	110	55,3	50,9
Ce	160	160	190	227	72	327	233	200	101,2	108
Nd	75	68	110	150	46	160	90	68	39,7	40,7
Sm	13,3	10	21,7	23,86	12,2	22,6	15	9	5,7	6,4
Eu	1,6	1,2	3,6	2	1	3,1	1	1,7	1,02	0,9
Gd									3,99	4,44
Dy									3,39	3,57
Ho									0,66	0,73
Er									2	2,18
Tm									0,26	0,33
Yb	8,8	5	8	14	12	16	5	2	2,17	2,37
Lu	1	0,6	1,1	1,8	1,5	2,2	0,7	0,3	0,27	0,34



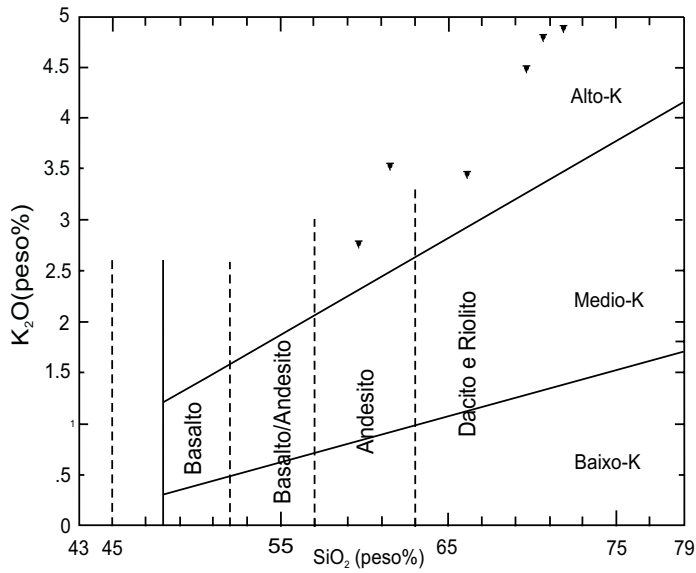


Figura 2.16 – Amostras da Suíte Intrusiva Juruena, Le Maitre (1989).

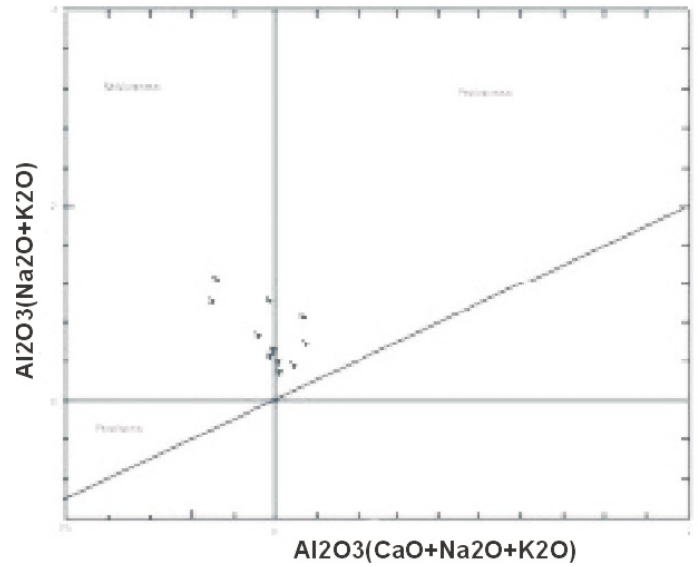


Figura 2.17 – Amostras da Suíte Intrusiva Juruena, plotadas no diagrama de Shand (In Maniar & Piccoli, 1989).

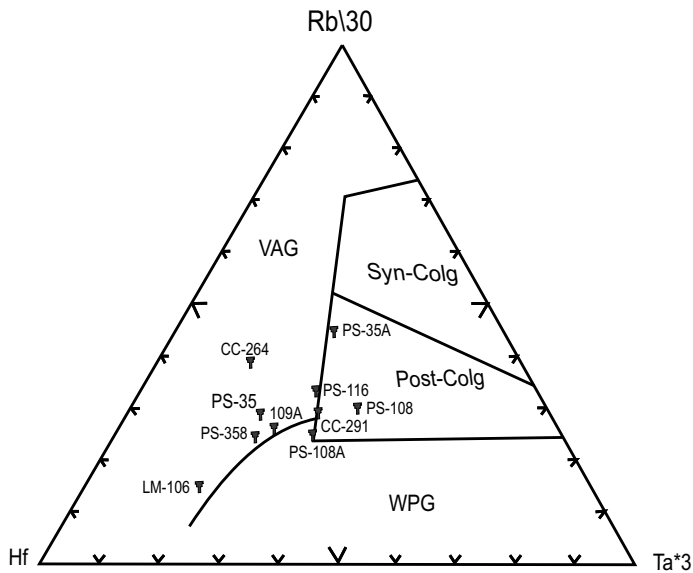


Figura 2.18 – Amostras da Suíte Intrusiva Juruena, Harris et al. (1986) VAG - Granitos de arco vulcânico. POG - Granitos pós-colisionais. Dados integrados do projeto.

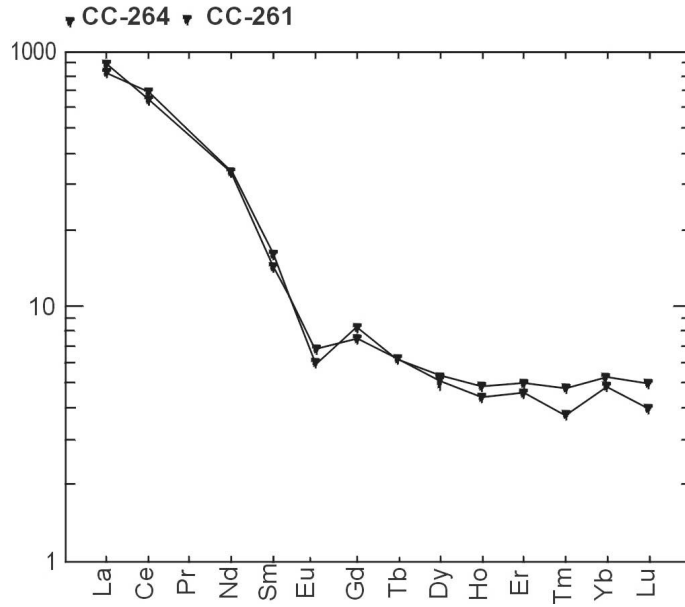


Figura 2.19 – Diagrama de ETR normalizado segundo o manto primitivo. Taylor & McLennan (1985).

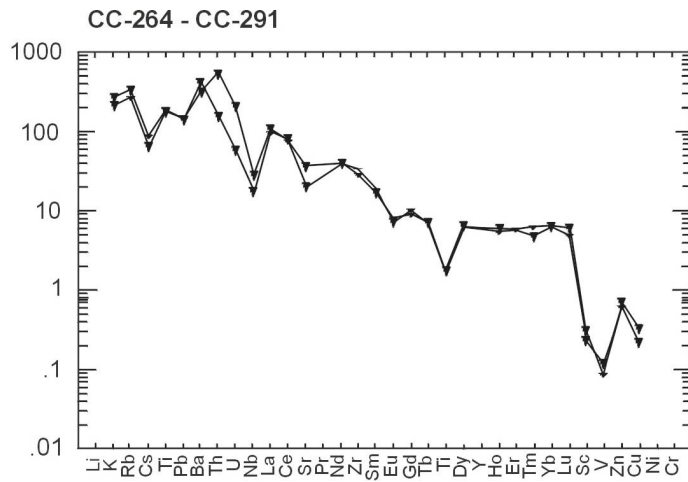


Figura 2.20 – Diagrama mutielementar normalizado segundo o manto primitivo. Taylor & McLennan (1985).



Foto 2.8 – Vista em perfil. Autólito de biotita granito com pórfiros de feldspato e bordas que transicionam para a "encaixante", que é um biotita granito porfírico. PS-35b (410626/8958115).

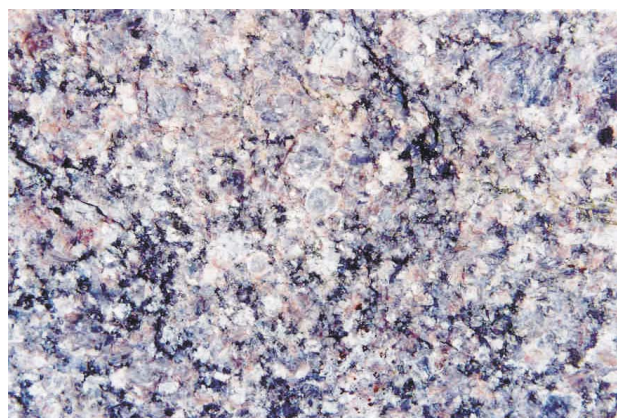


Foto 2.9 – Vista em planta. Biotita granito porfírico exibindo pórfiros de feldspato com estrutura pseudo-rapakivi. PS-35 (410626/8958115).



Foto 2.10 – Vista em perfil de um dique de biotita granito aplítico cortando biotita granito porfírico. PS-35A (410626/8958115)

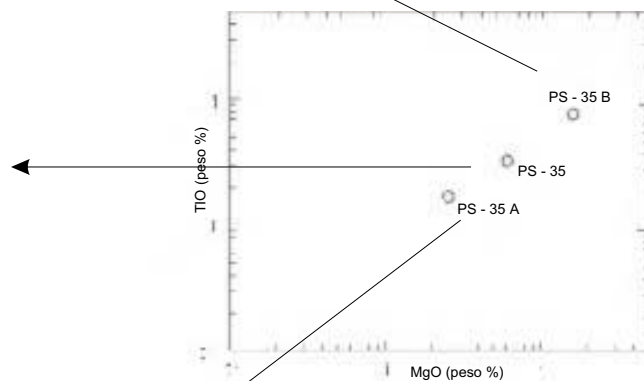


Figura 2.21 – Amostras de granito Juruena, evidenciando o trend de diferenciação deste granito em um processo contínuo de cristalização fracionada (modificado de Botelho et al., 2000).



### 2.2.3 Suíte Intrusiva Paranaíta (PP $\gamma$ p)

As rochas desta unidade ocorrem na área cartografada por Silva *et al.* (1980), Silva Neto *et al.* (1980) e Souza *et al.* (1980), como Complexo Xingu, associadas a um conjunto polimetamórfico constituído de metabasitos, xistos, anfibolitos e granulitos.

Bittencourt Rosa *et al.* (1997) utilizaram, informalmente, a denominação Granitóide Paranaíta para representar um conjunto de granitos com características texturais, estruturais e mineralógicas distintas das rochas graníticas anteriormente estudadas nesta área e que ocorrem nas proximidades de Paranaíta.

JICA/MMAJ (2000), durante prospecção para ouro em um bloco de áreas localizado a aproximadamente 20km ao norte da sede do município de Apiacás, particularizaram, na região dos garimpos do Novo Planeta, um conjunto de granitos, denominando-os de pré-Uatumã e separando-os em duas fácies: uma a hornblenda e biotita e outra a biotita.

Oliveira & Albuquerque (2003), propõem a denominação Suíte Intrusiva Paranaíta, para representar uma série monzogranítica composta de granitos tipo "1" oxidados, magnéticos, portadores de quartzo azulado, calcioalcalinos alto potássio, meta a peraluminosos, formados provavelmente em ambiente de arco vulcânico, aos quais estão associados os principais depósitos auríferos da região.

Na Folha SC.21-V-D (Rio São João da Barra), esta unidade está representada por um conjunto de corpos graníticos com as mesmas características daqueles descritos por Oliveira & Albuquerque (*op. cit.*).

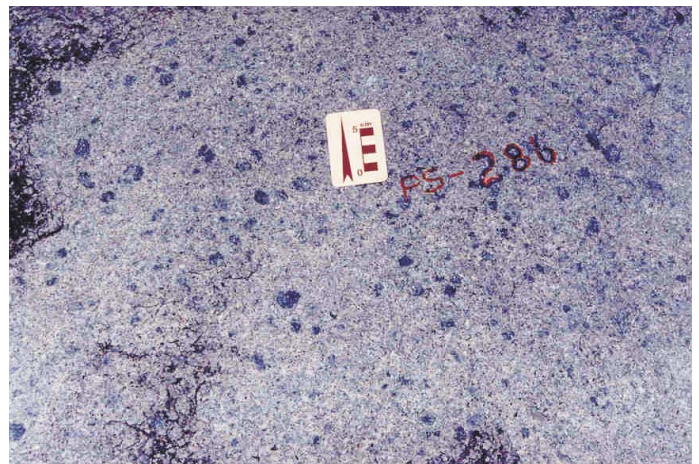
Estão distribuídos em uma faixa de direção WNW/ESE, na porção norte da folha, acompanhando a estruturação regional. Suas melhores exposições encontram-se a norte, nordeste e oeste da sede do município de Apiacás, nos garimpos do Tião Fera (PS-211), Paraguaio (PS-296) e Melechete (PS-264) e no extremo-noroeste da área, na região garimpeira do Novo Astro (garimpo do Cabeça, PS-223).

Em imagens de sensores remotos (imagens de satélite, imagens de radar e fotos aéreas) é muito difícil a individualização dos corpos que compõem esta unidade, uma vez que exibem topografia arrasada e a maioria das demais unidades com as quais se limitam, são estrutural, textural e composicionalmente semelhantes, não refletindo variações nos padrões texturais de drenagem e vegetação.

As rochas desta unidade afloram sob forma de blocos métricos com caneluras e raros lageiros (fotografias 2.11a e 2.11b) muito semelhante ao modo de ocorrência das rochas da Suíte Intrusiva Juruena.



Fotografia 2.11a – Vista geral dos afloramentos de granitóides associados à Suíte Intrusiva Paranaíta. PS-247 (476865/8954800).



Fotografia 2.11b – Vista em planta de bt-qz monzonito, exibindo pórfiros arroxeados de feldspato potássico. PS-286 (444000/8946214).

O contato entre estas duas unidades é quase sempre inferido, devido a similaridade entre seus litótipos. Os contatos com os granitos deformados (São Pedro, São Romão e Apiacás) são de natureza tectônica, definidos através de falhas ou zonas de cisalhamento transcorrentes

Os mapas aeromagnéticos de sinal analítico revelam fortes anomalias, em razão do alto conteúdo de magnetita disseminada nas rochas desta unidade. Oliveira & Albuquerque (*op. cit.*), ao analisarem as características destes granitos, considerando suas susceptibilidades magnéticas (10x10 e.m.u./g) compararam-nos aos granitos à magnetita de Ishihara (1981).

Esta unidade está composta predominantemente por monzogranitos (biotita monzogranito porfirítico, biotita quartzomonzonito, biotita monzonito) e biotita granitos. São granitos muito magnéticos e portadores de quartzo azulado (dominantemente os termos subvulcânicos). Exibem cor cinza arroxeadada (predominante) a rosada, textura porfirítica, matriz granular média a grossa, estrutura maciça a localmente foliada, decorrente de deformação dúctil confinada, em bandas de cisalhamento resultantes da nucleação de fraturas pela ação de fluidos hidrotermais, com a conseqüente geração de filonitos (quartzo + sericita + clorita).

O feldspato potássico é o mineral mais abundante, compondo até 50% da rocha, e ocorre sob forma de cristais tabulares, pertíticos, com geminação Carlsbad e polissintética cruzada, constituindo a matriz ou sob forma de pórfiros arroxeados que atingem até 4cm de comprimento. O plagioclásio é prismático tabular, hipidiomórfico, geminado segundo as leis da albita e albita-Carlsbad. O quartzo é xenomórfico, intersticial aos feldspatos, constituindo agregados de cristais imbricados entre si. A hornblenda é rara e ocorre como cristais prismáticos tabulares. Os produtos de alteração hidrotermal estão representados por epidoto, sericita, argilominerais e carbonato. Opacos, titanita, apatita, allanita e zircão representam os minerais acessórios.

Em alguns afloramentos, os pórfiros de feldspato euédricos, apresentam-se orientados segundo a direção do fluxo magmático (PS-249). Exibem enclaves centimétricos de microgranodiorito, microdioritos e microgranitos.

A tabela 2.5 apresenta a distribuição modal de litótipos da Suíte Intrusiva Paranaíta na Folha Rio São João da Barra.

Em diagrama de Streckeisen (1976), as amostras desta unidade distribuem-se, preferencialmente no campo dos monzogranitos, com termos sienograníticos, quartzo-monzoníticos e quartzo-monzodioríticos subordinados, (figura 2.22).

A tabela 2.6 apresenta os dados litoquímicos de amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta. Os teores de SiO<sub>2</sub> variam entre 56% e 73%, com teor médio de 65%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 14% e 18%, com teor médio de 15,5%; CaO variando entre 1,5 a 4,7 e média de 3%, elevadas razões de MgO/TiO<sub>2</sub> com valores máximos em torno de 4,8 e valor médio de 2 e relação K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 1, com valor médio de 1,25.

As rochas da Suíte Intrusiva Paranaíta constituem uma série calcioalcalina (figura 2.23), alto a médio potássio (figura 2.24), predominantemente metaluminosa, com termos peraluminosos subordinados, classificadas como granito de arco (figura 2.25).

Segundo o diagrama de Harris (1996), as rochas desta unidade plotam preferencialmente no campo dos granitos de arco vulcânico (figura 2.26).

Os gráficos de ETR e Elementos Menores foram elaborados a partir de duas amostras analisadas em laboratório, cujos resultados contemplam os elementos Gd, Dy, Ho e Er. Os padrões de Elementos Terras-Raras normalizados em relação ao manto primitivo, revelam forte fracionamento, com enriquecimento em ETRL, anomalia negativa de Eu e alta relação La/Yb (figura 2.27).

Em diagrama multielementar normalizado segundo o manto primordial, observam-se anomalias negativas de Nb, Sr, Ti, Sc, Sm e Eu e aumento nos valores de Rb, Th e U (figura 2.28). O comportamento litoquímico dos elementos analisados sugere que os granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta são originados a partir de fonte híbrida, o que estaria em consonância com o modelo de geração desses granitos em posição distal em relação a uma zona de subducção e fusão de crosta oceânica.

Nos gráficos de ETR e de Elementos Menores normalizados ao manto primitivo (figuras 2.29 e 2.30), os litótipos da Suíte Intrusiva Paranaíta revelaram maior compatibilidade com os da Suíte Colíder, comparativamente àqueles do Granito Teles Pires.

Cerca de vinte quilômetros ao norte da sede do município de Apiacás, JICA/MMAJ (2000) datou duas amostras de biotita granito (U/Pb) desta unidade e obteve idades 1.816 ± 57Ma e 1.820 ± 6Ma, muito elevadas em relação àquelas encontradas na Folha Alta Floresta, que estão em torno de 1.800Ma.

Santos *et al.* (2000) utilizando o método U/Pb, dataram uma amostra de biotita granito da pedreira de Alta Floresta-MT, obtendo idade 1.793 ± 6Ma. Pimentel (2001) analisou amostras de granito da mesma pedreira para Sm/Nd, com os seguintes resultados: Sm<sup>149</sup>/Nd<sup>144</sup> = 0,1121; Nd<sup>143</sup>/Nd<sup>144</sup> = 0,511584 ± 13 (1λ) e idade-modelo T<sub>DM</sub> = 2.221 Ma, com ε<sub>Nd</sub>(0) = -21,12 e ε<sub>Nd</sub>(T) = -1,15. Estes dados isotópicos sugerem para os granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta uma origem híbrida (contribuição mantélica e crustal).

Datações U/Pb realizadas pela JICA/MMAJ (2000) em monzogranitos localizados 20km a NW de Paranaíta (Folha Alta Floresta), acusaram idades de 1.803 ± 16Ma e 1.801 ± 8Ma.

Os erros analíticos observados indicam uma margem de tolerância muito grande (para mais ou para menos) em relação às idades obtidas. Entretanto, considerando o conjunto dos 5 resultados U/Pb, observa-se que, aparentemente, as rochas datadas ao norte de Apiacás (1.816Ma e 1.820Ma) são mais antigas que aquelas datadas na região de Alta Floresta (1.793Ma, 1.801Ma e 1.803Ma), indicando um intervalo de aproximadamente vinte milhões de anos para a granitogênese Paranaíta, com crescimento das idades, de leste para oeste.

Tabela 2.5 – Composição modal (%) de amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta (PP<sub>1p</sub>), Folha SC.21-V-D – Rio São João da Barra.

Minerais \ Amostras	PS-65	PS-66	PS-67	PS-68	PS-220	PS-251	PS-265	PS-267	PS-286	PS-287
Quartzo	18	20	18	20	25	15	15	25	17	18
Felds.Potássico	35	34	37	38	37	41	35	42	50	43
Plagioclásio	25	25	25	25	20	30	37	20	20	25
Biotita	10	5	5	3	4	5	5	5	5	5
Sericita	2	3	2	2	2	1	1	1	1	1
Epidoto	5	6	4	4	3	4	3	2	1	2
Clorita	2	1	5	5	3	Tr	-	1	-	-
Muscovita	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-
Carbonato	-	Tr	-	Tr	-	Tr	-	Tr	Tr	Tr
Allanita	-	-	-	Tr	-	-	-	-	Tr	Tr
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr
Opacos	1	2	2	1	2	3	1	2	2	1
Titanita	1	2	Tr	1	3	Tr	Tr	1	1	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr

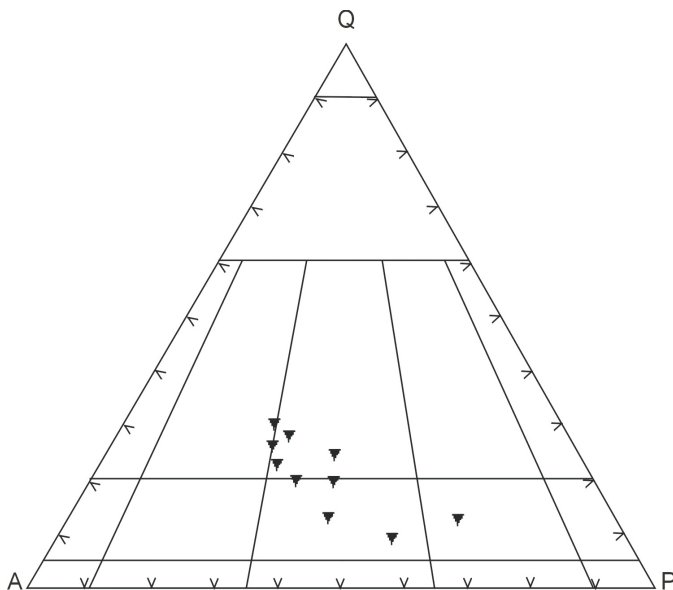


Figura 2.22 – Representação modal da Suíte Intrusiva Paranaíta (PP<sub>1p</sub>). Streckeisen (1976).

Tabela 2.6 – Análises químicas de elementos maiores, traços e terras-raras da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Amostras	CC-1	CC-1502c	CC-13	CC-14*	CC-22a	CC-22d	CC-113a	CC-113b	CC-113b	CC-13	CC-117a	CC-118	CC-108	CC-123	CC-145	CC-156c	CC-155	CC-210	PS-65	PS-67	PS-68
Elementos Maiores %																					
SiO <sub>2</sub>	65,08	65,71	64,42	58,13	69,42	58,82	56,00	65,80	64,30	63,68	67,16	63,71	72,51	68,57	69,92	63,07	58,86	67,57	67,89	64,34	66,34
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,59	0,60	0,94	0,43	0,84	0,88	0,57	0,64	0,61	0,58	0,84	0,21	0,57	0,51	0,79	0,88	0,65	0,54	0,79	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,47	15,28	15,15	15,48	15,02	18,60	16,80	15,37	15,38	15,14	14,60	16,53	14,35	15,22	14,02	14,78	16,84	15,57	15,13	14,83	14,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,79	4,19	4,18	7,47	2,00	5,28	7,42	4,02	4,38	1,68	3,85	4,30	1,44	2,58	3,26	5,72	7,14	3,54	3,24	5,46	3,95
MnO	0,08	0,10	0,12	0,22	0,04	0,09	0,27	0,10	0,07	0,09	0,10	0,14	0,09	0,11	0,09	0,09	0,22	0,11	0,09	0,14	0,10
MgO	1,15	1,33	1,90	2,76	0,42	1,42	3,94	1,45	1,72	0,00	1,36	1,56	0,47	0,78	0,42	0,00	3,03	0,56	0,89	1,16	1,14
CaO	3,75	3,38	3,64	4,71	2,46	6,13	6,00	3,08	3,35	3,65	2,62	2,78	1,65	1,97	1,69	3,44	4,71	1,97	2,02	2,8	2,20
Na <sub>2</sub> O	4,33	2,68	3,25	3,48	3,69	5,13	3,97	3,40	3,30	3,13	3,12	3,46	3,47	3,86	3,11	2,83	4,67	3,13	3,84	3,89	3,71
K <sub>2</sub> O	3,13	4,29	4,29	4,56	4,69	1,84	3,20	4,53	4,63	3,30	4,87	3,73	4,26	4,79	5,17	4,82	2,67	4,85	5,03	4,04	4,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,38	0,26	0,53	0,34	0,78	0,46	0,30	0,37	0,26	0,26	0,12	0,09	0,23	0,15	0,48	0,41	0,18	0,21	0,24	0,16
P.F.	0,27	0,31	0,00	0,58	0,36	0,36	1,11	0,54	0,54	0,00	0,67	1,99	0,36	0,45	0,40	0,00	0,50	0,22	0,4	1,02	0,9
Total	98,91	98,12	97,44	98,86	98,87	99,29	100	99,08	98,14	94,54	99,19	99,16	98,90	99,13	98,74	96,02	99,93	98,25	99,28	98,71	98,50
A/CNK	1,47	1,46	1,36	1,31	1,38	1,41	1,27	1,40	1,36	1,52	1,37	1,65	1,52	1,43	1,40	1,33	1,39	1,56	1,71	1,87	1,80
MgO/TiO <sub>2</sub>	2,17	2,25	3,17	2,94	0,98	1,69	4,48	2,54	2,68	-	2,34	1,86	2,23	1,37	0,82	-	3,44	0,86	1,65	1,47	2,11
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,72	1,60	1,32	0,74	1,27	0,35	0,80	1,33	1,40	1,05	1,56	1,08	1,23	1,24	1,66	1,70	0,57	1,55	1,31	1,04	1,23
Elementos-Traço (ppm)																					
Rb	106	140	194	215	157	91	174	185	176	0	200	223	185	183	189	0	186	189	192	211	223
Sr	769	435	491	351	325	675	471	465	514	534	400	481	478	372	147	472	432	153	455	335	326
Y	38	34	37	43	23	33	23	31	33	34	35	40	34	51	59	57	39	86	68	68	80
Zr	486	309	303	315	481	1098	145	319	401	314	275	358	238	342	702	590	198	580	531	959	576
Nb	6	17	17	16	2,00	9	10	10	15,8	19,6	16	32	27	34	21	25,70	12,00	34	25	13	24
Ba	2.300	1.200	960	580	1.300	1.300	660	1.100	1.082	-	890	780	1.200	850	1.600	-	500	1.100	1.200	1.900	1.300
Th	13	27	23	17	25	17	11	18	18,3	17,9	19	36	26	32	30	26,20	11	41	42	21	33
U	1	1	4	6	5	5	3	3	5,40	5,90	6	8	12	16	3	12,30	6	5	5	3	4
Ta	1	1,40	1,20	1,00	1,60	1,10	1,10	1,40	1,50	1,20	1,60	3,10	1,4	2,40	1,80	8,20	1,20	2,70	1,7	1,9	1,6
Hf	10	8,90	8,60	8,80	12,00	29,00	4,00	7,90	10,60	7,80	7,50	10	5,6	8,90	22	14,90	6,20	15	14	21	14
Cu	-	-	-	-	-	-	-	49	-	14	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	198	-	-	-	-	-
Zn	100	100	100	110	100	100	110	100	64	70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	110	-
Elementos Terras-Raras (ppm)																					
La	130	100	62	87	90	99	47	69	68,20	17,90	81	81	72	96	66	80,40	73	160	140	81	95
Ce	140	160	110	130	150	150	92	110	129,4	116,10	130	231	120	160	110	171,10	120	266	221	200	140
Nd	85	65	50	69	63	62	51	47	49,5	49,1	56	75	57	81	59	77,20	54	140	90	82	72
Sm	10,70	9,30	7,70	10,40	8,30	7,80	8,40	6,70	7,90	8,50	8,20	12,20	12,20	12,20	11,30	12,00	8,20	22,40	12,21	14,3	11
Eu	2,30	1,7	1,50	2,10	1,70	2,80	1,70	1,40	1,53	1,52	1,40	1,80	1,50	1,80	2,50	1,93	1,70	2,80	1,8	3	1,7
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	5,97	7,14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	5,19	5,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	1,24	1,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	3,61	3,98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	3	3	4	4	2	3	3	3	3,81	3,92	4	7	3	6	7	6,49	5	10	5	7	6
Lu	0,30	0,40	0,30	0,50	0,30	0,50	0,50	0,50	0,64	0,63	0,50	0,80	0,40	0,70	1,00	1,04	0,60	1,20	0,7	1	0,8
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	0,49	0,53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

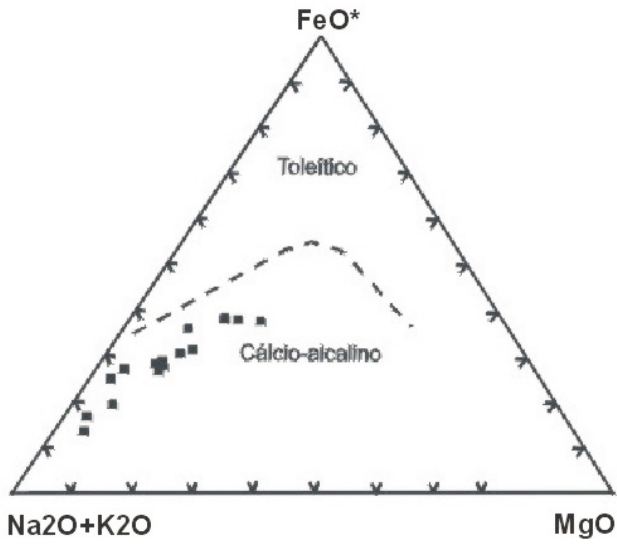


Figura 2.23 – Diagrama AFM para rochas da Suíte Intrusiva Paranaíba. Irvine & Baragar (1971).

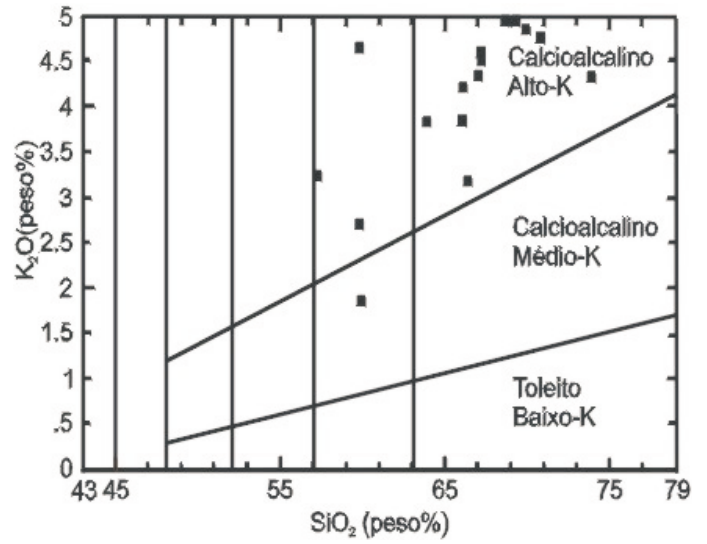


Figura 2.24 – Diagrama  $K_2O \times SiO_2$ , Le Maitre (1989), para rochas da Suíte Intrusiva Paranaíba.

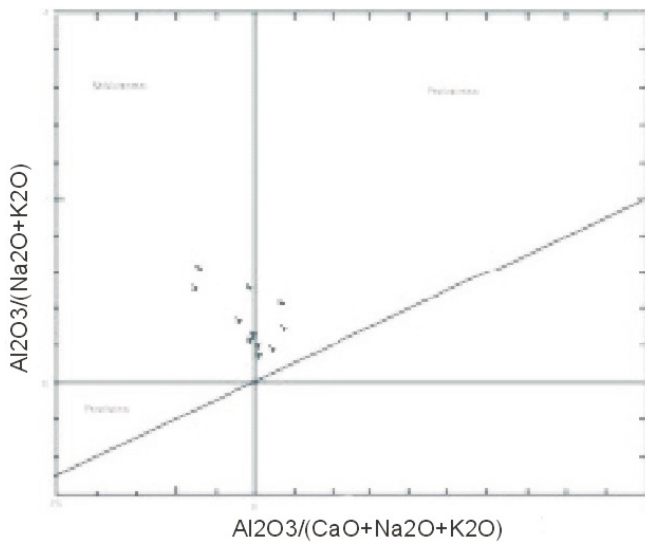


Figura 2.25 – Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989), Para as rochas da Suíte intrusiva Paranaíba. CAG – Granitos de arco continental.

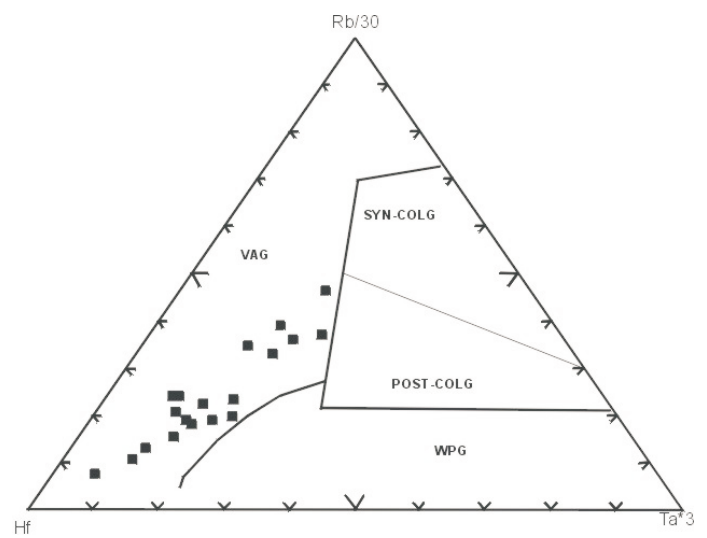


Figura 2.26 – Diagrama de posicionamento geotectônico para as rochas da Suíte Intrusiva Paranaíba. Harris (1986). VAG – Granitos de arco vulcânico.



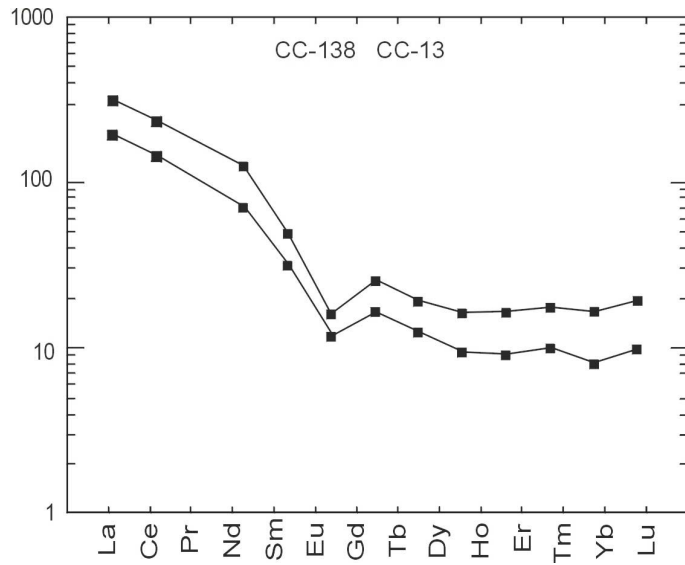


Figura 2.27 – Padrão de distribuição de ETR normalizados ao manto primitivo em rochas da Suíte Intrusiva Paranaíta. Taylor & McLennan (1985).

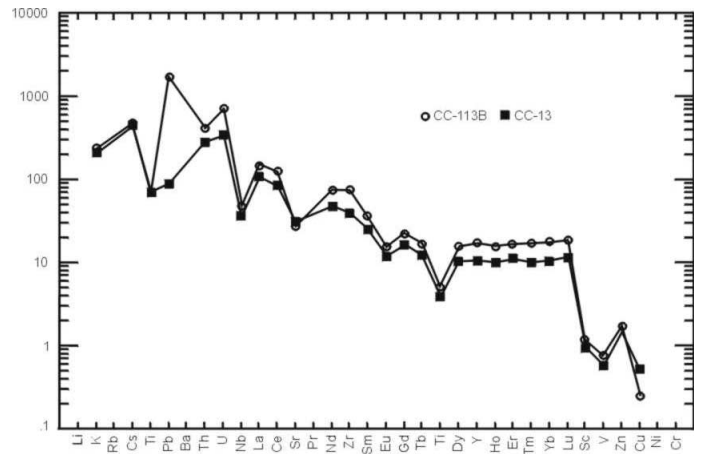


Figura 2.28 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo para rochas da Suíte Intrusiva Paranaíta. Taylor & McLennan (1985).

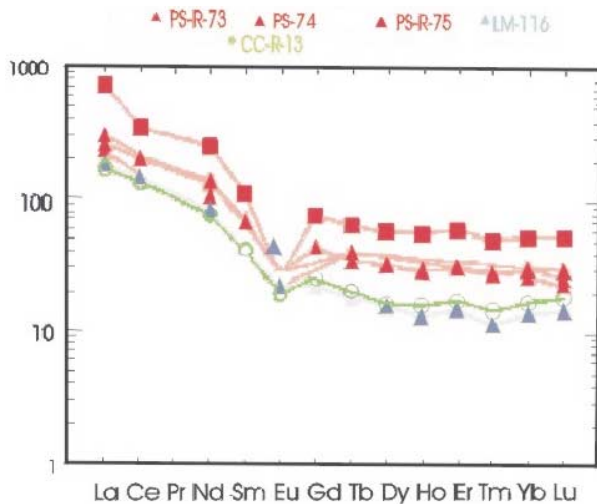


Figura 2.29 – Gráfico de ETR normalizado ao manto primitivo, mostrando a comparação entre amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta (CC-13 e LM-16), Suíte Colíder (PS-73, PS-74 e PS-75) e Granito Teles Pires (PV-195).

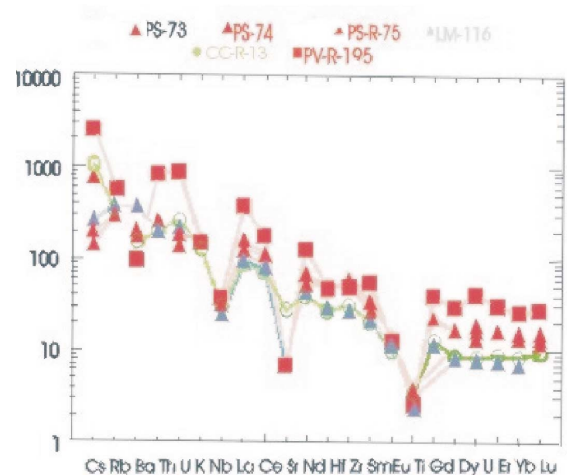


Figura 2.30 – Gráfico de Elementos Menores normalizados ao manto primitivo, mostrando a comparação entre amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta (CC-13 e LM-16), Suíte Colíder (PS-73, PS-74 e PS-75) e Granito Teles Pires (PV-195).

### 2.2.4 Intrusivas Básicas Guadalupe (PPβg)

Referências mais recentes às rochas básicas que ocorrem na porção norte do Estado de Mato Grosso devem-se a Silva *et al.* (1980) que denominaram de Diabásio Cururu os diques cartografados predominantemente na bacia do Cachimbo.

Barros *et al.* (1994) identificaram na região de Peixoto de Azevedo/Matupá diversos corpos básicos de idade neoproterozóica, relacionando-os ao magmatismo anorogênico da região amazônica.

Diques de diabásio porfirítico intrusivos no Granito Matupá com assinatura geoquímica semelhante às séries toleíticas continentais foram correlacionados por Moura (1998) aos diques paleoproterozóicos do Maciço de Goiás (Kuyumjian, 1998).

A denominação Intrusivas Básicas Guadalupe é proposta neste Projeto para designar um conjunto de corpos básicos, representados por gabros, diabásios e dioritos pórfiros a equigranulares, intrusivos na forma de *stocks* e diques, em granitos das suítes intrusivas Paranaíta e Juruena e da Suíte Colíder, como produto da diferenciação magmática relacionada à evolução da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Suas melhores exposições encontram-se a sudoeste de Alta Floresta nas cercanias da comunidade NS<sup>a</sup> de Guadalupe (área-tipo).

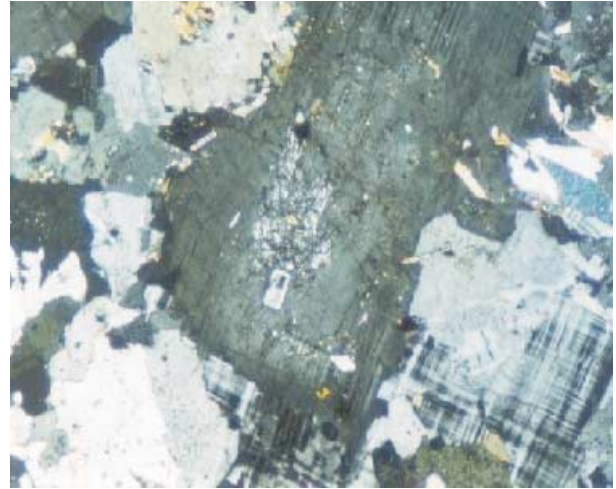
Na Folha Rio São João da Barra, esta unidade encontra-se representada por monzodioritos e dioritos que, geralmente, ocorrem como blocos métricos e lajeiros constituindo porções diferenciadas dos granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta. Em alguns afloramentos, a passagem de biotita-hornblenda monzodiorito desta unidade para biotita granito porfirítico da Suíte Intrusiva Paranaíta é gradacional (PS-124).

Normalmente, estas rochas exibem um relevo subaplainado e dissecado, onde predomina solo argiloarenoso a argiloso castanho-avermelhado.

Os afloramentos mais expressivos de monzodioritos e dioritos foram identificados a norte de Nova Bandeirantes, próximo à sede da Agropecuária Blumenau (fazenda do Machado) e ocorrem como diques e *stocks* de biotita-hornblenda-quartzo monzodiorito granofírico (PS-117) e biotita-hornblenda diorito (PS-213).

Os monzodioritos exibem cor cinza com manchas verde-escuras, textura inequigranular fina a grossa, estrutura maciça e constituem-se, essencialmente de plagioclásio, feldspato potássico, biotita, hornblenda e quartzo. O plagioclásio é o mineral mais abundante, exibindo cristais tabulares a prismáticos, euédricos, comumente zonados (PS-124) e geminados segundo as leis da albíta e albíta-Carlsbad (foto-

micrografia 2.12). O K-feldspato é xenomórfico e exibe geminação polissintética cruzada. A biotita forma agregados lamelares e apresenta-se parcialmente cloritizada. A hornblenda é verde e ocorre associada a opacos, titanita e epidoto formando aglomerados máficos. O quartzo é poligonal e distribui-se intersticialmente aos feldspatos.



Fotomicrografia 2.12 – Biotita-hornblenda monzodiorito exibindo plagioclásio zonado, idiomórfico e parcialmente saussuritizado (LP x 2,5), (383613/8966237).

Os dioritos apresentam coloração verde com manchas cinzentas, textura inequigranular média e constituem-se essencialmente de plagioclásio e máficos. O plagioclásio é euédrico, apresenta-se parcialmente saussuritizado e eventualmente zonado. A hornblenda verde é prismática e associa-se à tremolita. A biotita é parda e forma agregados lamelares, parcialmente cloritizados. Tremolita, clorita, epidoto e sericita constituem os minerais secundários. Opacos, titanita, apatita e zircão representam os acessórios.

Na tabela 2.7 é apresentada a composição mineralógica modal para quatro amostras de rocha desta unidade.

Os dados de campo mostram uma relação de contemporaneidade entre esta unidade e os granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta, motivo pelo qual, admite-se para as Intrusivas Básicas Guadalupe uma idade ao redor de 1,8Ga, a mesma encontrada para os granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Tabela 2.7 – Composição modal estimadas (%) – intrusivas Básicas Guadalupe, Folha SA.21-V-D – Rio São João da Barra.

Petrografia	Bt-hb monzodior. granof.	Hb-bt-monzodiorito	Bt-hb-monzodiorito	Bt-hb diorito
Mineralogia	PS-117	PS-118	PS-124	PS-213
Quartzo	10	10	5	2
Plagioclásio	37	33	42	34
K-Feldspato	18	20	20	3
Hornblenda	10	5	20	25
biotita	10	10	5	5
Ortopiroxênio	-	-	-	-
Tremolita	-	-	-	10
Olivina	-	-	-	-
Clorita	Tr	3	1	5
Sericita	2	2	1	2
Epidoto	5	8	2	-
Titanita	2	3	2	3
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	5	5	1	1
Bowlingita	-	-	-	-
Uralita	-	-	-	-
Carbonato	-	-	-	-
Argilominerais	1	1	1	-

### 2.2.5 Suíte Colíder (PP $\alpha$ c)

Durante as quatro últimas décadas tem sido razoavelmente grande o número de trabalhos publicados sobre as rochas vulcânicas ácidas a intermediárias que ocorrem na plataforma amazônica. Grande também é a controvérsia sobre o ambiente geotectônico e o posicionamento estratigráfico destas vulcânicas. Foram sugeridas várias denominações envolvendo diversas subdivisões: Formação Surumu (Andrade Ramos, 1956) para as vulcânicas que ocorrem na região do rio Surumu em Roraima; Formação Iricoumé (Oliveira *et al.*, 1975) para vulcânicas ácidas que ocorrem bordejando o gráben do rio Mapuera; Formação Iriri (Forman *et al.*, 1972) para o vulcanismo ácido a intermediário que ocorre no rio Iriri etc... Em função da imprecisão dos métodos de datação e da carência de dados de campo que permitissem estabelecer o correto posicionamento estratigráfico e o ambiente geotectônico destas rochas, houve sempre uma tendência generalizada em correlacioná-las ao Grupo Uatumã. Um exemplo disto pode ser observado em Montalvão *et al.* (1975) que, na tentativa de agrupar as diversas

manifestações vulcânicas dentro daquela unidade, sugere para o episódio Uatumã um intervalo de tempo entre 1.900Ma e 1.500Ma.

Os primeiros trabalhos sugerindo vários episódios magmáticos distintos, foram publicados por Silva *et al.* (1974) que, baseados em dados geocronológicos Rb-Sr, observaram que as idades obtidas na porção norte da Folha Juruena, correspondem a um episódio mais recente que aquele verificado nas áreas das folhas SB.21 (Tapajós) e SB.22 (Araguaia), e Basei (1974), que admite que o vulcanismo amazônico ocorreu em episódios distintos, com diminuição de suas idades, de nordeste para sudoeste, o que hoje é plenamente justificável se for considerado o modelo de arcos magmáticos amalgamados, cuja evolução se dá na mesma seqüência e direção, com diminuição das idades de NE para SW.

Silva *et al.* (1974) propõem para o Grupo Uatumã no Estado de Mato Grosso, a divisão em Formação Iriri (riolitos, riocacitos, ignimbritos e raros andesitos), mantendo a denominação originalmente atribuída a Formam *et al.* (1972); Granito Teles Pires (granito cratogênico, subvulcânico, cogenético ao vulcanismo Iriri) e Sienito Canamã.

Silva *et al.* (1980) mantiveram a denominação Formação Iriri (Forman *et al.*, 1972) para representar o conjunto de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias que ocorrem na área do Promin Alta Floresta, relacionando-as cogeneticamente ao Granito Teles Pires, e atribuindo a este conjunto plutovulcânico a denominação de Grupo Uatumã, excluindo apenas as Alcalinas Canamã.

Klein *et al.* (2000), durante o mapeamento geológico da Província Tapajós, associaram o vulcanismo ácido explosivo ao magmatismo Uatumã, mantendo a denominação Grupo Iriri de Pessoa *et al.* (1977), composto pelas formações Aruri (vulcano-clástica) e Salustiano (derrames ácidos).

Pinho *et al.* (2001), com base em dados geocronológicos U-Pb, propõem que seja retomada a denominação Magmatismo Teles Pires de Basei (1978), para caracterizar o vulcano-plutonismo que ocorre na região norte do Estado de Mato Grosso, deixando de utilizar o termo Iriri para esta região.

Utiliza-se no Promin Alta Floresta a denominação Suíte Colíder para representar o extenso vulcanismo que ocorre no âmbito da área deste projeto, cuja localidade-tipo encontra-se nas proximidades da cidade homônima (Folha SC.21-Z-B, Vila Guarita), o qual está associado à evolução do Arco Magmático Juruena, dissociando-o do termo Iriri e, portanto, do vulcano-plutonismo Uatumã. De acordo com os dados geocronológicos e petroquímicos, há uma cogeneticidade entre as rochas vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Colíder e os granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta (figuras 2.29 e 2.30).

As rochas da Suíte Colíder distribuem-se na porção norte da área, constituindo uma faixa contínua com largura média de 20km, de direção leste-oeste, infletindo para NW e margeando a borda sul da bacia do Cachimbo. Apresenta relevo dobrado, falhado, marcado por uma tectônica predominantemente rúptil, de direção E-W com inflexão para NW, conforme a estruturação regional. Representa o embasamento dos sedimentos do Grupo Beneficente, com os quais mantém contato discordante, embora a borda desta bacia esteja muito dobrada e falhada em razão de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Os termos granofíricos predominantes apresentam contatos intrusivos com os granitos das suítes intrusivas Paranaíta e Juruena e encontram-se cortados pelo Granito Teles Pires. Os afloramentos das rochas da Suíte Colíder no leito dos rios, são reconhecíveis a distância em função de apresentarem estruturas poliedrais, originadas pelo sistema de fraturamento (fotografia 2.13) e facilmente distinguíveis dos granitos tipo Juruena e Paranaíta, com os quais estão em conta-



Fotografia 2.13 – Estruturas poliedrais observadas em vulcânicas da Suíte Colíder, rio Apiacás (489562/8960507).



Fotografia 2.14 – Aspecto morfológico dos granitóides da Suíte Intrusiva Juruena, evidenciando o forte caráter isotrópico, caracterizado pelo arredondamento dos blocos. rio Apiacás (489562/8960507).

to, e cuja isotropia proporciona erosão homogênea, originando afloramentos sob forma de blocos arredondados (fotografia 2.14).

Esta unidade está muito bem caracterizada em três perfis completos que cortam toda a área aflorante, perpendicularmente à sua estruturação: um perfil ao longo do rio São João da Barra, outro, na estrada ao norte de Apiacás e um terceiro perfil ao longo do rio Apiacás. Em todos estes perfis, assim como na maioria dos afloramentos descritos, observa-se a predominância de termos epizonais representados basicamente por microgranitos e micro-



monzogranitos granofíricos porfiríticos e, subordinadamente vulcânicas (riolitos, riodacitos pórfiros e andesitos).

É provável que a pilha vulcânica tenha sido parcialmente erodida em função do condicionamento estrutural, com maior soerguimento da porção oeste da área do projeto.

Há uma ligeira correspondência entre os dados gamaespectrométricos e os litótipos da Suíte Colíder. Os mapas aeromagnéticos de sinal analítico apresentam algumas manchas anômalas que podem indicar maior concentração de minerais magnéticos associados à facies de composição mais andesítica.

Os granitos subvulcânicos exibem cor vermelha a cinza-esverdeado e textura porfirítica. Ao microscópio, apresentam matriz granular fina e estrutura maciça. Os fenocristais são geralmente de feldspato potássico, anédricos a euédricos, invariavelmente pertíticos e de plagioclásio euédrico a subédrico. A matriz é granofírica, formada por feldspato potássico e plagioclásio intercrescidos entre si e quartzo. Carbonato e argilominerais constituem os produtos de alteração hidrotermal. Os minerais acessórios são zircão, titanita, apatita e opacos.

Os litótipos vulcânicos riolíticos/riodacíticos exibem estruturas de fluxo magmático, semelhantes à estratificação cruzada e vesículas preenchidas por carbonato ou sílica. A tectônica rúptil é evidenciada em escala de afloramento através de um sistema de fraturas formando estruturas sigmoidais (fotografia 2.15).

Constituem rochas de cor acinzentada com pontuações pretas, textura porfirítica em matriz granular fina e estrutura maciça e fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo que exibem bordos corroídos pela matriz quartzo-feldspática. O feldspato potássico é xenomórfico e invariavelmente pertítico. O plagioclásio é idiomórfico e juntamente com cristais xenomórficos de quartzo fraturado mostram efeitos de embainhamento. Biotita lamelar, parcialmente cloritizada, titanita, apatita e zircão constituem seus principais acessórios. Cloritização, epidotização e sericitização representam os mais importantes processos de alteração hidrotermal.

Os andesitos apresentam cor cinza-escura a preta, textura microporfirítica com matriz afanítica pintalugada de sulfeto(pirita), estrutura maciça e constituem-se macroscopicamente de plagioclásio e máficos, mostrando vesículas preenchidas por carbonato ou sílica. Ao microscópio, exibem textura porfirítica e sua matriz afanítica apresenta-se transformada por



*Fotografia 2.15 – Vista em planta de riodacito porfirítico da Suíte Colíder, exibindo proeminente sistema de fraturas sigmoidais, característico da deformação rúptil. Suíte Colíder, rio São João da Barra (376979/8979781).*

processo de alteração hidrotermal: epidotização, sericitização, cloritização, silicificação e feldspatização. Os fenocristais são de plagioclásio e hornblenda. Apatita, zircão, titanita e opacos são os minerais acessórios. A área de ocorrência destas rochas é facilmente delimitável no campo por apresentar solos vermelho-arroxeados.

A tabela 2.8 apresenta a distribuição modal dos principais litótipos da Suíte Colíder.

No diagrama QAP de Streckeisen (1976), os granófiros ocupam preferencialmente o campo dos monzogranitos, com termos sienograníticos, quartzo-sieníticos e quartzo-monzoníticos subordinados (figura 2.31).

A tabela 2.9 mostra os dados referentes aos valores de elementos-maiores, elementos-traço e terras-raras de alguns litótipos desta unidade.

Os dados litoquímicos indicam que as rochas da Suíte Colíder são calcioalcalinas alto potássio (figuras 2.32 a 2.33).

O padrão de terras-raras normalizadas segundo o manto primitivo (figura 2.34), apresenta um comportamento semelhante ao das rochas graníticas da Suíte Intrusiva Paranaíta, com enriquecimento em ETRL, depleção em ETRP e com discreta anomalia negativa de Eu, compatíveis com os padrões de rochas calcioalcalinas.

O padrão multielementar revelado pelos seus termos predominantes (microgranitos) assemelha-se também aos dos granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta com os quais exibem uma certa cogeneticidade (figura 2.35).

Tabela 2.8 – Composição modal (%) de amostras da Suíte Colíder. Folha SC.21-V-D, Rio São João da Barra.

Amostras Minerais	PS-69	PS-70	PS-71	PS-73	PS-74	PS-75	PS-130	PS-131	PS-132	PS-137	PS-138
Quartzo	20	18	20	25	22	20	25	35	12	17	15
K-Feldspato	42	36	41	29	33	33	36	42	44	41	46
Plagioclásio	25	25	20	20	20	20	25	15	25	22	20
Biotita	1	10	5	10	Tr	-	3	3	3	5	3
Sericita	2	2	2	-	2	3	1	1	1	1	1
Epidoto	Tr	3	5	5	5	4	2	Tr	3	4	3
Clorita	4	1	-	3	10	10	-	-	5	4	7
Muscovita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Carbonato	3	-	-	-	Tr	3	Tr	Tr	1	Tr	-
Allanita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatita	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr
Opacos	2	3	5	2	4	4	4	2	2	3	3
Titanita	-	1	1	1	2	1	Tr	1	3	2	1
Zircão	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr

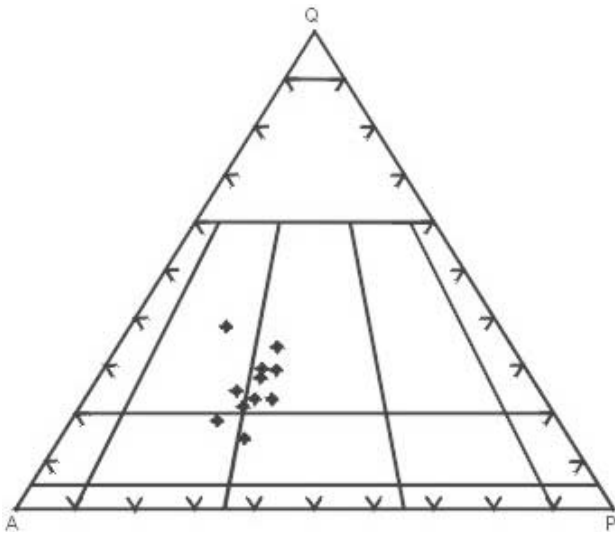


Figura 2.31 – Representação modal da Suíte Colíder. Folha Rio São João da Barra, Streckeisen (1976).

As idades Pb/Pb encontradas em vulcânicas da Província Tapajós ( $1888 \pm 2\text{Ma}$ / Vasques *et al.*, 1999 e  $1.890 \pm 2\text{Ma}$ / Lamarão *et al.*, 1999) apresentam uma diferença ao redor de 90 a 100Ma em relação às idades obtidas para as vulcânicas ácidas a intermediárias do Arco Juruena, cujas idades estão ao redor de 1.800Ma (JICA/MMAJ, 2000,  $1.786 \pm 17\text{Ma}$  – U/Pb; Pimentel, 2001,  $1.781 \pm 8\text{Ma}$  – U/Pb; Pinho *et al.*, 2001,  $1.796 \pm 3\text{Ma}$  a  $1.773 \pm 9\text{Ma}$  – U/Pb). A diferença de idade e a definição do ambiente geotectônico, assim como a afinidade litoquímica das vulcânicas com os granitos associados ao Arco Juruena, permitem a dissociação do vulcanismo da porção norte de Mato Grosso, daquele mapeado na Província Tapajós e a

denominação Suíte Colíder, proposta para as vulcânicas calcioalcalinas alto potássio, de caráter eminentemente ácido a intermediário, geradas durante a evolução do Arco Magmático Juruena, no norte do Estado de Mato Grosso.

As idades (ao redor de 1,8Ga) e o comportamento químico (figuras 2.29 e 2.30) das rochas da Suíte Colíder são compatíveis em termos de cogeneticidade com as rochas da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Tabela 2.9 – Análises químicas de elementos maiores, elementos-traços e terras-raras da Suíte Colíder. Folha SC.21-V-D (Rio São João da Barra).

Amostras	CC-218a	PS-73	PS-74	PS-75	CC-229	CC-198b	CC-205b	CC-179a	HG-66a	GM-78	GM-83	GM-97	GM-69a
Elementos Maiores (%)													
SiO <sub>2</sub>	60,63	69,37	66,83	64,69	67,63	65,28	68,66	69,89	67,12	64,42	66,74	67,97	57,21
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,6	0,67	0,77	0,83	0,69	0,58	0,33	0,48	0,76	0,69	0,62	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,4	12,52	13,93	13,68	14,81	13,73	14,92	13,79	15,82	14,98	15,52	15,15	16,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,37	5,24	5,11	5,24	3,7	4,36	3,53	2,42	2,96	4,68	3,34	3,85	8
MnO	0,13	0,15	0,1	0,14	0,1	0,16	0,11	0,1	0,11	0,11	0,09	0,03	0,12
MgO	1,58	1,04	1,09	1,01	0,62	0,71	0,68	0,6	0,6	1,19	0,55	0,37	3,57
CaO	0,38	1,27	1,54	2,97	1,6	3	1,63	1,84	1,05	1,31	1,73	0,18	4,93
Na <sub>2</sub> O	5,91	2,11	3,26	3,71	3,78	2,82	2,89	3,47	3,98	3,15	4,33	0,16	4,11
K <sub>2</sub> O	4,82	5,39	4,87	4,49	4,56	4,53	5,34	4,66	5,73	5,3	4,39	8,99	3,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,18	0,17	0,27	0,22	0,3	0,17	0,11	0,13	0,41	0,16	0,11	0,37
P.F.	1,12	1,27	2,1	2,24	1,3	3,13	1,16	2,11	1,26	2,59	1,04	1,71	0
Total	99,1	99,14	99,67	99,21	99,15	98,71	99,67	99,32	99,24	98,9	98,58	99,14	98,74
Elementos-Traços (ppm)													
Rb	640	296	177	164	148	171	246	213	140	-	155	160	113
Sr	141	140	155	132	348	154	222	206	181	-	371	46	795
Ba	800	1.300	1.070	1.200	1.900	2.200	1.500	800	910	1.400	1.900	530	1.248
Zr	309	532	540	532	296	624	407	232	866	-	374	945	167
Nb	30	17	20,5	21	15	11	15	14	19	-	19	30	11,5
Y	49	53	65	75	43	51	56	40	33	-	36	89	26
Th	26	24	17,9	22	13	16	22	24	14	14	13	12	10,7
U	10	4	5	3	3	3	4	5	2	3	3	2	2,1
Ta	1,7	1,8	1,9	1,8	1,2	1,6	1,5	1,7	1,1	-	-	2	0,8
Hf	7,7	14	-	14	7,3	14	10	7,2	19	10	9,2	21	5,9
Cu	-	-	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	40
Pb	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
Zn	-	-	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	75
Elementos Terras-Raras (ppm)													
La	97	74	84,7	99	70	68	85	71	110	72	49	100	44
Ce	140	130	174	180	120	120	130	110	221	140	110	213	93,3
Nd	70	65	82,29	88	64	60	69	52	77	60	39	85	46,6
Sm	10,9	10,8	13,6	14,5	10,3	10,3	10,9	7,6	10	10	6,5	13,6	7,5
Eu	1,6	1,7	2,18	2,2	2,3	3,2	2,2	1,2	1,4	1,8	1,7	2,1	1,9
Gd	-	-	12,24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,19
Dy	-	-	11,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,72
Ho	-	-	13,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,91
Er	-	-	7,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,79
Yb	5	6	6,74	7	4	5	6	4	3	4	3	9	2,54
Lu	0,6	0,8	1,05	0,9	0,5	0,6	0,7	0,5	0,5	0,7	0,5	1,3	0,32
Tm	-	-	0,99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,36

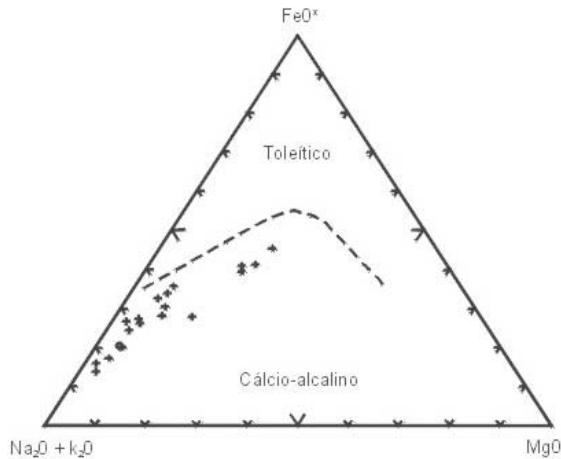


Figura 2.32 – Distribuição da Suíte Colíder, Irvine & Baragar (1971), Folha SC.21-V-D-Rio São João da Barra.

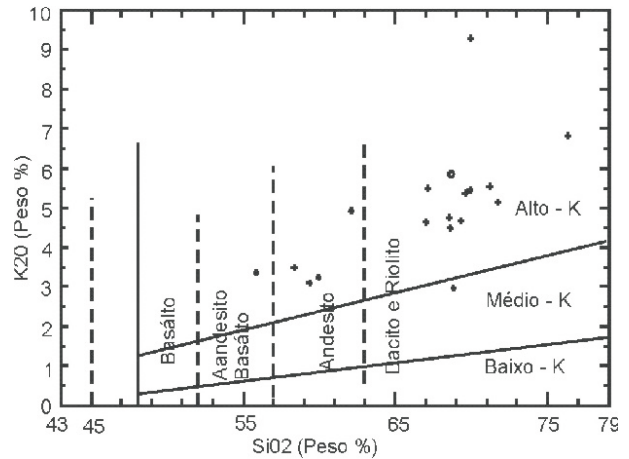


Figura 2.33 – Discriminação das rochas da Suíte Colíder, Le Maitre (1989), Folha SC.21-V-D – Rio São João da Barra.

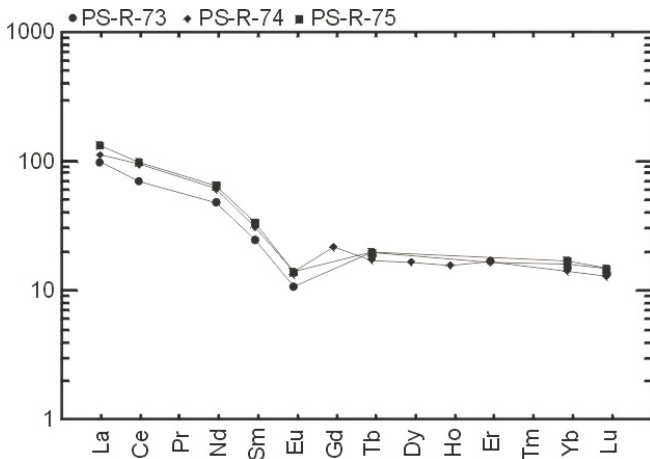


Figura 2.34 – Diagrama de ETR normalizado segundo o manto primitivo, aplicado às rochas da Suíte Colíder (Taylor & McLennan, 1985).

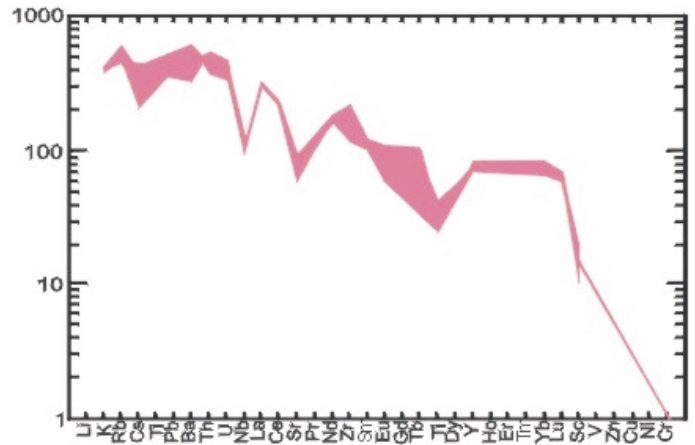


Figura 2.35 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo. (Taylor & McLennan, 1985). Suíte Colíder, Folha SC.21-V-D – Rio São João da Barra.

### 2.2.6 Complexo Nova Monte Verde (PPmv)

Na Folha Rio São João da Barra, as rochas metamórficas que ocorrem entre as bacias dos Caiabis, ao sul, e do Cachimbo, ao norte, foram durante muito tempo atribuídas ao Arqueano, sob várias denominações: Complexo Basal, Complexo Cristalino, Complexo Xingu e Complexo Cuiú-Cuiú (Silva Neto *et al.*, 1980; Silva *et al.*, 1980; Souza *et al.*, 1980). Durante o mapeamento geológico executado pelo Projeto Radambrasil, estas rochas foram agrupadas sob a denominação de Complexo Xingu (Silva, G. H. *et al.*, 1980), mantendo a denominação proposta por Silva, G. G. da *et al.* (1974), que utilizaram original-

mente esta terminologia para designar as rochas polimetamórficas que compoariam o embasamento da Folha Araguaia – SB.22 e parte norte da Folha Tocantins – SC.22.

A denominação Complexo Nova Monte Verde (PPmv) é proposta neste trabalho para designar um conjunto de rochas de idade U/Pb  $1.774 \pm 25$ Ma, predominantemente ortoderivadas, metamorfizadas em condições de fácies anfibolito médio a alto, com evidências de fusão parcial, representadas por gnaiques e migmatitos de composição tonalítica a monzogranítica, com termos sienograníticos subordinados e com encraves de anfibolitos e dioritos. Ocorre na porção sul da área em uma faixa de direção leste-oeste, com aproximadamente 30km de largura.



Morfologicamente, caracteriza-se por apresentar um relevo extremamente arrasado, com pequenas serras alinhadas segundo a estruturação regional (WNW-ESE), aflorando sob forma de blocos e lajeiros de dimensões métricas. Em alguns afloramentos (ex. PS-171) observa-se a passagem gradual ou difusa dos gnaisses e migmatitos do Complexo Nova Monte Verde para os granitos originados no mesmo ambiente (Granito São Pedro). A denominação Complexo Nova Monte Verde deve-se à ocorrência de afloramentos típicos desta unidade nos arredores da cidade homônima.

Nesta unidade foram cartografadas rochas predominantemente gnáissico-migmatíticas ortoderivadas. Os granitos e dioritos também gerados durante a fase sincinemática e relacionados, portanto, ao mesmo processo que gerou os gnaisses e migmatitos, foram individualizados de acordo com suas características, sob várias denominações: Suíte Vitória (PP $\gamma$ v), Granito São Pedro (PP $\gamma$ sp), Granito São Romão (PP $\gamma$ sr) e Granito Apiacás (PP $\gamma$ a).

Os contatos com os granitos São Pedro, São Romão e Apiacás, e com a Suíte Vitória, podem ser transicionais ou através de zonas de cisalhamento transcorrentes, uma vez que este conjunto faz parte da mesma evolução, gradando de uma unidade para outra.

As rochas do Complexo Bacaeri-Mogno ocorrem como remanescentes de crosta oceânica primitiva, tectonicamente imbricada com as rochas do Complexo Nova Monte Verde. Estes contatos delimitam, na realidade, áreas de domínio, uma vez que é possível encontrar porções não-cartografáveis de uma unidade dentro da outra. Localmente, como no ponto PS-171 (figura 2.36) é possível observar a passagem dos gnaisses/migmatitos do Complexo Nova Monte Verde para o Granito São Pedro (fotografias 2.16 e 2.17).

Algumas feições texturais são comuns aos litótipos do Complexo Nova Monte Verde e aos granitos São Pedro, São Romão e Apiacás e Suíte Vitória. Um exemplo disso é o aparecimento de texturas granoblásticas poligonizadas, mostrando cristais articulados em pontos de junção tríplice, comuns tanto no Complexo Nova Monte Verde como nos granitos. Essas feições podem sugerir um processo de recristalização estática em níveis crustais mais profundos.

Em alguns afloramentos, as rochas apresentam-se orientadas e preservam o bandamento gnáissico (fotografia 2.18), embora ao microscópio apresentem-se isotrópicas, totalmente homogeneizadas por processo de recristalização (fotomicrografia 2.19), associado provavelmente a um pico metamórfico posterior à deformação.

Nesta unidade, foram agrupadas rochas predominantemente ortoderivadas, embora se admita uma restrita contribuição paraderivada, em razão da presença de restos de supracrustais. Predominam tipos monzograníticos, granodioríticos e tonalíticos, com termos sienograníticos subordinados. Petrograficamente os principais litótipos descritos são: biotita gnaiss granítico, quartzo-biotita-hornblenda gnaiss de composição quartzo-diorítica a tonalítica, biotita gnaiss granodiorítico, granada-biotita gnaiss granítico, hornblenda-biotita gnaiss tonalítico, biotita metagranodiorito e migmatitos de composição granítica (leucossoma) a anfibolítica (melanossoma).

Os gnaisses predominam sobre os migmatitos e apresentam textura granoblástica a granolepidoblástica e subordinadamente porfiroclástica e estrutura predominantemente foliada. Os porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio estão fragmentados e estirados segundo a foliação milonítica. Os cristais de feldspato potássico são geralmente pertíticos, tabulares, xenomórficos e mostram geminações Carlsbad e polissintética cruzada. O plagioclásio é tabular, subidiomórfico a hipidiomórfico e geminado segundo as leis da albita e albita-Carlsbad. O quartzo é intersticial, e constitui agregados de cristais xenomórficos, por vezes estirados paralelamente à foliação, com imbricamento e quase sempre exibindo forte extinção ondulante. Cristais, tanto de feldspato quanto de hornblenda, podem aparecer poligonizados e com pontos em junção tríplice.

Os migmatitos mostram alta taxa de fusão parcial, com alternância de bandas melanocráticas formadas por rocha de composição anfibolítica onde, tanto o plagioclásio como os anfibólios, ocorrem sob forma de cristais poligonizados com pontos de junção tríplice. As rochas de composição intermediária foram classificadas, petrograficamente, como biotita-hornblenda gnaisses de composição tonalítica, com cristais poligonizados em junção tríplice (fotomicrografia 2.20), à semelhança dos melanossomas. Os leucossomas foram classificadas como biotita granito.

Em alguns afloramentos, os gnaisses migmatíticos exibem estruturas nebulíticas e mobilizados graníticos com estruturas pitigmáticas (fotografias 2.21 e 2.22).

Sigmóides rotacionados de megacristais de feldspatos em *augen* gnaisses, constituem juntamente com a assimetria de dobras, os principais indicadores cinemáticos da movimentação dextral (PS-195, fotografia 2.23).

Dentro do processo de desenvolvimento do Complexo Nova Monte Verde, nos seus estágios finais, ocorrem mobilizados quartzo-feldspáticos pegmatóides que cortam ou acompanham a foliação milonítica, aos quais estão, invariavelmente associados cristais euédricos centimétricos de magnetita e/ou hornblenda e/ou granada (fotografia 2.24).

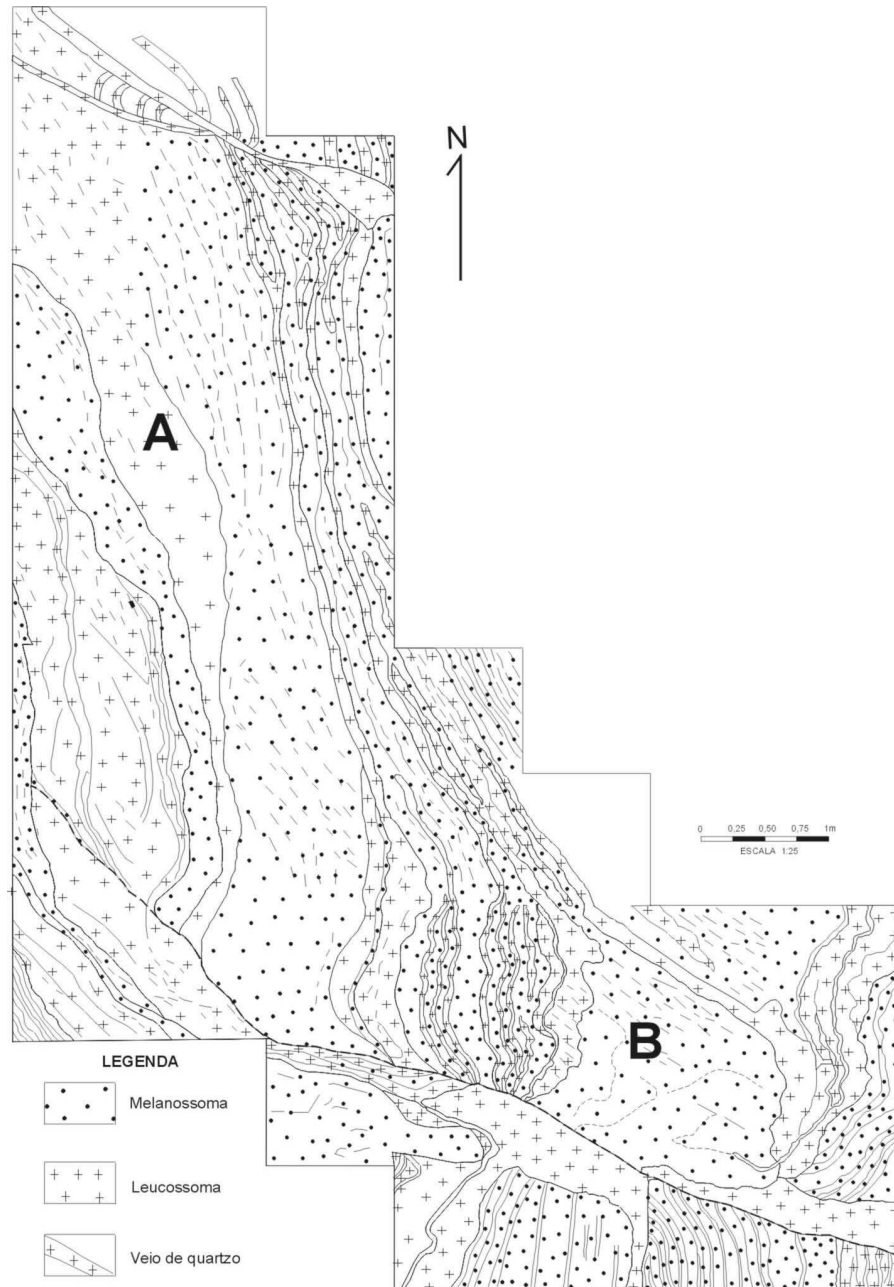


Figura 2.36 – Afloramento de migmatito (PS-171) exibindo (A) leucossoma granítico e (B) melanossoma anfibolítico. Rio Juruena, Folha SC.21-V-D – Rio São João da Barra. Vista em planta.

A área de ocorrência desta unidade é marcada por uma grande descontinuidade crustal, evidenciada em mapas gravimétricos por anomalia *Bouguer* de âmbito regional, que demarca uma faixa de rochas de alta densidade, provavelmente em função do espessamento crustal na zona de subducção (figura 2.37).

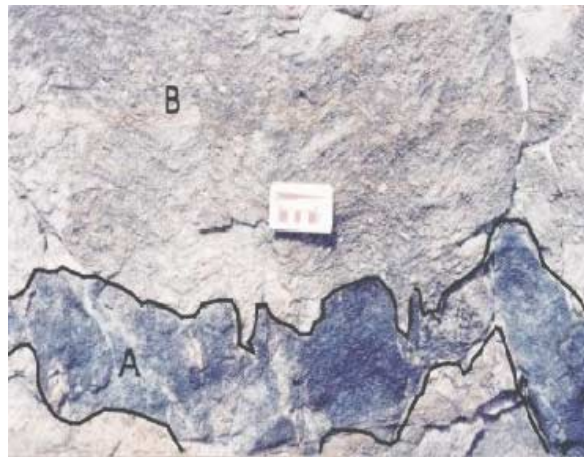
Os dados aeromagnéticos de relevo sombreado e campo residual mostram uma forte anomalia que se sobrepõe aos altos gravimétricos (figuras 2.38 e 2.39).

Os dados litoquímicos (figuras 2.40 e 2.41) indicam para os metamorfitos desta unidade, caráter calcioalcalino, metaluminoso, com ligeira tendência a peraluminoso.

Os dados geocronológicos obtidos neste estudo (tabela 2.10) indicam para os metamorfitos do Complexo Nova Monte Verde, idade compatível com aquelas obtidas para os granitos São Pedro e São Romão, e para a Suíte Vitória. As idades U/Pb para essas unidades variam entre 1.774Ma e 1.785Ma



Fotografia 2.16 – Vista em planta. Foto do afloramento anterior exibindo melanossoma anfibolítico intercalado com leucossoma quartzo-feldspático. A rocha encontra-se deformada em regime eminentemente dúctil, com sistema de dobras complexas e estruturas em “boudins”. Leito do rio Juruena. PS-171 (366902/8013705).



Fotografia 2.17 – Vista em planta do mesmo afloramento da foto anterior. A- Melanossoma (Complexo Nova Monte Verde); B- Granito São Pedro.



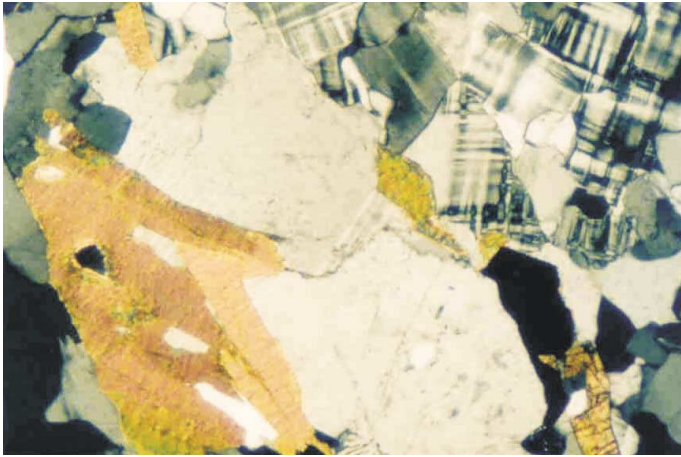
Fotomicrografia 2.19 – Mesma rocha da foto anterior, mostrando avançado processo de recrystalização com cristais de feldspato potássico poligonizados, LP x 2,5.



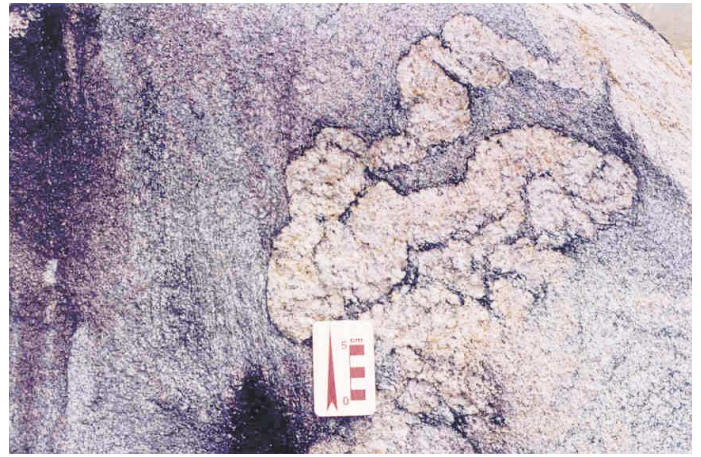
Fotografia 2.18 – Granada-biotita gnaissse exibindo proeminente bandamento gnáissico.

com  $eNd(t)$  variando entre  $-1,11$  e  $+0,65$  para rochas do Granito São Pedro e  $-2,56$  a  $-0,54$  para a Suíte Vitória e valores entre  $+0,41$  a  $+0,61$  para rochas do Complexo Nova Monte Verde, mostrando forte derivação crustal para estes granitóides. A amostra PS-171 representa o melanossoma de migmatito coletada no leito do rio Juruena e acusou idade U/Pb de  $1.774 \pm 28$ Ma, interpretada como a idade de formação do Complexo Nova Monte Verde. As idades-modelo  $Sm/Nd(T_{DM})$  para estes conjuntos de granitos situam-se em torno de 2.001Ma.





Fotomicrografia 2.20 – Feldspato potássico (microclínio) poligonizado, em mosaicos exibindo pontos de junção tríplice, (LP x 2,5). Biotita gnaiss granítico. Complexo Nova Monte Verde (458430/8908701).



Fotografia 2.21 – Vista em perfil de metabiotita gnaiss granítico exibindo dobras ptigmáticas em mobilizados quartzo-feldspáticos. Complexo Nova Monte Verde (433665/8896482).



Fotografia 2.22 – Mobilizados ptigmáticos de composição quartzo-feldspática cortando ou acompanhando a foliação milonítica em gr-bt gnaiss. Complexo Nova Monte Verde (460219/8906726).



Fotografia 2.23 – Vista em planta. Padrão de dobras em "Z" com estiramento ao longo da foliação milonítica, exibindo movimentação dextral.



Fotografia 2.24 – Vista em planta. Bolsão de pegmatóide exibindo cristais de feldspatos de até 7cm de comprimento. Complexo Nova Monte Verde. Rio Juruena (364787/8922790).

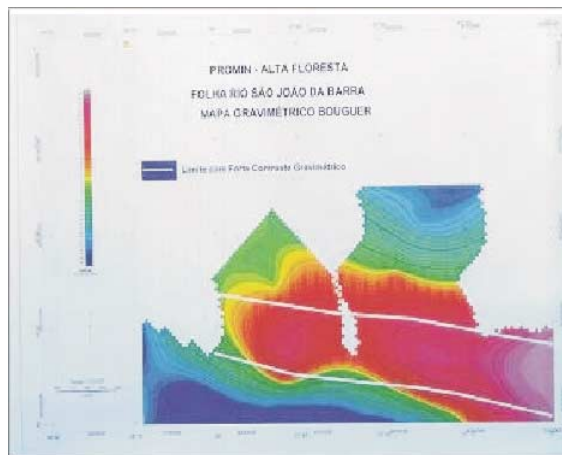


Figura 2.37 – Mapa gravimétrico Bouguer evidenciando a descontinuidade crustal, a qual estão associadas as rochas polideformadas dos complexos Nova Monte Verde e Bacaeri-Mogno. Folha Rio São João da Barra (SC.21-V-D).

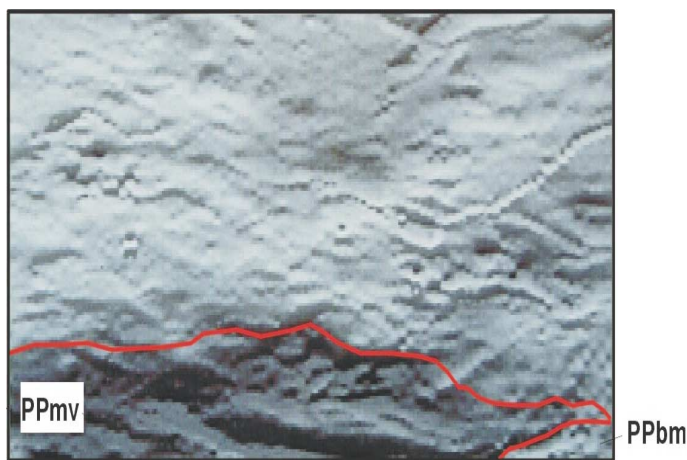


Figura 2.38 – Mapa de relevo sombreado, destacando os terrenos gnáissico-migmatíticos. Folha Rio São João da Barra.

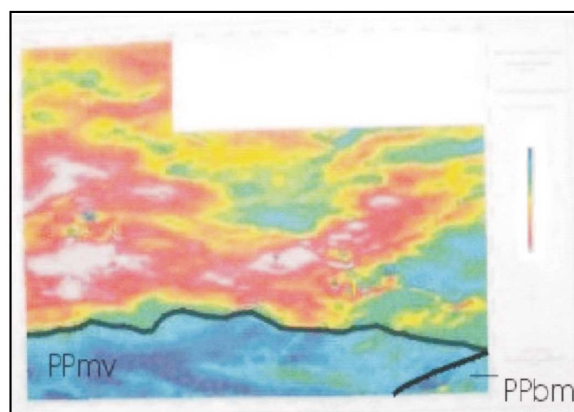


Figura 2.39 – Mapa de campo residual mostrando expressiva anomalia magnética associada ao domínio polideformado. Folha Rio São João da Barra.



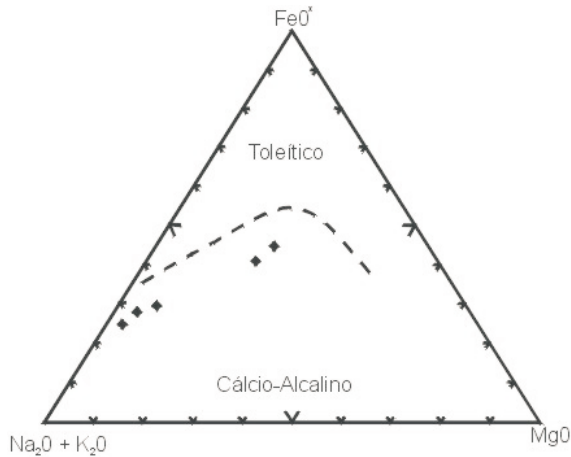


Figura 2.40 – Distribuição das rochas do Complexo Nova Monte Verde, Irvine & Baragar (1971).

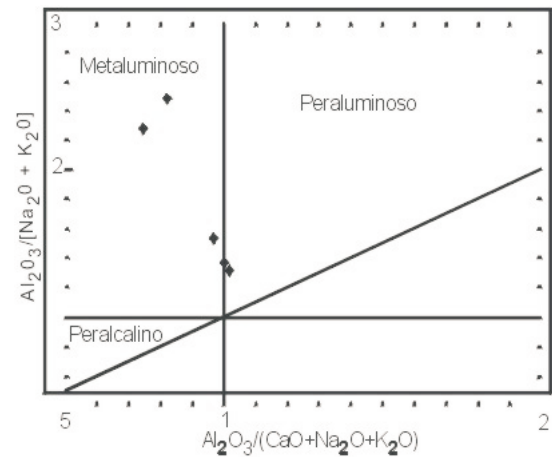


Figura 2.41 – Discriminação das rochas do Complexo Nova Monte Verde, Maniar & Piccoli (1989).

Tabela 2.10 – Dados geocronológicos do Complexo Nova Monte Verde e granitos relacionados aos demais terrenos acrescionários de médio a alto grau metamórfico.

UNIDADE	AMOSTRA	U-Pb (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	Nd/Nd ( $\pm 16$ )	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T_{DM}$ (Ma)
Complexo Nova Monte Verde	PS-171	1.774 $\pm$ 28	4,779	24,541	0,1177	0,511734 $\pm$ 23	+0,41	2.065
	PS-171b	-	5,30	33,01	0,0971	0,511503 $\pm$ 9	+0,61	2.001
Granito São Pedro	CC-158	1.784 $\pm$ 17	11,265	63,73	0,1068	0,511529 $\pm$ 11	-1,11	2.147
	CC-138	-	17,57	86,113	0,1234	0,511813 $\pm$ 16	+0,65	2.060
Suíte Vitória	PS-42	1.785 $\pm$ 8	20,638	141,55	0,0881	0,511236 $\pm$ 22	-2,56	2.182
	CC-233	1.775 $\pm$ 10	7,609	39,667	0,1160	0,511586 $\pm$ 06	-2,10	2.260
	PS-181	-	6,463	32,794	0,1191	0,511702 $\pm$ 24	-0,54	2.149
Granito São Romão	JD-17b	1.770 $\pm$ 9	7,747	43,718	0,1071	0,511516 $\pm$ 08	-1,43	2.172
	PS-26	-	14,05	70,45	0,1205	0,511753 $\pm$ 30	+0,14	2.098

## 2.2.7 Suíte Vitória (PP $\gamma$ v)

A denominação Suíte Vitória (PP $\gamma$ v) foi proposta por Frasca & Borges (2003), para representar um conjunto de corpos plutônicos de composição predominantemente diorítica a tonalítica, afinidade química calcioalcalina, metaluminosa, sincinemáticos, geometricamente alongados, seccionados e orientados segundo uma densa e intrincada rede de zonas de cisalhamento de direção WNW/ESE. Dados litoquímicos, geocronológicos e as relações de campo sugerem uma suíte contemporânea ao magmatismo que originou o conjunto de granitos associados ao evento transpressivo ocorrido no final do Paleoproterozóico, relacionado à evolução do Arco Magmático Juruena (granitos São Pedro, São Romão, Apiacás e Complexo Nova Monte Verde), todos com idades ao redor de 1,78Ga.

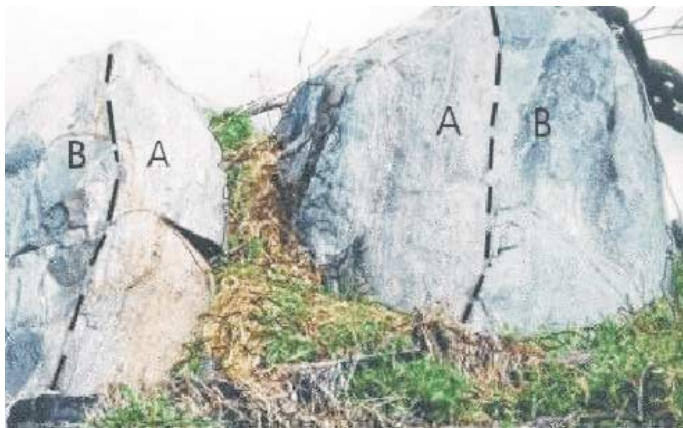
Suas melhores exposições foram registradas na Agropecuária Vitória (área-tipo), localizada na Folha Ilha 24 de Maio (SC. 21-Z-A).

Na Folha Rio São João da Barra foram cartografados diversos corpos desta unidade, localizados a norte e noroeste de São José do Apuí, sul de Nova Bandeirantes e em sua porção oeste (rio Juruena).

As rochas agrupadas sob esta denominação foram classificadas como dioritos, monzodioritos e tonalitos e encontram-se metamorfizadas nas fácies xisto-verde a anfibolito médio, constituindo um conjunto de litótipos geralmente deformados, exibindo estruturação subfoliada a foliada e de posicionamento crustal meso a catazonal. Distribuem-se sob forma de corpos elípticos e ovalados, controlados por expressivas zonas de cisalhamento, através das quais encontram-se em contato com os granitos São Pedro e São Romão, e como Complexo Nova Monte Verde. Localmente, o contato entre a Suíte Vitória e estas

unidades, pode ser gradacional ou difuso. Alguns corpos cujos contatos encontram-se encobertos por latossolos foram delimitados através de mapas aeromagnéticos de sinal analítico.

Esta unidade tem sua origem relacionada à evolução do Arco Magmático Juruena e foi gerada durante o evento transpressivo (juntamente com os granitos São Pedro, São Romão e Apiacás, e como o Complexo Nova Monte Verde), em zona de subducção. Em alguns afloramentos, observa-se a contaminação dos termos ígneos de composição tonalítica por material paraderivado, mostrando que em zonas mais profundas, durante o processo de subducção, ocorreu fusão parcial de termos orto e paraderivados, originando rochas híbridas a partir da mistura de material mantélico/crustal. No afloramento PS-194 (fotografia 2.25), o tonalito (B) apresenta cristais de granada e sillimanita e está em contato transicional com kinzigitos (A).



Fotografia 2.25 – Afloramento sob forma de bloco de sillimanita-granada gnaisse (A) em contato com tonalito (B), PS - 194 (418000/8906000).

Na tabela 2.11 são apresentados os principais litótipos que compõem a Suíte Vitória.

Segundo os diagramas de Streckeisen (1976) e Le Maitre (1969), as amostras desta unidade plotam preferencialmente no campo dos tonalitos e subordinadamente nos campos dos granodioritos e dioritos (figuras 2.42 e 2.43).

Os metadioritos apresentam cor cinza com manchas pretas e verdes, exibem texturas variadas refletindo o nível de deformação a que foram submetidos. Predominam tipos inequigranulares, de granulação fina a grossa e texturas granoblástica e microporfírica. Sua estruturação engloba rochas foliadas e bandadas, protomiloníticas e predominantemente constituídas de plagioclásio e máficos. O plagioclásio é pris-

mático, idiomórfico, porfírico e, localmente, zonado. A hornblenda é verde, prismática e engloba cristais esverdeados de clinopiroxênio. A biotita é lamelar e o quartzo poligonal é distribuído intersticialmente entre os feldspatos. Opacos, titanita, apatita e zircão integram sua mineralogia acessória. Estes tipos litológicos gradam para produtos finais mais evoluídos (monzodioritos e tonalitos) e mais ricos em quartzo (20-25%), plagioclásio (48-55%) e com menos hornblenda (5-10%) e algum feldspato potássico (3-15%). Constituem rochas de coloração cinza, com manchas descontínuas verdes e pretas, onde predominam as texturas equigranulares fina a média e microporfírica e exibem estruturas miloníticas a subfoliadas.

A tabela 2.12 apresenta os dados litoquímicos das amostras da Suíte Vitória. As amostras PS-42, CC-233, AF-47b e AF-91, foram analisadas em laboratório, cujos resultados contemplam um espectro maior em termos de ETR.

Os diagramas de Irvine & Baragar (1971), Le Maitre (1989) e Maniar & Piccoli (1989) mostram que essas rochas constituem uma série calcioalcalina médio-K, meta a peraluminosa (figuras 2.44, 2.45 e 2.46).

No diagrama de Maniar & Piccoli (1989), utilizando Índice de Shand, as amostras desta unidade, correspondem a granitóides de arco-de-ilha (IAG) e arco continental (CAG).

A análise dos elementos maiores e traço mostra um *range* de SiO<sub>2</sub> homogêneo (62% em média), altos valores em FeO<sub>(t)</sub>, CaO e MgO e elevados valores para K<sub>2</sub>O nas rochas de composição diorítica e tonalítica, que de acordo com Le Maitre (1976) em Cox *et al.* (1979), são de 1,76% e 2,07%, respectivamente. Além do alto teor em álcalis (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O > 5%), revelam teores elevados em Rb, Sr e Ba, (figura 2.47).

No diagrama de Taylor & McLennan (1985), os padrões de elementos terras-raras (figura 2.48) revelam um enriquecimento em ETRL e estabilização em ETRP, com discreta anomalia negativa de Eu, valores estes compatíveis com os padrões obtidos em suítes calcioalcalinas.

Quando comparados os padrões das curvas de ETR dos dioritos e tonalitos desta unidade com os granitos e granodioritos da unidade Granito São Pedro, observa-se grande similaridade, sugerindo que esta unidade apresenta forte correlação com a fase granítica sin a pós-colisional dos eventos São Pedro e São Romão.

Amostras de tonalito localizado nos arredores de Nova Bandeirantes (MT), datadas pelo método U/Pb (SHRIMP) em zircão, revelaram idade 1.785 ± 8Ma e idade-modelo Sm/Nd 2.182Ma, com valores de eNd(t) -2,56, sugerindo contribuição crustal.

Tabela 2.11 – Composição modal estimada (%) – Suíte Vitória.  
Folha SC.21-V-D – (Rio São João da Barra).

LITOLOGIAS	Metadiorito			Metamonzodiorito		Metatonalito		
	PS-153a	PS-180	PS-181	PS-153	PS-183	PS-42	PS-274	PS-194
Quartzo	8	10	5	10	15	20	25	20
Plagioclásio	36	38	43	3	38	55	43	49
K-Feldspato	-	-	-	-	15	-	3	-
Hornblenda	22	25	25	20	10	-	-	8
Biotita	15	15	10	-	10	12	20	12
Clinopiroxênio	-	3	-	Tr	-	-	-	-
Clorita	3	Tr	1	1	-	-	Tr	-
Sericita	3	2	1	5	1	1	1	1
Epidoto	10	-	3	-	3	Tr	5	-
Granada	-	-	-	1	-	5	-	-
Titanita	1	2	2	Tr	2	-	1	-
Apatita	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-
Allanita	-	-	-	Tr	-	-	Tr	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	1	Tr	Tr	Tr	-
Opacos	1	4	5	-	5	1	1	3
Escapolita	-	-	3	-	-	-	-	5
Carbonato	Tr	Tr	Tr	1	Tr	1	-	1
Argilominerais	1	1	Tr	1	1	Tr	1	1

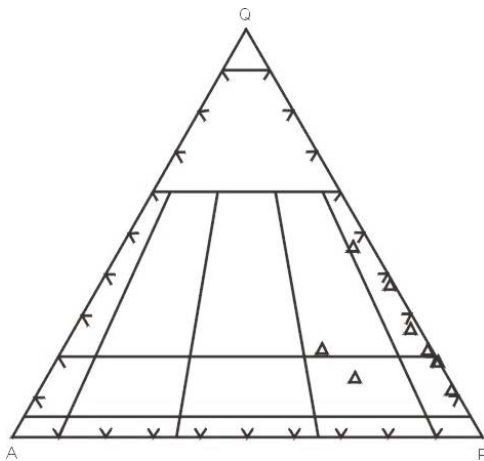


Figura 2.42 – Distribuição modal das rochas da Suíte Vitória. Streckeisen (1976).

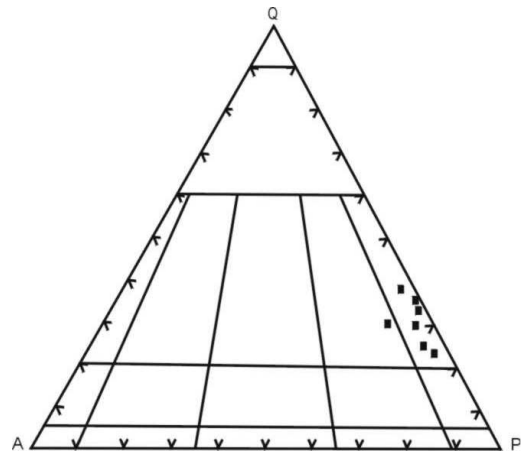


Figura 2.43 – Classificação mesonormativa para os litótipos da Suíte Vitória. Le Maitre (1969).

Tabela 2.12 – Análises químicas para elementos maiores, elementos-traços e terras-raras. Suíte Vitória.  
Obs.: Amostra PS-42 analisada em dois laboratórios.

AMOSTRAS	CC-166	PS-42	PS-42	CC-100	HG-25b	HG-22c	AF-47b	AF-91	CC-233
Elementos Maiores (%)									
SiO <sub>2</sub>	63,19	60,64	62,28	60,19	63,47	69,1	60,75	57,23	50,54
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,7	0,61	0,9	0,68	0,34	0,6	1,18	1,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,94	17,08	16,72	16,73	17,67	15,41	17,35	16,27	18,56
FeO <sub>(t)</sub>	7,68	7,01	6,77	7,16	4,37	2,4	5,94	8,5	1,8
MnO	0,23	0,11	0,15	0,14	0,1	0,07	0,07	0,11	9,19
MgO	2,75	2,55	2,03	2,48	1,26	0,87	2,99	3,41	0,14
CaO	3,77	4,66	4,66	5,46	4,24	3,01	5,33	6,33	3,42
Na <sub>2</sub> O	3,19	2,97	3,1	2,89	4,94	4,64	3,44	2,88	8,43
K <sub>2</sub> O	2,62	2,32	2,07	2,51	1,5	2,29	1,67	2,32	2,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3	0,09	0,18	0,21	0,22	0,3	0,16	0,47	0,76
P.F.	0,76	0	0,68	0,45	0,85	0,44	0	0	0,73
Total	99,19	98,13	99,25	99,12	99,3	98,7	98,3	98,7	98
Elementos-Traços (ppm)									
Rb	160	112	103	-	107	116	29	134	33
Sr	150	340	305	-	620	347	1.016	498	491
Ba	590	497	560	1.100	460	490	785	484	276
Y	74	49	53	-	45	34	7	66	38
Zr	664	343	444	-	440	180	110	541	933
Nb	27	14,8	8	-	23	21	5,5	27,5	17,4
Th	15	95,2	120	4,2	17	19	0,7	13,5	5,2
U	3	4,1	2	-	1	3	0,4	5,51	6,4
Cr	120	-	82	26	36	-	-	-	0
Cu	-	56	-	-	-	-	27	40	76
Pb	-	11	-	-	-	-	27	40	18
Zn	130	70	-	-	-	-	59	86	50
Co	15	19	17	21	10	5	20	24	36
Elementos Terras-Raras (ppm)									
La	56	252,9	325	29	110	55	18,1	58,5	40,7
Ce	99	543,4	574	52	212	110	33,4	122,3	96,4
Nd	52	235,8	260	31	82	36	16,4	66,9	55,3
Sm	12,8	33,7	36,3	5,4	12,4	6	2,8	12,7	9,9
Eu	2,4	3,26	3,6	1,7	2,5	1	1,13	2,55	3,28
Gd	-	20,78	-	-	-	-	1,78	11,78	8,8
Tb	2	2,33	3	-	1	-	0,24	1,67	1,14
Dy	-	10,94	-	-	-	-	1,36	9,92	7,05
Ho	-	2,03	-	-	-	-	0,26	2,17	1,45
Er	-	5	-	-	-	-	0,8	6,91	4,63
Yb	9	4,23	4	2	3	3	0,75	6,39	0,61
Lu	1,3	0,66	0,5	0,3	0,5	0,4	0,11	0,97	4,53
Tm	0,59	-	-	-	-	-	0,1	0,97	0,72





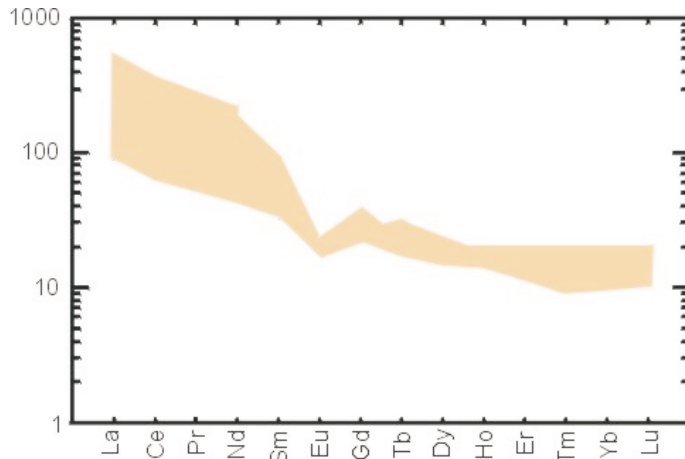


Figura 2.48 – ETR normalizados segundo o manto primitivo, Taylor & McLennan (1985). Suíte Vitória.

### 2.2.8 Granito São Pedro (PP<sub>γ</sub>sp)

Silva *et al.* (1974) caracterizaram de forma genérica um conjunto de corpos graníticos, de topografia positiva, conformação elíptica ou fusiforme, localizados nas proximidades do rio Juruena (localidade-tipo), individualizando-os do Complexo Xingu e denominando-os de Granito Juruena.

Leal *et al.* (1980) utilizaram para esses mesmos granitos a denominação Gnaiss Apiacá, para representar o conjunto de granitóides foliados, porfiroblásticos e fraturados, cartografados no rio Apiacás e que, juntamente com os metamorfitos da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977) constituiriam o Complexo Xingu.

Propõe-se a denominação Granito São Pedro (PP<sub>γ</sub>sp), para individualizar um conjunto de corpos plutônicos amalgamados sob a forma de grandes batólitos, de aspecto sigmoidal, representados por granitos porfiroclásticos predominantemente anisotrópicos, seccionados e orientados segundo uma densa e complexa rede de megazonas de cisalhamento transcorrentes WNW-ESE, originados durante o processo transpressivo que gerou os terrenos acrescionários de médio a alto grau metamórfico, durante a evolução do Arco Magmático Juruena, considerando-se, portanto, o Granito São Pedro como uma unidade dissociada tanto do Complexo Xingu quanto do Granito Juruena. Sua área-tipo localiza-se em um assentamento do INCRA denominado comunidade São Pedro, localizado na porção oeste de Alta Floresta, na rodovia MT-208, próximo ao rio Apiacás. Esta unidade encontra-se representada por biotita granitos, hornblenda-biotita granitos, granada-biotita granitos

e subordinadamente alcaligranitos e monzogranitos. Invariavelmente, estas rochas são porfíricas e contêm enclaves de metaquartzo diorito, metamicroquartzo monzonito e anfibólito.

Em função do enriquecimento local em biotita e/ou hornblenda, a alteração intempérica desses granitóides origina solos argiloarenosos a argilosos, de coloração marrom a avermelhada, similares aos solos desenvolvidos pelo intemperismo de rochas máficas.

Esse litodema apresenta algumas características estruturais e texturais similares àquelas descritas por Leal *et al.* (1980). Está representado, entretanto, por granitos protomiloníticos a miloníticos, gerados sob condições metamórficas de médio grau. Estas rochas constituem as feições topográficas mais proeminentes em relação aos demais granitos que ocorrem na região, sendo facilmente identificáveis em imagens de sensores remotos. Ocorrem sob a forma de cristas alinhadas segundo a estruturação regional (fotografia 2.26), distribuídos em duas faixas principais, uma na porção central, com aproximadamente 25km de largura e outra na porção sudoeste da área.

Esse padrão auxiliou sua delimitação cartográfica em relação às unidades adjacentes (complexos Nova Monte Verde e Bacaeri-Mogno, granitos São Romão e Apiacás, e Suíte Intrusiva Paranaíta) que ocorrem constituindo terrenos morfologicamente planos e arrasados.

Nas imagens aerogeofísicas gamespectrométricas as rochas desta unidade exibem elevados valores de potássio e tório, mostrando contornos anômalos alinhados segundo a orientação regional WNW/ESE.

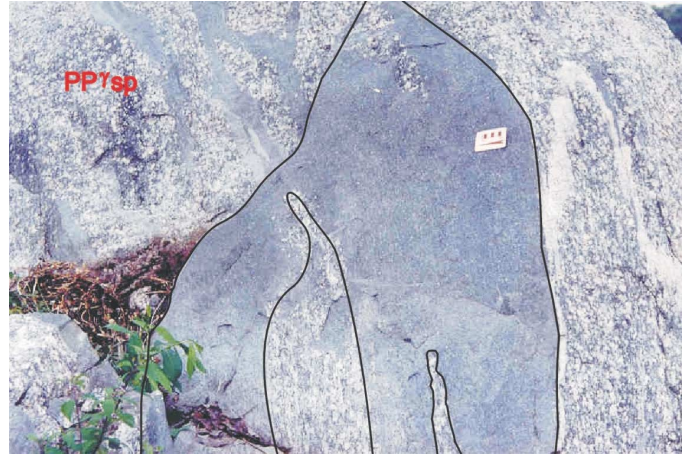
Os contatos do Granito São Pedro com as suítes Intrusivas Juruena e Paranaíta são marcados por zonas de cisalhamento, e com os granitos São Romão e Apiacás, Suíte Vitória e Complexo Nova Monte Verde são difusos a gradacionais e delimitam áreas de predominância desta unidade em relação às demais, ou tectônicas, através de zonas de cisalhamento transcorrentes.

No afloramento PS-233, estrada que liga as localidades de Trivelato e São José do Apuí, é possível constatar o contato tectônico entre o metabiotita granodiorito porfiroclástico, representativo do Granito São Pedro e o metabiotita granito migmatizado associado ao Complexo Nova Monte Verde. Os corpos do Granito São Pedro neste local, apresentam pequenas dimensões, não-cartografáveis na escala adotada.

A sul de Apiacás (PS-282), foi observado o contato entre o metahornblenda-biotita granito (Granito São Pedro), ao qual estão associados solos argilo-arenosos castanho-avermelhados e uma topografia acidentada, representada por cristas alinhadas na direção E-W e os terrenos pertencentes a unidade Granito Apiacás, caracterizados por solos brancos e arenosos e relevo plano e extremamente arrasado.



Fotografia 2.26 – Vista ao fundo de relevo em forma de crista, característico do Granito São Pedro (462300/8933650).



Fotografia 2.27 – Seção vertical exibindo megaenclave de metabiotita tonalito. Granito São Pedro, (PP $\gamma$ sp). (488000/8921600).

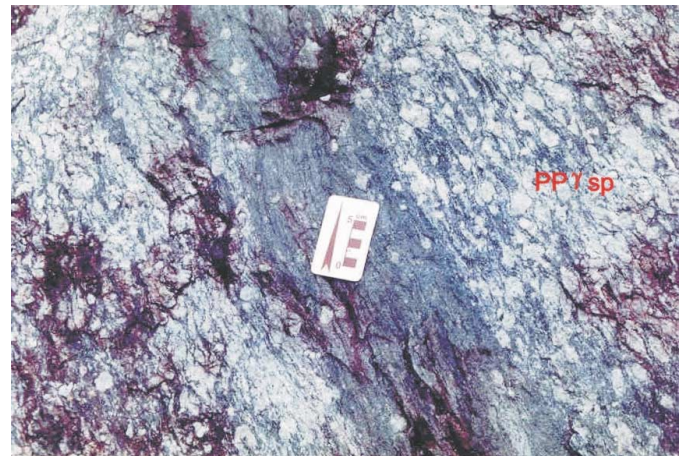
Na porção sudeste da área, a nordeste de São José do Apuí, foi documentado um granitóide grosso, deformado, exibindo mobilizados quartzo-feldspáticos e pórfiros oclares de feldspatos, orientados subparalelamente à foliação milonítica. Esta rocha contém encaves métricos de metabiotita tonalito (PS-274), os quais estão sendo interpretados como autólitos dentro do processo de fusão das rochas que deram origem ao Granito São Pedro (fotografia 2.27), similar ao processo descrito para a evolução do Complexo Nova Monte Verde e da Suíte Vitória.

A noroeste de São José do Apuí (fazenda Apuí), registrou-se granitóide porfiroclástico, com encaves máficos contendo pórfiros com até 2cm de comprimento de feldspatos deformados e rotacionados segundo o plano de foliação milonítica (fotografias 2.28 e 2.29).

Os resultados das análises petrográficas de algumas amostras desta unidade são apresentados na tabela 2.13.

No diagrama QAP de Streckeisen (1976), figura 2.49, as rochas desta unidade plotam preferencialmente no campo dos granitos e são representadas por biotita granitos, hornblenda-biotita granitos e, subordinadamente, granada-biotita monzogranitos e granodioritos. Ocorrência de granada primária em algumas amostras destes granitóides sugere contribuição pelítica na sua formação (Sylvester, 1989).

Esta unidade está constituída por rochas leuco a mesocráticas, de coloração rósea a cinza, com manchas verdes a pretas, foliadas a maciças, granulação média a grossa, textura granoblástica a inequigranular, porfirítica e porfiroclástica e geralmente são magnéticas.



Fotografia 2.28 – Granito porfiroclástico com encrave de microdiorito mostrando pórfiros de feldspatos idênticos àqueles observados no granito encaixante São Pedro. O megaenclave está orientado segundo a foliação do Granito São Pedro (479780/8926290).

O feldspato potássico ocorre geralmente como pórfiros centimétricos, orientados segundo a foliação milonítica. Na matriz, constituem mosaicos de cristais tabulares, lenticularizados ou poligonizados, e ainda aparecem como cristais xenomórficos, com bordos triturados e imbricados entre si (textura *mortar*, fotomicrografia 2.30), exibindo eventuais inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita.

O plagioclásio apresenta-se sob forma de cristais tabulares ou prismáticos, subidiomórficos a xenomórficos ou lenticularizados, fraturados e parcialmente saussuritizados. O quartzo forma mosaicos poligonizados e imbricados entre si, exibindo extinção ondulante, efeitos de fraturamento, recristalização e estiramento, ou ainda ocorre como cristais xenomórficos.





Fotografia 2.29 – Foto em perfil. Bloco “in situ” de granito porfiroclástico. Os pórfiros de feldspato potássico encontram-se deformados, indicando movimentação dextral em “dip-up” (479780/8926290).

A biotita é verde a parda, aparece em agregados lamelares e juntamente com a hornblenda verde, tabular a prismática, subidiomórfica a idiomórfica, constituem agregados deformados e linearizados.

Os litótipos que compõem esta unidade mostram-se localmente hidrotermalizados e sua assembléia secundária inclui epidoto, clorita, carbonato, sericita e argilominerais.

Os minerais acessórios ocorrem como cristais xenomórficos e estão representados, predominantemente por opacos, titanita e argilominerais, e secundariamente por allanita, apatita, zircão e fluorita.

Os dados estruturais sugerem que estes granitos foram gerados em níveis crustais de meso a catazona, sob regime deformacional dúctil, de natureza transpressional oblíqua e cinemática predominantemente sinistral, sugerida pela assimetria da foliação SC, estruturas sigmoidais e porfiroclastos rotacionados.

Zonas de maior deformação (*shear bands*), como observado no ponto PS-177, exibem uma trama protomilonítica a milonítica representada por tectonitos dos tipos L e LS, pórfiros de feldspatos, biotita e quartzo alinhados paralelamente à foliação. No estágio deformacional mais avançado, a textura ultramilonítica caracteriza-se por uma expressiva cominuição mineral e recristalização, além de exibir mosaicos quartzo-feldspáticos poligonizados com pontos de junção tríplice (fotomicrografia 2.31), evidenciando o processo de recristalização.

Nos milonitos, o quartzo ocorre como *ribbons* (PS-202) e exibe aumento significativo de cristais poligonizados unidos por pontos de junções tríplices. O feldspato potássico apresenta forte a moderada orientação, mostra bordos fragmentados, típica textura mortar (fotomicrografia 2.30) e ocorre de forma sig-

Tabela 2.13 – Composição modal estimada (%) – Granito São Pedro.

Deformação	Milonitos						Protoloinitos						Não Deformados		
	PS-25	PS-114	PS-57	PS-55	PS-93	PS-95	PS-24	PS-101	PS-90	PS-106	PS-107	PS-165	PS-176	PS-100	PS-113
Quartzo	30	25	25	20	20	28	20	18	25	25	25	25	25	30	30
Plagioclásio	20	20	20	25	25	25	20	26	25	25	25	25	15	25	20
K-Feldspato	30	39	37	35	35	29	35	30	26	32	34	35	39	35	39
Hornblenda	8	-	5	-	4	3	5	4	-	-	-	-	3	-	-
Biotita	-	5	5	10	7	8	10	10	10	5	1	5	10	5	5
Muscovita	-	2	-	-	-	-	-	-	-	3	1	-	-	1	1
Clinopirox	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Clorita	-	-	3	Tr	-	1	1	-	-	-	5	Tr	-	1	1
Sericita	-	1	1	1	1	1	2	2	2	1	1	1	1	1	1
Granada	-	-	Tr	-	1	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-
Epidoto	2	1	2	2	3	2	5	4	4	4	3	4	1	Tr	Tr
Fluorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-
Titanita	4	-	1	3	2	1	1	2	2	2	2	2	3	Tr	Tr
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-
Alanita	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	1	-	-	Tr	-	-	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	2	2	1	3	1	1	Tr	1	2	1	1	2	3	1	2
Carbonato	-	1	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	Tr	-	-
Argilomin.	-	1	-	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-	1	1

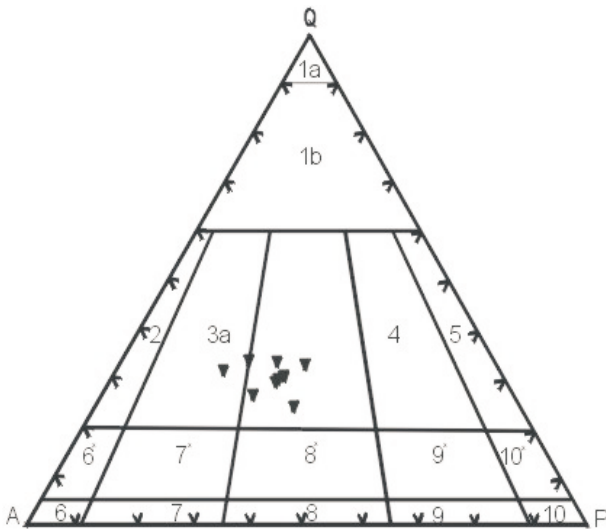
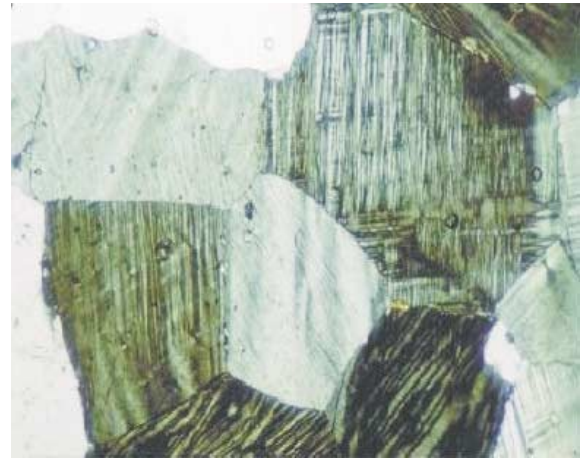
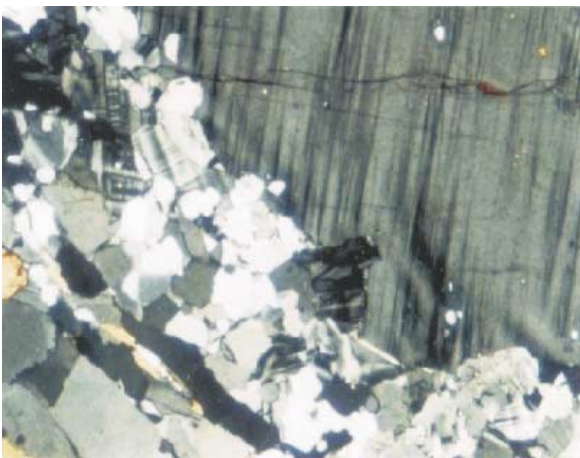


Figura 2.49 – Classificação modal do Granito São Pedro (PPysp). Streckeisen (1976).



Fotomicrografia 2.31 – Biotita metagranito com evidências de recristalização, exibindo mosaicos poligonizados de feldspato potássico e plagioclásio com pontos de junção triplíce (LP x 2,5).



Fotomicrografia 2.30 – Porfiroclastos de feldspato potássico mostrando textura “mortar” e ribbons de quartzo (LP x 2,5).

moidal assimétrica, configurando sombras de pressão. A biotita é lamelar e dispõe-se em discretos níveis descontínuos e ondulados, fortemente orientados. Os cristais de hornblenda formam trilhas de finos grãos recristalizados.

Em zonas de menor *strain*, as feições ígneas primárias, tais como textura porfírica, são preservadas e representadas por megacristais tabulares e euédricos de feldspato potássico e plagioclásio zonados (PS-232, fotografia 2.32).

Os termos protomiloníticos mostram cristais de quartzo exibindo feições deformacionais definidas por discreto estiramento, forte extinção ondulante, imbricamento, com formação de bandas de deformação e subgrãos, não ocorrendo marcante orienta-

ção preferencial dos cristais (PS-196). Localmente, podem ser reconhecidos cristais poligonais ou observados pontos de junções triplíce. Os feldspatos normalmente alinham-se segundo a foliação. Dentre os minerais máficos, biotita e hornblenda exibem fraca a moderada orientação e encontram-se arranjados subparalelamente aos porfiroclastos de quartzo e feldspatos. Juntamente com os zircões, as granadas constituem agregados de cristais xenomórficos e formam núcleos estirados.

Os dados da tabela 2.14 mostram os resultados das análises químicas para elementos maiores, elementos traços e terras-raras das amostras desta unidade.



Fotografia 2.32 – Textura porfírica em metabiotita granito pouco deformado, pertencente ao Granito São Pedro (484218/8919137).

Tabela 2.14 – Análises químicas de elementos maiores, traço e ETR, Granito São Pedro.

Amostras	HG19	HG-115b	HG-119	HG-137a	A-F89	AF-110	AF-130	PS-24	PS-38	PS-53	PS-54	PS-55	PS-83	PS-88	PS-107	CG-141	CG-180	CG-138	CG-158
Elementos Maiores (% peso)																			
TiO <sub>2</sub>	65,37	68,44	60,34	67,46	68,65	63,79	68,53	67,15	73,97	68,48	68,35	66,11	65,26	69,53	73,06	70,98	71,47	73,13	66,69
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,56	0,95	0,52	0,56	0,99	0,69	0,94	0,33	0,78	0,47	0,77	0,5	0,71	0,29	0,25	0,31	0,34	0,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,59	14,94	16,4	14,89	14,74	14,36	14,17	14,95	13,63	14,84	14,42	15,14	15,97	14,81	13,79	14,3	14,14	12,63	14,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,95	3,41	5,75	3,98	2,38	5,27	3,79	3,12	0,87	3,62	3	3,66	3,79	2,46	1,44	2,2	2,26	2,89	6,21
MnO	0,09	0,1	0,12	0,1	0,05	0,06	0,08	0,09	0,11	0,09	0,1	0,11	0,11	0,11	0,09	0,07	0,07	0,06	0,09
MgO	0,88	0,56	1,88	1,54	0,21	1,74	0,59	0,63	0,09	0,85	0,5	0,89	1,26	0,57	0,24	0,32	0,27	0,49	0,75
CaO	3,01	2,18	5,63	3,02	1,5	4,06	2,58	2,89	0,45	3,11	1,88	2,27	3,54	1,58	1,2	1,36	1,53	1,47	2,9
Na <sub>2</sub> O	4,46	4,16	3,7	3,36	3,44	2,99	3,3	3,96	4,44	3,3	3,29	3,59	4,06	4,05	4,16	3,36	3,15	2,68	2,78
K <sub>2</sub> O	2,73	4,7	2,87	4,1	6,46	5,08	4,49	4,52	4,67	3,65	6,08	5,63	3,71	4,8	4,38	5,17	5,25	5,23	4,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,36	0,63	0,27	0,07	0,52	0,5	0,28	0,04	0,31	0,18	0,38	0,21	0,19	0,07	0,07	0,14	0,06	0,4
P.F.	1,28	0,31	0,9	0,49	0	0	0	0,36	0,31	0,46	0,53	0,18	0,4	0,54	0,49	0,62	0,36	-	-
Total	99,25	99,71	99,17	99,72	99,06	98,86	98,72	98,89	98,91	99,48	98,75	98,73	98,81	99,35	99,21	98,68	98,96	98,98	98,3
Elementos Traços (ppm)																			
K	22.663	39.016	23.825	34.035	53.626	42.171	37.273	37.622	38.767	30.800	50.057	46.736	30.798	39.846	36.860	42.918	43.582	43.416	36.941
Rb	120	182	124	190	221	170	163	188	161	137	239	181	126	217	211	349	134	406	112
Sr	433	207	642	466	115	370	220	242	57	223	107	361	777	240	147	142	144	89	256
Ba	1000	1400	1100	940	1008	1091	1338	1500	740	1000	860	1400	1500	1500	730	740	1700	464	2602
Y	44	82	40	29	134	49	141	79	66	74	168	80	106	58	132	78	29	144	74
Zr	514	836	530	244	795	982	1518	689	298	528	498	838	188	613	315	284	619	430	2173
Nb	22	18	15	21	423	232	203	30	34	24	24	18	11	29	36	31	16	504	20
Ta	-	1,3	-	1,7	5,5	2,8	5,4	2,7	2	1,4	1,2	1,5	2,2	2,6	3,1	3,4	-	7,6	2,2
Hf	13	23	14	6,9	21,9	23,7	37,6	18	7,2	14	12	22	4,3	14	10	8,5	21	13,4	51,9
Th	29	36	15	20	42,5	27,6	60,4	31	16	22	36	10	6,1	28	21	42	19	67,8	42,5
U	-	4	4	10	10,6	5	7,1	5	3	2	3	2	-	5	7	9	5	36,6	4,9
Cr	26	29	25	30	-	-	-	30	20	44	38	38	-	24	26	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	10	2	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	22
Pb	-	-	-	-	6	27	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	9
Zn	-	-	-	-	49	48	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	84	105
Co	-	-	-	-	2	2	5	7	-	7	6	5	8	5	-	-	-	4	8
Elementos Terras-Raras (ppm)																			
La	130	120	90	55	119,3	82,3	191,2	100	120	100	170	150	84	120	97	62	42	96,5	184,7
Ce	219	242	160	100	255,5	179	413,4	170	200	170	286	160	87	265	160	150	130	213	349,6
Nd	82	100	61	39	118,8	80,6	188,8	75	91	75	120	120	69	100	83	55	34	98,5	160,1
Eu	2,5	3	2,2	1,3	2,69	2,49	4,97	3,1	1,9	3,1	1,8	3,5	1,9	3,1	2,4	10,4	6,5	18,9	22
Sm	11,1	18,8	9	6,1	21,2	13,6	32,1	14	15,4	14	16,8	19,2	12,7	16,2	14,9	1	2,8	1,04	7,44
Gd	-	-	-	-	17,91	10,54	25,68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17,45	16,68
Tb	1	3	1	-	3,15	1,44	3,88	2	2	2	2	4	1	2	3	2	1	3,13	2,32
Dy	-	-	-	-	20,33	8,75	23,96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22,08	12,86
Hf	-	-	-	-	4,89	1,8	5,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,1	2,74
Br	-	-	-	-	16,13	5,25	15,61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16,31	8,57
Yb	8	8	3	3	14,51	5,16	14,14	9	6	7	13	8	8	8	14	9	3	17,3	9,92
Lu	0,6	1,1	0,5	0,4	2,28	0,73	2,15	1,1	0,6	0,8	1,8	1	0,9	0,9	1,8	1,1	0,5	2,56	1,61
Tm	-	-	-	-	2,15	0,7	2,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,41	1,52



A análise dos elementos maiores e elementos-traço revelam as seguintes características: SiO<sub>2</sub> variando de 60% a 74%; Na<sub>2</sub>O/CaO < 2,0; Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O é proporcional ao aumento de SiO<sub>2</sub> e varia de 6,6% a 9,9%; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O varia entre 0,55 e 1,1; MgO/FeO(t) varia entre 0,1 e 0,4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) varia entre 1,5 e 2.

A análise litoquímica deste conjunto de rochas mostrou um padrão calcioalcalino alto potássio a shoshonítico, em conformidade com os diagramas AFM de Irvine & Baragar (1971) e sílica versus K<sub>2</sub>O de Rickwood (1989), figuras 2.50 e 2.51.

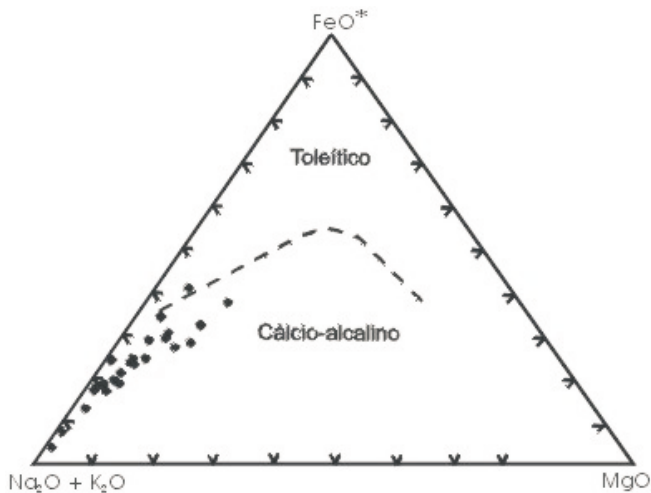


Figura 2.50 – Distribuição das rochas do Granito São Pedro, Irvine & Baragar (1971).

No diagrama de Harris (1986) as rochas desta unidade plotam preferencialmente no campo dos granitos de arco vulcânico, e algumas amostras localizam-se no campo dos granitos pós-colisionais (figura 2.52). Segundo o Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989), constituem rochas meta peraluminosas (figura 2.53).

Os padrões de ETR, normalizados ao manto primitivo indicam um comportamento coerente com a interpretação tectônica dada pelos elementos maiores e traços. As curvas fornecidas mostram um enriquecimento em ETRL e estabilização em ETRP, com discreta anomalia negativa de Eu, compatível com os padrões obtidos para granitos calcioalcalinos (figura 2.54).

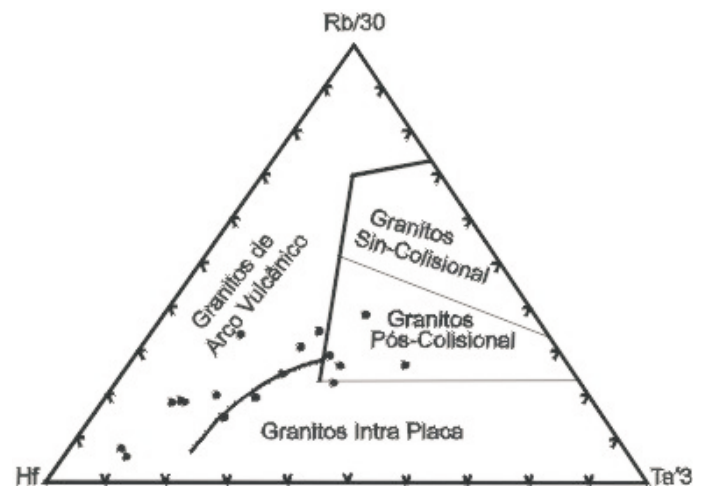


Figura 2.52 – Diagrama de posicionamento tectônico para as rochas do Granito São Pedro, Harris (1986).

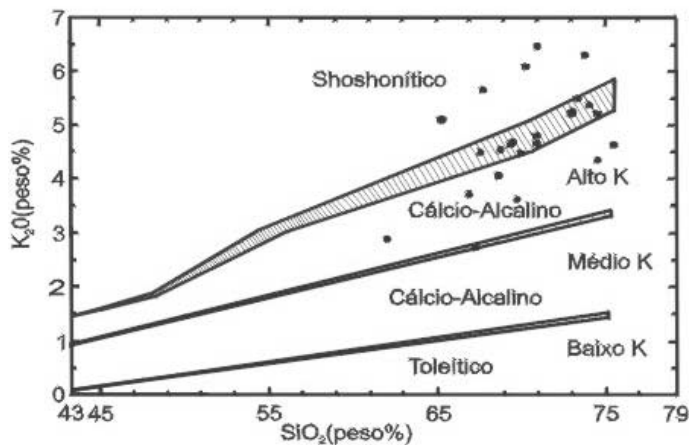


Figura 2.51 – Diagrama K<sub>2</sub>OxSiO<sub>2</sub> para rochas do Granito São Pedro, modificado por Rickwood (1969).

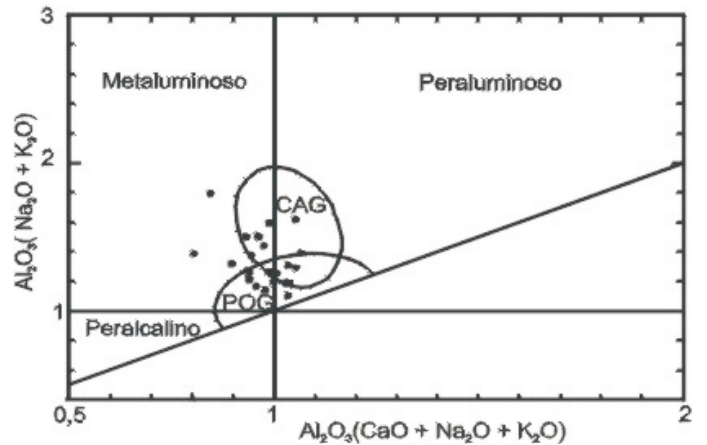


Figura 2.53 – Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989). Granito São Pedro, CAG – Granitos de arco continental, POG – Granitos pós-orogênicos.

No diagrama multielementar (figura 2.55) esses granitóides apresentam um enriquecimento em Rb, Ba, U e Cr.

Datação U/Pb (SHRIMP) em zircões do fácies biotita metagranito porfirítico forneceram idade de  $1.784 \pm 17\text{Ma}$ , interpretada como idade de cristalização. Idades-modelo Sm/Nd em granada granito pórfiro, descrito na Folha Alta Floresta, oscilam entre 2.060 e 2.147Ma (Pimentel, 2001), mostrando valores de eNd(t) entre +0,65 a -1,11 e indicando origem híbrida (crustal e mantélica).

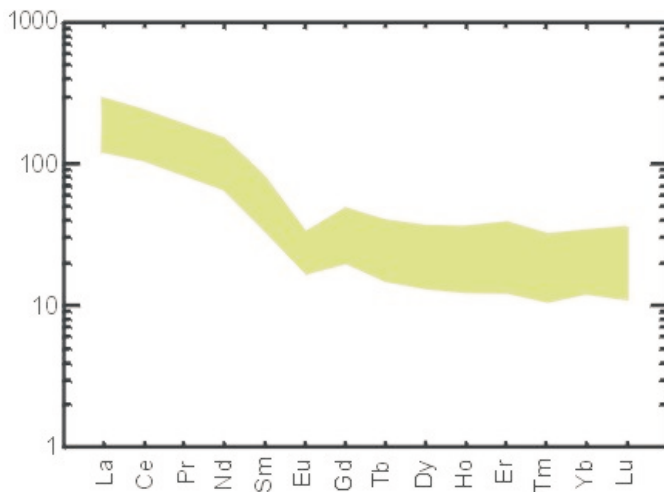


Figura 2.54 – Padrão de ETR normalizado segundo o manto primitivo. Granito São Pedro, Taylor & McLennan 1985).

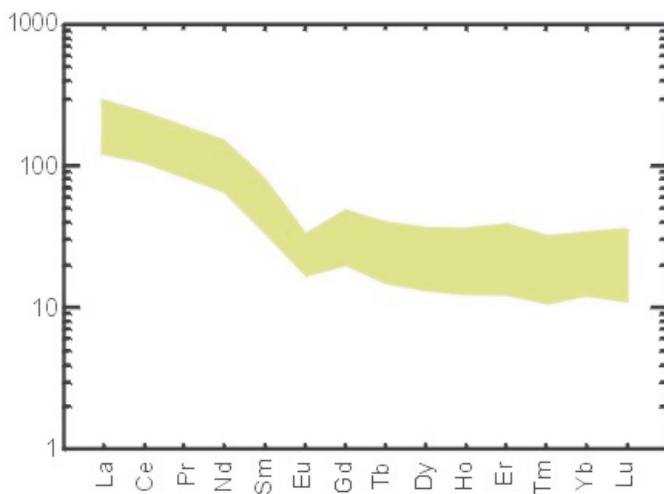


Figura 2.55 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo. Granito São Pedro, Taylor & McLennan 1985).

### 2.2.9 Granito São Romão (PP $\gamma$ sr)

Esta unidade compreende um conjunto de corpos graníticos que foram englobados por Silva *et al.* (1994) como pertencentes ao Complexo Xingu.

Propõe-se neste trabalho a denominação Granito São Romão (PP $\gamma$ sr), em referência ao igarapé homônimo, localizado na porção sudoeste da Folha Rio São João da Barra, para representar um conjunto de granitos calcioalcalinos alto potássio, de granulação muito fina, coloração cinza a cinza-rosada, estirados e orientados segundo a megaestrutura regional WNW-ESE. Estes granitos estão associados a megazonas de cisalhamento dúctil transcorrentes, geradas (ou reativadas) durante a fase de fechamento do Arco Magmático Juruena.

Estes granitos distribuem-se na porção centro-oeste da Folha Rio São João da Barra, sob forma de corpos amalgamados, representados por grandes batólitos e pequenos *stocks*, estirados e orientados segundo a direção WNW/ESE, cobrindo aproximadamente 3.000km<sup>2</sup> ou 17% da área mapeada. Suas melhores exposições localizam-se ao longo dos igarapés São Romão (área-tipo) e do Noca, Rio Juruena e na estrada que liga Nova Bandeirantes-MT à agropecuária Blumenau, onde ocorrem sob forma de blocos e lajeiros de granito fino (PS-23, fotografias 2.33 e 2.34).

A representação cartográfica desta unidade baseia-se, fundamentalmente, em dados de campo, uma vez que em sensores remotos é praticamente impossível sua individualização. Nos mapas aeromagnetométricos de campo residual, estas rochas (juntamente com o Granito São Pedro) respondem pelos mais baixos valores da área (figura 2.56).



Fotografia 2.33 – Vista geral de afloramento do Granito São Romão. PS-23 (410656/8930223).





Fotografia 2.34 – Detalhe do afloramento da foto anterior, mostrando aspecto textural do Granito São Romão.

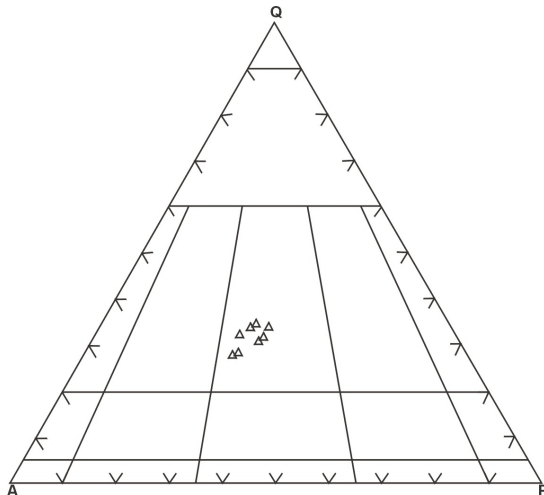
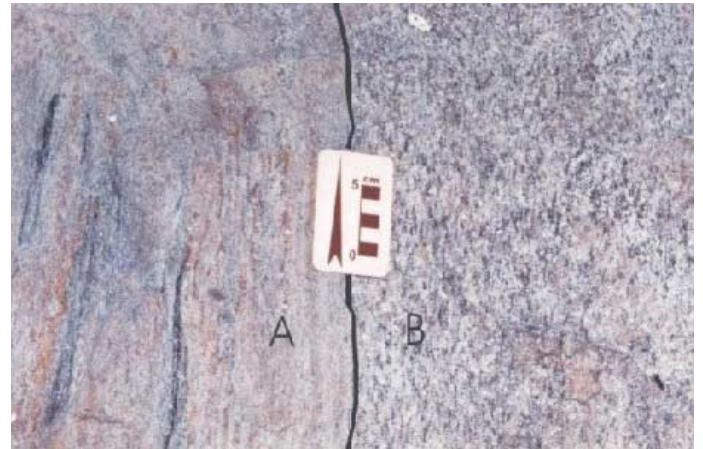


Figura 2.56 – Mapa magnetométrico de campo residual mostrando o limite aproximado da área de ocorrência do Complexo Nova Monte Verde (PPmv), dos granitos São Romão (PPγsr), São Pedro (PPγsp) e Apicás (PPγα).

Esta unidade encontra-se intimamente associada ao Granito São Pedro, entretanto integra um domínio geomorfológico formado por terrenos praticamente planos e arrasados, distinguindo-se dos relevos colinosos, representados pelo Granito São Pedro.

Os contatos do Granito São Romão com o Granito São Pedro, o Complexo Nova Monte Verde e a Suíte Vitória são difusos ou desenham um padrão anastomótico, configurando lentes amalgamadas e tectonicamente justapostas e enfeixadas, delimitadas por megazonas de cisalhamento transtracionais de natu-

reza dúctil a dúctil-rúptil. Em alguns locais, como na estrada que liga Nova Bandeirantes à Fazenda Procomp, observa-se a alternância de afloramentos dos granitos São Pedro e São Romão (PS-97 e PS-101), e o contato difuso entre os gnaisses do Complexo Nova Monte Verde e o Granito São Romão (PS-98, fotografias 2.35 e 2.36).



Fotografia 2.35 – Vista em planta. Contato entre gnaisse bandado do Complexo Nova Monte Verde (A) com o Granito São Romão (B). PS-98 (385117/8929822).



Fotografia 2.36 – Detalhe do afloramento da foto anterior, mostrando contato difuso entre o Complexo Nova Monte Verde (A) e o Granito São Romão (B).

Com a Suíte Intrusiva Jurueña os contatos do Granito São Romão são predominantemente tectônicos.

A análise dos dados estruturais, geocronológicos, litoquímicos e as relações de campo sugerem uma estreita associação desta unidade com os terrenos acresionários de médio a alto grau metamórfico, representados pelos granitos São Pedro e Apicás, Suíte Vitória e Complexo Nova Monte Verde.

Na porção centro-oeste da folha em estudo foram identificados diversos afloramentos característicos do Granito São Romão, representados por granitos protomiloníticos a miloníticos de composição granítica a granodiorítica, além de microgranitos aplíticos. Exemplo disso ocorre nas proximidades da fazenda Quatro Marcos (noroeste de Nova Bandeirantes), onde foi cartografado um granitóide representado por granada-hornblenda-biotita granito protomilonítico de composição granodiorítica, que exibe um proeminente sistema de fraturas extensionais N20°E/65°SE. Este cisalhamento rúptil secciona uma foliação milonítica pretérita de atitude N75°W/35°SW, à qual estão associados milimétricos a centimétricos veios de quartzo. Os veios apresentaram um sistema de fraturas de direção N20°E concordante com o sistema de fraturas extensionais (fotografia 2.37).



Fotografia 2.37 – Vista em planta de granodiorito protomilonítico, com sistema de fraturas N20°E que secciona foliação pretérita (N75°W), à qual está associado o veio de quartzo boudinado. PS-89 (384072/8917257).

A deformação é expressa pela forte anisotropia, revelando termos que exibem variações estruturais em função de sua proximidade ou afastamento das zonas de mais alto *strain*, gradando desde intensamente deformados até praticamente isotropos, com arranjo textural ígneo identificado através da textura porfirítica, onde os cristais prismático-tabulares de feldspatos estão preservados da deformação.

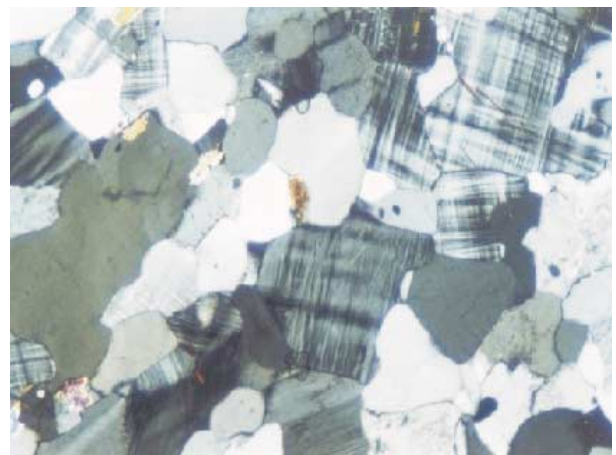
As bandas de cisalhamento mostram uma trama protomilonítica a milonítica tipo LS, paralelizando os cristais de biotita, feldspatos e níveis de quartzo leitoso à foliação.

Em lâmina delgada, mostram processo de recristalização granoblástica posterior aos processos de deformacionais. Nas zonas de maior deformação estas rochas são caracterizadas por exibirem expressiva cominuição mineral. Os processos de recristalização são caracterizados por uma trama representada por um mosaico de cristais poligonizados com pontos de junção tríplice, o que sugere que as rochas desta unidade foram submetidas a um processo de recristalização em ambiente estático, a grande profundidade, provavelmente associado a um pico metamórfico posterior à deformação (fotomicrografia 2.38).

Estas rochas foram geradas em um nível crustal profundo (meso a catazonal), e submetidas a um regime deformacional essencialmente dúctil de natureza transpressional oblíqua. Os indicadores cinemáticos evidenciam movimentações, alternadamente dextrais e sinistras, demarcadas através da assimetria de cristais em estruturas sigmoidais, porfiroclastos de feldspatos rotacionados e sistema de dobras assimétricas.

Na tabela 2.15 é apresentada a composição modal das amostras desta unidade. No diagrama QAP de Streckeisen (1976), plotam predominantemente no campo dos monzogranitos (figura 2.57).

A paragênese mineral destas rochas é essencialmente constituída por feldspato potássico + plagioclásio + quartzo + biotita ± granada. Os minerais acessórios são representados por agregados de cristais xenomórficos de opacos, geralmente bordados por titanita, apatita, zircão e rutilo. Processos de alteração hidrotermal (feldspatização, muscovitização, carbonatação e cloritização) sugerem condições de hidratação em um mecanismo de interação fluido magmático-rocha associado à deformação cisalhante.



Fotomicrografia 2.38 – Textura típica dos granitóides São Romão, exibindo pontos de junção tríplice (LP x 2,5).



Tabela 2.15 – Composição média modal estimada (%), Granito São Romão.

Classificação Petrográfica	Gr-bt granito	Bt-gr granito	Hb-bt metagranito	Microgranito aplítico	Granito aplítico	Bt metagranito aplítico	Bt metagranito	Gr-hb metagranito fino	Gr-bt metagranito feldspatizado
Mineralogia	PS-23	PS-26	PS-86a	PS-94a	PS-95a	PS-97	PS-98	PS-104	PS-105
Quartzo	25	25	30	30	30	30	30	25	30
Plagioclásio	25	25	28	30	30	25	25	25	25
K-Feldspato	39	39	30	36	34	33	37	37	31
Hornblenda	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Biotita	5	2	5	3	3	5	5	3	3
Muscovita	3	-	-	-	Tr	-	1	2	2
Clorita	-	-	-	-	-	1	-	1	-
Sericita	1	Tr	1	Tr	Tr	-	1	-	1
Granada	2	5	-	-	1	-	-	1	1
Epidoto	-	2	2	-	-	1	-	-	2
Titanita	Tr	1	1	-	-	2	-	1	1
Apatita	Tr	-	Tr	-	-	Tr	Tr	-	-
Allanita	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	Tr	1	Tr	1	1	2	Tr	2	2
Carbonato	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Argilominerais	-	-	1	Tr	-	1	1	1	2
Tumalina	-	-	-	-	-	-	-	1	Tr

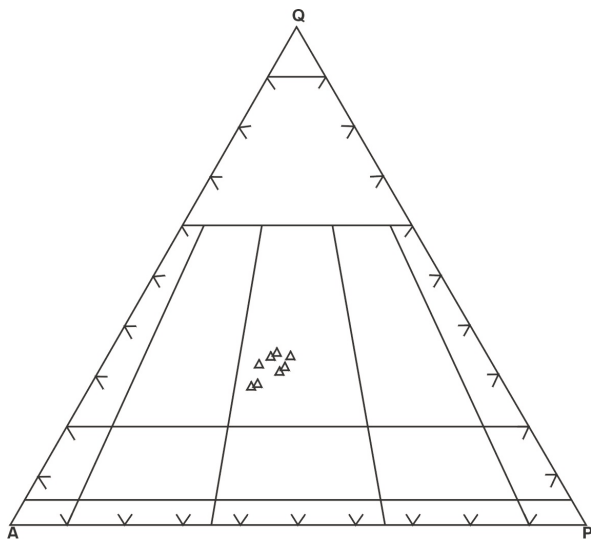


Figura 2.57 – Classificação modal para as rochas representativas do Granito São Romão, Streckeisen (1976).

Os microgranitos constituem os tipos mais representativos. São rochas leuco a mesocráticas, de cor cinza com pontuações verdes a pretas, maciças a foliadas e inequigranulares de granulação fina. A matriz é constituída de mosaicos de cristais poligonizados de quartzo e feldspatos. Os principais tipos lito-

lógicos são biotita metamicrogranito porfírico, granada-biotita microgranito, e metamicrogranito porfírico com magnetita.

Os biotita granitos exibem cor cinza a rósea com pontuações pretas e textura inequigranular fina a média, mostrando, invariavelmente, uma matriz formada por mosaicos de cristais de quartzo e feldspato potássico tabulares, xenomórficos e poligonizados, com pontos de junção tríplice. Apresentam eventual pertitização do feldspato potássico e imbricação entre subgrãos. Cristais xenoblásticos de granada sugerem contribuição sedimentar no processo de formação destes granitos.

Os dados da tabela 2.16 mostram os resultados analíticos para elementos maiores, elementos traços e elementos terras-raras do Granito São Romão, e evidenciam que os litótipos analisados mostram as seguintes características: a) Elevados teores de  $\text{SiO}_2$  (entre 66% e 73%); b) baixo conteúdo em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (média de 14,7%); c)  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$  (média de 3,75); d)  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$  (média de 0,75); e)  $\text{MgO}/\text{FeO}(t) > 0,2$ ; f)  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 1,4$ ; g)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7$  e h) enriquecimento em K, Rb, Sr, Ba, Th e Zr.

A análise dos diagramas litoquímicos revelou tratar-se de uma série calcioalcalina, metaluminosa a peraluminosa, segundo os diagramas de Irvine & Baragar (1971) e Maniar & Piccoli (1989), utilizando o Índice de Shand (figuras 2.58 e 2.59).



Tabela 2.16 – Análises químicas de Elementos Maiores, Elementos-Traços e Terras-Raras do Granito São Romão.

Amostras	PS-23	PS-26	PS-41	PS-158	AF-82a	JD-17b
Elementos Maiores (% peso)						
SiO <sub>2</sub>	68,3	73,26	69,81	69,32	70,73	66
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,38	0,31	0,52	0,66	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,22	13,52	15,15	15,19	12,51	15,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	0,94	2,07	2,71	4,33	3,83
MnO	0,11	0,14	0,07	0,07	0,06	0,08
MgO	0,29	0,08	0,3	0,46	1,03	0,89
CaO	2,04	0,56	0,96	1,32	2,23	3,45
Na <sub>2</sub> O	4,48	4,16	3,87	4,18	2,56	3,24
K <sub>2</sub> O	5,04	5,25	5,42	4,96	4,57	4,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,03	0,07	0,05	0,12	0,18
P.F.	0,36	0,18	0,45	0	0	0
Total	99,35	98,5	98,48	98,78	98,8	98,28
Na <sub>2</sub> O/ K <sub>2</sub> O	0,88	0,79	0,71	0,84	0,56	0,73
Na <sub>2</sub> O/ CaO	2,2	7,42	4,03	3,16	1,15	0,93
MgO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	0,16	0,08	0,14	0,16	0,23	0,23
MgO/MnO	2,64	0,57	4,28	6,57	17,16	11,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	1,7	1,44	1,63	1,66	1,75	2,02
Elementos-Traços (ppm)						
K	41.839	43.582	44.993	41.174	37.937	36941
Rb	195	239	246	175	243	142
Sr	310	75	212	292	176	472
Ba	1.500	630	1.600	1.621	723	1298
Ta	2,7	2,8	1,8	2	5,3	1,6
Y	103	110	63	55	53	36
Zr	604	338	365	374	457	339
Nb	25	33	26	18,6	23,9	17,5
Th	29	27	23	18,3	24,8	21,8
U	6	6	4	2	9,2	3,2
Cr	26	23	-	-	-	-
Cu	-	-	-	1	14	6
Pb	-	-	-	8	11	26
Zn	-	-	-	50	60	46
Co	-	-	-	5	8	8
Elementos Terra-Raras (ppm)						
La	160	90	100	91,3	64,5	61,5
Ce	222	170	130	185	140,5	118,3
Nd	130	94	75	82,3	61,8	54,8
Eu	4,1	2,8	2,2	2,75	1,6	2,22
Sm	22,4	19,7	11,8	13,4	10,5	8,7
Gd	-	-	-	10,47	9,09	6,92
Tb	3	3	2	1,52	1,43	1,01
Dy	-	-	-	9,71	8,93	6,4
Ho	-	-	-	2,02	1,94	1,18
Er	-	-	-	6,04	6,09	3,81
Yb	-	-	-	0,03	6,36	6,86
Lu	1,3	1	0,8	0,91	0,96	0,58
Tm	-	-	-	0,86	0,93	0,53

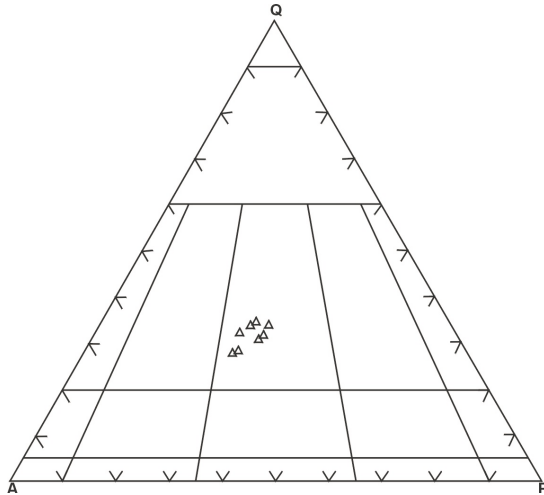


Figura 2.58 – Distribuição das rochas do Granito São Romão, Irvine & Baragar (1971).

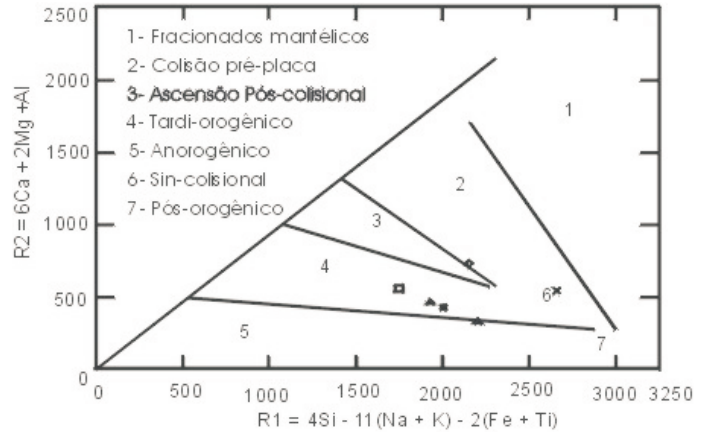


Figura 2.60 – Discriminação do ambiente geotectônico para as rochas do Granito São Romão, Batchelor & Bowden (1985).

No diagrama tectônico de Batchelor & Bowden (1985), estas rochas plotam predominantemente no campo tardi orogênico (figura 2.60). O diagrama de Harris (1986) não mostra uma definição muito clara com relação ao ambiente geotectônico em que se formaram as rochas desta unidade, uma vez que elas plotam indistintamente nos campos dos granitos de arco vulcânico (VAG) e intraplaca (WPG), figura 2.61.

Os padrões de ETR (figura 2.62) indicam um enriquecimento em ETRL e estabilização em ETRP, com anomalia de Eu pouco expressiva, semelhante aos padrões observados em granitos calcioalcalinos.

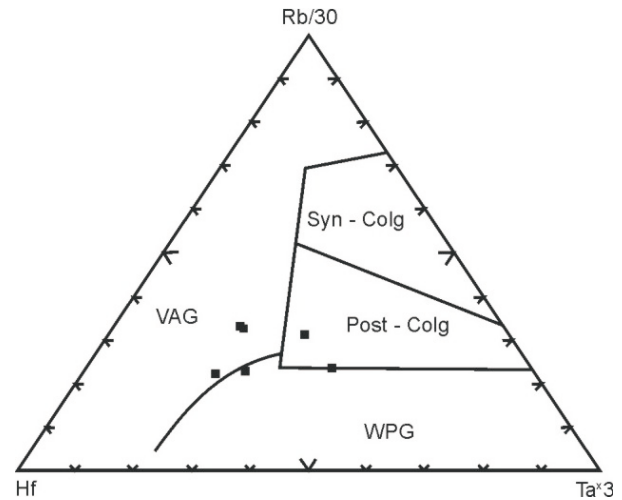


Figura 2.61 – Diagrama de posicionamento geotectônico para as rochas do Granito São Romão, Harris (1986).

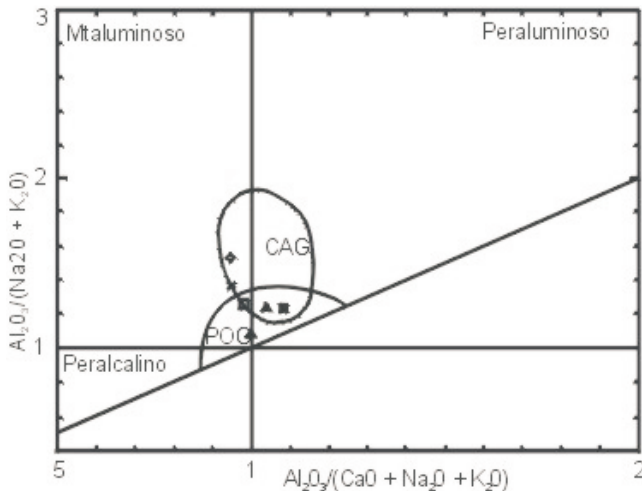


Figura 2.59 – Discriminação do ambiente tectônico para o Granito São Romão. Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989).

A idade de cristalização destes granitos ( $1.770 \pm 9\text{Ma}$ ) foi obtida através de datação U/Pb (SHRIMP) em zircão de biotita metagranito fino (Pimentel, 2002). Idades-modelo Sm/Nd, com valores 2.098 Ma,  $eNd(t) +0,14$  e 2.172Ma,  $eNd(t) -1,43$  em biotita-granada granito e biotita granito, sugerem origem híbrida, mantélico/crustal.

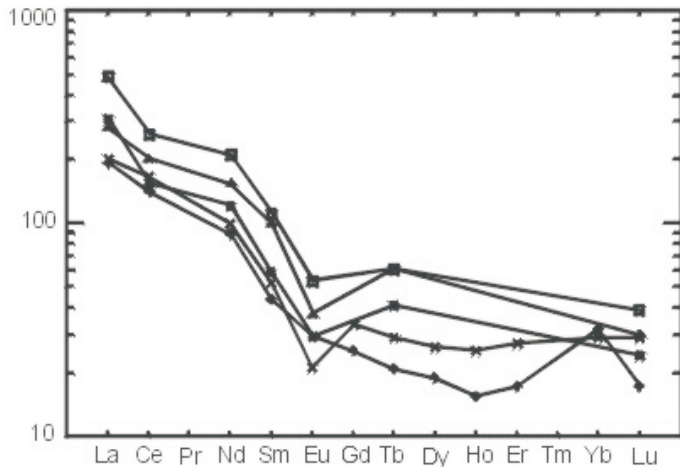


Figura 2.62 – Padrão de ETR normalizado segundo o manto primitivo, Taylor & McLennan (1985). Granito São Romão.

### 2.2.10 Granito Apiacás (PP $\gamma$ a)

Adota-se neste trabalho a denominação Granito Apiacás (PP $\gamma$ a), para designar um conjunto de leucogranitos peraluminosos a granada e/ou duas micas com características petrográficas, litoquímicas, assinaturas geofísica e geoquímica que permitem distingui-los dos demais granitos da área do projeto e classificá-los como granitos paraderivados à duas micas. Ocorrem normalmente sob forma de corpos alongados segundo a estruturação regional WNW-ESE.

Esta denominação foi adotada em virtude da cidade homônima localizar-se sobre o principal corpo granítico representativo desta unidade. Suas melhores exposições ocorrem nas imediações da cidade de Apiacás e na estrada que liga esta cidade à vila Mutum. São facilmente identificáveis pela cor esbranquiçada ou cinza-claro e ocorrem em blocos e matacões, associados a pequenas elevações, constituindo um relevo caracteristicamente arrasado. O solo, produto de sua alteração, é essencialmente arenoso e branco, bastante diferenciado dos demais solos da região. Estas características refletem um padrão textural típico em imagens de sensores remotos, o que permite a individualização desta unidade, com relativa facilidade em relação às demais unidades adjacentes. Na estação PS-246 (estrada que liga Apiacás à Vila Mutum), por exemplo, o contato entre o Granito Apiacás e a Suíte Intrusiva Paranaíta é marcado pela diferença dos tipos de solos.

Nos mapas aerogeofísicos, esta unidade caracteriza-se por apresentar os menores valores radiométricos de K, U, Th e CT em relação às demais rochas graníticas com as quais faz contato (figuras 2.63 e 2.64).

Os mapas geoquímicos de sedimento de corrente das amostras coletadas em drenagens que cortam esta unidade, apresentaram anomalias de cromo, ferro e vanádio, possivelmente associadas a megaenclaves de seqüência supracrustal, representados por formação ferrífera bandada (granada quartzito ferruginoso) associada a granada-muscovita granito fino (PS-261). Foram localizados blocos centimétricos a métricos destes metassedimentos na estrada que liga Apiacás à sede da fazenda Universal (fotografia 2.39).

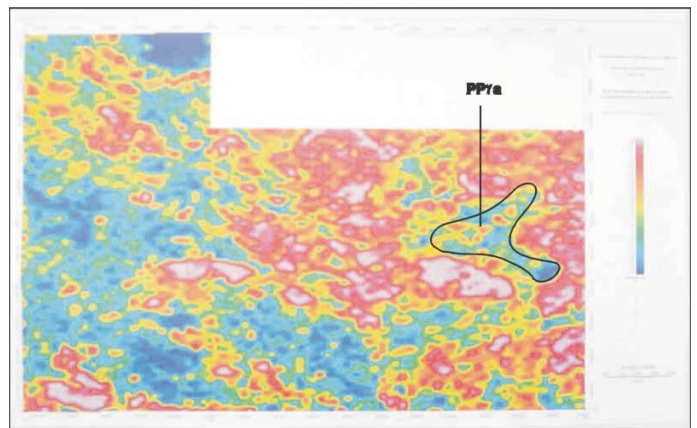


Figura 2.63 – Mapa radiométrico do canal de U mostrando o Granito Apiacás.

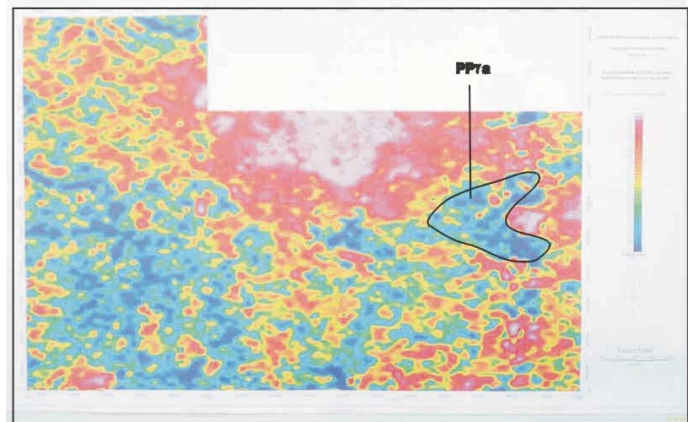


Figura 2.64 – Mapa radiométrico do canal de Th, destacando o Granito Apiacás.





Fotografia 2.39 – Granada quartzito ferruginoso (BIF).  
PS-261 (452000/8947400).

Esta unidade apresenta contatos tectônicos com o Granito São Pedro, a sul de Apicás, onde seus limites são estabelecidos por uma ampla zona de cisalhamento. Os demais contatos são inferidos através de métodos indiretos (sensores remotos, aerogeofísica) ou pelo contraste de solo, no campo.

Os principais litótipos cartografados são muscovita-biotita granito, biotita granito e granada leucogranito, normalmente cinza-claros a esbranquiçados, leucocráticos, textura granoblástica a granolepidoblástica fina a média, localmente porfirítica, com estrutura maciça a levemente orientada, e são constituídos por feldspatos, quartzo, biotita, muscovita e granada.

O feldspato potássico, mineral predominante, ocorre sob forma de cristais tabulares, xenomórficos, estirados, conforme a foliação e com bordas fragmentadas. O plagioclásio é tabular, subidiomórfico, geminado segundo as leis da albita e albita-Carlsbad e encontra-se parcialmente alterado para sericita e carbonato. O quartzo é intersticial aos feldspatos e forma agregados de fragmentos de cristais estirados, imbricados entre si e com forte extinção ondulante. A granada aparece disseminada em cristais milimétricos arredondados e dispersos. A biotita é rara, lamelar, e está em parte cloritizada e/ou muscovitizada. Carbonato, sericita, clorita e muscovita são os principais produtos secundários de alteração hidrotermal.

Um corpo de menores dimensões, não-cartografável na escala de mapeamento, ocorre na porção sudeste da folha (PS-225), intrusivo em rochas supracrustais, metamorizadas, de médio a alto grau, pertencentes ao Complexo Bacaeri-Mogno. Trata-se de uma rocha cinza-claro, esbranquiçada, leucocrá-



Fotografia 2.40 – “Boulders” de granada leucogranito,  
Granito Apicás. PS-225 (488956/8894800).



Fotografia 2.41 – Granada leucogranito, detalhe da  
fotografia anterior. (PS-225 (488956/8894800).

Os valores de sílica acima de 70% revelaram um conjunto de rochas ácidas e sugerem origem crustal com anatexia de material siálico.

Segundo Botelho (2001), a análise das micas da amostra PS-60 confirmou o caráter magmático da muscovita, que possui concentração de até mais de 1% de  $TiO_2$ . A concentração de  $Al_2O_3$  da biotita coexistente, em torno de 16%, indica equilíbrio entre estas micas e confirma o caráter geoquímico aluminoso, sugerindo uma forte contribuição sedimentar para a formação das rochas desta unidade (figura 2.65). São, portanto, granitos do tipo “S”, segundo a classificação de Chappell & White (1974).

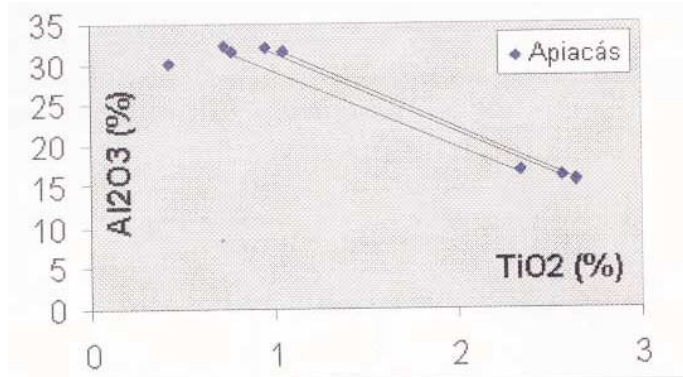


Figura 2.65 – Diagrama  $Al_2O_3 \times TiO_2$  mostrando a composição química das micas do Granito Apicás, Botelho (2001).

Botelho (*op. cit.*) ressalta que este tipo de granito está comumente relacionado a ambiente colisional, mas sugere a hipótese mesmo estar relacionado a um evento tardio, pós-tectônico, de granitogênese peraluminosa.

A associação do Granito Apicás com o conjunto de granitos que fazem parte dos terrenos acrescionários de médio a alto grau metamórfico, relacionados a zona de cisalhamento dúctil contracional, responsável pela justaposição de blocos crustais, indica que este granito foi gerado em ambiente sin a pós-colisional.

A tabela 2.17 ilustra a distribuição modal do Granito Apicás, cujas amostras, quando plotadas no diagrama QAP de Streckeisen (1976), mostram tendência para monzogranitos (figura 2.66).

A tabela 2.18 apresenta os resultados litoquímicos para amostras do Granito Apicás. São granitos calcioalcalinos alto potássio, peraluminosos, formados em ambiente sincolisional (figuras 2.67 a 2.70).

Os padrões de ETR indicam um enriquecimento em ETRL e estabilização em ETRP, com discreta anomalia de Eu. O diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo, de acordo com Taylor & McLennan (1985) evidencia enriquecimento em Rb, Ba e U (figuras 2.71 e 2.72).

Não foi possível realizar nenhuma datação em rochas desta unidade, entretanto em função das suas relações com as unidades adjacentes e considerando a evolução geotectônica proposta para a área, admite-se que tenham sido geradas durante a fase sincolisional de evolução do Arco Magmático Jurueña, com subducção de uma placa litosférica e fusão

Tabela 2.17 – Composição modal estimada (%). Granito Apicás.

Amostras	PS-60	PS-62	PS-63	PS-225
Minerais				
Quartzo	25	20	20	30
Feldspato Potássico	29	33	35	37
Plagioclásio	25	30	25	20
Biotita	05	08	05	01
Muscovita	10	03	05	03
Epidoto	03	03	04	-
Granada	01	-	-	05
Sericita	01	01	02	01
Argilominerais	01	01	01	-
Opacos	Tr	01	01	Tr
Apatita	Tr	Tr	Tr	-
Titanita	Tr	Tr	-	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr
Carbonato	-	-	-	03

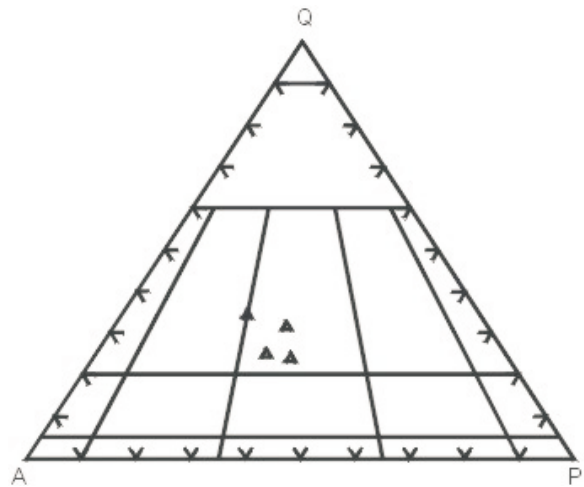


Figura 2.66 – Distribuição modal das amostras do Granito Apicás, Streckeisen (1976).

crustal, contemporaneamente à geração das rochas do Complexo Nova Monte Verde e dos granitos São Pedro ( $PP\gamma_{sp}$ ), São Romão ( $PP\gamma_{sr}$ ) e Suíte Vitória ( $PP\gamma_v$ ), cujas datações (U/Pb) acusaram valores ao redor de 1,78Ga (tabela 210).



Tabela 2.18 – Análises químicas de Elementos Maiores, Elementos-Traços e Terras-Raras - Granito Apiacás.

Amostras	PS-60	PS-62	PS-63	PS-225	AF-78
Elementos Maiores (% peso)					
SiO <sub>2</sub>	71,33	63,81	68,69	72,42	73,91
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,26	0,34	0,02	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,22	18,24	15,92	14,98	12,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	2,21	2,1	0,62	2,35
MnO	0,08	0,07	0,13	0,03	0,05
MgO	0,34	0,39	0,46	0,16	0,39
CaO	1,77	1,79	2,06	1,49	2,17
Na <sub>2</sub> O	3,85	3,88	4,03	3,79	0,58
K <sub>2</sub> O	3,81	4,36	4,22	4,63	7,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,1	0,16	0,1	0,04
P.F.	0,54	3,55	0,58	1,6	0,8
Total	98,4	98,66	98,69	99,84	100,00
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,01	0,89	0,96	0,82	0,08
Na <sub>2</sub> O/CaO	2,18	2,17	1,96	2,54	0,27
MgO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	0,27	0,18	0,22	0,26	0,17
MgO/MnO	4,25	5,57	3,54	5,33	7,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	1,99	2,22	1,93	1,78	1,60
Elementos-Traços (ppm)					
Rb	194	176	220	97,4	245,8
Sr	418	473	443	157,2	98,7
Ta	-	2,7	2,9	8,9	2,1
Ba	1.100	1100	1.500	447	1.041
Y	32	29	36	25	69,8
Zr	137	358	323	91,7	624,1
Nb	23	25	27	2,1	22,2
Th	16	29	23	2,4	30,1
U	2	5	3	1,1	5,9
Cu	-	-	-	5	2
Pb	-	-	-	2	5
Zn	-	-	110	-	-
Co	-	7	-	1,2	1,8
Elementos Terras-Raras (ppm)					
La	33	36	100	24,7	90,4
Ce	95	76	160	46,1	197,7
Nd	35	27	74	16,3	84,5
Eu	1,2	1,1	2,0	0,53	1,75
Sm	5,9	4,4	1,2	2,8	14,7
Gd	-	-	-	2,37	12,26
Tb	-	-	10	0,4	1,92
Dy	-	-	-	3	12,52
Er	-	-	-	2,52	8,26
Yb	5	3	4	2,96	7,26
Lu	0,6	0,4	0,5	0,4	1,05
Hf	3,6	9,4	8,9	3,3	17,1
Ta	-	2,7	2,9	8,9	2,1
Tm	-	-	-	0,41	1,12

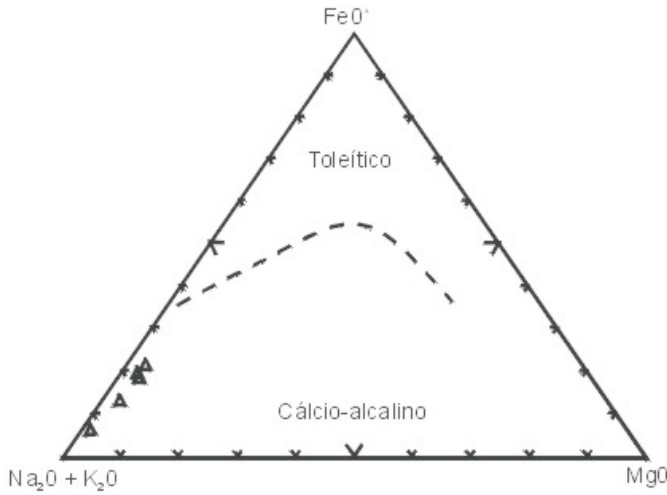


Figura 2.67 – Distribuição das rochas do Granito Apicás, segundo Irvine & Baragar (1971).

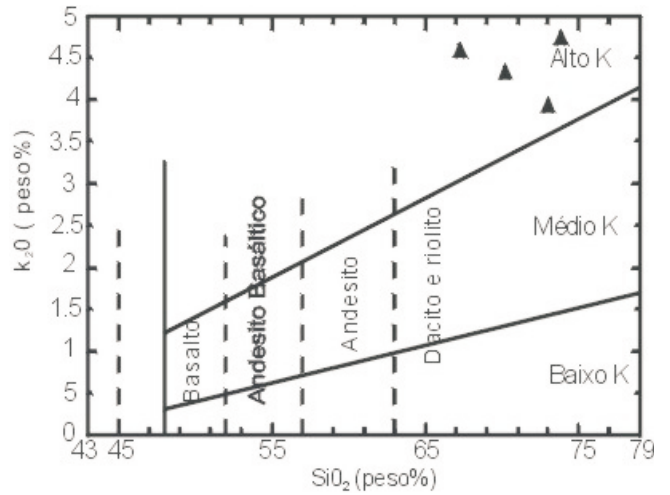


Figura 2.69 – Discriminação das rochas do Granito Apicás, Le Maitre (1989).

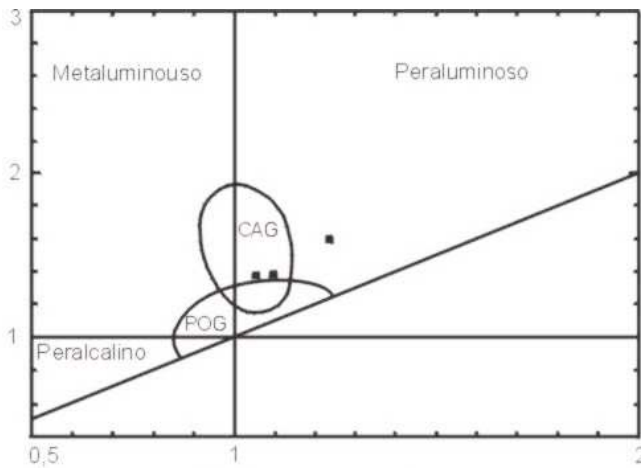


Figura 2.68 – Amostras do Granito Apicás. Índice de Shand modificado por Maniar & Piccoli (1989).  
CAG - Granitos de arco vulcânico.

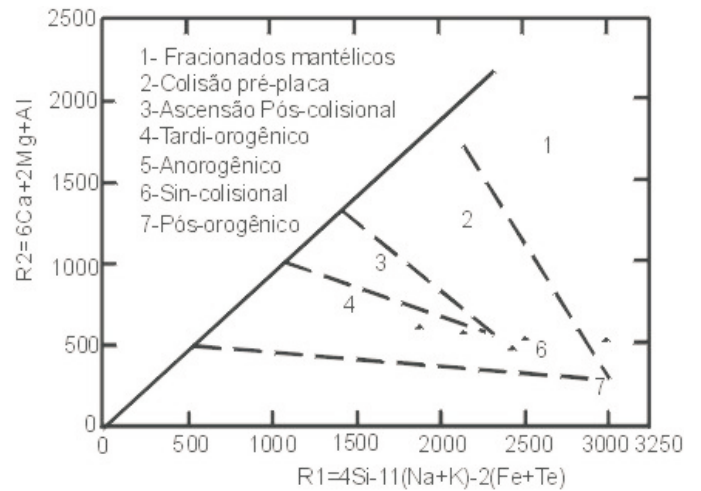


Figura 2.70 – Discriminação do ambiente geotectônico para as rochas do Granito Apicás, segundo Batchelor & Bowden (1985).

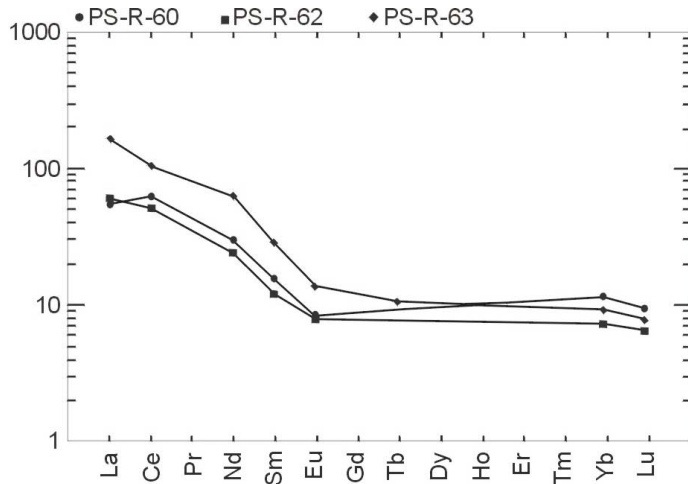


Figura 2.71 – Padrão de distribuição dos ETR para o Granito Apicás, normalizados ao manto primitivo, Taylor & McLennan (1985).

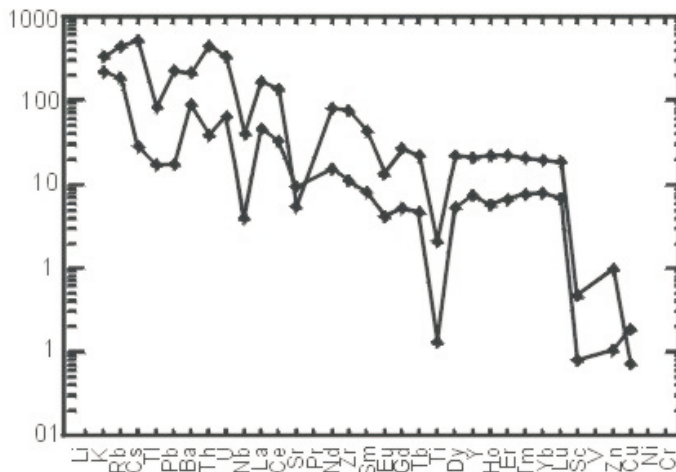


Figura 2.72 – Padrão multielementar para o Granito Apicás, normalizado ao manto primordial, Taylor & McLennan (1985).

### 2.2.11 Granito Teles Pires (PP $\gamma$ tp)

Silva *et al.* (1974) introduziram este termo para nominar um conjunto de corpos anelares, graníticos, anorogênicos, subvulcânicos e intrusivos, de tendência alaskítica, e cogenéticos ao vulcanismo Iriri. Posteriormente, Issler *et al.* (1974, 1977) utilizaram esta denominação e incluíram esses corpos cratogênicos no Grupo Uatumã (Caputo *et al.* 1972), como representantes comagmáticos do vulcanismo Iriri e subseqüentes ao Evento Transamazônico.

Souza *et al.* (1979) identificaram na região de Alta Floresta/Peixoto de Azevedo diversos corpos plutônicos circulares, pós-orogênicos, associados ao magmatismo Teles Pires, cujos principais litótipos foram classificados como alcaligranitos rapakivíticos, viborgitos e piterlitos.

Tassinari (1981) refere-se a diversos conjuntos de intrusões graníticas relacionadas ao Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena, ressaltando que o Granito Teles Pires corresponderia a um magmatismo pós-tectônico de natureza subvulcânica e que no âmbito da Província Rio Negro-Juruena, sua ocorrência estaria restrita à faixa que se estende desde Porto Velho até as imediações do rio Juruena.

Issler *et al.* (1985) consideram esses granitos anorogênicos associados ao Evento Parguazense (1.600-1.300Ma) e gerados em ambiente extensional dentro de um mesmo ciclo de magmatismo.

Marauí & Veiga (1985) registraram na região de Novo Planeta um batólito granítico com cerca de 300km<sup>2</sup>, balizado por falha E-W e representado por biotita granito porfirítico com xenólitos de rocha vulcânica ácida.

Com base em dados geocronológicos U/Pb, Pinho *et al.* (2001) propõem a retomada do termo Teles Pires, segundo a conceituação original, proposta por Basei (1978), para nominar o vulcano-plutonismo que ocorre no norte de Mato Grosso, em substituição ao termo Iriri.

No presente relatório é mantida a designação Granito Teles Pires, para descrever um conjunto de corpos plutônicos, pós-orogênicos, calcioalcalinos alto potássio, intrusivos e subvulcânicos, de idade U/Pb 1.757Ma, representados na Folha Rio São João da Barra por diversos *stocks* subarredondados e um batólito ovalado, associados ao magmatismo pós-colisional do final da evolução do Arco Magmático Juruena.

São rochas de coloração vermelho tijolo, inequigranulares, porfiríticas, granulação média a grossa, e contêm pórfiros de até 2cm de quartzo azulado e pórfiros de feldspato potássico e plagioclásio com até 4cm, distribuídos em uma matriz de composição granítica (fotografia 2.42).

Caracterizam-se por apresentar textura *rapakivi*/anti-*rapakivi* e veios aplíticos tardios de microgranitos (fotografia 2.43).

Englobam, localmente, xenólitos de até 15cm de rocha de composição diorítica. Os dados de campo, litoquímicos e geocronológicos permitiram dissociar o Granito Teles Pires (U/Pb 1.757Ma), do vulcanismo que ocorre na área (Suíte Colíder, U/Pb 1.800Ma).



Fotografia 2.42 – Típico granito rapakivítico Teles Pires exibindo fenocristais de quartzo azulado, feldspato alcalino e plagioclásio. PS-289 (423600/8955800).



Fotografia 2.43 – Mesmo ponto da foto anterior. Granito pórfiro exibindo textura rapakivi/anti-rapakivi.

Com base em dados de campo, estudos aerogeofísicos e imagens de sensores remotos, foram cartografados um batólito e três *stocks* de contornos sub-circulares e elípticos, intrudidos nos vulcanitos ácidos da Suíte Colíder e granitos da Suíte Intrusiva Juarena. O batólito localiza-se na porção norte da área (cabeceras do rio Ximari), apresenta superfície aflorante de cerca de 500km<sup>2</sup>, exibe aspecto grosseiramente circular e relevo proeminente, perfeitamente definido em imagens de satélite.

Em imagens aerogeofísicas gamaespectrométricas (figura 2.73), este maciço exibe o mais expressivo relevo radiométrico da área (contagem total e canais de U, K e Th), confirmado nos afloramentos visitados, nos quais a radiação situa-se ao redor de 250cps (cintilômetro SPP-2) para um BG regional ao

redor de 60cps. Os mapas aeromagnetométricos de campo residual e sinal analítico revelaram baixos valores (anomalia negativa) para as rochas desta suíte.

Encontra-se afetado por uma tectônica WNW-ESE, essencialmente rúptil, e mantém contato intrusivo com as vulcânicas da Suíte Colíder.

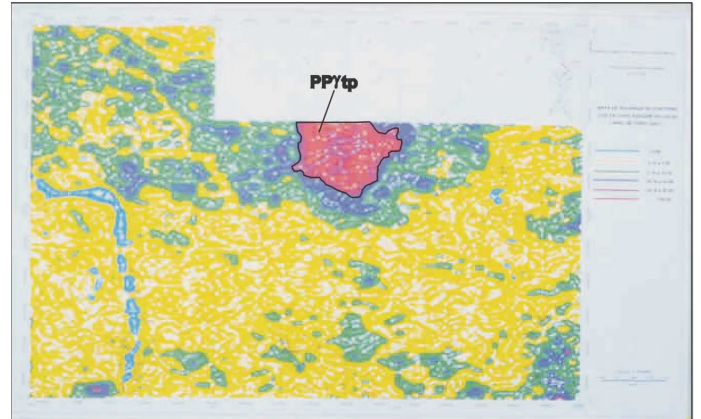


Figura 2.73 – Valores radiométricos do canal de Th, destacando o batólito (vermelho) Teles Pires cartografado na Folha SC.21-V-D.

No extremo-leste da folha, região do baixo curso do rio Apiacás, nas proximidades da barra do igarapé Pau Mole, foi cartografado um *stock* alinhado na direção EW com cerca de 20km de comprimento, que se estende até a Folha Alta Floresta. É constituído de biotita monzogranito *rapakivi/anti-rapakivi* (PT-72 e PT-76), intrudido em microgranitos e metarriodacitos pórfiros da Suíte Colíder. A rocha apresenta cor rosada a vermelho-tijolo, pintalgada de verde-escuro e preto, estrutura maciça e textura porfírica. Na corredeira do Papagaio, este maciço está representado por uma rocha de coloração rosa, granulação média, composição essencialmente granítica, porfírica, mostrando textura *rapakivi*, exibindo conspícua foliação cataclástica (fraturas de cisalhamento N70°W) e contendo encaves centimétricos de rocha de composição diorítica.

No quadrante noroeste foram registrados dois *stocks*, com 5km<sup>2</sup> e 25km<sup>2</sup>, ambos com aspecto ovalado. O corpo maior foi delimitado através de radiometria (canal de Th). O menor está localizado a norte da região garimpeira do Novo Astro (varadouro do Zé Bigode). Este corpo apresenta-se isótopo, granulação média a grossa e cor rosada com manchas verdes e cinzas, com pirita e magnetita associadas a intenso processo de alteração hidrotermal, representado por saussuritização (do plagioclásio) e cloritização (da biotita).



Os litótipos que compõem esta unidade são predominantemente graníticos, petrograficamente classificados como biotita granitos, biotita monzogranitos e granitos porfiríticos. Apresentam uma assembléia mineral composta essencialmente por feldspato potássico (41%) + plagioclásio (23%) + quartzo (21%) ± biotita. Titanita, opacos, apatita, zircão, fluorita e allanita são os minerais acessórios mais comuns. Epidoto, clorita, sericita e argilominerais são os principais produtos de alteração hidrotermal.

Os biotita granitos são rochas mesocráticas de cor vermelho-tijolo com manchas verdes e cinzentas, textura inequigranular média a grossa e estrutura maciça a discretamente foliada. O feldspato potássico encontra-se representado na matriz por cristais tabulares xenomórficos a subidiomórficos, geralmente pertíticos e localmente zonados. O plagioclásio é representado por cristais prismáticos, tabulares e idiomórficos, e o quartzo forma agregados e é encontrado nos interstícios entre os feldspatos. A biotita é esverdeada, exibe hábito lamelar e apresenta-se parcialmente cloritizada.

Os biotita monzogranitos são maciços, coloração rosada com manchas verdes acinzentadas, textura porfirítica inequigranular média a grossa. Na matriz, o quartzo é intersticial e a biotita é verde, lamelar e encontra-se parcialmente cloritizada. Os feldspatos caracterizam-se por apresentar textura *rapakivi/anti-rapakivi*.

Os granitos porfiríticos caracterizam-se por apresentarem grandes variações granulométricas. São rochas de coloração rósea com manchas brancas e pretas, maciças a discretamente deformadas. Os

pórfiros de quartzo azulado exibem seus bordos corroídos. O feldspato potássico é tabular e xenomórfico, o plagioclásio tabular euedral e o quartzo ocorre intersticialmente aos feldspatos. A biotita é lamelar e mostra coloração parda.

Foram selecionadas dez amostras de rocha que representam a distribuição modal do Granito Teles Pires na área do projeto (tabela 2.19).

Este conjunto apresenta grande uniformidade composicional e no diagrama QAP de Streckeisen (1976), plotam no campo dos granitos e no limite com os quartzo-sienitos e quartzo-monzonitos (figura 2.74).

A tabela 2.20 mostra os resultados litoquímicos para elementos maiores, elementos-traço e elementos terras-raras de amostras de rocha do Granito Teles Pires, Suíte Colíder e Suíte Intrusiva Paranaíta.

A análise dos dados relativos aos elementos maiores e traço do Granito Teles Pires revelou os seguintes parâmetros: a)  $\text{SiO}_2$  variável entre 70% a 73%; b)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  baixo, (média de 13,42%); c)  $\text{K}_2\text{O} > 5\%$ ; d)  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$  entre 1,79 e 4,9; e)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$ , proporcional ao teor de  $\text{SiO}_2$ ; f)  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$ ; g)  $\text{MgO}/\text{FeO}(t) < 0,3$ ; h)  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 1,5$ ; i) enriquecimento em Rb, Ba e Sr.

De acordo com os dados litoquímicos, o Granito Teles Pires apresenta tendência calcioalcalina alto-K (figuras 2.75 e 2.76).

São granitos metaluminosos classificados como pós-orogênicos (figura 2.77).

No diagrama de Harris (1986) as amostras desta unidade plotam no campo dos granitos gerados em ambiente de arco vulcânico (figura 2.78).

Tabela 2.19 – Composição modal estimada (%) – Granito Teles Pires.

Amostras	CC-222	CC-288	GM-07	GM-10	PV-195	PS-289	PS-215	PS-218	PT-72	PT-76
Minerais										
Quartzo	25	25	18	18	25	25	25	22	16	15
Feldspato Potássico	42	33	43	45	48	36	35	38	45	45
Plagioclásio	25	28	25	25	20	25	20	20	20	20
Biotita	3	1	1	1	4	2	3	3	5	10
Sericita	1	2	2	2	1	2	2	3	2	2
Epidoto	1	2	3	1	-	3	5	5	3	3
Clorita	2	5	3	3	1	3	3	3	3	3
Carbonato	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-
Zircão	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-	-
Fluorita	-	-	1	1	tr	tr	-	tr	-	-
Titanita	tr	tr	1	tr	-	2	3	2	2	1
Argilominerais	1	1	2	1	-	1	1	1	2	2
Opacos	tr	3	-	-	-	-	-	-	-	-
Allanita	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-



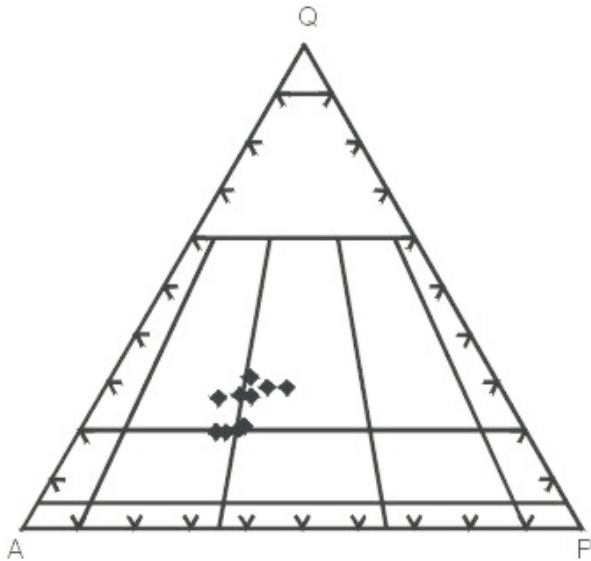


Figura 2.74 – Distribuição modal do Granito Teles Pires (PPγtp), Streckeisen (1976).

De acordo com Rogers & Greenberg (1981a,b), esse conjunto representaria uma fase transicional entre uma crosta continental estabilizada e uma orogénia. Os padrões apresentados pelos ETR para esses granitos, mostra um enriquecimento em ETRL e estabilização em ETRP, exibindo discreta anomalia negativa para Eu (figura 2.79).

Estas seqüências pós-colisionais caracterizam-se por apresentarem elevada contribuição crustal (Taylor & McLennan, 1985), demonstrada pelo comportamento do padrão de elementos-traço (tabela 2.20), que mostra valores anômalos para Rb, Zr, Sr e Ba (figura 2.80).

Nos diagramas ETR e multielementares normalizados segundo o manto primitivo, a distribuição das amostras da Suíte Colíder mostraram maior compatibilidade com as amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta (figuras 2.81 e 2.82), comparativamente àquelas do Granito Teles Pires.

É possível que haja na área do Promin Alta Floresta mais de um ciclo vulcano-plutônico, além do conjunto vulcano-plutônico representado pela Suíte Colíder/Suíte Intrusiva Paranaíta. É provável até mesmo que o Granito Teles Pires possua o seu cogenético vulcânico.

De acordo com Barbarian (1987), a origem mista desse conjunto de rochas calcioalcalinas sugere, através de associações mineralógicas específicas, como biotita e hornblenda, um ambiente tectônico transicional entre zona de colisão/subducção.

As idades U/Pb de  $1.757 \pm 16$  Ma e idade-modelo Sm/Nd de 2.100 Ma foram obtidas por Santos *et al.* (2000), a partir de análise de amostras do Granito Teles Pires, coletadas na região de Terra Nova do Norte-MT, Folha Vila Guarita.

Tabela 2.20 – Análises químicas de elementos maiores, elementos-traços e terras-raras – Granito Teles Pires, Suíte Colíder e Suíte Intrusiva Paranaíta.

Amostras	GM-07	GM-10	PV-195	PS-73	PS-74	PS-75	CC-13	CC-155	CC-156
UNIDADE	GRANITO TELES PIRES			SUÍTE COLÍDER			SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA		
Elementos Maiores (% peso)									
SiO <sub>2</sub>	71,32	72,89	70,62	69,37	66,83	64,69	63,88	58,86	63,07
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,27	0,51	0,6	0,67	0,77	0,61	0,88	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,77	13,56	12,93	12,52	13,93	13,68	15,14	16,84	14,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,08	1,57	3,62	5,24	5,11	5,24	4,68	7,14	5,72
MnO	0,11	0,11	0,05	0,15	0,1	0,14	0,09	0,22	0,09
MgO	0,47	0,33	0,6	1,04	1,09	1,01	2,08	3,03	2,18
CaO	1,07	0,94	1,61	1,27	1,54	2,97	3,65	4,71	3,44
Na <sub>2</sub> O	4,1	3,94	2,88	2,11	3,26	3,71	3,13	4,67	2,83
K <sub>2</sub> O	4,89	5,03	5,08	5,39	4,87	4,49	4,29	2,67	4,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,05	0,2	0,18	0,17	0,27	0,26	0,41	0,48
P.F.	0,76	0,71	1,6	1,27	2,1	2,24	1,9	0,5	1,5
Total	99,17	99,4	99,7	99,14	99,67	99,21	99,71	99,93	99,7
Na <sub>2</sub> O/ K <sub>2</sub> O	0,84	0,78	0,57	0,39	0,67	0,83	0,73	1,75	0,59
Na <sub>2</sub> O/ CaO	3,83	4,19	1,79	1,66	2,12	1,25	0,86	0,99	0,82
MgO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	0,23	0,21	0,17	0,2	0,21	0,19	0,44	0,42	0,38
MgO/MnO	4,27	3	12	6,93	10,9	7,21	23,11	13,77	24,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	1,53	1,51	1,62	1,67	1,71	1,67	2,04	2,29	1,93
Elementos-Traços (ppm)									
Rb	231	211,5	333,2	296	177,4	164	188,5	186	207,1
Sr	147	92	137,4	140	154,9	132	534,3	432	471,7
Ba	620	370	636	1.300	-	1.200	-	500	-
Y	101	69	167	53	65	75	34	39	56,6
Zr	574	451	490	532	539,9	532	314	198	590
Nb	47	43	25,8	17	-	21	19,6	12	25,7
Th	30	28	74,2	24	17,9	22	17,9	11	26,2
U	6	7	19,7	4	5	3	5,9	6	12,3
Cu	-	14	8	-	4	-	14	-	7
Pb	-	6	46	-	15	-	10	-	10
Zn	-	44	320	-	87	-	70	130	84
Co	-	1,4	5,8	6	8,1	8	12,1	22	14,7
Elementos Terras-Raras (ppm)									
La	100	73	238	74	83,7	99	55,8	73	80,4
Ce	207	160	295,3	130	173,9	180	116,1	120	171,1
Nd	83	54	158,4	65	82,9	88	49,1	54	77,2
Eu	1,3	0,8	1,99	1,7	2,18	2,2	1,52	1,7	1,93
Sm	14,1	9,2	22,8	10,8	13,6	14,5	8,5	8,2	12
Gd	-	8,03	21,5	-	12,24	-	7,14	-	9,91
Tb	2	2	3,26	2	1,76	2	1,03	1	1,44
Dy	-	-	20,3	-	11,28	-	5,78	-	8,72
Er	-	6,61	13,78	-	7,13	-	3,98	-	6,11
Yb	10	7	12	-	-	-	3,81	5	6,49
Lu	1,4	1	1,87	0,8	-	0,9	0,64	0,6	1,04
Tm	-	0,97	1,79	-	-	-	0,53	-	0,92
Hf	17	13	14,2	-	-	-	7,8	6,2	14,9
Ta	2,8	2,1	2,4	-	-	-	20,8	1,2	8,2

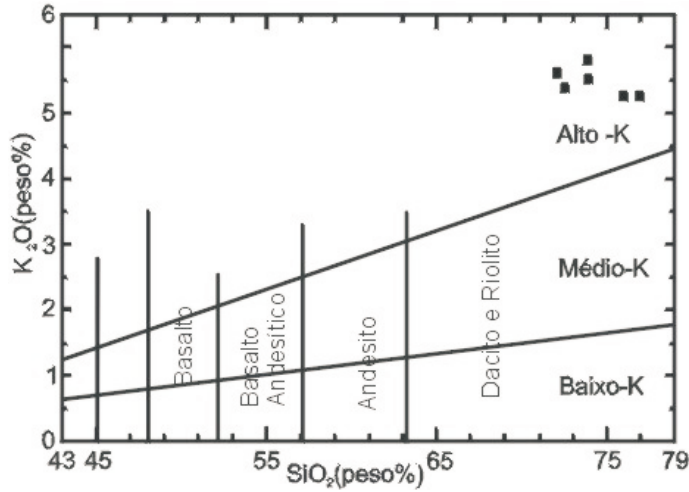


Figura 2.75 – Distribuição das amostras do Granito Teles Pires, Le Maitre (1989).

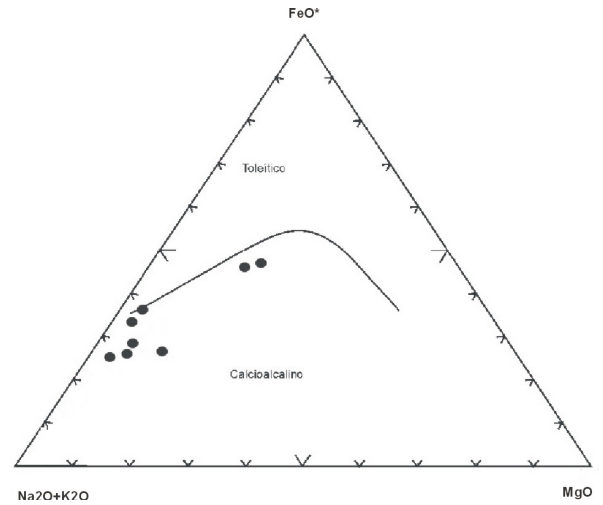


Figura 2.76 – Distribuição das amostras do Granito Teles Pires. Irvine & Baragar (1971).

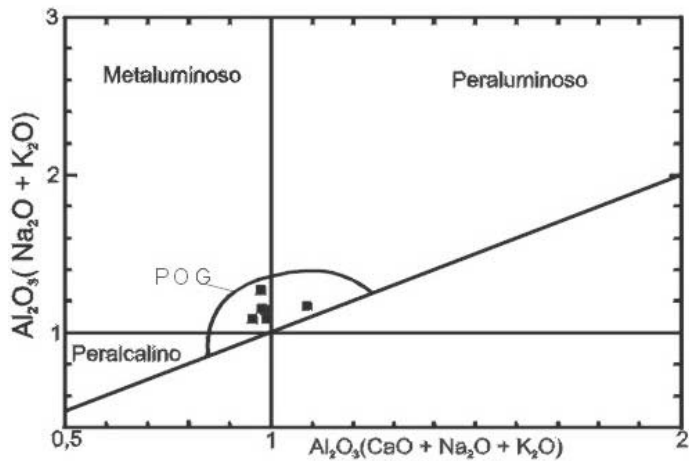


Figura 2.77 – Amostras do Granito Teles Pires. Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989).  
POG – Granitos pós-orogênicos.

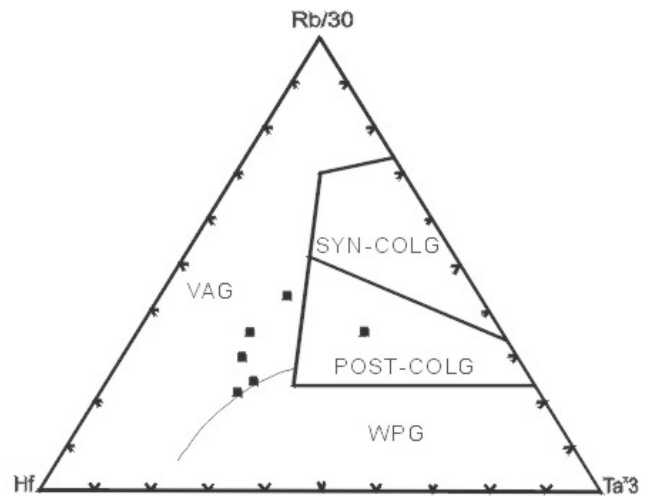


Figura 2.78 – Diagrama de Harris (1986) aplicado às rochas do Granito Teles Pires. VAG - Granitos de arco vulcânico. POST-COLG - Granitos pós-colisionais.

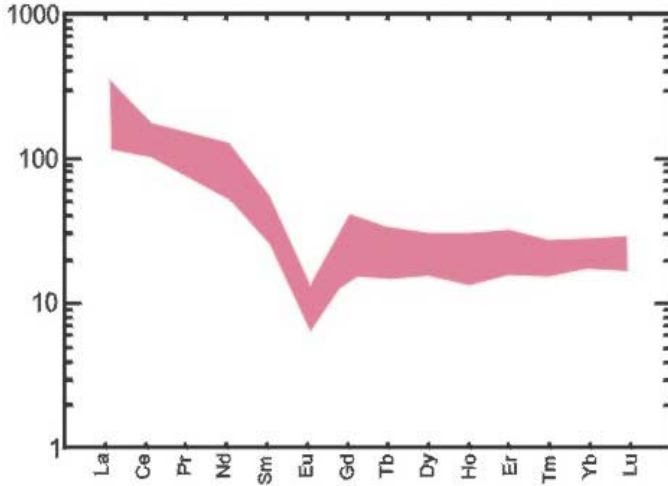


Figura 2.79 – Diagrama ETR normalizado segundo o manto primitivo, aplicado às rochas do Granito Teles Pires, segundo Taylor & McLennan 1985.

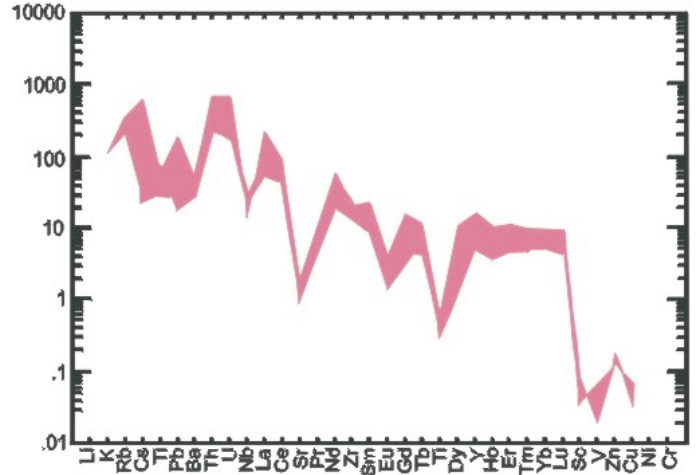


Figura 2.80 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo, aplicado às rochas do Granito Teles Pires, Taylor & McLennan (1985).

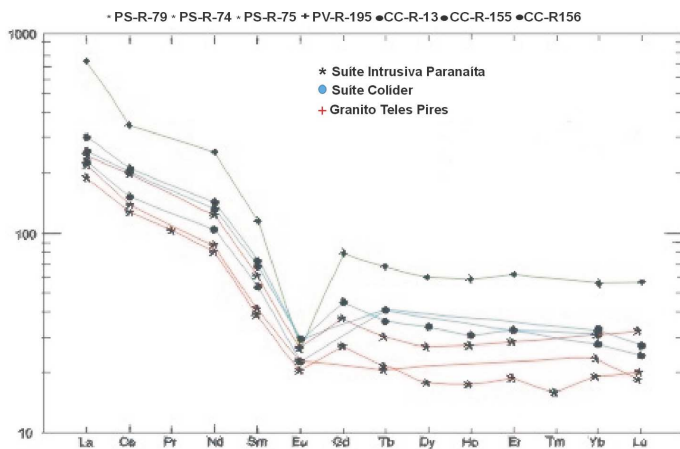


Figura 2.81 – Diagrama ETR normalizado segundo o manto primitivo, Taylor & McLennan (1985), aplicado às amostras do Granito Teles Pires, Suíte Colíder e Suíte Intrusiva Paranaíta.

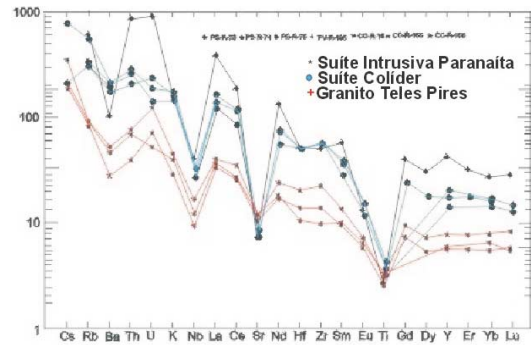


Figura 2.82 – Diagrama multielementar normalizado segundo o manto primitivo, Taylor & McLennan (1985), aplicado às amostras do Granito Teles Pires, Suíte Colíder e Suíte Intrusiva Paranaíta.

### 2.2.12 Diques Básicos (PPbd)

Esta denominação está sendo proposta para agrupar um conjunto de diques básicos de dimensões variáveis (até dezenas de quilômetros), sem posicionamento estratigráfico claramente definido, que ocorrem na área mapeada.

O principal representante desta unidade ocorre na porção leste da área. É um dique cuja área aflorante possui 60km de comprimento e 250m de espessura.

Trata-se de uma rocha de cor cinza-escura esverdeada, textura ofítica média e estrutura maciça, constituída essencialmente de plagioclásio e máficos.

Em cartas aeromagnéticas de sinal analítico e relevo sombreado (figuras 2.83 e 2.84), as rochas desta unidade apresentam anomalias muito destacadas.

Corpos de menores dimensões, não-mapeáveis na escala deste trabalho, são comuns, cortam indiscriminadamente grande parte das unidades cartografadas na Folha Rio São João da Barra e estão preferencialmente alinhados segundo a direção N55°E, acompanhando as fraturas extensionais.



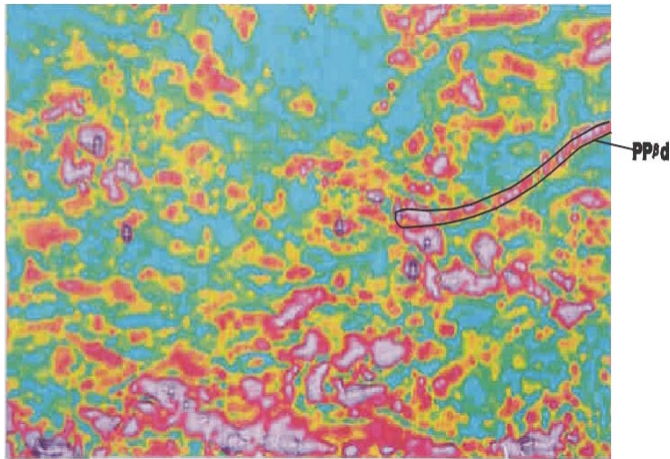


Figura 2.83 – Mapa aeromagnético de sinal analítico, realçando na porção E/NE da Folha Rio São João da Barra o dique de gabro.

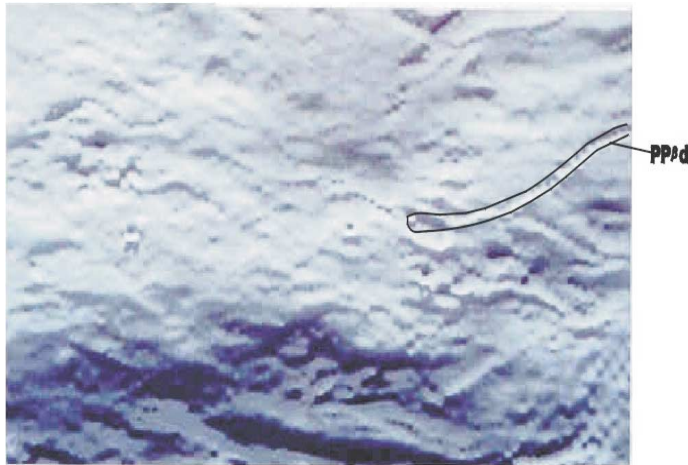


Figura 2.84 – Mapa aeromagnético de relevo sombreado, mostrando a unidade PPd (Folha Rio São João da Barra).

Constituem rochas de cor cinza-escuro a esverdeada, textura inequigranular média, sem evidências de processos deformacionais e metamórficos e são compostas basicamente de plagioclásio e máficos. O plagioclásio é prismático, euédrico e parcialmente saussurizado. Os máficos são representados por piroxênios, olivina e biotita. O clinopiroxênio representa o máfico mais abundante, é tabular, poiquilítico e inclui total ou parcialmente prismas de plagioclásio. O ortopiroxênio é prismático-tabular. A olivina é oval, apresenta-se comumente fraturada e ocorre inclusa ou associada aos

piroxênios. A biotita é lamelar, marrom-avermelhada, o quartzo é intersticial e, juntamente com a apatita e zircão compõem os minerais acessórios.

Os corpos que representam esta unidade posicionam-se em zonas de discontinuidades, associadas a estruturas extensionais, geradas durante a última fase deformacional, na qual o vetor de compressão máxima estava localizado na posição N55°E, no final da evolução do Arco Magmático Juruena.

Na tabela 2.21 é apresentada a composição mineralógica modal para duas amostras desta unidade.

Datação K/Ar em diabásio (Silva *et al.*, 1980), localizado no extremo-noroeste da Folha Ilha 24 de Maio, indicando idade de  $1.416 \pm 14$ Ma, constitui um dos poucos registros geocronológicos em rochas presumivelmente atribuídas a esta unidade. Entretanto, considerando que o dique de biotita-olivina gabro que ocorre no extremo-leste da folha, corta o Granito São Pedro, de idade U/Pb 1,78Ga, a única observação factual, é que estas rochas sejam mais novas que o Granito São Pedro.

Tabela 2.21 – Classificação modal estimada (%). Diques básicos.

Class.petrográfica	Bt-ol gabro	Diabásio
Mineralogia	PS-240	PV-188b
Quartzo	1	Tr
Plagioclásio	40	56
Feldspato Potássico	-	1
Hornblenda	2	5
Biotita	-	5
Ortopiroxênio	5	-
Clinopiroxênio	25	-
Olivina	5	2
Sericita	1	Tr
Epidoto	1	Tr
Apatita	1	Tr
Zircão	Tr	-
Opacos	7	5
Uralita	5	-
Carbonato	1	Tr
Argilo-minerais	1	-

### 2.2.13 Grupo Beneficente (PPb)

Almeida & Nogueira Filho (1959) utilizaram pela primeira vez a denominação Grupo Beneficente para designar um conjunto de rochas sedimentares, que inicia com uma seqüência clástica formada por conglomerado, assentado sobre substrato composto de rochas vulcânicas. A este conglomerado sobrepõem-se quartzitos brancos recobertos concordantemente por uma seqüência pelítica composta de ardósias e metassiltitos de baixo grau metamórfico cuja área-tipo localiza-se próximo ao povoado de Beneficente, margem esquerda do rio Aripuanã no Estado do Amazonas.

O trabalho mais detalhado desenvolvido na Bacia Beneficente foi realizado por Carvalho & Figueiredo (1982), na região de Terra Preta no vale do rio Sucunduri, e culminou com a realização de 24 furos de sonda e a descoberta de um jazimento cuprífero. Segundo esses autores, a noroeste da Folha Rio São João da Barra, o Grupo Beneficente repousa transgressivamente sobre rochas vulcânicas e constitui uma seqüência transgressivo-regressiva que foi subdividida informalmente em 6 unidades, denominadas de acordo com o caráter predominante da sedimentação (figura 2.85).

A deposição inicia por uma seqüência clástica cuja base é um conglomerado polimítico com espessura que chega a 60m, formado principalmente por seixos de rochas efusivas, rochas graníticas e quartzo. As seqüências seguintes marcam ciclos de progradação e retrogradação, caracterizados por alternâncias de pacotes clastoquímicos (com estruturas estromatolíticas) e pacotes eminentemente terrígenos que vão constituir cada uma das 6 unidades propostas. A seqüência deposicional culminou com uma sedimentação de cobertura correlacionável à Formação Cubencranquém, assentada em discordância erosiva sobre o Grupo Beneficente. Esta seqüência inicia por um conglomerado basal polimítico com cerca de 13m de espessura, composto por seixos de rochas vulcânicas e dolarenitos, siltitos e arenitos do Grupo Beneficente.

Lopes (2001) correlacionou alguns perfis descritos por Carvalho & Figueiredo com o perfil de um furo a sudeste, próximo à BR-163 a aproximadamente 400km (Serra do Cachimbo) e propôs a existência de quatro seqüências sedimentares que caracterizam ciclos de progradação e retrogradação. Estes ciclos são representados por alternâncias de unidades siliciclásticas e clastoquímicas, que constituem o Grupo Beneficente, ao qual atribuiu idade proterozóica. O mesmo autor atribuiu idade paleozóica para a seqüência siliciclástica que inicia por uma camada de conglomerado basal,

com seixos de rochas do Grupo Beneficente (identificada nos furos a noroeste) relacionando-a, porém, à Formação Prosperança e idade cenozóica para a seqüência arenosa inconsolidada que ocorre a sudeste, ao longo da BR-163, (figura 2.86).

O mapeamento do Grupo Beneficente nesta folha, em termos de informações de campo, foi calcado em um único perfil ao norte da cidade de Apiacás e teve como suporte auxiliar a interpretação de sensores remotos (aerofotos, imagens de radar e satélite) e a correlação com perfis geológicos realizados na Folha Alta Floresta, a leste.

Esta unidade ocorre sob forma de uma faixa de direção WNW-ESE, de largura média em torno de 25km, ocupando o extremo-norte da área. Os termos psamíticos sobressaem na topografia como cristas alinhadas, enquanto os litótipos pelito-químicos aparecem em superfícies planas ou morros abaulados, facilmente identificáveis em imagens de sensores remotos, em razão do denso ravinamento.

O contato com a Suíte Colíder é discordante, embora a borda sul da bacia seja marcada por falhas transcorrentes sinistrais que originaram um sistema de dobras em anticlinais e sinclinais, cujos eixos com orientação WNW/ESE, refletem uma compressão cujo tensor teria direção N50°E.

Foram cartografadas na área 5 unidades litoestratigráficas:

Unidade 1 (PPb1) – Ocorre sob a forma de uma crista de 1,5km de largura média, acompanhando a estruturação regional, com mergulho em torno de 45° para norte. Recobre, em contato discordante, as rochas da Suíte Colíder. Sua espessura foi estimada em 150m e suas melhores exposições foram observadas na estrada ao norte de Apiacás-MT (PS-78 e PS-79). É composta de arenitos cinza-avermelhados a rosados. Localmente tomam aspecto de um silixito. Possuem granulação muito fina, com leitos centimétricos mais grosseiros e estrutura finamente laminada, e são constituídos predominantemente de quartzo, sericita e argilominerais. Sua composição modal é a seguinte: quartzo (70%-90%), sericita (1% a 10%), plagioclásio (2% a 5%), feldspato potássico (2% a 5%) e opacos (1% a 3%). Os grãos de quartzo são angulosos, pouco recristalizados e envolvidos por agregados e palhetas de sericita e argilominerais. Plagioclásio e feldspato potássico ocorrem como cristais e fragmentos prismáticos tabulares, intersticiais ao quartzo. Opacos aparecem sob a forma de cristais xenomórficos dispersos ou constituem trilha. Turmalina, em prismas ou em grãos e zircão eudrico arredondado são os demais acessórios. Na Folha Alta Floresta, a leste, a presença de camadas métricas de conglomerados polimíticos associadas

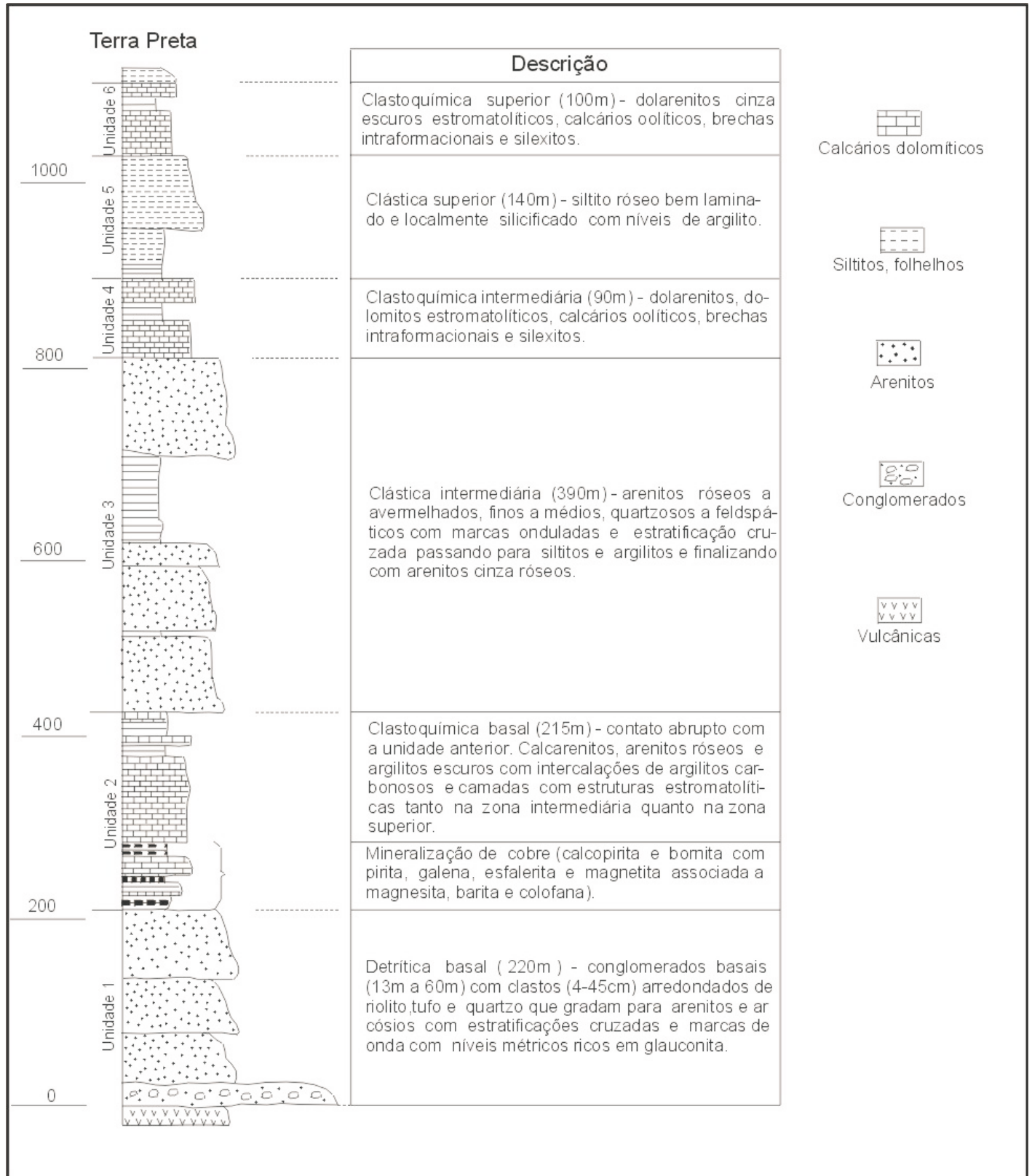


Figura 2.85 – Perfil litoestratigráfico do Grupo Beneficente na região de Terra Preta, cabeceiras do rio Sucunduri, (segundo Carvalho & Figueiredo, 1982). Fonte: Dardene & Schobbenhaus, 2001 (modificado).

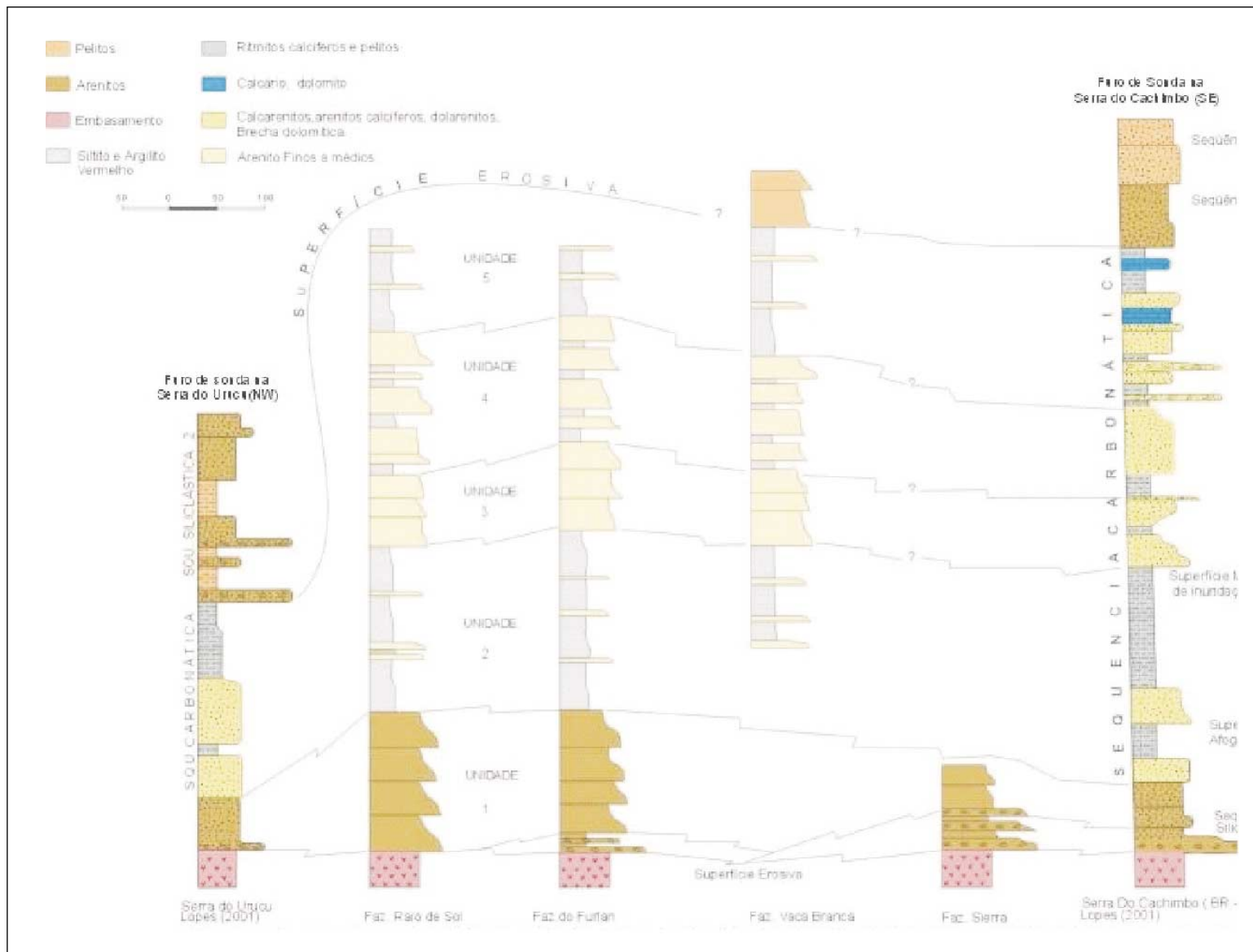


Figura 2.86 – Correlação litoestratigráfica do Grupo Beneficente, entre perfis de sondagem realizados nas serras do Urucu (NW) e Cachimbo (SE) em seções geológicas na Folha Alta Floresta (modificado de Lopes, 2001).



a arenitos com estratificação plano-paralela e cruzadas acanaladas, foram interpretadas por Pedreira (2000), como representativas de um sistema fluvial entrelaçado.

Unidade 2 (PPb2) – Representa uma faixa com topografia acidentada e morros abaulados. Ao longo do perfil observa-se somente solo argiloso vermelho, originado possivelmente da decomposição de pelitos. Em razão da ausência de afloramentos, a continuidade lateral desta unidade foi cartografada através da interpretação de sensores remotos. Na Folha Alta Floresta a leste, esta unidade é constituída por um espesso pacote de pelitos avermelhados, representados predominantemente por argilitos laminados, com leitões ou finas intercalações de arenitos manganíferos. Associado a esta unidade, nas margens do rio Teles Pires (Porto de Areia), ocorre calcário margoso, cinza-escuro, com textura muito fina, estrutura finamente laminada, composto predominantemente por carbonato, argilominerais, sericita, quartzo, feldspato potássico, clorita e opacos. Esta sequência foi interpretada por Oliveira & Albuquerque (2003), como indicativa de planície de inundação associada a uma plataforma carbonática e correlacionada com a unidade clastoquímica basal mapeada a noroeste (Carvalho & Figueiredo, 1982).

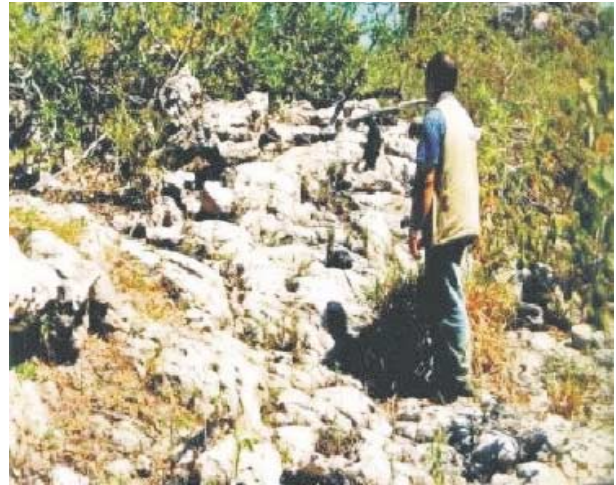
Unidade 3 (PPb3) – Forma cristas alinhadas segundo a estruturação que orienta a borda da bacia, constituindo o relevo positivo mais proeminente da região, denominado Serra dos Apiacás. Está representada por um pacote de espessura estimada em 100m, formado essencialmente, de arenitos de granulagem média, cinza-esbranquiçados, com estratificação cruzada de baixo ângulo e marcas de onda. Em escala de afloramento a rocha apresenta um proeminente sistema de fraturas N/S.

Unidade 4 (PPb4) – Representa uma faixa paralela às demais unidades mapeadas, com predomínio de topografia plana e rebaixada. Ocorre sob forma de blocos e lajeiros de arenito branco, fino a médio, com marcas de onda e estratificação cruzada de baixo ângulo. Localmente ocorrem solos argilosos avermelhados, correspondentes a intercalações de argilitos e siltitos vermelhos.

Unidade 5 (PPb5) – Esta unidade é a de maior expressão aflorante cartografada na bacia do Grupo Beneficente. Representa em geral topografia plana, sustentada por camadas subhorizontais de arenito. No perfil realizado ao norte da cidade de Apiacás, os afloramentos desta unidade ocorrem sob forma de níveis de siltitos vermelhos com tons arroxeados e calcário, com intercalações de arenito esbranquiçado, finos, estratificados e com marcas onduladas indicando paleocorrente para SW (fotografias 2.44 e 2.45).



Fotografia 2.44 – Vista em planta dos arenitos do Grupo Beneficente (PPb5), exibindo marcas de ondas com paleocorrente de direção 220° (457655/8990588).



Fotografia 2.45 – Aspecto geral dos arenitos estratificados do Grupo Beneficente (PPb5), (457655/8990588).

Foi recuperada uma amostra de calcário dolomítico coletada pela equipe do Projeto Radambrasil na confluência do rio Ximari com o rio Teles Pires. Esta rocha exibe cor cinza-escura, textura muito fina, estrutura finamente laminada, constituída de carbonato (90%), quartzo (3%), sericita (1%), plagioclásio (1%), além de traços de turmalina, feldspato potássico, biotita, zircão e clorita. O carbonato encontra-se sob forma de minúsculos cristais romboédricos. Os grãos de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e as lamelas de biotita detrítica ocorrem, intersticialmente, aos cristais de carbonato. Pedreira (2000) sugere para esta unidade, ambiente fluvial entrelaçado

associado à planície de inundação. Esta unidade é correlacionável, provavelmente à seqüência clastoquímica superior de Carvalho & Figueiredo (1982).

A idade do Grupo Beneficente tem sido motivo de muita discussão, entretanto, os dados coletados até o momento indicam sedimentação proterozóica, uma vez que: a) os conglomerados basais são constituídos por seixos de rochas vulcânicas de idade U/Pb ao redor de 1,8Ga; b) a idade Pb/Pb de 1,7Ga obtida por Leite & Saes (2002) em zircão detrítico do conglomerado basal do Grupo Beneficente tem sido interpretada por estes autores como a idade máxima para o início da sedimentação; c) os diversos níveis de estromatólitos que ocorrem nas seqüências clastoquímicas são provavelmente de idade proterozóica; d) a análise estrutural da bacia também leva à constatação de que esta bacia é proterozóica: as transcorrências e dobras com inflexão dos eixos de E-W para WNW-ESE são incompatíveis com a tectônica paleozóica.

A estrutura onde estão depositados os sedimentos do Grupo Beneficente tem sido interpretada como gráben, e ficou conhecida como o “Gráben do Cachimbo”. Entretanto, o modelo geotectônico, os dados de campo e o estilo estrutural da bacia, a despeito da falta de evidências em termos de ambiente deposicional, apontam para uma estrutura transtrativa.

Dentro do modelo colisional proposto para a evolução do Arco Magmático Juruena, a bacia do Cachimbo está associada a uma megazona de cisalhamento transcorrente sinistral, cujo tensor principal está posicionado em N50°E. Esta transcorrência foi a responsável pelas dobras que são observadas na borda sul da bacia e cujos eixos infletem da posição WNW-ESE para as posições N-S/NE-SW em função do anteparo representado pelo Domo do Sucunduri.

Algumas estruturas transtrativas associadas à fase compressiva do final da evolução do Arco Magmático Juruena estão melhor impressas nos granitos que bordejam a bacia do Cachimbo e reforçam a hipótese do modelo estrutural proposto para a evolução desta bacia (fotografia 2.46).

O sistema de transcorrências responsável pela formação da bacia do Cachimbo foi também o responsável pela separação das litologias dos arcos magmáticos Juruena (ao sul) e Tapajós (ao norte).

A figura 2.87 demonstra que, anteriormente à formação da bacia, os dois arcos encontravam-se amalgamados, e prova disto são as idades U/Pb e idades-modelos Sm/Nd obtidas em restos do Com-



Fotografia 2.46 – Estrutura transtrativa ilustrativa do modelo evolutivo da Bacia do Cachimbo.

plexo Cuiú-Cuiú e, das suítes Parauari e Ingarana, pertencentes ao Arco Tapajós que, encontram-se na porção sul da bacia, em contato com rochas do Arco Juruena e receberam as denominações de suítes intrusivas Matupá e Flor da Serra, respectivamente.

#### 2.2.14 Depósitos Aluvionares (Q2a)

A descrição dos depósitos aluvionares encontra-se detalhada no capítulo referente à metalogenia. Estão representados genericamente por areias, cascalhos e argilas e ocorrem ao longo das principais drenagens. Apresentam variadas dimensões e encontram-se em franco processo de formação. Ocorrem, predominantemente, distribuídas ao longo dos rios Juruena, Teles Pires e mais restritamente rio São João da Barra, e drenagens de menor porte.

Apesar da relativa facilidade de individualização destas faixas aluvionares em imagens de satélite e radar, a sua representação em mapa restringiu-se àqueles locais de maior distribuição areal, os quais, em geral, associam-se aos cursos d'água mais desenvolvidos como o rio Juruena que exibe a maior expressividade regional em termos aluvionares, além de sua histórica importância econômica relativa à prospecção aurífera. Atualmente a lavra de ouro nestes depósitos encontra-se quase que totalmente paralisada.

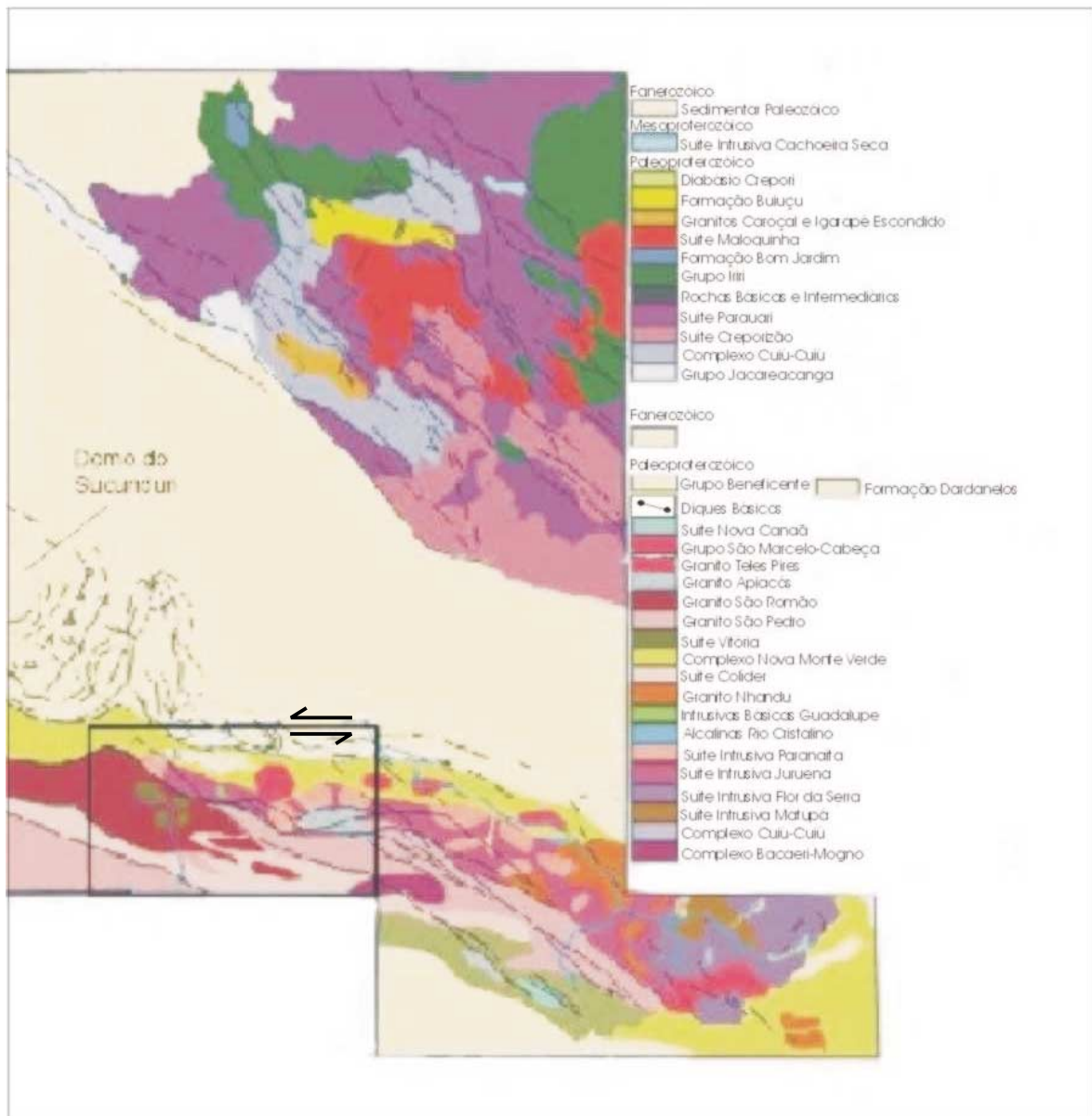


Figura 2.87 – Esboço da distribuição do Grupo Beneficente nas áreas englobadas pelo Prolin Tapajós e Prolin Alta Floresta.



# 3

---

## GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

### 3.1 Geologia Estrutural

Os avanços sobre a teoria da tectônica de placas e os modernos conceitos sobre zonas e cinturões de cisalhamento, aliados aos dados obtidos através de sensores remotos e geofísicos de alta resolução, permitiram significativos avanços na formulação dos modelos geotectônicos, principalmente nas três últimas décadas. Os primeiros estudos de âmbito regional contemplando algumas destas ferramentas, foram desenvolvidos a partir da década de 80, com os trabalhos de Silva *et al.* (1980), que, com base em um criterioso trabalho de análise de imagens de radar e mapeamento geológico em escala regional, propuseram para a porção norte de Mato Grosso/sul do Pará, um regime tectônico extensional, caracterizado por grandes lineamentos WNW-ESE, truncados por estruturas NE-SW, com movimentos verticais diferenciados, responsáveis pelo estabelecimento de megaestruturas, às quais atribuíram denominações locais, como Alto Estrutural Juruena-Teles Pires, Gráben do Cachimbo, Lineamento São João da Barra-Teles Pires, entre outros.

Estes mesmos lineamentos foram identificados por Barros, (1993) na região de Peixoto de Azevedo, caracterizando o sistema WNW-ESE, como zonas de cisalhamento transcorrentes de natureza dúctil e o sistema NE-SW, de natureza rúptil.

Os estudos mais detalhados em áreas mineralizadas apresentam sempre a tendência de associar ao sistema Riedel (1929), as diversas estruturas, às quais estão relacionados os depósitos auríferos. Nesta linha aparecem os trabalhos de Siqueira, A. J. B. (1997) e Santos R. A. (2000, 2001), entre outros.

A montagem do arcabouço tectono-estrutural e a evolução geotectônica da área, concebida a partir do desenvolvimento do Arco Magmático Juruena, passa necessariamente pela caracterização dos diversos segmentos crustais e os processos que fundamentam um modelo acrescionário, envolvendo consumo de placa litosférica, geração de crosta e colisão oblíqua, com acreção transcorrente.

Foram identificados na Folha Rio São João da Barra dois domínios tectono-estruturais: um domínio eminentemente dúctil, representado pelas rochas deformadas que ocorrem na porção sul da área e um domínio dúctil-rúptil a rúptil, representado na porção norte por um cinturão pluto-vulcânico pouco deformado (figura 3.1).

Domínio Dúctil – Este domínio compreende rochas submetidas a severas condições de temperatura e pressão, em grande profundidade, envolvendo processo de fusão parcial (anatexia) e recristalização em ambiente estático, caracterizada pelo aparecimento de mosaicos de quartzo e feldspato poligonizados com pontos em junção tríplice. Está representado pe-



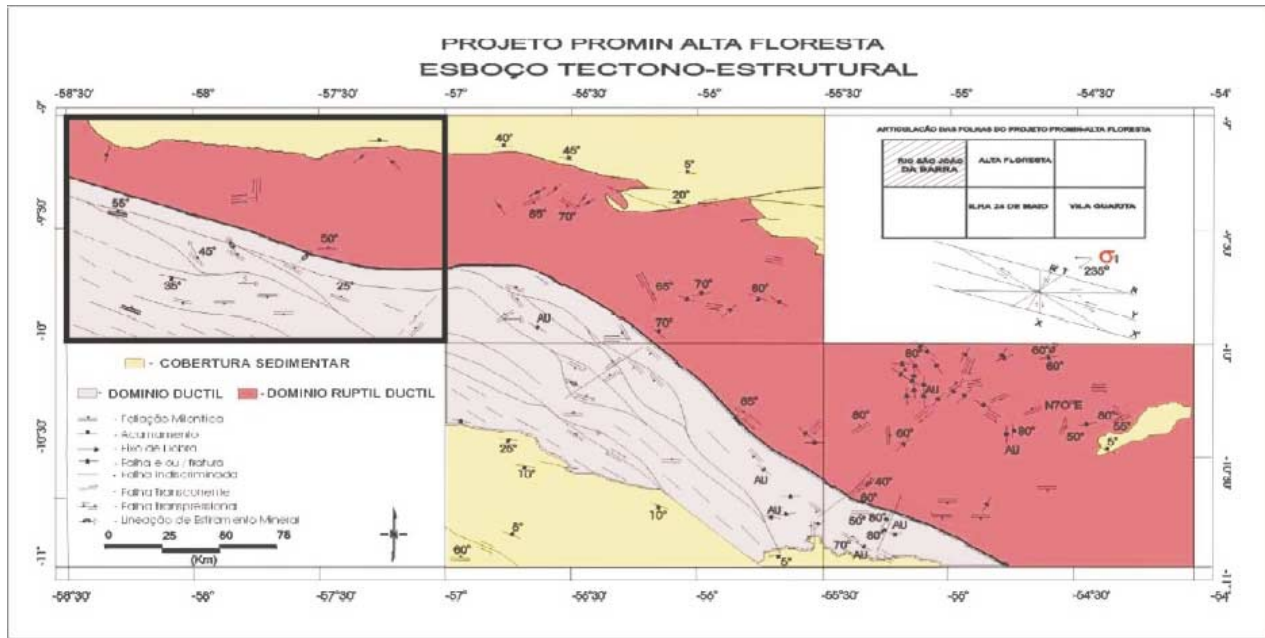


Figura 3.1 – Domínios tectono-estruturais, Promin Alta Floresta.

las rochas dos complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, granitos São Pedro, São Romão e Apiaçás e pelas rochas básicas da Suíte Intrusiva Vitória.

Este domínio preserva estruturas que atestam uma deformação marcada inicialmente por predominância de cisalhamento coaxial puro, com forte encurtamento crustal, com vetor de compressão máxima ( $\sigma_1$ ) posicionado na direção N65°W

As principais estruturas representativas deste evento aparecem sob forma de bandamento gnáissico ( $S_n$ ) com alternância de bandas de minerais máficos e félsicos em rochas dos complexos Nova Monte Verde (PS-110, PS-195, PS-171) e Bacaeri-Mogno (PS-44 e PS-152), apresentando um complexo sistema de dobras abertas e fechadas:

No ponto PS-152, próximo ao povoado do Trivelato, os gnaisses calcissilicáticos do Complexo Bacaeri-Mogno exibem um sistema de dobras de estilo desarmônico com eixos  $L_b=30^\circ/N35^\circ E$  e superfícies axiais orientadas segundo  $N35^\circ E/90^\circ$ , caracterizando um forte encurtamento crustal com o vetor de esforço compressivo máximo  $\sigma_1$  na posição NW (fotografias 3.1 e 3.2).

No afloramento PS-237, 1km a norte do povoado do Trivelato, ocorrem tectonitos L orientados segundo  $10^\circ/N30^\circ E$ , representados por *mullions* de silimanita quartzito encaixados em granitóides paraderivados do Complexo Bacaeri-Mogno, gerados a partir do vetor de compressão máxima ( $\sigma_1$ ) de direção NW, com forte encurtamento crustal (fotografia 3.3).

No ponto PS-48, na estrada que liga Nova Monte Verde a Apiaçás, o encurtamento crustal em rochas do Complexo Nova Monte Verde é evidenciado através de dobras ptigmáticas em mobilizados quartzo-feldspáticos, encaixados em granada-biotita gnaisses (fotografia 3.4).

As estruturas formadas durante a fase inicial ( $S_n$ ) foram submetidas progressivamente a uma deformação relacionada a um sistema de cisalhamento transcorrente oblíquo com a transposição de seus elementos planares e lineares e a conseqüente geração



Fotografia 3.1 – Vista em perfil de rocha calcissilicática, exibindo mobilizados félsicos dobrados (corte perpendicular aos eixos das dobras). PS-152 (484800/8900200).



Fotografia 3.2 – Vista da superfície do afloramento da foto anterior, mostrando dobras ( $S_n$ ) com eixos alinhados segundo a foliação milonítica.



Fotografia 3.4 – Vista em perfil. Dobras ptarmicas em mobilizados félsicos encaixados em gr-bt gnaisses do Complexo Nova Monte Verde. PS-48 (460219/8906726).



Fotografia 3.3 – “Mullions” de sillimanita quartzito em granitóides do Complexo Bacaeri-Mogno. PS-237 (485071/8901660).

de uma superfície milonítica ( $S_{n+1}$ ) de direção WNW-ESE, de cinemática conjugada dextral/sinistral. Estas estruturas estão documentadas principalmente nos metamorfitos dos complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde:

No ponto PS-44, gnaisses calcissilicáticos do Complexo Bacaeri-Mogno ocorrem sob forma de mesodobras com eixo aproximadamente leste-oeste, em cujos flancos, as dobras parasíticas encontram-se transpostas e rompidas constituindo estruturas em “cabo de guarda-chuva” ( $S_{n+1}$ ), sinistrais e dextrais (figura 3.2).

No ponto PS-322, próximo ao povoado do Trivela-to, o início da segunda fase deformacional está registrado em rochas de composição anfíbolítica a diorítica

ca, associadas ao Complexo Bacaeri-Mogno, que exibem mobilizados dobrados e transpostos pela foliação  $S_{n+1}$  e são acompanhados por um processo de boudinagem (fotografias 3.5 e 3.6).

O conjunto apresenta orientação geral NE, e evidencia o início do processo de transposição e rotação do vetor de compressão máxima da posição  $N60^\circ W$  para  $N55^\circ E$ , no sentido horário.

No ponto PS-195, próximo a Nova Bandeirantes, os gnaisses ortoderivados do Complexo Nova Monte Verde, apresentam os elementos planares e lineares gerados durante a fase de encurtamento crustal ( $S_n$ ) e transpostos segundo a foliação milonítica  $N85^\circ W/55^\circ SW$ , associada ao sistema transcorrente oblíquo ( $S_{n+1}$ ). (fotografias 3.7 e 3.8 e figura 3.3).

Na porção SE da área, a fase de encurtamento crustal ( $\sigma_1 = N60^\circ - 65^\circ W$ ) esta impressa nas rochas do Complexo Bacaeri-Mogno e foi responsável pelo alinhamento dos corpos de anfíbolito na direção NE-SW.

Domínio rúptil-dúctil a rúptil – As rochas que compõem este domínio estão representadas pelas suítes graníticas intrusivas Juruena e Paranaíta, Intrusivas Básicas Guadalupe, Suíte Colíder e pelas coberturas paleoproterozóicas do Grupo Beneficente. Caracterizam-se por apresentarem zonas de cisalhamento confinadas, formadas a partir da nucleação de fraturas ou falhas preexistentes. A este domínio, caracterizado por uma tectônica transcorrente predominantemente sinistral, estão associados a maioria dos depósitos auríferos da província Alta Floresta.

Fraturas extensionais, preenchidas por veios de quartzo mostrando texturas primárias preservadas: (ex. “cocar”, “pente”, drusa e cristais de quartzo per-



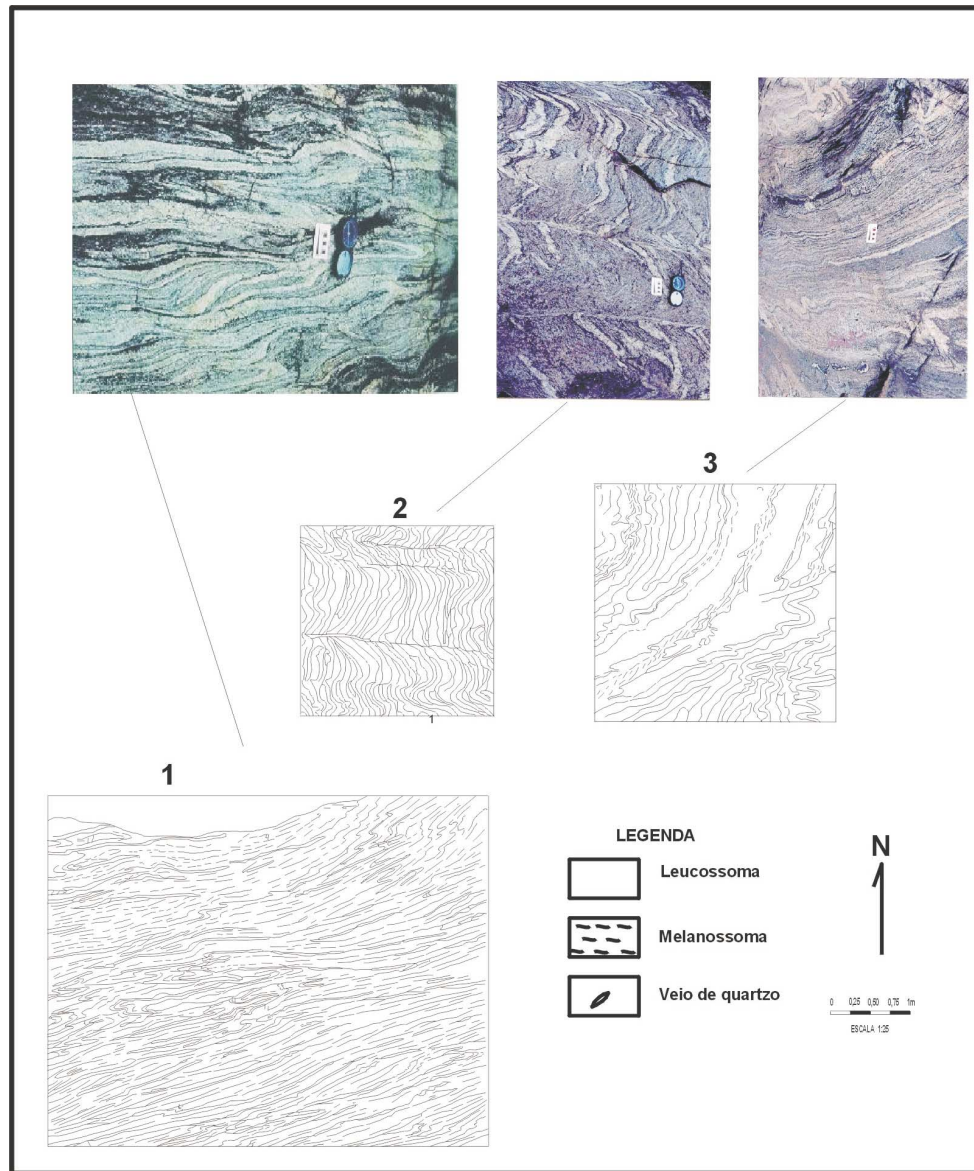


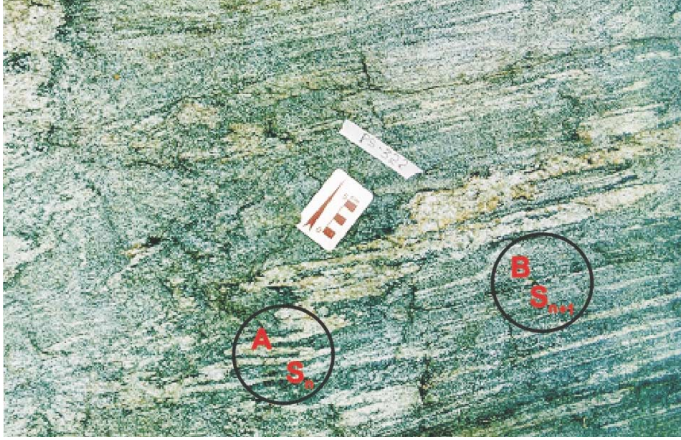
Figura 3.2 – Afloramento em planta onde são observadas porções de uma mesodobra (sinclinal): 1 - flanco sul da estrutura, com dobras parasíticas geradas durante o primeiro evento ( $S_n$ ), transpostas por ( $S_{n+1}$ ); 2 - porção central da dobra, exibindo “shear bands” de direção E-W; 3 - dobras parasíticas preservadas da transposição (nariz da dobra). PS-44 (461815/8897943).

pendiculares à parede das fraturas), foram registradas tanto na Folha Alta Floresta (Oliveira *et al.*, 2003) quanto na Folha Vila Guarita (Moreton *et al.*, 2003). Ao sistema de fraturas gerados durante esta compressão, está associada a maioria dos depósitos auríferos cartografados na folha, como é o caso do garimpo do Tião Fera, na região do Novo Satélite e o sistema de veios Cabeça-Gaspar, na região do Novo Astro, todos posicionados na direção nordeste.

As fraturas de cisalhamento (Y/R) estão representadas na área, por falhas ou zonas de cisalhamento

confinadas, de direção leste-oeste, subverticais e cinemática sinistral. O exemplo mais ilustrativo é o afloramento PS-35, onde o granito Juruena encontra-se cortado por um sistema de falhas nucleadas com bandas de cisalhamento milimétricas ricas em clorita±sericita±epidoto±óxidos, geradas através da ação de fluidos hidrotermais que interagiram com os minerais da rocha, provocando seu amolecimento. A cinemática dextral está documentada através de estruturas S/C, com terminações em rabo de cavalo (fotografias 3.9 e 3.10).





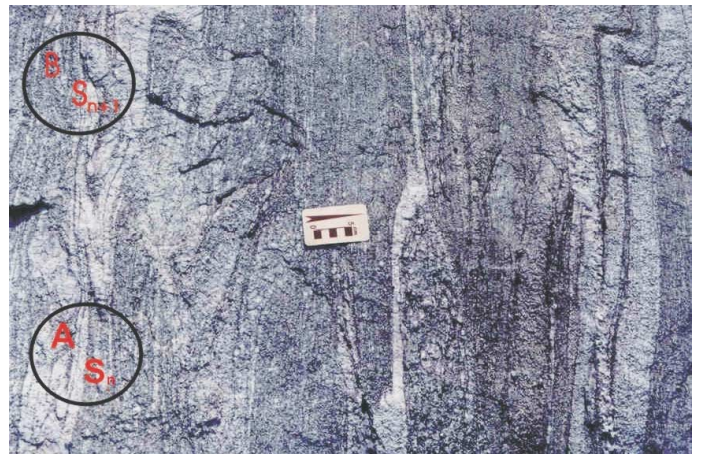
Fotografia 3.5 – Vista em planta. Rocha de composição diorítica do Complexo Bacaeri-Mogno, PS-322 (483942/8898296). (A) Mobilizados dobrados durante a fase de encurtamento crustal, transpostos por cisalhamento transcorrente oblíquo (B).



Fotografia 3.6 – Vista em planta de qz-bt anfibolito (competente) boudinado, encaixado em gnaisses (menos competentes), exibindo mobilizados quartzo-feldspáticos paralelizados à foliação milonítica. PS-322 (483942/8898296).



Fotografia 3.7 – Vista em planta de biotita gnaisses do Complexo Nova Monte Verde, PS-195 (417024/8906555), mostrando (A) estruturas geradas durante a fase de encurtamento crustal ( $S_n$ ), transpostas pela foliação milonítica ( $S_{n+1}$ ) (B).



Fotografia 3.8 – Idem, foto anterior.

Em sensores remotos (figura 3.4), observa-se que a borda sul da bacia do Cachimbo apresenta um sistema de lineamentos de direção WNW-ESE, provavelmente originados a partir da reativação da megazona de cisalhamento transcorrente sinistral, a qual está associada a bacia.

Este sistema foi o responsável pela geração de zonas transtracionadas que evoluíram progressivamente para uma bacia rombóide do tipo “*strike-slip*” e o subsequente desenvolvimento de expressivos dobramentos que ocorrem nos sedimentos do Grupo Beneficente. As transcorrências sinistrais foram tam-

bém responsáveis pela separação dos domínios das rochas que constituem o Arco Tapajós ao norte e Juarena ao sul. Na porção representada pelo Arco Juarena, permaneceram fragmentos representados pelos metamorfitos do Complexo Cuiú-Cuiú (Folha Alta Floresta), e pelas rochas correlacionáveis às suítes Parauari e Ingarana, que ocorrem na Folha Vila Guarita, redenominadas, respectivamente, de suítes Matupá e Flor da Serra, além de prováveis restitos da Suíte Jacareacanga, representados pelos xistos ultramáficos que ocorrem no garimpo Serrinha de Guarantã (Folha SC.21-X-D, Aeroporto Cachimbo).



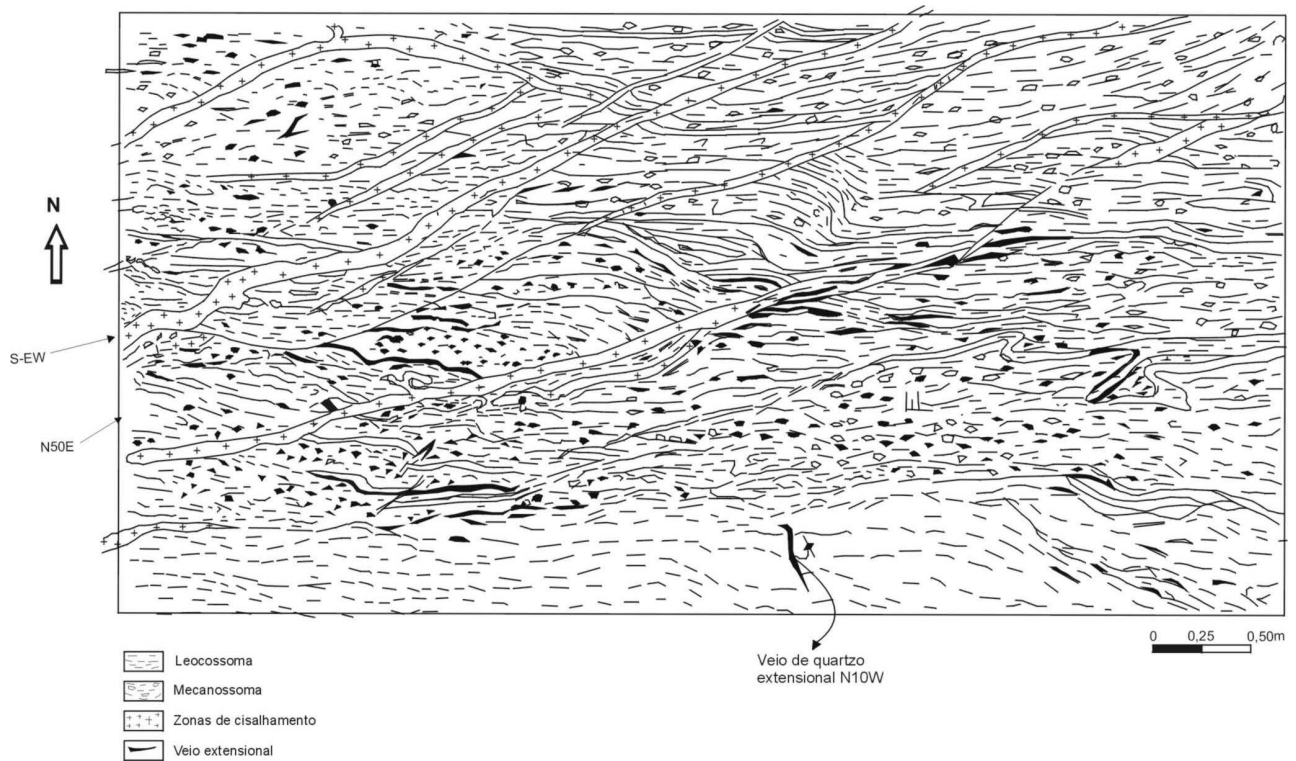


Figura 3.3 – Afloramento de biotita gnaiss (PS-195), mostrando contato entre as porções mais escuras (melanossoma) e mais claras (leucossoma). No melanossoma ocorrem cristais de feldspatos alongados segundo a foliação milonítica. SE de Nova Bandeirantes-MT, Folha SC-21-V-D - Rio São João da Barra.



Fotografia 3.9 – Vista em planta de biotita granito porfirítico exibindo bandas de cisalhamento transcorrentes E-W com terminação em rabo-de-cavalo. PS-35 (410626/8958115).



Fotografia 3.10 – Detalhe da foto anterior, mostrando a alteração provocada pela ação de fluidos hidrotermais e estruturas S/C.

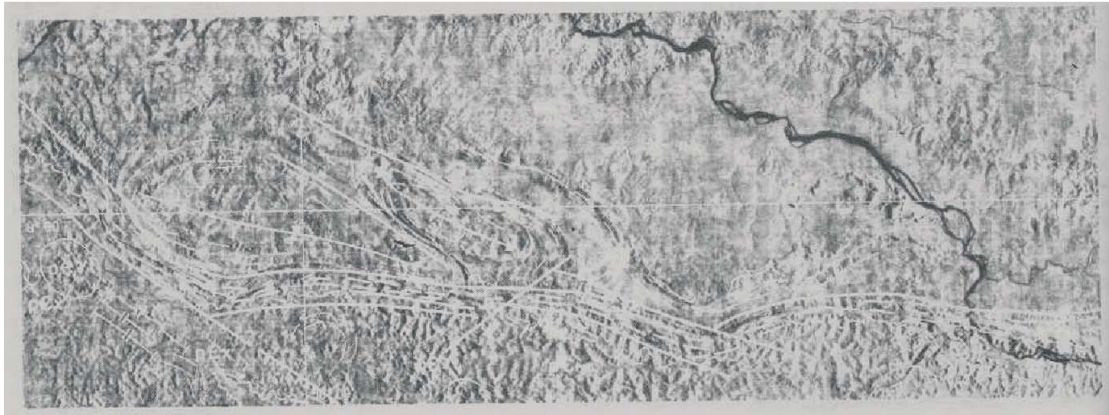


Figura 3.4 – Imagem de radar. Limite sul da borda da bacia do Cachimbo, Folha Rio São João da Barra, mostrando os lineamentos responsáveis pela estruturação da bacia do Grupo Beneficente e o concomitante dobramento de seus sedimentos. Fonte: Projeto RadamBrasil (1980).

### 3.2 Evolução Geotectônica

O posicionamento do Arco Magmático Juruena no contexto geológico regional pressupõe que ele está relacionado a um processo evolutivo contínuo e faz parte de uma sucessão de arcos magmáticos amalgamados (figura 3.5).

A história evolutiva desta unidade geotectônica está impressa nos diversos litótipos que compõem as diversas unidades litoestratigráficas nas quais foram agrupados. Inicia com a formação de um proto-oceano, testemunhado através de rochas supracrustais orto e paraderivadas, reunidas sob a denominação Complexo Bacaeri-Mogno. As rochas ortoderivadas (anfíbolitos), foram datadas a partir de uma isócrona Sm/Nd (5 amostras) e acusaram idade  $2.243 \pm 100$  Ma, com  $\epsilon_{Nd}(t) +2,5$ . Os dados litoquímicos revelaram tratar-se de anfíbolitos de derivação mantélica, semelhantes a basaltos toleióticos arqueanos e modernos do tipo MORB (basalto de fundo oceânico). A este vulcanismo associa-se uma sedimentação psamo-pelito-química, representada por gnaisses aluminosos, rochas calciossilicáticas e formação ferrífera bandada.

É difícil precisar com segurança o início da movimentação desta placa oceânica em direção ao segmento de crosta continental formado pelas rochas da Província Tapajós a norte/nordeste, representada pelas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú de idade U/Pb  $1.992 \pm 7$  Ma (Oliveira, 2002) e suítes Parauari e Ingarana de idade U/Pb 1.887 Ma (Moura, 1998). Entretanto, considerando a idade  $2.243 \pm 100$  Ma para a crosta primitiva, representada pelos anfíbolitos do Complexo Bacaeri-Mogno (Pimentel *et al.*, 2001) e as primeiras rochas geradas durante a evolução do Arco Juruena, atribuídas à Suíte Intrusiva Juruena,

com idade U/Pb  $1.848 \pm 17$  Ma (JICA MMAJ., 2000), conclui-se que os primeiros estágios da evolução do Arco Magmático Juruena podem ter ocorrido ao redor de 1.850 Ma. Admite-se que durante este período, houve a convergência de blocos continentais separados pela crosta oceânica, coincidindo com a primeira fase compressiva, cujo vetor de compressão máxima ( $\sigma_1$ ), posicionado em  $N60^\circ-65^\circ W$ , gerou as estruturas de direção NE-SW, em regime de cisalhamento coaxial, com forte encurtamento crustal. Em decorrência da colisão desta placa oceânica contra uma crosta continental, representada pelas rochas da Província Tapajós, teria ocorrido a subducção da placa oceânica, com a transferência das rochas supracrustais a grandes profundidades, acompanhadas, progressivamente a de metamorfismo do facies anfíbolito alto a granulito, refletido na isógrada sillimanita/cianita/hiperstênio (alta pressão e temperatura) e culminando com a geração de um volume considerável de magma granítico calcioalcalino com características de arco magmático. A zona de colisão está representada por uma descontinuidade crustal com os mais altos valores gravimétricos da região e distribui-se na direção WNW-ESE, caracterizando possivelmente um forte espessamento crustal. Esta zona de sutura é acompanhada ainda por fortes anomalias magnéticas em mapas de sinal analítico, relevo sombreado e campo residual (figuras 2.5, 2.6 e 2.7).

No estágio seguinte, a partir do início da colisão dos blocos continentais, ocorre uma mudança progressiva na posição do vetor de compressão máxima, migrando no sentido horário, da posição  $N65^\circ W$  para a posição  $N55^\circ E$ . Esta segunda fase deformacional, caracteriza-se pela transposição dos elementos estruturais originados durante a primeira fase e está associada à formação de grandes zonas de ci-



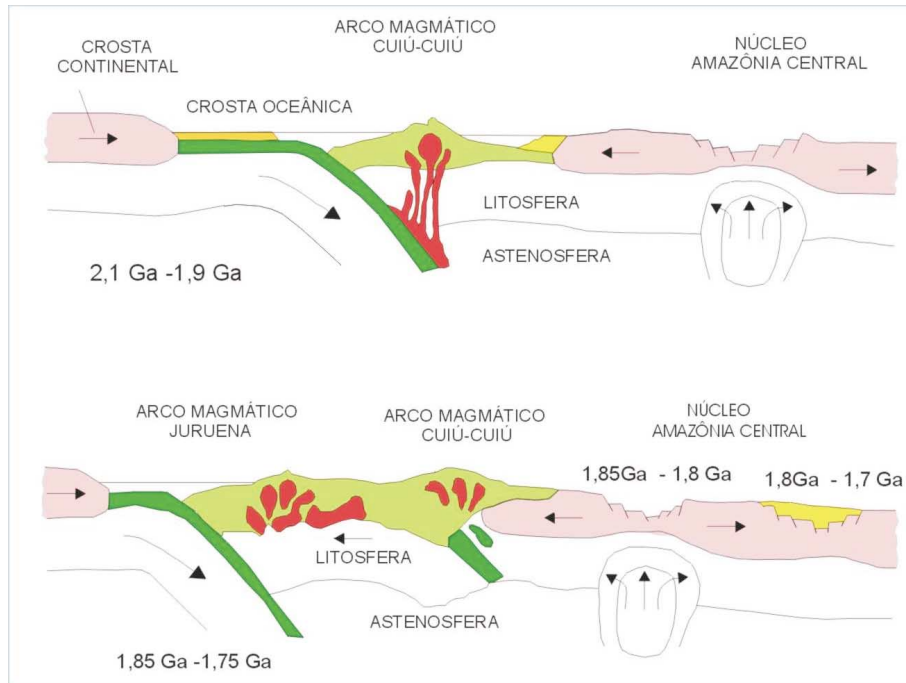


Figura 3.5 – Seção esquemática do modelo tectônico para o desenvolvimento do Arco Magmático Juruena (1,85Ga - 1,75Ga), no Cráton Amazonas.

salhamento de direção WNW-ESE transcorrentes oblíquas, em decorrência do ajuste dos blocos crustais. O processo de colisão/subducção propiciou a geração de um enorme volume de magma de caráter ácido, calcioalcalino alto potássio, metaluminoso (predominante), de contribuição mantélica e crustal, ocupando níveis crustais distintos, porém com idades-modelo que indicam a mesma fonte. Estas rochas estão agrupadas, segundo o nível crustal e seu posicionamento no arco, em dois grandes conjuntos:

I) granitóides gerados em posição distal em relação à zona de subducção durante os primeiros estágios de evolução, sob condições de regime rúptil que compõe os terrenos pluto-vulcânicos de origem híbrida, representados por um cinturão de rochas ígneas sin a tardiorogênicas, pouco deformadas e com metamorfismo incipiente. A este grupo pertencem as suítes intrusivas Juruena, com idade U/Pb entre 1.848±17Ma a 1.817±5Ma (JICA/MMAJ, 2000) e Paranaíta, com idades 1.819±6Ma a 1.793±6Ma (Santos, 2000), e estão em íntima associação com as Intrusivas Básicas Guadalupe e rochas vulcânicas ácidas a intermediárias da Suíte Colíder, de idade U/Pb 1.801±11Ma (Pinho, 2001) a 1.786±17Ma (JICA/MMAJ, 2000).

II) granitóides gerados em regime eminentemente dúctil, associados a fase pós-colisional e relacionados a transcorrências, representados pelos ortognaisses e migmatitos do Complexo Nova Monte Verde de idade U/Pb 1.774±28Ma e gerados por

descompressão, ascendendo a níveis crustais mais elevados; Suíte Vitória de idade U/Pb 1.785±8Ma e granitos São Pedro de idade U/Pb 1.784±1Ma, São Romão, de idade U/Pb 1.770±9Ma e Apiacás, todos constituindo granitos de arco, pós-colisionais, sincinemáticos, de natureza calcioalcalina alto potássio, predominantemente metaluminosos, com termos peraluminosos subordinados, representados por leucogranitos tipo "S" a duas micas (Granito Apiacás).

O estágio final de evolução do Arco Magmático Juruena ocorre entre 1.750Ma e 1.600Ma e está impresso nos sedimentos do Grupo Beneficente, através de deformações associadas a um evento transpressivo, gerado a partir de reativação de megazonas de cisalhamento transcorrentes de direção WNW-ESE, com movimentação sinistral, as quais, originaram zonas transtracionadas que evoluíram para uma bacia rombóide, onde foram depositados os sedimentos marinhos do Grupo Beneficente, concomitantemente à deformação. O intervalo de idade para este terceiro estágio foi estabelecido a partir dos dados de Santos *et al.* (2000), que dataram tufo intercalados nos sedimentos com idade 1.691±3Ma.

Marcando uma situação francamente pós-orogênica, a atividade do arco é fechada com uma granito-gênese, representada pelos granitos calcioalcalinos alto potássio, rapakivi, da unidade Granito Teles Pires, com idade 1.756±16Ma (Santos, 2000).

# 4

---

## RECURSOS MINERAIS

A história da mineração na região norte de Mato Grosso/sul do Pará está diretamente ligada à exploração garimpeira do ouro. As primeiras incursões que se tem notícia ocorreram na década de 50 na Província Tapajós, porção sul do Estado do Pará. Posteriormente, no final da década de 70 iniciou-se o trabalho de exploração deste bem mineral na porção norte do Estado de Mato Grosso, originando-se a Província Mineral Alta Floresta. Os primeiros garimpeiros oriundos de garimpos do rio Juruena chegaram à região através da BR-163 (Cuiabá-Santarém) e estabeleceram-se próximo aos núcleos populacionais de Alta Floresta e Peixoto de Azevedo. Em 1976 o governo de Mato Grosso concedeu através de licitação pública à colonizadora INDECO uma área de 400.000ha. A abertura de estradas vicinais durante o processo de colonização facilitou a interiorização de um grande número de garimpeiros na direção oeste, que estabeleceram-se nos locais onde foram desenvolvidos os núcleos urbanos de Paranaíta e Apiacás, através da integração das atividades de colonização, em princípio essencialmente extrativista, e de mineração, representada quase que exclusivamente pelo garimpo.

No período de 1980 a 2000 foram produzidos na Província Mineral Alta Floresta, segundo dados do DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral, cerca de 123 toneladas de ouro (tabela 4.1), 95% originadas de garimpos aluvionares.

A exaustão das reservas secundárias fez com que a atividade garimpeira fosse dirigida para a exploração de jazidas primárias, com a exploração de pequenos filões auríferos de alto teor, distribuídos em mais de uma dezena de garimpos, em uma faixa de direção WNW/ESE, com aproximadamente 500km de comprimento por 100km de largura, desde Peixoto de Azevedo-MT até o rio Juruena, ocupando a porção norte do Estado de Mato Grosso.

O Projeto Promin Alta Floresta foi concebido com o objetivo de contribuir para o conhecimento dos metalotectos, aos quais estão associadas as mineralizações auríferas da região norte de Mato Grosso, através do mapeamento geológico e levantamento geoquímico (concentrado de bateia e sedimento de corrente) de uma área de 72.000km<sup>2</sup>, na escala 1:250.000. Os dados levantados durante o mapeamento geológico, juntamente com as informações existentes na bibliografia, possibilitaram a identificação de metalotectos com potencial para outros bens minerais, além do ouro. A figura 4.1 apresenta um mapa com os principais ambientes e as unidades, as quais estão relacionados estes ambientes, além de uma tabela contendo as respectivas possibilidades metalogenéticas de cada ambiente e exemplos de jazimentos conhecidos no Brasil e no exterior.



Tabela 4.1 – Ouro produzido na Província Alta Floresta (1996 a 2000), distribuído por região e acumulado durante o período de 1980 a 2000 (DNPM, 2000).

LOCALIDADE	PRODUÇÃO (Kg)					ACUMULADA
	ANUAL					
	1996	1997	1998	1999	2000	
ALTA FLORESTA	1.523	1.321	923	1.071	30,76	54.527,76 (1980-2000)
APIACÁS	85	74	52	4,2	-	4.200,2 (1990-2000)
COLÍDER	45	-	-	-	-	1.870 (1990-2000)
MATUPÁ	44	-	-	-	-	2.740 (1990-2000)
PARANÁITA	219	153	107	-	-	6.780 (1999-2000)
PEIXOTO DE AZEVEDO	1.314	1.900	1.327	1.010	960	49.569 (1982-2000)
TERRA NOVA DO NORTE	87	-	-	-	-	3.493 (1996-2000)
GUARANTÁ	-	-	-	264	-	264 (1990-2000)
TOTAL	3.317	3.448	2.409	2.349,2	990,76	123.443,96

## 4.1 Ouro

Todos os jazimentos visitados (primários e secundários) durante os trabalhos de campo na Folha Rio São João da Barra, já foram alvo de trabalhos de garimpeiros ou de empresas de mineração.

A maioria das anomalias de ouro, detectadas no levantamento geoquímico, estão localizadas em áreas onde a atividade garimpeira está (ou esteve) presente. Foram detectados, entretanto, indícios de mineralizações auríferas em amostras de sedimento de corrente e concentrado de bateia, em áreas onde até o presente momento não foram identificados vestígios da atividade garimpeira: no extremo-noroeste da área, as amostras de sedimento de corrente revelaram indícios de Au em drenagens que cortam as vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Colíder, e no extremo-sudeste, amostras coletadas em drenagens que cortam as supracrustais do Complexo Bacia-Mogno, apresentaram indícios de ouro (figura 4.2), provavelmente associados a apófises graníticas que cortam esta unidade.

A tabela 4.2 resume as principais informações relacionadas ao levantamento geoquímico, referente aos indícios de ouro em sedimento de corrente.

Os principais jazimentos auríferos estão distribuídos em quatro áreas (figura 4.3), cujas denominações locais são: Nova Esperança/Melechete, 15km a noroeste de Apicás; Novo Satélite, 25km ao norte de Apicás, e Novo Planeta, 30km a nordeste de Apicás. No extremo-noroeste da área mapeada localiza-se a região garimpeira de Novo Astro. A tabela 4.3 relaciona os jazimentos (secundários e primários) destas áreas.

### 4.1.1 Ouro Secundário

Os depósitos alúvio-coluvionares da região foram lavrados por garimpeiros e empresas de mineração. Deve-se evitar, entretanto, a utilização do termo exaustão, uma vez que, parte das reservas auríferas encontram-se nos rejeitos dos garimpos, em razão das perdas proporcionadas pela falta de controle de processos nos métodos gravimétricos empregados na lavra aluvionar. Atualmente, a atividade restringe-se a pequenos grupos de garimpeiros que trabalham na repassagem dos rejeitos (*curimã*) e em pequenos blocos métricos que permaneceram intocados durante a garimpagem (*damas*).

A atividade garimpeira assim como a mineração formal, deixaram para trás um rastro de destruição ambiental com altos indícios de contaminação por mercúrio (fotografia 4.1).

Com base em dados de campo (profundidade) e imagens de satélite (superfície lavrada), estima-se que nos garimpos localizados na Folha SC.21-V-D (Rio São João da Barra), tenham sido movimentados ao redor de 80 milhões de metros cúbicos de aluvião, sendo que deste total apenas 25% foi lavrado por empresa de mineração, na área de Novo Planeta.

Os depósitos aluvionares da área possuem um perfil típico (figura 4.4) que reflete as transformações climáticas mais marcantes do Quaternário: i) um período com severas variações climáticas caracterizado sobretudo por oscilações bruscas de temperatura com predominância do intemperismo físico, desestruturação e quebraimento das rochas e recorrência sobre crostas lateríticas pretéritas formadas prova-

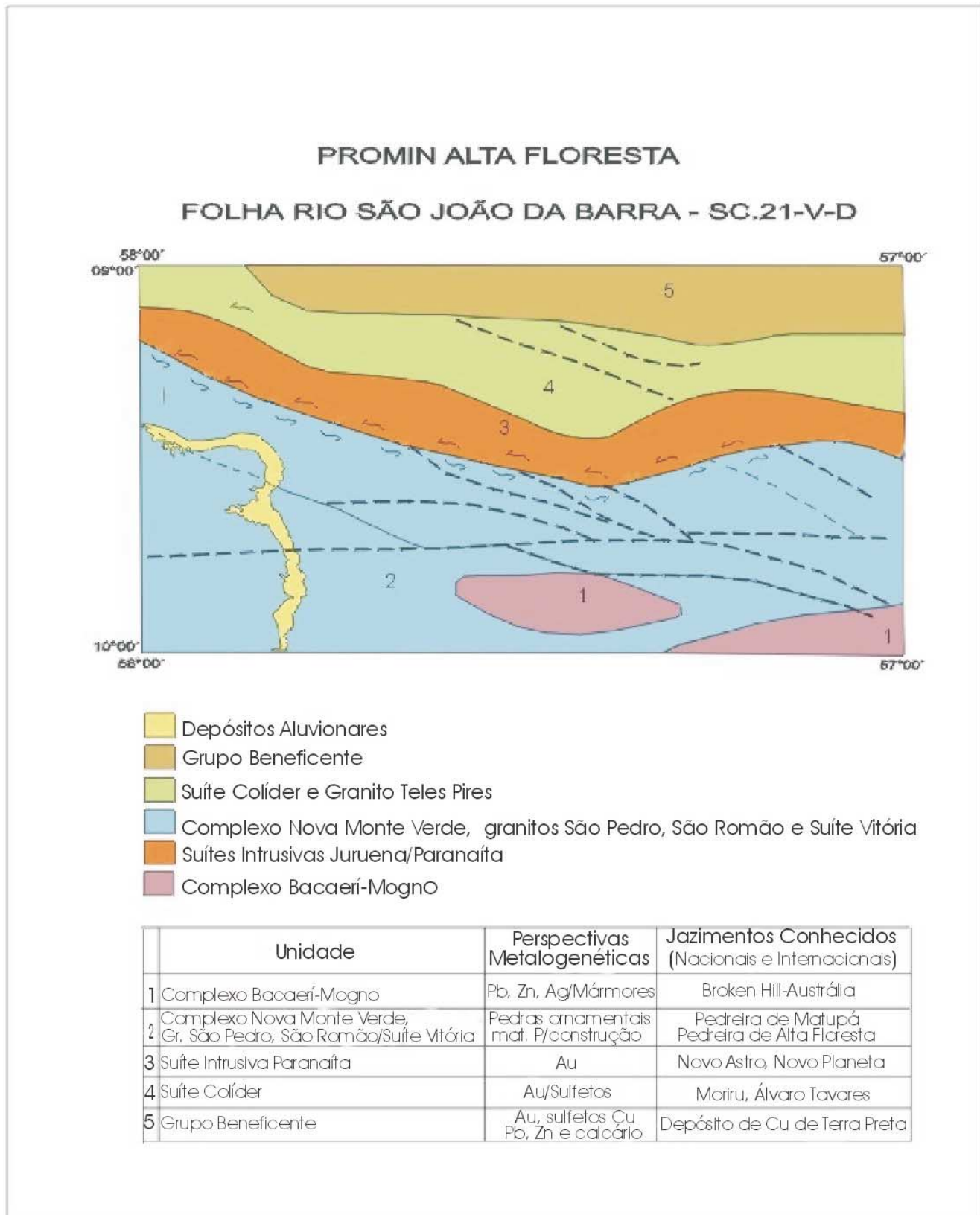


Figura 4.1 – Principais ambientes metalogenéticos e exemplos de jazimentos conhecidos associados a eles.

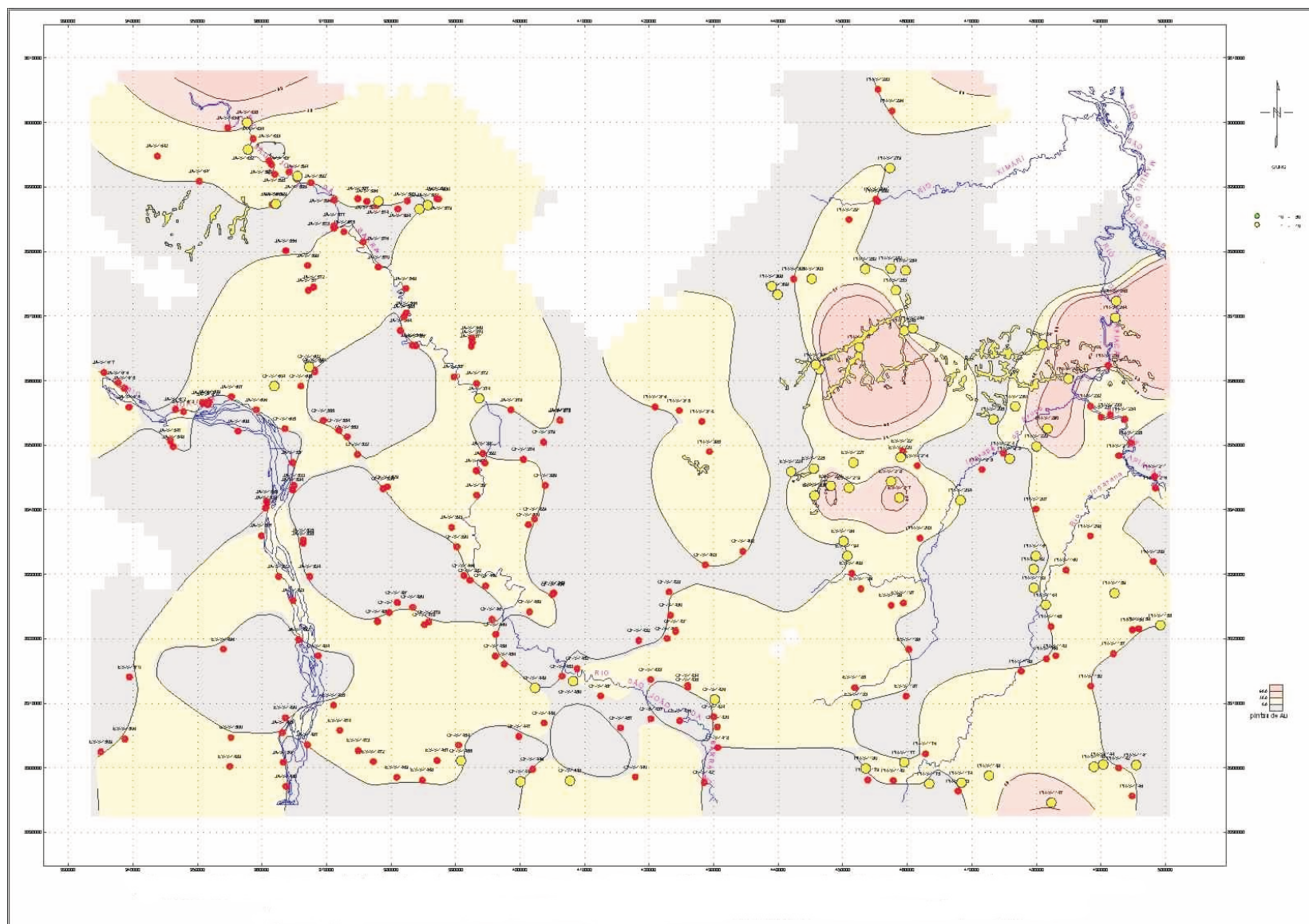


Figura 4.2 – Mapa de distribuição do Au (ppb) em sedimentos de corrente e pintas de ouro em concentrados de bateia, com destaque para os indícios geoquímicos nas porções noroeste e sudeste da área.

Tabela 4.2 – Amostras de sedimento de corrente com indícios de ouro, em locais onde não foi constatada a atividade garimpeira.

AMOSTRAS	LOCALIZAÇÃO (UTM-mc-57)	TEOR (ppb)Au	UNIDADE
JA-1635	357698/9001290	39	Suíte Colíder (Vulcânica/Subvulcânica)
JA-1636	354685/9000495	35	Suíte Colíder (Vulcânica/Subvulcânica)
JA-1147	482319/8894618	47	Complexo Bacaeri-Mogno (Supracrustais de médio a alto grau metamórfico)

velmente durante o Terciário; ii) período caracterizado por intensa precipitação pluviométrica, responsável pela deposição da camada de cascalho basal, formada por seixos mal selecionados, angulosos a subarredondados, em matriz areno-argilosa/argilo-arenosa, com características de sedimentos imaturos; iii) diminuição da intensidade pluviométrica, representada por uma seqüência granodecrescente constituída por arenitos grossos com pedriscos, gradando para sedimentos psamíticos e pelíticos em direção ao topo da seqüência. As mineralizações auríferas econômicas estão invariavelmente associadas à camada de cascalho basal.

A maioria dos depósitos apresentam dimensões médias da ordem de 1 a 10km de comprimento, 10 a 200m de largura e 1 a 2m de espessura. As maiores jazidas têm 25km de comprimento, 300m de largura e 3m de profundidade (exemplos: igarapés Pau Mole e Pinta no Leite, na região de Novo Planeta; Baixão Fundo e Baixão Novo na região de Novo Satélite, e Queixada e Queixadinha, na região de Novo Astro).

O intemperismo tropical, responsável pelo acentuado processo de laterização, teve influência decisiva no comportamento geoquímico do ouro e na formação dos depósitos elúvio/aluvionares. Estes depósitos foram formados a partir de processos químicos (aglutinação) associados a processos físicos (gravimétricos). Durante o início deste processo, provavelmente no Terciário, o ouro foi dissolvido, transportado e precipitado sob a forma de pepita ou ouro grosso, com alto índice de pureza (95% a 98% de Au), em carapaças lateríticas e paleoaluviões. Posteriormente, durante o Quaternário, a erosão das fontes primárias e o retrabalhamento destas carapaças lateríticas e paleoaluviões contribuiu para a formação dos depósitos elúvio/aluvionares. Na região de Novo Planeta foram encontradas pepitas com até 22 gramas de ouro. É comum o aparecimento de ouro envolvendo grãos de quartzo e ilmenita, ou intercrescidos com limonita (Marauí & Veiga, 1985; Marauí, 1984; Nogueira, 1983).

A ocorrência de pláceres com jazimentos de ouro não significa que eles estejam necessariamente relacionados a depósitos primários economicamente explotáveis, uma vez que a jazida aluvionar pode ter se formado a partir de um forte enriquecimento supergênico, tendo como fonte jazimentos primários com teores extremamente baixos (antieconômicos) ou depósitos cujo ouro ocupa a estrutura cristalina dos sulfetos, que, muito embora em alguns casos possuam elevados teores deste metal, apresentam também custo de extração muito elevado, em função da exigência de processos metalúrgicos/químicos sofisticados.

A Mineração Porto Estrela, do Grupo Paranapanema, cubou na região de Novo Planeta uma reserva de vinte milhões de metros cúbicos de minério, com 2,5 toneladas de ouro contido. Esta jazida foi lavrada por método gravimétrico através de plantas móveis. Nas aluviões de maior porte foi utilizada uma planta flutuante com capacidade de lavra de 35.500m<sup>3</sup>/mês, alimentada por retroescavadeira, e, nos depósitos de menor porte, foram utilizadas plantas semimóveis com capacidade para 17.500m<sup>3</sup>/mês, alimentada por um sistema de desmonte hidráulico e sucção. O método de lavra é essencialmente gravimétrico, com um circuito de tratamento composto por uma peneira rotativa (“tromel”), uma bateria de jig’s e um tanque amalgamador (Veiga, 1988).

A lavra garimpeira também utiliza processo gravimétrico, entretanto, muito rudimentar. Nas atividades mais primitivas, em drenagens de menor porte, são utilizados apenas picareta e pá para a remoção da aluvião, e a concentração é feita através de equipamento rústico de madeira, denominado “cobra fumando” (fotografia 4.2).

Em drenagens de maior porte é utilizado o método de dragagem, o qual é empregado geralmente no leito, com a sucção das aluviões para uma caixa de madeira ou metálica (“fervedor”). Desta caixa, o material flui por gravidade para calhas de madeira rifladas e com estopa ou carpete na base. O minério é concentrado tanto no “fervedor” quanto nas calhas. A apuração final é feita com a utilização de bateias.



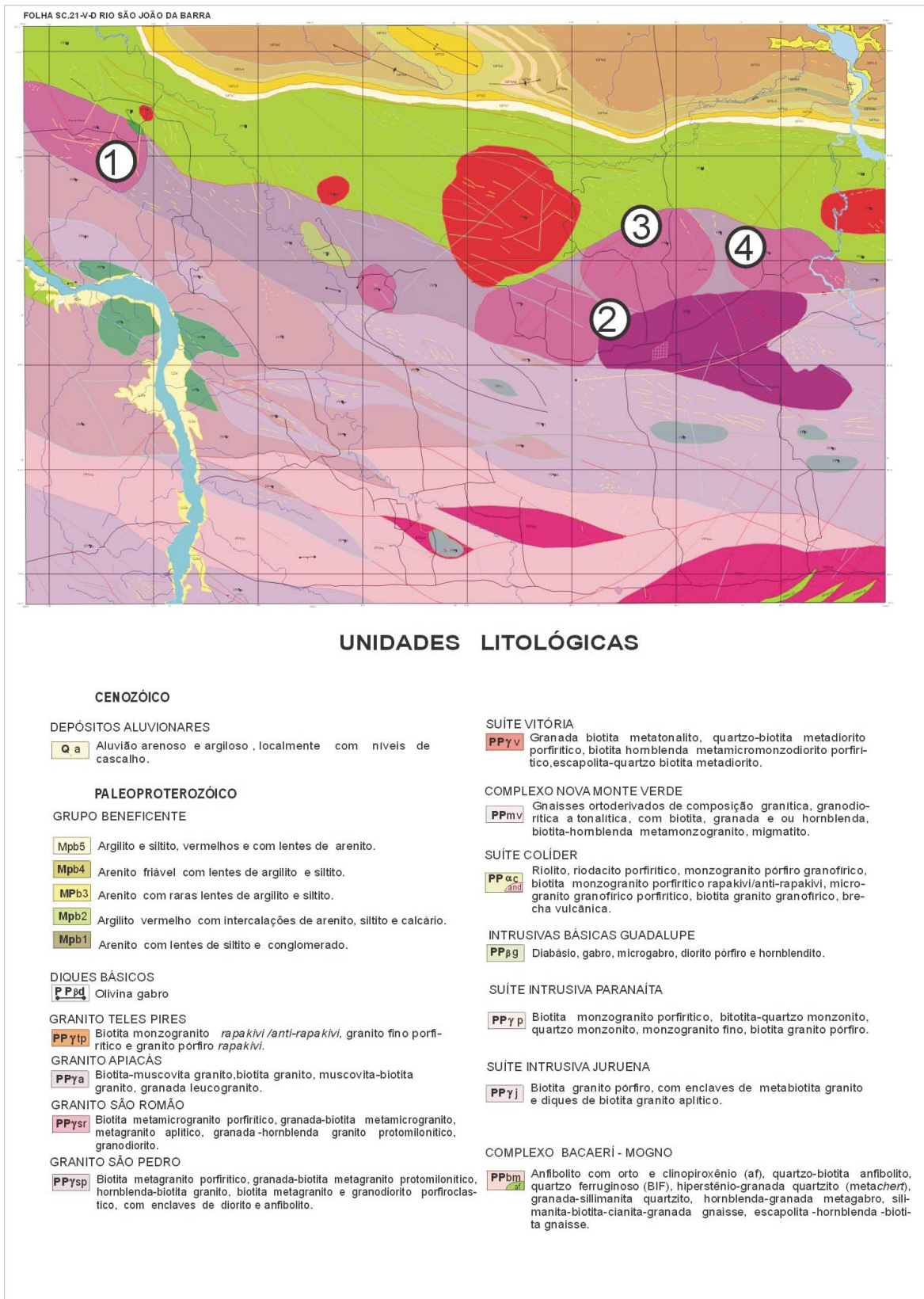


Figura 4.3 – Principais regiões garimpeiras da Folha Rio São João da Barra: 1 - Novo Astro; 2 - Nova Esperança/Melechete; 3 - Novo Satélite; 4 - Novo Planeta.

Tabela 4.3 – Distribuição das principais regiões garimpeiras e os principais jazimentos da Folha Rio São João da Barra. \* Filões em exploração.

REGIÃO GARIMPEIRA/ LOCALIZAÇÃO	PRINCIPAIS JAZIMENTOS ALUVIONÁREIS (JÁ LAVRADOS)	VOLUME DE ALUVIÃO LAVRADO EM MILHÕES DE M <sup>3</sup> (ESTIMADO)	MINERALIZAÇÕES PRIMÁRIAS
NOVO PLANETA (480000/8960000)	Córregos Pau Mole e Pinta no Leite, grotas do Avon, do Arroz, do Marabá, Sete Quedas, das Primas	25	Garimpo do Adão Garimpo do Edson Garimpo do Raimundinho Garimpo do Cunhadinho* Garimpo do Marabá Garimpo do Paraguai*
NOVO SATÉLITE (450000/8950000)	Córregos Baixão Novo e Baixão Fundo, Grotas Tira Calça, Cipó, Macapá, Anta, Fofuquinha, Caeté	15	Garimpo do Sérgio Garimpo do Jacaré Garimpo do Paulinho Garimpo do Tião Fera*
NOVA ESPERANÇA/MELECHETE (425000/8950000)	Córrego do Brusque, Grotas do Porcão, Patuá, Bananeira, Melechete	1	?
NOVO ASTRO (350000/8985000)	Córregos Queixadão, Quixadinha	19	Garimpo do Cabeça * Garimpo do Gaspar * Garimpo do Zeca



Fotografia 4.1 – Exploração aluvionar através de balsa no leito do rio Apiacás. Poluição por efluentes sólidos e mercúrio.

Todos os testes realizados para verificação de perdas em processo gravimétrico de recuperação de ouro têm demonstrado que a recuperação é muito baixa, tanto nas operações realizadas pelas mineradoras como na lavra garimpeira. Estima-se que estas perdas estejam ao redor de 40 a 50%. A equipe do Projeto Ouro e Gemas realizou alguns ensaios de recuperação e chegou à conclusão que as perdas nos processos manuais estão em torno de 30% e aquelas relacionadas às dragas, ao redor de 50% (Nogueira & Oliveira, 1983). Testes de avaliação de perdas realizados no Igarapé Genipapo, na região do Garimpo do Crepori, na Província Tapajós, atingiram valores em torno de 68kg de ouro em uma área de 1.000m de extensão e 100m de flat (Homero Lacerda Filho, 2001). Para uma profundidade média de 3m, o teor é de 0,23gAu/m<sup>3</sup>. A avaliação foi feita com uma sonda percussora tipo *banka*, com diâmetro de 4 polega-

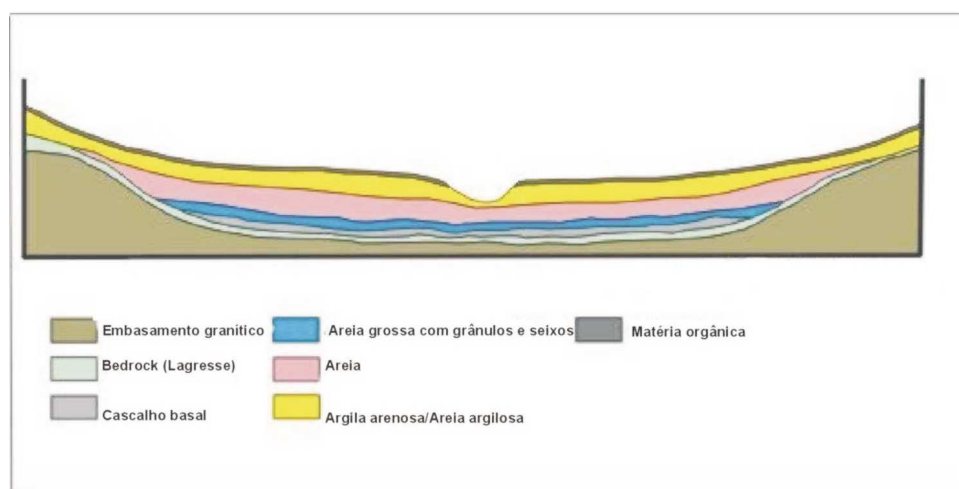


Figura 4.4 – Perfil esquemático representativo das aluviões da Folha Rio São João da Barra.



Fotografia 4.2 – Vista ao fundo da “Cobra Fumando”.

das. Este tipo de sondagem possui limitações que introduzem uma série de erros nos cálculos de cubagem e, no caso das aluviões já trabalhadas, isto se agrava, uma vez que o depósito está totalmente descaracterizado. O pequeno diâmetro de amostragem é um dos principais fatores de erro.

Considerando o enorme volume de aluvião trabalhado pelos garimpeiros em toda a Província Mineral de Alta Floresta, estimado em 500 milhões de metros cúbicos, pressupõem-se que grande parte das reservas auríferas permaneça nos depósitos. Diante da falta de dados consistentes com relação às reservas e teores que existiam anteriormente ao trabalho garimpeiro, é impossível estimar a quantidade de ouro que ainda permanece nos rejeitos desses aluviões. A avaliação desses rejeitos deve considerar um fator extremamente negativo que é a total descaracterização física do depósito, uma vez que toda a coluna estratigráfica, inclusive a camada de minério (o cascalho basal) foi totalmente revolvida. Os métodos convencionais de avaliação com a utilização de sonda percussora tipo *banka* tem como fatores limitadores a distribuição errática do ouro e o pequeno volume amostrado. Durante a percussão para o bombeamento do material sondado, o ouro é empurrado para baixo, o que determina outro fator de perda. Acredita-se que, em um processo de avaliação global desses rejeitos, poderiam ser programados tratamentos de grandes volumes, com a utilização de plantas-piloto de concentração, desenvolvidas especificamente com esta finalidade.

#### 4.1.2 Ouro Primário

Os jazimentos auríferos primários distribuem-se nas quatro áreas cujas denominações locais e principais garimpos encontram-se relacionados na tabela 4.3.

Durante o mapeamento geológico desta folha, foram cadastrados cinco garimpos que se encontram em plena atividade e cujas principais características estão sumarizadas na tabela 4.4. Foram relacionados ainda aqueles garimpos cujas descrições constam da bibliografia (tabela 4.5).

As mineralizações auríferas estão hospedadas em granitos (biotita granito, monzogranitos e monzonitos), do tipo “I” oxidado, de natureza calcoalcalina, muito magnéticos, portadores de quartzo azulado, pertencentes à Suíte Intrusiva Paranaíta e são controladas por estruturas secundárias relacionadas a um megassistema de cisalhamento transcorrente sinistral, rúptil a rúptil-dúctil de direção ESE/WNW, desenvolvido por compressão, cujo tensor principal localiza-se na direção N50°E (figura 4.5).

As zonas mineralizadas são constituídas por uma paragênese mineral hidratada, caracterizada por filosilicatos (mica branca, sericita e clorita), acompanhada por quartzo, carbonato, epidoto, sulfeto (principalmente pirita e calcopirita), feldspato potássico e óxido de ferro (Delgado *et al.*, 2001; Ribeiro; *et al.*, 2001).

A maioria dos depósitos ocorre em veios de quartzo com ouro ( $\pm$ filossilicatos  $\pm$  sulfetos), preenchendo zonas de cisalhamento dúctil-rúptil. Em alguns locais, a ação dos fluidos hidrotermais proporcionou a nucleação de fraturas, com o “amolecimento” das rochas. Estes depósitos caracterizam-se por apresentarem altos teores e baixo volume. São geralmente amendoados, descontínuos e subverticais (fotografia 4.3).

Em sua maioria os depósitos são formados por sistemas de veios descontínuos que podem ser seguidos por alguns quilômetros (ex. sistema de veios Cabeça-Gaspar, na região do Novo Astro), e exibem profundidades também variáveis, chegando a dezenas de metros, e espessuras comumente centimétricas a excepcionalmente métricas.

Os depósitos tipo *stockwork* e disseminados ocorrem em menor quantidade e apresentam pouca atratividade para os garimpeiros, em virtude de possuírem teores mais baixos em relação aos depósitos em veios de quartzo. São desenvolvidos em regime extensional, relacionados a estruturas rúpteis, envolvendo associação de processos magmático-hidrotermais sob alta pressão de fluidos.

A tabela 4.6 mostra a distribuição dos metais básicos e elementos menores dos principais depósitos de ouro primário, os quais apresentam as seguintes características: a) ausência de antimônio; b) baixos valores de arsênio; c) o depósito tipo ouro disseminado (Garimpo do Cunhadinho) apresenta paragênese muito simples, formada quase que exclusivamente por ouro e pirita, o que reflete a quase ausência de metais básicos e elementos menores; d) os depósitos do Ca-



Tabela 4.4 – Principais características dos depósitos de ouro primário em exploração na Folha Rio São João da Barra.

GARIMPO/REGIÃO (LOCALIZAÇÃO UTM-MC 57)	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTÉRMAL/ MINERALIZAÇÃO	TIPO DE MINERALIZAÇÃO	MINERAL/MINÉ- RIO/PARAGÊNESE	TEXTURA	AMBIENTE TECTÔNICO	INCLUSÕES FLUIDAS		TEOR
								SALINIDADE	TEMP.	
MARABÁ/NOVO PLANETA 475061E/8966329N	Biotita-epidoto granito ( fácies esverdeada), quartzo- feldspato granito ( fácies cor rosa). Suíte Intrusiva Paranaíta (1,8 Ga U/Pb)	Sistema de fraturas N40°W e N75°W	Alteração hidroter- mal (sericita + quartzo + epidoto). Sulfetos (pirita, cal- copirita, covellita) disseminados em manchas irregula- res e incrustações e magnetita.	Au - vênulas e veios de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, magnetita, rutilo, covellita e limonita.	Venular	Arco Magmático (Juruena) Pós-colisão	NaCl eq 31,10	99,7°C	
CUNHADINHO/NOVO PLANETA 473844E/8963588N	Biotita-quartzo monzonito com sericitização, saussuritização, feldspatização e silicificação	Sistema de fraturas de cisalhamento N60°W e fraturas extensionais N30°E	Epidotização, seri- cização, saussuri- tização, feldspati- zação e sulfeta- ção.	Au disseminado, tipo pórfiro	Ouro, pirita e calcopirita	Disseminada na rocha, pórfiros formados por aglomerados de pirita e Au	Arco Magmático (Juruena) Pós-colisão			
TIÃO FERA/NOVO SATÉLITE 464830E/8959000N	Granito sapolitizado, Suíte Intrusiva Paranaíta (1,8 Ga, U/Pb)	Falhas N35°E/40°NW	Veio de quartzo + sulfetos (pirita, calcopirita, covel- lita), magnetita, rutilo e limonita laminada; vên- ulas de quartzo (calcedônia ?) aleatórias.	Au - veios de quartzo e vênulas multidirecionais	Ouro, pirita, calcopirita e magnetita.	Disseminada e "stockwork"	Arco Magmático (Juruena) Pós-colisão			Teor 25 g/t
CABEÇA/NOVO ASTRO 344830E/8983923N	Granito epidotizado. Suíte Intrusiva Paranaíta	Sistema de veios de quartzo de direção N20°E	Epidotização pene- trativa, sericitiza- ção, carbonatação. Sulfetos (pirita, cal- copirita, calcita, galena, tetraedrita, esfalerita e borni- ta).	Au - veios de quartzo e "stockwork"	Ouro, pirita, calco- pirita, covellita, galena, tetraedri- ta, esfalerita, bor- nita e limonita.	Disseminada	Arco Magmático (Juruena) Pós-colisão			
PARAGUAIO/NOVO PLANETA 48350E/8962240N	Biotita-epidoto granito	Sistema de fraturas N75°E	Seritização e sul- fetação com pirita predominante.	Au - veios de quartzo e "stockwork"	Ouro, pirita e cal- copirita	Disseminada	Arco Magmático (Juruena) Pós-colisão			



Tabela 4.5 – Informações sobre os principais jazimentos auríferos da Folha Rio São João da Barra, cujas atividades encontram-se paralisadas. Dados obtidos no Projeto Garimpo, JICA (2000) e Promin - Alta Floresta.

REGIÃO GARIMPEIRA/GARIMPO/ LOCALIZAÇÃO	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA/ IDADE DAS ROCHAS ENCAIXANTES	TIPO DE MINERALIZAÇÃO	TEOR MÉDIO ESTIMADO g/ton de Au.	DIMENSÕES DO VEIO	ESTRUTURAÇÃO	OBSERVAÇÃO
NOVO PLANETA/GARIMPO DO ADÃO 475142E/89633691N	Suíte Intrusiva Paranaíta, 1,8Ga/U/Pb	Veio de quartzo (Au + sulfeto)	30	L - 0,60 m C - 100 m	ZCr/N40°W/Sub.	Lavra a céu aberto. Cava com: C=100m L=10m e P=15m Lavra subterrânea.
NOVO PLANETA/GARIMPO DO EDSON GENTIL 473831E/8963583N	Suíte Intrusiva Paranaíta, 1,8Ga/U/Pb	Veio de quartzo (Au + sulfeto)	-	-	-	Lavra subterrânea. Shaft com 30 m. Carac- terísticas morfológicas e estruturais idênticas ao filão do Adão.
NOVO PLANETA/GARIMPO DO RAIMUNDO 470782E/8961984N	Suíte Intrusiva Paranaíta, 1,8Ga/U/Pb	Veio de quartzo (Au + sulfeto)	43		ZCr/N40°W/Sub.	Lavra a céu aberto em cava com C=70m, L=3m e P=7m, teor a partir de análise quími- ca.
NOVO SATÉLITE/GARIMPO DO SÉRGIO 448156E/8958705N	Suíte Intrusiva Paranaíta, 1,8Ga/U/Pb	Veio de quartzo (Au + sulfeto)	35	L - 0,20 m	ZCr/N65°W/Sub.	Lavra a céu aberto em cava com C=30m, P=15m e L=5m.
NOVO SATÉLITE/GARIMPO DO PAULINHO 455231E/8959666N	Suíte Intrusiva Paranaíta, 1,8Ga/U/Pb	Sistema de veios boudinados e vênulas paralelas com minério bandado (Au + sulfeto)	40	L - 0,40 m C - 180 m (veio principal)	ZCr/N45°W/Sub.	Lavra a céu aberto em cava com C=80m e P=25m. Depósito muito rico em sulfeto. Rejeito armazenado para futu- ro beneficiamento.
NOVO SATÉLITE/GARIMPO DO JACARÉ 451871E/8963654N	Suíte Intrusiva Paranaíta, 1,8Ga/U/Pb	Veio/vênulas de quartzo (Au + sulfeto), "stockwork" ou multi- venulado	Máximo 379 (análise química) média - 35 (estimado)		ZCr/N80°W/Sub.	O minério multivenula- do foi lavrado a céu aberto.

L - Largura, C - Comprimento, P-Profundidade, ZCr-Zona de cisalhamento rúptil.

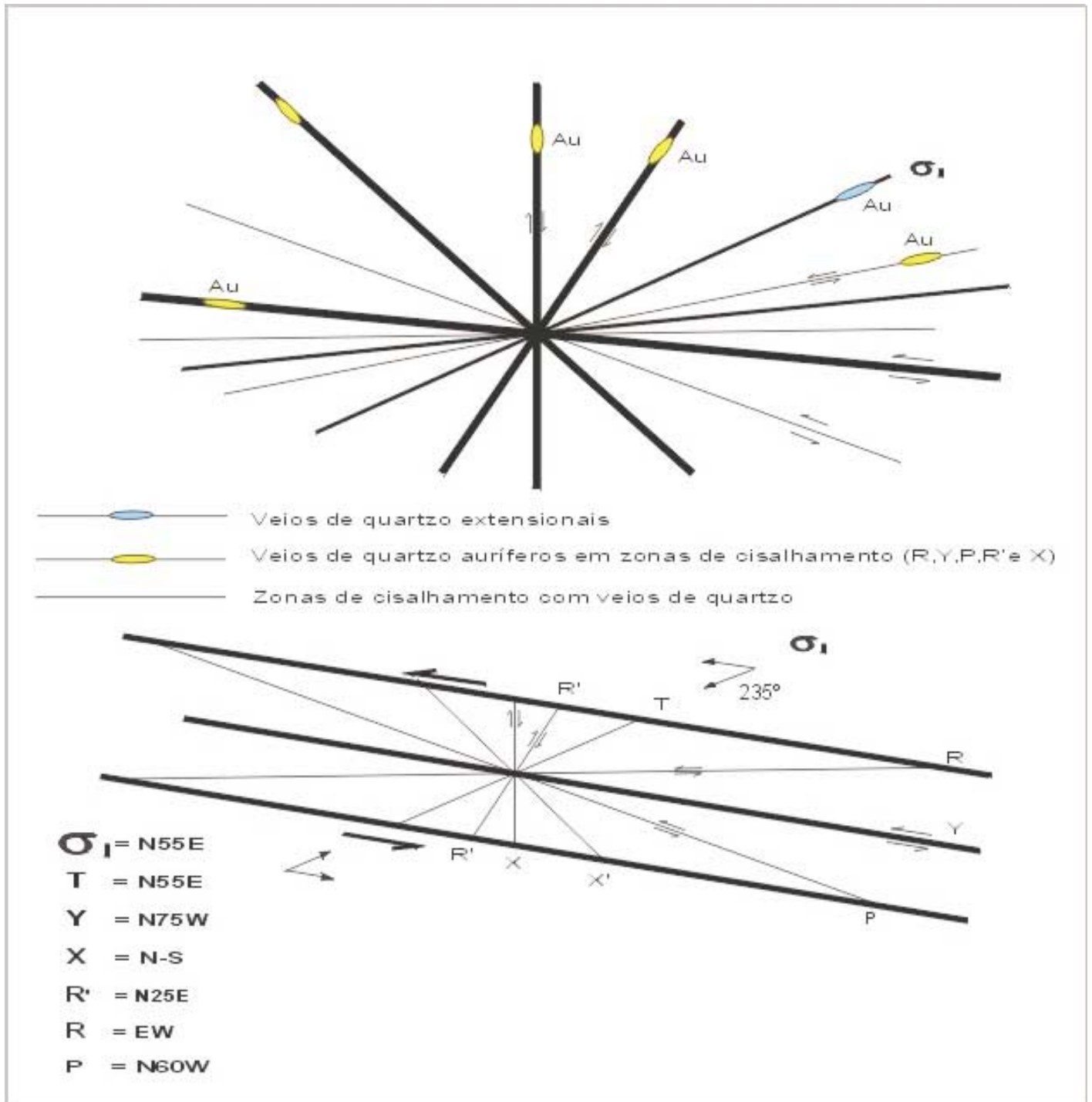


Figura 4.5 – Veios de quartzo com ouro, controlados por fraturas: extensional (T) e de cisalhamento - conjugadas de Riedel: R,Y,P (sintéticas) e R' e X' (antitéticas), em domínio rúptil a rúptil-dúctil.



Fotografia 4.3 – Vista frontal de veio de quartzo sulfetado descontínuo e verticalizado associado a alteração hidrotermal (sericita+epidoto+clorita) em zona de cisalhamento rúptil - Garimpo do Cabeça, PS-223.

beça, na região do Novo Astro e Tião Fera, na região do Novo Satélite, estão ambos associados a veios de quartzo e apresentam uma paragênese sulfetada muito diversificada com valores anômalos para quase todos os elementos, inclusive prata. A geoquímica destes elementos, levando em conta a litoambiência, pode ser utilizada para rastreamento destes depósitos. Anomalias de Cu, Pb e Zn, foram detectadas, por exemplo, na área do Novo Astro, em amostras de sedimento de corrente (figuras 4.6 a, b, e c).

#### 4.1.2.1 Descrição dos Jazimentos em Exploração

##### Garimpo do Cunhadinho (473844E/8963588N)

Em contato com o granito mineralizado, encontra-se uma rocha deformada em regime dúctil que exibe um sistema de dobras parasíticas complexas, associadas a uma mesodobra cujo eixo tem direção leste-oeste. Trata-se de gnaisse de composição granítica, remanescente do Complexo Cuiú-Cuiú, sob forma de um megaxenólito, cuja área aflorante é restrita, não cartografável na escala adotada pelo Promin Alta Floresta.

O depósito encontra-se encaixado em granito rosa a cinza-escuro, granulação grossa, porfírico, muito magnético, classificado petrograficamente como

biotita-quartzo monzonito. A mineralização ocorre de forma disseminada e está associada a uma zona de cisalhamento rúptil de direção N50°-60°W, com fraturas extensionais N30°E, nas quais se alojaram as soluções hidrotermais responsáveis pelo transporte das mineralizações.

A rocha mineralizada (fotografia 4.4) é um granitóide formado a expensa de uma expressiva e penetrativa alteração hidrotermal (feldspatização, sericitização, saussuritização, silicificação, epidotização e sulfetação (fotomicrografias 4.5 e 4.6).

O minério é uma rocha que possui cor cinza clara, levemente rósea, com manchas estiradas verdes escuras e aglomerados brilhantes com textura granular fina a média e estrutura foliada. Constitui-se essencialmente de feldspato potássico (48%) e plagioclásio (15%), quartzo (30%), além dos minerais de alteração. A mineralização está associada a sulfeto, predominantemente pirita, que ocorre disseminada em grãos euédricos a subédricos, em geral muito finos (0,2mm a 5mm) ou sob forma de agregados centimétricos, nos quais seus grãos apresentam aspectos fragmentários (fotomicrografias 4.7 e 4.8).

O minério disseminado (hidrotermalito) forma bolsões métricos alinhados segundo a zona de cisalhamento (fotografia 4.9).

O teor estimado a partir de informação dos garimpeiros (ouro recuperado x volume lavrado) gira em torno de 10gAu/t. Os equipamentos utilizados na lavra a céu aberto são rudimentares, sendo constituídos por um conjunto composto de um moinho de martelo acoplado a um motor estacionário, a diesel. O material moído passa por uma pequena caixa com mercúrio que transborda, passando por gravidade para uma caixa inclinada, forrada com uma estopa ou carpete, na qual parte do ouro fica retido (fotografia 4.10).

Este tipo de depósito desperta pouco interesse dos garimpeiros, em face do baixo teor, entretanto, é o que apresenta maiores possibilidades de constituir-se em depósito de grande volume.

##### Garimpo do Tião Fera (464624E/8959000N)

Localizado na região garimpeira do Novo Satélite, este jazimento aurífero está hospedado em rocha de cor cinza-clara com manchas verdes e pretas, textura granular média a grossa e estrutura maciça, constituída essencialmente de feldspato potássico (43%), plagioclásio (20%), quartzo (20%) e biotita (10%), classificada petrograficamente como biotita monzogranito, pertencente à Suíte Intrusiva Paranaíta. A ocorrência de quartzo azulado e o alto teor de magnetita são características marcantes deste metalotecto.

A mineralização aurífera está associada a um sistema de veios de espessura centimétrica e multiveiculações lenticulares tipo *stockwork*, encaixados em

Tabela 4.6 – Comportamento dos metais básicos e elementos menores nos depósitos auríferos da Folha Rio São João da Barra (método: ICP).

GARIMPO/REGIÃO GARIMPEIRA	ELEMENTOS ASSOCIADOS AOS DEPÓSITOS (ppm)										TIPO DE MINERALIZAÇÃO
	Cu	Pb	Zn	Sb	Bi	As	Te	Cd	Co	Ag	
PARAGUAIO/NOVO PLANETA	177	832	375	>5	>5	24	>10	2,3	3	3	Hidrotermalito quartzo sericítico + sulfeto (pirita, bornita, calcocita, covellita, galena e esfererita + calcopirita).
CUNHADINHO/NOVO SATÉLITE	1	3	3	>5	>5	>5	>10	>0,2	>1	>0,2	Ouro pórfiro/disseminado. Ouro com pirita.
TIÃO FERA/NOVO SATÉLITE	1.000	31	84	>5	95	16	29	0,9	179	16	Veios de quartzo com ouro + sulfeto (pirita, covellita, calcopirita), Multivenulações centimétricas, tipo <i>stockwork</i>
CABEÇA/NOVO ASTRO	10.000	1.200	6.000	>5	280	-5	23	41	15	163	Veios de quartzo com ouro + sulfeto (pirita + calcopirita, calcocita, covellita, galena, tetraedrita, esfalerita, bornita), multivenulações tipo " <i>stockwork</i> "



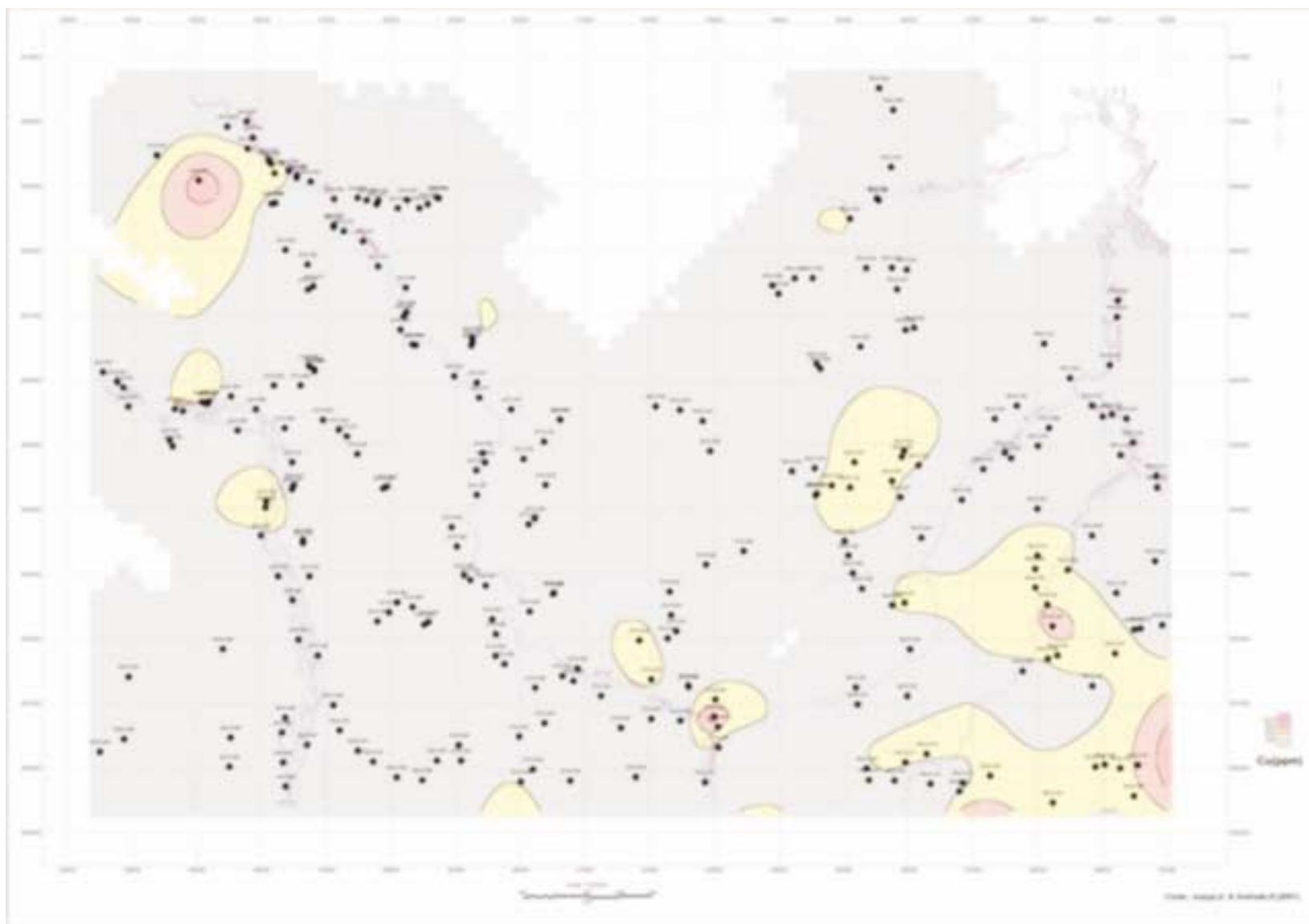


Figura 4.6a – Distribuição do Cu, associado as mineralizações auríferas (garimpos) com ênfase para a região do Novo Astro.

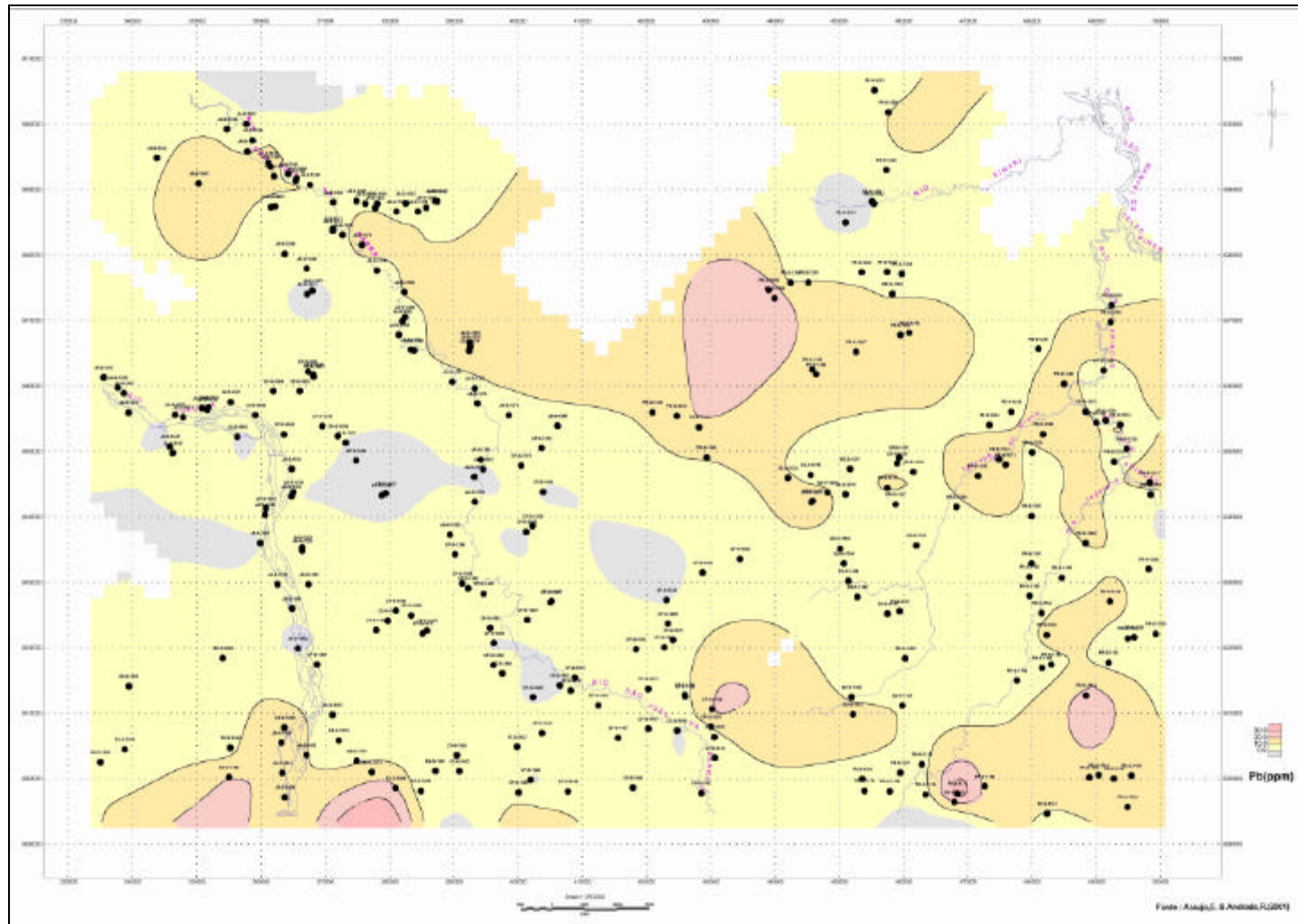


Figura 4.6b – Distribuição do Pb associado as mineralizações auríferas (garimpos) com ênfase para a região do Novo Astro.

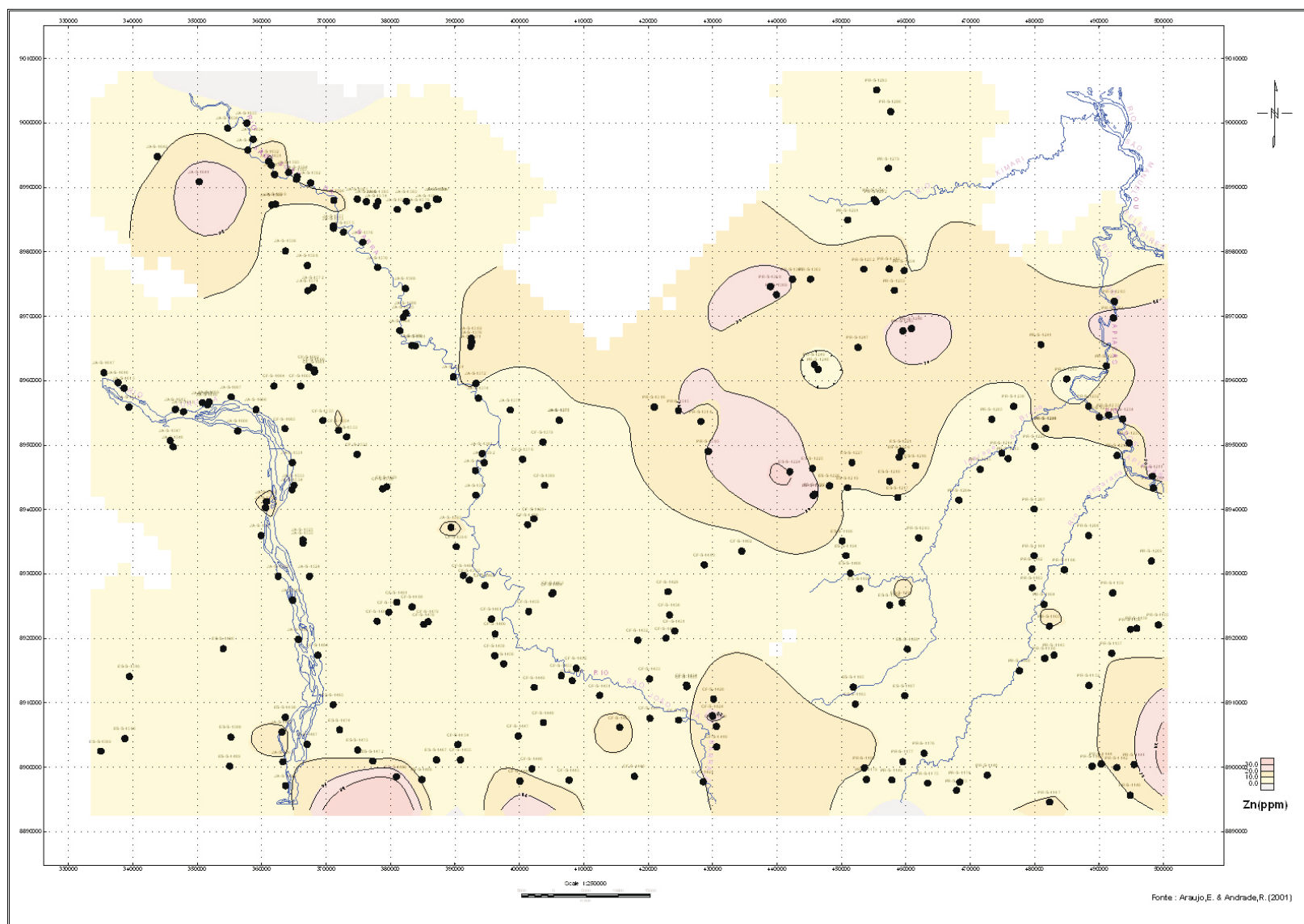
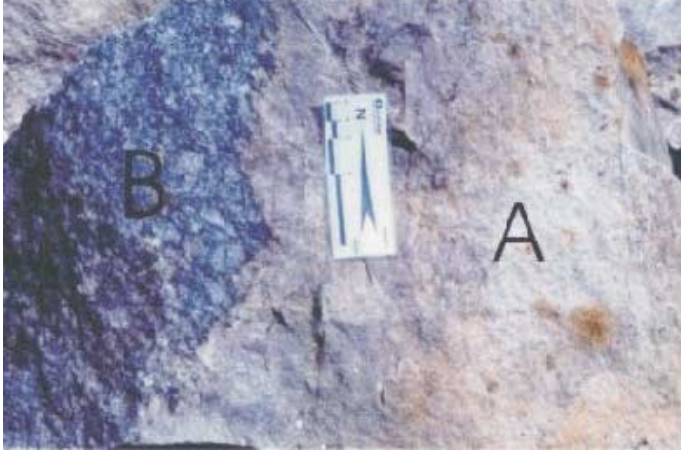
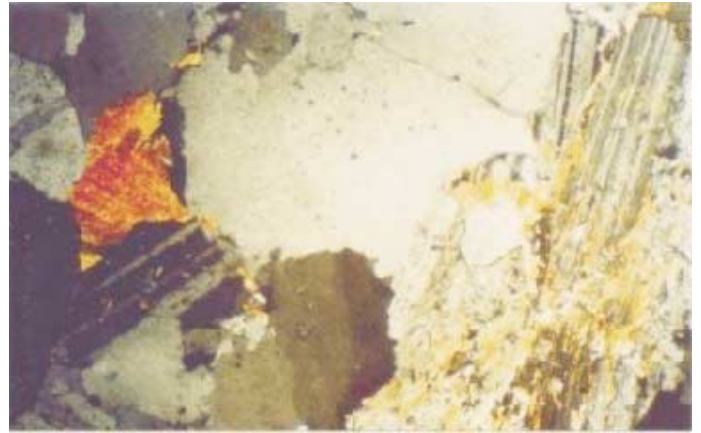


Figura 4.6c – Distribuição do Zn associado as mineralizações auríferas (garimpos) com ênfase para a região do Novo Astro.

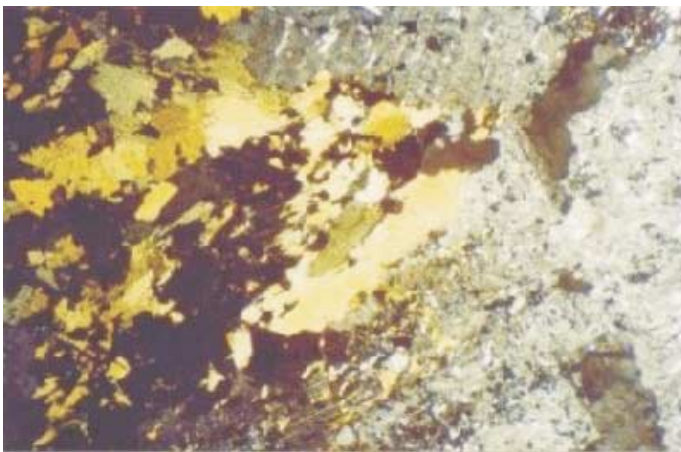




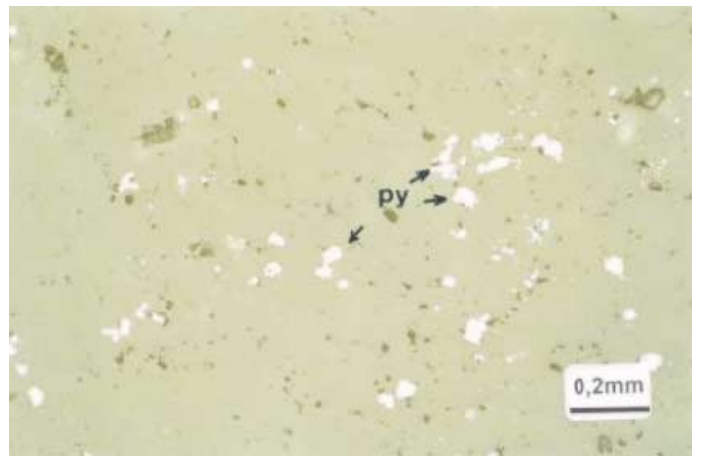
Fotografia 4.4 – Garimpo do Cunhadinho, região do Novo Astro (PS-271). A - Minério tipo disseminado: hidrotermalito com cristais e aglomerados de pirita e ouro disseminados. B - Biotita-quartzo monzonito hidrotermalmente alterado, encaixante da mineralização.



Fotomicrografia 4.6 – Agregados e palhetas de sericita. Lamelas de clorita, epidoto em minúsculos prismas curtos e carbonato, além de sílica, são produtos de alteração (PS-271b).



Fotomicrografia 4.5 – Sericita, epidoto, clorita e carbonato ocorrem como produtos de alteração hidrotermal (PS-271a).



Fotomicrografia 4.7 – Cristais subédricos a anédricos de pirita (Py) disseminada. Seção polida com luz refletida plano-polarizada (PS-271a).

saprólito argiloso. O veio principal apresenta espessura máxima aflorante de 20cm, com atitude N40°E/40°NW, deslocado localmente por falha N35°E/40°NW (fotografias 4.11 e 4.12).

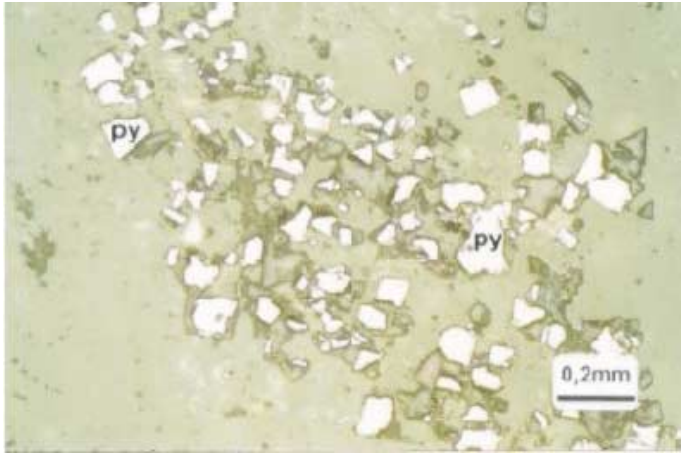
O filão principal se ramifica em um sistema de veios decimétricos a centimétricos, na mesma direção (N40°E/40°NW). Existe ainda um sistema venular multidirecional tipo *stockwork* (fotografia 4.13).

A mineralização sulfetada distribui-se em forma de faixas centimétricas, alternadas com níveis de quartzo (fotografia 4.14), sugerindo associação com estruturas extensionais, onde os níveis foram formados através de diversos pulsos de soluções hidrotermais responsáveis pelo bandamento do minério.

Os minerais metálicos distribuem-se portanto, em leitos constituindo uma paragênese composta por pirita (predominante), calcopirita, calcocita, covellita, galena, esfalerita, tetraedrita e bornita. Os grãos de pirita são bem desenvolvidos, em grande parte hipidiomórficos, com poucos grãos idiomórficos. Alguns grãos estão fraturados e infiltrados pela ganga.

A calcopirita, bem pouca e em pequenos cristais, ocorre em geral inclusa na pirita. A covellita, sob forma de pequenos agregados forma lentes de ganga, associada a pirita. O ouro foi observado em pequenos grãos (entre 4 $\mu$  e 68 $\mu$ ) que encontram-se inclusos e associados a pirita (fotomicrografia 4.15).

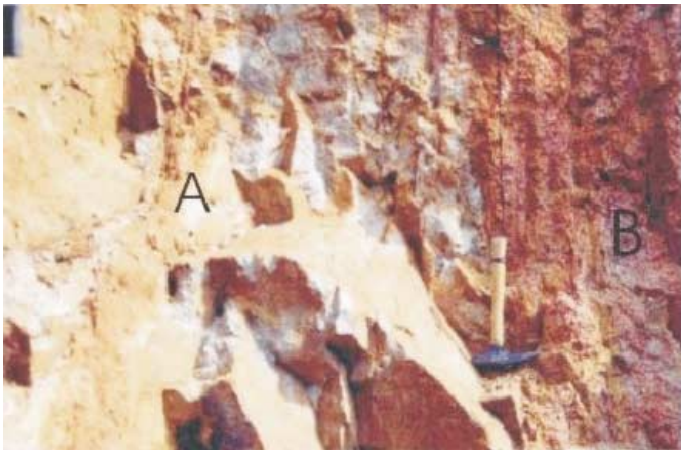




Fotomicrografia 4.8 – Concentração de grãos muito finos de pirita (Py) de aspecto fragmentário. Seção polida com luz refletida plano-polarizada (PS-271b).



Fotografia 4.10 – Garimpo do Cunhadinho, região garimpeira do Novo Planeta. Equipamento rudimentar utilizado no beneficiamento do minério: 1) motor diesel estacionário; 2) bomba d'água; 3) moinho de martelo; 4) caixa com mercúrio; 5) caixa com placa de cobre amalgamada.



Fotografia 4.9 – Perfil. Garimpo do Cunhadinho, região do Novo Planeta (473844/8963588). Contato entre o minério disseminado (A) e a rocha encaixante (B). O minério forma bolsões métricos.



Fotografia 4.11 – Garimpo do Tião Fera (PS-211), região do Novo Satélite. Fotografia em perfil do veio principal de direção N40°E/40°NW.

A mina a céu aberto consta de duas frentes de lavra: a) O veio principal é beneficiado em um moinho de martelo e o ouro é recuperado em uma caixa inclinada, com uma placa de cobre amalgamada; b) O saprólito, onde ocorrem as multivenulações tipo *stockwork* é lavrado através de sistema de desmonte hidráulico (fotografias 4.16 e 4.17), com a concentração do ouro livre em caixa concentradora riflada e com estopa ou carpete (“cobra-fumando”).

Tanto no moinho quanto na “cobra fumando”, foram observadas grandes perdas, motivadas por diversos fatores, dentre os quais: a) granulometria do ouro

-ouro fino dificilmente é recuperado; b) morfologia das partículas - ouro placóide dificulta a recuperação; c) falta de controle da densidade do material que alimenta as caixas concentradoras, com grande quantidade de argila em suspensão; d) ouro incrustado ou na estrutura dos sulfetos não são recuperados. Neste caso, o aumento na quantidade de sulfeto está acompanhado de um aumento da quantidade de ouro, entretanto, a recuperação é proporcionalmente mais baixa.

Com base em informações dos garimpeiros (volume lavrado x ouro recuperado), estima-se que no veio principal o teor médio esteja ao redor de 30gAu/t.



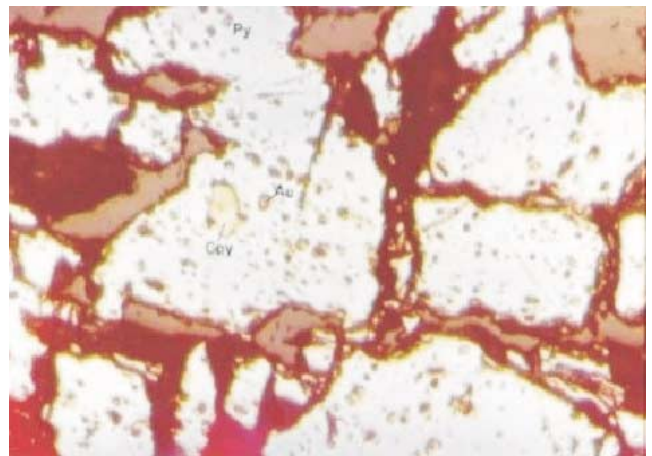
Fotografia 4.12 – Garimpo do Tião Fera, região do Novo Satélite. Detalhe da fotografia anterior.



Fotografia 4.14 – Garimpo do Tião Fera, região de Novo Satélite. Amostra de mão exibindo o bandamento do minério, com bandas ricas em quartzo. Associação com estrutura extensional.



Fotografia 4.13 – Garimpo do Tião Fera, região do Novo Satélite. Fotografia em perfil da cava onde se realiza a lavra através de desmonte hidráulico do saprólito com multivenulações tipo “stockwork”.



Fotomicrografia 4.15 – Ouro em pequenos grãos associado a pirita. Garimpo do Tião Fera, região do Novo Satélite.

#### Garimpo do Cabeça (344830E/8983923N)

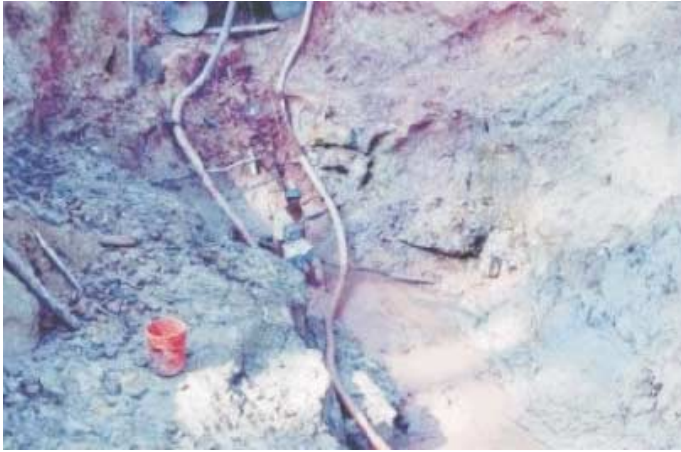
Localiza-se na porção noroeste da área, na região do Novo Astro.

A rocha encaixante da mineralização é um granito hidrotermalmente muito alterado (K-feldspatização, silicificação e epidotização), de cor rosa a avermelhada, magnético, textura granular média e estrutura maciça, constituído essencialmente de feldspato potássico (44%), plagioclásio (20%) e quartzo (30%). A cúpula granítica foi submetida a alta pressão de fluidos hidrotermais, resultando em um sistema multivenular tipo *stockwork*, desenvolvido, concomitantemente com esforços tectônicos, uma vez que algumas fraturas estão orientadas segundo a direção N20°W/60°SW (fotografia 4.18).

Aparentemente, o sistema de mineralização composto por veios maiores estabeleceu-se após o sistema multivenular (*stockwork*). A lavra está sendo desenvolvida no veio principal e não foi possível analisar o saprólito proveniente da alteração do *stockwork*. O garimpeiro proprietário da mina afirma que os testes feitos com bateia nestes saprólitos não revelaram a presença de ouro, o que não significa que esta rocha não seja mineralizada, uma vez que os teores neste minério são normalmente mais baixos e, há pouca atratividade para o garimpeiro.

A mineralização está associada a um sistema de veios de quartzo, ramificados, boudinados e descontínuos, alojados em zona de cisalhamento rúptil de





Fotografia 4.16 – Garimpo do Tião Fera, região do Novo Satélite. Cava do veio principal.



Fotografia 4.18 – Perfil. Garimpo do Cabeça, região do Novo Astro. Estrutura tipo “stockwork”, formada por alta pressão de fluidos hidrotermais. Algumas fraturas extensionais do sistema estão orientadas.



Fotografia 4.17 – Garimpo do Tião Fera, região do Novo Satélite. Desmonte hidráulico do saprólito com multivenulações de quartzo tipo “stockwork”.



Fotografia 4.19 – Perfil. Garimpo do Cabeça, região do Novo Astro. Detalhe do veio principal ladeado por multivenulações encaixado em filonito composto predominantemente por mica branca, sericita e quartzo, produto de profunda alteração hidrotermal.

direção N20°E/subvertical ou com mergulhos fortes (65-70°), predominantemente para SE. Este sistema é intermitente, mas pode ser seguido por aproximadamente 2km até o Garimpo do Gaspar. O veio principal, cuja espessura varia de 10cm a 1m, está ladeado por veios centimétricos. A encaixante é um filonito de espessura métrica, composto essencialmente por mica branca, quartzo e sericita (fotografia 4.19).

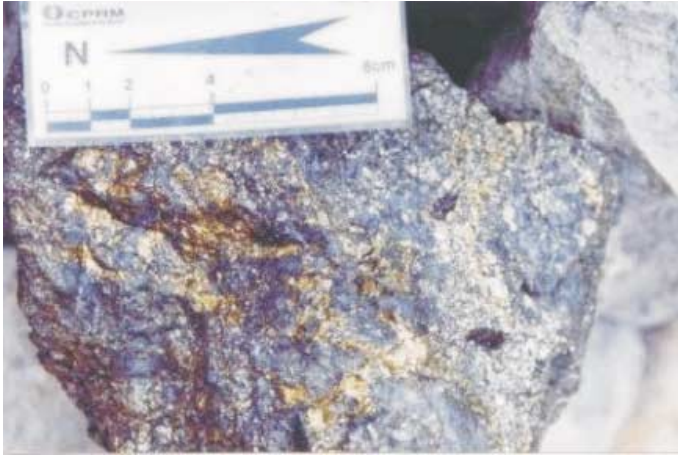
O ouro acompanha uma paragênese rica em sulfetos (fotografia 4.20), composta de pirita, calcopirita, calcocita, covellita, galena, tetraedrita, esfalerita e bornita.

Os grãos de pirita, sulfeto mais abundante, são hipidiomórficos, com fraturas preenchidas por calcopirita. Os grãos de calcopirita apresentam-se circundados por calcocita e covellita, formando uma franja de reação, em alguns casos, em processo avançado

de substituição. A tetraedrita aparece sob forma de cristais de coloração cinza, inclusos na calcopirita. A esfalerita aparece como exsolução de calcopirita, também contornada por calcocita e covellita. A bornita também está associada a calcocita e covellita. A galena, além de associada a calcopirita, também apresenta-se inclusa na pirita.

As análises químicas do minério (tabela 4.6) indicam altos valores de metais básicos (Cu, Pb e Zn) e prata.

O filão principal foi explorado a céu aberto até uma profundidade de 10m. Atualmente, a lavra subterrânea é feita através de um *shaft* com 40m de profundidade, de onde partem as galerias, acompanhando o filão mineralizado N20°-25°E.



Fotografia 4.20 – Garimpo do Cabeça. Minério sulfetado (pirita, calcopirita, galena, esfalerita e bornita) do veio principal.

Segundo informações do proprietário do garimpo, as amostras analisadas quimicamente revelaram teor da ordem de 50gAu/t.

O minério é beneficiado em moinho de martelo e o material moído passa diretamente por calhas de 3m de comprimento por 1m de largura, com uma placa de cobre amalgamada no fundo (fotografia 4.21).

A perda neste garimpo é muito grande, em razão do ouro estar associado a grande quantidade de sulfeto. Segundo informações do proprietário da mina, o teor do rejeito está em torno de 15gAu/t. É provável que parte do ouro esteja contida na estrutura ou incrustado nos sulfetos.



Fotografia 4.21 – Garimpo do Cabeça, região do Novo Astro. Sistema de beneficiamento do minério com moinho de martelo e caixas concentradoras com placa amalgamada no fundo. Observa-se que a água transporta muito material em suspensão e facilita as perdas, principalmente de ouro fino.

Nesta mina, o rejeito é muito rico em sulfeto e encontra-se estocado para tratamento posterior.

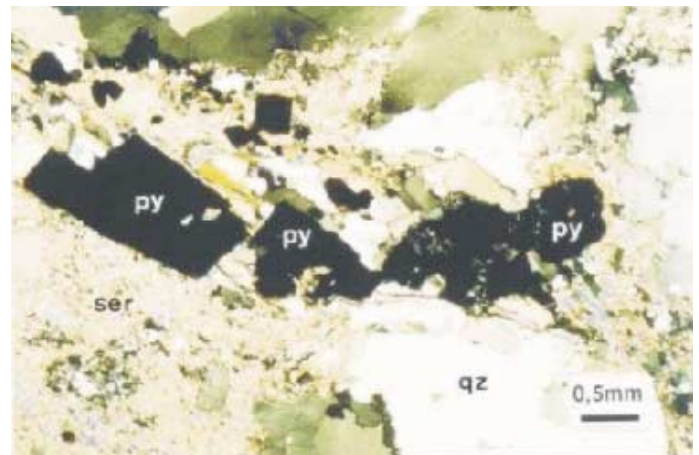
Garimpo do Paraguaio (488350E/8962240N)

Localiza-se na região do Novo Planeta, às margens do rio Apicás.

O biotita monzogranito encaixante da mineralização possui cor cinza, com manchas pretas, brilhantes e verdes claras, textura granular hipidiomórfica média a grossa e estrutura maciça, constituído essencialmente de feldspato potássico (40%), plagioclásio (30%), quartzo (15%) e biotita (5%). Sericita, epidoto e carbonato são produtos de alteração hidrotermal.

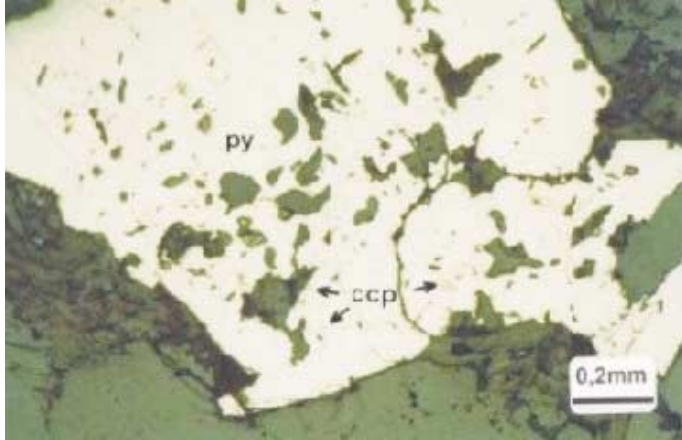
A mineralização está associada a veio de quartzo sulfetado, com espessura média de 30cm e máxima 50cm, alojado em zona de cisalhamento rúptil de direção N75°E. O veio é descontínuo e está ladeado por uma rocha de espessura variável (até 2m), produto de profunda alteração hidrotermal (quartzo ± sericita ± sulfeto), de cor cinza rósea, com manchas verdes e amarelas, brilhantes, textura granular fina a média, estrutura foliada, composta essencialmente de quartzo (63%), sericita (25%) e feldspato potássico (15%), classificada petrograficamente como um hidrotermalito. Esta rocha também é lavrada pelos garimpeiros, uma vez que apresenta altos teores de ouro, principalmente associados ao aumento na concentração de sulfetos.

No hidrotermalito mineralizado, o mineral metálico mais abundante é a pirita, que ocorre disseminada, ou como agregados de grãos de 0,04 a 2mm de tamanho, em geral subédricos, com bordas arredondadas e contendo inclusões de gotículas de calcopirita (fotomicrografias 4.22 e 4.23). Bornita, calcocita, covellita, galena e esfalerita são mais raros.



Fotomicrografia 4.22 – PS-296m, seção polida. Cristais euédricos a subédricos de pirita (py) em hidrotermalito quartzo (qz) sericítico (ser). Luz refletida com polarizadores cruzados.





*Fotomicrografia 4.23 – PS-296m. Grande cristal poiquilítico de pirita (py), com inclusões góticas de calcopirita (ccp). Seção polida em luz refletida plano-polarizada.*

O depósito está sendo explorado pelo sistema de lavra subterrânea, através de um *shaft* de 15 metros de profundidade sobre o veio principal.

#### 4.1.2.2 Descrição Dos Jazimentos Inativos

Os dados referentes aos jazimentos descritos a seguir, sumarizados na tabela 4.5, foram obtidos a partir de informações constantes da bibliografia e referem-se aos garimpos cujas atividades foram paralisadas.

**Garimpo do Adão (475142E/8963369N)**

Localiza-se na região garimpeira do Novo Planeta, nas cabeceiras do córrego Pau Mole. Este depósito teve suas atividades iniciadas em 1989 com a exploração à céu aberto até uma profundidade de 15m e uma extensão de 100m. A falta de condições de segurança obrigou a paralisação dos trabalhos que foram retomados em 1994, com a abertura de um *shaft* sobre o corpo mineralizado.

O veio aurífero está alojado em granito de granulção fina, possui espessura média de 60cm, está relacionado a zona de cisalhamento de direção N40°W, subverticalizado e pode ser seguido por uma extensão de 100m.

Durante o tempo em que esteve em operação, a produção diária foi de uma tonelada de minério, e recuperação de 30 g de ouro. Considerando as perdas, pode-se concluir que o teor é superior a 30gAu/t.

Para o beneficiamento do minério foi utilizado um moinho de martelo e uma calha com placa de cobre amalgamada.

**Garimpos do Edson/Gentil (473831E/8963583N)**

Estes filões localizam-se na região do Novo Planeta, próximos ao filão do Adão, e apresentam as mesmas características, em termos de área aflorante, espessura, teor e forma de exploração. Na ocasião da visita da equipe do Projeto Garimpo, o *shaft* de acesso e exploração do filão do Gentil estava a 30m de profundidade.

**Garimpo do Raimundo (470782E/8961984N)**

Localiza-se na região do Novo Planeta, NW da cidade de Apiacás, 250m da margem direita da grota da Felicidade e a 1,3km da confluência com o córrego Pinta no Leite.

O depósito tem características semelhantes ao depósito do Adão. Os trabalhos de exploração foram iniciados em 1993. A lavra a céu aberto desenvolveu-se em uma cava de 100m de comprimento, 10m de profundidade e 3m de largura, acompanhando a zona de cisalhamento onde se aloja o veio mineralizado com direção N75°W. O teor médio obtido através de análise química foi de 43gAu/t.

**Garimpo do Sérgio (448156E/8958705N)**

Localiza-se na região do Novo Satélite, na margem esquerda do córrego Baixão Novo.

O veio de quartzo com sulfeto (pirita, calcopirita e ouro) está alojado em zona de cisalhamento de direção N65°W e encaixado em granito da Suíte Intrusiva Paranaíta.

O depósito foi lavrado a céu aberto até uma profundidade de 15m, em uma extensão de aproximadamente 50m. O veio mineralizado possui espessura média de 20cm.

O teor médio estimado para o filão do Sérgio foi de 35gAu/t.

**Garimpo da Dona Ivone (448492E/8958583N)**

O depósito localiza-se na região do Novo Satélite, na margem esquerda do córrego Baixão Novo.

O filão foi lavrado a céu aberto até uma profundidade aproximada de 20m e as atividades foram paralisadas em face das possibilidades de desmoronamento.

O teor médio estimado para a jazida da Dona Ivone foi de 20gAu/t.

**Garimpo do Paulinho (455231E/8959666N)**

Localiza-se na região do Novo Satélite. A mineralização preenche uma zona de cisalhamento rúptil e compõe-se de um sistema de veios irregulares, paralelos, cuja espessura máxima chega a 0,40m e podem ser seguidos por até 200m. O minério é bandado e caracteriza-se por exibir uma paragênese muito rica em sulfeto, predominantemente pirita e calcopirita. O teor médio do minério foi estimado em 40gAu/t.

A lavra a céu aberto foi realizada até uma profundidade de 25m.

O minério muito rico em sulfeto proporciona normalmente uma perda muito grande, motivo pelo qual os rejeitos do garimpo foram armazenados para posterior beneficiamento.

Garimpo do Jacaré (451871E/8963654N)

Localiza-se na margem esquerda do córrego Baixão Novo, a 700m da confluência do córrego do Cipó. A frente de lavra está localizada sobre uma zona de cisalhamento com vários metros de largura, de direção geral N80°W/80°SW e com sericitização intensa ao longo das bandas de cisalhamento. A área do Garimpo do Jacaré, na região do Novo Satélite foi estudada em detalhe pela JICA/MMAJ (2001). Os locais onde foram detectadas as maiores anomalias em solo foram prospectados através de duas trincheiras de 100m de comprimento por 1m de largura e 3m de profundidade. Em uma das trincheiras foi identificada uma zona de cisalhamento com halo de alteração hidrotermal (sericitização) com 3m de largura, na qual está encaixado um veio centimétrico de quartzo de direção N80°W e mergulho de 70° para SW, com “filmes” de pirita e pirita cúbica disseminada. Amostras de canal em saprólito detectaram valores significativos de ouro em duas faixas: uma com 2m de largura com teor médio de 1,51gAu/t. e outra com teor médio entre 1,01 a 1,15gAu/t. com 6m de largura; ambas associadas a amplas zonas de cisalhamento, com forte disseminação de pirita e representando provavelmente a mineralização do tipo disseminada. A outra trincheira exibe duas zonas de cisalhamento de 4m e 20m, preenchidas por um sistema de vênulas de quartzo tipo *stockwork*, com direções preferenciais N80°W e N45°W e mergulhos variáveis entre 60 e 80° para SW.

Além das trincheiras, a equipe da JICA/MMAJ realizou 75 furos de sonda com circulação reversa com 50m de profundidade cada e 4 furos de sondagem rotativa com 100m de profundidade cada.

A sondagem confirmou o prosseguimento da mineralização em subsuperfície em vários intervalos mineralizados, a maioria com baixos teores (0,2 a 0,4ppm), com picos localizados de até 1,5ppm. A rocha encaixante das mineralizações é um biotita granito e as principais alterações são silicificação, potassificação, cloritização e epidotização.

Na zona de cisalhamento do Garimpo do Jacaré, onde ocorrem multi-venulações tipo *stockwork*, e onde a ação de fluidos hidrotermais foi muito intensa, foram encontrados teores localizados de até 379 g Au/t. Amostra de canal com 6m de largura apresentou um teor médio de 70,5gAu/t.

#### 4.1.2.3 Modelo Metalogenético para as Mineralizações Auríferas

As informações reunidas nas tabelas 4.4 e 4.5 demonstram que a grande maioria dos depósitos de ouro primário catalogados constituem-se do tipo veio (ou enxames de vênulas) de quartzo ( $\pm$  filossilicato  $\pm$  carbonato  $\pm$  sulfeto) e ocorrem sob forma de corpos tabulares lenticularizados (fotografia 4.2).

Os depósitos tipo *stockwork* ocorrem sob forma de venulações milimétricas a centimétricas, com pouca ou nenhuma orientação definida, relacionados a processos magmático-hidrotermais envolvendo sistemas com altas pressões de fluidos (fotografias 4.13 e 4.18).

Os depósitos tipo disseminados ocorrem sob forma de bolsões métricos, onde a rocha encaixante sofreu profunda alteração hidrotermal (potassificação  $\pm$  epidotização  $\pm$  cloritização).

Tanto nos depósitos tipo *stockwork* como disseminados, a alteração hidrotermal é muito abrangente com profundas transformações da rocha hospedeira das mineralizações, constituindo-se em ambientes mais favoráveis para a formação de depósitos de grande volume e baixo teor.

Em alguns locais, como no Garimpo do Tião Fera, região do Novo Satélite, os veios de quartzo auríferos apresentam-se bandados, com intercalações de quartzo e sulfeto ou minerais planares, indicativos de preenchimentos múltiplos, através de diversos pulsos de alteração hidrotermal em fraturas extensionais, o que também pode refletir flutuação na condição dos fluidos atribuídos a repetidos episódios de ebulição das soluções hidrotermais.

Os depósitos estão hospedados em estruturas rúpteis (fraturas extensionais, *stockwork*) ou rúptil-dúctil (zonas miloníticas/filoníticas estreitas, nucleadas em falhas). São estruturas de segunda e terceira ordem, associadas a sucessivas reativações de um megassistema transcorrente sinistral de direção ESE/WNW, formado por uma compressão cujo tensor principal situa-se ao redor de N50°E.

Em termos de ambiente geotectônico, os depósitos de ouro estão hospedados em granitos do tipo “I”, oxidados, magnéticos, portadores de quartzo azulado, com idade ao redor de 1,8Ga, gerados em ambiente de arco magmático, com forte contribuição mantélica.

A figura 4.7 ilustra os principais tipos de depósitos e os metalotectos identificados na área. Em alguns casos ocorre no mesmo local mais de um tipo de depósito.

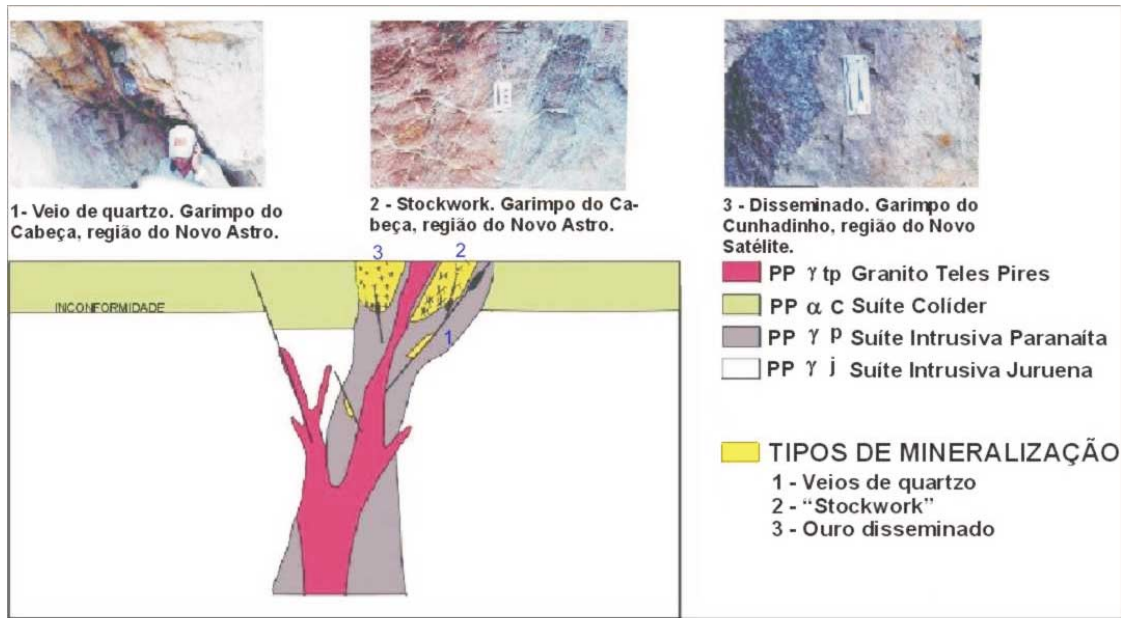


Figura 4.7 – Modelo geológico esquemático para as mineralizações auríferas da folha Rio São João da Barra (adaptado de Coutinho et al., 1997).

Os depósitos do Cunhadinho (tipo disseminado) e do Tião Fera (vênulas e tipo *stockwork*) localizam-se muito próximos um do outro. Na região do Novo Astro, no Garimpo do Cabeça, os veios mineralizados estão alojados em uma cúpula granítica com estrutura em *stockwork*.

A figura 4.8 representa um perfil elaborado a partir de furos de sonda realizados no Garimpo do Jacaré, na região de Novo Satélite. O furo rotativo MJBA -14 com profundidade ao redor de 100m demonstra que a mineralização tem prosseguimento em profundidade, embora com baixos teores. Ao longo de todo o furo o granito apresenta alteração hidrotermal, resultante de processo de silicificação, potassificação, epidotização e cloritização. Uma seção polida, realizada a 44,05m de profundidade, apresenta disseminações de pirita, calcopirita, esfalerita e magnetita (JICA, 2001). As características apontam para uma mineralização do tipo disseminada.

Não se dispõe de datação radiométrica na área mapeada. O local mais próximo onde foi coletado este tipo de informação foi no garimpo de Paranaíta, 80km a leste de Novo Planeta. Datação pelo método Pb/Pb em pirita associada a mineralização aurífera em veio de quartzo acusou idade de 1,76Ga. Análises de inclusões fluidas mostram temperaturas entre 225°C e 356°C em amostras do Garimpo do Jacaré na região do Novo Satélite e entre 292°C e 313°C em

amostras do garimpo da região de Paranaíta, 80km a leste, e salinidade variando entre 2% e 8% de NaCl-eq., chegando no máximo a 19% (JICA, 2001). Estes dados, associados aos dados de campo, tais como veios com estruturas bandadas, típicas de depósitos formados a baixa profundidade, permitem atribuir para estes depósitos natureza epitermal, alojados em profundidades baixas a moderadas, com mineralizações em veios, *stockwork* e disseminadas.

#### 4.2 Potencial para Depósitos de Outros Bens Minerais

Além da vocação aurífera, a área apresenta potencial para outros bens minerais.

A figura 4.1 apresenta um mapa onde constam os cinco principais ambientes metalogenéticos da área e uma tabela onde aparecem as perspectivas metalogenéticas de cada ambiente e exemplos de jazimentos conhecidos no Brasil e no exterior. Para o estabelecimento do potencial metalogenético de cada ambiente, além das informações de campo, foram levadas em consideração as informações bibliográficas a respeito de depósitos conhecidos, relacionados a ambientes semelhantes àqueles existentes na área mapeada ou no mesmo ambiente/unidade, nas adjacências da área mapeada, além de informações obtidas no levantamento geoquímico.

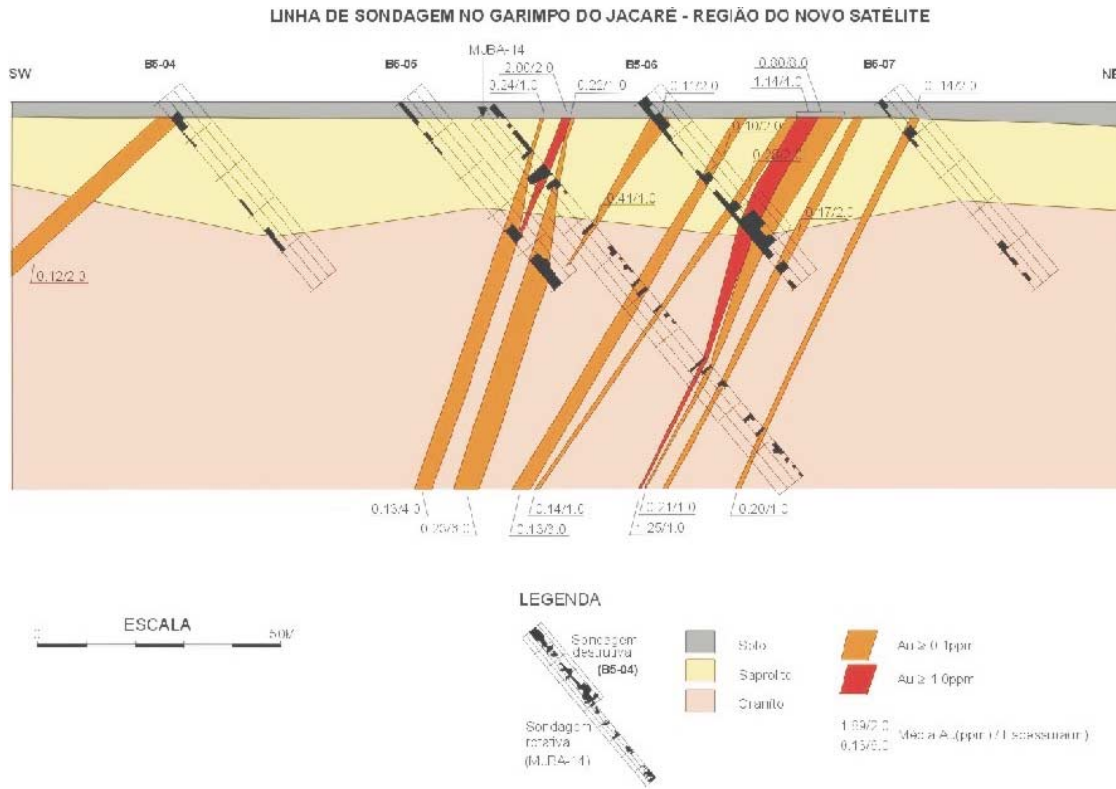


Figura 4.8 – Seção geológica de uma linha de sondagem mostrando a distribuição do ouro em profundidade. Os teores são geralmente baixos, característicos do minério disseminado (Fonte: JICA, 2001).

#### 4.2.1 Depósitos de Metais Básicos em Seqüências de Alto Grau

O potencial metalogenético relacionado às rochas de médio a alto grau metamórfico é comumente negligenciado. É evidente que no caso do ouro este procedimento é relativamente justificável. Entretanto, são inúmeros os depósitos, principalmente de metais básicos, encontrados neste tipo de ambiente. O Complexo Bacaeri-Mogno (figura 4.1 - área 1) ocorre em uma área restrita, na porção sudeste da Folha Rio São João da Barra (SC.21-V-D), estendendo-se por grande extensão das folhas Alta Floresta (SC.21-X-C), Tapaiúna (SC.21-Y-B) e Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A). Compõe-se de uma seqüência de supracrustais formada por metassedimentos e basaltos de fundo oceânico, deformados e metamorfizados em médio a alto grau, cujos principais litótipos são: anfibolitos (metabasaltos), calcissilicáticas/anfibolitos paraderivados e gnaisses aluminosos (sillimanita-granada gnaiss, K-feldspato gnaiss, metaconglomerados etc.), com intercalações de formação ferrífera bandada (granada-quartzo-magnetita *BIF*).

O depósito de Pb, Zn (Cu) de Broken Hill, na Austrália, é um dos exemplos mais conhecidos de depósito de sulfetos de metais básicos, encontrado neste tipo de ambiente, encaixado em rocha de alto grau metamórfico do Complexo Williama do Paleoproterozóico. As rochas deste complexo encontram-se fortemente dobradas e metamorfizadas na fácies almandina-anfibolito. As hospedeiras do minério neste tipo de depósito são K-feldspato-granada-sillimanita-biotita gnaiss, quartzo-plagioclásio-biotita-granada gnaiss, gnaisses graníticos, formação ferrífera bandada (granada-magnetita-quartzo *BIF*), calcissilicáticas, piroxênio-plagioclásio gnaisses e anfibolitos, provavelmente de origem paraderivada. As teorias com relação à origem do depósito de Broken Hill são: a) epigenético, formado a partir de soluções magmáticas; b) singenético, de origem vulcano-sedimentar submarina, modificado e recristalizado durante o metamorfismo (Both & Rutland, 1976). Existem semelhanças entre os complexos Bacaeri-Mogno e Williama, em termos litológicos, geocronológicos e de grau metamórfico, o que abre perspectivas para que o Complexo Bacaeri-Mogno seja mais bem investigado.



Em termos de geoquímica de sedimento de corrente, o Complexo Bacaeri-Mogno, responde pelas mais altas anomalias de arsênio, ítrio e lantânio (figuras 4.9 a, b e c). Apresenta ainda elevados valores de chumbo e zinco, cobre e cromo. Análise química em rochas calcissilicáticas revelaram 57ppm de As e 7ppm de Sb.

#### **4.2.2 Depósitos de Materiais Industriais (Pedras Ornamentais e Materiais para Construção Civil), Associados a Granitos Deformados**

A potencialidade regional para pedras ornamentais é elevada, ocorrendo uma grande diversidade de tipos, notadamente associados aos granitóides São Pedro, São Romão, Apiacás, tonalitos e gabro-noritós Vitória e aos gnaisses e migmatitos do Complexo Nova Monte Verde (figura 4.1).

Para aproveitamento dos *augen* gnaisses, gnaisses bandados e granitóides para produção de pedras ornamentais, serão necessários ensaios de caracterização física, uma vez que em termos de padrão de beleza, forma do afloramento (elevações), os granitóides destas unidades preenchem os pré-requisitos necessários (fotografias 4.24. e 4.25.).

Em relação aos materiais para construção, tem destacada relevância a extração de areias e a produção de brita. Considerando a proximidade dos maiores centros e o conseqüente acesso, deve ser analisada a possibilidade de sua extração a partir das aluviões de grandes rios, como o Teles Pires e Juruena. Existem algumas pedreiras que produzem estes bens minerais, na região próxima aos centros urbanos de Matupá e Alta Floresta.

#### **4.2.3 Jazimentos de Ouro Associado a Sulfetos em Rochas Vulcânicas**

Na figura 4.1 este metalotecto está representado na área 4 pelas vulcânicas da Suíte Colíder.

O potencial metalogenético atribuído a ela leva em consideração a existência de um jazimento aurífero com sulfeto, que ocorre na região do rio Moriru, 250km a NNW da cidade de Aripuanã (Pinho, 2000). O depósito está associado a rochas piroclásticas de idade U/Pb 1,81Ga, e apresenta mineralização aurífera associada a pirita, calcopirita, galena e ilmenita. Os sulfetos ocorrem disseminados em bandas maciças nos corpos subvulcânicos e em veios de quartzo-carbonato-clorita que cor-

tam os riolitos. A alteração hidrotermal está representada principalmente por epidotização, feldspatização e sericitização. Os sulfetos, principalmente pirita, podem representar até 40% do volume da rocha. Foram identificados dois tipos de mineralizações auríferas: a) tipo filoniana, com veios de quartzo auríferos, ricos em sulfetos, geralmente encaixados em rochas vulcânicas félsicas, hidrotermalmente alteradas; b) ouro em zona de baixa pressão, associado a sulfetos em rochas vulcânicas félsicas discretamente alteradas (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

Além do depósito do Moriru, são conhecidos outros jazimentos a leste, no âmbito da Folha Alta Floresta - SC.21-X-C (região do Álvaro Tavares), onde o ouro ocorre em brecha hidrotermal acompanhando as venulações de quartzo com sulfeto (fotografia 4.26).

Foram detectados indícios de ouro em amostras de sedimento de corrente, nas drenagens que cortam esta unidade, no extremo-noroeste da área.

#### **4.2.4 Depósitos de Metais Básicos e Calcário em Ambiente Marinho de Baixo Grau Metamórfico**

O ambiente metalogenético favorável para depósitos destes bens minerais está representado pelos sedimentos marinhos do Grupo Beneficente (figura 4.1, área 5). O potencial atribuído a esta unidade baseia-se na existência de um depósito de sulfeto de cobre, localizado na Folha SC. 21-V-A - Rio Sucunduri, a noroeste da área mapeada e na correlação entre furos localizados neste depósito e o furo realizado na base aérea do Cachimbo, 400km um do outro (figura 4.10). Em ambos os furos podem ser observados vários níveis de calcário.

O depósito de cobre de Terra Preta situa-se no topo da unidade clástica basal e na base da unidade clastoquímica inferior (figura 4.10). O minério compõe-se predominantemente de calcopirita e bornita, acompanhadas de pirita, galena, esfalerita e magnetita. Os teores são muito variáveis, entre 0,1 e 3% de Cu, com horizontes mineralizados de até 7m de espessura, com 0,35% de Cu. A mineralização encontra-se direta ou indiretamente associada à presença de magnesiita, barita e colofana (Carvalho & Figueiredo, 1982).

Os furos de sonda do depósito de Terra Preta e o furo da Serra do Cachimbo, ambos com 1.000m de profundidade e 400km de distância um do outro apresentam uma razoável correlação litoestratigráfica, o que abre perspectiva para prospecção em toda a bacia.

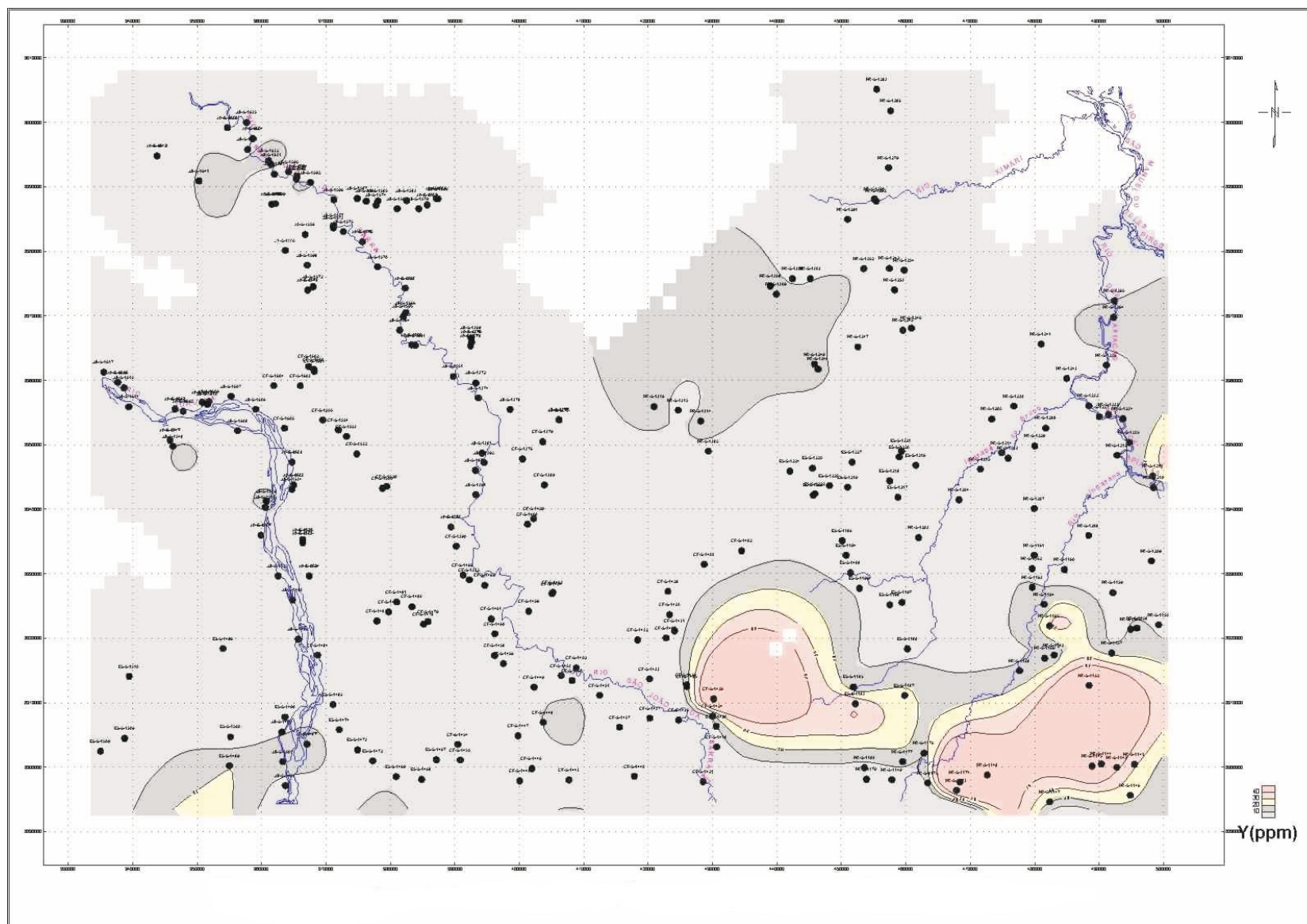


Figura 4.9 a – Mapas de distribuição do Y em sedimentos de corrente.

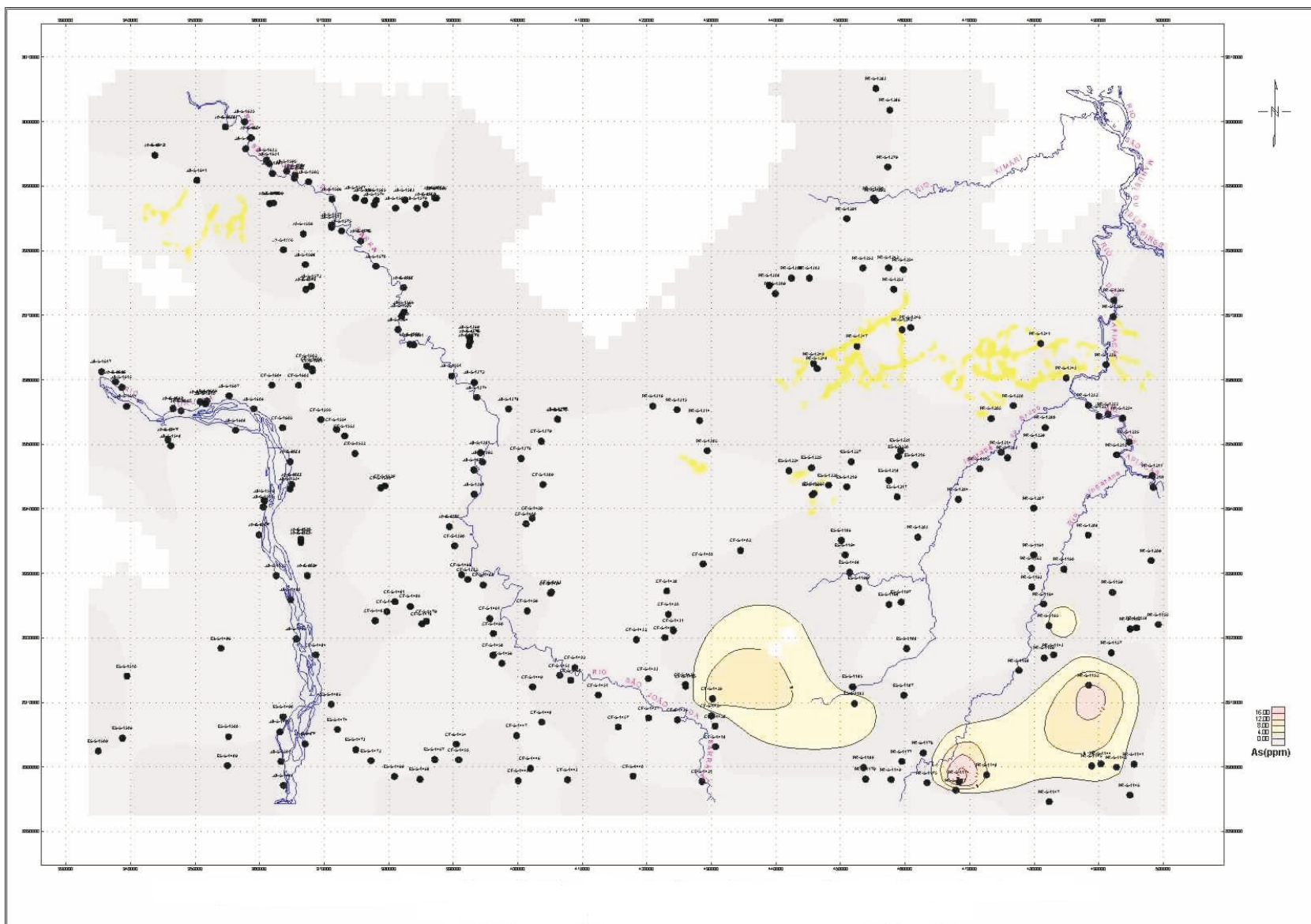


Figura 4.9 b – Mapas de distribuição do As em sedimentos de corrente.



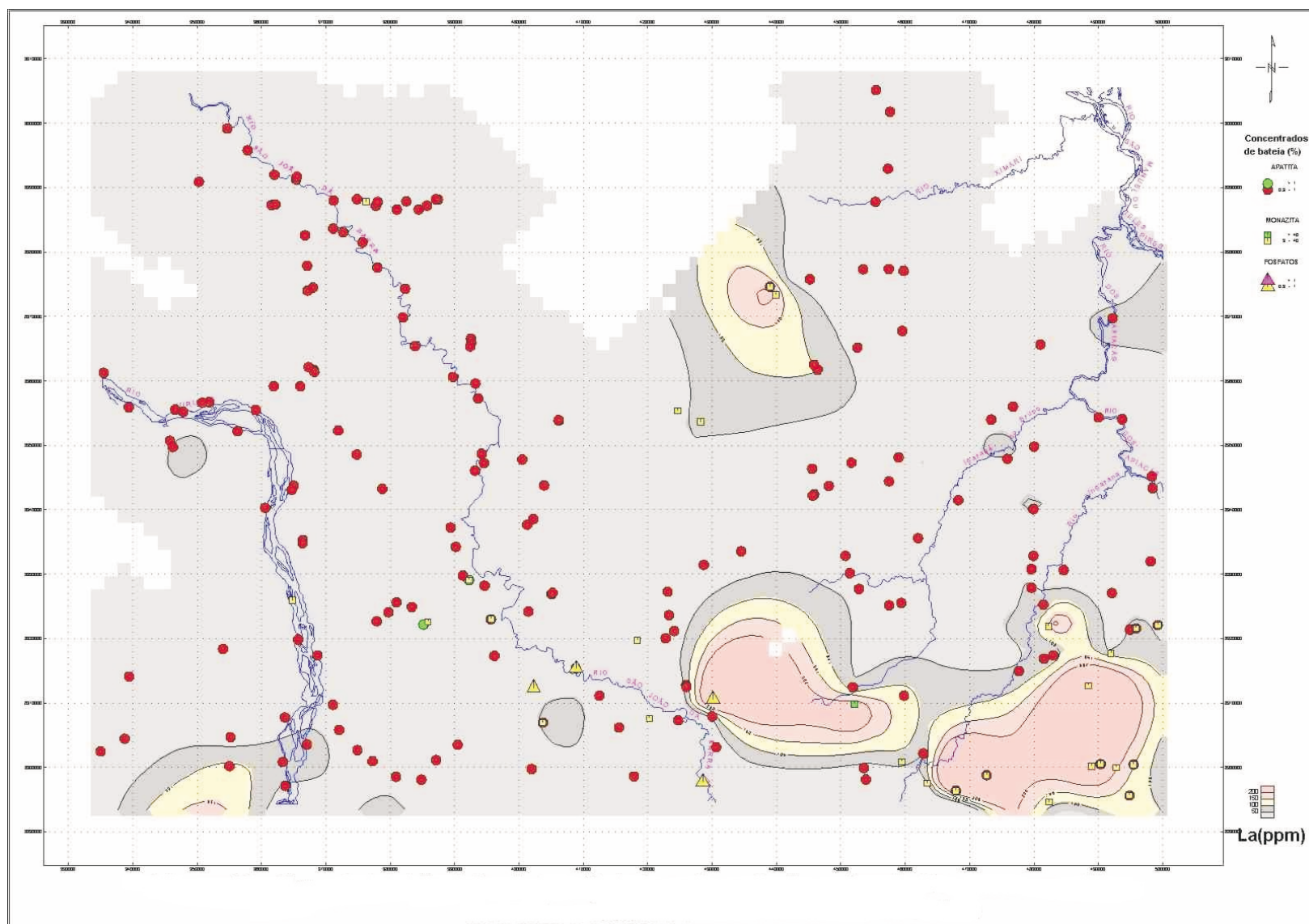


Figura 4.9 c – Mapas de distribuição do La em sedimentos de corrente.





*Fotografia 4.24 – Granito São Pedro (vista geral).*



*Fotografia 4.25 – Detalhe da fotografia anterior.*



*Fotografia 4.26 – Garimpo do Álvaro Tavares, Folha Alta Floresta. Brecha hidrotermal em vulcânica ácida (Suíte Colíder).*

Em ambos os furos foi observada a presença de calcários calcítico e dolomítico. Uma amostra do calcário aflorante próximo à confluência do rio Ximari com o rio Teles Pires, recuperada do Projeto RADAMBRASIL, foi classificada como calcário dolomítico, cuja composição é essencialmente representada por carbonato (95%), plagioclásio

(1%), quartzo (3%) e sericita (1%). A vocação agropastoril da região pressionará a demanda por insumos para a agricultura, e a Bacia Beneficente é em princípio a única perspectiva com potencialidade para corretivos e fertilizantes, uma vez que existe possibilidade para depósitos de fosfato.

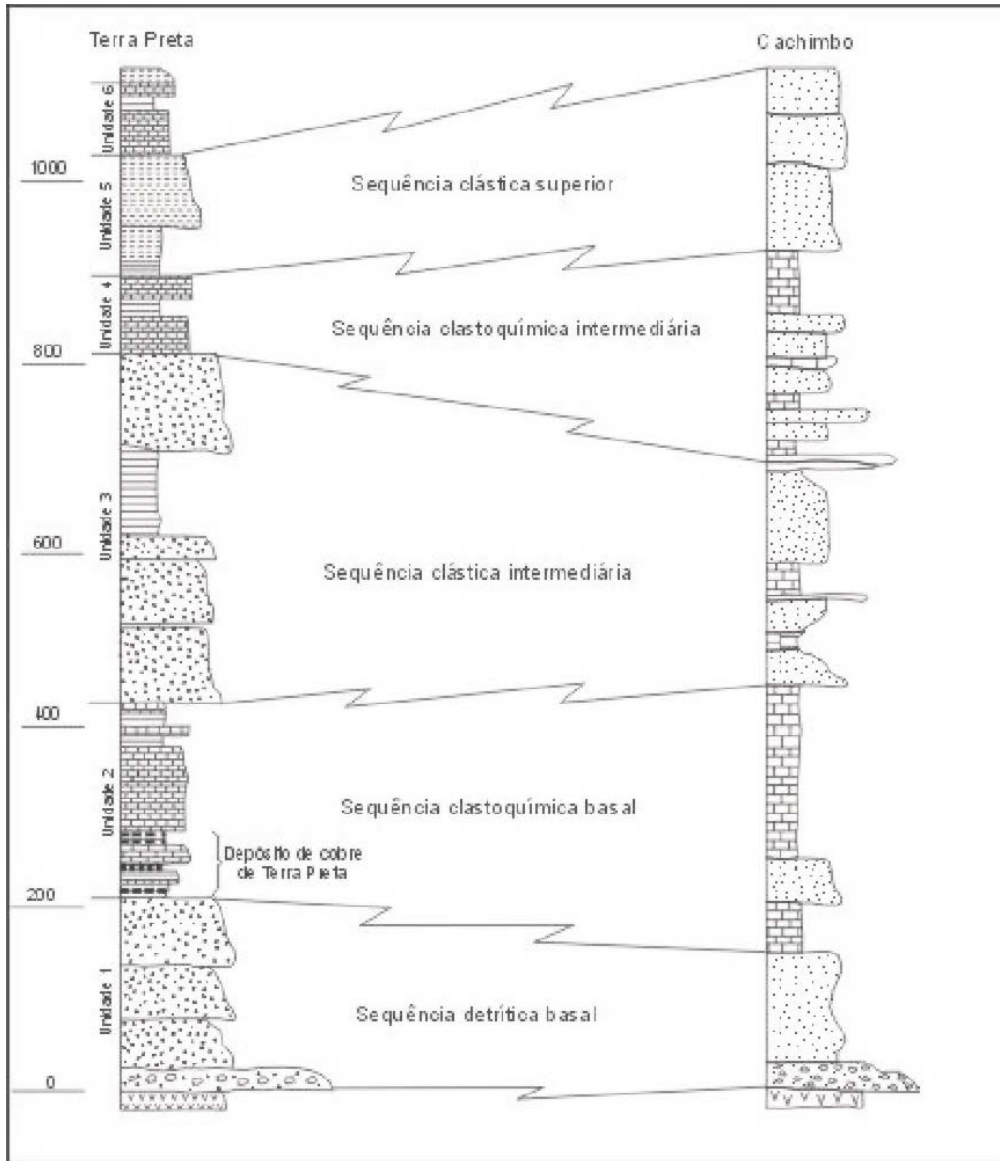


Figura 4.10 – Correlação entre o furo de Terra Preta, onde existe um depósito de cobre e o furo do Cachimbo. Apesar da distância entre os furos (400km), existe correlação em termos de ambiente deposicional. Foram também identificados indícios de sulfeto nas seqüências clastoquímicas do furo do Cachimbo.

# 5

---

## CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 5.1 Conclusões

Os resultados obtidos a partir do mapeamento da Folha SC.21-V-D possibilitaram significativos avanços no conhecimento do Pré-Cambriano amazônico de parte da Província Alta Floresta, em relação às proposições pretéritas, e permitiram sugerir um quadro litoestratigráfico, uma evolução geológica e uma síntese metalogenética bastante consistentes.

Os dados geocronológicos, a variedade composicional dos granitóides, o metamorfismo, a natureza polideformada e a ocorrência de diques básicos tardios (sugerindo contribuição mantélica), permitem concluir que a área foi submetida a um período de intensa atividade magmática e deformacional durante o Paleoproterozóico.

– Os dados petrogenéticos indicam que o magmatismo híbrido sin a pós-colisional, calcioalcalino médio a alto potássio, metaluminoso (predominante) a peraluminoso (representado por granitos tipo “S” a duas micas), que ocorre na área mapeada, é compatível com uma associação de arco magmático.

– As rochas supracrustais orto e paraderivadas, representadas por anfíbolitos (isócrona Sm/Nd 2.243Ma eNd(t) +2,5), geoquimicamente comparáveis a basaltos de fundo oceânico, com sedimentos psamo-pelito-químicos associados, metamorfizadas em fácies anfíbolito alto a granulito (isógrada sillima-

nita-cianita-hiperstênio), representados por sillimanita-cianita-granada gnaisses, rochas calcissilicáticas, granada-magnetita-quartzo bandado *BIF* e anfíbolitos orto e paraderivados, foram agrupadas no Complexo Bacaeri-Mogno. Este remanescente de um fundo oceânico, associado a forte anomalia gravimétrica, exibindo os mais altos valores *Bouguer* da região, e anomalias magnéticas de relevo sombreado, continuidade para cima e campo residual, acompanhando a megaestruturação regional WNW-ESE, sugerem uma expressiva descontinuidade crustal, provavelmente associada a uma zona de subdução. O processo de colisão desta crosta oceânica com um continente pretérito, representado pelas rochas do Arco Mágmató Tapajós (Complexo Cuiú-Cuiú e suítes intrusivas Parauari e Ingarana), está sendo proposto como o início da evolução do Arco Mágmató Juruena.

– As características deformacionais, metamórficas e composicionais possibilitaram agrupar as unidades litoestratigráficas em dois segmentos crustais distintos: i) um cinturão pluto-vulcânico pouco deformado, gerado em domínio rúptil a rúptil-dúctil representado por granitos e vulcânicas sin a tardiorogênicos, localizados em posição distal em relação à zona de sutura. Este conjunto de rochas possui idade U/Pb entre 1.850Ma e 1.800Ma e engloba as rochas das suítes intrusivas Juruena e Paranaíta, Intrusivas

Básicas Guadalupe e Suíte Colíder; ii) terrenos de médio a alto grau metamórfico, formados em regime dúctil, cujas relações de campo em nível de afloramento, mostram contatos tectônicos através de zonas de cisalhamento, ou difusos, com passagem transicional de uma unidade para outra, evidenciando que elas fazem parte de um mesmo processo. A este segmento pertencem o Complexo Nova Monte Verde, os granitos São Pedro, São Romão e Apiacás e a Suíte Vitória, todos gerados ao redor de 1,78Ga. Imbricadas tectonicamente neste segmento, estão as rochas supracrustais orto e paraderivadas do Complexo Bacaeri-Mogno, interpretados como remanescentes de crosta oceânica.

– Em alguns afloramentos as rochas de médio a alto grau metamórfico (complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, granitos São Pedro, São Romão e Apiacás) apresentam-se foliadas e bandadas. Entretanto, em nível microscópico, esta estruturação aparece obliterada por intenso processo de recristalização, onde os feldspatos adquiriram contornos poligonizados e estão arranjados em pontos de junção tríplice, conferindo às rochas aspecto homogêneo.

– A dificuldade na delimitação precisa entre os litótipos das suítes intrusivas Juruena e Paranaíta deve-se, basicamente, ao fato delas estarem associadas a uma série calcioalcalina gerada a partir da evolução de um processo magmático contínuo, que reflete na similaridade macroscópica e litoquímica entre aquelas unidades. Para auxiliar na individualização, foram utilizados como critérios de campo, a presença de maior quantidade de magnetita, a presença de quartzo azulado e os pórfiros de feldspatos alcalinos arroxeados, comuns na Suíte Intrusiva Paranaíta. Da mesma forma, em face de terem sido gerados no mesmo processo, em regime dúctil, a determinação dos contatos entre os litótipos do Complexo Nova Monte Verde, Suíte Vitória e granitos São Pedro, São Romão e Apiacás torna-se muito difícil, sendo na maioria dos casos, contatos transicionais, ou difusos.

– As relações de campo entre os litótipos da Suíte Intrusiva Paranaíta e Intrusivas Básicas Guadalupe sugerem que elas podem fazer parte de uma suíte expandida.

– A análise das micas do Granito Apiacás confirmaram a origem magmática da muscovita que possui concentração de até 1% de TiO<sub>2</sub>. A concentração de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> da biotita coexistente, em torno de 16%, indica que estas micas estão em equilíbrio e estas características sugerem que o Granito Apiacás é um granito tipo “S” a duas micas, de granitogênese peraluminosa, comumente associado a evento colisional.

– Os dados litoquímicos e geocronológicos permitiram dissociar o vulcanismo que ocorre na porção norte de Mato Grosso, do termo *Iriri*, nominando-o Suíte Colíder, cogeneticamente relacionada à Suíte Intrusiva Paranaíta, de idade U/Pb 1,8Ga.

– Foi constatada uma diferença de idade (ao redor de 100Ma) entre as vulcânicas da Suíte Colíder ( $\pm 1.800\text{Ma}$  JICA/MMAJ, 2000; Pimentel, 2001) e as vulcânicas Iriri, que ocorrem na Província Tapajós (1.999Ma Pb/Pb – Lamarão *et al.*, 1999), confirmando a proposição de Basei (1974) que admite que o vulcanismo amazônico ocorreu em episódios distintos, com diminuição de suas idades de nordeste para sudoeste. A literatura atualizada sobre a geologia da amazônia sugere que tais episódios estão relacionados a evolução sucessiva de arcos magmáticos, com diminuição da idade na mesma direção.

– No âmbito da Folha Rio São João da Barra, a Suíte Colíder está composta predominantemente de rochas subvulcânicas (granófiros), o que sugere um soerguimento maior na porção oeste da área do projeto e a conseqüente erosão da pilha vulcânica, uma vez que na porção leste (folhas Vila Guarita e Alta Floresta) os termos vulcânicos são mais abundantes.

– A correlação entre os furos de sonda da região de Terra Preta, cabeceiras do rio Sucunduri, com o furo realizado na região do Cachimbo, próximo à BR-163, permitiu concluir que o embasamento do Grupo Beneficente é constituído por vulcânicas da Suíte Colíder, que a base da seqüência sedimentar é formada por conglomerados polimíticos, compostos predominantemente por seixos de vulcânicas, e que estes sedimentos são seguidos por intercalações de sedimentos químicos e clásticos que marcam ciclos de progradação e retrogradação. A presença de estromatólitos nas seqüências carbonáticas, a presença de zircão detrítico nos conglomerados basais com idade 1,7Ga (Leite & Saes, 2002) e os conglomerados basais formados por seixos de vulcânicas da Suíte Colíder, com idades em torno de 1,8Ga, indicam que esta bacia pode ter idade proterozóica.

– A estruturação da bacia marcada por bordas em relevos dobrados, associados a um sistema de lineamentos WNW-ESE; a existência de estruturas representativas de um sistema binário com indicação de movimentação sinistral em afloramento de granitos que bordejam a bacia; estruturas em “cocar” e “pente” em veios de quartzo associados a fraturas extensionais, com  $\sigma_1$  segundo N55°E; estruturas em rabo-de-cavalo e S/C, também indicativas de movimentação sinistral, em granitos que bordejam a bacia, e remanescentes de rochas do Arco Tapajós, ao



sul da bacia (ex. Complexo Cuiú-Cuiú), são evidências de que ela está relacionada a reativação de megazonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, podendo tratar-se de uma bacia rombóide tipo *strike-slip*.

– *Mullions* orientados segundo  $10^{\circ}/N30^{\circ}E$  e dobras isoclinais com eixos  $N30^{\circ}E$  em supracrustais dos complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, indicam forte encurtamento crustal provocado por cisalhamento predominantemente puro, cujo vetor de compressão máxima localiza-se aproximadamente a  $N60^{\circ}-65^{\circ}W$ , provavelmente relacionado à primeira fase deformacional do início da evolução do Arco Magmático Juruena.

– Estruturas em “cabo de guarda-chuva” e dobras transpostas com foliação plano-axial segundo a direção  $WNW/ESE$  com mergulhos fortes, ora para NE, ora para SW, associadas a megazonas de cisalhamento transcorrentes  $WNW-ESE$  de cinemática sinistral e dextral conjugadas, sugere que ocorreu uma transposição das estruturas geradas na primeira fase deformacional.

– A orientação de veios de quartzo extensionais, marcados por estruturas em cocar e “pente”, indicam que vetor de compressão máxima  $\sigma_1$  estava localizado segundo  $N55^{\circ}E$ . A esta compressão estão associadas zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais marcadas por terminações em “rabo-de-cavalo” e estruturas S/C (PS-35, fotografias 2.6 e 2.7). Esta fase deformacional está impressa nas rochas do cinturão pluto-vulcânico e nos sedimentos da borda da bacia do Cachimbo e foi provavelmente a responsável pela reativação das megazonas de cisalhamento que originaram a bacia *strike-slip* na qual se depositaram os sedimentos do Grupo Beneficente.

– A maioria dos jazimentos auríferos visitados e as anomalias geoquímicas de sedimento de corrente estão localizadas em áreas onde a atividade garimpeira está (ou esteve) presente. Foram identificados, entretanto, indícios de mineralização em amostras de sedimento de corrente e concentrado de bateia, em locais onde não existem vestígios de garimpeiros. No extremo-noroeste da área, estes indícios estão associados às vulcânicas/subvulcânicas da Suíte Colíder, e no extremo-sudeste, às drenagens que cortam as supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno. Estes indícios permitem concluir que, a par da intensa atividade garimpeira, ainda existem locais passíveis de prospecção e ratificam o potencial da Suíte Colíder para mineralizações auríferas, a exemplo das regiões do Moriru (Folha Rio Sucunduri) e Álvaro Tavares (Folha Alta Floresta), onde existem jazimentos auríferos associados a este metalotecto.

– Cálculos baseados em dados de campo e imagens de satélite (áreas degradadas) permitiram estimar que na Folha Rio São João da Barra foram garimpos e lavrados por mineradoras cerca de 80 milhões de metros cúbicos de aluvião.

– A total descaracterização das jazidas aluvionares pela lavra garimpeira, com a remoção da camada de cascalho basal onde se localiza a mineralização aurífera, e o desconhecimento das reservas que existiam antes da lavra garimpeira, constituem fatores que impossibilitam estimar a quantidade de ouro que ainda permanece nos rejeitos, em razão das perdas decorrentes da falta de controle nos processos gravimétricos de concentração do ouro. A grande quantidade de material sólido em suspensão e o tamanho (ouro fino) e morfologia (ouro placóide) das partículas, são os principais fatores de perda. A partir das experiências realizadas por equipes da CPRM em diversas áreas, estima-se que 30 a 40% das reservas originais permaneçam nos aluviões.

– Os jazimentos auríferos primários estão alojados em granitos do tipo “I” oxidados, magnéticos, portadores de quartzo azulado, pertencentes à Suíte Intrusiva Paranaíta.

– Os depósitos em veios com preenchimentos múltiplos, caracterizados por intercalações de veios de quartzo e leitos de sulfetos, estruturas multivenulares tipo *stockwork* e brechação, originadas a partir de fraturamento hidráulico sob alta pressão de fluidos hidrotermais, além de mineralizações penetrativas representadas por corpos hidrotermalizados com ouro e sulfetos disseminados, são indicativos dos três tipos de mineralização que ocorrem na área (venular, *stockwork* e disseminado) e sugerem que elas são formadas principalmente em posição epizonal.

– A maioria das mineralizações auríferas está representada por enxames de veios de quartzo *boudinados* irregulares, aos quais está associada uma paragênese sulfetada, com alto teor e baixo volume, pouco atrativa para as grandes mineradoras. Os depósitos disseminados e tipo *stockwork* apresentam baixos teores, mas podem conter grandes volumes, tornando-se atrativos para as mineradoras de grande porte.

– A comparação entre os litótipos do furo da região de Terra Preta nas cabeceiras do rio Sucunduri (Folha SC. 21-V-A) e do furo realizado próximo à BR-163 (Folha SC.21-V-D), permitiram estabelecer correlação entre eles e ampliar o potencial prospectivo da Bacia do Cachimbo, uma vez que há uma similaridade muito grande entre o furo do Cachimbo e o furo de Terra Preta, onde ocorre um jazimento de cobre sulfetado.

– Anomalias de As (Y e La) em amostras de sedimento de corrente, elevados valores de As (54ppm) e Sb (8ppm) em rochas calcissilicatadas, moderados valores de Pb e Zn em amostras de sedimento de corrente e litoambiência semelhante às seqüências de médio a alto grau portadoras de depósitos de sulfetos de metais básicos (ex. Broken Hill), permitem concluir que a área de ocorrência das supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno possui potencial para prospecção visando depósitos de Cu, Pb, Zn (Ag), associados a este tipo de ambiente.

## 5.2 Recomendações

As recomendações aqui contidas levam em consideração os dados coletados durante o mapeamento da Folha Rio São João da Barra - SC. 21-V-D, e sua integração com as demais folhas que compõem o Promin Alta Floresta. As recomendações são as seguintes:

– Implantação de um programa de datação geocronológica U/Pb que contemple unidades-chave que não foram datadas. No caso da Folha Rio São João da Barra, recomenda-se a datação pelo método U/Pb (SHRIMP) dos anfíbolitos do Complexo Bacaeri-Mogno, do Granito Apiacás, do grande dique básico que ocorre na porção leste da folha e do Granito Teles Pires.

– Detalhado programa de idades-modelo e levantamento gravimétrico visando auxiliar na definição dos limites entre as províncias Juruena e Tapajós (ao norte), Juruena e Rondônia (ao sul).

– Implementar parcerias com instituições (IBGE, Observatório Nacional, USP etc.), que detêm dados gravimétricos, no sentido de avaliar o estado da arte da gravimetria na região amazônica e, a partir desta análise, implementar um programa de levantamento gravimétrico regional no sentido de melhor definir o arcabouço tectônico da região, incluindo uma melhor delimitação da área de abrangência das províncias geotectônicas Tapajós, Juruena e Rondoniana.

– Mapeamento geológico regional (escala 1:250.000) da Folha Itapuíuna (ao sul da Folha Rio São João da Barra), visando estabelecer a área de abrangência do Complexo Bacaeri-Mogno e o limite sul do Arco Magmático Juruena.

– Mapeamento e prospecção geoquímica na escala 1:100.000 da área de ocorrência do Complexo Bacaeri-Mogno e Grupo São Marcelo-Cabeça (Folha Ilha 24 de Maio), visando uma melhor definição destas unidades litoestratigráficas e seus potenciais metalogenéticos, em face de tratar-se de seqüências vulcano-sedimentares muito pouco conhecidas.

– *Follow-up* em áreas com indícios geoquímicos de ouro em sedimento de corrente e concentrado de bateia associadas às rochas da Suíte Colíder e Complexo Bacaeri-Magno, nas áreas onde não existe trabalho de garimpagem.

– Levantamento aerogeofísico gamaespectrométrico e magnetométrico de detalhe em áreas com jazimentos auríferos (porção norte da área), visando uma melhor delimitação dos corpos que compõem a Suíte Intrusiva Paranaíta, normalmente muito magnéticos, e a identificação dos halos de alteração hidrotermal (potassificação e sericitização), associados a depósitos tipo disseminados.

– Mapeamento de detalhe da área coberta pelo levantamento proposto no item anterior.

– Estabelecer parcerias com instituições governamentais e empresas privadas para desenvolvimento de um programa de avaliação dos rejeitos das jazidas aluvionares através de sistema de amostragem de grande volume.

– Estabelecer parcerias com instituições governamentais e empresas privadas para avaliar as perdas em jazidas auríferas primárias, com prioridade para aquelas do tipo veio de quartzo aurífero muito sulfetado, nas quais o ouro encontra-se na estrutura dos sulfetos. São geralmente jazidas de altíssimo teor (30gAu/t. a 300gAu/t.), baixo volume e baixo índice de recuperação. Existem inúmeros jazimentos com estas características em toda a área do Promin Alta Floresta. Na Folha Rio São João da Barra, o sistema de veios Cabeça-Gaspar, na região do Novo Astro é o que melhor se encaixa dentro destas características, até já possui estocada uma pilha de rejeito sulfetado de alto teor. Seria, portanto, a área indicada para um estudo de aproveitamento econômico destes rejeitos.

– Estabelecer parcerias com instituições nacionais e estrangeiras (universidades, centros tecnológicos), no sentido de desenvolver estudos de viabilidade econômica para pequenos depósitos associados a veios de quartzo auríferos, ricos em sulfetos: prospecção, cubagem, planta de recuperação etc. Sistema cooperativo visando o beneficiamento em planta única com transporte do minério ou pré-concentrado para o local de beneficiamento, deverá fazer parte do estudo. As jazidas desse tipo, estudadas por mineradoras da região, revelaram reservas sempre ao redor de 5 toneladas de Au.

– Datar as mineralizações auríferas.

– Executar o mapeamento e levantamento geoquímico do Grupo Beneficente, dirigido para a identificação de depósitos de insumos para agricultura (corretivos e fertilizantes) e depósitos de cobre tipo Terra Preta.

– Preparação de um *workshop* em Alta Floresta-MT, envolvendo técnicos das unidades regionais da CPRM de Porto Velho, Belém e Goiânia e das universidades federais de Mato Grosso e do Pará, no sentido de uniformizar os conceitos sobre a geologia da região.

– Em função do potencial aurífero da região que inclui as províncias de Alta Floresta e Tapajós, do tamanho da área mineralizada e da enorme quantidade de jazimentos auríferos sob forma de veio de

quartzo, implantar um centro de estudos integrados no sentido de treinar pessoal na elaboração de plano de viabilidade econômica deste tipo de depósito.

– Incentivar a realização de teses de mestrado/doutorado, voltadas para estudo de economicidade de pequenos depósitos auríferos, incluindo prospecção (grande parte desta etapa já foi feita por garimpeiros), cubagem e plano de aproveitamento.

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- ALMEIDA, F. F. M. de. Geossinclíneo paraguaio. *In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS*, 1, Porto Alegre, 1965. Porto Alegre. Centro Acadêmico de Estudos Geológicos da UFRGS, 1965, p.87-101.
- AMARAL, G. Geologia Pré-Cambriana da região amazônica. 1974. 212p. Tese (Mestrado) – Instituto de Geociências – Depto de Paleontologia e Estratigrafia, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1974.
- ANDRADE, A. F. *et al.* Projeto Tapajós - Sucunduri: relatório de integração Geológica. Manaus: DNPM/CPRM. 1978. 3v. (relatório inédito).
- ANDRADE RAMOS, J. R. de. Reconhecimento Geológico no Território do Rio Branco. *In: Relatório Anual da Div. Geol. Mineral.* Rio de Janeiro, p. 58-62, 1956.
- ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. Projeto Estanho do Abonari; Relatório Final. [s.l.]: DNPM/CPRM, 1976. 2v. il. (Relatório Inédito).
- BARBARIN, B. From the mineralogical composition granitoids to their origins and tectonic settings. *In: FERREIRA, V. P. & SIAL, A. N. (eds.). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS-ISGAM*, 2, 1997, Salvador. *Extended abstract Salvador...* 1997, p.95-97.
- BARROS, A. J. P. de. Contribuição à Geologia e Controle das Mineralizações Auríferas da Região de Peixoto de Azevedo. 1993. 161p. Tese (Dissertação de Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1993.
- BARROS, A.J.P.; LAET, S.M.; RESENDE, W.M. de. Províncias auríferas do norte do Estado de Mato Grosso. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Bol. de Resumos...* Manaus: SBG- Núcleo Norte, 1999, p. 124 - 128.
- BASEI, M. A. S. Estudo geocronológico do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v.6, p.287-296.
- BASEI, M. A. S. O vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30. Recife. PE, 1978. *Anais...*, Soc.Bras.Geol., v.6, 2.400-2.422, nov. 1978.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, n. 48, p.43-55, 1985.
- BITTENCOURT ROSA, D. B.; SILVA, M. A. da & LIMA, P, R. M. As características geológicas e mineralógicas do granitóide Paranaíta – Município de Paranaíta – MT. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG – Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.21-23.
- BOAVENTURA, R. S. Geomorfologia. *In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RadamBrasil. Folha SC.21Juruena.* Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1974, p. 117-164 (Levantamento de Recursos Naturais, 20).



- BOTELHO, N. F. Considerações sobre a Petrografia e a Geoquímica de Rochas Graníticas do Promin Alta Floresta. Brasília: Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, UNB, 2001. 15p. (Relatório interno).
- BOTELHO, N. F.; MOURA, M.A.; PEREIRA, E. H. R. Caracterização químico - mineralógica das mineralizações auríferas associadas a granitos na região de Peixoto de Azevedo – Alta Floresta, Norte do Mato Grosso. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG – Minas Gerais, 1998.
- BOTELHO, N. F.; MOURA, M. A.; SOUZA, M. T. de; ANTUNES, J. A. Petrologia e potencial metalogenético de granitos da região de Peixoto de Azevedo, Alta Floresta, Mato Grosso. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 6, 1997, Cuiabá. *Anais ...* Cuiabá: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.40-41.
- BOTH, R. A.; RUTLAND, R. W. R. The problem of identifying and interpreting stratiform ore bodies in highly y metamorphosed terrains: Broken Hill example. *In: WOLF, K. H. (Edit). Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits.* Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976, p. 261-325.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. de. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 26, 1972, Belém (PA). *Anais...* Belém: SBG - Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, v.3, p.35-46.
- CARVALHO, M. S. de & FIGUEIREDO, A. J. de A. Caracterização litoestratigráfica da bacia de sedimentação do Grupo Beneficente no Alto Rio Sucunduri – AM. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 1, Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG, 1982. v.1, p. 26-44.
- CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, v.8, p.173-174, 1974.
- CONDIE, R. C. *Archean Greenstone Belt.* Amsterdam: Elsevier, 1981. 434p.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. de. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, n.1-3, p.78-88, 1982.
- COX, K. G., MACDONALD, R. & PANKHURST, R. J. *The interpretation of Igneous Rocks.* London: Allen and Unwin, 450p., 1979.
- CRUZ, E. L. C. da. Projeto Província Mineral Alta Floresta. Relatório sobre o estudo da alteração hidrotermal em alguns depósitos de ouro da Província Mineral Alta Floresta. [Rio de Janeiro]: CPRM, 2002.
- DAOUD, W. El K.; VEIGA, A.T. C. A importância dos processos de cisalhamento na gênese das mineralizações auríferas de Novo Planeta, Alta Floresta – MT. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, 1988, Belém. *Anais ...* Belém: SBG, 1988
- DARDENNE, M.A. & SCHOBENHAUS, C. Metalogênese do Brasil. Brasília: CPRM/UnB, 2001. 392p.
- DELGADO, I. de M.; SOUZA, G. V.; SANTOS, R. A. dos. Projeto Província Mineral Alta Floresta. Contribuição ao conhecimento das mineralizações de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, Mato Grosso. Relatório de Viagem. Salvador: CPRM, ago. 2001.
- DREHER, A. M.; ALMEIDA, M. E.; FERREIRA, A. L.; BRITO, M. F.; POPINI, M. V.; MONTEIRO, M. A. Veios e brechas hidrotermais da província aurífera do Tapajós: aspectos texturais e implicações para a exploração do Au primário. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Bol. de Resumos ...* Manaus:SBG- Núcleo Norte, 1999. p. 114 – 117.
- FORMAN, J. H. A. Pesquisa Mineral no Iriri/Curuá. Belém: SUDAM/GEOMINERAÇÃO, 1972. 62p.
- FRASCA, A. A S.; BORGES, F. R. *Projeto Promin-Alta Floresta - Folha Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A.* Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Goiânia: CPRM –Serviço Geológico do Brasil, 2002. (no prelo).
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, A. G. & TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (eds). Collision Tectonics.* London: The Geological Society, 1986, p. 67-81, 1986. (Geological Society Special Publication, 19).
- HASUI, Y.; HARALYI, N.I.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. *In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO*, 2., Belém, PA, 1984. *Anais...* SBG, Belém, v.1, p.129-148.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, v.8, p. 523-548, 1971.
- ISSLER, R.S. *et al.* Geologia. *In: BRASIL.* Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RadamBrasil. Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1974, p. 1-60. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- ISSLER, R.S. *et al.* Esboço geológico tectônico do Cráton do Guaporé. *R. Bras. Geoc.*, São Paulo 7(3): 177-211, set, 1977.

- ISSLER, R.S.; FREITAS, F. A. & SANTOS, R. O. B. O plutonismo intraplaca do Cráton Amazônico no intervalo de tempo de 1.800 a 900 Ma. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2, Belém, 1985. *Anais...*, Belém, SBG, v.2, p.53-72.
- JICA/MMAJ. JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. METAL MINING AGENCY OF JAPAN. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil - Phase III. 2001. 307p.
- JICA/MMAJ. 2000. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil, phase II. Japan International Cooperation Agency (JICA)/Metal Mining Agency of Japan (MMAJ), 2v. texto, mapas, figs. Ilust.
- JICA/MMAJ. JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. METAL MINING AGENCY OF JAPAN. Final Report. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil. 2000. 137p.
- KLEIN, E. L.; ALMEIDA, M.E.; VASQUEZ, M.L.; BAHIA, R.B.C.; SANTO QUADROS, M.L.E.; FERREIRA, A.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Província Tapajós, Estados do Pará e do Amazonas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Nota Explicativa. 106p, Belém, mapas geológico e metalogenético.
- KLEIN, E. L.; ALMEIDA, M. E.; VASQUEZ, M. L.; BAHIA, R. B. C.; SANTO QUADROS, M. L. E.; FERREIRA, A. L. Geologia e Recursos Minerais da Província Tapajós, Estados do Pará e do Amazonas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2000. 106p.
- KLEIN, Evandro Luiz; VASQUEZ, Alfeu dos Santos; COSTA, Lúcia Travassos da Rosa. 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. *Bol. de Resumos ...* Manaus: SBG - Núcleo Norte, 1999, p. 128-131.
- LACERDA FILHO, J. V.; SOUZA, J. O.; PIMENTEL, M. M.; OLIVEIRA, C. C.; RIBEIRO, P. S. E.; ALBUQUERQUE, M. C.; VILLAS BOAS, P. F.; FRASCA, A. A. S.; MARTINS, E. G.; GODOY, H. O.; BAÊTA JÚNIOR, J. D. A.; MORETON, L.C. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, Norte de Mato Grosso. *In: BETTENCOURT, J.S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I.I.G.; GERALDES, M.C. & SPARRENBELGER, I. (eds.). Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art, 2001, São Paulo. Extended Abstract volume...* São Paulo, 2001. 156p.
- LACERDA FILHO, J. V. L.; SOUZA, J.O.; OLIVEIRA, C.C.; RIBEIRO, P.S.E.; VILLAS BOAS, P. F.; ALBUQUERQUE, M.C.; FRASCA, A. A. S.; BORGES, F. R.; MORETON, F.R.; MARTINS, E. G.; CAMARGO, M. A.; VALENTE, C. R.; PIMENTEL, M. M. & BOTELHO, N. F. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém: SBG - Núcleo Norte, 2001. Cd Rom.
- LAMARÃO, C. N. LAFON, J.M.; LIMA, E.F.; DALL'AGNOL, R.. As associações vulcânicas e plutônicas da Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera Tapajós, SW do Estado do Pará. *In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, Gramado-RS, 1999. *Boletim de Resumos...* Gramado-RS: SBG, 1999, p.93.
- LEAL *et al.* Aspectos geológicos e possibilidades metalogenéticas da área limítrofe Pará-Mato Grosso (Folha SC.21-X-C. Rio São Benedito). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG, 1980, v.3, p.1.589-1.600.
- LEITE, J. A. D.; HARTMANN, L. A.; SIQUEIRA, A. J. As razões Au/Ag dos depósitos de Au das Mina São Vicente e Filão do Paraíba: implicações Genéticas. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 6, 1997, Cuiabá. *Anais ...* Cuiabá: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.35-36.
- LE MAITRE, R. W., ed. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Black well, 1989. 193p.
- LE MAITRE, R. W. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 181-189, 1976.
- LOPES, R. da C. Correlação e análise inicial entre as Seqüências Sedimentares registradas em duas sondagens na bacia do Cachimbo. CPRM: Porto Alegre, 2001. (Relatório Interno).
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, M. P. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of América Bulletin*, Pittsburgh, v.101, p.635-643, may 1989.

- MARAUI, C. A. & VEIGA, A. T. C. Síntese geológica da região de Novo Planeta, Alta Floresta, MT. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA da AMAZÔNIA*, II, 1985, Belém. *Anais...* Belém. SBG. Belém, v. 1, p. 155-154.
- MENDOZA, V. Estudos geoquímicos Del no-tectonizado granito Rapakivi Del Parguaza, nordeste Guayana Venezolana. *In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS*, 10, Belém, 1975. *Anais...* Belém: DNPM, 1975. p. 628-656.
- MONTALVÃO, R. M. G. de; MUNIZ, M.C.; ISSLER, R. S.; DALLAGNOLL, R.; LIMA, L. I. C.; FERNANDES, P. E. C. A. & SILVA, G. G. Geologia. *In: BRASIL*. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RadamBrasil. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das Folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB. 21. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1975. p. 13-137. (Levantamento de Recursos Minerais, 8).
- MORETON, L. C. & MARTINS, E. G. Projeto Província Mineral de Alta Floresta: Relatório de Integração Geológica. Goiânia: CPRM, 2001 (Relatório Inédito).
- MORETON, L. C.; MARTINS, E. G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Promin Alta Floresta. *Folha Vila Guarita - SC.21-Z-B*. Goiânia: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2002. (no prelo).
- MOURA, M. A. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. 1998. 238p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1998.
- NETTO, A.M. & ANGEIRAS, A.G. Caracterização preliminar do minério de Au e Ag em Terra Nova do Norte, Mato Grosso. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais ...* Belo Horizonte: SBG – Minas Gerais, 1998.
- OLIVEIRA, A. da S.; FERNANDES, C. A. C.; ISSLER, R. S.; MONTALVÃO, R. M. G. de & TEIXEIRA, W. Geologia. *In: BRASIL*. Ministério das Minas e Energia. Projeto RadamBrasil. Folha NA.21 - Tumucumaque e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1975. p. 22 - 118. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).
- OLIVEIRA, C. C. & ALBUQUERQUE, M. C. de. Projeto Província Mineral de Alta Floresta: Relatório de Integração Geológica. Goiânia: CPRM, 2002 (Relatório Inédito).
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. Trace elements discrimination of diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, n. 25, p. 956-983, 1984.
- PEDREIRA, A. J. Estudo das Bacias Sedimentares – Regiões de Alta Floresta, Matupá e Serra do Cachimbo. Relatório de Viagem. Salvador: CPRM, 2000.
- PESSOA, M.R.; ANDRADE, A.F.; NASCIMENTO, J.D.; SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R.; LOPES, R. da C.; PRAZERES, W.V. 1977. *Projeto Jamanxim*. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM. 8v.
- PIMENTEL, M. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. (Relatório Interno), Universidade de Brasília, UnB - 2001.
- PINHO, M. *et al.* Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico-Aripuanã-Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n. 1, p. 37-42, 2001.
- PINHO, M.; LIMA, E. F.; PINHO, F. E. C. Aspectos petrográficos da formação Iriri na Região do Cedro Bom, Aripuanã, MT. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 6, 1997, Cuiabá. *Anais ...* Cuiabá: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997. p.30-31.
- RIBEIRO, P.S.; VILLAS BOAS, P.F. (Org.) Geologia e recursos minerais da folha São João da Barra - SC.21-V-D, Estado de Mato Grosso. Brasília: CPRM, 2002.
- RIBEIRO, P.S.E. LACERDA FILHO, J.V.; DELGADO, J.M.; SANTOS, R.A.; SOUZA, G.V.V.; SOUZA, J.O.; OLIVEIRA, C.C.; VILLAS BOAS, P.F.; FRASCA, A.A.S.; BORGES, F.R.; MORETON, L.C.; MARTINS, E.G.; CAMARGO, M.A. 2001. As mineralizações auríferas da Província Alta Floresta e suas relações com o Arco Magmático Juruena. Projeto Promin-Alta Floresta. *In: 7<sup>o</sup> Simpósio de Geologia da Amazônia*, CdRom.
- RICKWOOD, P. C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, n.2, p. 247-263, 1989.
- ROBERT, F. Projeto Ouro no Tapajós, Estado do Pará – Brasil. Relatório de Missão. 1<sup>a</sup> Missão – 29/09 a 12/10 de 1996. Trad. Hélio Silveira Gonçalves. Ottawa: Serviço Geológico do Canadá, 1996. (Canadá – Brasil. Projeto de Cooperação para o Desenvolvimento Sustentável no setor Mineral).
- ROBERT, F.; POULSEN, K. H.; DUBÉ, B. Gold deposits and their geological classification. *In: GUBINS, A. G. (Ed.) Proceedings of exploration 97. Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. Ottawa: Geological Survey of Canadá, 1997, p. 209-220 (Paper 29).

- ROGERS, J. J. & GREENBERG, J. K. Trace-elements in continental-margin magmatism: part III. Alkali granites and their relationships to carbonization. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 92, n. 1, p. 6-9, 1981.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMAN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; McNAUGHTON, N. & FLETCHER, I. R. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, vol 3, no.4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, R. A. Contribuição ao conhecimento geológico regional e estudo de mineralizações auríferas do Norte de Mato Grosso. Salvador: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2001.
- 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. da; ANGÉLICA, R. S. Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG, 1997, p. 91-129.
- SCABORA, J. A. *et al.* Projeto Mogno Alta Floresta, Mato Grosso. Relatório Parcial de Exploração. [s.l.]: Mineração Santa Elina, 1997, v.1.
- SILVA, G. G. da; LIMA, M. I. C. de; ANDRADE, A. R. F. de; ISSLER, R. S. & GUIMARÃES, G. - Geologia. *In: BRASIL*. Ministério das Minas e Energia. Projeto RadamBrasil Folha SB.22 – Araguaia e parte da Folha SC.22 - Tocantins. Rio de Janeiro:DNPM. 1974, p. 1-144. (Levantamento de Recursos Minerais, 4).
- SILVA, G. H.; LEAL, J. W. L.; SALUM, O. A. L.; DALL'AGNOL, R. & BASEI, M. A. S. - Esboço geológico de parte da folha SC.21 - Juruena. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, Porto Alegre (RS), 1974. *Anais...* Porto Alegre:SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v.4, p.309-320.
- SILVA, G. H.; LEAL, J. W. L.; MONTALVÃO, R. M. G. Geologia. *In: BRASIL*. Ministério das Minas e Energia. Projeto RadamBrasil. Folha SC.21 - Juruena. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1980, p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 20).
- SILVA NETO, C. S.; SANTOS, C. A.; PEREIRA, E. R.; GUIMARÃES, L. R. Projeto Apicás. Relatório de Progresso II. Belém: Convênio DNPM/CPRM, 1980. 2v.
- SIQUEIRA, A.J.B. *Geologia da mina de ouro Filão do Paraíba, região de Peixoto de Azevedo, norte de Mato Grosso*. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 1997. 98p., il. (Dissertação de Mestrado).
- SYLVESTER, P.J.P. - collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, n. 45, p. 29-44, 1998.
- SYVESTER, A.G. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703, 1988.
- SOUZA, A. M. M.; FARIA, C. A. S.; LANDIM, J. P. P.; LEAL, J. W. L. - Projeto São Manuel. Relatório de Progresso. Belém: DNPM-CPRM, 1979. 46p.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, v.12, p. 1-33, 1976.
- TASSINARI, C. C. G. A evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. São Paulo, 1981. Dissertação. (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1981. 101p.
- TASSINARI, C. C. G. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. 1996. 139p. Tese. (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1996.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.
- TAYLOR, S. R.; McLENNAN, S. M. The continental crust. Oxford: Blackwell, 1985. 312p.
- VASQUES, M. L.; KLEIN, E. L.; QUADROS, M. L. E.; BAHIA, R. B. C.; SANTOS, A; RICCI, P.; SACHETT, C. R.; SILVA, C. M. G. & MACAMBIRA, M. J. B. – Magmatismo Uatumã na Província Tapajós. Novos dados geocronológicos. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Bol. de Resumos...* Manaus: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p.471-474.
- VASQUEZ, M. L. Projeto de datação das unidades da Província Mineral Tapajós pelo método de evaporação de chumbo em zircões. Belém: CPRM, 1998.
- WILDNER, W. *Projeto Província Mineral Alta Floresta. Seqüências Vulcano e Metavulcano-Sedimentares da Região de Alta Floresta*. Porto Alegre: CPRM, 2001. 11p. (Relatório de Campo).



# SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

---

Caminhamento geológico . . . . .	1.600km
Afloramentos descritos . . . . .	376
Análises petrográficas descritas. . . . .	384
Amostras de sedimentos de corrente . . . . .	299
Amostras de concentrado de bateia . . . . .	285
Garimpos visitados . . . . .	05
Análises litoquímicas . . . . .	55
Determinações geocronológicas (método U/Pb) . . . . .	02
Levantamento gravimétrico. . . . .	398km

## **Documentos anexos ao relatório:**

Carta geológica (escala 1:250.000)

## **Documentos disponíveis em arquivos digitais:**

Fichas de descrição de afloramentos (Base AFLORA)

Fichas de análises petrográficas (Base PETRO)

Fichas de cadastramento de jazimentos minerais (Base META)

# Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

## Folhas em Execução

NA.19-Z	Alto Rio Negro <sup>9</sup>	SC.24-V-A-I	Riacho Queimadas <sup>1</sup>	SE.23-Z-D-I	Conceição do Mato Dentro <sup>1</sup>
NA.20	Boa Vista <sup>8</sup>	SD.22-Z-A	Itapaci <sup>1</sup>	SG.22-X-B	Itararé <sup>1</sup>
SA.22-X-D	Belém <sup>4</sup>	SD.22-Z-B	Uruaçú <sup>1</sup>	SH.22	Porto Alegre <sup>8</sup>
SB.22-X-B	Rondon do Pará <sup>4</sup>	SD.24-Y-B	Ilhéus <sup>1</sup>		
SC.20	Porto Velho <sup>8</sup>	SE.22-V-A	Guiratinga <sup>1</sup>		
SC.21-Z-A	Ilha 24 de Maio <sup>1</sup>	SE.23-Z-B-IV	Serro <sup>1</sup>		

## Folhas Impressas

NA.20-X	Borda Oeste	SC.20-V-C-V	Abunã <sup>1</sup>	SE.21-Y-D	Corumbá <sup>1</sup> (CD-ROM)
NA.20-Y	Creporizão (Geoquímica) (CD-ROM)	SC.20-V-C-VI	Mutumparaná <sup>1</sup>	SE.22-V-B	Iporá <sup>1</sup> (CD-ROM)
NA.20-X-C-III	Roraima Central <sup>9</sup> (CD-ROM)	SC.20-V-D-I	Jaciparaná <sup>1</sup>	SE.22-X-A	São Luis de Montes Belos <sup>2</sup>
NA.20-X-C-VI	Serra Imeri <sup>1</sup> (CD-ROM)	SC.20-Z-C-V	Paulo Saldanha <sup>1</sup> (CD-ROM)	SE.22-X-A-II	Sanclerlândia <sup>1</sup> (CD-ROM)
NA.20-Z	Paredão <sup>1</sup>	SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo <sup>1</sup> (CD-ROM)	SE.22-X-A-III	Itaberai <sup>1</sup>
NB.20-Z-B-V	Serra do Ajarani <sup>1</sup>	SC.21-Z-C	Alta Floresta	SE.22-X-A-IV	Nazário <sup>1</sup>
NB.20-Z-B-VI	Caracarai <sup>9</sup> (CD-ROM)	SC.22-X-A	Redenção <sup>4</sup> (CD-ROM)	SE.22-X-B	Goiania <sup>2</sup> (CD-ROM)
NB.20-Z-D-II	Monte Roraima <sup>1</sup>	SC.22-X-B	Conceição do Araguaia <sup>4</sup> (CD-ROM)	SE.22-X-B	Goiania <sup>8</sup> (1999) (CD-ROM)
NB.20-Z-D-III	Monte Caburai <sup>1</sup>	SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto <sup>1</sup>	SE.22-X-B-I	Nerópolis <sup>1</sup>
NB.20-Z-D-V	Rio Quinó <sup>1</sup>	SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes <sup>1</sup> (CD-ROM)	SE.22-X-B-II	Anápolis <sup>1</sup>
NB.20-Z-D-VI	Rio Cotingo <sup>1</sup>	SC.23-X-D-I	Peixe (CD-ROM)	SE.22-X-B-IV	Goiania <sup>1</sup> (CD-ROM)
NB.20-Z-D-VI	Vila Pereira <sup>1</sup>	SC.23-Z-A-Y-B	Curimatá/Corrente <sup>1</sup> (CD-ROM)	SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões <sup>1</sup>
NB.21-Y-A-IV	Rio Viruquim <sup>1</sup>	SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássica <sup>1</sup>	SE.22-X-B-VI	Caraíba <sup>1</sup>
NB.21-Y-C-I	Sem denominação	SC.24-V-A	Paulistana <sup>1</sup>	SE.22-X-D	Morrinhos <sup>2</sup>
SA.20-V	Sem denominação	SC.24-V-A-II	Paulistana <sup>1</sup>	SE.23-V-B	São Romão <sup>2</sup>
SA.23-Z	Rio Cuini <sup>1</sup>	SC.24-V-A-III	Santa Filomena <sup>1</sup>	SE.23-Z-B	Guanhães <sup>2</sup>
SA.23-Z-C	São Luis NE/SE <sup>8</sup> (CD-ROM)	SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito <sup>1</sup>	SE.23-Z-C	Belo Horizonte <sup>2</sup>
SA.22-Y-D	Itapecuru-Mirim <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-V-A-V	Afrânio <sup>1</sup>	SE.23-Z-D	Belo Horizonte <sup>1</sup> (CD-ROM)
SA.23-V-C	Altamira <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo <sup>1</sup>	SE.23-Z-D	Ipatinga <sup>2</sup>
SA.23-V-D	Castanhal <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-V-B-IV	Cristália <sup>1</sup>	SE.23-Z-D-IV	Itabira <sup>1</sup> (CD-ROM)
SA.23-V-Y	Turiação <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-V-C	Petrolina <sup>1</sup>	SE.24-V-A	Almenara <sup>2</sup>
SA.23-X-C	São Luis SW/NW <sup>8</sup>	SC.24-V-C-III	Petrolina <sup>1</sup>	SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu <sup>1</sup>
SA.23-Y-B	Cururupu <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-V-D	Uauá <sup>2</sup>	SE.24-Y-C-VI	Colatina <sup>1</sup>
SA.23-Z-A	Pinheiro <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-V-D-I	Itamotinga <sup>1</sup>	SF.21	Campo Grande <sup>8</sup> (CD-ROM)
SA.23-Y-D	São Luis <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-X-A	Belém de S. Francisco <sup>1</sup> (CD-ROM)	SF.21-V-B	Aldeia Tomásia <sup>1</sup> (CD-ROM)
SA.24-Y-D-V	Santa Inês <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-X-C-V	Santa Brígida <sup>1</sup> (CD-ROM)	SF.21-V-D	Porto Murinho <sup>1</sup> (CD-ROM)
SB.20-Z-B-VI	Irauçuba <sup>5</sup> (CD-ROM)	SC.24-X-C-VI	Piranhas <sup>1</sup> (CD-ROM)	SF.21.X.A	Aquidauana <sup>1</sup> (CD-ROM)
SB.21-V-D	Mutum <sup>1</sup>	SC.24-X-D-V	Arapiraca <sup>1</sup> (CD-ROM)	SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo do Sapucaí <sup>1</sup>
SB.21-X-C	Vila Mamãe Anã <sup>8</sup> (CD-ROM)	SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim <sup>2</sup>	SF.23-X-B-I	Mariana <sup>1</sup> (CD-ROM)
SB.21-Y-B	Caracol <sup>9</sup> (CD-ROM)	SC.24-Y-B-VI	Euclides da Cunha <sup>3</sup>	SF.23-X-B-II	Ponte Nova <sup>1</sup>
SB.21-Z-A	Jacareacanga <sup>8</sup> (CD-ROM)	SC.24-Y-C	Jacobina <sup>2</sup> (CD-ROM)	SF.23-X-B-IV	Rio Espera <sup>1</sup> (CD-ROM)
SB.21-Z-C	Vila Riozinho <sup>8</sup> (CD-ROM)	SC.24-Y-C-V	Morro do Chapéu <sup>1</sup> (CD-ROM)	SF.23-X-C-III	Barbacena <sup>1</sup> (CD-ROM)
SB.22-Y-B	Rio Novo <sup>8</sup> (CD-ROM)	SC.24-Y-D	Serrinha <sup>1</sup> (CD-ROM)	SF.23-X-C-VI	Lima Duarte <sup>1</sup>
SB.22-X-C	São Félix do Xingu <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-Y-D-II	Gavião <sup>1</sup>	SF.23-X-D-I	Rio Pomba <sup>1</sup>
SB.22-X-D	Serra Pelada <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo <sup>1</sup>	SF.23-Y-B-II-2	Heliodora <sup>1</sup>
SB.22-Z-A	Marabá <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-Y-D-V	Pintadas <sup>1</sup>	SF.24-V-A-I	Afonso Cláudio <sup>1</sup>
SB.22-Z-B	Serra dos Carajás <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-Y-D-VI	Serrinha <sup>1</sup>	SF.24-V-A-III	Domingos Martins <sup>1</sup>
SB.22-Z-C	Xambioá <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-Z	Aracaju SW <sup>8</sup>	SF.24-V-A-V	Cachoeiro de Itapemirim <sup>1</sup>
SB.22-Z-D	Xinguara <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-Z-A-II	Aracaju SE <sup>8</sup>	SF.24-V-A-VI	Piuma <sup>1</sup>
SB.23-V-A	Araguaína <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.24-Z-A-III	Jeremoabo <sup>1</sup>	SG.22-Z-B	Joinville <sup>2</sup>
SB.23-V-B	Açailândia <sup>4</sup> (CD-ROM)	SC.25-V-A-II	Carira <sup>1</sup>	SG.22-Z-D-I-2	Botuverá <sup>1</sup>
SB.23-V-C	Vitorino Freire <sup>4</sup> (CD-ROM)	SD.21-Y-C-II	Vitória de Santo Antão <sup>1</sup>	SG.22-Z-D-II-1	Brusque <sup>1</sup>
SB.23-V-D	Imperatriz <sup>4</sup> (CD-ROM)	SD.21-Z-A	Pontes e Lacerda <sup>1</sup>	SG.22-Z-D-V	Florianópolis <sup>1</sup>
SB.23-X-A	Barra do Corda <sup>4</sup> (CD-ROM)	SD.21-Z-C	Rosário do Oeste <sup>2</sup>	SG.22-Z-D-VI	Lagoa <sup>1</sup>
SB.23-X-B	Bacabal <sup>4</sup> (CD-ROM)	SD.22-X-D	Cuiabá <sup>2</sup>	SH.22-V-C-IV	Santa Maria
SB.23-X-C	Caxias <sup>4</sup> (CD-ROM)	SD.22-Z-B	Porangatu <sup>2</sup>	SH.22-X-B-IV	Criciúma <sup>1</sup> (CD-ROM)
SB.24-X	Presidente Dutra <sup>4</sup> (CD-ROM)	SD.22-Z-C	Uruaçú <sup>2</sup>	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul <sup>2</sup>
SB.24-Y	Aracaju NE <sup>8</sup> (CD-ROM)	SD.22-Z-C-II	Ceres <sup>2</sup>	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul <sup>2</sup> (CD-ROM)
SB.24-Z	Jaguaribe SW <sup>8</sup> (CD-ROM)	SD.22-Z-C-V	Morro Agudo <sup>1</sup>	SH.22-Y-C	Pedro Osório <sup>1</sup> (CD-ROM)
SB.24-V-C-III	Jaguaribe SE <sup>8</sup> (CD-ROM)	SD.22-Z-C-VI	Goias <sup>1</sup> (CD-ROM)	SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho <sup>1</sup>
SB.24-X-B/D	Crateús <sup>1</sup>	SD.22-Z-D	Itaguara <sup>1</sup>	SH.22-Y-B	Porto Alegre <sup>1</sup>
SB.24-Y-B	Mombaca <sup>1</sup>	SD.22-Z-D-IV	Goiânia <sup>2</sup>	<sup>2</sup> Geol. E Rec. Min. do E. de Sergipe (CD-ROM)	
SB.24-Y-B-II	Areia Branca/Mossoró <sup>2</sup>	SD.22-Z-D-V	Jaraguá <sup>1</sup>	Mapa Geoquímico Internacional (CD-ROM)	
SB.24-Y-C-V	Iguatu <sup>1</sup> (CD-ROM)	SD.23-X-B	Pirenópolis <sup>1</sup>	Paleontologia das Bacias do Parnaíba e São Luis	
SB.24-Y-C-VI	Çatarina <sup>1</sup>	SD.23-X-C-V	Ibotirama <sup>2</sup>		
SB.24-Z-B	Patos <sup>1</sup> (PI)	SD.23-X-D	Coribe <sup>1</sup>		
SB.24-Z-B-II	Simões <sup>1</sup>	SD.23-Y-C	Bom Jesus da Lapa <sup>2</sup>		
SB.24-Z-B-III	Caicó <sup>1</sup> (CD-ROM)	SD.23-Y-D	Brasília <sup>2</sup>		
SB.24-Z-B-IV	Currais Novos <sup>3</sup>	SD.23-Z-D-II	Buritis <sup>2</sup>		
SB.24-Z-C	Jardim do Seridó <sup>3</sup>	SD.23-Z-D-IV	Monte Azul <sup>3</sup>		
SB.24-Z-C-VI	Serra Talhada <sup>1</sup> (1999) (CD-ROM)	SD.23-Z-D-V	Janaúba <sup>3</sup>		
SB.24-Z-D-I	Afogados da Ingazeira <sup>1</sup>	SD.24-V-A-I	Rio Pardo de Minas <sup>3</sup>		
SB.24-Z-D-II	Patos <sup>1</sup> (PB)	SD.24-V-A-II	Seabra <sup>2</sup> (CD-ROM)		
SB.24-Z-D-III	Juazeirinho <sup>1</sup>	SD.24-V-A-III	Utinga <sup>1</sup>		
SB.24-Z-D-IV	Monteiro <sup>1</sup>	SD.24-V-A-IV	Lençóis <sup>1</sup>		
SB.25-V-C	Sumé <sup>1</sup> (CD-ROM)	SD.24-V-C	Livramento do Brumado		
SB.25-V-C-IV	Natal <sup>2</sup>	SD.24-V-C-II	Mucugê <sup>1</sup>		
SB.25-Y-C-V	João Câmara <sup>1</sup>	SD.24-Y-A	Vitória da Conquista <sup>2</sup>		
SC.20-V-B-V	Limoeiro <sup>1</sup>	SD.24-Y-B-V	Ibicaraí <sup>1</sup>		
	Porto Velho <sup>1</sup>	SD.24-Y-B-VI	Itabuna <sup>1</sup>		

## Folhas em Editoração

SF.23-X-C-VI	Lima Duarte <sup>1</sup>
SF.23-X-D-I	Rio Pomba <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; <sup>2</sup> Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; <sup>3</sup> Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; <sup>4</sup> Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais; <sup>5</sup> Levantamento geológico visando ao meio ambiente; <sup>6</sup> Levantamentos aerogeofísicos; <sup>7</sup> Integração geológica/geoquímica de regiões metropolitanas; <sup>8</sup> Integração geológica/metalogenética nas escalas 1:500.000 e 1:250.000; <sup>9</sup> Mapeamento Geológico/Metalogenético da Região Amazônica na escala 1:500.000.

**Folhas Concluídas**  
**Disponíveis para consulta**

NA.20-X-B	Uraricoera <sup>2</sup>	SC.24-X-B	Garanhuns <sup>2</sup>	SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho <sup>7</sup>
NA.21-V-A	Conceição do Mauá <sup>2</sup>	SC.24-X-C	Paulo Afonso <sup>2</sup>	SF.23-V-A-III.1	Itanhaém <sup>7</sup>
NA.20-X-D	Boa Vista <sup>2</sup>	SC.24-X-D	Santana do Ipanema <sup>2</sup>	SF.23-V-A-III.2	Mangagua <sup>7</sup>
NA.20-Z-B	Caracará <sup>2</sup>	SC.24-Y-A	Mirangaba <sup>2</sup>	SF.23-Y	Rio de Janeiro SW <sup>8</sup>
NB.20-Z-B e		SC.24-Z-A	Jeremoabo <sup>2</sup>	SF.23-Y-A-V.4	Campinas <sup>7</sup>
NB.21-Z-A	Monte Roraima <sup>2</sup>	SC.24-Z-B/D	Aracaju/Estância <sup>2</sup>	SF.23-Y-A-VI.3	Valinhos <sup>7</sup>
NB.20-Z-D	Vila Surumu <sup>2</sup>	SC.24-Z-C	Tobias Barreto <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-II.2	Indaiatuba <sup>7</sup>
NB.21-Y-C	Rio Mauá <sup>2</sup>	SC.25-V-A	Recife <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva <sup>7</sup>
NA.21-Z-B	Rio Citaré <sup>2</sup>	SC.25-V-C	Maceió <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.1	Jundiá <sup>7</sup>
NA.22-V-B	Rio Oiapoque <sup>2</sup>	SD.20-V-B	Príncipe da Beira <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.2	Atibaia <sup>7</sup>
NB.22-Y-D	Cabo Orange <sup>2</sup>	SD.20-X-A	Pedras Negras <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.3	Santana do Parnaíba <sup>7</sup>
NA.22-V-D	Lourenço <sup>2</sup>	SD.20-X-B	Vilhena <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.4	Guarulhos <sup>7</sup>
NA.22-Y-A	Serra do Tumucumaque <sup>2</sup>	SD.20-X-C	Ilha do Sossego <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-V.2	São Roque <sup>7</sup>
NA.22-Y-B	Rio Araguari <sup>2</sup>	SD.20-X-D	Pimenteiras <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba <sup>7</sup>
NA.22-Y-D	Macapá <sup>2</sup>	SD.21-Y-C	Mato Grosso <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.1	Itapecerica da Serra <sup>7</sup>
SA.21-X-B	Rio Maicuru <sup>2</sup>	SD.21-Y-D	Barra do Bugres <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo <sup>7</sup>
SA.24-Y-A	Parnaíba <sup>2</sup>	SD.22-X-A	Araguaçu <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu <sup>7</sup>
SA.24-Y-B	Acarau <sup>2</sup>	SD.22-X-B	Alvorada <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande <sup>7</sup>
SA.24-Y-C	Granja <sup>2</sup>	SD.22-X-C	São Miguel do Araguaia <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.1	Piracéia <sup>7</sup>
SA.24-Y-D	Sobral <sup>2</sup>	SD.22-Y-D	Barra do Garças <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.2	Igaratá <sup>7</sup>
SA.24-Z-C	Fortaleza <sup>2</sup>	SD.22-Z-A	Mozarlândia <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.3	Itaquaquecetuba <sup>7</sup>
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas <sup>2</sup>	SD.23-V-A	Arraias <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.4	Santa Isabel <sup>7</sup>
SB.22-X-D	Marabá <sup>2</sup>	SD.23-V-C	Campos Belos <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-II.3	Jacareí <sup>7</sup>
SB.22-Z-A	Rio Paraopebas <sup>2</sup>	SD.23-X-A	Barreiras <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá) <sup>7</sup>
SB.24-V-A	Piripiri <sup>2</sup>	SD.23-X-C	Santa Maria da Vitória <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes <sup>7</sup>
SB.24-V-B	Quixadá <sup>2</sup>	SD.23-Y-A	São João d'Aliança <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.3	Santos <sup>7</sup>
SB.24-V-C	Crateús <sup>2</sup>	SD.23-Z-A	Manga <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga <sup>7</sup>
SB.24-V-D	Quixeramobim <sup>2</sup>	SD.23-Z-B	Guanambi <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis <sup>7</sup>
SB.24-X-A	Aracati <sup>2</sup>	SD.24-V-A	Seabra <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-V.2	Pico do Papagaio <sup>7</sup>
SB.24-X-C	Morada Nova <sup>2</sup>	SD.24-V-B	Itaberaba <sup>2</sup>	SF.23-V-A	Franca <sup>2</sup>
SB.24-Y-A	Valença do Piauí <sup>2</sup>	SD.24-V-D	Jequié <sup>2</sup>	SF.23-V-B	Furnas <sup>2</sup>
SB.24-Y-B	Iguatu <sup>2</sup>	SD.24-X-C	Jaguaribe <sup>2</sup>	SF.23-V-C	Ribeirão Preto <sup>2</sup>
SB.24-Y-C	Picos <sup>2</sup>	SD.24-X-A	Salvador <sup>2</sup>	SF.23-V-D	Varginha <sup>2</sup>
SB.24-Y-D	Juazeiro do Norte <sup>2</sup>	SD.24-Y-B	Ilhéus <sup>2</sup>	SF.23-X-A	Divinópolis <sup>2</sup>
SB.24-Z-A	Souza <sup>2</sup>	SD.24-Z-A	Itacaré <sup>2</sup>	SF.23-X-B	Ponte Nova <sup>2</sup> (CD-ROM)
SB.24-Z-B	Caicó <sup>2</sup>	SD.24-Y-C	Rio Pardo <sup>2</sup>	SF.23-X-C	Barbacena <sup>2</sup>
SB.24-Z-D	Patos <sup>2</sup>	SD.24-Y-D	Itapetinga <sup>2</sup>	SF.23-X-D	Juiz de Fora <sup>2</sup>
SB.25-Y-A	Cabedelo <sup>2</sup>	SE.24-Z-C	Canavieiras <sup>2</sup>	SF.23-Y-A	Campinas <sup>2</sup>
SB.25-Y-C	João Pessoa <sup>2</sup>	SE.21-V—D-V	Morraria do Ínsua <sup>1</sup>	SF.23-Y-B	Guaratinguetá <sup>2</sup>
SC.20-V-C	Abunã <sup>2</sup>	SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré <sup>1</sup>	SF.23-Y-C	São Paulo <sup>2</sup>
SC.20-V-D	Ariquemes <sup>2</sup>	SE.21-Y-B-III	Amolar <sup>1</sup>	SF.23-Y-D	Santos <sup>2</sup>
SC.20-Y-B	Alto Jamari <sup>2</sup>	SE.23-V-A	Unai <sup>2</sup>	SG.22-X-A	Telêmaco Borba <sup>2</sup>
SC.20-Y-D	Serra dos Uopianes <sup>2</sup>	SE.23-V-C	Paracatu <sup>2</sup>	SG.22-X-B	Itararé <sup>2</sup>
SC.20-Z-A	Rondônia <sup>2</sup>	SE.23-V-D	João Pinheiro <sup>2</sup>	SG.22-X-C	Ponta Grossa <sup>2</sup>
SC.20-Z-B	Rio Branco <sup>2</sup>	SE.23-X-A	Montes Claros <sup>2</sup>	SG.22-X-D	Curitiba <sup>2</sup>
SC.20-Z-C	Presidente Médici <sup>2</sup>	SE.23-X-B	Araçuaí <sup>2</sup>	SG.23-V-C	Cananéia <sup>2</sup>
SC.20-Z-D	Pimenta Bueno <sup>2</sup>	SE.23-X-C	Pirapora <sup>2</sup>	SG.23-V-A	Iguape <sup>2</sup>
SC.21-Z-B	Vila Guarita <sup>2</sup>	SE.23-X-D	Capelinha <sup>2</sup>	SG.22-Z-D	Florianópolis <sup>2</sup>
SC.22-X-D	Miracema do Norte <sup>2</sup>	SE.23-Y-A	Patos de Minas <sup>2</sup>	SH.21-Z-D	Bagé <sup>2</sup>
SC.22-Z-B	Porto Nacional <sup>2</sup>	SE.23-Y-B	Três Marias <sup>2</sup>	SH.21-Z-B	São Gabriel <sup>2</sup>
SC.22-Z-D	Gurupi <sup>2</sup>	SE.23-Y-C	Uberaba <sup>2</sup>	SH.22-X-B	Criciúma <sup>2</sup>
SC.23-X-D	São Raimundo Nonato <sup>2</sup>	SE.23-Y-D	Bom Despacho <sup>2</sup>	SH.22-Y-D	Pelotas <sup>2</sup>
SC.23-Y-C	Natividade <sup>2</sup>	SE.23-Z-A	Curvelo <sup>2</sup>	SH.22-Z-C	Mostarda <sup>2</sup>
SC.23-Z-B	Xique-Xique <sup>2</sup>	SE.24-V-C	Teófilo Otoni <sup>2</sup>	SI.22-V-A	Jaguarão <sup>2</sup>
SC.23-Z-D	Barra <sup>2</sup>	SE.24-Y-A	Governador Valadares <sup>2</sup>	SI.22-V-B	Rio Grande <sup>2</sup>
SC.24-V-A	Paulistana <sup>2</sup>	SE.24-Y-C	Colatina <sup>2</sup>		
SC.24-V-B	Salgueiro <sup>2</sup>	SF.21-V-B	Baía Negra <sup>2</sup>		
SC.24-X-A	Floresta <sup>2</sup>	SF.21-X-A	Miranda <sup>2</sup>		

**Memória Técnica**

- Mapas de serviço disponíveis para cópias heliográficas (\*)
- Disquetes de computador com análises químicas, petrográficas, mineralógicas etc (\*)
- Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR (\*\*)
- Bases de Dados:

GEOB e GTM	– Bibliografia	SIGEO	– Projetos de Geologia, Geoquímica e Geofísica
META	– Ocorrências Minerais	SISON	– Dados de Sondagem
AFLO	– Descrição de Afloramento	DOTÉ	– Acervo Bibliográfico da CPRM
PETR	– Análises Petrográficas	PROJ	– Carteira de Projetos da CPRM

**Departamento de Apoio Técnico**

*Sabino Orlando C. Loguércio*

**Divisão de Cartografia**

*Paulo Roberto Macedo Bastos*

**Divisão de Editoração Geral**

*Valter Alvarenga Barradas*

**EQUIPES DE PRODUÇÃO**

**Cartografia Digital**

Afonso Henrique S. Lobo	Leila Maria Rosa de Alcantara
Carlos Alberto da Silva Copolillo	Luiz Cláudio Ferreira
Carlos Alberto Navarro	Luiz Guilherme A. Frazão
Carlos Alberto Ramos	Marco Antonio de Souza
Ivan Soares dos Santos	Maria Luiza Poucinho
João Carlos de Souza Albuquerque	Marília Santos Salinas do Rosário
Jorge de Vasconcelos Oliveira	Paulo José da Costa Zilves
José Carlos Ferreira da Silva	Risonaldo Pereira da Silva
José Pacheco Rabelo	Wilhelm Petter de Freire Bernard

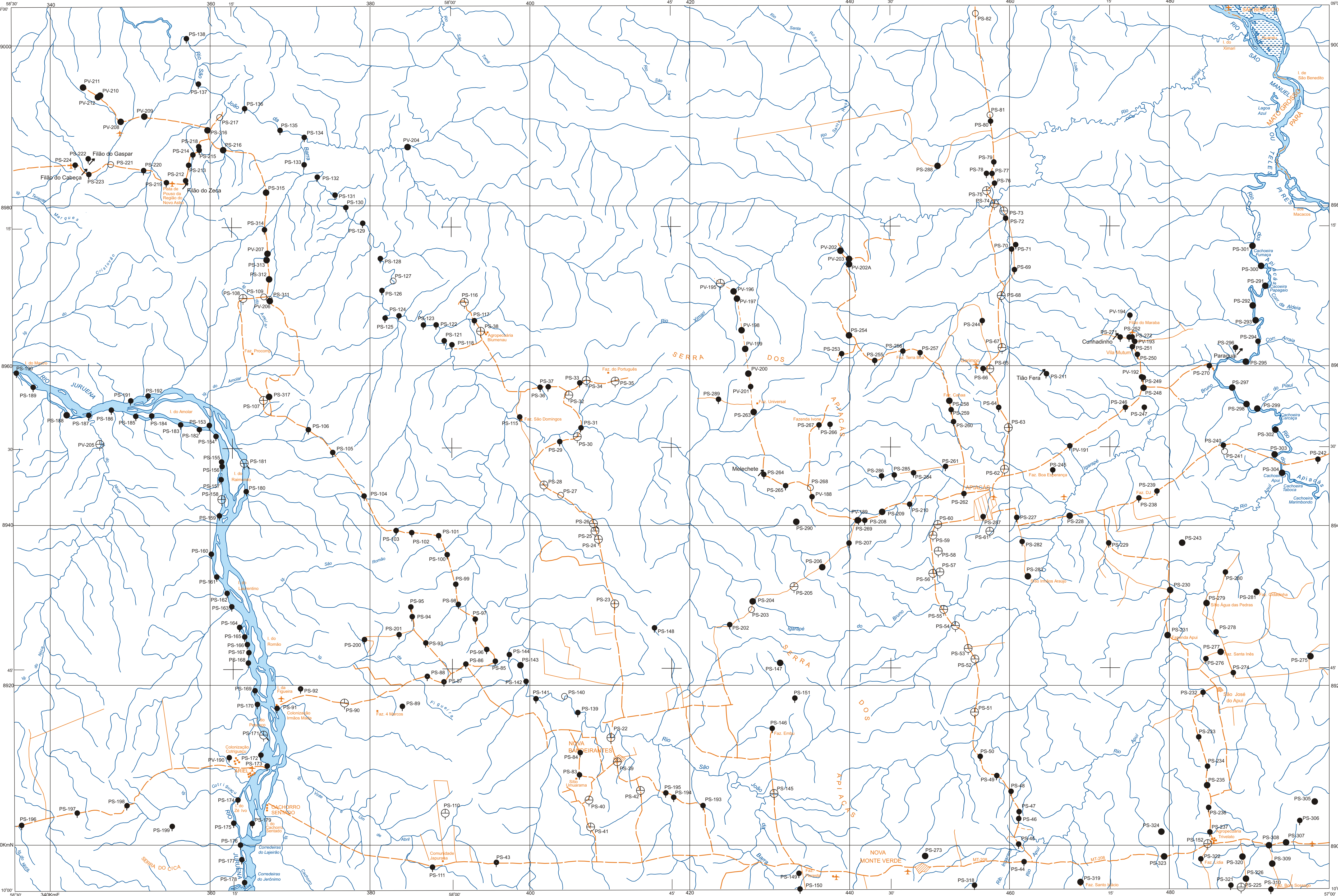
**Editoração**

Agmar Alves Lopes	José Luiz Coelho
Andréia Amado Continentino	Laura Maria Rigoni Dias
	Pedro da Silva
Hélio Tomassini de Oliveira Filho	Sérgio Artur Giaquino









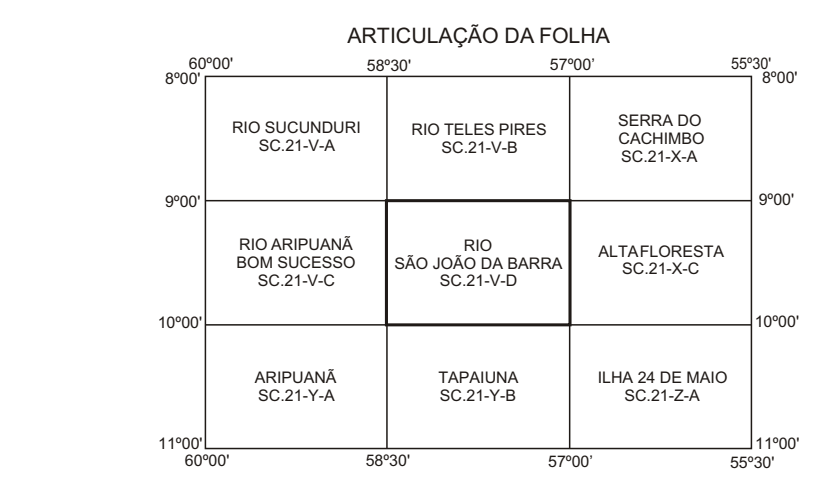
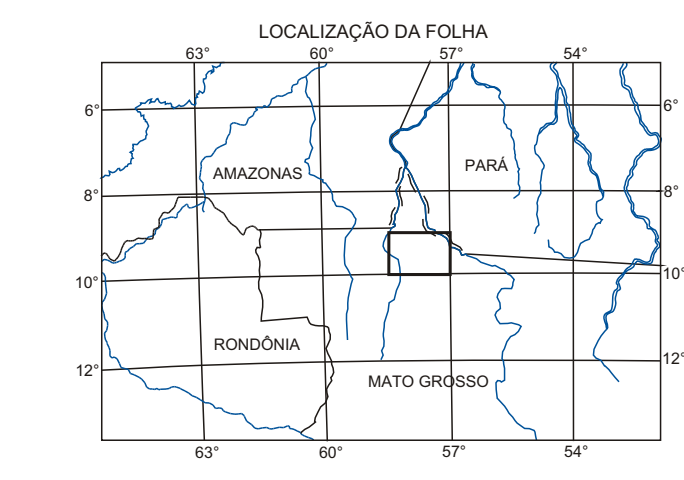
CONVENÇÕES

- Afloramento descrito
- Afloramento amostrado
- Afloramento com análise petrográfica
- ⊕ Afloramento com análise petrográfica/química
- ⊕ Afloramento com análise petrográfica/geocronológica
- ⊕ Afloramento com análise petrográfica/química/geocronológica
- ↗ Garimpo em atividade

SIGLAS

- PV - Paulo Villas Boas
- PS - Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

- Estrada pavimentada
- Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
- Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
- Caminho
- Curso de água permanente
- Lagos/lagoas



**Autores:** Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Paulo Fernando Villas Boas

**Colaboradores:** Geologia Estrutural: Reginaldo Alves dos Santos  
Geofísica: Murilo Machado Pinheiro e Roberto Guimarães de Oliveira  
Geoquímica: Eric Santos Araújo e Renato Sales de Andrade  
Petrografia: Maria Abadia Camargo  
Sensoriamento Remoto: Cidney Rodrigues Valente  
Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado

**Consultores:** Márcio Martins Pimentel - CPRM/UnB - Geocronologia  
Nelson Francisco Botelho - UnB - Petrologia de Rochas Graníticas  
Augusto J. Pedreira - CPRM - Ambiente de Sedimentação  
Wilson Willner - CPRM - Petrologia de Rochas Vulcânicas

Base planimétrica digitalizada pela Divisão de Cartografia - DICART, a partir da folha SC.21-V-D Rio São João da Barra, escala 1:250.000, 1ª edição, 1º Impresso, DSJ, 1991.  
Digitalização do tema e a atualização da base planimétrica, foram executadas pelos técnicos da SUREGGO: Claudenor Francisco de Souza, Luiz Carlos de Melo, Pedro Ricardo Soares Bispo, Renivan Bartolomeu Rodrigues e Valdivino Patrício da Silva.  
Esta carta foi produzida em meio digital e para publicação na Internet em 2002, pela Divisão de Cartografia - DICART/Departamento de Apoio Técnico - DEPAT/ Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI.  
Diretor da DRI: Fernando Pereira de Carvalho  
Chefe do DEPAT: Salino O. Loguercio  
Chefe da DICART: Paulo Roberto Macedo Bastos  
Edição Cartográfica: Wilhem P. de F. Bernard (coord.), Maria Luiza Poucinho  
Coordenação da digitalização: Maria Santos Salinas do Rosário  
Revisão: Carlos Alberto Coppillo e Paulo José da Costa Zilves

CARTA DE ESTAÇÃO GEOLÓGICA

ESCALA 1:250.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR  
Origem da quilometragem: UTM Equador e Meridiano Central 57° W. Gracilacrescidas as constantes: 10.000km e 600km, respectivamente.  
Datum horizontal: SAD-69 - IAGG.  
Declinação magnética do centro da folha em 1982: 12°12' W, cresce 9' anualmente.

Serviço Geológico do Brasil  
2005