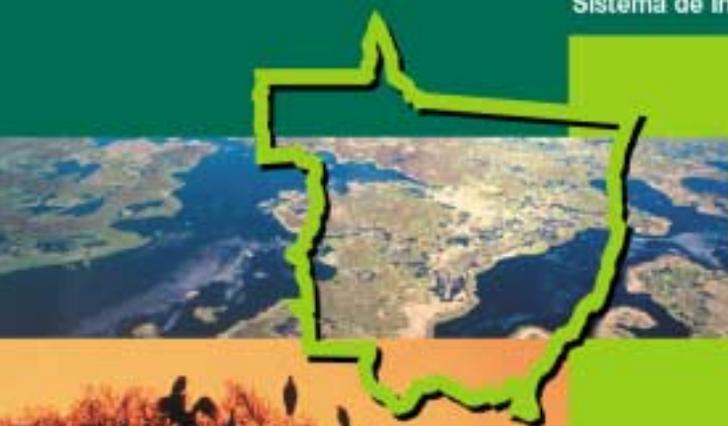




GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE
MATO GROSSO

Sistema de Informações Geográficas - SIG



**PROGRAMA
GEOLOGIA DO
BRASIL**

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

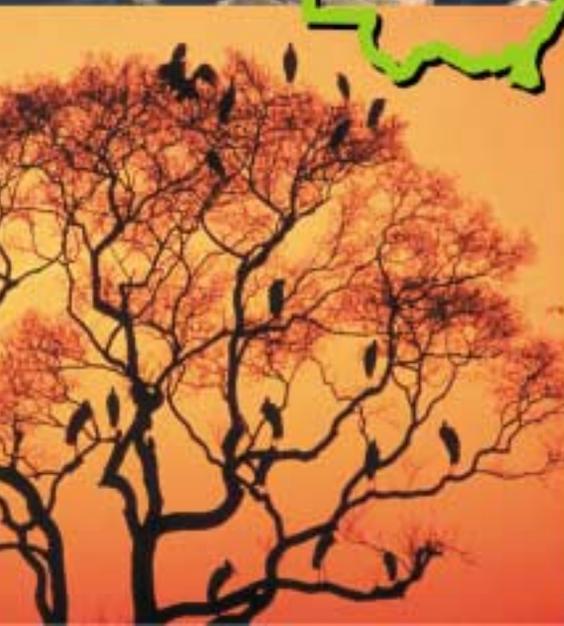
**Mapas Geológicos
Estaduais**

Escala: 1:1.000.000

2004

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALÚRGIA

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil



CONVÊNIO CPRM/SICME-MT
MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
DILMA VANA ROUSSEFF
Ministra

SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
GILES CARRICONDE AZEVEDO
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM
AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
Diretor de Relações Institucionais e
Desenvolvimento

ÁLVARO ROGÉRIO ALENCAR SILVA
Diretor de Administração e Finanças

CARLOS SCHOBENHAUS
Chefe do Departamento de Geologia

REINALDO SANTANA CORREIA BRITO
Chefe do Departamento de Recursos Minerais

INÁCIO DE MEDEIROS DELGADO
Chefe Divisão de Geologia Básica

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE
GOIÂNIA
MARIA ABADIA CAMARGO
Superintendente

JOFFRE VALMÓRIO DE LACERDA FILHO
Gerente de Geologia e Recursos Minerais

JOÃO OLÍMPIO SOUZA
CIPRIANO CAVALCANTE DE OLIVEIRA
Supervisores
GOVERNO DO ESTADO DE MATO GROSSO

BLAIRO BORGES MAGGI
Governador

SECRETARIA DE ESTADO DE INDÚSTRIA,
COMÉRCIO, MINAS E ENERGIA
ALEXANDRE FURLAN
Secretário

JOSÉ EPAMINONDAS MATTOS CONCEIÇÃO
Secretário Adjunto de Desenvolvimento

CARLOS VÍTOR BONA
Secretário Adjunto de Gestão
JOAQUIM JURANDIR PRATT MORENO
Gestor de Política Mineral

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE MATO GROSSO

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

Escala : 1:1.000.000

SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil
Subprograma Mapas Geológicos Estaduais

GOVERNO DO ESTADO DE MATO GROSSO
SECRETARIA DE ESTADO DE INDÚSTRIA, COMÉRCIO, MINAS E ENERGIA DO ESTADO DE MATO GROSSO-
SICME-MT
SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE MATO GROSSO

TEXTO EXPLICATIVO DOS MAPAS GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS DO ESTADO
DE MATO GROSSO
Escala 1:1.000.000
1ª Edição

COORDENAÇÃO EXECUTIVA E TÉCNICA
Joffre Valmório de Lacerda Filho
Joaquim Jurandir Pratt Moreno

COORDENAÇÃO TEMÁTICA

Tectônica: Inácio de Medeiros Delgado, Joffre Valmório de Lacerda Filho, Marcos Luiz do Espírito Santo
Quadros, Cipriano Calvacante de Oliveira Augusto Soares Frasca
Geologia de Bacias: Ricardo da Cunha Lopes e Augusto José Pereira da Silva
Sensoriamento Remoto: Cidney Rodrigues Valente e Marcos Antônio Soares Monteiro
Metalogenia: Maria da Glória da Silva, Inácio de Medeiros Delgado, Joffre Valmório de Lacerda Filho, Cipriano
Calvacante de Oliveira, Waldemar Abreu Filho, Mário Cavalcanti de Albuquerque e Marcos Luiz do Espírito
Santos Quadros
Banco de Dados GEOBANK: José Domingos Alves de Jesus
Geofísica: Maria Laura Vereza de Azevedo, Roberta Mary Vidotti
Base de Dados Geoquímica: Valmir Rodrigues da Silva
Geocronologia e Base de Dados Geocronológicos: Waldemar Abreu Filho, Mário Cavalcanti de Albuquerque,
Josué Antônio da Silva e Josenuza Brilhante Rodrigues
Base de Dados Paleontológicos: Norma Maria da Costa Cruz e Sônia da Cruz Cantarino
Geoprocessamento: José Domingos Alves de Jesus, Maisa Bastos Abram, Marcos Luiz do Espírito Santo
Quadros, Marcos Antônio Soares Monteiro, Elias Bernard da Silva do Espírito Santo
Base Cartográfica: Felicíssimo Rosa Borges, Elias Bernard da Silva do Espírito Santo
Desenvolvimento Software ArcExibe: João Henrique Gonsalves
Modelo Digital do Terreno: Mônica Mazzini Perrotta

EQUIPE EXECUTORA

Serviço Geológico do Brasil
Joffre Valmório de Lacerda Filho
Waldemar Abreu Filho
Cidney Rodrigues Valente
Ricardo da Cunha Lopes
Mário Cavalcanti de Albuquerque
Gilmar José Rizzotto
Cipriano Cavalcante de Oliveira
José Domingos Alves de Jesus
Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros
Maísa Bastos Abram
Luiz Carlos Moreton
Marcos Antônio Soares Monteiro
Felicíssimo Rosa Borges

Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM
Nilson Batista de Souza

**Companhia Matogrossense de Mineração –
METAMAT/SICME**
Rogério Roque Rubert
Josué Antônio da Silva

COLABORADORES

Serviço Geológico do Brasil - CPRM
Amaro Luiz Ferreira
Andréa Sander
Antônio Augusto Soares Frasca
Armínio Gonçalves Vale
Edson Gaspar Martins
Gilberto Scislewski
Humberto Alcântara Ferreira Lima
Isao Shintaku
João Henrique Gonçalves
João Olímpio Souza
Joseneusa Brilhante Rodrigues
Luis de Gonzaga Oliveira e Silva
Marcos Eduardo Silva Soares
Maria Laura Vereza de Azevedo
Maria Telma Lins Farraco
Mônica Mazzini Perrotta
Norma Maria da Costa Cruz
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro
Ivan Wilson Brandão de Oliveira
Roberta Mary Vidotti
Ruy Benedito Calliari Bahia
Sônia da Cruz Cantarini
Valmir Rodrigues da Silva

CONSULTORES

Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT
Amarildo Salinas Ruiz
Francisco Egídio Pinho
Gerson Souza Saes
Jaime Alfredo Dexheimer Leite
Márcia Aparecida Santana Barros Pinho
Ricardo Kalikowski Weska

APOIO TÉCNICO

Serviço Geológico do Brasil - CPRM
Nair Dias
Maria Gasparina de Lima
Pedro Ricardo Soares Bispo
Claudionor Francisco de Souza
Divino Francisco de Paula
João Rocha de Assis

Luiz Carlos de Melo
Gilsemar Rego de Oliveira
Gessy Cristina Gomes Silva Brenner
Glauca de Fátima Oliveira Afonso

REVISÃO FINAL

Serviço Geológico do Brasil - CPRM
GEREMI-GO
Joffre Valmório de Lacerda Filho
João Olímpio Souza
Cipriano Cavalcante de Oliveira
Waldemar Abreu Filho
GIGEOB/DGM
Inácio de Medeiros Delgado
Augusto José Pedreira
Nelson Custódio da Silveira Filho
Reginaldo Alves dos Santos
Maria da Glória da Silva
DEGEO
Carlos Schobbenhaus

EDITORAÇÃO: GERIDE-GO

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

GOVERNO DO ESTADO DE MATO GROSSO
SECRETARIA DE ESTADO DE INDÚSTRIA, COMÉRCIO, MINAS E ENERGIA DO ESTADO DE MATO
GROSSO - SICME-MT

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE MATO GROSSO

TEXTO EXPLICATIVO DOS MAPAS GEOLÓGICO E DE
RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE MATO GROSSO

ESCALA 1:1.000.000

Organizado por

Joffre Valmório de Lacerda Filho
Waldemar Abreu Filho
Sidney Rodrigues Valente
Cipriano Cavalcante de Oliveira
Mário Cavalcanti de Albuquerque

Cuiabá, 2004

CONVÊNIO CPRM/SICME-MT

CRÉDITOS DE AUTORIA

INTRODUÇÃO 1:

Joffre Valmório de Lacerda Filho (JVL)
Maísa Bastos Abram (MBA)

CAPÍTULO 2: *Compartimentação Geotectônica*

Augusto José Pedreira (AJP)
Carlos Schobbenhaus (CS)
Cidney Rodrigues Valente (CRV)
Cipriano Cavalcante de Oliveira (CCO)
Gilmar José Rizzotto (GJR)
Inácio de Medeiros Delgado (IMD)
Joffre Valmório de Lacerda Filho (JVL)
Luiz Carlos Moreton (LCM)
Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros (MLESQ)

CAPÍTULO 3: *Descrição das Unidades Litoestratigráficas*

Amarildo Salinas Ruiz (ASR)
Amaro Luiz Ferreira (ALF)
Antônio Augusto Soares Frasca (ASF)
Armínio Gonçalves Vale (AGV)
Andréa Sander (AS)
Cidney Rodrigues Valente (CRV)
Cipriano Cavalcante de Oliveira (CCO)
Edson Gaspar Martins (EGM)
Eric Santos Araújo (ESA)
Francisco Egídio Cavalcante Pinho (FECP)
Gilberto Scislewski (GS)
Gilmar José Rizzotto (GJR)
Jaime Alfredo Dexheimer Leite (JDL)
Joffre Valmório de Lacerda Filho (JVL)
Maria Telma Lins Faraco (MTLF)
Mário Cavalcanti de Albuquerque (MCA)
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro (PSER)
Ricardo da Cunha Lopes (RCL)
Ruy Benedito Calliari Bahia (RBCB)
Waldemar Abreu Filho (WAF)

CAPÍTULO 4: *Recursos Minerais e Metalogenia*

Alvaro Pizzato Quadros (APQ)
Amarildo Salinas Ruiz (ASR)
Carlos J. Fernandes (CJF)
Carlos Humberto da Silva (CHS)
Cipriano Cavalcante de Oliveira (CCO)
Francisco Egídio Cavalcante Pinho (FECP)
Marcos Eduardo Silva Soares (MESS)
Nilson Batista de Souza (NBS)
Raul M. Kuyumjion (RMK)
Waldemar Abreu Filho (WAF)

CAPÍTULO 5: *Economia Mineral*

Isao Shintaku (IS)
Luiz de Gonzaga Oliveira e Silva (LGOS)
Marcos Eduardo Silva Soares (MESS)

CAPÍTULO 6: *CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES*

Joffre Valmório de Lacerda Filho (JVL)
Marcos Eduardo Silva Soares (MESS)

BIBLIOGRAFIA

APÊNDICE 1:

Mário Cavalcanti de Albuquerque (MCA)

APÊNDICE 2:

Josué Antônio da Silva (JAS)
Mário Cavalcanti de Albuquerque (MC)

ANEXOS:

Mapa Geológico do Estado de Mato Grosso - Escala 1:1.000.000

Mapa de Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso - Escala 1:1.000.000

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE MATO GROSSO
PROGRAMA INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO E DIFUSÃO DE DADOS DA GEOLOGIA DO BRASIL,
SUBPROGRAMA MAPAS GEOLÓGICOS ESTADUAIS, EXECUTADO EM CONVÊNIO CPRM-GOIÂNIA,
SECRETARIA DE ESTADO DE INDÚSTRIA, COMÉRCIO, MINAS E ENERGIA DO ESTADO DE MATO
GROSSO-SICME-MT

L131g LACERDA FILHO, Joffre Valmório de,

Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso.
Org. Joffre Valmório de Lacerda Filho, Waldemar Abreu Filho,
Cidney Rodrigues Valente, Cipriano Cavalcante de Oliveira
e Mário Cavalcanti Albuquerque. Esc. 1:1.000.000.
Goiânia: CPRM, 2004. (Convênio CPRM/SICME).
200p. il.; + mapas

Programa Integração, Atualização e Difusão
de Dados da Geologia.

1. Geologia Regional 2. Recursos Minerais 3. Economia
Mineral 4. Mato Grosso I. Lacerda Filho, Joffre Valmório de
II. Título

CDD 558.

AGRADECIMENTOS

As instituições envolvidas na elaboração deste trabalho agradecem ao XII Distrito do DNPM, às empresas de mineração que atuam no Estado, a Secretaria de Estado de Planejamento do Estado de Mato Grosso - SEPLAN e à Universidade Federal de Mato Grosso.

Agradecimentos especiais devem ser estendidos, também, aos profissionais que com sua contribuição individual, tanto pela cessão de dados inéditos, quanto pela avaliação crítica em áreas específicas do projeto, concorreram para a elaboração deste trabalho. Em especial agradecem ao Sr. Diretor do XII Distrito do DNPM, Dr. Jocy Gonçalo de Miranda, José Aldo Duarte Ferraz e Germano Passos da Diagem do Brasil Mineração Ltda, Nilson Molinari da Anglo América e Edson José Milani da PETROBRAS.

Aos nossos familiares, um agradecimento carinhoso pela compreensão das contínuas ausências, retirando-lhes momentos que a eles seriam dedicados e a todos aqueles que direta e indiretamente, contribuíram para a efetivação deste produto.

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO	15
1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 – JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	17
1.2 – MÉTODOS E PRODUTOS	18
1.3 – PRINCIPAIS FONTES DE INFORMAÇÃO	23
2. COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA	33
2.1 - CRÁTON AMAZONAS	33
2.1.1 - PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL	33
2.1.2 - PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA	34
2.1.3 - PROVÍNCIA SUNSÁS	37
2.1.4 - BACIAS SEDIMENTARES PROTEROZÓICAS	39
2.2 - PROVÍNCIA TOCANTINS	40
2.2.1 - FAIXA BRASÍLIA	40
2.2.2 - FAIXA ALTO PARAGUAI	40
2.3 - BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS	42
2.3.1 - BACIAS PALEO MESOZÓICAS	42
2.3.2 - BACIAS CENOZÓICAS	45
3. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	51
A3PP2xi - Complexo Xingu	51
PP23bm - Complexo Bacaerí-Mogno	52
PP3cc - Complexo Cuiú-Cuiú	53
PP3 γ m1234 - Suíte Intrusiva Matupá	53
PP3 δ fs – Suíte Intrusiva Flor da Serra	54
PP3 γ 1vr – Suíte Intrusiva Vila Rica	55
PP3ai – Grupo Iriri	55
PP3 γ 2rd – Suíte Intrusiva Rio Dourado	55
PP3 γ ju – Suíte Intrusiva Juruena	56
PP3 γ pa - Suíte Intrusiva Paranaíta	57
PP3 δ g - Intrusivas Máficas Guadalupe	57
PP3 λ cr – Alcalina Rio Cristalino	58
PP3go - Formação Gorotire	58
PP4c – Suíte Colíder	59
PP4aj – Grupo Alto Jauru	60
PP4ag – Complexo Alto Guaporé	61
PP4 γ n - Granito Nhandu	61
PP4 γ v – Suíte Intrusiva Vitória	62
PPmv - Complexo Nova Monte Verde	63
PP4 γ sp – Granito São Pedro	64
PP4 γ sr – Suíte Intrusiva São Romão	64
PP4 γ a – Granito Apiacás	65
PP4 γ tp – Granito Teles Pires	66

PPmc _s – PPmc _v – Grupo São Marcelo-Cabeça	67
PP4r – Grupo Roosevelt	68
PP4γzt – Granito Zé do Torno	69
PP4γnc ₁ – PP4γnc ₂ – PP4γnc ₃ – PP4γnc ₄ – Suíte Nova Canaã	70
Suíte Rio do Sangue	71
PP4γju – Granito Juara	71
PP4γfo – Granito Fontanillas	71
Grupo Beneficente	72
MP1γsc – Suíte Intrusiva Santa Cruz	74
MP1rg – Complexo Metavulcanossedimentar Rio Galera	74
MP1rn – Complexo Metamórfico Rio Novo	74
MP1γc – Tonalito Cabaçal	75
MP14δfb - Suíte Intrusiva Figueira Branca	76
MP1δcd – Suíte Intrusiva Córrego Dourado	76
MP1γp – Suíte Intrusiva Serra da Providência	76
MP1δj – Gabro Juína	77
MP1γt – Suíte Intrusiva Tatuí	78
MP1γrv – Granito do Rio Vermelho	79
MP1γar – Granito Aripuanã	79
MP1ra – Complexo Metavulcanossedimentar Rio Alegre	80
MP1pl – Grupo Pontes e Lacerda	81
MP1sb – Complexo Granulítico Santa Bárbara	81
MP1γac – Suíte Intrusiva Água Clara	82
MP1γp – Suíte Intrusiva Pindaituba	83
MP1γsh – Suíte Intrusiva Santa Helena	84
MP1δrb – MP1γrb - Suíte Intrusiva Rio Branco	85
MP2γsr – Suíte Intrusiva Santa Rita	85
MP2γa – Suíte Intrusiva Alvorada	86
MP2co(g),MP2co(ms),MP2co(q),MP2co(u)-Suíte Metamórfica Colorado	86
MP2γlj – Granito Lajes	87
MP2δva – Suíte Intrusiva Vale do Alegre	87
MP2λac - Alcalinas Canamá	87
MP2μc – Suíte Intrusiva Cacoal	88
MP2λag - Alcalinas Guariba	88
MP2δ - Diques e Sills Básicos	89
MP2d ₁ , MP2d ₂ , MP2d ₃ e MP2d ₄ - Grupo Caiabis - Formação Dardanelos	89
NP1βa – Grupo Caiabis - Formação Arinos	90
MP3γrp – Suíte Intrusiva Rio Pardo	91
Grupo Aguapeí	91
NP3f – Grupo Aguapeí - Formação Fortuna	91
MP3vp – Grupo Aguapeí - Formação Vale da Promissão	92
MP3mc – Grupo Aguapeí - Formação Morro Cristalino	92
NP1p - Formação Palmeiral	92
NP1γro – Suíte Intrusiva Rondônia	93
NP1γg – Suíte Intrusiva Guapé	94
NP1γsd – Suíte Intrusiva São Domingos	95
NP1γs – Granito Sararé	96
NP1γlgn - Ortognaisses do Oeste de Goiás	96
NPnx – Unidade Metavulcanossedimentar Nova Xavantina	97
Grupo Cuiabá	97
NPbx – Formação Bauxi	99
NPpu – Formação Puga	99
Grupo Alto Paraguai	100
NP3ari – Formação Araras	100
NP3ra – Formação Raizama	101

NP3di – Formação Diamantino	102
NPU - Grupo Jacadigo – Formação Urucum	102
NPγ3snn – Suíte Serra Negra-Granito Serra Negra	103
ϕ3γv – Suíte São Vicente - Granito São Vicente	103
ϕ3ám – Vulcânicas Mimoso	104
BACIA DO PARANÁ	104
O3S1rv - Grupo Rio Ivaí	104
D1f – Grupo Paraná – Formação Furnas	105
Dpg – Grupo Paraná - Formação Ponta Grossa	106
C2P1a - Formação Aquidauana	106
P1p - Formação Palermo	107
P2T1pd – Grupo Passa Dois	107
T1a – Unidade Araguinha	108
J3K1bt – Formação Botucatu	109
K1βsg – Formação Serra Geral	109
K2b - Grupo Bauru	109
Kiλpg - Suíte Magmática Paredão Grande	110
K2m - Formação Marília	111
K2vp - Formação Vale do Rio do Peixe	111
BACIA DO ALTO TAPAJÓS (CACHIMBO)	112
Dc – Formação Capoeiras	112
CPii – Formação Igarapé Ipixuna	112
CPsm – Formação São Manoel	113
Pnv - Formação Navalha	113
Pij – Unidade Ij	113
Pzi – Formações Paleozóicas Indiferenciadas	114
BACIA DO PARECIS	114
C1ja - Formação Jauru	114
C1pb - Formação Pimenta Bueno	114
C2cb - Formação Fazenda da Casa Branca	115
Jra – Formação Rio Ávila	115
J1βt - Formação Tapirapuã	116
K2sn - Formação Salto das Nuvens	116
K2ut - Formação Utariti	117
Jδc – Diabásio Cururu	117
J3K2k – Kimberlitos	118
K2g4pm – Suíte Ponta do Morro	118
ENch - Formação Cachoeirinha	119
N1r - Formação Ronuro	119
NQi - Coberturas Sedimentares Indiferenciadas	119
NQdl - Coberturas Detrito-Lateríticas Ferruginosas	120
FORMAÇÃO ARAGUAIA	120
FORMAÇÃO PANTANAL	120
Q1pc - Fácies Depósitos Coluvionares	121
Q1p1 - Fácies Terraços Aluvionares	121
Q1p2 - Fácies Depósitos Aluvionares	121
Q1i – Formação Içá	121
Q1di – Depósitos Detríticos Indiferenciados	121
Q2pa - Depósitos Pantanosos	121
Q2a - Depósitos Aluvionares	122
4 – RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA	123
4.1 - METAIS NOBRES – OURO	124
4.1.1 - PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA	124
4.1.2 - DISTRITO AURÍFERO DE ALTO GUAPORÉ	140

4.1.3 - DISTRITO AURÍFERO DA BAIXADA CUIABANA	145
4.1.4 - DISTRITO AURÍFERO DE NOVA XAVANTINA	149
4.2 - GEMAS	151
4.2.1 - DISTRITO DIAMANTÍFERO ASSOCIADO AS INTRUSÕES KIMBERLÍTICAS DE JUÍNA	151
4.2.2 - DISTRITOS DIAMANTÍFEROS PROVENIENTES DE DEPÓSITOS SECUNDÁRIOS	156
4.2.2.1 - DISTRITO DIAMANTÍFERO DA CHAPADA DOS GUIMARÃES	156
4.2.2.2 - DISTRITO DIAMANTÍFERO DE POXORÉU	156
4.2.2.3 - DISTRITO DIAMANTÍFERO DE ALTO PARAGUAI	156
4.3 - SUBSTÂNCIAS METÁLICAS	158
4.3.1 - DISTRITO POLIMETÁLICO DE ARIPUANÃ	158
4.3.2 - DISTRITO POLIMETÁLICO DA FAIXA CABAÇAL	165
4.3.3 - DISTRITO NIQUELÍFERO DE COMODORO	167
4.3.4 - DISTRITO ESTANÍFERO SÃO FRANCISCO	170
4.4 - SUBSTÂNCIAS NÃO-METÁLICAS	171
4.4.1 - ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS	171
4.4.2 - ÁREAS POTENCIAIS PARA MINERAIS ESTRUTURAIS	173
4.4.3 - MANANCIAIS DE ÁGUAS MINERAIS E TERMAIS	174
5 – ECONOMIA MINERAL	177
5.1 - ASPECTOS ECONÔMICOS E SOCIAIS	177
5.2 - INFRA-ESTRUTURA BÁSICA	178
5.3 - COMÉRCIO EXTERIOR	181
5.4 - SETOR MINERAL	183
5.4.1 - PESQUISA MINERAL	183
5.4.2 - RESERVAS E PRODUÇÃO MINERAL	183
5.5.1 - MINERAIS METÁLICOS	185
5.5.2 - MINERAIS NÃO-METÁLICOS	187
5.5.3 - GEMAS	194
5.6 - EMPRESAS ATUANTES NO SETOR MINERAL	195
5.7 - PARTICIPAÇÃO DA MINERAÇÃO NA ARECADAÇÃO	197
5.8 - POLÍTICA DE INCENTIVOS	198

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

BIBLIOGRAFIA

ANEXOS

APRESENTAÇÃO

A publicação do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso é uma antiga reivindicação regional que, depois de quase vinte anos, torna-se agora concretizada.

Nesse momento, o Ministério de Minas e Energia, através do Serviço Geológico do Brasil e o Governo do Estado do Mato Grosso, através da Secretaria de Estado da Indústria e Comércio, Minas e Energia – SICME – MT, com a gratificante sensação do dever cumprido, disponibilizam aos mato-grossenses, à sociedade em geral e aos empresários, pesquisadores e profissionais do setor mineiro-geológico, em especial, o presente produto, denominado de Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso, contendo mapa geológico e mapa de recursos minerais, na escala 1:1.000.000, texto explicativo em formato PDF e volume de texto impresso, estruturados em um moderno Sistema de Informações Geográficas, SIG. Esse grande acervo de dados é ainda complementado por um robusto diagnóstico da economia mineral do Estado.

O trabalho constou da compilação e integração das informações geológicas, geológicas, geofísicas, geotectônicas e de recursos minerais disponíveis, complementadas com interpretação de imagens de satélite, geração de modelo digital do terreno, verificação de campo e organização de banco de dados e de texto explicativo.

Com mais este lançamento, O Serviço Geológico do Brasil segue dando cumprimento à política governamental de atualizar o conhecimento geológico do país, seja através da retomada dos levantamentos geológicos básicos, nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, seja através das integrações estaduais 1:500.000, contribuindo dessa forma, com o resgate da infra-estrutura de desenvolvimento regional, como subsídio importante à formulação de políticas públicas e às tomadas de decisão de investimentos. Nesse sentido, o setor mineral estadual, sem nenhuma dúvida, terá nesse produto, um indispensável orientador de estratégias, garantido no médio e longo prazo, retorno positivo na geração de riquezas para o estado. Além disso, o conhecimento geológico constitui indispensável ferramenta para o planejamento do ordenamento e ocupação territorial, em bases sustentáveis, aspecto que, por si só, sobreleva a importância do presente trabalho, haja vista a magnitude dessas questões para o estado do Mato Grosso.

Ao agradecer o esforço de todos os que possibilitaram a concretização dessa obra enalteçamos a importância de fortalecer as parcerias com os estados, não só visando à geração de mapas estaduais, mas como item importante de uma efetiva política nacional de geologia e hidrologia, coordenada e articulada pela Secretaria de Minas e Metalurgia do Ministério de Minas e Energia, através do Serviço Geológico do Brasil.

Agamenon Dantas

Diretor-Presidente do Serviço Geológico do Brasil

Alexandre Furlan

Secretário de Estado da Indústria, Comércio,
Minas e Energia do Estado de Mato Grosso-SICME-MT

1

INTRODUÇÃO

O Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso, cujo resultado é aqui divulgado, constitui uma atividade de interesse comum entre o Governo Estadual e a União, concebido conjuntamente pela Secretaria de Estado de Indústria, Comércio, Minas e Energia do Estado de Mato Grosso–SICME-MT e o Serviço Geológico do Brasil - CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Minas e Metalurgia do Ministério de Minas e Energia, com o objetivo de dotar o estado do primeiro Mapa Geológico e de Recursos Minerais, na escala 1:1.000.000.

A execução de mapas geológicos e de recursos minerais estaduais faz parte do Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Subprograma Mapas Geológicos Estaduais e o Mapa de Mato Grosso ficou sob a responsabilidade da Superintendência Regional de Goiânia da CPRM, juntamente com a Unidade Gestora de Política Mineral da SICME-MT, com o apoio do Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM. Este produto denominado de Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso, contempla 01 (um) CD-ROM contendo sistema de informações geográficas, mapa geológico, mapa integrado geologia com modelo digital do terreno - SRTM e mapa de recursos minerais, na escala 1:1.000.000, texto explicativo em formato PDF e volume texto impresso.

Os dados de cartografia geológica foram obtidos, essencialmente por compila-

ção, análise crítica e integração das informações bibliográficas disponíveis, além de trabalhos adicionais de geologia de campo, interpretação de imagens de satélite, amostragem e análises petrográficas e geocronológicas. Os dados contidos no banco de dados *GEOBANK* foram gerados por reestruturação e realimentação das bases já existentes no Serviço Geológico do Brasil-CPRM, bem como pela organização de novas bases.

Este produto traduz o estado da arte do conhecimento geológico regional, na escala 1:1.000.000, do Estado do Mato Grosso, e a sua análise, permitirá priorizar a aplicação de investimentos, em áreas ainda carentes de levantamentos geológicos básicos nas escalas de maior detalhe, 1:250.000 e 1:100.000 (nas regiões com reais necessidades de estudos, para solução de problemas geológicos específicos). Conseqüentemente, a partir destas informações, poder-se-á estabelecer uma política de médio a longo prazo para o desenvolvimento de levantamentos geológicos no Estado.

1.1 – JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

A história político-econômica do Estado de Mato Grosso está intimamente vinculada ao setor mineral. Inicialmente com a extração garimpeira de ouro em Cuiabá e diamante na região de Poxoréu, Alto Paraguai e Diamantino. Posteriormente esta atividade estendeu-se para outras áreas, segui-

da pela atuação de empresas de mineração, com desenvolvimento de pesquisas minerais, o que levou o estado a ocupar uma posição de destaque na produção mineral brasileira, notadamente na área de rochas carbonáticas, ouro e diamante.

Este trabalho constitui o primeiro mapa geológico na escala 1:1.000.000 do Estado de Mato Grosso, reunindo as informações disponíveis e apresentando o estado da arte do conhecimento geológico e da economia mineral do estado.

Até então utilizavam-se os mapas geológicos das folhas ao milionésimo que recobrem a área do estado, elaborados pelo DNPM - Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo (1975-1979) e pelo projeto RADAM-BRASIL (1975-1982), abrangendo as folhas Porto Velho, Guaporé, Tapajós, Juruena, Cuiabá, Corumbá, Tocantins, Goiás e Goiânia, além das informações geológicas geradas pela CPRM no período de 1974 -1980, provenientes de uma série de projetos de mapeamento geológicos básicos em diversas escalas, e que cobrem cerca de 85% do estado.

Cumprindo suas atribuições, a Secretaria de Estado da Indústria, Comércio, Minas e Energia do Estado de Mato Grosso (SICME-MT) vem desempenhando importante papel de fomento à mineração, com a realização de diagnósticos do setor mineral de Mato Grosso (2000 e 2002), através de convênios com a Secretaria de Minas e Metalurgia do Ministério de Minas e Energia, IPEM - Instituto de Pesquisas Mato-grossenses e com a colaboração da METAMAT - Cia Mato-grossense de Mineração, empresa vinculada à SICME.

O governo do estado desenvolve também projetos de fomento à pesquisa, lavra, beneficiamento e exportação de bens minerais, com viabilização de empreendimentos minerais, além de estudos ambientais e apoio técnico aos municípios.

Esta edição dos mapas Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso, disponibilizados em sistema de informações geográficas, objetiva dotar o estado de uma cartografia geológica moderna que possibilite à sociedade, e em especial aos agentes do setor mineral, acesso rápido aos acervos de dados geológicos do estado. Constitui o suporte necessário à implantação de políticas públicas de desenvolvimento regional, e fornece dados essenciais para atra-

ção de investimentos na pesquisa e prospecção mineral da região.

As informações cartográficas encontram-se em formato digital, estruturadas em tecnologia ESRI, com entidades gráficas ligadas a tabelas de atributos e suportadas por bases de dados geológicos, geocronológicos e de recursos minerais, que podem ser atualizadas periodicamente.

O acervo de bases de dados geológicos foi organizado em temas segundo modelo relacional, em plataforma *Oracle 9iAs* (versão para Web), e utiliza bibliotecas padronizadas e arquitetura cliente-servidor, previstas para processos de acesso, consulta e edição de dados via Internet.

A grande vantagem desse sistema de compilação de dados em SIG é a possibilidade da atualização periódica, a depender da geração de novos dados geocientíficos que impliquem avanços na cartografia geológica da região.

A análise desses produtos permitirá a priorização de investimentos, em áreas ainda carentes de levantamentos geológicos básicos nas escalas de 1:250.000 e 1:100.000, para solução de problemas geológicos específicos, estabelecendo uma política de médio a longo prazo para incremento do conhecimento geológico e desenvolvimento da mineração no Estado.

1.2 – MÉTODOS E PRODUTOS

Os procedimentos técnicos adotados neste trabalho seguiram a sistemática usada pela CPRM na elaboração de outros mapas geológicos estaduais, com a compilação e integração das informações geológicas, geoquímicas e geofísicas disponíveis.

A fase inicial constou do levantamento dos projetos de mapeamento geológico, geoquímico e geofísico desenvolvidos no Estado, que foram organizados por escala em mapas-índices bibliográficos (Fig. 1 a 8), o que permite ao usuário uma rápida identificação e localização das principais fontes de dados.

A fase seguinte foi de interpretação de imagens de satélites, compilação das informações disponíveis, preparação de bases cartográficas e execução do mapa geológico preliminar, seguida por verificações de campo e culminando com a elaboração dos mapas geológico, de recursos minerais, geotectôni-

co, geofísicos e do texto explicativo.

Base Cartográfica - A base cartográfica do estado foi obtida a partir da Base Cartográfica Integrada Digital do Brasil ao Milionésimo do IBGE (2003), onde foram feitas simplificações, adaptações e modificações na hidrografia, pela CPRM e Geoambiente Sensoriamento Remoto S/C Ltda, utilizando imagens LANDSAT 5, LANDSAT 7 e JERS 1, e atualizações do sistema de transportes com a inserção de novas rodovias, estradas vicinais e a inclusão de novas cidades e núcleos urbanos através do Mapa Rodoviário editado pela SEPLAN-Governo do Estado de Mato Grosso, 2002, obedecendo-se os limites da acuidade cartográfica da escala de 1:1.000.000.

A riqueza de informação encontrada no material cartográfico disponibilizado pelo IBGE, em especial nas regiões de maior densidade demográfica, não favorecia a inserção de qualquer outra informação, além das que ali já estavam representadas. Portanto, dentre os diversos níveis de informação foram selecionados para a composição das bases cartográficas: hidrografia, transporte, localidades e divisões políticas. Para possibilitar a introdução da informação geológica foi feita uma generalização e simplificação dos elementos cartográficos, selecionando aqueles de maior relevância para a geologia, segundo critérios de estética e clareza da representação cartográfica. Procurou-se, tanto quanto possível, estabelecer um padrão uniforme na densidade da representação cartográfica, filtrando mais a informação onde havia saturação que compromettesse a representação da geologia na escala de 1:1.000.000. Na correção geométrica das imagens foi utilizada a modelagem polinomial simples e foram tomados, em média 240 pontos de controle por imagem Landsat, com erro médio de 198 metros, coletados a partir de pontos comuns entre as imagens e vetores de hidrografia e sistema viário da Carta do Brasil ao Milionésimo em meio digital, totalizando-se 47 cenas de imagens Landsat que cobrem o Estado de Mato Grosso.

Adotaram-se os seguintes parâmetros na elaboração desta base: Sistema de Projeção Cartográfica Policônica – Meridiano Central 56°W e Sistema Geodésico de Referência - South American Datum of 1969 - SAD69.

Mapa Geológico - A primeira versão deste

mapa foi elaborada com base nas informações geológicas disponíveis em diversas escalas, condensadas no mapa geológico do Brasil 1:2.500.000 e das Cartas do Brasil ao Milionésimo, recentemente elaboradas pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, folhas SB.21-Tapajós (Ferreira et al., 2004) SC.20-Porto Velho (Rizzotto et al., 2004), SC.21-Juruena (Rizzotto et al., 2004), SC.22-Tocantins (Faraco et al., 2004), SDE.20-Guaporé (Rizzotto et al., 2004), SD.21-Cuiabá (Valente et al., 2004), SD.22-Goiás (Lacerda Filho et al., 2004), SE.21-Corumbá (Lacerda Filho et al., 2004) e SE.22-Goiânia (Valente et al., 2004)

Estas informações foram recortadas no formato do estado e lançadas sobre a base cartográfica na escala 1:1.000.000.

A este mapa foram acrescentadas as informações de mapas geológicos de áreas específicas, executados pela UFMT, METAMAT, DNPM, empresas de mineração, além de mapas da CPRM elaborados em escala de maior detalhe.

As áreas com pendências de informações geológicas foram fotointerpretadas utilizando, inclusive, imagens de satélites, para determinar a localização de perfis geológicos para a programação de campo.

As verificações de campo constituíram 2.200km de perfis geológicos estratégicos e de análises petrográficas de algumas amostras coletadas. A partir desses novos dados, foram implementadas modificações cartográficas e elaborado um banco de dados geocronológicos, anexo, utilizado na hierarquização das unidades geológicas.

A legenda representa as unidades estratigráficas em box com a cor e o código da unidade correspondente no mapa, acrescentada de uma breve descrição. O código está organizado na seguinte seqüência: A(s) primeira(s) letra(s) corresponde(m) a representação de eras e de períodos: A para Arqueano, MP para Mesoproterozóico, K para Cretáceo, etc. O número que segue a letra inicial, quando presente, representa cronologicamente a subdivisão de éon, era, período ou estágio, de 1 a 2 (Carbonífero, Cretáceo, Neógeno e Quaternário), de 1 a 3 (a maioria das eras e períodos), e de 1 a 4 (Arqueano, Paleoproterozóico e Siluriano). As últimas letras, com dois ou três dígitos equivalem ao nome de cada unidade. Quando a unidade é constituída por rochas ígneas são inseridos entre os códigos alfanuméricos iniciais (cronoestratigrafia) e as

letras finais (nome da unidade), símbolos que representam o tipo de magmatismo predominante:

Plutonismo félsico - γ (gamma)

Vulcanismo félsico - α (alfa)

Vulcanismo máfico - β (beta)

Plutonismo máfico - δ (delta)

Plutonismo ultramáfico - μ (Mu)

Vulcanismo ultramáfico - σ (teta)

Plutonismo e vulcanismo alcalino - ϵ (epilson)

Quando há mais de um magmatismo, geralmente aplicado para rochas plutônicas félsicas (γ), são introduzidos números para representar as idades relativas (γ_1 , γ_2 , γ_3 , etc.).

Exemplo: Em PP3 γ_1 vr, PP significa Paleoproterozóico 3(Orosiriano); γ indica rocha plutônica félsica; e vr representa o nome da unidade Suíte Intrusiva Vila Rica.

Os arquivos *shape*, de litoestratigrafia e de estruturas, contêm informações sobre as idade, litotipos, metamorfismo, magmatismo, sedimentação, tipo e atitude das estruturas.

Mapa de Recursos Minerais - Os jazimentos minerais do Estado de Mato Grosso foram obtidos a partir das bases de dados da CPRM (GEOBANK), e DNPM (SIGMETA), devidamente atualizadas e consistidas, acrescidos de informações levantadas neste trabalho, totalizando 428 jazimentos minerais, cuja listagem simplificada é apresentada como apêndice no final desta nota explicativa. Estes jazimentos foram plotados sobre a base geológica, e agrupados segundo uma classificação utilitária, nos seguintes tipos: substâncias minerais metálicas; metais nobres; rochas e minerais industriais; rochas e materiais para a construção civil e insumos para a agricultura; rochas carbonáticas; rochas ornamentais; gemas e água mineral e termal.

Estes jazimentos, estão representados em destaque no mapa por símbolos que caracterizam a classe/morfologia, tamanho e status, com destaque para as minas dos principais bens minerais em exploração.

Com base nas relações entre as mineralizações e contexto geológico e geotectônico, foram selecionadas áreas com potencial prospectivo para descoberta de novos depósitos, e delimitadas áreas correspondentes a províncias e distritos mineiros de determinados bens minerais, com destaque as províncias auríferas e diamantíferas.

Base de Dados de Recursos Minerais - A

base de dados de Recursos Minerais do estado, constitui um acervo total cadastrado de 428 jazimentos e representa diferentes substâncias minerais, agrupadas de acordo com a sua classificação utilitária: gemas, rochas e minerais industriais e minerais energéticos. Inclui informações sobre a tipologia do minério e metalogenia, segundo a biblioteca do Sistema Classificatório de Metalogenia do Serviço Geológico do Brasil.

A possibilidade de se superpor os recursos minerais com a geologia, aliados aos seus ambientes tectônicos, é uma das ferramentas mais úteis para as interpretações metalogenéticas, sendo de grande utilidade, tanto para pesquisadores acadêmicos, quanto para usuários interessados na seleção de áreas potenciais para investimentos em pesquisa mineral.

Mapa Geotectônico - É resultado do recorte da compartimentação geotectônica proposta no Mapa Tectônico do Brasil, escala 1:5.000.000 elaborado pela CPRM (Delgado *et al.*, 2003 - inédito) e dados da PETROBRAS (Siqueira *et al.*, 1998), acrescido observações de campo e de dados geocronológicos recentes, que permitiram estabelecer uma proposta preliminar da compartimentação geotectônica do estado.

A legenda do Encarte Tectônico mostra, em cores, as unidades litotectônicas, obtidas por reclassificação das unidades litoestratigráficas e, em letras-símbolo, em negrito, a identificação e denominação usual dos domínios e bacias sedimentares que compõem as Províncias Tectonoestruturais de Mato Grosso.

Excetuando-se as bacias sedimentares, os limites mais prováveis entre os diversos domínios tectonoestruturais estão realçados, no mapa, por um traço mais espesso, em cor preta ou vermelha, dependendo se o mesmo está assinalado por feições estruturais ou geofísicas, respectivamente.

Estas informações estão mais detalhadas e armazenadas em tabelas relacionais que foram utilizadas na elaboração do mapa geotectônico do Estado em ambiente ArcView.

Mapas Geofísicos - Os dados aeromagnéticos, radiométricos e gravimétricos foram compilados na escala 1:1.000.000 e disponibilizados em meio digital. Estes dados, foram compilados e tratados visando contribuir na delimitação

tação de unidades litoestratigráficas e na compartimentação geotectônica do estado.

Aeromagnetometria

O Mapa Aeromagnetométrico do Estado de Mato Grosso (Campo Total Reduzido do International Geomagnetic Reference Field-IGRF com Relevo Sombreado) foi gerado a partir de dados de projetos aerogeofísicos oriundos de diversas fontes: Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, Agência Nacional do Petróleo-ANP, Empresas Nucleares Brasileiras-NUCLEBRÁS, Comissão de Energia Nuclear-CNEN, Billiton Metais S.A.

Detalhes sobre os vários projetos executados no Estado podem ser encontrados na orelha do mapa geológico ou na homepage da CPRM (www.cprm.gov.br). Os projetos foram processados separadamente e depois integrados utilizando-se o software OASIS Montaj®, da Geosoft®. A malha utilizada na integração dos dados é de 1.000 metros, com continuação para cima de 1.000 metros. A inclinação da fonte luminosa é de 45° e o azimute é de 45°. A unidade usada é o nanoTesla (nT). O arquivo em formato Geotiff foi exportado usando o mesmo software.

Aerogamaespectrometria

O Mapa Aerogamaespectrométrico de Contagem Total do Mato Grosso (Relevo Sombreado) foi gerado a partir de dados de projetos aerogeofísicos provenientes de diversas fontes: Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, Empresas Nucleares Brasileiras-NUCLEBRÁS, Comissão de Energia Nuclear-CNEN.

Detalhes sobre os projetos podem ser encontrados na homepage da CPRM (www.cprm.gov.br). Os projetos foram processados separadamente e depois integrados, utilizando-se o software OASIS Montaj®, da Geosoft®. A malha utilizada na integração dos dados é de 1.000 metros. A inclinação da fonte luminosa é de 45° e o azimute é de 45°.

Mapa de Anomalias Gravimétricas Bouguer

O Mapa de Anomalias Gravimétricas Bouguer cobrindo o Estado de Mato Grosso foi gerado a partir de 3516 pontos de dados

gravimétricos terrestres que compõem os acervos de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, da Agência Nacional do Petróleo – ANP e do Serviço Geológico do Brasil - CPRM . A malha utilizada na integração dados é de aproximadamente 1.000 metros. A inclinação da fonte luminosa é de 45° e o azimute é de 45°. Utilizou-se o *software* OASIS Montaj®, da empresa Geosoft®. O arquivo em formato *Geotiff* foi exportado usando o mesmo software.

Modelo Digital de Terreno – Um relevo sombreado de Modelo Digital de Terreno (MNT) com fonte de iluminação artificial a 35° de elevação e 315° de azimute está inserido no SIG. A imagem final foi submetida à ampliação linear de contraste com saturação de 2 % nos extremos do histograma. A resolução é de 90 m. Processamento digital realizado no software ENVI® .

Fonte dos dados do Modelo Digital de Terreno: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (Dados de domínio público disponíveis em: U. S. Geological Survey, EROS Data Center, Sioux Falls, SD). Cessão do Mosaico do Modelo Digital de Terreno da América do Sul (produzido a partir dos dados SRTM corrigidos e projetados para o Datum SAD-69) pelo Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho (IG-UNICAMP).

Imagens de Satélite Landsat - Um mosaico de imagens com resolução de 100 metros do satélite Landsat, dos sensores TM e ETM+, no formato *Geotiff*, com cobertura total do Estado, está incluído no CD-ROM.

Integração Geologia x Modelo Digital do Terreno SRTM – Uma imagem integrada do mapa geológico com o modelo digital do terreno também está disponível no CD-ROM. A integração foi realizada no software ENVI, através do método HSV, gerando uma imagem colorida com resolução de 90 metros, em formato JPG.

Base de Dados Geoquímicos - Os dados que constituem o presente agrupamento foram coligidos a partir das Bases de Dados Geoquímicos - GEOQ e do GEOBANK, ambos do Serviço Geológico do Brasil, que dispõe de algumas centenas de milhares de amostras, analisadas para quase todo o espectro de elementos da tabela periódica, pelos métodos mais modernos à época da

coleta. Selecionaram-se então as amostras pertinentes ao Estado do Mato Grosso.

Obteve-se assim um conjunto de 3772 amostras, representantes das quatro classes mais comuns de padrões de amostragem, ou seja, sedimento de corrente, concentração de minerais pesados, solo e rocha.

Adicionalmente e devido ao seu grau de importância estratégica, foram incorporados os dados analíticos de sedimento de corrente (1167 amostras) oriundos do Projeto Alta Floresta. Relativamente recente, este elenco de amostras foi submetido a métodos analíticos mais evoluídos, conhecidos pela sigla ICP (Inductively Coupled Plasma), constituindo, nesse trabalho, um grupo distinto.

Sedimentos de Corrente - Pelas razões acima explicitadas, para essa classe de amostras, resultaram dois blocos de dados, sendo o primeiro originário do GEOBANK, constituído de 1688 amostras analisadas para Ag, B, Ba, Be, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, La, Mg, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, Ti, V, W, Y, Zr, por Espectrografia Ótica de Emissão; Ag, Au, Co, Cr, Cu, Ni, Pb e Zn por Espectrofotometria de Absorção Atômica e, Flúor por Eletrodo de Íon Específico. O segundo, representando os sedimentos de corrente do projeto Alta Floresta, perfaz 1167 amostras, que foram analisadas para Au, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, As, Fe, Mn, Ba, Cr, V, La, Al, Mg, Ca, K, Sr, Y, Ga, Li, Nb, Sc e Ti Por ICP.

Concentrados de Minerais Pesados - Corresponde a 1111 amostras analisadas para para Ag, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, La, Mg, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, Ti, V, W, Y, Zr, por Espectrografia Ótica de Emissão; Ag, Au, Co, Cr, Cu, Ni, Pb e Zn por Espectrofotometria de Absorção Atômica e, Flúor por Eletrodo de Íon Específico.

Solos – Foram analisadas 837 amostras para Ag, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, La, Mg, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, Ti, V, W, Y, Zr, por Espectrografia Ótica de Emissão; Ag, Au, Co, Cr, Cu, Ni, Pb e Zn por Espectrofotometria de Absorção Atômica e, F por Eletrodo de Íon Específico, além das informações relacionadas a essa classe, assim como, tipo e horizonte do solo, situação topográfica da amostra, pluviosidade da época da coleta e vegetação local.

Base de Dados Paleontológicos - As infor-

mações paleontológicas reúnem dados referentes à taxonomia dos fósseis (macro e microfósseis) em nível específico, genérico e supragenérico. As localidades onde ocorrem os fósseis são indicadas por coordenadas geográficas, decimais e UTM (Universal Transversa de Mercator) e municípios, juntamente com o modo de ocorrência.

As informações cronoestratigráficas são citadas segundo os dados obtidos nas fontes de origem das descrições dos fósseis, sendo mantida a unidade litoestratigráfica mencionada pelo autor.

Base de Dados Geocronológicos - Neste estudo, elaborou-se uma base de dados geocronológicos com cerca de 205 datações divididas entre os métodos U-Pb convencional (113), U-Pb SHRIMP (19), idades modelo Sm-Nd (1), Pb-Pb por evaporação (11), Rb-Sr (32), K-Ar (19) e Ar-Ar (10), obtidas diretamente na bibliografia disponível acrescidas de três datações U-Pb efetuadas durante a realização deste trabalho.

Base de Dados de Kimberlitos - As informações sobre as locações de corpos kimberlíticos do Estado de Mato Grosso (83) foram extraídas das Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo, elaboradas pela CPRM (2004). Esses dados foram cedidos pelas empresas De Beers do Brasil Ltda, Rio Tinto Empreendimentos Minerais Ltda.-RTDM, Mineração Santa Elina e Diagem do Brasil Mineração Ltda..

Nota Explicativa - Este texto constitui um produto de auxílio ao usuário, que além de impresso pode também ser obtido em meio digital.

O capítulo Geologia do Estado de Mato Grosso apresenta de forma resumida, as descrições factuais das associações litológicas e as características das unidades geológicas cartografadas.

O relatório dedica uma parte substancial aos recursos minerais e à descrição dos principais controles geológicos dos depósitos minerais e seus aspectos econômicos.

Atenção especial é dedicada à economia mineral, efetuando-se um diagnóstico do setor, revelando sua importância na economia do Estado.

Os dados geocronológicos e a listagem e dos jazimentos minerais são apresentados em tabelas, como apêndice no final do texto,

para eventual consulta dos usuários.

Os mapas, geológico e de recursos minerais, além de impressos, também estão disponíveis em forma digital, permitindo sua distribuição através de CD-ROM.

1.3 – PRINCIPAIS FONTES DE INFORMAÇÃO

A CPRM é detentora de vasta documentação básica sobre a geologia e os recursos minerais do Estado de Mato Grosso, resultante da execução de projetos de mapeamento geológico sistemático desenvolvido na região.

Este acervo é constituído principalmente de mapeamentos geológicos realizados nas décadas de 70 e 80, representados pelos projetos: Província Serrana e Coxipó (escala 1:50.000), PLGB-Pontes e Lacerda, São Manoel (escala 1:100.000); Alto Guaporé, Minissauá-Missu, Apiacás-Caiabis, Serra Azul, Serra do Roncador e Coxipó-Fase II (escala 1:250.000), Centro-Oeste de Mato Grosso, escala 1:500.000.

A partir de 1982, a CPRM retoma as atividades no Estado com a realização do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, escala 1:250.000 (Folhas: Cuiabá, Rosário Oeste, Mato Grosso, Barra do Garças, Vila Guarita, Araguaçu, São Miguel do Araguaia, Iporá e Barra do Bugres), e de projetos específicos de pesquisa de platinóides: Informe de Recursos Minerais, Série Metais do Grupo da Platina e Associados (Áreas Morro do Leme e Morro Sem Boné; Rio Madeirinha; Tabuleta; Figueira Branca e Indaiavai) e do Programa Nacional de Prospecção de Ouro-PNPO, áreas (MT-01-Peixoto de Azevedo/Vila Guarita, MT-02-Alta Floresta, MT-03-Serra de São Vicente, MT-04-Jauru/Barra do Bugres, MT-05-Cuiabá-Pocóné, MT-06-Ilha 24 de Maio, MT-07-Araes/Nova Xavantina, MT-08-São João da Barra.

E, dentro da filosofia de apoio aos

municípios da Amazônia, foi desenvolvido no período de 1988 a 2002, o Programa de Informações para Gestão Territorial, cobrindo as áreas dos municípios de Peixoto de Azevedo, Rondonópolis e Jucimeira e de Prospecção de água subterrânea em Vila Rica.

Recentemente, no período de 1998 a 2002, ocorreu a retomada do programa de Mapeamento Geológico Básico no Estado, através do Projeto Promin-Alta Floresta, com a realização da cartografia de quatro folhas 1:250.000 (Rio São João da Barra, Alta Floresta, Ilha 24 de Maio e Vila Guarita) que culminou com a definição do modelo metalogenético das mineralizações auríferas que ocorreram no norte de Mato Grosso.

Contribuições importantes para a geologia do Estado de Mato Grosso foram os levantamentos geológicos de semidetalhe, realizados pela PETROBRÁS, visando o reconhecimento do potencial petrolífero da região Centro-Oeste (Oliveira, 1964, 1965); Vieira, 1965a; Gonçalves & Scheider, (1968); Gonçalves, 1970.

Além, destas informações, nos últimos quinze anos constatou-se um grande avanço no conhecimento geológico da região, tendo sido gerado um expressivo acervo de novos dados e informações geológicas multidisciplinares no território mato-grossense, materializado em diversos relatórios, artigos técnicos, teses de doutorado, dissertações de mestrado e trabalhos de graduação (UFMT, UnB, USP, UFRJ, UFRGS, UNESP-Rio Claro), mapas geológicos realizados pelo DNPM, METAMAT e empresas de mineração que atuam no Estado, os quais foram reunidos e reavaliados durante este trabalho, o que vem ressaltar a grande diversidade de ambientes geológicos e a potencialidade metalogenética do Estado de Mato Grosso.

As principais fontes de informações cartográficas estão indicadas nas figuras 1 a 8.

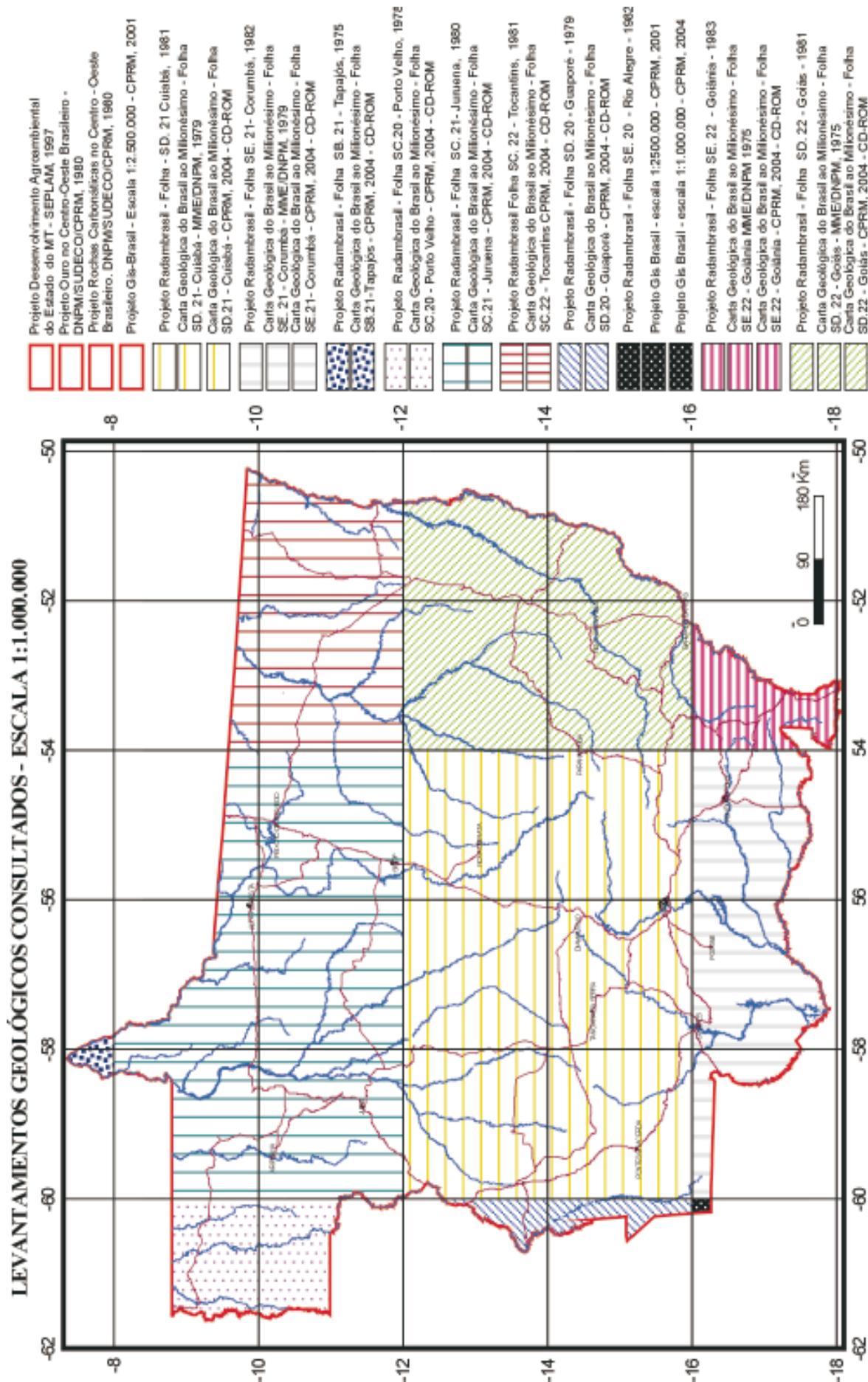


Figura 01

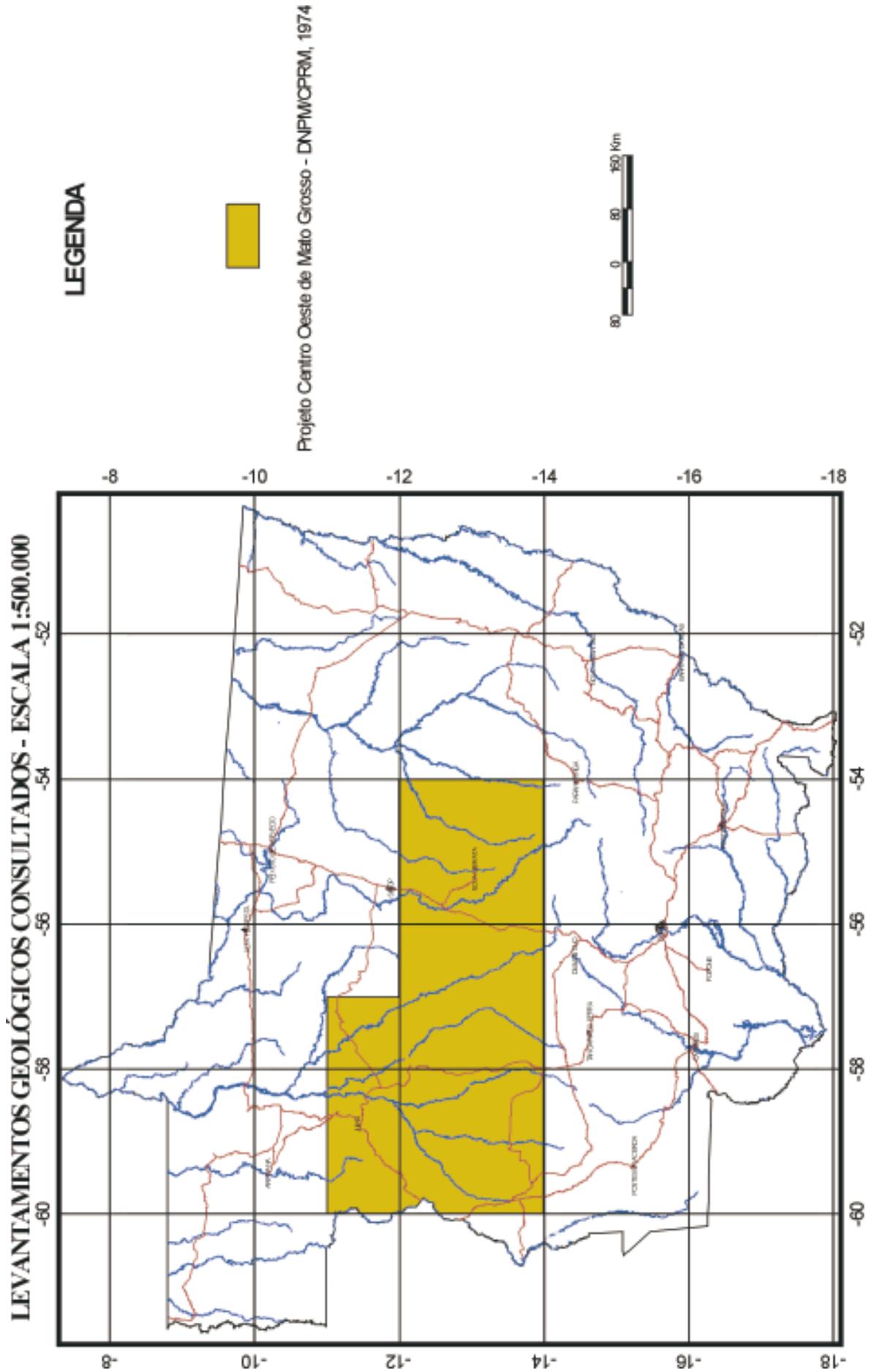
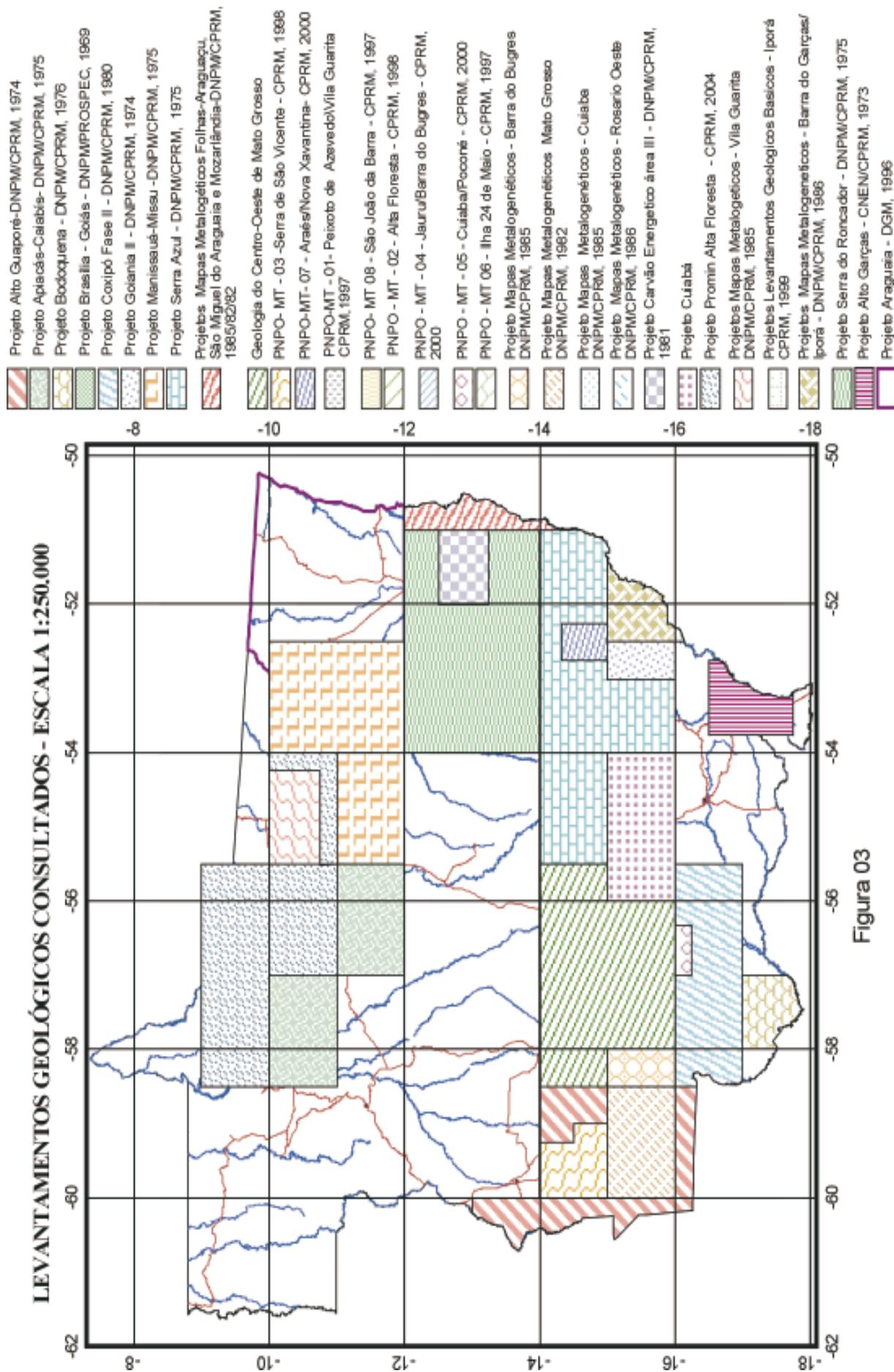


Figura 02



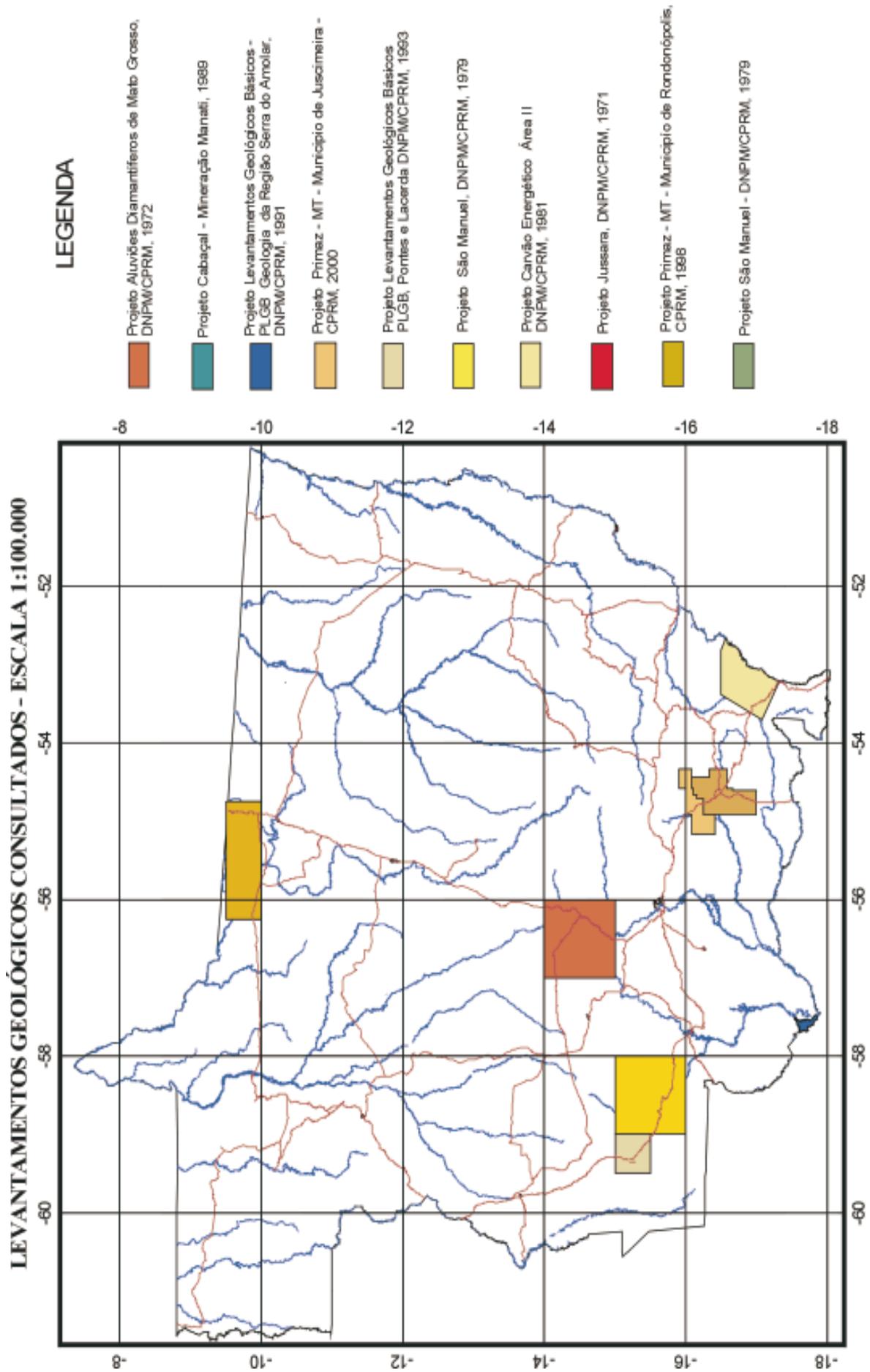


Figura 04

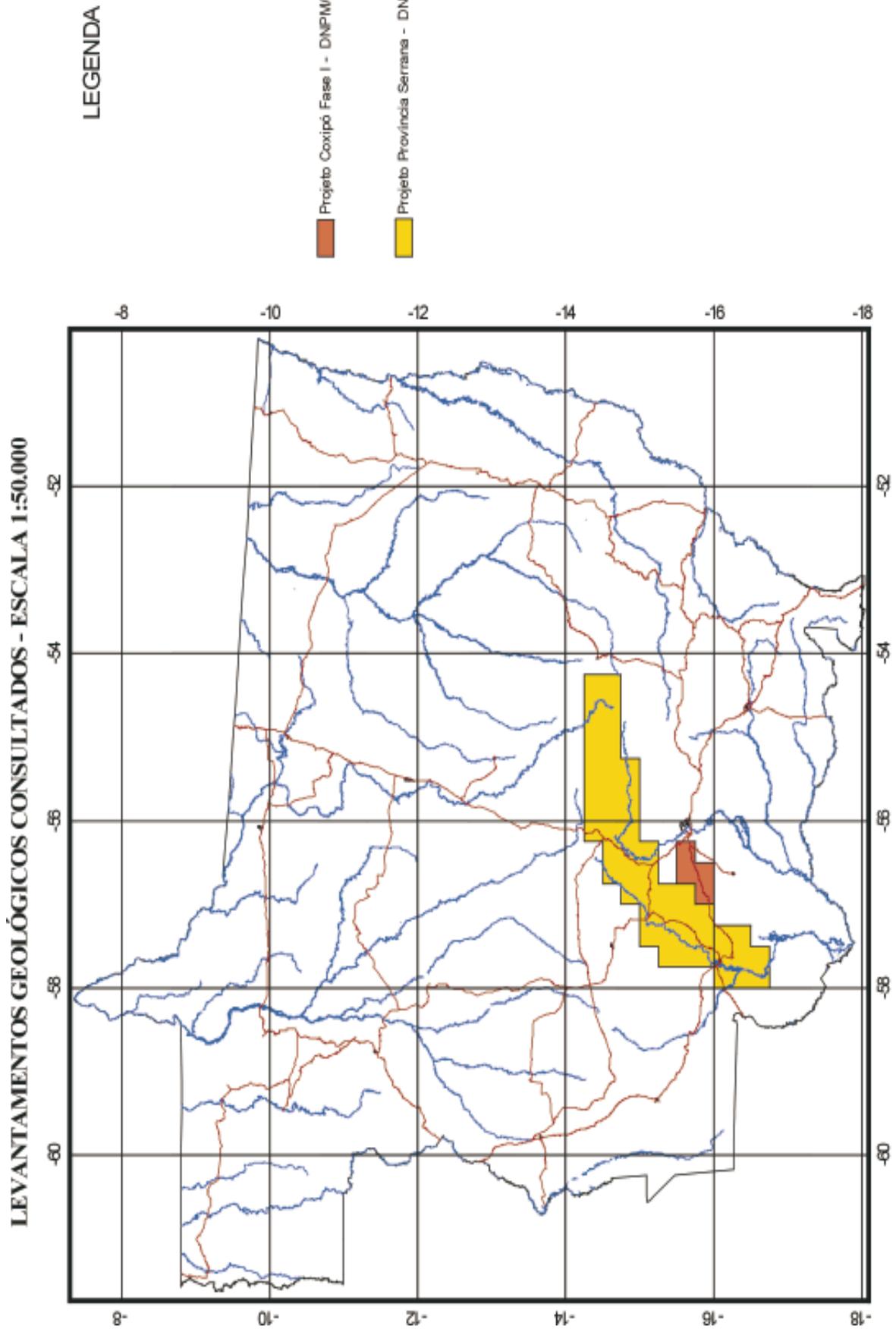


Figura 05

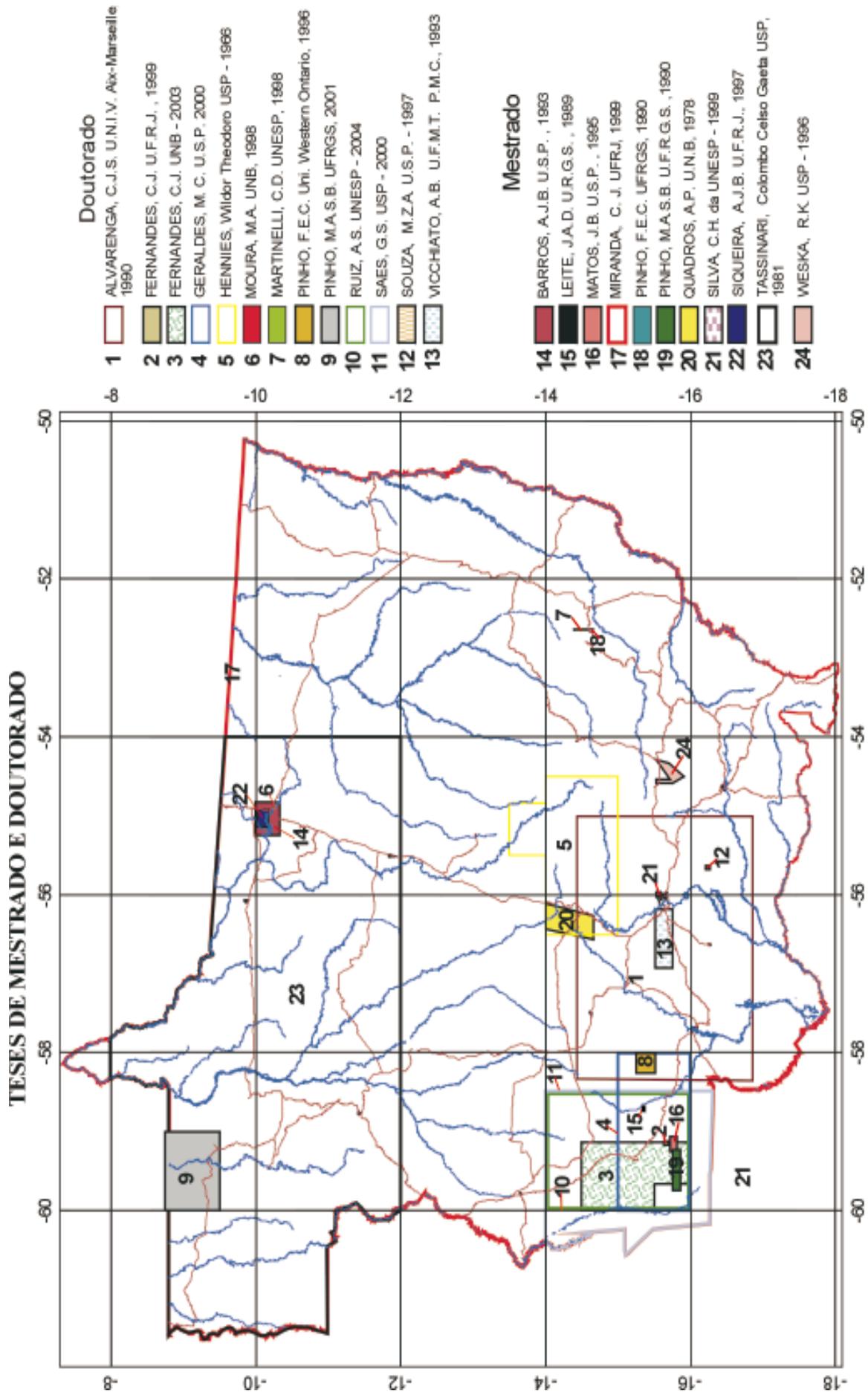


Figura 06

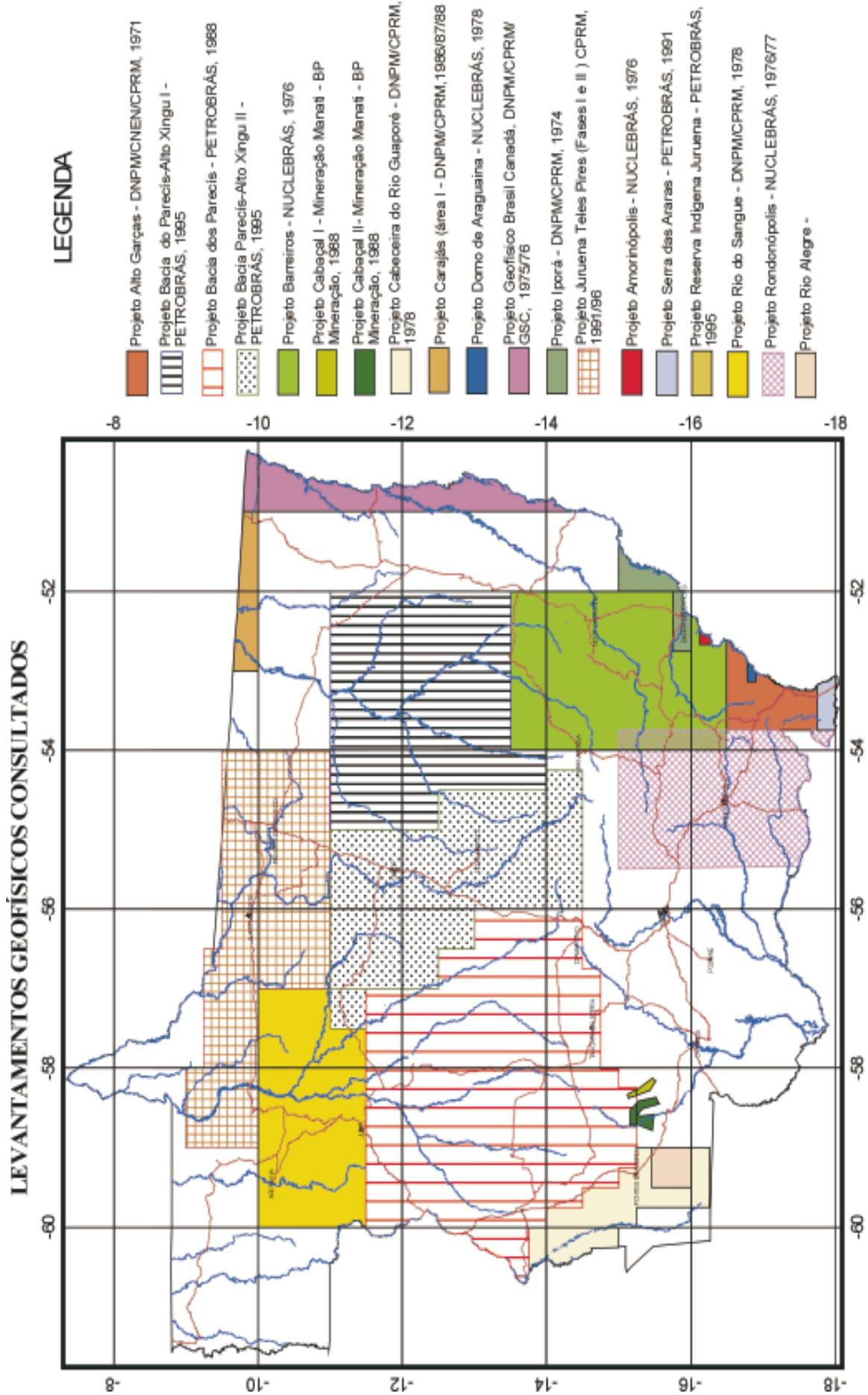


Figura 07

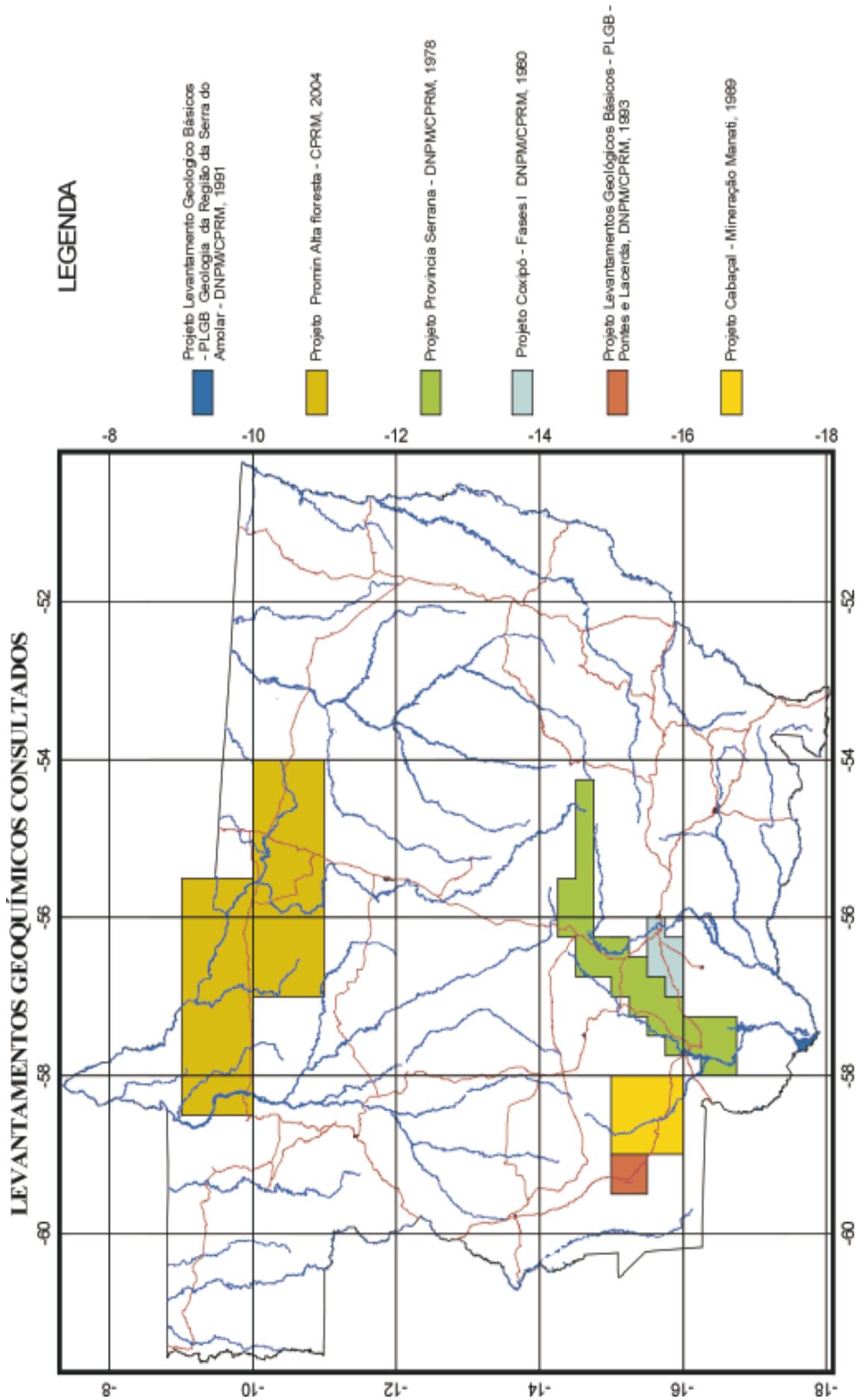


Figura 08

2.

COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

A compartimentação e caracterização dos principais domínios e/ou províncias geotectônicas do Estado de Mato Grosso tem dois objetivos. O primeiro é o de reconstituição da evolução geológica no tempo e no espaço dos ambientes tectônicos, paleogeográficos além dos processos envolvidos na formação da crosta continental. O segundo objetivo é avaliar a utilidade dessa divisão de domínios/províncias com relação às concentrações minerais ou como os processos metalogenéticos se relacionam com a evolução desses segmentos crustais. Isso contribui para a formulação de modelos genéticos de geração de depósitos minerais, auxiliando na definição/delimitação de distritos e províncias metálicas e não-metálicas, tema relevante para o êxito da prospecção e pesquisa mineral.

O sucesso desse trabalho depende do grau de detalhamento das cartografias geológica e geofísica e da qualidade dos dados de campo e de laboratório (dados petrográficos, geoquímicos, isotópicos/geocronológicos, de inclusões flúidas dos minérios, etc.). Assim, a proposta de divisão dos compartimentos tectônicos é um exercício interpretativo em busca da verdade geológica que em linhas gerais ela está embasada em dados concretos.

Dentro dos limites geográficos do Estado de Mato Grosso, são identificadas três grandes províncias geotectônicas: 1) as Bacias Sedimentares do Fanerozóico, mais jovens que 540 Ma.; 2) a Província Tocantins, estruturada no Ciclo Orogênico Brasileiro, entre 960 e 540 Ma.; e 3) o Cráton Amazo-

nas, uma província geotectônica estabilizada em tempos pré-Brasílicos (Figura 1).

2.1 - CRÁTON AMAZONAS (IMD / JVL / CCO)

O Cráton Amazonas ocupa duas extensas áreas, uma a norte e outra a sudoeste do estado de Mato Grosso, com a Bacia Sedimentar dos Parecís interpondo-se entre essas duas áreas pré-cambrianas. Os limites, a leste, sul e sudeste do cráton são definidos pela Faixa Paraguai da Província Tocantins.

Nas últimas décadas, o conhecimento geológico dos terrenos pré-cambrianos do Cráton Amazonas tem evoluído muito, principalmente a partir de um substancial acervo de novos dados de geocronologia isotópica obtidos pelas universidades (USP, UFPA e UFMT) em trabalhos de teses de doutorado, e pela CPRM em trabalhos de cartografia geológica. No âmbito do estado de Mato Grosso, o Cráton Amazonas tem sido subdividido em três províncias tectônicas ou geocronológicas que se distribuem de nordeste para sudoeste, em ordem cronológica da mais antiga para a mais jovem, denominadas: **Amazônia Central** (2.600-1.700Ma.), **Rondônia-Juruena** (1.850-1.720Ma.) e **Sunsás** (1450-900Ma.). Os intervalos de idade estão segundo Santos *et al.* (2000). (Figura 02)

2.1.1 - PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL (IMD / CRV / CCO / JVL)

A Província Amazônia Central tem sido considerada como uma província arque-

ana-paleoproterozóica (>2.300Ma.), em todos os modelos de evolução do Cráton Amazonas propostos pelos pesquisadores da USP (Cordani & Tassinari, 1979; Cordani e Brito Neves, 1982; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari *et al.*, 1996), desde o trabalho pioneiro de Amaral (1974). Porém, somente a partir do trabalho de Santos *et al.* (2000), com a individualização da Província Carajás e seu desmembramento da Província Amazônia Central, foram definidas, com maior precisão, as assinaturas petrológicas, geocronológicas e estruturais dessas duas províncias. A Província Carajás é constituída por terreno granito-*greenstone*, arqueano (>2.500Ma.), com estruturação geral WNW-ESE em regime dúctil e a Província Amazônia Central é caracterizada por terreno plutono-vulcânico anorogênico, evoluído no Paleoproterozóico, com estruturação geral NNW-SSE em regime rúptil, e que trunca a estruturação mais antiga da Província Carajás.

O embasamento da Província Amazônia Central vem sendo denominado de Complexo Xingu, porém ainda é muito desconhecido (Santos *et al.*, 2000). O que caracteriza, de fato, a província, é a associação de rochas plutônicas e vulcânicas félsicas e rochas piroclásticas, epiclásticas e siliciclásticas, intracontinentais e eventos esporádicos de magmatismo toleítico (*sills* e diques).

Na parte sul da Província Amazônia Central, região entre os rios Iriri e Xingu, ocorrem ortognaisses tipo TTG ou uma associação de tonalito, trondhjemitó e metabasalto com estruturação segundo WNW a E-W, paralela à direção geral da Província Carajás. Amostra do Tonalito Uruará estudada pelo método U-Pb *SHRIMP*, revelou idade de cristalização de 2.503 ± 10 Ma., e uma população herdada com 2.581 ± 6 Ma. (Santos *et al.*, 2000).

A Província Amazônia Central se estende até a porção nordeste do estado de Mato Grosso, na região do rio Xingu. Aí são cartografados ortognaisses e migmatitos do seu embasamento (Complexo Xingu) associados a rochas supracrustais (metabasaltos, *cherts* e formações ferríferas). Essas rochas estão deformadas em regime dúctil, com metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito, estruturadas com *trend* dominante NW-SE, mas com variações para E-W. A datação de um gnaisse dessa região revelou a idade U-Pb de 2,4 Ga. (Pinho, 2004), sugerindo que

o embasamento desse domínio é do início do Paleoproterozóico. Nesta província ainda ocorrem rochas vulcânicas e vulcanoclásticas atribuídas ao Grupo Iriri e as suítes intrusivas Vila Rica (granito, granodiorito e tonalito) e Rio Dourado (monzogranito e sienogranito) que interceptam as rochas do Complexo Xingu e do Grupo Iriri.

2.1.2 - PROVÍNCIA RONDÔNIA–JURUENA (IMD / GJR / JVL / MLESQ)

A Província Rondônia–Juruena compreende um segmento crustal do Cráton Amazonas que se formou no intervalo de 1,85 – 1,72 Ga. Ela se dispõe segundo o *trend* regional WNW-ESE ou E-W e é constituída por terrenos granitóides e vulcanossedimentares que evoluíram em um sistema de arcos magmáticos (Scandollara *et al.*, 1995; Rizzotto *et al.*, 1995; Santos *et al.*, 2000). A parte setentrional dessa província ou domínio Roosevelt-Juruena (Santos *et al.*, 2000) estende-se a norte-noroeste do Estado de Mato Grosso e foi subdividido em dois domínios: Juruena (1,85 a 1,72 Ga.), e Roosevelt-Aripuanã (1,76-1,74 Ga.). Outro segmento da província ocupa o sudoeste do estado e tem sido denominado de Domínio Jauru (1,79 – 1,72 Ga.).

Domínio Juruena (JVL / IMD)

O domínio Juruena é constituído por rochas plutônicas e vulcânicas félsicas de filiação calcialcalina de alto-K, interpretadas como uma sucessão de arcos magmáticos (Santos *et al.*, 2000).

No Estado de Mato Grosso, esse domínio foi subdividido em dois segmentos crustais (Lacerda Filho *et al.*, 2001; Frasca *et al.*, 2003; Souza *et al.*, 2004): a norte, um terreno plutono-vulcânico, deformado em regime rúptil a rúptil-dúctil (suítes Juruena, Paranaíta, Colíder, Alcalina, Rio Cristalino e Granito Nhandu), com idade de cristalização no intervalo de 1850-1750Ma. (Souza *et al.*, 2004); e a sul, um terreno granito-gnáissico, de médio a alto grau metamórfico, deformado em regime dúctil (Complexo Nova Monte Verde, Suíte Intrusiva Vitória e granitos São Pedro, São Romão e Apiacás), com idade de cristalização entre 1780-1750 Ma. Estes terrenos foram denominados de Arco Mágmató Juruena (Lacerda Filho *et al.*, 2000),

mas Santos (2003), *op. cit.*, Bizzi *et al.*, 2003, interpreta-os como relacionados a dois arcos magmáticos distintos. Esta segunda interpretação se baseia nas diferenças de idades de grau de deformação entre esses dois segmentos crustais e estabelece as condições para explicar o cavalgamento do segmento norte por sobre o segmento sul, num processo de *underthrusting*.

Segundo Souza *et al.* (2004) o Arco Magmático Juruena foi desenvolvido em diferentes regimes deformacionais progressivos e em duas modelagens tectônicas: a primeira relacionada a subducção/colisão oblíqua de alta temperatura e a segunda relacionada a transcorrências.

O Arco Magmático Juruena inclui, ainda, diversos fragmentos do embasamento que correspondem às unidades mais antigas (complexos Bacaerí-Mogno e Cuiú-Cuiú), que preservam o registro de estruturas dúcteis reliquias de direção NE-SW. A imbricação crustal dessas unidades no domínio do arco magmático decorre do fechamento de uma bacia oceânica e provável colisão com uma crosta continental mais antiga referida como Arco Magmático Cuiú-Cuiú (Vasquez *et al.*, 2002). Santos *et al.* (2000) advogam que uma sucessão de arcos magmáticos foram formados no Domínio Juruena, a partir da subducção de crosta oceânica sob a crosta pretérita Tapajós-Parima, que inclui o arco magmático Cuiú-Cuiú. Esta proposta é suportada por idades-modelo Sm-Nd de 1,94 a 2,28Ga. e valores de $\dot{\alpha}_{Nd(t)}$ de -1,37 a +0,55, indicativos de retrabalhamento crustal de rochas da Província Tapajós-Parima.

Souza *et al.* (2004) complementam que o metamorfismo de alto grau do segmento sul do arco, anatexia, espessamento crustal sin-colisional e delaminação crustal, foram fenômenos responsáveis pela gênese de grande parte dos granitos calcialcalinos pós-colisionais do Arco Juruena.

Associado a este domínio ocorre uma série de depósitos auríferos que compõem a Província Aurífera Alta Floresta.

Domínio Jauru

O domínio Jauru corresponde a um terreno tectono-estratigráfico, localizado no extremo sudeste do Cráton Amazonas. Sua evolução ocorreu no Paleoproterozóico entre

1.795 e 1.724 Ma., enquanto os terrenos vizinhos se formaram no Mesoproterozóico, a partir de 1.500 Ma. O terreno está envolvido nas orogêneses do Ciclo Orogenético Sunsás, na extremidade sul, pelo Cráton Amazonas.

O Terreno Jauru é caracterizado por uma associação de rochas plutônicas do tipo TTG e rochas metavulcanossedimentares.

A associação plutônica é constituída por ortognaisses, migmatito e intrusões tonalíticas, granito e monzogranito *sin* a tardi-cinemáticos, além de granitos não deformados mais jovens e *sills* máficos que fazem parte dos complexos Alto Guaporé e Serra do Baú com idades U-Pb distribuídas no intervalo de 1,79 a 1,75Ga.

A associação metavulcanossedimentar é representada pelos litótipos do Grupo Alto Jauru estruturados segundo um *trend* NW-SE e consistem de metabasaltos toleííticos, com níveis de rochas vulcânicas félsicas a intermediárias, formações ferríferas bandadas e *chert*, afetados por intrusões de peridotitos e gabros. Essa associação é interpretada, por alguns autores, como uma seqüência tipo *greenstone belt*. As rochas vulcânicas máficas foram caracterizados geoquimicamente como basaltos de cadeia meso-oceânica, algumas com tendência a basaltos de arco, enquanto que os tonalitos são derivados de arco (Pinho *et al.*, 1997). Os ortognaisses e migmatitos que ocorrem como núcleos em estrutura tipo domo, nos flancos e interior das seqüências vulcanossedimentares são tidos como resultantes da deformação e metamorfismo das porções mais profundas desses cinturões vulcanossedimentares.

O Terreno Jauru está seccionado por vários corpos intrusivos de composição tonalítica a granítica. Esses corpos possuem idades U-Pb que variam de 1.567 a 1.536 Ma., com T_{DM} de 1,88 a 1,77Ga., sugerindo que os magmas foram derivados provavelmente das rochas do embasamento do Terreno Jauru. Os dados geoquímicos são indicativos de magmas calcialcalinos derivados de arco magmático e esse alinhamento de corpos graníticos tem sido relacionados ao desenvolvimento de um orógeno (*Orógeno Cachoeirinha*) de idade pré-Sunsás (Tassinari *et al.*, 2000).

Relacionado a este domínio são encontrados importantes mineralizações de

sulfetos nos municípios de Cabaçal e Aripuanã que constituem o distrito polimetálico da faixa Cabaçal.

Domínio Roosevelt- Aripuanã (GJR e MLESQ)

O Domínio Roosevelt-Aripuanã ou simplesmente Domínio Roosevelt, é caracterizado por seqüências metavulcanossedimentares (grupos Roosevelt e São Marcelo-Cabeça), contendo rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias intercaladas com rochas metasedimentares, clásticas e químicas, deformadas e metamorfasadas em baixo grau, com idade U-Pb em torno de 1,74Ga. (Rizzoto, *et al.*, 1995; Lacerda Filho *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000). Essas seqüências são afetadas por intrusões de granitos peraluminosos (Suíte Nova Canaã, idade U-Pb de 1.743 ± 4 Ma. e granito tipo Zé do Torno) e por corpos circunscritos de granitos tardi a pós-orogênicos (Aripuanã, Rio Vermelho e Tatuí). As seqüências metavulcanossedimentares se formaram em bacias intra-arco, em evento geodinâmico pós Arco Juruena, com base nas seguintes evidências: os metaconglomerados do Grupo São Marcelo-Cabeça contém clastos derivados de rochas do arco; as seqüências estão intimamente associada às antigas zonas de cisalhamento transcorrentes e são, em geral, 20 Ma. mais jovens que seu embasamento. A idade do metamorfismo é de 1.652 ± 42 Ma., determinada em sobrecrecimento de zircões de rochas do Complexo Nova Monte Verde (U-Pb *SHRIMP*, Pimentel, comunicação escrita, 2002).

Neste domínio são encontrados importantes depósitos de sulfeto com destaque para o depósito polimetálico de Aripuanã Zn, Pb, Cu e Ag.

Inliers do Embasamento (JVL)

Na região norte do estado de Mato Grosso verificam-se vestígios do embasamento representados por rochas dos complexos Cuiú-Cuiú e Bacaerí-Mogno e das suítes intrusivas Matupá e Flor da Serra, intrudidos e envolvidos pelas suítes plutono-vulcânicas, mais jovens, formadoras do Arco Magmático Juruena. Desses remanescentes do embasamento, os mais expressivos em área constituem os *inliers* denominados Bacaerí-Mogno

e Matupá.

Inlier Bacaerí-Mogno (2.200 Ma.) (JVL)

O Complexo Bacaerí-Mogno (uma associação de rochas supracrustais e metaplutônicas metamorfasadas em alto grau) representa fatias do embasamento preservadas entre as rochas do Arco Magmático Juruena. Os anfibolitos do complexo mostram padrões de terras raras semelhantes aos tholeiitos tipo MORB e têm sido interpretados como remanescente de uma crosta oceânica (Frasca *et al.*, 2003; Souza *et al.*, 2004). A idade isocrônica Sm-Nd dos anfibolitos, ca. 2,24 Ga, e $\epsilon_{Nd}(T)$ de +2,5 (Pimentel, 2001), representa a idade mais antiga da região, e o valor positivo do $\epsilon_{Nd}(T)$ de +2,5 é indicativo de uma fonte juvenil para o seu protólito.

As rochas do complexo foram envolvidas na deformação do Arco Magmático Juruena. A orientação geral das rochas obedecem o padrão regional segundo as direções E-W e ESE-WNW, com mergulhos de médio a alto ângulo para N-NE, configurando uma estrutura de *underthrust* com vergência para SSW e transporte tectônico de SW para NE (Souza *et al.*, 2004).

Inlier Matupá (1.894-1.870 Ma.) (JVL / LCM)

Localizado na extremidade leste do Domínio Juruena, o *Inlier* Matupá tem forma subcircular a elíptica, com eixo maior orientado segundo o *trend* regional E-W. Está envolvido por rochas plutônicas e vulcânicas, mais jovens, do Arco Magmático Juruena. Constitui um fragmento remanescente do Arco Magmático Cuiú-Cuiú, sobretudo dos seus granitos tardi a pós-colisionais, definidos na região do Tapajós (Vasques *et al.*, 2002). Essa correlação é suportada por dados isotópicos, apresentando idades-modelo Sm-Nd T_{dm} em torno de 2,3Ga. e idade de cristalização U-Pb entre 1,9Ga. e 1,87Ga.

No *Inlier* Matupá predominam rochas granitóides pouco deformadas da Suíte Intrusiva Matupá (idade Pb-Pb de 1.872 Ma.), seguidas por rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra e, subordinadamente, por gnaisses e migmatitos remanescentes do Complexo Cuiú-Cuiú (1.992 Ma., U-Pb).

A Suíte Intrusiva Matupá (Moreton e Mar-

tins, 2004) forma um batólito constituído por diversos litofácies granitóides, enquanto os litótipos básicos a intermediários da Suíte Intrusiva Flor da Serra têm sua distribuição em forma de arco, próximo ao núcleo dessa estrutura.

O arranjo das unidades lito-tectônicas internas e externas ao *Inlier* de Matupá, sugere que essa estrutura representa um antigo centro félsico, dômico, que se manteve ativo mesmo durante as manifestações magmáticas relacionadas à formação do Arco Juruena.

Neste terreno são encontrados importantes depósitos auríferos que constituem o distrito aurífero Peixoto de Azevedo / Matupá.

2.1.3 - PROVÍNCIA SUNSÁS (1,45-0,90 Ga.) (GJR, MLESQ, ASR)

A Província Sunsás é a unidade croco-tectônica mais jovem do extremo sudoeste do Cráton Amazonas. Ela se formou no intervalo de 1.500 a 900 Ma., durante o Ciclo Orogênico Sunsás, cronologicamente correlato ao Ciclo Orogênico Greenville na Laurentia e Báltica (Santos, 2003, *in* Bizzi *et al.*, 2003). É composta pelos terrenos/domínios: Santa Helena, Faixa Colorado e Bacia/Faixa Aguapeí.

Na evolução tectônica da província Sunsás estão inseridos os episódios tectono-magmáticos e de sedimentação concomitantes que se encontram amplamente distribuídos no sudoeste de Mato Grosso, prosseguimento para Rondônia (Faixa Colorado e magmatismo Alto Candeias) e parte oriental da Bolívia.

Domínio Santa Helena – DSH (JVL, GJR, MLESQ)

Compreende uma ampla faixa de rochas de composição, principalmente, granítica, posicionadas segundo a direção NW-SE na região sudoeste do estado, que anteriormente eram tidas como pertencentes ao embasamento proterozóico (Saes *et al.*, 1984). A evolução dos conhecimentos nesta região através de estudos geocronológicos e litoquímicos propiciaram a Tassinari *et al.* (2000) propor a designação de Orógeno Santa Helena. O batólito granítico Santa Helena, que dá nome a este orógeno/domínio, é oriundo de um magmatismo granítico multifásico de idade entre 1,45 a 1,38Ga. Os dados isotópicos desses granitos indicam valores de $\hat{I}_{Nd(t)}$ que variaram de +2,60 a +4,00

e T_{DM} de 1,52 a 1,63Ga., sugerindo que o magma foi derivado de uma fonte juvenil.

Neste trabalho o Domínio Santa Helena é semelhante ao proposto por Tassinari *et al.* (*op cit.*) tendo limite a oeste com a Bacia/Faixa Aguapeí (1.100-900 Ma.) e Bacia Guaporé (Cenozóica) e a leste com o Domínio Jauru (1.795-1.724 Ma.) e Bacia dos Parecis (Fanerozóica); a norte limita-se com a Faixa Colorado (1.370-1.300 Ma.) e ao sul é encoberto por sedimentos cenozóicos da Bacia do Pantanal.

Este domínio/orógeno engloba as seguintes unidades: Complexo Metavulcanosedimentar Rio Galera: composto por anfíbolito, quartzo micaxisto com intercalções de gnaiss monzogranítico a granodiorítico; Suíte Intrusiva Santa Cruz (1.587 Ma.): monzogranito foliado; Complexo Metamórfico rio Novo (1.552 Ma.): ortognaiss tonalítico a granodiorítico; Suíte Intrusiva Córrego Dourado: metagabro e serpentinito; Complexo Metavulcanosedimentar Rio Alegre (1.503-1.517 Ma.): metabasalto, metadacito, metariolito, piroclástica, *metachert* e formação ferrífera bandada; Grupo Pontes e Lacerda: anfíbolito, magnetita quartzito, micaxisto, grafita filito e sericita filito; Complexo Granulítico Santa Bárbara (1.494 Ma.): granulitos enderbítico e norítico e ortoanfíbolito; Suíte Intrusiva Água Clara (1.485 Ma.): granito e granodiorito; Suíte Intrusiva Pindaítuba (1.436-1.462 Ma.): monzogranito, sienogranito e granodiorito; Suíte Intrusiva Santa Helena (1.422-1.456 Ma.): sienogranito e monzogranito com tonalito e granodiorito subordinados; Suíte Intrusiva Rio Branco (1.423-1.542 Ma.): rochas básicas (olivina gabro, gabro, quartzo gabro) e rochas ácidas (quartzo sienito, riódacito, granófiro e quartzo monzonito).

Estas rochas foram afetadas pela orogênese mais precoce do ciclo Sunsás, em torno de 1.450 Ma, em regime dúctil-rúptil e exibem uma foliação planar dada por minerais quartzo-feldspáticos alongados e minerais micáceos com direção NW e mergulhos preferenciais para NE, variando de 30 a 60°.

Estudos litoquímicos (Geraldés, 2000) indicam que estas rochas variam de quartzo monzogabro a tonalito até granodiorito e granito. Os resultados químicos indicam ambiência de arco vulcânico granítico para as rochas mais primitivas de composição intermediária enquanto os granitos plotam nas vizinhanças do limite entre granitos de arco e

granitos intra-placa.

As rochas máficas relacionadas ao Complexo Metavulcanossedimentar Rio Alegre e Grupo Pontes e Lacerda possuem um *trend* toleítico a calcialcalino próprio de retro-arco (Matos & Schorscher, 1997) ou de arco-de-ilha imaturo (Menezes *et al.*, 1993). A existência de rochas relacionadas a fundo oceânico (metabasalto), metamorfisadas na fácies xisto verde, podem ser interpretadas como uma sutura colisional.

Domínio/Faixa Colorado (GJR)

A Faixa Colorado estende-se desde a parte sub-ocidental de Mato Grosso até a porção sudeste de Rondônia, oculta em grande parte pelas coberturas sedimentares das bacias dos Parecis e Guaporé, distribuindo-se numa zona estreita e alongada marcada por fortes anomalias magnéticas. É representada principalmente pela Suíte Metamórfica Colorado (Rizzotto *et al.*, 2002) composta por uma associação de rochas polideformadas em condições metamórficas da fácies anfíbolito superior constituídas por metamonzogranitos porfiríticos associados a anfíbolitos com intercalações de rochas metassedimentares clásticas e químicas (sillimanita xistos e formações ferríferas). Ocorrem ainda, muscovita-granada leucogranitos e máficas/ultramáficas intrusivas. A feição mais característica dessa associação é a presença de migmatitos afetados por zonas de cisalhamento de alto ângulo, marcadas por uma foliação milonítica sigmoidal e *boudins* de anfíbolito. As idades desta suíte mostram uma evolução temporal entre 1,37 a 1,30Ga., sugerindo que essa associação de rochas represente a segunda fase orogênica do ciclo Sunsás, em torno de 1.300 Ma., cronocorrelata ao desenvolvimento da Orogenia Candeias de Santos *et al.* (2002), como mostram as idades semelhantes, encontradas em rochas intrusivas no embasamento policíclico da porção central de Rondônia, as quais são compatíveis com modelos tectônicos para a evolução mesoproterozóica do SW do Cráton Amazonas.

Bacia /Faixa Aguapeí (JVL / GJR / ASR)

A Faixa Aguapeí situa-se na porção

sudoeste do Cráton Amazonas e está associada à evolução tectono-termal mesoproterozóica de natureza ensiálica. Forma um cinturão NW-SE de aproximadamente 600 km por até 50 km de largura, representado principalmente por rochas metassedimentares do Grupo Aguapeí (1,28 – 0,95 Ga.).

O Grupo Aguapeí (Souza e Hildred, 1980) depositado como seqüência transgressiva-regressiva em aulacógeno (Saes, 1999) foi deformado e metamorfisado na fácies xisto verde durante a Orogenia Sunsás-Aguapeí (1,1–0,9 Ga.) é constituído, da base para o topo, pelas formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino.

Essa unidade cobre parcialmente as rochas do embasamento plutono-vulcânico dos Terrenos Rio Alegre e Pontes e Lacerda, Complexo Granulítico-Anfibolítico Santa Bárbara e o Complexo Granito-Gnaiss Serra do Baú.

As rochas dessa faixa acham-se estruturadas em camadas subhorizontais formando às vezes amplas dobras abertas, truncadas por falhas transcorrentes ou reversas quando assumem mergulhos mais acentuados até vertical. Seu depocentro linear coincide com a provável zona de sutura anteriormente estabelecida no Terreno Rio Alegre.

O evento tectono-termal Aguapeí (0,98–0,92 Ga.), o mais tardio do ciclo Sunsás, foi responsável pela geração do arcabouço tectônico, no qual encontram-se coberturas sedimentares horizontalizadas tanto a oeste como a leste do *front* Aguapeí. O padrão estrutural é dominado por transcorrências de cinemática dextral na porção sul, enquanto que na parte norte do cinturão predomina a tectônica tangencial de baixo ângulo; como resultado, tem-se dobras apertadas ou abertas em geral com eixos mergulhando para NW com constantes deslizamentos flexurais, rompimentos de flancos subverticais e foliação milonítica subverticalizada de direção N20° - 40°W onde predominou condições de metamorfismo da fácies xisto-verde. Nesta faixa, quatro domínios estruturais foram denominados: Domínio tectônico transcorrente; Domínio tectônico contracional de baixo ângulo, Domínio dos dobramentos simétricos e Domínio das rupturas e basculamentos (Fernandes *et al.*, 2003a e Fernandes *et al.*, 2004).

Associado a estes terrenos, ocorrem importantes mineralizações auríferas de origem hidrotermal, condicionadas por um forte controle estrutural.

A efetiva cratonização do sudoeste do Cráton Amazonas foi alcançada em torno de 970 a 920 Ma., a partir do alojamento dos granitos estaníferos de Rondônia e de monzogranitos tardi a póscinemáticos que afetaram as rochas supra e infracrustais, na parte sudoeste de Mato Grosso (Ruiz *et al.*, 2004). Segundo estes autores, esses granitóides tonianos (Guapé, São Domingos, Sararé, Guaporé e outros corpos relacionados) representam corpos epizonais, peraluminosos, gerados por fusão parcial da crosta continental em ambiente de descompressão pós-colisional ao final do Ciclo Orogênico Sunsás

2.1.4 - BACIAS SEDIMENTARES PROTEROZÓICAS (JVL e LCM)

As bacias proterozóicas da região norte de Mato Grosso são formadas pelos grupos Beneficente e Caiabis, com idades máximas para o início de sedimentação dessas bacias respectivamente de 1,7 e 1,3 Ga., obtidas por Leite e Saes (2002) através do método Pb-Pb em zircões detríticos provenientes de seus conglomerados basais.

Estas bacias foram desenvolvidas através de reativação tectônica de feições estruturais antigas geradas em domínios rúptil-dúctil a rúptil de direção E-W e NNW-ESE. Estas descontinuidades são caracterizadas por um sistema de falhas transcorrentes com movimento preferencial sinistral que atuaram de modo conjugado e sincronizado, gerando áreas transtracionais tipo *pull-apart* ou *strike slip basin* que evoluíram progressivamente para bacias tipo romboédricas (Souza *et al.*, 2004). Contudo, Leite e Saes (2002) interpretam a sucessão estratigráfica dessas bacias como relacionada a um ambiente de rifte continental.

Bacia Gorotire-BAG (JVL)

Caracteriza-se por uma seqüência de rochas metassedimentares paleoproterozóicas, predominantemente psamíticas identificados originalmente nas margens do Rio Fresco-PA (Barbosa *et al.*, 1966) e constituída de arenitos, arcóseos, grauvacas e siltitos com intercalações subordinadas de níveis conglomeráticos, assentadas discordantemente sobre as rochas do Complexo Xingu

e das Vulcânicas Iriri. São encontradas em uma pequena porção no extremo norte de Mato Grosso. As litologias imaturas (arcóseos e grauvacas), a tabularidade da Formação Gorotire (Hasui *et al.*, 1984) e a sua pouca espessura da ordem de 200 metros (Pastana e Silva Neto, 1980) sugerem a sua deposição em uma bacia intracratônica com soterramento rápido. A presença de um mosaico de falhamentos na área da bacia sugere tectônica de blocos.

Bacia Beneficente- BAB (LCM e JVL)

Esta bacia aflora a norte do Estado de Mato Grosso e sua principal área de exposição está no interflúvio dos rios Juruena e Teles Pires. Suas rochas, de acordo com Souza *et al.* (2004) consistem em conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e calcários. A datação de zircões detríticos dos conglomerados basais pelo método Pb-Pb (Leite e Saes, 2002) indicou uma idade máxima de 1.700 Ma. para o início da sedimentação.

Os eixos dos dobramentos da bacia acompanham a direção regional WNW-ESE com variações para NNW-SSE, sugerindo eventos deformacionais superpostos. Ocorrem também estruturas dômicas a exemplo daquela situada na confluência dos Igarapés São Florenço e do Bração com o rio Juruena.

A sucessão estratigráfica compreende quatro unidades (Souza *et al.*, 2004) numeradas informalmente da base para o topo de 1, 2, 3 e 4, onde a sedimentação inicia-se com conglomerados polimíticos (com clastos de rochas vulcânicas, arenitos impuros, siltitos e argilitos) tendo ainda arenitos argilosos, líticos e argilitos (Unidade 1). A Unidade 2 é constituída por argilitos laminados tendo arenitos finos, arenitos manganésíferos e calcários margosos, na forma de lentes ou finas intercalações. A Unidade 3 é formada de camadas de arenito com raras intercalações de siltitos e argilitos e distribui-se em estreitas faixas paralelas às unidades anteriores, formando cristas positivas como as observadas na Serra do Apiacás; a unidade 4 é composta por arenitos claros com intercalações de argilitos e siltitos avermelhados.

Bacia Dardanelos – BAD (LCM / JVL)

Trata-se de uma bacia mesoprotero-

zóica de forma alongada, constituindo um sinclínório com direção geral aproximada WNW-ESE e com áreas isoladas a oeste do rio Tapajós, representadas pelas rochas sedimentares do Grupo Caiabis (Formação Dardanelos e máficas da Formação Arinos). A idade máxima de sedimentação dessa bacia é de 1,3 Ga., obtida pelo método Pb-Pb em zircões detríticos (Leite e Saes, 2002).

Suas bordas são marcadas por zonas de cisalhamento transcorrente e subordinadamente por contatos erosivos.

Os sedimentos da Formação Dardanelos foram reunidos em quatro unidades (Souza *et al.*, 2004) discriminadas como segue: Unidade 1, inicia-se geralmente por conglomerados polimíticos (*sustentado por clastos*) com clastos de vulcânicas, arenitos, argilitos e quartzo; encimados por camadas de arenito grosso a médio, com níveis de argilito; Unidade 2 formada por uma seqüência de siltitos e argilitos avermelhados com níveis de arenitos finos de cor clara; aflorando na forma de estreita faixa orientada NW-SE paralela ao rio Apiacás; Unidade 3, composta predominantemente por arenitos arcoseanos e arenitos de granulação fina a média, às vezes intercalam-se níveis de conglomerados intraformacionais com seixos, semelhantes aos da Unidade 1 e, finalmente no topo tem-se a Unidade 4, representada por uma seqüência de arenitos argilosos e arenitos arcoseanos com intercalações de faixas conglomeráticas ocorrendo sob a forma de “ilhas” sobre a unidade anterior.

Na Serra do Caiabís ocorrem intercaladas nos segmentos da Formação Dardanelos, *sill* de rochas máficas da Formação Arinos, representados por basaltos amigdaloidais, diabásios, olivina-noritos e gabros. Os dados geoquímicos atestam um caráter alcalino com tendência a sub-salcalino para as rochas máficas da Formação Arinos. Datações radiométricas (K-Ar) indicam duas idades uma de 1.225 Ma. E outra de 1.416 Ma.

2.2 - PROVÍNCIA TOCANTINS

2.2.1 - FAIXA BRASÍLIA

Domínio do Arco Magmático de Goiás (JVL)

Esta entidade tectônica, definida no estado de Goiás (Pimentel *et al.*, 1996), se expõe de forma muito restrita, na porção su-

deste de Mato Grosso, na maior parte encoberta pelos sedimentos quaternários da Bacia do Bananal.

Trata-se de um segmento crustal neoproterozóico formado durante a orogênese mais precoce do ciclo Brasileiro, entre 900 e 800 Ma. Estas rochas apresentam assinaturas geoquímicas e isotópicas similares às associações de arcos magmáticos intraoceânicos, constituindo um segmento de crosta continental juvenil na região central do Brasil (Pimentel *et al.*, 1991; Fuck, 1994)

Alguns corpos de granitos tardi a pós-tectônicos (590-480 Ma.) sucede a justaposição de diferentes segmentos destes terrenos de arco, geralmente controlados por zonas de cisalhamentos transcorrentes regionais (Fuck, 1994).

2.2.2 - FAIXA ALTO PARAGUAI (JVL e LCM)

A Faixa Alto Paraguai é uma entidade tectônica Neoproterozóica edificada na borda sul do Cráton Amazonas. É caracterizada por uma seqüência de rochas metassedimentares (grupos Cuiabá, Alto Paraguai e formações Puga, Bauxi e Urucum) e rochas metavulcanossedimentares da Unidade Nova Xavantina. Estas rochas foram deformadas entre 550-500 Ma. e foram afetadas por magmatismo granítico pós-orogênico (Suíte São Vicente) de idade 504 ± 5 Ma. (Pinho, 2004).

A Faixa Alto Paraguai exhibe-se na forma de arco com concavidade para SE, orientando na direção NE-SW no seu ramo norte e N-S no seu segmento sul, com extensão de 1.500 km e largura média de 300 km. Estende-se desde a região de Nova Xavantina, passando pelas regiões de Cuiabá e Província Serrana no Mato Grosso e seguindo até Bonito e Corumbá, no Mato Grosso do Sul. Outro ramo de direção NW-SE ocorre desde Corumbá ao interior da Bolívia, onde recebe a denominação de Cinturão Tucavaca e é interpretado como um aulacógeno (Alvarenga *et al.*, 2000). (Figura 03)

Em trabalhos anteriores esta faixa foi subdividida em zona interna (Grupo Cuiabá) metamorfisada e dobrada e tida como mais antiga e zona externa que engloba as formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino (Almeida, 1974, Figueiredo e Olivatti, 1974; Ribeiro Filho e Figueiredo, 1974; Ribeiro Filho *et al.*, 1975; Luz *et al.*, 1980; Schob-

benhaus Filho e Oliva, 1979; Barros *et al.*, 1982 e Alvarenga, 1984).

Neste trabalho a Faixa Alto Paraguai é apresentada como uma entidade geotectônica neoproterozóica dividida em dois principais domínios: Margem Passiva (FAPmp) e Bacia de Ante-País (FAPba), com o primeiro domínio envolvendo remanescentes de Crosta Oceânica (FAPco).

Esta faixa é caracterizada pela presença de importantes depósitos de rochas carbonáticas principalmente no domínio da Bacia da Ante-País e de mineralizações auríferas relacionadas na margem passiva e remanescente de Crosta Oceânica.

Remanescente de Crosta Oceânica (FAPco)

É o terreno que registra o estágio inicial rife de abertura da bacia, evidenciado pela presença de rochas vulcânicas máficas da Unidade Metavulcanossedimentar Nova Xavantina e por litótipos componentes do Grupo Cuiabá na região sudeste de Mato Grosso, marcando o início ou tentativa de uma abertura oceânica.

Margem Passiva - (FAPmp)

Este domínio é marcado por uma sedimentação que se inicia por sedimentos químicos e camadas de filitos carbonosos, indicando ambientes redutores e profundos, possivelmente em posição de talude e distal à margem da plataforma, correspondente ao Grupo Cuiabá.

Nas áreas proximais da plataforma a sedimentação inicia-se sob um ambiente glacial, desenvolvida durante a glaciação Varangiana (~610-590 Ma.; Alvarenga e Trompette, 1992) com equivalentes laterais na zona de talude retrabalhados por fluxos de gravidade a leste da plataforma com a deposição de turbiditos distais e pelitos bacinais, representados pela porção superior dos sedimentos do Grupo Cuiabá

A esta seqüência segue-se a deposição transgressiva de uma unidade carbonática, representando o final da influência glacial, com desenvolvimento de uma plataforma carbonática formada pelas camadas de calcários e dolomitos da Formação Araras, Grupo Cuiabá (Fácies da Guia) e do Grupo Corumbá no Mato Grosso do Sul com microfósseis de idade Vendiana superior (650-

590 Ma.; Alvarenga *et al.*, 2000), associados a importantes concentrações de fosfatos (microfosforitos e brechas intraformacionais) nas formações Bocaina e Tamengo no Mato Grosso do Sul (Boggiani, 1997).

Bacia de Ante-País (FAPba)

Com o fechamento oceânico e a conseqüente formação de uma cadeia de montanhas dobradas, transformada em área fonte de sedimentos, inicia-se a deposição de uma seqüência de rochas siliciclásticas. Estas pertencem ao Grupo Alto Paraguai, depositadas em ambiente de bacia de antepaís que afogaram a plataforma carbonática. É constituída predominantemente por arenitos com estratificação cruzada e arcósios finos a grosseiros da Formação Raizama tendo folhelhos vermelhos, siltitos e arcósios da Formação Diamantino, no topo. Sua idade Rb-Sr de 568 ± 20 Ma., é interpretada como a idade da diagênese (Bonhomme *et al.*, 1982),

Zonas Estruturais da Faixa Alto Paraguai

A estruturação da Faixa Alto Paraguai segundo Alvarenga e Trompette (1992) é o produto da atuação progressiva de esforços com um incremento da intensidade do *strain* da zona externa para a zona interna, onde observam-se registros desta progressividade estampados na foliação, dobramentos, clivagens, etc. culminando com rochas do fácies xisto verde na zona interna. A deformação mais tardia está associada a dobras amplas de expressão regional.

Esta faixa exibe uma zonação sedimentar, tectônica e metamórfica, caracterizada pela seguinte compartimentação (Alvarenga *et al.*, 2000): 1 - Zona cratônica, com estratos horizontais; 2 - Zona pericratônica, com dobras holomórficas de grande amplitude e extensão; e 3 - Zona bacinal profunda, metamórfica, com dobras e empurrões com vergência para oeste (Almeida, 1945, 1964, 1974; Alvarenga & Trompette, 1992, 1993; Boggiani, 1990, 1997; Alvarenga *et al.*, 2000; Darde-ne & Schobbenhaus, 2001). Estas três zonas foram referidas por Alvarenga (1984) e Alvarenga & Trompette (1993) como: cobertura sedimentar de plataforma; zona externa não dobrada, com pouco ou sem metamorfismo; e zona interna metamórfica com intrusões graníticas, respectivamente.

As rochas do Grupo Cuiabá ocupam a zona interna e exibem uma estruturação

marcada pelo desenvolvimento de um sistema de empurrões e dobras inversas e isoclinais de direção NE-SW a ENE-WSW, com planos axiais exibindo mergulhos suaves para SE e também dobras assimétricas a isoclinais com nítida vergência para as áreas internas da faixa dobrada, em sentido oposto ao cráton (Almeida, 1964, 1984; Luz *et al.*, 1980; Alvarenga, 1990, 2000; Silva, 1990). Este último autor propõe um modelo evolutivo baseado em empurrões e retroempurrões para explicar esta dupla vergência.

As rochas do Grupo Alto Paraguai ocupam a zona externa e encontram-se estruturadas por uma sucessão de falhas de empurrão e amplas dobras em anticlinal e sinclinal, predominantemente assimétricas, com eixos na direção NE-SW a ENE-WSW com caimento para NE e subordinadamente para SW e planos axiais subverticais mergulhando para SE, com nítida vergência em direção ao Cráton Amazônico.

2.3 - BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS (AJP)

Grande parte do Estado de Mato Grosso é ocupada por bacias sedimentares fanerozóicas, assim distribuídas: na divisa norte do Estado, aflora um pequeno setor da Bacia do Alto Tapajós (BAT); continuando no sentido horário, nas divisas nordeste e leste está a Bacia do Bananal (BBN), na divisa sudeste a Bacia do Paraná (BPA), na sul a Bacia do Pantanal (BPT), na sudoeste a Bacia do Guaporé (BGP) e na ocidental, a Bacia dos Parecis (BPR). Esta última se estende para leste em direção ao centro do Estado, ocupando-o quase completamente. Recobrimo esta bacia ocorre na parte nordeste do Estado, está a Bacia Alto Xingu (BAX).

No Estado de Mato Grosso as bacias sedimentares compreendem tanto as sinéclises paleozóicas de Milani & Thomaz Filho (2000), como bacias meso- e cenozóicas, em alguns casos, superpostas àquelas sinéclises. Sua evolução consiste em uma combinação e sucessão de diversos processos de formação de bacias que, de acordo com Klein (1995), incluem:

- 1) extensão continental com a formação de sistemas de *riftes*;
- 2) abortamento do processo, de modo que

os *riftes* não prosseguem com as etapas que levam à formação de oceanos;

- 3) subsidência termal sobre grande área; e,
- 4) ajuste isostático posterior.

Bacias com tais características são classificadas como intracratônicas e, como em geral elas estão superpostas a *riftes*, são do tipo *rift-sag*. Elas têm contorno oval ou arredondado e forma de pires em seção; sua sedimentação é continental ou marinha. No âmbito do Estado de Mato Grosso, as bacias dos Parecis e Alto Xingu são bons exemplos de bacias com essas características.

2.3.1 - BACIAS PALEO MESOZÓICAS (AJP)

Bacia do Paraná

Na Bacia do Paraná foram determinados quatro ciclos de subsidência, correspondentes a superseqüências: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I e Gondwana II (Milani, 1997); a fase *rifte* acha-se ligada à Superseqüência Rio Ivaí (Teixeira, 2001), a fase sinéclise às superseqüências Paraná e Gondwana I; a abertura do Oceano Atlântico corresponde à Superseqüência Gondwana III. A superseqüência Gondwana II é de ocorrência restrita ao Estado do Rio Grande do Sul.

A Superseqüência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano) é um ciclo transgressivo, compreendendo as formações Alto Garças, constituída por arenitos depositados em ambiente fluvial, transicional e costeiro; lapó, composta por diamictitos de origem glacial conformando um limite de seqüência de terceira ordem interno a esta superseqüência, e Formação Vila Maria, constituída por folhelhos, hospedando a superfície de inundação máxima (Milani, 1997).

A superseqüência que se segue, Paraná (Devoniano) constitui um ciclo transgressivo-regressivo e é composta pela Formação Furnas depositada em ambiente fluvial e transicional (arenitos e conglomerados, com abundantes icnofósseis) e pela Formação Ponta Grossa, constituída principalmente folhelhos e dividida em três membros, dos quais o mais inferior, marinho, corresponde à superfície de inundação máxima do Devoniano.

A superseqüência subsequente, Gondwana I, Carbonífera-Eotriássica, compreende as diversas formações componentes dos Grupos

Itararé, Guatá e Passa Dois. De acordo com a interpretação de Milani (1997), esta superseqüência compreende uma parte basal transgressiva, correspondente aos Grupos Itararé (Formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana) constituído por depósitos sedimentares de origem glácio-marinha, e Guatá, formado pelas rochas de deposição em ambiente deltáico, marinho e litorâneo da Formação Rio Bonito e marinhos da Formação Palermo com a superfície de inundação máxima na sua parte intermediária. A parte superior, regressiva, está registrada nas rochas marinhas e transicionais do Grupo Passa Dois (Formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rastro), registrando ao seu final o início da instalação de clima desértico na bacia.

A Superseqüência Gondwana III, correspondente à abertura do Oceano Atlântico, compreende a Formação Botucatu composta por arenitos eólicos depositados em ambiente desértico e os derrames de basalto da Formação Serra Geral.

Bacia dos Parecís (CS / AJP)

A Bacia dos Parecís, alongada na direção leste-oeste (1.250km x 400km), está localizada na região centro-norte do Estado de Mato Grosso e no sudeste de Rondônia, no setor sudoeste do Cráton Amazônico, entre os cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé. Teve sua evolução bastante influenciada pelo desenvolvimento polifásico da região Andina, provavelmente desde o Paleozóico.

Entre 1987 e 1996, a Petrobras efetuou diversos trabalhos visando a avaliação da potencialidade petrolífera dessa bacia. Foram efetuados levantamentos magnetométricos, gravimétricos e sísmicos. O levantamento sísmico confirmou sob a Chapada dos Parecís a existência de uma bacia com alguns milhares de metros de sedimentos. Dois poços estratigráficos foram perfurados na sul da bacia: o poço 2-FI-1-MT/Fazenda Itamarati e o poço 2-SM-1-MT/Salto Magessi. Levantamentos geofísicos adicionais, tanto aéreos, quanto terrestres, facilitaram a elaboração do arcabouço tectônico dessa bacia (Siqueira et al., 1998).

Os dados geológicos e geofísicos apontam para uma bacia intracratônica, pro-

funda, de subsidência prolongada, marcante influência marinha no Paleozóico e dotada de prospectividade para hidrocarbonetos, realçada por indícios de gás detectados em subsuperfície e superfície. Também importante, é a coluna sedimentar subjacente do Proterozóico de forte influência marinha, contendo igualmente indícios de gás detectados em subsuperfície. O preenchimento fanerozóico, com dominância do Paleozóico e secundado pelo Mesozóico/Cenozóico, atinge a casa dos 5.500 metros no principal depocentro, na parte central da Chapada dos Parecís. Predominam sedimentos siliciclásticos por toda coluna, porém no Paleozóico ocorrem alguns carbonatos e um pouco de evaporitos, conferindo o caráter marinho a lacustre a suas seqüências. No Mesozóico e no Cenozóico os sedimentos são continentais dos tipos fluvial e eólico. Adicionalmente, derrames de basalto e diques de diabásio da base do Jurássico e kimberlitos e rochas afins do Juro-cretáceo completam o quadro estratigráfico da bacia (Siqueira *et al.*, 1998).

O início do registro sedimentar situa-se no paleozóico demonstrado pela presença de fósseis como acritarcas (*Sysphaeridium sp.*; Cruz, 1980), restos de plantas silicificadas (*Psaeronius*), trilobitas, e braquiópodes de idade devoniana. A bacia está dividida, de oeste para leste, em três compartimentos geológicos ou domínios tectono-sedimentares separados respectivamente pelos arcos de Vilhena e da Serra Formosa (Siqueira & Teixeira, 1993; Siqueira et al. 1998). Esses compartimentos geológicos formam, de oeste para leste, as sub-bacias de Rondônia, de Juruena e do Alto Xingu. A sub-bacia de Rondônia ocorre no Sudeste desse estado e as sub-bacias de Juruena e Alto Xingu, no estado de Mato Grosso.

A sub-bacia de Rondônia exhibe dois grábens de direção geral E-W, aflorantes por cerca de 220 km, Pimenta Bueno e Colorado, separados entre si pelo Alto Estrutural do Rio Branco.

A estrutura profunda da bacia (Braga & Siqueira, 1996) mostra que os grábens de Pimenta Bueno e do Colorado se estendem por baixo dela em direção a sudeste, alcançando o estado de Mato Grosso. Assim, esses dois grábens se prolongam para leste em sub-superfície, de forma aproximadamente paralela, sob a Chapada dos Parecís e para dentro dos domínios do Espanador do Xingu, sempre separados pelo Alto Estrutural

do Rio Branco. A norte destes, encontram-se as plataformas de Brasnorte e Manissauá, enquanto respectivamente ao sul e sudeste estão as plataformas de Itamarati e Canarana.

As duas perfurações estratigráficas executadas pela Petrobras na sub-bacia de Juruena, confirmaram a existência de expressivo pacote sedimentar horizontal na porção mediana da bacia. O furo estratigráfico 2-SM-1-MT (5.779m) perfurado nas proximidades da exsudação de gás de Salto Magessi, na extensão oriental do Gráben do Colorado, detectou três níveis de arenito gasífero, em profundidades entre cerca de 2.800 a 5.000m (Siqueira et al., 1998).

Aparentemente, a gravimetria reflete estruturas geradas no Proterozóico, enquanto a magnetometria revela feições estruturais do Fanerozóico, estas possivelmente relacionadas à evolução dos Andes paleozóicos e à reativação Wealdeniana ou Sul-Atlantiana. O mapa gravimétrico mostra alternância de anomalias regionais positivas e negativas, alongadas, projetando-se para NW a partir da faixa orogênica Paraguai-Araguaia que aflora ao sul da Bacia dos Parecis. São anomalias representantes de feições estruturais que ocorrem paralelas ao Gráben dos Caibis preenchido pela Formação Dardanelos, do Proterozóico (idade < 1383Ma U-Pb). Provavelmente, parte dessas anomalias é contemporânea do rifteamento precursor da referida faixa dobrada.

As três sub-bacias, anteriormente definidas com base em feições morfológicas e estruturais-estratigráficas e separadas pelos arcos de Vilhena e Serra Formosa, continuam evidenciadas por feições tanto magnéticas, quanto gravimétricas. Além disso, a magnetometria sugere um maior acúmulo de sedimentos na região da Chapada dos Parecis, do que nas regiões Sudeste de Rondônia e Espanador do Xingu, ou seja, uma diferenciação da subsidência com realce sobre a individualização das três sub-bacias (Siqueira et al. 1998).

No Paleozóico inferior, o Cráton Amazônico, no Estado de Mato Grosso foi afetado por um evento extensional, quando se implantou um sistema de riftes intracontinentais, aproveitando zonas de fraqueza anteriores (Pedreira & Bahia, 2000). Em uma sinéclise desenvolvida sobre este sistema de riftes, depositaram-se, do Devoniano ao Cretáceo,

as Formações Furnas, Ponta Grossa, Jauru (substitui a Formação Cacoal de Siqueira, 1989), Pimenta Bueno, Fazenda da Casa Branca, Rio Ávila (substitui a Formação Botucatu de Siqueira, 1989) e o Grupo Parecis (Formações Salto das Nuvens e Utiariti).

Essas unidades litoestratigráficas formam seqüências deposicionais separadas por discordâncias regionais, indicando a atuação de eventos tectônicos responsáveis por variações de suas fácies e espessuras dentro da bacia (Siqueira & Teixeira, 1993). As formações foram agrupadas em cinco superseqüências por Teixeira (2001): Siluro-devoniana (que não aflora no Estado de Mato Grosso), Devoniana, Carbonífero-permiana-triássica, Juro-cretácea e Cretácea, que possuem uma espessura total de aproximadamente 5.800m (Braga & Siqueira, 1996). Hoje, sabe-se, com base em datações geocronológicas, que a Superseqüência Juro-cretácea deve ser considerada de idade Jurássica ou talvez Triássico-jurássica, esta última, na hipótese de a deposição da Formação Rio Ávila já ter-se iniciado no Triássico superior. Por outro lado, seqüências mais antigas, tentativamente atribuídas ao Neo-proterozóico-Eo-paleozóico, ocupam depressões do tipo rifte, e, nas seções sísmicas, podem ser bem visualizadas em nítida discordância erosiva sob amplas seqüências sub-horizontais da tipo sinéclise do Neo-paleozóico e Mesozóico (Siqueira et al. 1998).

As formações Furnas e Ponta Grossa, componentes da Superseqüência Devoniana, consistem respectivamente de arenito com seixos, e folhelho (Costa et al., 1975; Ribeiro Filho et al., 1975); o seu ambiente deposicional determinado na Bacia do Paraná, indica que essas rochas foram depositadas em ambientes transicional e marinho, respectivamente. A Superseqüência Carbonífero-permiana-triássica compreende os conglomerados, arcóseos e folhelhos das formações Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca (Montes et al., 1974; Costa et al., 1975; Ribeiro Filho et al., 1975), que são interpretados como glaciais na primeira (Bahia & Pedreira, 1996), e periglaciais na segunda (Caput, 1984).

Durante o Mesozóico (Juro-cretáceo), o Cráton Amazônico foi afetado por outro evento extensional, relacionado à separação entre a América do Sul e a África, quando depressões foram preenchidas por rochas sedimentares e vulcânicas. Na parte

matogrossense da Bacia dos Parecis, este evento corresponde aos derrames basálticos da Formação Tapirapuã (ou Formação Anari, em Rondônia). Na Formação Tapirapuã, a idade determinada por Marzoli *et al.* (1999) é de aproximadamente 198Ma, pelo método Pb-Pb (Sinemuriano; Jurássico Inferior). Esses derrames cobriram os arenitos da Formação Rio Ávila, interpretada como de origem eólica e ambos formam a Superseqüência Jurássica (ou Triássico-jurássica). Anteriormente à datação da Formação Tapirapuã, a Formação Rio Ávila era correlacionada com a Formação Botucatu do Jurássico superior-Cretáceo inferior da Bacia do Paraná, com base em semelhança de ambiente de sedimentação (Ribeiro Filho *et al.*, 1975).

A Superseqüência Cretácea se restringe ao Grupo Parecis, do Cretáceo médio a superior, composta por conglomerados e arenitos, depositada em ambientes fluvial e eólico (Montes *et al.*, 1974; Costa *et al.*, 1975; Ribeiro Filho *et al.*, 1975). A idade deste grupo é balizada pela ocorrência de fósseis de répteis crocodilianos: *mesosuchidae* (*nelosuchidae*) e que, conforme Silva *et al.* (2003) seriam de hábito terrestre, de ocorrência em unidades cretáceas do Brasil e da América do Sul.

Corpos kimberlíticos e rochas afins, datados entre o Jurássico inferior e o Cretáceo superior, ocorrem nas regiões noroeste e sudeste da bacia.

A Bacia dos Parecis está coberta discordantemente por areias, siltes e argilas de idade cenozóica, depositados sobre uma crosta laterítica desmantelada.

Bacia Alto Tapajós

No extremo norte do Estado de Mato Grosso aflora um pequeno setor desta bacia, cuja sedimentação alcança 1.700 metros de espessura (Santiago *et al.*, 1980). A idade fanerozóica da bacia é atestada pela presença de icnofósseis (*Paleophycus sp.*) na sua formação basal (Riker & Oliveira, 2001) e de esporomorfos devonianos. Adicionalmente, Teixeira (2001) se refere à idade devoniana de folhelhos pretos situados mais acima na coluna estratigráfica da bacia (Formação São Benedito), conforme determinado pelo CENPES/Petrobras (L. Teixeira, comunicação escrita, 2001). Este mesmo autor, com base em dados aerogravimétricos e aeromagnetométricos, sugere para a bacia uma evolução

iniciada com um sistema *rifte* interior/depressão interior (IF/IS) rifeano/vendiano (Neoproterozóico), sucedido por outro sistema semelhante no Paleozóico.

A bacia está em não-conformidade sobre rochas vulcânicas do Grupo Iri, metasedimentos do Grupo Beneficente, e rochas da Suíte Magmática Sucunduri (Riker & Oliveira, 2001), entre outras. A megaseqüência paleozóica, formada pelas superseqüências Siluro-devoniana e Carbonífero-permiano-triássica, que foi mapeada no flanco norte da bacia e ao longo do rio Sucunduri, compreende as Formações Borrachudo, Capoeiras, São Benedito, Ipixuna, São Manoel, Navalha e o Diabásio Cururu. Destas, afloram no Estado de Mato Grosso compostas por folhelhos devonianos de ambiente fluvial e arenitos litorâneos carbo-permianos formações Capoeiras, Igarapé Ipixuna, São Manoel e Navalha capeadas por formações pleozóicas diferenciadas

2.3.2 - BACIAS CENOZÓICAS (AJP)

Bacia do Alto Xingu

Sobre o domínio mais oriental da Bacia dos Parecis está a Bacia do Alto Xingu. Os sedimentos cenozóicos pertencentes a ela consistem em conglomerado, areia e silte, denominados de Formação Ranuro.

Bacia do Pantanal

A Bacia do Pantanal, que é uma das maiores bacias intracratônicas cenozóicas do Brasil, possui cerca de 600 metros de espessura de sedimentos. A área-fonte dos sedimentos está a leste da bacia: trata-se de planaltos resultantes da erosão regressiva das rochas paleozóicas da Bacia do Paraná. A Bacia do Pantanal é uma vasta planície aluvial constituída por depósitos de leques aluviais de talude e lateritos ferruginosos, formados por sedimentos de natureza arenosa e siltico-argilosa com pouco cascalho (Almeida, 1964). Ela é caracterizada por inúmeros canais abandonados e pequenas lagoas (Rabelo & Soares, 1999) que definiram a Formação Pantanal.

Bacia do Bananal

A Bacia do Bananal é constituída por

um pacote de sedimentos da Formação Araguaia depositados nas margens do Rio Araguaia. A formação é representada por uma sucessão de camadas que se inicia por um conglomerado basal seguido por siltes e areias mal estratificadas parcialmente lateritizadas, com espessuras entre 170 a 320 metros, estimadas a partir de dados sísmicos (Araújo & Carneiro, 1977). Estes sedimentos foram depositados em ambientes extensionais provenientes de reativações neotectônicas de falhas transcorrentes de direções NE-SW e N-S.

Bacia do Guaporé

No sudoeste do Estado de Mato Grosso, região da fronteira com a Bolívia, os sedi-

mentos cenozóicos estão representados por depósitos continentais denominados Bacia do Guaporé (Bahia & Pedreira, 2001), distribuídos ao longo do rio Guaporé, prolongando-se para noroeste no sistema Mamoré-Alto Madeira. Esses depósitos, de acordo com Scandolara *et al.* (2001) são constituídos por cascalhos, areias e argilas.

Ocasionalmente podem formar terraços e ter níveis de turfa intercalados. Além dos depósitos fluviais, existem depósitos pantanosos, constituídos por material argilo-arenoso rico em matéria orgânica e lacustres, formados por sedimentos arenosos finos e também argila.

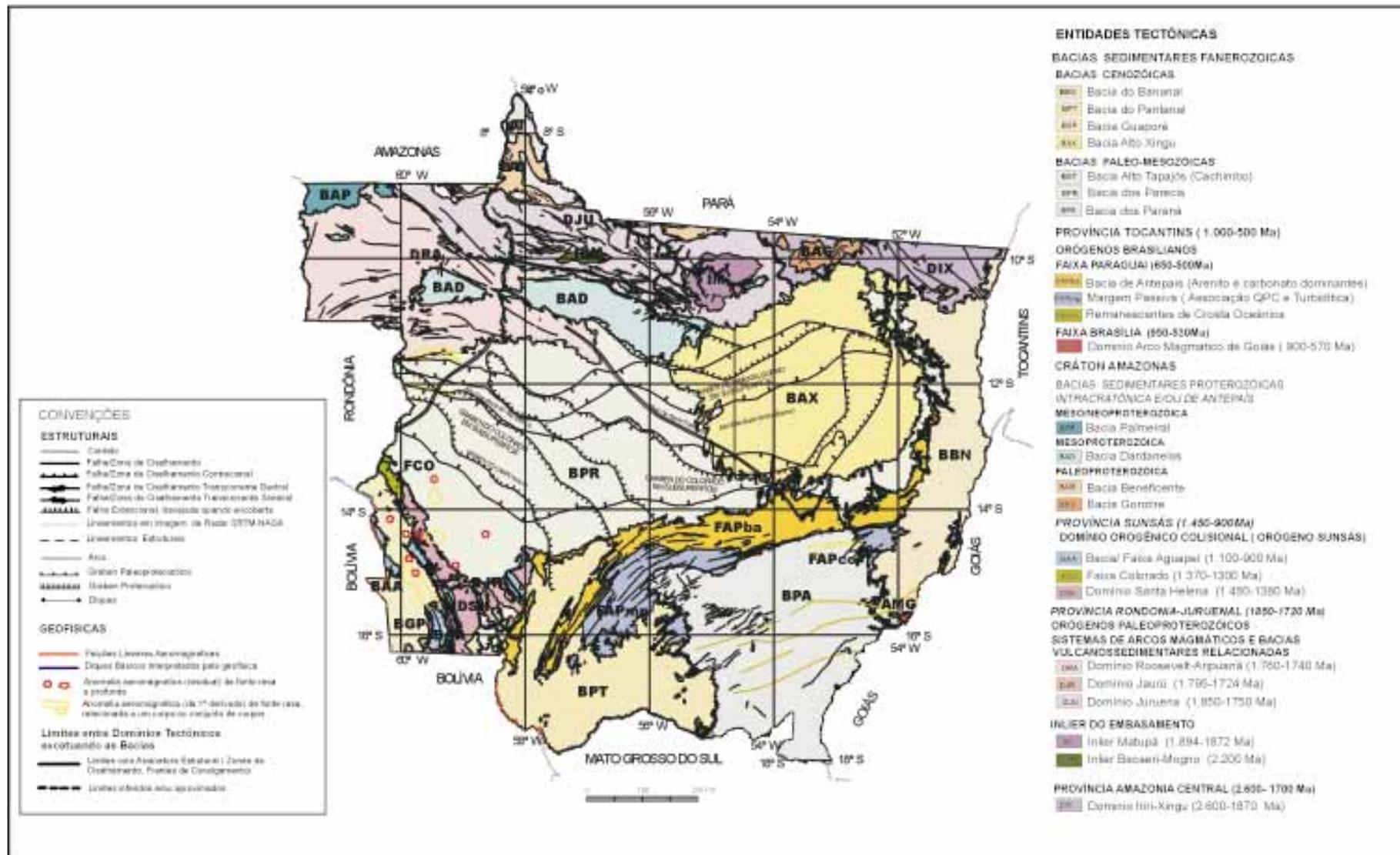
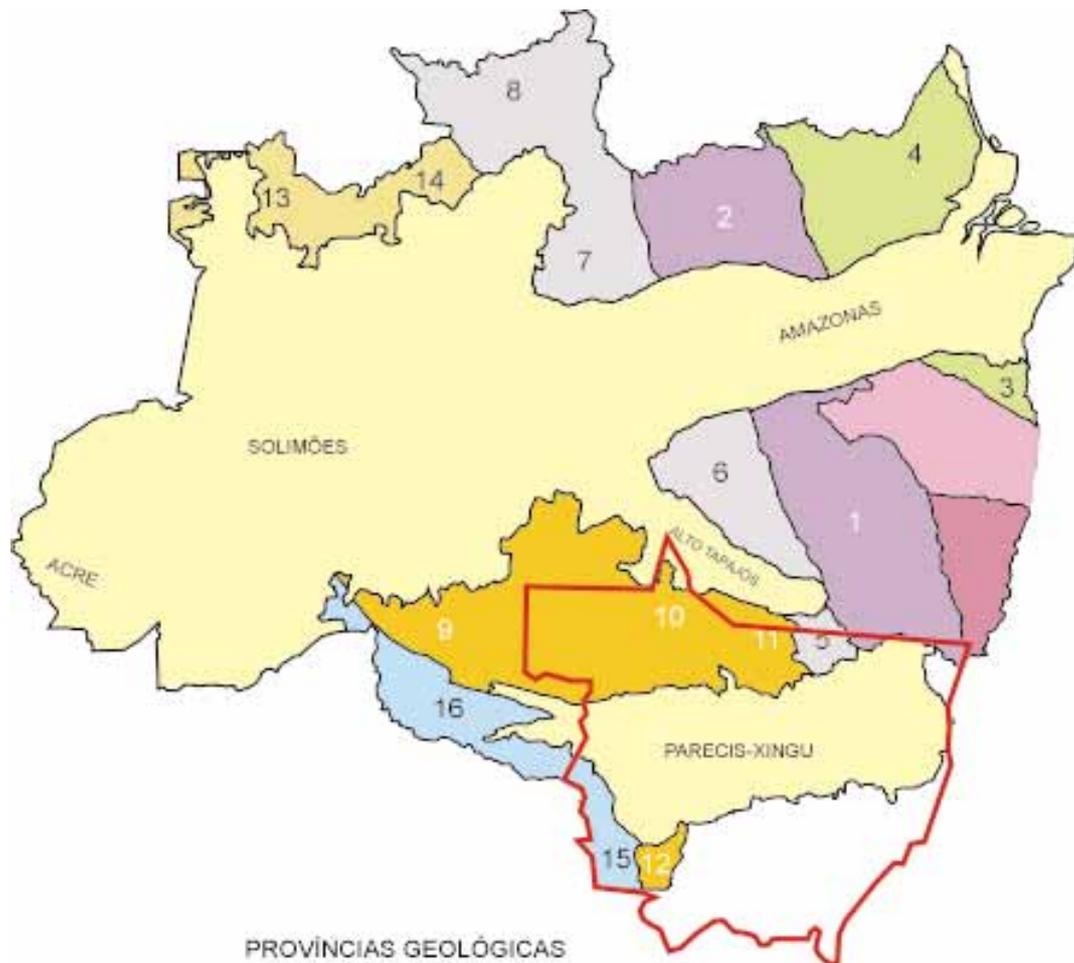


Figura 2.1 - Domínios Tectônicos Estratigráficos do Estado de Mato Grosso



PROVÍNCIAS GEOLÓGICAS

- COBERTURAS FANEROZÓICAS

- MESOPROTEROZÓICO 3 - NEOPROTEROZÓICO 1**
- SUNÁS** - DÔMÍNIOS SANTA HELENA (15) E NOVA BRASÍLIA (16) TRÊS OROGÊNESES - UMA COLISIONAL (NOVA BRASÍLIA > 1110 Ma) GRANITÓIDES PÓS-OROGENÍCOS (RONDÔNIA, 974 Ma) BACIA DE FORELAND (PALMEIRAL, NOVA FLORESTA)

- PALEOPROTEROZÓICO 4 (3) - MESOPROTEROZÓICO 1**
- RIO NEGRO** - DÔMÍNIOS RIO NEGRO (13) E IMERI (14) RAÍZ DE ARCO INTRACOCÊNICO (CAJABURI, 1789-1834 Ma), GRANITÓIDES COLISIONAIS (MARAJÁ, ICANA, 1521 Ma, UAUPÉS, 1524 Ma), GRANITÓIDES PÓS-COLISIONAIS (TIQUIÊ)
- RONDÔNIA - JURUENA** - OROGÊNESE ACRECIONAL, DÔMÍNIOS RONDÔNIA OU JAMARI (9), JURUENA (10), ALTA FLORESTA (11) E ALTO JAURU (12) 1525 - 1530 Ma

- PALEOPROTEROZÓICO 3 + 4**
- TAPAJÓS-PARIMA** - DUAS OROGÊNESES ACRECIONAIS, DÔMÍNIOS PEIXOTO DE AZEVEDO (5), TAPAJÓS (6), UAIMIRI (7) E PARIMA (8), 2033 - 1890 Ma

- PALEOPROTEROZÓICO 1 (2)**
- TRANSAMAZONAS** - DÔMÍNIOS BACAJÁ (3) E AMAPÁ (4), QUATRO OROGÊNESES ACRECIONAIS, 2254 - 2011 Ma, INCLUINDO BLOCOS ARQUEANOS INDISCRIMINADOS

- AMAZÔNIA CENTRAL** - DÔMÍNIOS IRIRI-XINGU (1) E CURUÁ-MAPUERA (2) TERRENO NEOARQUEANO RETRABALHADO NO PALEOPROTEROZÓICO 3 (1880-1760 Ma)

- NEOARQUEANO**
- CARAJÁS, Domínio Carajás** - OROGÊNESES E ARCOS CONTINENTAIS, 2763-2555 Ma

- MESOARQUEANO**
- CARAJÁS, Domínio Rio Maria** - SÉRIE DE OROGÊNESES ACRECIONAIS, 2517-3002 Ma

Figura 2 - Compartimentação geotectônica do Cráton Amazonas.

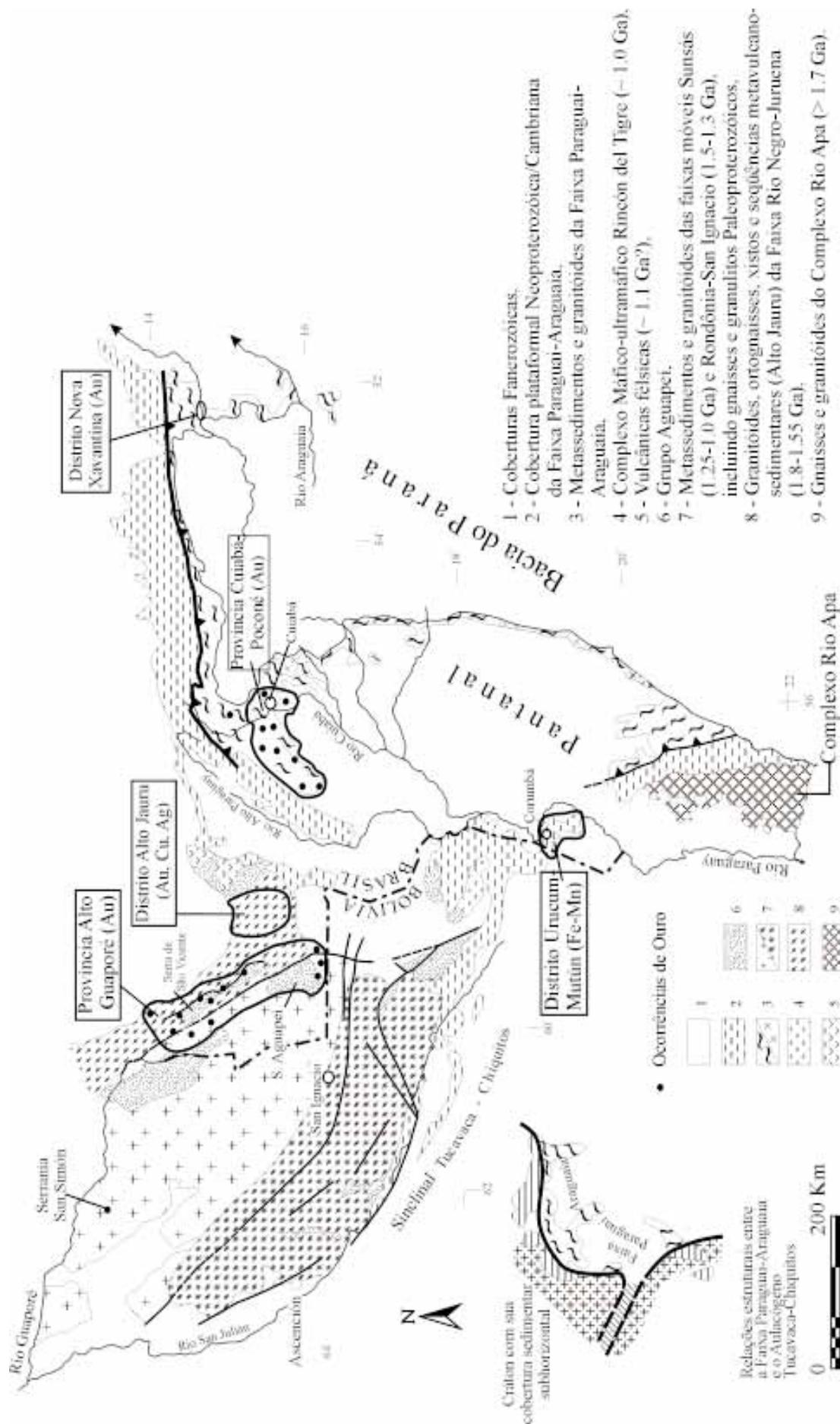


Figura 3 - Mapa geológico esquemático da porção sudoeste do Cráton Amazônico e da Faixa Paraguai-Araguaia, mostrando a localização das províncias Alto Guaporé e Cuiabá-Poconé e dos distritos Alto Jauru, Nova Xavantina e Urucum-Mutun (modificado segundo Trompette, 1994; Litherland, 1986; Schobbenhaus *et al.*, 1981; Tassinari e Macambira, 1999 e outras fontes referidas no texto).

3.

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A3PP2xi - Complexo Xingu (ALF / FECP)

O Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974) reúne as rochas mais antigas que ocorrem na bacia do rio Xingu, incluindo gnaisses, migmatitos, granulitos, anfibolitos, dioritos e granodioritos. Caracteriza-se por uma morfologia penneplanizada que se estende até o Alto Xingu, na porção nordeste do Estado de Mato Grosso.

Nos mapas aerogeofísicos mostra fraça assinatura magnética e valores cintilométricos entre 750 a 1000cps. Apresenta marcante alinhamento estrutural WNW-ESE no extremo norte, junto à confluência dos rios Iriri e Xingu, porém, no âmbito da Província Amazônia Central (Santos *et al.*, 2000) domina o *trend* NW-SE. O Complexo Xingu, em sua ampla área conjectural de exposição, é intrudido por rochas das suítes graníticas Parauri, Maloquinha e Rio Dourado, e atua como embasamento para as rochas vulcânicas do Grupo Iriri e rochas sedimentares da Formação Gorotire.

No Estado de Mato Grosso, na sua porção nordeste, é representado por ortognaisses cinza e migmatitos de composição granítica, granodiorítica e tonalítica. A essas rochas associam-se restos de seqüência metavulcanossedimentar (anfíbólito, honrblendito, quartzito ferruginoso, chert e raros BIF's) como observado a sul do povoado de Vianópolis, fazenda Firmeza, pró-

ximo à BR-158.

Os ortognaisses (com enclaves de anfíbólito ou diorito) e migmatitos exibem coloração desde cinza-claro a cinza-escuro, granulção média a grossa, onde se alternam bandas milimétricas a centimétricas de composição quartzo-feldspática, com bandas enriquecidas de minerais máficos (biotita, hornblenda e opacos). A foliação principal destas rochas apresenta atitude média de N40W/60SW. Exibem feições migmatíticas típicas de anatexia e presença marcante de veios de quartzo centimétricos a milimétricos que cortam o bandamento gnáissico.

Os gnaisses apresentam textura grano a lepidoblástica, sendo constituídos por quartzo, feldspato potássico, plagioclásios sericitizados, muscovita, biotita, hornblenda, magnetita, epidoto e titanita.

Os anfibolitos ocorrem sob forma de mega blocos em terrenos de baixo relevo e mostram cores cinza-escuro a preto. Em seção delgada, a textura é nematoblástica, marcada por níveis de hornblenda verde, intercalada com plagioclásio. Biotita e epidoto ocorrem como acessórios.

A seqüência metavulcanossedimentar aflora nas proximidades da cidade de Veranópolis, em morrotes suaves e colinas amplas alongadas na direção E-W. Constitui-se predominantemente por metabasaltos e, em menor proporção, *chert* e formação ferrífera. Os metabasaltos contêm clorita,

hornblenda e plagioclásio e epidoto como o principal mineral acessório. Apresentam foliação com atitude E-W/30S e metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito.

Como intrusões máfico-ultramáficas no Complexo Xingu observam-se corpos de hornblendito, hornblenda gabro e olivina gabro. Os hornblenditos localizados nas proximidades da fazenda Cana Brava ocorrem como blocos arredondados e lajeados e mostram feições primárias de acamamento magmático em afloramento.

Quartzitos ferruginosos ocorrem na região a leste de Vila Rica, registrado por uma anomalia aeromagnética. Apresentam-se em pacotes maciços com espessuras decimétricas e, por vezes, com laminação planoparalela. A granulação é média e são comuns porções enriquecidas em feldspato e óxidos de ferro.

Neste complexo são encontradas duas gerações de granitos Intrusivos: os do tipo d_1 da Suíte Intrusiva Vila Rica, representados por biotita granitos, granodioritos e tonalitos; e uma segunda geração de granitos, denominada d_2 , representada por biotita granitos porfiríticos e monzosienogranitos da Suíte Intrusiva Rio Dourado.

Apesar das rochas deste complexo exibirem um comportamento geofísico com fraca resposta magnética, verifica-se, na altura do paralelo 10°, uma expressiva anomalia magnética alongada EW, próxima da estrada de Vila Rica para Santa Terezinha. Representa possivelmente restos da seqüência metavulcanossedimentar.

As idades mais antigas do Complexo Xingu foram registradas em gnaisses com 2.971 ± 29Ma. na região de Carajás. Idades U-Pb de 2.856 ± 3Ma. e 2.519 ± 5Ma. foram obtidas por Machado *et al.* (1991) para anfíbolitos. Na região de Uruará (PA) obteve-se idade U-Pb *SHRIMP* de 2.581 ± 6Ma. em gnaisse tonalítico.

Idades preliminares U-Pb destes gnaisses, obtidas na região nordeste de Mato Grosso mostram valores em torno de 2,4Ga.

PP23bm - Complexo Bacaerí-Mogno ASF

Silva Neto *et al.* (1980) individualizaram, a oeste de Alta Floresta, anfíbolitos, kinzigitos e rochas metassedimentares clásticas e os correlacionaram à Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977).

Scabora (1997) em trabalhos de pesquisa mineral nas fazendas Mogno, Apiacás e Bacaerí, para a Mineração Santa Elina, identificou uma seqüência de paragnaisses aluminosos com intercalações de quartzitos e formações ferríferas, e um complexo de rochas máficas, deformados em regime compressivo de alto ângulo e metamorfizados na fácies anfíbolito alto a granulito, porém ainda os mantiveram como parte do Complexo Xingu.

A denominação Complexo Bacaerí-Mogno foi proposta por Oliveira e Albuquerque (2004) Frasca e Borges (2004) e Ribeiro e Villas Boas (2004) no Projeto Alta Floresta (CPRM) para caracterização de uma associação de rochas supracrustais e plutônicas, metamorfizadas na fácies anfíbolito alto a granulito, e cuja associação espacial sugere uma zona de sutura crustal, marcada por uma descontinuidade gravimétrica. As rochas deste complexo apresentam uma foliação milonítica e/ou bandamento gnáissico, orientados segundo as direções E-W e ESE-WNW, com mergulhos de médio a alto ângulo para N/NNE, configurando uma estrutura de *under-thrust* com vergência para SSW e transporte tectônico de SW para NE.

Esta unidade ocorre na região norte de Mato Grosso como lentes, megaenclaves ou lascas orientadas, descontínuas em contatos tectônicos com rochas do Complexo Nova Monte Verde e do Granito São Pedro. Normalmente os seus contatos são através de zonas de cisalhamento. Sua assinatura gamaespectrométrica é definida por baixos valores para os canais de K e U e valores elevados no canal de Th.

As rochas supracrustais são formadas por gnaisses sílico-aluminosos (sillimanita-biotita gnaisse, granada-sillimanita-biotita gnaisse e sillimanita gnaisse) com intercalações de quartzitos e quartzitos ferruginosos contendo hornblenda, piroxênios e granada, rochas calcissilicáticas e lentes de orto e clinopiroxênio anfíbolitos. Essa associação litológica e seus parâmetros geoquímicos descritos no Projeto Alta Floresta (Souza *et al.*, 2004) confirmam a natureza peraluminosa das rochas metassedimentares e sua derivação a partir de sedimentos de natureza pelítica e química.

As rochas plutônicas são representadas por metagabro, metanorito, metaquartzo diorito e pyrigarnita (granulito máfico com 40% de granada e 20% de ortopiroxênio-hiperstênio) que ocorrem encaixados nos gnaisses sí-

lico-aluminosos, kinzigíticos, cortados por diques, apófises e *stocks* de granitos porfíricos da Suíte Paranaíta. Esses litótipos, de natureza básica a intermediária, apresentam parâmetros geoquímicos compatíveis com magmatismo de afinidade toleítica (Souza *et al.*, 2004).

Os padrões de terras-raras dos anfíbolitos, normalizados ao manto primitivo, mostram-se completamente depletados em ETRL e ETRP, resultando uma curva subhorizontalizada semelhante às estabelecidas para os toleítos tipo MORB (basaltos de fundo oceânico) enquanto o padrão de terras raras das rochas metagabróides mostra um fracionamento de ETRL e uma depleção de ETRP, com ausência de anomalia de európio, semelhante aos toleítos de arcos modernos.

Os dados geocronológicos Sm-Nd obtidos por Pimentel (2001) em anfíbolitos, revelaram uma idade isocrônica de 2,24Ga. com eNd (T) de +2,5 indicativo de uma seqüência vulcânica juvenil (Lacerda Filho *et al.*, 2001).

PP3cc - Complexo Cuiú-Cuiú ASF

As rochas gnáissicas, migmatíticas e anfíbolíticas, polideformadas, aflorantes na região norte de Mato Grosso, foram originalmente mapeadas por Silva *et al.* (1980) e Barros (1993) como integrantes do Complexo Xingu e são agora correlacionadas ao Complexo Cuiú-Cuiú, conforme definido por Pessoa *et al.* (1977).

Esta unidade é composta por ortogneisses de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados, e anfíbolito. Ocorrem sob a forma de faixas reliquias estreitas, alongadas e descontínuas, nem sempre mapeáveis, bordejando corpos de granitos mais jovens ou associadas a zonas de cisalhamentos transcorrentes de direção geral NW-SE, ou a falhamentos de direção N-S, na região de Peixoto de Azevedo.

Estudos litoquímicos indicam que essas rochas fazem parte de uma série calcioalcalina de baixo potássio, com termos metaluminosos a peraluminosos, formadas em ambiente de arco vulcânico, semelhante aos da Província Tapajós (Klein *et al.*, 2000).

Datação em ortogneisse granítico pelo método U-Pb *SHRIMP*, revelou idade de 1992 ± 7 Ma (Souza *et al.*, 2004) compatível com as idades obtidas por Santos *et al.* (1997)

e Santos (1999) U-Pb convencional e *SHRIMP*, compreendidas entre 2005 ± 7 Ma e 2033 Ma, em gnaisses e granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú na Província Tapajós, apontadas como idade de cristalização dessas rochas.

PP3 γ m1234 - Suíte Intrusiva Matupá ASF

O termo Matupá foi inicialmente usado por Moura (1998) para particularizar um corpo de biotita monzogranito isotrópico que ocorre a sul da cidade homônima.

Moreton e Martins (2003) adotaram a denominação Suíte Intrusiva Matupá para englobar um agrupamento de corpos representantes das diversas fácies graníticas expostas nas porções central e norte da Folha Vila Guarita, situado no norte do estado, individualizadas por critérios petrográficos, litoquímicos, morfológicos e geofísicos, compostas predominantemente pelas seguintes rochas/litofácies:

Fácies 1 – Biotita granito e biotita monzogranito, caracterizada por um relevo acidentado, elevadas anomalias radiométricas, notadamente nos canais de potássio e urânio, padrões aeromagnéticos baixos ou ausentes. Mostra-se como um corpo homogêneo, isotrópico, com deformações predominantemente rúpteis e, apenas localmente, dúcteis.

Os dados químicos (Moura, 1998) indicaram para esta unidade um caráter metaluminoso a peraluminoso, calcioalcalino, semelhante aos granitos tipo I, padrões de terras-raras fortemente fracionado, com forte anomalia negativa de európio, sugerindo uma evolução por cristalização fracionada.

Uma importante fase hidrotermal promoveu o aparecimento de pirita, calcopirita, sericita, epidoto, carbonato e clorita, por vezes contendo ouro. Magnetita hidrotermal e rutilo acompanham normalmente a pirita, juntamente com epidoto, carbonato e clorita. Os isótopos de enxofre das piritas indicam que o fluido mineralizante é oriundo do próprio granito.

Estas rochas possuem mineralizações de ouro tipo veio de quartzo e tipo pórfiro (disseminado/*stockwork*) associadas a uma importante fase hidrotermal. Um exemplo do tipo pórfiro é o Depósito Serrinha, em Matupá, onde o ouro ocorre associado a baixos teores de Cu, Ag, Sn, Mo, Pt, Pd, Te, Bi e Se (Moura, 1998).

Apresentam idade de cristalização de $1.872 \pm 12\text{Ma}$. (Pb-Pb em zircão) e idades-modelo (T_{dm}) entre 2.34 e 2.47Ga. com $e_{\text{Nd}}(t)$ entre -2.7 e -4.3 (Moura, 1998). Através do método Sm-Nd, o Projeto Alta Floresta (Souza *et al.*, 2004) obteve idade modelo de 2.346Ma. com $e_{\text{Nd}}(t) \pm 3.09$, similar às encontradas para a Suíte Intrusiva Parauari (Klein *et al.*, 2000).

Fácies 2 – Constituída por hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito. Diferencia-se da anterior pela sua composição mineralógica, padrão radiométrico menos elevado, relevo magnético um pouco maior, altos valores pontuais de campo total e topografia aplainada bem mais arrasada. Apresenta mineralização de ouro em veios de quartzo com sulfetos. Ocorre na forma de dois batólitos

Fácies 3 – Constituída por clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético. São rochas maciças, isotrópicas, sem deformação. Possuem cor rosa-avermelhado com pintas verde-acinzentadas dadas pelos minerais máficos e textura equigranular a inequigranular, fina a média e raramente porfirítica.

Ocorre em região de topografia plana dominada por solos argilosos vermelhos, ricos em magnetita. Forma batólitos e *stocks* de contornos irregulares, balizadas por falhas de direção N-S. Mostra composição intermediária entre as rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra e as fácies mais graníticas da Suíte Intrusiva Matupá, resultado de uma provável mistura de magmas. Os dados aeromagnéticos mostram baixos valores, apesar de seu alto teor em magnetita.

Fácies 4 – Constituída por granito, biotita granito e monzogranito com microgranitos e granófiros subordinados. É bem delineada pelo levantamento aerogeofísico, mostrando valores radiométricos baixos e relativamente homogêneos, tanto no canal de potássio quanto no de contagem total. O relevo magnético também é baixo.

Ocorre sob a forma de extenso batólito em contato tectônico com as demais fácies desta suíte, intrudido pelos Granitos Telles Pires e pela Suíte Flor da Serra e englobando restos de gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú. É recoberta por rochas sedimentares da Formação Dardanelos e por rochas vulcânicas da Suíte Colíder, e é contornado/limitado por rochas da Suíte Intrusiva Jurue-

na e do Granito Nhandu, próximo ao rio Braço Dois. Encontra-se parcialmente recoberta, a exemplo das demais fácies, por sedimentos aluvionares da bacia do rio Peixoto de Azevedo.

PP3δfs - Suíte Intrusiva Flor da Serra ASF

Esta unidade aflora nas cercanias das cidades de Matupá e Peixoto de Azevedo e, sobretudo, na região do povoado de Flor da Serra, sua área tipo. Foi cartografada e definida por Moreton e Martins (2000) mas as primeiras referências a estas rochas são atribuídas a Abreu Filho e Barros (1992).

A Suíte Flor da Serra é composta predominantemente por gabro, gabrodiorito, diorito, monzogabro, monzodiorito e diabásio e apresenta-se sob a forma de corpos homogêneos, sem metamorfismo de cunho regional e com deformações restritas a zonas de falhas. Ocorre sob forma de batólito e *stocks* e mais restritamente como diques, com boas exposições ao longo do alto curso do rio Peixoto de Azevedo. A textura é variável, sendo grossa nas partes centrais e evoluindo para texturas finas e porfiríticas nas bordas.

Em levantamento aerogeofísico, os mapas radiométricos são os que melhor delimitam esta unidade, correspondendo a áreas com baixa intensidade do canal de potássio. Sua área também é realçada por anomalias de cobre e ferro provenientes das análises de amostras de sedimento de corrente, coletadas no Projeto Alta Floresta.

Apresenta-se ora como corpos intrusivos nos granitos Matupá, ora sendo englobados por eles. Localmente apresentam contato difuso com esses granitóides sugerindo mistura de magmas (*magma mixing*) mas também são observados contatos tectônicos entre eles. Diques e apófises de rochas básicas desta unidade, com textura fina e fenocristais centimétricos de plagioclásio, cortam freqüentemente os granitos da Suíte Intrusiva Matupá, e mais restritamente a própria unidade, numa manifestação tardia do mesmo evento. Rochas gnáissicas tonalíticas, atribuídas ao Complexo Cuiú-Cuiú, aparecem como megaxenólitos ou como pequenos corpos não mapeáveis na escala do projeto, englobados por massas gabro-dioríticas.

As análises litogeoquímicas destas rochas (Souza *et al.*, 2004) mostram uma com-

posição basáltica a andesito-basáltica, de médio a alto potássio, e uma tendência toleítica (toleítos ricos em ferro e magnésio). Moura (1998) classifica essas rochas como basaltos de médio potássio, subalcalino, com padrão geoquímico semelhante aos toleítos continentais, comparando-as com lavas de margem continental primitiva.

Datação Sm-Nd em gabro revelou idade T_{dm} de 2336Ma. com $e_{Nd}(T)$ -2.08, indicando contaminação crustal. É correlacionável à Suíte Ingarana (Klein *et al.*, 2000) de idade Pb-Pb em zircão de 1887 ± 3 Ma. (Vasquez *et al.*, 2000) e U-Pb *SHRIMP* em zircão 1879 ± 3 Ma. (Santos, 2000) com a qual mostra semelhança composicional e litológica.

PP3 γ 1vr – Suíte Intrusiva Vila Rica (ASF)

A Suíte Intrusiva Vila Rica intrude rochas do Complexo Xingu e constitui-se de granitos de composição granodiorítica a tonalítica e biotita granitos. É comum nestas rochas xenólitos de horblendito, anfíbolito e metabasalto, bem como a ocorrência de veios pegmatíticos compostos por quartzo, plagioclásio e micas.

Os granodioritos e tonalitos mostram em seção delgada texturas hipidomórficas a xenomórficas. É constituído por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico (ortoclásio e microclíneo) e como mineral máfico, a biotita, associada e incluindo poiquiliticamente minerais acessórios tais como epidoto, apatita e zircão. O plagioclásio ocorre em cristais tabulares, mostra geminação segundo a lei albita e em menor quantidade periclina. Processo de sausrutização intenso mascara muitas vezes as geminações. A biotita ocorre em palhetas de cor marrom escuro a marrom amarelada, muitas vezes como agregados de grãos juntamente com os acessórios.

Os granitoides dessa suíte mostram duas foliações. A primeira N20W/70SW e a segunda N30E/50NW.

PP3 α i – Grupo Iriri WAF / GJR / JDL

O termo Formação Iriri (Formam *et al.*, 1972) empregado para reunir as rochas vulcânicas de regiões dos rios Iriri e Xingu, foi elevado a categoria de subgrupo por Pessoa *et al.* (1977), que o subdividiu nas formações Salustiano e Aruri, e à categoria de grupo por Andrade *et al.* (1978) e Bizinella *et al.*

(1980). A Formação Salustiano é representada exclusivamente por rochas vulcânicas félsicas enquanto a Formação Aruri reúne rochas vulcanoclásticas. O Grupo Iriri apresenta fácies com filiação calcioalcalina, mas também termos alcalino-aluminosos, peralcalinos, e ainda termos intermediários com uma tendência toleítica. As vulcânicas félsicas Salustiano sempre mantiveram afinidade genética com os granitos da Suíte Intrusiva Maloquina. No entanto, recentemente, Vasquez *et al.* (2000 a, b) têm demonstrado uma afinidade geoquímica e temporal com granitos mais antigos das suítes Parauari e Creporizão.

As rochas do Grupo Iriri afloram em diferentes localidades na região nordeste do Estado, inserindo-se geotectonicamente na Província Amazônia Central do Cráton Amazônico. Em campo variam na forma de ocorrência, aflorando em baixadas entre serras de granitos ou em forma de morrotes isolados, como na serra dos Magalhães. Ocorrem como depósitos efusivos e depósitos piroclásticos, os quais freqüentemente mostram estruturas de fluxo magmático.

Os depósitos efusivos variam de riolitos a riocacitos e apresentam textura porfírica, constituída por fenocristais de quartzo de até 3mm com bordas de corrosão e raros fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico, numa matriz fina holocristalina. Algumas amostras apresentam textura esferulítica (crescimentos radiais de cristais) indicativa de processos de vitrificação.

Os depósitos vulcanoclásticos constituem-se de ignimbritos ricos em cristais e tufo de queda. Uma amostra de ignimbrito, localizada na serra dos Magalhães, apresentou idade U-Pb em zircão de 1223 ± 62 Ma. Esta idade indica que o vulcanismo da região faz parte do Supergrupo Uatumã e que deve ser mantida a terminologia de Grupo Iriri.

Vasquez *et al.* (1999) obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão de 1.888 ± 2 Ma. para um riolito da Formação Salustiano, valor este muito próximo daquele obtido por Dall'Agnol *et al.* (1999) para riolitos peralcalinos do rio Jamanxim. Lamarão *et al.* (1999) obtiveram idades Pb-Pb (zircão) em 1.890 ± 2 Ma. e 1.877 ± 4 Ma. para ignimbritos e riolitos na bacia do rio Jamanxim. Santos *et al.* (2000) pelo método U-Pb em zircão (*SHRIMP*) obteve idade de 1.870 ± 8 Ma. em um riolito.

PP3 γ 2rd – Suíte Intrusiva Rio Dourado MTLF/AGV/WAF

Termo usado originalmente para designar dezenas de corpos graníticos, circulares, situados na mesopotâmia Araguaia – Iriri, na região limítrofe do Pará com Mato Grosso (Cunha *et al.*, 1981).

Apresenta relevo positivo, em forma de colinas, de topos abaulados, e vegetação rarefeita, alternadas com largos vales originados por drenagem dendrítica muito espaçada, localmente controlada por falhas e fraturas. É intrusiva no Complexo Xingu, no Granito Xinguara e no Grupo Iriri.

Os litótipos mais comuns são granito, granodiorito, diorito, granófiro, microgranito e adamelito. Ocorrem na porção nordeste do Mato Grosso e são caracterizados por biotita granito porfírico, monzo a microgranito com enclaves básicos e granito róseo-avermelhado, associados ao vulcanismo Iriri.

Os monzosienogranitos, até então denominados de Suíte Intrusiva Tarumã (Cunha *et al.*, 1981) passam a ser denominados na região como Suíte Intrusiva Rio Dourado.

Os tipos granofíricos que ocorrem nas proximidades de Confresa, em seção delgada são holocristalinos, hipidiomórficos de granulação grossa, constituídos por feldspato potássico (microclíneo) e ortoclásio com intercrescimento perítico, plagioclásio e quartzo. A textura gráfica é abundante na rocha. Tanto os feldspatos potássicos como os plagioclásios mostram processos de moderada sericitização. O quartzo tem extinção ondulante. Biotita verde amarronzada é rara e mal formada. Como acessório observou-se zircão, titanita e traços de opacos.

Os tipos rapakivi foram observados nas proximidades da fazenda Canabrava, cortando os anfíbolitos e suítes acamadadas. Ocorrem em serras alongadas, blocos e lajeados. Em geral são de composição sienogranítica de cor rosa avermelhada. A granulação varia de média fina a grossa. A textura rapakivi pode ser observada em amostra de mão. Mineralogicamente constituem-se de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico bordejado por albita e biotita, que varia em proporção e influencia na coloração da rocha.

Idades U-Pb em granitos granofíricos da região de Confresa, obtidas em populações distintas de zircões, forneceram idades de 1,8Ga. e 2,5 a 2,7Ga., estas últimas possivelmente de zircões herdados (Pinho & Vecchiaio, 2003).

PP3ju - Suíte Intrusiva Juruena ASF

A designação Granito Juruena foi proposta por Silva *et al.* (1974) para caracterizar corpos graníticos no norte de Mato Grosso. Silva Neto *et al.* (1980) utilizaram esta mesma denominação para distinguir corpos graníticos, granodioríticos e trondhjemíticos, ovalados a semicirculares, não deformados, distribuídos a sul e sudeste de Paranaíta.

No Projeto Alta Floresta (Oliveira e Albuquerque, 2004; Ribeiro e Villas Boas, 2004) usam o termo Juruena para caracterizar uma suíte granítica calcioalcalina, não deformada e não magnética. As rochas dessa unidade estendem-se segundo um *trend* NW-SE. Ocorrem sob a forma de blocos do tipo *boulders* ou em lajedos maciços, compondo batólitos aglutinados e amalgamados. A suíte exibe contatos tectônicos com os granitos São Pedro, São Romão e Apiacás, e com a Suíte Colíder. Está intrudida pelas rochas da Suíte Paranaíta e do Granito Nhandu e contém xenólitos do Complexo Cuiú-Cuiú.

Em imagens aerogeofísicas, os granitoides Juruena caracterizam-se por exibir baixos valores radiométricos nos canais de K, Th e U.

Biotita granito é o tipo litológico predominante, com monzogranito, granodiorito e monzonito subordinados, de estrutura homogênea e textura granular fina a grossa. Não são observadas deformações ou transformações relacionadas a metamorfismo regional. Entretanto, ocorrem zonas de cisalhamento restritas e localizadas, de espessuras centimétricas a métricas.

As análises litoquímicas realizadas pelo Projeto Alta Floresta (Souza *et al.*, 2004) concluem que trata-se de uma série calcioalcalina, alto potássio, meta a peraluminosa, com quimismo e características mineralógicas compatíveis com granitos formados em ambiente de arco magmático de margem continental ativa. Exibem teores de SiO₂ variando entre 58 e 71%, de Al₂O₃ entre 11 e 16% e de CaO entre 0,78 e 5%, elevadas razões MgO/TiO₂ e razões K₂O/NaO maiores que 1. Mostram enriquecimento em elementos de raio iônico grande LIL (Ba, Sr, Rb) em HFS (Zr e Hf) terras-raras leves (ETRL) e uma acentuada depleção em terras-raras pesadas (ETRP).

Dados geocronológicos inferem a sua

idade relativa como mais antiga que 1810 Ma., idade máxima atribuída às rochas da Suíte Paranaíta que a seccionam. Outros dados, a norte da Folha Vila Guarita, obtidos pelo JICA/MMAJ (2000) atribuem idades de cristalização U-Pb de $1.848 \pm 17\text{Ma.}$, $1.823 \pm 35\text{Ma.}$ e $1.817 \pm 57\text{Ma.}$

PP3 γ pa - Suíte Intrusiva Paranaíta ASF

Bittencourt Rosa *et al.* (1997) propuseram a denominação de Granitóide Paranaíta para as rochas graníticas da região de Paranaíta-Alta Floresta. Scabora (1997) cartografou corpos de menores dimensões destas rochas, nas proximidades da fazenda Mogno, denominando-os de Complexo Intrusivo Félsico. Estudos de prospecção mineral nestas rochas foram também realizados pelo convênio JICA/MMAJ (2000) a 20 km a NW de Paranaíta, ocasião em que as designaram de Granitos Pré-Uatumã, do tipo II, e as correlacionaram ao Granito Matupá (Moura, 1998).

Oliveira e Albuquerque (2004); Ribeiro e Villas Boas (2004) e Frasca e Borges (2004) denominaram de Suíte Intrusiva Paranaíta as rochas calcioalcalinas de médio a alto potássio e composição monzonítica, monzogranítica e granítica aflorantes nas imediações de Paranaíta, Alta Floresta e Apiacás. Os corpos ocorrem sob a forma de batólitos e *stocks* semicirculares a elípticos, com até 600 km² de área, em sua maioria alongados na direção NW-SE. São intrusivos na Suíte Juruena com posicionamento crustal meso e epizonal e de estilo intrusivo forçado a permissivo, indicado pela presença, forma e orientação de enclaves, foliação confinada e feldspatos peritéticos. Localmente são observados contatos tectônicos com o Granito São Pedro e com as suítes Colíder e Juruena. Próximo a Alta Floresta são ainda envolvidos pelos granitos Nhandu ou mostram megaenclaves do Complexo Cuiú-Cuiú e das Intrusivas Máficas Guadalupe. As exposições localizadas no córrego Jaú e nas adjacências do Porto da Aldeia, situadas a NW de Paranaíta, foram consideradas como áreas-tipo.

Os dados litoquímicos desta suíte (Souza *et al.*, 2004) caracterizam-na como uma série calcioalcalina de médio a alto potássio, metaluminosa a levemente peraluminosa, com quimismo compatível a granitos de arcos vulcânicos, similares às intrusões

encontradas em margens continentais ativas, como as séries monzoníticas da Patagônia (Lameyre, 1987 e Rapele e Pankhurst, 1996). Mostram valores entre 56 e 75% de SiO₂, 14 a 18% de Al₂O₃ e 1,5 e 4,7% de CaO, elevada razão M_gO/TiO₂ (2,1) razão K₂O/NaO maior que 1, enriquecimento em Ba e Sr, valores moderados de Zr e Rb e baixos teores de Nb, Y e Ta. Os padrões de terras-raras, normalizados em relação ao condrito, apontam elevado enriquecimento em ETRL e menor em ETRP, forte fracionamento (La/Yb) e anomalia negativa de Eu.

A potencialidade metalogenética destas rochas graníticas é evidenciada pelo grande número de garimpos de ouro primário em veios de quartzo encaixados nestas intrusões, e garimpos de ouro secundário localizados nas bordas das intrusões. A concentração elevada de fácies oxidada, rica em magnetita, demonstra um magma hidratado com alta taxa de fugacidade de oxigênio e rico em sulfetos e ouro.

Dados geocronológicos, pelo método U-Pb, revelaram as seguintes idades: $1.793 \pm 6\text{Ma.}$, $1.803 \pm 16\text{Ma.}$, $1.801 \pm 7,8\text{Ma.}$ e $1.816 \pm 57\text{Ma.}$ (Santos, 2000). Análises isotópicas Sm-Nd em granito porfirítico da pedreira de Alta Floresta, mostraram idade modelo T_{DM} de 2.221Ma. com e_{Nd}(T) de -1.25 (Pimentel *et al.*, 2000).

PP3 δ g - Intrusivas Máficas Guadalupe ASF

Esta denominação foi proposta por Oliveira e Albuquerque (2004) para individualizar um clã de corpos básicos representados por gabro, microgabro, diabásio e diorito porfirítico, aflorantes nas cercanias da comunidade de Nossa Senhora de Guadalupe, sudoeste de Alta Floresta. Estes litótipos ocorrem sob a forma de *stocks*, intrusivos em granitos porfiríticos da Suíte Intrusiva Paranaíta, e também sob a forma de enclaves e megaenclaves, razão pela qual estas unidades são consideradas contemporâneas.

Corpos monzodioríticos e dioríticos aparecem a norte de Nova Bandeirantes, próximo à sede da Agropecuária Blumenau e na região de Novo Astro, no córrego Queixadinha. Neste último local, além de estarem associadas à Suíte Intrusiva Paranaíta, são controlados por zonas de cisalhamentos transcorrentes com direção variando de NW-

SE a EW .

O gabro possui cor cinza-escuro com tonalidades esverdeadas, textura granular média, estrutura maciça e transiciona para diorito porfirítico de cor verde-escuro com manchas acinzentadas, textura porfirítica e composto predominantemente por fenocristais de hornblenda imersos em matriz de plagioclásio. Subordinadamente aparecem clinopiroxênio em megacristais de até 3cm de hornblenda. O monzodiorito mostra cor cinza com manchas verde-escuro, textura inequigranular fina a grossa, estrutura maciça, enquanto o diorito tem cor verde com tons cinzentos, textura inequigranular média e compõe-se essencialmente de plagioclásio, hornblenda, biotita e tremolita.

Diques de diabásio porfirítico, cortando rochas do Granito Nhandu e das suítes Colíder e Paranaíta, são correlacionados a esta unidade. Mostram textura microporfirítica com matriz subofítica fina, estrutura maciça, e constituem-se de fenocristais de clinopiroxênio, tabulares e xenomórficos e com bordas substituídas por hornblenda verde pálida, distribuídos em matriz formada por cristais ripiformes e fortemente saussuritizados, de plagioclásio. O quartzo e o feldspato potássico formam intercrescimentos gráficos e mirmequíticos.

Os resultados químicos revelaram valores de SiO₂ variando de 45 a 51,4%, MgO entre 3,4 a 9,9% e TiO₂ de 0,58 a 3,45%. Classificam-se como basaltos subalcalinos toleíticos de médio a alto potássio (Souza *et al.*, 2004).

Como estas rochas encontram-se intimamente associadas aos granitóides da Suíte Intrusiva Paranaíta e admite-se que tenham idades aproximadas de 1.8Ga.

PP3λcr - Alcalina Rio Cristalino ASF

Silva *et al.* (1980) cartografaram, sob a denominação de Alcalinas Canamã, um corpo de rochas de natureza álcali-sienítica, aflorante a norte de Alta Floresta, em correlação ao Sienito Canamã, definido por Silva e Issler (1974) na região do Rio Canamã, parte nordeste da Folha SC.21.Y-A (Aripuanã). Oliveira e Albuquerque (2004) no Projeto Alta Floresta, designaram as rochas sieníticas aflorantes na confluência dos rios Cristalino e Teles Pires, NNE de Alta Floresta, de Alcali-

nas Rio Cristalino.

Formam um batólito (7km x 14km) intrusivo em rochas vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Colíder. Esta relação foi observada na margem direita do rio Teles Pires, 2km a leste do porto da Madeseik, onde brechas de intrusão com xenólitos angulares de rochas vulcânicas encontram-se englobadas em riebeckita-aegirina sienito e sienito com megacristais de anfibólio sódico.

Em mapas aerogeofísicos, a esta unidade relacionam-se as mais expressivas anomalias radiométricas dos canais de K, Th e U, com registro de até 1.500cps no mapa de contagem total, nos domínios do riebeckita-aegirina sienito. Sua área de ocorrência também associa-se a acentuada anomalia magnética (> 5,8 nT/m) certamente reflexo do alto conteúdo de magnetita.

A rocha predominante é riebeckita-aegirina sienito de cor cinza-avermelhado, textura granular média porfirítica com matriz hipidiomórfica e estrutura maciça. É composta por feldspatos, clinopiroxênio e anfibólio.

O estudo litoquímico (Souza *et al.*, 2004) mostra que os sienitos e quartzo-sienitos são fácies cogenéticas, derivadas de um magma alcalino, com valores de SiO₂ entre 61 e 62,58%, MgO entre 0,06 e 0,66%, Na₂O entre 0,75 e 8,16%, Al₂O₃ entre 16,01 e 16,38% e CaO entre 0,27 e 2,39%, assemelhando-se aos resultados das alcalinas pós-colisionais de Mali (África) segundo Liégeois *et al.* (1998).

Apresentam alto conteúdo de alumínio, com índice agpaítico em torno de 0,67, bem abaixo do das rochas alcalinas típicas (>1) e mostram um enriquecimento em elementos HFS (alto campo de força) como Zr, P, Nb, Th e U e empobrecimento em Ti e elementos LILE como Sr e Ba, sugerindo uma maior participação de fonte mantélica em sua geração.

Mostram ainda um elevado enriquecimento em ETRL e depleção em ETRP, em relação ao manto primitivo. A relação La/Yb=14 e a pequena anomalia negativa de Eu são indicativas de fracionamento de plagioclásio num líquido silicático durante a evolução de um magma parental mais máfico.

A idade U-Pb (*SHRIMP*) de 1.806 ± 3Ma. em sienito (Santos, 2000) comprova que o evento alcalino Rio Cristalino é muito mais antigo que o evento Canamã.

PP3go - Formação Gorotire (GJR / JDL)

A denominação Gorotire foi criada por Barbosa *et al.* (1966) para descrever rochas sedimentares encontradas entre os rios Araguaia e Xingu, considerando sua seção-tipo a serra Gorotire, margem do rio Fresco (PA).

Essas rochas sedimentares ocorrem em forma de extensos platôs orientados NW-SE, formando serras elevadas e de topo aplainado, por vezes formando cuevas com bordas ravinadas. A formação assenta-se discordantemente sobre rochas do Grupo Iriri e do Complexo Xingu, e acha-se intrudida por plutonitos Teles Pires.

As rochas dominantes são arenitos esbranquiçados, cinza-claro, com tons avermelhados, granulometria fina a grossa, por vezes conglomeráticos, ora maciços ora estratificados, sendo comum a presença de estratificações cruzadas de baixo ângulo. Quartzos arenito é o tipo litológico dominante, além de arcóseos e arenitos líticos. Intercalações de folhelhos são raras; normalmente elas consistem em folhelhos siltíticos, bem laminados de cor cinza. Na base da seqüência encontram-se conglomerados polimíticos com abundantes seixos de riolitos. Os arenitos Gorotire, em geral, apresentam mergulhos suaves, sub horizontalizados, com fortes mergulhos somente próximos a zonas de falhas e/ou a corpos intrusivos.

O relevo magnético é suave, com algumas áreas anômalas provavelmente refletindo seu embasamento. As rochas são fraturadas e falhadas. Algumas serras têm a forma de grandes dobras de flancos suaves, com eixos NW e caimento para SE (Silva *et al.*, 1974).

As características litológicas apontam para uma sedimentação essencialmente continental. Segundo Pastana e Silva Neto *et al.*, (1980) a freqüente presença de arcóseos é indicativa de rápida subsidência, com formação de bacias molássicas. Estes mesmos autores estimaram uma espessura de 200 metros para a Formação Gorotire e confirmaram seu posicionamento pós magmatismo Iriri.

PP4c - Suíte Colíder ASF

Oliveira e Leonardos (1940) denominaram de Série Uatumã um extensivo vulcanismo ácido anorogênico pré-cambriano, ocorrido no Cráton Amazônico, posteriormente renomeado de formação, subgrupo e, finalmente de Grupo Iriri (Andrade *et al.*, 1978) subdividido nas formações Aruri (vulcanoclásticas) e Sa-

lustiano (derrames ácidos). Silva *et al.* (1980) passaram a designar o conjunto plutovulcânico (rochas vulcânicas, piroclásticas e granitos intrusivos) de Grupo Uatumã.

Os primeiros trabalhos sugerindo episódios magmáticos distintos foram apresentados por Silva *et al.* (1974) e Basei (1974) quando admitiram um decréscimo das idades dessas rochas, de nordeste para sudoeste, apoiados em datações Rb-Sr. Isso vem sendo confirmado pelos modelos geocronológicos de evolução do Cráton Amazonas, ao longo do tempo (Amaral, 1974; Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari e Macambira, 1999; e Santos *et al.*, 2000).

A extensiva distribuição dessas rochas vulcânicas no Cráton Amazônico, nos seus diversos compartimentos tectônicos, com idade, metalogênese e estruturas distintas, tem sido interpretada, dentro de um modelo mobilista, como relacionadas à formação de sucessivos arcos magmáticos. Neste contexto, vários autores (Moreton e Martins, 2004; Ribeiro e Villas Boas, 2004; Oliveira e Albuquerque, 2004; Frasca e Borges, 2004) denominaram de Suíte Colíder as rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas, aflorantes nas cercanias da cidade de Colíder e que bordejam a parte sul da serra do Cachimbo. Estas rochas apresentam-se relacionadas ao Arco Magmático Juruena, erigido entre 1.85Ga. e 1.75Ga, que inclui rochas vulcânicas félsicas de composição ácida a intermediária e filiação calcioalcalina, no mesmo contexto evolutivo das suítes graníticas Paranaíta, Juruena e Nhandu.

Esta unidade apresenta ampla distribuição geográfica e manifesta-se como uma faixa contínua, com largura média de 20 km, direção WNW-ESSE, com boas exposições nas proximidades de Colíder, onde foi considerada área tipo. Ocorre em contato tectônico com as unidades plutônicas São Pedro, Nova Canaã, Nhandu e Matupá e é intrudida pelos granitos Teles Pires. Localmente observa-se uma transição entre os microgranitos e granófiros subvulcânicos desta suíte e os granitóides Nhandu que, por vezes, cortam também as rochas vulcânicas. É recoberta pelas rochas sedimentares paleoproterozóicas do Grupo Beneficente e pelas rochas sedimentares mesoproterozóicas da Formação Dardanelos.

A área de ocorrência desta suíte é bem marcada nos mapas radiométricos por anomalias moderadas a altas nos canais de Th e K e

delineada também nos mapas magnetométricos.

Reúne uma grande diversidade litológica com predominância de rochas vulcânicas e subvulcânicas, seguidas de rochas piroclásticas e epiclásticas em menor proporção. As rochas subvulcânicas têm uma ampla distribuição e representam cúpulas de intrusões graníticas, hipoabissais, compondo um pacote maciço, com texturas microporfiríticas a finamente cristalina, com estruturas de fluxo pouco evidentes. São formadas por microgranito, microquartzo monzonito, micromonzonito, micromonzogranito e granófiro. Apresentam composição homogênea, estrutura maciça e cores variando de cinza-avermelhado a cinza-arroxeadado com tonalidades róseas e esverdeadas.

Associadas a estas rochas são observadas brechas vulcânicas bandadas, ricas em sulfetos (pirita e calcopirita) com matriz riódacítica, afanítica a microgranular, contendo fragmentos centi a decimétricos de riódacito e de rochas quartzo-feldspática félsica cripto a microcristalina, estirados e orientados verticalmente ao longo do fluxo.

Corpos andesíticos ocupam áreas arrasadas e originam solos avermelhados e ricos em magnetita. Estes litótipos apresentam cor cinza-escura a preta, estrutura maciça e textura microlítica fluidal e porfirítica a microporfirítica, com fenocristais euédricos e ripiformes de plagioclásio e raros cristais de quartzo com indícios de corrosão magmática, imersos em matriz originalmente vítrea.

Em termos litoquímicos (Souza *et al.* 2004) esta suíte apresenta afinidade calcioalcalina, alto-K, metaluminosa a peraluminosa, compatível com os padrões geoquímicos dos granitos orogênicos (suítes Paranaíta e Juruena e Granito Nhandu). São registradas acentuadas anomalias negativas de Nb, Sr, Ti, Sm e Eu, ausência de anomalias de Y e enriquecimentos sensíveis dos elementos litófilos LILE, tais como La, Ce, Rb e Ba, e dos elementos HFS como Zr, Hf e ETRL e uma pronunciada depleção em ETRP. Isto é semelhante ao encontrado na Suíte Intrusiva Paranaíta e no Granito Nhandu, evidenciando uma correlação destes litótipos plutovulcânicos.

Datação efetuada pela JICA/MMAJ (2000) em riolito pórfiro situado a noroeste de Paranaíta, na Folha Alta Floresta, pelo método U-Pb, resultou em idade de 1.786 ± 17 Ma. Este riolito está espacialmente relacionado com os monzogranitos da Suíte Paranaíta, datados nas

adjacências pelo mesmo método, obtendo-se idades da ordem de 1.801 a 1.803Ma.

Pimentel (2001) obteve idade pelo método U-Pb de 1.781 ± 8 Ma. e idade modelo T_{dm} de 2.344Ma. com $e_{Nd}(T)$ de -3,75, em riolitos pórfiros atribuídos como pertencentes a Suíte Colíder, indicando uma fonte geradora híbrida, mantélica, com contaminação crustal.

Pinho *et al.* (2001) obtiveram idade U-Pb de 1.801 ± 11 Ma., em ignimbritos e riódacitos na região do rio Moriru, que caracteriza provavelmente a continuidade para oeste da faixa de vulcânicas cartografada pelo Projeto Alta Floresta, da base da serra do Cachimbo e da serra Formosa.

Os dados geocronológicos obtidos nesta faixa de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas da região Norte de Mato Grosso, com idades de formação oscilando entre 1.800Ma. a 1.780Ma., confirmam uma nova geração de rochas vulcânicas e subvulcânicas, mais jovens em pelo menos 80Ma. que aquelas similares da Província Tapajós, justificando a proposição da Suíte Colíder como uma nova unidade litoestratigráfica, distinta do Grupo Iri. Esta suíte é intrudida pelos granitos Teles Pires, que apresentam idade em torno de 1.750Ma.

PP4aj – Grupo Alto Jauru GJR

As rochas pertencentes a esta unidade litoestratigráfica, originalmente designadas de *Greenstone Belt* do Alto Jauru, estão expostas nas porções superiores das bacias hidrográficas dos rios Jauru e Cabaçal. Inclui uma associação de litótipos que se distribuem em faixas subparalelas (Cabaçal, Araputanga e Jauru) separadas por terrenos granito-gnáissicos e migmatíticos, com contato transicional e/ou por falhas entre os domínios.

Monteiro *et al.*, (1986) agrupou os litótipos em três formações assim divididas, da base para o topo: *Formação Mata Preta* - Compreende metabasaltos toleióticos com estrutura em *pillow*, ultramáficas komatiíticas, níveis descontínuos de lavas e tufos andesíticos, dacíticos e riódacíticos; o componente metassedimentar é subordinado e representado por *metacherts* e xistos pelíticos com níveis de magnetita e granada; *Formação Manuel Leme* - Composta por lavas e tufos dacíticos a riódacíticos na porção inferior, *metacherts*, *bif*, clorita-xistos, sericita-xistos e raros metatufos félsicos na porção superior; e *Formação Rancho Grande* - Represen-

tada por anfibolitos intercalados com quartzitos, xistos grafitosos e gnaisses biotíticos.

Neste trabalho adotou-se a designação de Grupo Alto Jauru, mantendo-se as formações propostas por Monteiro (1986).

Ortognaisses e migmatitos, que fazem parte do terreno granito-*greenstone*, afloram em estruturas do tipo domo, nos flancos e entre as faixas vulcanossedimentares. São representados por várias unidades, tais como Complexo Gnaissico Brigadeirinho, Tonalito Cabaçal, Gnaiss Quatro Marcos, Gnaiss Rosa e Gnaiss Aliança.

Os dados geoquímicos, apesar de escassos, permitem evidenciar uma zonação tectônica das faixas vulcanossedimentares: a Faixa Jauru é representada por basaltos toleíticos de fundo oceânico; a Faixa Araputanga é definida por basaltos toleíticos com estrutura em *pillow*; e a Faixa Cabaçal possui caráter bimodal, representada por basaltos toleíticos e vulcânicas félsicas calcioalcalinas.

As rochas supracrustais encontram-se estruturadas em calhas sinformais de direção N20°-40°W, mergulhando 40°-75° para SW. Dobramento do tipo isoclinal a apertado desenvolveu-se concomitante ao metamorfismo regional da fácies xisto verde a anfibolito. A zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva, de direção geral N 30°-45° W, é definida por falhas tangenciais às faixas vulcanossedimentares.

Os zircões de um tufo riolítico da Faixa Cabaçal forneceram idade U-Pb de 1.747 ± 17 Ma. (MSWD=282) e uma rocha vulcanoclástica da mina de ouro Cabaçal, idade U-Pb de 1.758 ± 7 Ma. e idade-modelo T_{DM} de 1,87Ga. Pinho (1996) datou cristais individuais de zircão de rocha metavulcânica da Faixa Cabaçal, pelo método U-Pb (SHRIMP) e obteve idades de 1.769 ± 29 Ma. e 1.724 ± 30 Ma. As rochas plutônicas (Gnaiss Rosa) da mesma área forneceram idade U-Pb de 1.795 ± 21 Ma. (MSWD=0,093) com idade-modelo $T_{DM}=1,93$ Ga. e $\hat{I}_{Nd(t)} = +2,20$; o Tonalito Cabaçal, idade Pb-Pb de 1.780 ± 10 Ma., enquanto que o Gnaiss Aliança é de idade U-Pb de 1.744 ± 38 Ma. (MSWD=36) $T_{DM}=1,87$ Ga e $\hat{I}_{Nd(t)} = +2,40$ (Geraldes, 2000).

O depósito de ouro do Cabaçal está hospedado em uma seqüência de tufos e rochas vulcanoclásticas, intercalados com níveis estreitos de *metacherts*. O minério é composto de pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, marcasita, molibdenita, cubanita e galena. Ligas de Au-Ag e Au-Bi ocorrem associadas a selene-

tos e teluretos (Pinho *et al.*, 1997).

PP4ag - Complexo Alto Guaporé GJR

O Complexo Metamórfico Alto Guaporé (Menezes *et al.*, 1993) é constituído por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, gnaisses paraderivados e leucogranitos anatéticos. As rochas deste complexo se estendem numa faixa alongada de direção NW-SE, desde o entroncamento das rodovias MT-388 e MT-248, bordejando o batólito Santa Helena e prolongando-se para norte até os arenitos da Formação Parecis. Ocorrem também na fazenda Brigadeirinho, 10 km a norte da cidade de Jauru, descritas originalmente por Saes *et al.* (1984).

As rochas orto e paraderivadas encontram-se gnáissificadas e polideformadas. Exibem feições estruturais que evidenciam sua evolução em ambiente de ampla mobilidade, incluindo processos de fusão parcial acompanhados de migmatização. A foliação milonítica é generalizada nos litótipos da unidade, resultante de cavalgamentos oblíquos de amplitude regional. Apesar de variar constantemente em função de dobramentos, a direção média da foliação está em torno de N40°W.

Os dados petrográficos dos paragnaisses e gnaisses migmatíticos mostraram a presença de sillimanita e cianita cristalizadas paralelamente à foliação metamórfica que são indicativas de condições metamórficas da fácies anfibolito superior e de média P/T. Da mesma forma, os hornblenda-biotita gnaisses e os biotita gnaisses granodioríticos apresentam um fluxo milonítico marcado pelo alinhamento dos minerais máficos e minerais ocelares e tabulares recristalizados de plagioclásio. A química dos ortognaisses revelou caráter metaluminoso de afinidade calcioalcalina, similares aos batólitos cordilheiranos modernos.

Os contatos dos metamorfitos desse complexo com as rochas metassedimentares do Grupo Pontes e Lacerda são bruscos e marcados por falhas, enquanto que os granitos das suítes Guapé e São Domingos mostram relações intrusivas com as suas rochas polideformadas.

Os dados geocronológicos disponíveis restringem-se a uma isócrona Rb-Sr de 1.971 ± 70 Ma. com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7017 e a uma idade U-Pb em zircão de 1.740 ± 27 Ma.

PP4γn - Granito Nhandu ASF

O termo Granito Nhandu foi introduzido por Souza *et al.* (1979) para denominar granitóides porfiroblásticos de composição granodiorítica a tonalítica, estrutura isótropa e textura pseudo-rapakivítica, aflorantes a leste de Alta Floresta, no médio curso do rio Nhandu.

Frasca e Borges (2004) Oliveira e Albuquerque (2004) e Moreton e Martins (2004) utilizaram a denominação Granito Nhandu para individualizar corpos intrusivos, de posicionamento crustal epizonal, calcioalcalino de alto potássio com tendência shoshonítica. Apresentam-se como *stocks* aglutinados, de geometria circular a elíptica, subconcordantes a discordantes. Fácies subvulcânica, de mesma composição, ocorre sob a forma de diques, *sills* e cúpulas graníticas.

Os corpos de maiores dimensões mostram uma orientação geral NW-SE. São intrusivos nas suítes Colíder e Juruena e englobam rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Paranaíta. Transicionam com certa frequência para rochas vulcânicas da Suíte Colíder, passando por uma interfície subvulcânica. Localmente observam-se contatos tectônicos.

Há um predomínio de granito e monzogranito sobre granodiorito e sienogranito. Os principais litótipos plutônicos são biotita granito, biotita-hornblenda granito, biotita monzogranito, biotita-hornblenda monzogranito e sienogranito. Como fácies subvulcânica destacam-se granito fino porfirítico, monzonito fino porfirítico, monzogranito microporfirítico, micromonzodiorito e granófiro. A ocorrência de enclaves e *sills* de gabro e gabrodiorito porfiríticos é um indicativo de atividade magmática bimodal.

As rochas plutônicas predominantes apresentam cor cinza-avermelhado a cinza-rosado, textura granular a equigranular, fina a grossa a localmente porfirítica, variável em função de seu posicionamento dentro da intrusão, e estrutura isótropa a pouco deformada ou protomilonítica, quando próximo a zonas de falhas. O posicionamento destes corpos de forma circular a alongada é subconcordante à estruturação regional. A ocorrência de biotita verde pode indicar uma temperatura de cristalização mais baixa ou diminuição na concentração de titânio, enquanto que a associação a níveis crustais superiores e a presença de fácies vulcânicas sugerem condições epizonais de estilo permissivo para este evento magmático.

Os estudos litogeoquímicos (Souza *et al.*, 2004) indicam que as rochas são de série

magmática calcioalcalina de alto-K, de tendência shoshonítica e híbridos metaluminosos a peraluminosos, indicando provável contaminação crustal. Esta peraluminosidade da série shoshonítica, segundo Eklund *et al.* (1998) também pode ser explicada em granitos quando o conteúdo de SiO₂ supera o valor de 65%, mostrando uma relação direta e proporcional, ou seja, quanto mais ácido, mais peraluminoso.

Atualmente autores como Eklund *et al.* (1998) Liegeóis *et al.* (1998) Duchesne *et al.* (1998) e Nardi (1986) admitem rochas supersaturadas como pertencentes à série shoshonítica. Apresentam outras características litoquímicas como: baixo enriquecimento em ferro, Na₂O+K₂O maior que 5%, alta razão K₂O/Na₂O, enriquecimento de P, Rb, Sr, Ba, Pb e ETRL, teor de TiO₂ menor que 1,3%, e alto, porém variável, teor de Al₂O₃.

Os valores relativamente baixos de Sr (média de 248 ppm) podem ser explicados pela ocorrência de termos muito diferenciados (SiO₂ de 67 a 69%) o que produz por vezes reduções bruscas nas concentrações de Sr e Ba. Este decréscimo de Sr pode ser o resultado do fracionamento de feldspato potássico ou plagioclásio e biotita (Nardi, 1986). A análise dos elementos de terras-raras mostra enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e anomalias de Eu pouco expressivas. O grau de fracionamento moderado a alto pode ser observado nas razões (La/Yb)_n e (Cr/Yb)_n. Diagramas Ta/Yb (Pearce, 1982) também mostram o caráter shoshonítico das rochas desta unidade.

O Granito Nhandu é álcali-cálcico, segundo a nomenclatura sugerida por Peacock (1931) e, segundo Pearce *et al.*, (1984) este *trend* é próprio de rochas de arcos mais maduros, que evoluem de termos calcioalcalinos para álcali-cálcicos. Ainda não se dispõe de dados geocronológicos desta unidade, mas é relativamente mais jovem que a Suíte Intrusiva Paranaíta, cujas datações U-Pb situam-se em torno de 1.8Ga.

Foram registrados dois jazimentos filonianos de ouro primário encaixados em rochas desta unidade (garimpos do Edu e Trairão).

PP4γv - Suíte Intrusiva Vitória ASF

Denominação proposta por Frasca e Borges (2004) Oliveira e Albuquerque (2004) e Ribeiro e Villas Boas (2004) no Projeto Alta

Floresta, para caracterizar uma associação de rochas plutônicas de composição diorítica a tonalítica e afinidade química calcioalcalina, médio potássio, metaluminosa a ligeiramente peraluminosa. Ocorre sob a forma de corpos elípticos a sigmoidais, de dimensões variáveis, alongados na direção EW a WNW-ESE, deformados e metamorfozados nas fácies xisto verde a anfíbolito médio.

Os corpos, são intrusivos no Complexo Bacaeri-Mogno e mantém contatos transicional ou tectônico com os litótipos do Complexo Nova Monte Verde e dos granitos São Pedro e São Romão.

Os limites destes corpos, em sua maior parte, são aproximados em função do relevo subaplanado e da espessura do solo, tendo sido os mapas aerogeofísicos uma das principais ferramentas utilizadas em sua delimitação, em virtude de suas fortes anomalias magnetométricas. Em alguns locais esta unidade exibe contatos nítidos, sinuosos e irregulares com o Granito São Pedro, demonstrando plasticidade e uma discreta mistura mecânica entre as duas unidades.

O diorito é a rocha predominante, e mostra cor cinza com manchas pretas e esverdeadas, estrutura foliada, bandada ou protomilonítica e texturas variadas, predominando as granoblásticas e granolepidoblásticas, inequigranulares, fina a grossa, refletindo a intensidade da deformação. Grada composicionalmente para quartzo diorito, monzodiorito e tonalito, termos mais evoluídos desta série.

O tonalito possui cor cinza-clara com níveis estirados e descontínuos pretos a esverdeados, texturas granular, granoblástica e granolepidoblástica, inequigranular fina a média e estrutura foliada a protomilonítica, localmente gnáissica.

Os estudos litoquímicos (Souza *et al.* 2004) evidenciam uma afinidade calcioalcalina de médio potássio, em grande parte metaluminosa, mas com certo teor de contribuição crustal, demonstrado pela peraluminosidade apresentada em algumas amostras. Os padrões dos Elementos Terras-Raras, normalizados ao condrito, mostram um modelo enriquecido em ETRL e estabilizado em ETRP, com leve anomalia negativa de Eu, compatíveis com o das rochas calcioalcalinas.

Estes dados sugerem que esta suíte calcioalcalina foi gerada em ambiente de subducção por fusão do manto metassomatizado

e interação crustal.

Datação U-Pb (*SHRIMP*) em zircões de tonalito forneceu idade de $1.785 \pm 8\text{Ma}$. A idade-modelo Sm-Nd de 2.182Ma., com valores de $\epsilon\text{Nd}(T_0)$ de -2.56 a 1.32, sugere fusão mantélica com contribuição/contaminação crustal para sua origem ou fonte.

A datação U-Pb *SHRIMP* (Pimentel, 2001) em enderbitos da Suíte Vitória com idade de 1,85Ga. e T_{DM} de 2,26Ga. pode representar uma idade referencial para o início do processo de subducção do Complexo Bacaeri-Mogno e formação do magmatismo do Arco Juruena.

PPmv - Complexo Nova Monte Verde ASF

Designação proposta por Ribeiro e Villas Boas (2004) Frasca e Borges (2004) no Projeto Alta Floresta, para caracterizar um conjunto de rochas metamórficas com estrutura gnáissica e migmatítica, predominantemente ortoderivadas, de natureza tonalítica a monzogranítica, incluindo também sienogranito e enclaves de anfíbolito e diorito.

Ocorrem sob a forma de faixas com orientação E-W a WNW-ESE, com até 30 km de largura. Sua morfologia caracteriza-se por um relevo arrasado, com pequenas elevações alinhadas segundo a estruturação regional, e suas melhores exposições situam-se nas imediações de Nova Monte Verde.

O Complexo Nova Monte Verde é constituído por gnaisses (biotita gnaiss granítico, biotita gnaiss monzogranítico, biotita gnaiss granodiorítico, biotita-hornblenda gnaiss quartzo diorítico, biotita-granada gnaiss tonalítico) com fácies migmatítica subordinada.

Os gnaisses são leucos a mesocráticos, róseos a cinza-claro, inequigranulares e mostram texturas granoblásticas e porfiroblásticas, caracterizando um bandamento composicional centimétrico, com alternância entre bandas félsicas quartzo-feldspáticas e bandas máficas ricas em biotita, hornblenda e piroxênio.

Os migmatitos são produtos da fusão parcial das rochas gnáissicas e ocorrem de maneira restrita e localizada. Quando não separado em bandas de composições distintas, a rocha migmatítica mostra características híbridas com estruturas nebulíticas e composição granodiorítica. Tanto nos termos gnáissicos como nos migmatíticos ocorrem

mobilizados quartzo-feldspáticos pegmatóides que cortam ou acompanham o bandamento ou a foliação milonítica, aos quais se associam cristais centimétricos de magnetita e/ou hornblenda e granada.

Os contatos com os granitos São Pedro e São Romão e com o Complexo Bacaré-Mogno são predominantemente tectônicos, através de zonas de cisalhamento transcorrentes, ou localmente transicionais. A área de ocorrência desta unidade corresponde a uma zona de descontinuidade crustal assinalada no mapa e perfil gravimétrico, coincidindo com fortes anomalias magnéticas.

O metamorfismo é de fácies anfibolito alto, atingindo o grau de fusão parcial e formação de migmatitos

Os dados U-Pb indicam idade de 1.774 ± 28 Ma. para amostra de paleossoma do migmatito, coletada no leito do rio Jurueña. As idades modelos Sm-Nd situam-se entre 2.001 Ma. e 2.065 Ma.

PP4 γ sp - Granito São Pedro ASF

Esta denominação de Frasca e Borges (2004) Oliveira e Albuquerque (2004) Ribeiro e Villas Boas (2004) e Moreton e Martins (2004) foi utilizada no Projeto Alta Floresta para caracterizar corpos plutônicos, sincinemáticos, anisótipos de forma sigmoidal, composição predominantemente granítica a monzogranítica e granodiorítica, orientados segundo uma densa e intrincada rede de zonas de cisalhamento de direção NW-SE. Encontram-se deformados e metamorfizados na fácies xisto verde a anfibolito médio e afloram sob a forma de batólitos, *stocks* e *roof pendants*, tendo como área-tipo a comunidade de São Pedro, localizada a oeste da cidade de Alta Floresta.

O Granito São Pedro é composto predominantemente por biotita granito e biotita monzogranito, com granodiorito, tonalito, monzodiorito e álcali-granito subordinados. É comum a presença de enclaves de quartzodiorito, diorito, quartzo monzonito e de rochas supracrustais granulitizadas.

Estas rochas mostram cor cinza com tonalidades avermelhadas, granulação média a grossa e texturas granoblástica, porfirítica, granolepidoblástica, porfiroclástica e miloníticas. Estruturas ígneas primárias como megacristais tabulares e anédricos de feldspato potássico e plagioclásio são comuns nas partes

não-deformadas. São compostas predominantemente por feldspatos potássicos (perfitas) plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e granada.

Os litótipos apresentam estruturas protomiloníticas e *augen*, com variações deformacionais internas como recristalizações, cominuição mineral de cristais de quartzo poligonizados e com pontos de junção tríplice, em função da proximidade de zonas de alto *strain*. Nas bandas de cisalhamento exibem tramas protomiloníticas a miloníticas e tectonitos dos tipos L e LS.

A análise estrutural sugere que estas rochas foram posicionadas em nível crustal de meso a catazona, sob regime deformacional dúctil, de natureza transpressional oblíqua e cinemática preferencial sinistral e dextral subordinada, identificadas por assimetria das foliações S/C, estruturas sigmoidais e porfiroclastos rotacionados. A estruturação E-W/NW-SE, com mergulho para N/NE, é caracterizada por foliação milonítica e bandamento gnáissico, com transporte tectônico de NE para SW.

Os contatos do Complexo Nova Monte Verde com as suítes Vitória e Nova Canaã e com o Granito São Romão são ora transicionais ora tectônicos, estes últimos por meio de zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes.

A análise litoquímica (Souza *et al.*, 2004) indica que o Granito São Pedro possui um padrão de série magmática calcoalcalina, alto-K, metaluminoso a peraluminoso. Formam parte de um *trend* ou série contínua, desde termos monzodioríticos até monzograníticos. Apresenta características de granitos associados a ambientes de arco continental, evoluindo para um tipo pós-colisional.

Datação U-Pb (SHRIMP) em zircões de biotita granito porfirítico, forneceu idade de 1.784 ± 17 Ma., interpretada como idade de cristalização. Idades-modelo Sm-Nd, em granada granito pórfiro, oscilam de 2.060 a 2.147 Ma. (Pimentel, 2001) mostrando valores de eNd entre +0,65 a -1,11, indicando derivação crustal ou hibridização para sua origem ou fonte.

Estudo geocronológico obtidos neste trabalho em hornblenda-biotita metagranito da região Colniza revelou idade U-Pb de 1.669 ± 5 Ma.

PP4 γ sr – Suíte Intrusiva São Romão ASF

Esta denominação é proposta por Ribeiro e Villas Boas (2004) e Frasca e Borges (2004) para particularizar um conjunto de rochas de composição predominantemente granítica. Estas rochas integravam o Granito Juruena, conforme cartografado por Silva *et al.* (1974) e foram individualizadas por apresentarem dados estruturais, litoquímicos e geocronológicos distintos. Sua área-tipo situa-se ao longo do igarapé São Romão, a noroeste de Nova Monte Verde.

Seus contatos com diversas unidades, tais como os complexos Nova Monte Verde e Baciaerí-Mogno, o Granito São Pedro, as suítes Paranaíta, Vitória e Nova Canaã e o Grupo São Marcelo-Cabeça, são, em sua maior parte, tectônicos, através de falhas transcorrentes, configurando aspecto de lentes amalgamadas, orientadas segundo o trend regional NW-SE a EW.

É constituída predominantemente por biotita granito fino e microgranito, com granodiorito subordinado. O granito fino apresenta cor cinza a rósea com pontuações esverdeadas e negras, textura inequigranular fina a média e matriz formada por mosaicos de cristais xenomórficos e poligonizados de quartzo e feldspato potássico. O microgranito possui cor cinza com manchas escuras; é anisótropo e heterogêneo com textura inequigranular fina.

Estas rochas apresentam estágios de formacionais que englobam tipos foliados a bandados. Estruturas protomiloníticas, miloníticas e gnáissicas são predominantes e orientam-se segundo a configuração tectônica regional NW-SE, com mergulhos médios a altos para NE. Mostram uma paragênese mineral indicativa de metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito.

A posição crustal é de mesozona, tendo sido submetida a um regime deformacional eminentemente dúctil de natureza transpressional em sua formação, e transtraccional oblíquo em seu posicionamento. A fase compressiva exhibe sistemas de dobras assimétricas e fechadas, com plano axial paralelo à foliação e estruturas ptigmáticas em padrões complexos, seccionadas por veios de quartzo. A fase transtraccional mostra o rompimento destas feições dobradas, deformando estruturas tipo *boudin* e dobras-sem-raiz.

As análises químicas (Souza *et al.*, 2004) para elementos maiores, traços e terras-raras indicam que estes granitos apresentam um padrão de série magmática cal-

cioalcalina, alto potássio, meta a peraluminosa. Podem ser classificados como granitos pós-colisionais (Manniar e Piccoli, 1989) associados a ambiente de arco continental.

Os padrões terras-raras apresentam curvas cujo comportamento evidencia um modelo enriquecido em ETRL e estabilizado em ETRP, com anomalia negativa de európio pouco proeminente e compatível com o padrão encontrado em granitos calcioalcalinos.

Datação U-Pb (*SHRIMP*) em zircões de biotita metagranito fino protomilonítico, forneceu idade de $1.770 \pm 9\text{Ma.}$, interpretada como idade de cristalização. Idades-modelos Sm-Nd, em biotita-granada granito gnáissico e em biotita granito, apresentam valores de 2.098Ma. e 2.172Ma., com valores de e_{Nd} de +0,14 e - 1,43, indicando derivação crustal ou hibridização para sua origem ou fonte.

PP4γa - Granito Apiacás ASF

O termo Gnaiss Apiacás foi inicialmente utilizado por Leal *et al.* (1980) para denominar um conjunto de rochas fortemente foliadas, essencialmente graníticas, aflorantes no leito do rio Apiacás, caracterizadas pelo desenvolvimento de abundantes feldspatos alcalinos e plagioclásio sódico e que, juntamente com os metamorfitos da Suíte Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977) compoem o Complexo Xingu.

No Projeto Alta Floresta essas rochas foram cartografadas com a designação de Granito São Pedro, reservando o termo Granito Apiacás (Ribeiro e Villas Boas, 2004) para caracterizar um conjunto de rochas leucograníticas a granada e/ou duas micas, peraluminosas e de ambiência colisional, e em cujo principal corpo localiza-se a cidade de Apiacás.

Estas características refletem uma textura peculiar em imagens de satélite e em fotos aéreas, que associada aos dados coletados no campo e aos baixos valores cintilométricos nos canais de U, Th, K e contagem total registrados em levantamento aerogeofísico, permitiram a individualização da unidade.

Encontra-se intrudido ou em contato tectônico com o Granito São Pedro ou com as suítes Juruena e Paranaíta. Corpos de menor expressão, não mapeáveis na escala do mapeamento, foram observados em associação com as supracrustais do Complexo Ba-

caerí-Mogno.

Granitos e monzogranitos com presença de biotita e muscovita ígneas e leucogranitos a granada, são os principais litótipos desta unidade. Mostram cor cinza-claro, com tonalidades esbranquiçadas e minúsculas pontuações verde-escuras a pretas, textura granoblástica a granolepidoblástica fina a média, localmente porfírica, estrutura orientada a foliada. Constituem-se predominantemente por cristais xenomórficos de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo.

Concentrados de bateia próximos à área de ocorrência destes granitos confirmam a presença de granada, ilmenita e monazita, sugerindo a presença de vários corpos menores, que não foram cartografados pelo projeto.

A litoquímica Souza *et al.*, 2004 classifica estes granitos como calcioalcalinos de tendência subalcalina, alto-K, fortemente peraluminosos, com coríndon e ilmenita normativos e formados em ambiente sin a pós-colisional. Apresenta os valores de SiO₂ em torno de 71%, Al₂O₃ entre 13% e 18%, valores médios de Na₂O e K₂O, baixo Rb (190 ppm) e alto Ba e Sr (1100 e 440 ppm).

Apresentam-se, em relação às demais unidades graníticas, depletadas, com baixo conteúdo de ETR, levemente enriquecidas em ETRL e estabilizadas em ETRP, com anomalia negativa de Eu.

Os valores de sílica acima de 70%, associados à alta peraluminosidade, indicam processos de anatexia e origem em fontes crustais continentais. Por estas considerações litoquímicas e mineralógicas são, segundo Chappell e White (1974) classificados como granitos do tipo S.

Botelho (2001) na análise dos filossilicatos, confirma o caráter magmático da muscovita, que possui concentração de até mais que 1% de TiO₂. A concentração de Al₂O₃ da biotita coexistente é em torno de 16%, indicando que estas micas estão em equilíbrio e que este litótipo é um granito a duas micas. Botelho (2001) ressalta ainda que estes granitos comumente estão associados a ambiente colisional, embora não descarte a possibilidade de geração em evento tardio, pós-tectônico de granitogênese peraluminosa. Contudo, optou-se pela caracterização destes granitos como sin a pós-colisional, por entender que os mesmos representam um evento plutônico de abrangência e duração moderada, as-

sociada a zonas de cisalhamento dúcteis, contracionais, responsáveis pela justaposição crustal e aglutinação dos terrenos distintos, com posicionamento próximo à zona de sutura.

Dados geocronológicos não estão disponíveis, mas em função da evolução geotectônica proposta para a área, estima-se que a idade destas rochas seja compatível com a geração da Suíte Vitória, Granito São Pedro e Granito São Romão, durante o regime compressivo e com seu posicionamento sintranscorrente, ao redor de 1.780Ma. a 1.770Ma.

PP4γtp - Granito Teles Pires ASF

Termo usado por Silva *et al.* (1974) para nominar corpos graníticos intrusivos, subvulcânicos, de tendência alaskítica, anorogênicos, quase sempre exibindo feições circulares. Silva *et al.* (1980) concluíram que estes granitos representam a parte plutônica do Grupo Uatumã e são constituídos petrograficamente por granito porfírico, microgranito, granito gráfico, granófiro, granito *rapakivi* e riebeckita granito.

No Projeto Alta Floresta o termo Granito Teles Pires foi mantido para descrever um conjunto de corpos graníticos, pós-orogênicos, não deformados, calcioalcalinos de alto potássio, plutônicos e subvulcânicos e compostos predominantemente por biotita granitos avermelhados e com rochas subvulcânicas subordinadas. Distribuem-se sob a forma de stocks e batólitos subcirculares a elipsoidais, ao longo da estruturação regional (WNW – ESE).

Estes corpos encontram-se intrusivos preferencialmente nas rochas vulcânicas da Suíte Colíder e nos granitos Matupá e a delimitação de sua área de ocorrência é facilitada por seu relevo alçado em imagens de satélites e por suas expressivas anomalias cintilométricas, em contraste com baixos valores nos mapas magnetométricos. Localmente são também observados contatos tectônicos.

As rochas predominantes são representadas por biotita granito e granito porfírico. Apresentam cor cinza-avermelhado a vermelho-tijolo, texturas equigranulares a inequigranulares, localmente porfíricas, granulação média a grossa e estruturas maciças a discretamente foliadas. No granito porfírico é comum a presença de texturas rapakivi/anti-rapakivi e pórfiros de quartzo azulado com bordas corroídas.

Biotita monzogranito com textura *rapakivi/anti-rapakivi* é freqüente na parte oeste (rio Apicás) e na região de Alta Floresta foi observado álcali-granito, onde o plagioclásio aparece em percentual reduzido.

Fácies subvulcânica aparece de modo subordinado e é representada por microgranito, granito fino e granófiro. Estas rochas mostram cor cinza-rosado a vermelho-tijolo, textura fina a microgranular, felsítica e estrutura homogênea e maciça.

Os granitos não apresentam deformações e/ou metamorfismo, salvo discretos fraturamentos de natureza rúptil, as vezes nucleados por alteração hidrotermal, não raramente preenchidos por material quartzoso. Bandas de cisalhamento em escala centimétrica são localizadas.

Os resultados analíticos para elementos maiores, traços e terras-raras e o cálculo de alguns parâmetros litoquímicos (Souza *et al.*, 2004) mostram um alto conteúdo em SiO₂ (>70%) acentuado enriquecimento em álcalis (K₂O>5) e baixo conteúdo em Al₂O₃ (entre 12% e 14%). Os níveis de concentração de Ba e Sr são semelhantes aos encontrados nas suítes calcioalcalinas de alto potássio (Granito Nhandu) e mais elevados que os granitos alcalinos anorogênicos que, segundo Küster *et al.* (1998) são profundamente depletados nestes elementos. Os dados litoquímicos indicam que estes granitos são metaluminosos e pós-orogênicos.

O padrão apresentado pelos elementos terras-raras mostra enriquecimento em ETRL, estabilização para ETRP e discreta anomalia negativa para Európio, indicando similaridade com as curvas obtidas para os granitos Nhandu e Juruena. Suas características químicas e petrográficas e as relações de campo vinculam sua evolução aos granitos tipo I, altamente fracionados, com similaridade com os granitos alcalinos tipo A.

Wernick (2001) sugere que os granitos *rapakivi* podem ocorrer tanto relacionados a arco magmático ou a fragmentos de crosta estabilizada, adicionados a arcos pós-colisionados ou vinculados a ambiente anorogênico emplaçados em regime transtraccional a extensional, posicionados imediatamente após o magmatismo orogênico.

Datações geocronológicas, em biotita granito da região de Terra Nova do Norte, forneceram idade U-Pb de 1.757 ± 16Ma. e idade-modelo Sm-Nd de 2.100Ma. (Santos,

2000). As rochas desta unidade são semelhantes, pelas suas características evolutivas, petrográficas, químicas e modo de ocorrência, aos granitos mais antigos da Suíte Intrusiva Maloquinha, com idade de 1.880Ma. (Klein *et al.*, 2000) porém, originados em eventos geotectônicos distintos, com diferença em idade em torno de 130Ma.

PPmc_s – PPmc Grupo São Marcelo-Cabeça ASF

Barros *et al.*, (1999) identificaram, na região sul da Folha Ilha 24 de Maio, uma seqüência metavulcanossedimentar, com alto potencial metalogenético aurífero denominado-a Subprovíncia Cabeça.

Madrucci (2000) denominou as rochas que ocorrem na região do garimpo homônimo de Seqüência Metavulcanossedimentar do Cabeça. Elas são constituídas por quartzito, quartzo-sericita xisto, granada-sericita xisto, clorita-sericita xisto, quartzo milonito e *metacherts*. São rochas deformadas em regime dúctil, dobradas e transpostas por foliações miloníticas e cataclásticas, dentro de um cinturão de cisalhamento transcorrente, de orientação WNW-ESE.

Frasca e Borges (2004) renomearam esta unidade para Grupo São Marcelo-Cabeça, pois constataram que a maior área de ocorrência das rochas metavulcânicas encontra-se nas nascentes do rio São Marcelo e à sua margem esquerda, além da área de estudo de Madrucci (2000).

Assim, esta unidade passa a ser redefinida como uma seqüência constituída por rochas metassedimentares clásticas, pelíticas e químicas, e por uma associação vulcânica-subvulcânica félsica, composta por rochas piroclásticas e epiclásticas, com intrusões quartzo-dioríticas subordinadas. Todos os litótipos apresentam uma variável taxa de deformação dúctil, com tramas compatíveis às condições de fácies xisto verde.

A litoquímica das rochas metavulcânicas mostra afinidade calcioalcalina, alto-K, peraluminosa a metaluminosa, geradas em ambiente de arco vulcânico, com enriquecimento moderado em ETRL e ETRP, e com anomalia negativa em Eu.

Esta seqüência foi seccionada por cisalhamento transcorrente dúctil, predominantemente sinistral, de direção geral N30-60W e EW, com médio ângulo de mergulho, desenvolvendo foliações desde pro-

tomiloníticas a ultramiloníticas, em diferentes graus de anisotropia estrutural, promovendo a forma lenticular da unidade.

Sua espessura máxima aparente situa-se em torno de 8,5 km.

A sudeste da foz do rio São Marcelo esta seqüência acha-se recoberta discordantemente pelas rochas sedimentares da Formação Dardanelos. O seu contato com o Complexo Nova Monte Verde, com os granitos São Romão, São Pedro e com a Suíte Nova Canaã é feito, em maior parte, através de zonas de cisalhamento transcorrente. A Suíte Nova Canaã denota ser parcialmente intrusiva nesta seqüência nas imediações do baixo curso do rio São Marcelo, ou ainda mantém contato transicional em algumas faixas onde ambas são constituídas de rochas subvulcânicas e/ou granitos epizonais.

As rochas metavulcânicas acham-se interdigitadas com as rochas metassedimentares, sendo esta interdigitação aparentemente original entre suas fácies e acentuada por cisalhamento transcorrente, transpondo fatias do conjunto rochoso. É sugestivo que esta seqüência tenha se iniciado com a deposição de sedimentos psefíticos e pelíticos em ambiente fluvial-lagunar, seguida de vulcanismo intermediário a ácido e com sedimentação detrítica e química associada.

Segundo Wildner (2001) a presença de depósitos de caráter carbonoso, as intercalações com níveis de pelitos e de arenitos quartzosos, e o estreito relacionamento com depósitos vulcanoclásticos e epiclásticos, por vezes grosseiros, podem indicar um regime deposicional transicional subaquoso, onde os depósitos grosseiros indicariam a presença de um relevo positivo, provavelmente dominado por rochas vulcânicas, justaposto a corpos d'água calmos, relacionados a uma bacia ou plataforma rasa.

O metamorfismo varia de incipiente, na parte leste, a médio grau, na porção oeste. Esse comportamento também foi observado nas rochas de outras unidades da região, notadamente na Suíte Nova Canaã. O padrão das terras-raras mostra características de magmas ácidos, sugerindo que houve assimilação da crosta sílica, assinalada pela maior concentração de terras-raras leves, e com padrão próprio de rochas riolíticas alta sílica, com significativa alcalinidade e com empobrecimento relativo em európio.

Dados geocronológicos precisos para

esta unidade ainda não foram disponibilizados, embora dados de zircão detrítico foram obtidos em xistos milonitizados (metapelitos) do garimpo Fabinho e datado pelo método U-Pb *SHRIMP*, fornecendo a idade de $1.859 \pm 5\text{Ma}$. (Santos, 2000). Este dado sugere como a mais provável área-fonte dos metassedimentos as rochas granítica-granodioríticas da Suíte Juruena e representa também a idade máxima para a seqüência. Os complexos Bacaerí-Mogno e Cuiú-Cuiú e as rochas pré-colisionais das Suítes Matupá e Flor da Serra também são possíveis candidatos a áreas-fontes. Outra evidência relativa são os metaconglomerados que ocorrem na porção noroeste da área, constituídos por seixos de sillimanita quartzito e quartzito ferrífero. A área-fonte desses conglomerados seria o Complexo Bacaerí-Mogno, de idade isocrônica 2,2Ga. (Sm-Nd) e que contém quartzitos dos tipos citados entre seus litótipos.

O Grupo São Marcelo-Cabeça pode ser correlacionado à seqüência metavulcanosedimentar aflorante na região de Aripuanã (MT) pertencente ao Grupo Roosevelt, situada cerca de 270 km a oeste. As duas seqüências têm compatibilidade litológica, metalogenética e o ambiente tectônico-sedimentar comum. Para um dacito e um granito deformado, intrusivo na seqüência de Aripuanã (Grupo Roosevelt) Neder *et al.* (2000) obtiveram respectivamente as idades U-Pb *SHRIMP* de $1.762 \pm 6\text{Ma}$. e $1.755 \pm 5\text{Ma}$.

As principais deformações e metamorfismo de baixo grau, que afetam a bacia, são posteriores e possivelmente remontam à idade de $1.653 \pm 42\text{Ma}$. (Pimentel, 2001) metamorfismo este tardio e também marcado em rochas do Complexo Bacaerí-Mogno.

O posicionamento geotectônico deste grupo é ainda uma questão em aberto. Pode-se inferir que esta seqüência represente uma bacia relacionada a arco, imbricada às rochas plutônicas (granitóides deformados calcioalcalinos do Arco Juruena).

O Grupo São Marcelo-Cabeça apresenta importante mineralização aurífera em veios e *boudins* de quartzo e constitui uma unidade potencial para ocorrência de Zn e Pb.

PP4r - Grupo Roosevelt (GJR / JDL)

Os primeiros relatos sobre rochas vulcânicas félsicas na região do médio-alto rio

Roosevelt são atribuídos a Leal *et al.* (1978) que as correlacionaram ao vulcanismo félsico Iriri do Grupo Uatumã e as denominaram de Formação Roosevelt. Rizzotto *et al.* (1995) descreveram uma intercalação entre rochas vulcânicas e sedimentares na margem esquerda do rio Roosevelt e denominaram de Seqüência Metavulcanossedimentar Roosevelt. Scandola *et al.* (1997) passaram a denominar de Suíte Vulcânica Roosevelt as rochas de derrame e piroclásticas de composição félsica dominante, variando de riolitos a dacitos, com andesitos subordinados. Santos *et al.* (2000) passam a denominar essa mesma associação de rochas como Grupo Roosevelt. A área de ocorrência dos litótipos está restrita às bacias hidrográficas dos rios Roosevelt e Aripuanã. Entretanto, é ao longo do médio-alto curso do rio Roosevelt que se encontram as melhores exposições de rochas deste grupo.

O Grupo Roosevelt é representado por um conjunto metavulcanossedimentar, de ambiente de deposição subaquoso, assim composto: unidade superior de metargilitos interdigitados com metacherts, formações ferríferas-manganesíferas e metatufos; unidade intermediária, de ignimbritos e conglomerados vulcanoclásticos e; unidade basal, com dacitos-riolitos intercalados com raros basaltos e tufos subordinados. Boas exposições das unidades superior e intermediária podem ser visualizadas no perfil por estrada partindo-se da cidade de Aripuanã à oeste, em direção ao rio Branco e nas proximidades do distrito de Filadélfia.

O contato do Grupo Roosevelt é geralmente tectônico com os granitos São Pedro e Zé do Torno e é cortado pelos corpos plutônicos do Granito Aripuanã e da Suíte Serra da Providência. As rochas componentes do grupo formam serras alongadas de direção E-W, constituídas de amplos sinformes balizados por cristas subverticalizadas.

A estruturação regional dos litótipos do Grupo Roosevelt segue um *trend* NW-SE a E-W com mergulhos de 40 a 70° para NNE. A deformação nas rochas do grupo é muito heterogênea, existindo zonas de forte dobramento e milonitização, porém predominando nas porções superiores do pacote vulcanossedimentar, zonas com estruturas primárias preservadas. Amplas dobras antiformes e isoclinais possuem plano axial de direção E-W, com mergulho moderado para norte e eixo com caimento para noroeste.

A paragênese metamórfica com sericita, clorita e epidoto, tanto nos metapelitos como nas metavulcânicas é compatível com metamorfismo da fácies xisto verde. Entretanto, desde as imediações da ponte do rio Vermelho, na rodovia MT-170, até as proximidades da comunidade Novo Horizonte, as associações minerais encontradas são características de condições metamórficas da fácies anfibolito, ocorrendo um corpo tabular de rochas metassedimentares, descontínuo, alongado predominantemente segundo a direção NE-SW, por aproximadamente 40 km. Esta subunidade consiste de uma sucessão de quartzo-muscovita xisto, sillimanita-quartzo xisto, formações ferríferas bandadas e delgadas camadas de rochas calcissilicatadas. Os xistos apresentam cores variegadas desde vermelho, rosa, creme, amarelo com granulometria variável de média a fina, onde se destacam raros porfiroblastos de sillimanita. Entretanto, estes porfiroblastos podem ser resultantes do metamorfismo térmico ocasionado pela intrusão do Granito Rio Vermelho. As rochas calcissilicatadas, constituídas por epidoto, quartzo, calcita e granada, ocorrem como delgadas camadas de cor verde a verde-esbranquiçado, intercaladas a pacotes métricos de formação ferrífera bandada. Esta última é caracterizada pela alternância de leitos centimétricos ricos em quartzo e leitos ricos em quartzo e magnetita e mais raramente grunerita.

Datação U-Pb (*SHRIMP*) em zircão de um metadacito a NNE da seqüência, forneceu idade de 1.762 ± 6 Ma. (Neder *et al.*, 2000) enquanto que um outro metadacito próximo do rio Roosevelt, forneceu idade de 1.740 ± 8 Ma. (Santos *et al.* 2000).

A mineralização associada às rochas do Grupo Roosevelt compreende principalmente *gossans* de sulfetos de Pb e Zn e zonas enriquecidas em metais-base (Cu, Pb, Zn, Au) na interfície sulfeto-óxido, base do conjunto metavulcanossedimentar, além de ouro livre aalviões. Resultados parciais de avaliação do Depósito da Serra do Expedito (Aripuanã-MT) indicam reservas de 11,65 milhões de toneladas métricas de metais-base com teores de 6,29% de Zn, 2,25% de Pb, 0,07% de Cu, 65 g/t. de Ag e 0,25 g/t. de Au (Ambrex, relatório interno 1998).

PP4yzt – Granito Zé do Torno
(GJR / JDL)

A designação informal de Granito Zé do Torno foi utilizada pela primeira vez durante os trabalhos de pesquisa da Mineração Aripuanã (Costa, 1999). Outras denominações também utilizadas em trabalhos na área são conhecidas, como Granito Paraibão ou Granito G1. Trata-se de uma sucessão de corpos graníticos rasos e contemporâneos ao vulcanismo do Grupo Roosevelt. Ocorrem como batólitos alongados e concordantes com a estruturação regional. Mostram cores rosa a cinza, variando de equigranulares de granulação média a porfíricos de matriz média a fina, exibindo, geralmente, a textura *rapakivi* característica. Protomilonitos e milonitos com texturas porfiroclásticas são desenvolvidos em zonas de cisalhamento, cuja direção predominante é WNW-ESE. Enclaves máficos de formas elipsoidais e sigmoidais, de granulação fina e ricos em biotita, concordantes com a foliação regional, são comuns e podem apresentar dimensões de até 30 cm. Estes granitos são constituídos por proporções variáveis de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, que definem uma variação composicional entre sieno e monzogranito. Biotita e titanita são os máficos principais, com Fe-hastingsita subordinada.

Néder *et al.* (2001) utilizando a metodologia U-Pb em zircões por *SHRIMP*, apresentaram idade $1.755 \pm 5\text{Ma}$. para um monzogranito desta unidade.

PP4 γ nc₁ – PP4 γ nc₂ – PP4 γ nc₃ – PP4 γ nc₄ – Suíte Nova Canaã ASF

Frasca e Borges (2004) individualizaram e cartografaram um conjunto de corpos graníticos encontrados nas proximidades da cidade Nova Canaã do Norte, para o qual se utilizou a denominação de Suíte Nova Canaã. É constituída por rochas plutônicas e subvulcânicas félsicas, que ocorrem como corpos intrusivos, de geometria elíptica, alongados, concordantes a subconcordantes a extensas zonas de cisalhamento de direção NW. São representados por batólitos, *stocks* e apófises, de posicionamento crustal meso a epizonal. Os litótipos plutônicos estão constituídos por biotita monzogranito, sienogranito, álcali-granito, hornblenda-biotita granito e quartzo monzonito subordinado. As fácies subvulcânicas são mais restritas e estão representadas por micromonzogranito fino e granófiro. Apresentam

enclaves diorítico, quartzo-diorítico a quartzo monzodiorítico.

Representam um conjunto de litótipos de natureza peraluminosa, gerados em ambiente tectônico presumivelmente tardiorogênico ou pós-orogênico, em relação ao Arco Juruena. Todos os litótipos apresentam diferentes estágios de anisotropia, desde porções isotropas, a restritas zonas, cada vez mais deformadas, com o desenvolvimento progressivo de foliações miloníticas.

Na análise das imagens gamaespectrométricas, nos canais de potássio, tório e urânio, apresentam anomalias positivas, sendo esta uma característica distintiva para sua identificação, através de método indireto.

Os diversos corpos apresentam contatos tectônicos, por zonas de transcorrência dúcteis, com as demais unidades da região, principalmente com o Grupo São Marcelo-Cabeça e com os granitos São Pedro e São Romão. Os limites entre suas fácies são ora tectônicos, entre os litótipos de características diferentes, ora gradacionais, entre os litótipos com similaridade composicional.

Foram identificadas quatro fácies principais nesta suíte: (PP4 γ nc₁) - Biotita-monzogranito e sienogranito leucocrático; (PP4 γ nc₂) – hornblenda-biotita granito e biotita granito meso-leucocrático; (PP4 γ nc₃); rochas subvulcânicas (PP4 γ nc₄)- álcali-granito e sienogranito.

Os biotita monzogranito e sienogranito leucocráticos (PP4 γ nc₁) são os litótipos predominantes. Mostram de coloração rósea-avermelhada a cinza, em tons claros e apresentam-se em geral anisótopos, inequigranulares, médios a grossos, de estrutura maciça e textura pórfira a porfírica. Possuem texturas granoblásticas e estruturas protomiloníticas a miloníticas e foliadas, quando deformados.

Os hornblenda-biotita granito e biotita granito meso-leucocráticos (PP4 γ nc₂) são termos subordinados e constituem uma fácies porfiroclástica de granulação extremamente grossa, com fenocristais centimétricos de K-feldspato peritéticos, sendo encontrado alguns termos com cristais de textura pseudo-rapakivi e matriz granoblástica. Rochas de composição quartzo-monzoníticas associam-se subordinadamente a estes litótipo.

As rochas subvulcânicas (PP4 γ nc₃) são de ocorrência limitada e formam corpos em forma de *sills* e diques de micromonzogranito

e granófiros. Apresentam como característica, em imagens geofísicas, anomalias magneto-métricas intensas e localizadas.

Os álcali-granito e sienogranito (PP4 γ nc4) são os termos mais diferenciados e tardios, mostram tendência mais alcalina são ricos em K-feldspato e quartzo. Em imagens gamaespectrométricas, em especial no canal de potássio, estes litótipos apresentam fortes anomalias positivas, perceptíveis para sua individualização.

Os dados litoquímicos indicam que as rochas desta unidade são fortemente peraluminosa e mostram alta concentração em sílica, entre 70,43% e 75,26% e K₂O (> 5%) e baixos valores de TiO₂, Fe₂O₃(T), MgO e CaO. Os padrões de terras-raras apresentam comportamento coerente com a interpretação tectônica dada pelos elementos maiores e traços. As curvas fornecidas evidenciam um modelo homogêneo, enriquecidos em ETRL e ETRP, com profunda anomalia negativa de európio, compatíveis com o padrão encontrado em granitos peraluminosos de origem crustal.

O significado das análises para interpretação do posicionamento tectônico indica que este magmatismo representa um estágio pós-colisional, associada às falhas direcionais transtrativas. Segundo Sylvester (1998) estes litótipos peraluminosos são originados por um conjunto de diversos processos, que em parte envolvem zonas de cisalhamento e deformação, com granitos pós-colisionais derivados de aquecimento mantélico sobre uma crosta litosférica delaminada e moderadamente espessada.

A datação efetuada para esta unidade forneceu a idade U-Pb de 1.743 ± 4Ma. (Frasca e Borges, 2004).

Suíte Rio do Sangue

É constituída pelos ganitos Juara e Fontanillas, anteriormente cartografadas como pertencentes ao Complexo Xingu, distribuídos na região noroeste do estado.

PP4 γ ju – Granito Juara (GJR / JDL)

Da mesma forma que os granitóides da Unidade Fontanillas, as rochas desta unidade eram agrupadas no Complexo Xingu. Durante a execução do Projeto Gis do Brasil, pela CPRM, foram identificados e cartogra-

fados maciços graníticos milonitizados e com feições migmatíticas, os quais foram incluídos sob a denominação de Suíte Intrusiva São Romão, em analogia aos granitos deformados de granulação fina ocorrentes na folha São João da Barra. Neste trabalho, passa-se a denominar de Unidade Juara para os granitos que ocorrem, predominantemente, na porção central do Município de Juara, estendendo-se para oeste como uma faixa estreita e contínua até as imediações do rio do Sangue.

A forma de ocorrência é sugestiva de tratar-se como diques e/ou corpos tabulares de dimensões variadas, até mesmo kilométricas, cortando as rochas da Unidade Fontanillas e em parte, possivelmente intrudidas pela Suíte Intrusiva Tatuí. Estes diques incluem, do ponto de vista textural, tanto aplitos quanto pegmatitos. Os aplitos são equigranulares finos a porfíricos enquanto que os pegmatitos são equigranulares grossos. Os primeiros variam em composição desde sienogranítica a monzogranítica até granodiorítica; enquanto os pegmatitos são predominantemente de composição granítica. Esta unidade aflora como matações e blocos tabulares arredondados variam de 3 a 100 m de comprimento.

As rochas desta unidade mostram uma foliação milonítica WNW-ESE caracterizada pelo paralelismo dos cristais de micas e de diminutos porfiroclastos de feldspato alcalino, os quais se acham imersos em matriz com intensa recristalização.

PP4 γ fo – Granito Fontanillas (GJR / JDL)

Originalmente, as rochas graníticas deformadas ocorrentes entre os grábens Dardanelos e Caiabis e a Bacia dos Parecis, desde Fontanillas a oeste, até Juara à leste, estavam inseridas no Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974). No Projeto Gis do Brasil, estas rochas foram agrupadas na Suíte Intrusiva Serra da Providência, por apresentarem a textura *rapakivi* típica dos litótipos da Serra da Providência e a associação temporal e espacial com gabros e charnockitos. Neste trabalho, passa-se a englobar esta associação de rochas na Unidade Fontanillas, pertencente à Suíte Rio do Sangue.

O Granito Fontanillas domina grande parte da porção a sul da região de Castanhei-

ra, ocorrendo na forma de um corpo batolítico, alongado segundo a direção E-W e WNW-ESSE, com dimensão maior acima dos 200 km, adentrando os domínios do município de Juara. No contexto regional ocorre uma ampla variação nas características estruturais/texturais das rochas graníticas, desde tipos fracamente foliados até protomilonitos e milonitos bandados.

Esta unidade inclui biotita granitos que correspondem aos termos dominantes e subordinadamente corpos de gabros. Os granitos apresentam composição monótona, variando de biotita sienogranito a biotita monzogranitos, com cores rosa e tonalidade avermelhada. Texturalmente são equigranulares grossos a inequigranulares, porfíricos exibindo fenocristais com dimensões de até 10cm imersos em matriz grossa a muito grossa. Os fenocristais são em sua maior parte de feldspato alcalino os quais acham-se manteados por delgadas bordas de plagioclásio, configurando uma textura rapakivítica. O Granito Fontanillas foi afetado por deformação heterogênea de carácter dúctil-ruptil, o que resultou na presença de protomilonitos, milonitos e *augen* gnaisses, cuja direção preferencial é WNW-ESE. Injeções decimétricas a decamétricas pegmatíticas e aplíticas são comuns e se encontram deformadas, concordantemente ao restante da unidade, o que dá um aspecto gnáissico ao conjunto. Enclaves de tamanho e forma variada de composição diorítica a granítica são bastante comuns.

Estudos geocronológicos desenvolvidos neste trabalho, em biotita metagranito revelaram idade U-Pb de 1800 ± 20 Ma.

Grupo Beneficente

ASF

Esta denominação foi proposta por Almeida e Nogueira Filho (1959) para designar uma seqüência sedimentar composta por duas litofácies: uma inferior, quartzítica, aflorando no povoado de Beneficente e uma superior, pelítica, aparecendo no baixo curso do igarapé das Pedras. Diversos outros autores usaram esta mesma terminologia para caracterizar os sedimentos encontrados desde o rio Sucunduri até a rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém) na região conhecida como Serra do Cachimbo. Entre eles se destacam Liberatore *et al.* (1972) Silva *et al.* (1974) Almeida (1974) Santos *et al.* (1975) Santos (1977) Leal *et al.*

(1978) e Silva *et al.* (1980).

Com base na interpretação de aerofotos e de imagens de radar e satélite e nos dados coletados no campo, foram individualizadas 4 unidades litológicas na atual borda sul desta bacia, marcada por um sistema de falhas transcorrentes predominantemente sinistrais.

Unidade I (PP4b₁) – Distribui-se sob a forma de estreita faixa com orientação WNW-ESE a E-W, recobrimo discordantemente as rochas da Suíte Colíder, ocupando o terço superior da encosta da serra dos Apiacás e mostrando mergulhos em torno de 40° para NNE. Contatos tectônicos com outras unidades também são observados. Nas seções estudadas sua espessura é estimada em 150 metros, predominando arenitos e arenitos líticos brancos a creme, com grãos finos a médios, subangulosos e bem selecionados, dispostos sob a forma de estratos e camadas com freqüentes estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas e tabulares. Segundo Pedreira (2000) estas rochas tipificam um sistema fluvial entrelaçado, onde os arenitos com estratificações cruzadas planares representam barras transversais. A parte inferior desta unidade é formada por camadas métricas de conglomerados polimíticos (sustentados pelos clastos) com os clastos de rochas vulcânicas, arenitos e argilitos, atingindo até 20cm de diâmetro. Ocorre também arenito argiloso marrom-claro a róseo, de granulação média, bem selecionado; capeado por uma sucessão de finas camadas de arenitos, arenitos líticos e argilitos, avermelhados, com clastos de argila e granocrescência ascendente e recobertos por uma camada de argilito vermelho com manchas brancas de descoloração e com nova alternância de argilitos vermelhos e arenitos vermelho-escuro, friáveis e com estratificações cruzadas tabulares, com indicação de paleocorrentes para oeste.

Neste pacote, com espessura de 5 metros, os arenitos basais com clastos de argila são indicativos de lobos progradantes sob a forma de pequenos leques preenchedo canais, enquanto os arenitos com estratificações cruzadas tabulares e os argilitos são interpretados, respectivamente, como barras linguóides ou transversais e planícies de inundação (Pedreira, 2000).

Em estudos palinológicos realizados pelo LAMIN-RJ, em argilito vermelho com ní-

veis escuros, não foram observados fósseis. Esses argilitos são interpretados como depósitos *overbank* ou planícies de inundação, com os níveis de material escuro representando zonas pantanosas.

Unidade II (PP4b₂) – Distribui-se sob a forma de estreita faixa paralela à unidade anterior, à qual recobre de maneira concordante, com espessura estimada em mais de 150 metros. Constitui-se de pelitos avermelhados onde argilitos laminados representam as rochas predominantes. Arenitos finos e arenitos manganésiferos aparecem como lentes ou finas intercalações. Também ocorre calcário margoso, cinza-escuro, com textura muito fina, estrutura finamente laminada, composto predominantemente por carbonatos, argilominerais, sericita, quartzo, feldspato potássico, clorita e opacos e apresentando forte efervescência ao HCl diluído.

A presença dos argilitos indica planície de inundação ou superfície de afogamento e, devido a presença de lentes de rochas carbonáticas, esta unidade é interpretada como uma plataforma carbonática.

Unidade III (PP4b₃) – Mostra-se distribuída sob a forma de estreita faixa paralela às unidades anteriores, constituindo a parte mais acidentada da borda desta bacia sedimentar, que é conhecida regionalmente como Serra do Apicás. As unidades I e III, compostas predominantemente por arenitos, formam morrotes alinhados constituindo lineamentos positivos nas imagens de satélite e de radar, enquanto na unidade II, argilosa, o relevo é menos saliente, conferindo uma textura fotográfica diferente, o que, aliado aos dados de campo, permitiram sua individualização. Recobre concordantemente os pelitos da Unidade II e é constituída por camadas de arenito fino a médio, com estratificações plano-paralelas e cruzadas e localmente apresentam finas intercalações de siltitos e argilitos. Sua espessura é estimada em cerca de 100 metros.

Unidade IV (PP4b₄) - É constituída por uma seqüência de arenitos claros com intercalações de argilitos e siltitos avermelhados. Sua espessura é estimada em pouco mais de 150 metros e em função de as camadas apresentarem mergulhos mais suaves em relação às unidades sotopostas, sua distribuição e faixa de ocorrência é bem mais

ampla em relação às unidades anteriores.

Em função das intercalações de argilitos exibirem mergulhos suaves e os arenitos serem muito friáveis, os locais onde se instalou esta unidade acham-se arrasados e marcados por uma vegetação menos exuberante facilitando sua individualização através de fotointerpretação.

Os arenitos apresentam cor esbranquiçada, granulação fina a média, estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas, tabulares e marcas onduladas. Localmente foram observados níveis de granulação grossa a microconglomerática, geralmente associados a faixa de argilitos avermelhados com lentes de siltitos e arenitos muito finos.

Arenitos róseos, finos, arcoseanos a ortoquartzíticos, com grãos bem selecionados, localmente mostrando estratificação cruzada, sillexito e *cherts*, são descritos no Projeto Apicás (Silva Neto *et al.*, 1980) ao longo dos rios Azul e São Benedito. Rochas ígneas extrusivas de cor avermelhada, compactas, finas e vítreas, são descritas pelos autores acima citados e estão correlacionadas a zonas de falhas N-S, localizadas a oeste da fazenda Rio Azul. Esta unidade e as duas anteriores foram inicialmente consideradas por Pedreira (2000) como um sistema fluvial entrelaçado com planícies de inundação.

Em interpretação de dois furos de sonda localizados nas partes NW e SE Serra do Cachimbo, Lopes (2001) sugere, com base nas litologias e na perfilagem geofísica, a individualização de três seqüências siliciclásticas e uma carbonática.

A correlação entre os perfis executados na borda sul da Serra do Cachimbo, norte da folha Alta Floresta, e estes furos, a Unidade I corresponderia à Seqüência Siliciclástica Basal (SS₁). A unidade II, predominantemente pelítica, equivaleria à parte basal da Seqüência Carbonática (SC) com seu topo coincidindo com a superfície de máxima inundação. As unidades III e IV seriam correlacionáveis ao restante da seqüência carbonática presente no furo SE e ausente no furo NW, possivelmente devido a processos erosivos.

As idades obtidas por Tassinari *et al.* (1978) em siltitos ($1.485 \pm 32\text{Ma}$. – Rb-Sr em rocha total e $1.331 \pm 28\text{Ma}$. – Rb-Sr em fração fina) aflorantes na BR-163, a sul da Base Aérea da Serra do Cachimbo pode ser interpretada como a idade mínima do Grupo Be-

neficente. As idades Pb-Pb obtidas na população de zircões detríticos mais jovens de fácies conglomerática da base deste grupo confirmam que a idade máxima do início de sua deposição é de 1,74 Ga. (Leite & Saes, 2002) portanto do Estateriano.

MP1 γ sc - Suíte Intrusiva Santa Cruz ASR

A designação de Suíte Intrusiva Santa Cruz foi proposta por Ruiz (1992) ao referir-se a um corpo de dimensão batolítica, com direção NNW, exposto entre as localidades da Reserva do Cabaçal e São José dos Quatro Marcos. Este autor identificou duas fácies petrográficas a partir do mapeamento do batólito, na região de Cachoeirinha.

Uma fácies dominante, rosa, grossa a média, orientada, de composição monzogranítica a, subordinadamente, sienogranítica, composta por rochas de granulação grossa e raramente fina, equigranulares e fortemente orientadas. Ao microscópio identifica-se a textura hipidomórfica, equigranular, sendo o feldspato alcalino e o plagioclásio normalmente subidiomórficos, o quartzo xenomórfico é intersticial e a biotita, pouco abundante, ocorre isolada ou em agregados com minerais máficos e acessórios. Os acessórios comuns são a titanita, allanita, apatita e o zircão.

A fácies subordinada é constituída por ocorrências localizadas e de dimensões imprecisas de rochas mesocráticas, de cor cinza-escura, faneríticas, granulação grossa, equigranulares e fortemente orientadas. Ao microscópio constata-se o predomínio de textura hipidiomórfica, equigranular, dominada por cristais subidiomórficos de plagioclásio e hornblenda e, mais raramente, feldspato alcalino. O quartzo apresenta-se xenomórfico e intersticial e a biotita, muito rara, forma agregados com os cristais de hornblenda. Os opacos e minerais acessórios são o zircão, epidoto, apatita e allanita; ocorrem associados a hornblenda e biotita.

Ruiz *et al.* (2004) descrevem a ocorrência de uma terceira fácies petrográfica, constituída por rochas leuco a mesocráticas, cinza rosadas, intensamente foliada, faneríticas, com textura porfirítica, composição essencialmente monzogranítica. Esta fácies é observada na estrada que liga Araputanga e Cachoeirinha. Nas proximidades da fazenda Pitomba observam-se diques ou veios da fácies por-

firítica seccionando a fácies rosa, equigranular.

Geraldes (2000) através de datação U-Pb convencional em monocristais de zircão, obteve idade de $1.587 \pm 04\text{Ma.}$, admitida como idade de cristalização.

MP1rg - Complexo Metavulcanossedimentar Rio Galera ASR

Deve-se a Ruiz *et al.* (2003 e 2004) a denominação de Complexo Metavulcanossedimentar Rio Galera, em substituição ao até então reconhecido como Complexo Metamórfico Rio Galera, para designar a associação supracrustal exposta na região de Conquista d'Oeste, no vale do rio Novo, em contato com o Complexo Metavulcanossedimentar Pontes e Lacerda (Menezes, 1993) através de importante zona de cisalhamento tangencial de baixo ângulo, nominada de Zona de Cisalhamento Anhambiquara.

Compreende um conjunto de xistos e anfibolitos, com intercalações de gnaisses leucocráticos. Os gnaisses exibem texturas ígneas preservadas, sugerindo uma natureza ortoderivada. São cinza-claros, granulação média, com níveis pegmatíticos paralelos ao bandamento diferenciado. Possuem composição monzogranítica a granodiorítica. Os anfibolitos e xistos ocorrem em uma proporção superior a 4:1 em relação aos gnaisses. Os anfibolitos são cinza-escuros a esverdeados, granulação média a fina, marcada xistosidade, definida pelo arranjo planar de anfibólios (hornblenda) e andesina. Os quartzo micaxistos são raros e intercalam-se aos anfibolitos. Esses litótipos sugerem uma associação vulcanossedimentar dominada por derrames básicos com discreta participação de produtos sedimentares de natureza siliciclástica, ambos recortados por intrusões graníticas menores.

MP1rn - Complexo Metamórfico Rio Novo ASR

Ruiz *et al.* (2004) empregam o termo Complexo Metamórfico Rio Novo para descrever uma associação de gnaisses cinzentos, bandados, complexamente deformados, comumente associados a intrusões de plutons graníticos, de composição e textura variadas, freqüentemente com diques aplíticos e pegmatíticos, métricos, além de granitos leuco-

cráticos, de cor rosa, definindo um arranjo de intrusões tabulares subparalelas.

As principais ocorrências desta unidade foram observadas na fazenda São Miguel e Gleba Bacurizal, na estrada de acesso às fazendas Reunidas Boi Gordo, e em extensas exposições nos domínios da Gleba dos Mineiros.

Na fazenda São Miguel, próximo ao limite com a Área Indígena Vale do Guaporé, essas rochas ortoderivadas afloram sob a forma de lajedos e matacões amplos.

São ortognaisses cinzas, leucocráticos, bandados, exibindo complexo padrão de deformação e composição variando de tonalito a granodiorito. O bandamento gnáissico é definido pela alternância de bandas félsicas (leucocráticas) quartzo-feldspáticas, e máficas (mesocráticas) constituídas essencialmente por biotita e hornblenda.

As bandas gnáissicas mostram-se dobradas e usualmente seccionadas e/ou transportadas ao longo de discretas zonas de cisalhamentos subverticais. Corpos plutônicos graníticos, mesocráticos a leucocráticos, de granulção média a fina, encaixam-se paralelamente às faixas cisalhadas, sugerindo que a colocação destes corpos, pelo menos em parte, tenha sido controlada pelo mesmo regime deformacional que conduziu a implantação das zonas cisalhantes.

São freqüentes enclaves de litótipos máficos de granulção grossa a média, portadores de foliação pretérita, os quais podem apresentar-se totalmente estirados segundo as zonas de alta deformação superimpostas ou, mais raramente, exibindo-se como blocos angulosos caoticamente dispersos na matriz gnáissica. Em adição, também são freqüentes os registros de diques e veios de granitos róseos, que recortam ortogonalmente os gnaisses.

Na pedreira desativada situada na fazenda São Miguel, próxima à BR-174, esta unidade faz-se representar por gnaisses cinza-escuros, mesocráticos, bandados, granulção grossa e composição variando entre tonalito a granodiorito, em contato, a leste com a Suíte Intrusiva Córrego Dourado, uma intrusão máfica-ultramáfica, de dimensão batolítica e, a sul e oeste com os metassedimentos do Complexo Rio Galera.

Vale ressaltar que, à semelhança dos gnaisses da fazenda São Miguel, os da pedreira também exibem notáveis exposições de rochas mesocráticas, cinza-escuras a negras, faneríticas, equigranulares, foliadas, for-

mando diques tabulares com mais de 3 metros de espessura, limitados por zonas de cisalhamentos.

São igualmente notáveis os diques graníticos tabulares, compondo um arranjo de corpos subparalelos, com contatos retos e abruptos, por vezes, assimilando porções de gnaisses. A rocha granítica exibe uma coloração rosa avermelhada, composição monzogranítica, essencialmente isotrópica e, em certos sítios, com uma textura pegmatítica com cristais de feldspato alcalino de até 10 cm de diâmetro.

Ruiz *et al.* (2004) apresentam idade U-Pb em zircão, pelo método convencional, de $1.552 \pm 03\text{Ma}$. interpretando-a como a provável idade de cristalização da unidade gnáissica.

MP1 γ c - Tonalito Cabaçal ASR

Inicialmente descrito como rochas tonalíticas metamorfasadas do Complexo Xingu (Barros *et al.*, 1982); coube a Monteiro *et al.* (1986) individualizar esta intrusão de composição tonalítica, exposta ao longo do curso médio do rio Cabaçal, região do Distrito de Cachoeirinha, como unidade litoestratigráfica, formalmente designada de Tonalito Cabaçal.

Trata-se de um corpo intrusivo em rochas metavulcanossedimentares do Grupo Alto Jauru e em gnaisses e migmatitos do Complexo Alto Guaporé, de forma alongada, que acompanha o *trend* regional NNW, com marcada foliação tectônica, comumente uma xistosidade, que em sítios de alta deformação, adquire aspecto ocelar, típico de zonas miloníticas.

Ruiz (1992) descreve estas rochas na região de Cachoeirinha, caracterizando-as como mesocráticas, cinza-escuras, granulção média a grossa, comumente equigranulares. A foliação tectônica confere as rochas uma trama planar intensa, que em alguns exemplares, pode produzir aspecto ocelar nos augen gnaisses.

Ao microscópio nota-se predomínio da textura granonematoblástica ou granolepidoblástica, resultante do arranjo preferencial dos cristais de hornblenda e biotita, alternados aos níveis ricos em plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. O plagioclásio (andesina e raramente oligoclásio) é o constituinte principal da rocha, sendo comum apresentar-

se, com o quartzo, em arranjos do tipo mosaico e, também, como porfiroclastos nas faixas milonitizadas. O quartzo, sempre xenomórfico, é um dos principais componentes da matriz, engrenando-se com o plagioclásio e o feldspato alcalino (microclínio). A hornblenda, principal máfico, comumente subidiomórfica, mantém contatos retos e abruptos com os félsicos e a biotita, esta por sua vez, apresenta-se com hábito ripiforme e com o anfibólio, destaca a trama planar típica destas rochas. Há raros registros de opacos e os minerais acessórios comuns são o epidoto, a titanita e o zircão.

Ruiz (1992) reporta-se ao diagrama isocrônico Rb-Sr obtido por Leite *et al.*, 1985 que indica uma idade de 1.558 ± 250 Ma. e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,70444, sugerindo uma derivação primitiva para esta unidade.

PP4δfb - Suíte Intrusiva Figueira Branca ASR

Figueiredo *et al.* (1974) designaram de Intrusivas Básico-Ultrabásicas os gabros, anfibolitos e serpentinitos intrusivos nos gnaisses do embasamento. Saes *et al.* (1984) propuseram a denominação de Suíte Intrusiva Figueira Branca para a associação de litótipos máfico-ultramáficos diferenciados que compreendem dunito, anortosito, troctolito, norito e gabro.

São intrusivas nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Alto Jauru e contêm xenólitos de metabasaltos nos gabros. Suas áreas de ocorrência se estendem desde as proximidades de Indiavaí até a fazenda Grão de Ouro, a norte, e ao longo do vale do rio Jauru, na fazenda Figueira Branca.

Os gabros e noritos são dominantes, estratificados em leitos de olivina e labradorita e mostraram raras texturas cumuláticas. As texturas subofíticas e intercumuláticas predominam, com bordas de reação de olivina para piroxênio e este para anfibólio. Lamelas de exsolução de ortopiroxênio em clinopiroxênio são comumente observadas. Serpentina e uralita estão associadas a hidrotermalismo tardio. Uma idade isocrônica Sm-Nd de 1.688 ± 46 Ma. em gabro, apresentada por Toledo (1997)

MP1δcd - Suíte Intrusiva Córrego Dourado ASR

Denominação empregada para de-

signar uma associação de corpos intrusivos, de composição básica a ultrabásica, alojados em gnaisses e rochas metassedimentares dos complexos Rio Galera e Rio Novo (Ruiz *et al.*, 2004).

As principais ocorrências cartografadas situam-se no alto curso do Rio Novo, nos domínios da Área Indígena Vale do Guaporé, fazenda São Miguel e Gleba Bacurizal. Constituí-se por plutons alongados segundo a direção NNW, com formato subelíptico, compostos por rochas melanocráticas, cinza a verde escura, granulação grossa, foliadas, embora haja ocorrências menores de litótipos maciços, composicionalmente, variam de metagabros a serpentinitos.

Não há dados geocronológicos disponíveis para este magmatismo e a correlação lito-estratigráfica com outras suítes máfico-ultramáficas ocorrentes a sul, na Folha Jauru, ou com as do Morro do Leme e Sem Boné, permanece como uma questão em aberto.

MP1γp - Suíte Intrusiva Serra da Providência GJR

A formalização da unidade litostratigráfica Granito Serra da Providência foi proposta por Leal *et al.* (1976) para intrusões graníticas de textura *rapakivi* que afloram na serra homônima. Tassinari *et al.* (1984) passaram a referir essa unidade como Suíte Intrusiva Serra da Providência. Gabros, charnockitos e mangeritos foram incluídos na suíte por Rizzotto *et al.* (1995) assim como o mangerito do Maciço União e o charnockito de Ouro Preto (Bettencourt *et al.*, 1995a) além de vários *stocks* deformados e intrusivos no Complexo Jamari (Scandolara *et al.* 1999). As rochas da referida suíte distribuem-se principalmente no alto curso do rio Branco, extremo noroeste de Mato Grosso, constituindo um batólito que sustenta a serra homônima. Também ocorrem vários outros corpos isolados na forma de *stocks* que distribuem-se tanto a leste como a oeste da serra da Providência.

O batólito Serra da Providência apresenta forma ovalada com 140 km de extensão por 40 km de largura, constituído pela associação gabro-charnockito-mangeritogranito. Rizzotto *et al.* (1995) reconhecem quatro fácies graníticas sendo assim consti-

tuídas: monzogranito porfírico (piterlitos) com viborgitos subordinados, monzogranito porfírico, monzogranito pórfiro e sienogranito granofírico. Os granitos e rochas associadas são intrusivos no Complexo Jamarí embora sejam raras as evidências diretas de relações de contato. Em imagens de satélite essa relação de intrusão é mais facilmente observada. As rochas da suíte formam um conjunto de elevações com destaque morfoestrutural marcante nas imagens sensoriais.

Os piterlitos são classificados petrograficamente como hornblenda-biotita monzogranito contendo fenocristais euédricos a ovalados de microclínio de até 5 cm de diâmetro e freqüentemente encontram-se manteados por uma fina auréola cinza-esbranquiçada de plagioclásio (Fig. 6). A presença de enclaves máficos quartzo-diorítico é bastante freqüente nesta fácies e feições de mistura mecânica de magmas (*mingling*) também são comuns. Os sienogranitos mostram textura granofírica, com cavidades miarolíticas preenchidas por quartzo e fluorita.

Os dados geoquímicos mostram que os granitos da suíte são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, com teores de SiO_2 entre 68 a 72 %, alcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 8 \%$) $\text{FeO}t/\text{FeO}t + \text{MgO}$ (0,70-0,99) K/Rb (100-300). São empobrecidos em MgO (< 0,5%) Al_2O_3 (< 14%) Sr (< 120 ppm). O conteúdo de ETRL é elevado (200 x condrito) e os ETRP apresentam um moderado enriquecimento (20 x condrito) além de uma anomalia negativa de Európio. Assim, essa suíte granítica não apresenta somente analogia textural com os granitos rapakivi mas também uma assinatura geoquímica perfeitamente compatível com os granitos do tipo A.

No contexto dos granitos deformados, ocorre uma ampla variação nas características estruturais/texturais das rochas, desde tipos fracamente foliados até protomilonitos e milonitos bandados. Os protomilonitos são mais frequentes na borda oeste do batólito Serra da Providência e em largas zonas da associação charnockito-granito, entre as cidades de Ouro Preto d'Oeste e Ji-Paraná. As rochas protomiloníticas foram originadas por um sistema transpressivo de direção noroeste e cinemática sinistral (Scandolara, 1998). A foliação sigmoidal é observada tanto em macroescala (núcleos graníticos envoltos por faixas de protomilonitos) como em micro-

escala, através de porfiroclastos de feldspato alcalino bordejados por palhetas de biotita. As condições da temperatura de metamorfismo nestas zonas são compatíveis com a fácies xisto verde superior a anfibolito.

O magmatismo Serra da Providência foi episódico e manifestou-se, possivelmente, por um período superior a 50 Ma., onde a fase intrusiva mais antiga, representada por biotita sienogranito porfírico, tem idade U-Pb de $1.606 \pm 24\text{Ma.}$, seguido por um hornblenda-biotita monzogranito de idade U-Pb de $1.573 \pm 15\text{Ma.}$, (Bettencourt *et al.* 1999). Uma amostra de piterlito e outra de viborgito forneceram idades idênticas de $1.566 \pm 5\text{Ma.}$ e $1.566 \pm 3\text{Ma.}$, respectivamente. Outra fase magmática posterior representada por biotita sienogranito pórfiro, tem idade de $1.554 \pm 47\text{Ma.}$, enquanto, que as fases finais do magmatismo, representadas por quartzo-sienito do maciço União, forneceram idade de $1.532 \pm 5\text{Ma.}$ (Bettencourt *et al.* 1999). As idades T_{DM} variam de 1,76 a 1,89Ga.

Datações U-Pb obtidas neste estudo em hornblenda sienogranito parcialmente deformado, revelaram idade de $1.542 \pm 2\text{Ma.}$

A grande potencialidade econômica da unidade está evidenciada pela exploração atual dos maciços graníticos para utilização como pedra ornamental.

PP48j - Gabro Juína (GJR / JDL)

As rochas máficas deformadas e/ou foliadas, ocorrentes a WNW da Folha Juruena (SC.21) foram posicionadas, generalizadamente, no Complexo Xingu. Recentemente, durante a execução do Projeto Gis do Brasil (Bizzi *et al.*, 2002) foram cartografados vários corpos máficos na forma de *stocks* e diques, constituídos de diabásio, gabro e diorito, com variável intensidade de deformação, ora fortemente foliados, ora com a estrutura ígnea parcialmente preservada, em função do comportamento reológico das rochas máficas. Para essas rochas, os autores acima referidos denominaram de Máficas Guadalupe, que doravante passam a ser denominadas de Gabros Juína, em função de estarem distribuídos nas imediações da cidade de Juína, ao longo da rodovia que liga este município a Vilhena e ao longo da linha 03 a WSW de Juína.

Os gabros ocorrem, na maioria das vezes, associados aos granitos Fontanillas,

evidenciando uma mistura de magmas contrastantes máfico-félsicos. Quando isso ocorre, são geradas rochas híbridas, em faixas métricas, sendo que em caráter regional ora predomina a rocha máfica (gabros) e ora predomina a rocha félsica (monzogranitos).

Os gabros possuem textura granular média a fina, estrutura foliada, compostos de hornblenda prismática dispostas em agregados substituindo os clinopiroxênios. O plagioclásio é subidiomórfico mostrando-se parcialmente saussuritizado. O quartzo e o feldspato potássico são intersticiais. A biotita, epidoto, sericita, carbonato e pirita são produtos de alteração hidrotermal e a titanita, magnetita e apatita, constituem minerais acessórios. Os dioritos são pórfiros, composto por cristais de hornblenda prismática imersos numa matriz de plagioclásio e clinopiroxênio.

Os diques de diabásio mostram textura microporfirítica com matriz subofítica fina, representada por fenocristais de clinopiroxênio, tabulares e xenomórficos de bordas substituídas por hornblenda, envoltos por cristais ripidiformes e fortemente saussuritizados de plagioclásio. O quartzo e o feldspato potássico formam intercrescimentos gráficos e mirmequiticos nos espaços intersticiais. Da mesma forma que os gabros, exibem variável taxa deformacional, mas sempre foliados.

MP1γt – Suíte Intrusiva Tatuí (GJR / JDL)

O termo Suíte Intrusiva Tatuí é sugerido para agrupar uma associação de corpos plutônicos hipabissais e de rochas vulcânicas associadas que ocorrem em grande parte nos domínios da aldeia indígena homônima, na porção centro-norte da cidade de Juara, estendendo-se para oeste até o Rio Juruena.

As rochas que constituem esta unidade afloram ao longo do baixo curso dos rios Juruena e Arinos e ao longo da estrada da fazenda Três Cinco - rio Juruena, no extremo noroeste do município de Juara. Na região do rio Juruena as rochas ocorrem como diques sinplutônicos e se acham, em parte, recobertas pelos sedimentos da Formação Dardanelos.

As rochas vulcânicas representam, possivelmente, uma fácies de borda dos granitos da unidade. Apresentam cores que variam de vermelho, cinza a preto, de texturas

afaníticas a porfíricas e brechadas, por vezes, desenvolvendo megafenocristais de feldspato alcalino de até 5cm de comprimento. Estes megacristais são normalmente arredondados e mostram mantos externos milimétricos, esbranquiçados de plagioclásio, o que indica uma textura do tipo rapakivi.

No extremo noroeste do município de Juara, os vulcanitos encontram-se muito fraturados, com intensa epidotização associada, sendo também comum a presença de sulfetos milimétricos disseminados, essencialmente pirita. Ao longo do rio Juruena, as rochas vulcânicas possuem cor cinza com tonalidade esverdeada. Sua superfície mais externa mostra fluxo incoerente com vários sistemas de fraturamentos e amígdalas preenchidas por cristais de quartzo.

Os termos plutônicos da Suíte Tatuí consistem de batólitos e *stocks* que, invariavelmente, bordejam a parte sul do Graben Dardanelos. Apresentam no seu interior xenólitos alongados dos granitos da Suíte Juara. Relações diretas de contato entre esta unidade e suas encaixantes não foram observadas no campo, entretanto, em imagem de satélite e nos mapas gamaespectrométricos é possível destacar formas subarredondadas intrusivas no embasamento.

Duas fácies composicionais foram identificadas nesta unidade. Uma variando de sienogranito a monzogranito, dominante, e a outra de composição granodiorítica. Os sieno e monzogranitos ocorrem ao longo do curso médio do rio dos Peixes, onde estão parcialmente recobertos pelas rochas sedimentares da Formação Dardanelos e em parte cortados por diques riolíticos sinplutônicos. Estes corpos graníticos são caracterizados por apresentarem deformação fraca a incipiente, preservando, por vezes, foliação de fluxo magmático. Consistem de proporções variadas de quartzo, feldspato, plagioclásio, biotita, incluindo titanita e allanita como acessórios. Apresentam textura fanerítica média a grossa, com fenocristais de feldspato alcalino de até 2 centímetros, aspecto pegmatítico e, por vezes, porfírico. Xenólitos de forma alongada, com aproximadamente 20 centímetros, são comuns e caracterizados por serem maciços, com textura fanerítica muito fina, e composição possivelmente microdiorítica, por anfibólio e plagioclásio.

A fácies granodiorítica ocorre na porção oeste do corpo de maior expressão da

área, sendo caracterizada por uma cor cinza com tonalidade esbranquiçada, granulação média a grossa. A deformação também varia de fraca a incipiente e sua mineralogia é composta por plagioclásio, feldspato alcalino, hornblenda, granada, quartzo e epidoto.

Dados isotópicos de Sm-Nd indicam valores de 1.916Ma. com eNd +0,90 sugerindo pouco tempo de residência crustal.

MP1 γ rv - Granito do Rio Vermelho (GJR / JDL)

As feições circulares que se apresentam destacadas em imagens de radar, na folha SC.21, eram interpretadas como maciços arrasados pela erosão e representantes plutônicos do Grupo Uatumã (Silva *et al.*, 1974, Issler, 1977). Silva *et al.* (1980) associam estes corpos aos granitos Teles Pires. Leite (2004) denomina de Granito Novo Horizonte um corpo batolítico de aproximadamente 1200 km², com forma subarredondada, tendo suas principais exposições nas proximidades do Distrito homônimo e limitado a WNW pelo rio Vermelho. Neste trabalho, passa-se a denominar de Granito do Rio Vermelho para o batólito anorogênico, de característica de posicionamento crustal a nível raso, de textura equigranular média, por vezes porfirítica com cores cinza e cinza esbranquiçada, apresentando incipiente estrutura de fluxo magmático.

Apresenta contato nitidamente intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo Roosevelt, ocasionando, por vezes, metamorfismo de contato e contato intrusivo nas rochas graníticas da Unidade Fontanillas, conforme se visualiza em imagem de satélite.

O fenocristal dominante é de ortoclásio peritítico com raros cristais de plagioclásio levemente epidotizado o que lhe confere uma tonalidade esverdeada.

Em termos composicionais ocorre uma estreita variação entre sieno e monzogranito. Uma feição típica desta unidade é a presença de quartzo subarredondado de cor azul e intensa disseminação de pirita e, mais raramente, calcopirita. É comum também a presença de enclaves máficos de granulação fina, arredondados a elipsoidais, possivelmente de composição diorítica. Essas características se assemelham aquelas do Granito Aripuanã com o qual consideramos correlacionável.

Nas proximidades do Distrito de Novo Horizonte foram identificados vários veios subverticalizados de dimensões subdecamétricas preenchidos por cristais euedrais de ametista.

MP1 γ ar - Granito Aripuanã (GJR / JDL)

Várias denominações foram sugeridas para o batólito subcircular que intrude as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Roosevelt na serra do Expedito, em Aripuanã. Originalmente foi denominado por Costa (1999) de Granito Rio Branco, o qual foi substituído por Granito Subvulcânico Anorogênico Aripuanã (Néder *et al.*, 2000). Rizzotto *et al.* (2002) em estudos realizados entre os rios Branco e Aripuanã, mantém a denominação de Néder *et al.* (2000) simplificando-a para Granito Aripuanã, adotada neste trabalho.

O corpo principal constitui-se de um *stock* circunscrito, com dimensões aproximadas de 20 km de diâmetro, intrusivo nas rochas metavulcanoclásticas do Grupo Roosevelt, situando-se no noroeste de Mato Grosso, a norte/noroeste do Graben Dardanelos e limitado a oeste pelo rio Branco. Além dele, vários outros corpos com as mesmas características composicionais, assinatura geofísica e modo de ocorrência afloram na borda norte da Bacia dos Caiabis/Dardanelos, nas imediações do distrito de Filadélfia e a WNW do rio Branco.

O Granito Aripuanã possui características de posicionamento crustal a níveis rasos como pode ser observado pela sua variação textural nas fácies porfirítica, microporfirítica, equigranular fina e pófira com características subvulcânica a vulcânica. É intrusivo na unidade metavulcano-sedimentar Roosevelt, fato este evidenciado pelas macrofeições estruturais regionais, as quais encontram-se deslocadas e rompidas devido a intrusão. Veios, apófises graníticas, feições tipo *stockwork*, além de zonas de forte brechagem hidrotermal aliados a processos de epidotização, cloritização e sericitização são encontrados ao redor da intrusão e no interior da seqüência metavulcanossedimentar.

Sienogranito porfirítico de granulação grossa é o tipo predominante, exibindo fenocristais euédricos de feldspato alcalino peritítico dispersos numa matriz grossa de quart-

zo, plagioclásio, biotita e titanita. É isotrópico, apresentando apenas uma incipiente textura de fluxo magmático. Riolitos são subordinados e podem representar bordas subvulcânicas/vulcânicas das partes apicais do maciço. Apresentam textura porfirítica representada por fenocristais corroídos de feldspato alcalino e quartzo em matriz afanítica de cor vermelho-escuro.

Na análise petrográfica o litotipo principal é classificado como titanita-biotita monzogranito, de textura porfiróide definida por fenocristais euédricos de microclínio mesoperfítico em matriz de granulação grossa constituída por plagioclásio, quartzo e biotita. O plagioclásio ocorre como prismas tabulares exibindo moderada alteração para mica branca e mais raramente epidoto. Também ocorrem como cristais zonados inclusos no microclínio. O quartzo apresenta-se na forma de fenocristais de hábito prismático hexagonal com moderada extinção ondulante e fraturas freqüentes, além de cristais xenomórficos ocupando os espaços intersticiais entre os feldspatos na matriz. A biotita ocorre em cristais bem desenvolvidos com abundantes inclusões de apatita. Raramente encontra-se alterada para clorita. Entre os acessórios, destacam-se os cristais prismáticos de titanita, ocorrendo em agregados associados à biotita e aos opacos, além de cristais bem desenvolvidos e euédricos de magnetita. Muscovita, albita e quartzo ocorrem em microfraturas dos minerais quartzo-feldspáticos e estão associados a alteração hidrotermal.

O granito é balizador do evento metamórfico-deformacional regional, pois o mesmo mostra-se sem deformação e intrusivo nas rochas deformadas do Grupo Roosevelt. O referido granito foi datado pelos métodos U-Pb (*SHRIMP*) e Pb-Pb, que forneceram idade de cristalização de $1.537 \pm 7\text{Ma.}$ e $1.546 \pm 5\text{Ma.}$, respectivamente (Rizzotto *et al.*, 2002).

A mineralização nas imediações do Granito Aripuanã e nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Roosevelt dá-se da seguinte forma: Ouro livre nos aluviões; *gossans* de sulfetos de Pb e Zn e zonas enriquecidas em metais-base na interfície sulfeto-óxido na base da seqüência metavulcanossedimentar. Além destas ocorrências principais, encontram-se ainda sulfetos de cobre e ouro em zonas de brecha e *stockwork* e, anomalias locais de molibdenita.

Os fluidos hidrotermais resultantes da intrusão do Granito Aripuanã sugerem modelo metalogenético de substituição hidrotermal epizonal, com forte remobilização e concentração em rochas vulcanossedimentares reativas.

MP1ra – Complexo Metavulcanossedimentar Rio Alegre ASR

Matos (1995) estudando as rochas do terreno Rio Alegre, denominaram-nas de Seqüência Vulcanossedimentar Rio Alegre e Intrusivas associadas. Matos *et al.* (2004) definiram as rochas Vulcanossedimentares do Orógeno Rio Alegre como vulcânicas máficas e ultramáficas, sedimentares químicas e intrusivas máficas a félsicas, com metamorfismo na fácies xisto verde a anfíbolito baixo. Embasados em estudos petrológicos, geoquímicos e geocronológicos subdividiram-nas em três unidades: Formação Minouro (base) englobando rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas associadas a *cherts* e formação ferrífera bandada; Formação Santa Izabel (intermediária) constituindo-se de lavas ácidas a intermediárias e rochas piroclásticas e, Formação São Fabiano (topo) compreendendo rochas metassedimentares cujas composições químicas sugerem derivação a partir de rochas vulcânicas subjacentes.

Ruiz *et al.*, (2004) nomina esta seqüência de rochas de Complexo Metavulcanossedimentar Rio Alegre, sem subdividi-la, proposição esta adotada neste trabalho. Compreende metabasaltos finos, equigranulares, foliados, com diques associados a restos de massedimentos químicos (*cherts* e formações ferríferas bandadas); xistos, metacherts e formações ferríferas bandadas com cores variadas, granulação fina e estrutura xistosa e/ou bandada e metadacitos, metariolitos e piroclásticas associadas.

As vulcânicas são isotropas ou com foliação incipiente, granulação fina, coloração cinza-claro a verde-escuro, freqüentemente com halos de intemperismo bem desenvolvidos, enquanto que as piroclásticas são caracterizadas por fragmentos de *lapilli* imersos em matriz microcristalina, parcialmente substituídos por carbonatos. Intrudidas nesta Unidade tem-se peridotitos-harzburgitos, leucogabros, gabros e serpentinitos, meso a melanocráticos, granulação grossa, texturas cu-

muláticas denunciando diferenciação *in situ*, além de rochas com variações composicionais entre gabros, dioritos e granitos. São rochas leucocráticas cinza a verde acinzentado, granulação grossa a porfiróide, isotrópicas a levemente foliadas.

Matos *et al.* (2004) advogam que as rochas matamórficas vulcânicas e subvulcânicas de composições básicas a ultrabásicas desta unidade foram geradas em ambiente de cadeia meso-oceânica, enquanto que as rochas metamórficas vulcânicas e intrusivas associadas, foram geradas em ambiente de arcos de ilhas. Afirmam ainda, que uma sedimentação contemporânea pode ter se depositado em bacias de retroarco.

Estes autores analisaram seis amostras pelos métodos U-Pb e Sm-Nd em rocha total, obtendo os seguintes resultados: U-Pb em zircão entre 1.509 ± 10 Ma. e 1.494 ± 11 Ma. com idades T_{DM} entre 1,67Ga. e 1,48Ga. e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre + 4,8 e + 4,3 (metadiorito, metadacito e anfibolito gnáissico). Nas rochas básicas (gabro e diorito) e félsicas (granito) as idades U-Pb indicam valores entre 1.481 ± 47 Ma. e 1.449 ± 07 Ma. e idades T_{Dm} entre 1,70Ga. e 1,50Ga. e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre + 4,1 e + 2,6. Datação pelo método U-Pb em zircão, mostrou idade de cristalização em 1.517 ± 27 Ma. (Ruiz, 2003).

MP1pl – Grupo Pontes e Lacerda ASR

A denominação de Complexo Metavulcanossedimentar Pontes e Lacerda foi proposta por Menezes, 1993 para uma seqüência vulcanossedimentar metamorfizada na fácies xisto verde/anfibolito. Estes autores subdividiram o complexo em três unidades litostratigráficas assim constituídas: **Unidade São José do Rio Branco**, composta por anfibolitos associados com rochas metassedimentares químico-exalativas e piroclásticas; **Unidade Triângulo**, constituída predominantemente por rochas metassedimentares clásticas com vulcânicas subordinadas; **Unidade Paumar**, composta por filitos com intercalações de quartzitos e talco-xistos subordinados. Neste trabalho essas unidades são reunidas sob a denominação de Grupo Pontes e Lacerda.

As rochas vulcano-químicas e clásticas ocorrem sob a forma de uma larga faixa descontínua de direção N20-40W, subparalela ao rio Guaporé. Está limitada a oeste pela

cobertura sedimentar do Terciário-Quaternário e a leste/nordeste pelas rochas sedimentares da Bacia do Parecis.

Anfibolitos ocorrem em pacotes espessos na parte basal. Exibem textura porfiroclástica, granoblástica e blastoporfirítica com arranjos magmáticos relativamente bem preservados. A paragênese recristalizada é representada por oligoclásio + hornblenda \pm quartzo é indicativa de condições metamórficas da fácies anfibolito médio a baixo. O protólito inclui lavas máficas conforme é indicado pela textura blastoporfirítica. A sedimentação químico-exalativa é representada por rochas calcissilicáticas e magnetita quartzitos. As primeiras possuem um bandamento representado por agregados de quartzo intercalados com níveis de epidoto e anfibólio. Os magnetita quartzitos exibem níveis submilimétricos alternados de magnetita e quartzo, que podem representar o acamamento sedimentar transposto.

A estruturação da unidade é definida por uma foliação milonítica de atitude N20^o-40^oW; 30^o-60^o NE, com geração de dobras intrafoliais e superficiais S/C. A deformação se deu inicialmente com transporte tectônico em rampa oblíqua de NNE para SSW, evoluindo para regime de transcorrência. Dobras com vergência para SW sugerem cavalgamento das rochas do Grupo Pontes e Lacerda sobre as rochas do Grupo Agua-peí. As condições metamórficas deste regime são compatíveis com temperaturas da fácies anfibolito baixo.

Menezes (1993) admite a idade U-Pb de 1.300 Ma., obtida no granito Santa Helena considerado intrusivo nessa unidade vulcanossedimentar, como sendo a idade mínima do Grupo Pontes e Lacerda. Matos *et al.* (2004) apresentam idades U-Pb em rochas pertencentes a Seqüência Vulcanossedimentar Rio Alegre, as quais são consideradas correlatas àquelas do Grupo Pontes e Lacerda. As idades se estendem no intervalo de 1.465 Ma. a 1.517 Ma.

MP1sb - Complexo Granulítico Santa Bárbara ASR

Rodrigues *et al.*(1974) delimitaram uma faixa de ocorrência de anfibolitos entre a serra do Pau-a-Pique e o rio Alegre, na Folha Santa Bárbara, onde também ocorrem rochas granulíticas, registradas por Ferreira Filho e Bizzi (1985). Menezes, 1993 estudou

rochas similares na região sudoeste da Folha Pontes e Lacerda, enquadrando-as no Complexo Granulítico-Anfibolítico de Santa Bárbara, renomeado por Ruiz *et al.* (2003) como Complexo Granulítico Santa Bárbara.

As relações de contato entre os granulitos e os anfibolitos componentes desse complexo não são claras, embora o hiato metamórfico sugira uma justaposição tectônica.

Os granulitos são de cor cinza-esverdeada, mesocráticos, mostram textura granoblástica, granulação fina a média e discreta fábrica planar. Apresentam bimodalidade composicional dada por um pólo enderbítico e outro norítico.

Os enderbitos são de granulação grossa, textura granoblástica, e contêm biotita, hornblenda, clino e ortopiroxênios. O plagioclásio (Na 25-35) e o quartzo, com limites retilíneos e eventualmente denteados, constituem material magmático original. Como acessórios, ocorrem zircão, apatita e opacos.

Os noritos compreendem hornblenda-orto e clinopiroxênio metagabros. Distinguem-se dos granulitos enderbíticos, pela ausência de quartzo, predominância do clino sobre o ortopiroxênio, ausência da biotita e abundância da apatita.

Os anfibolitos são anisotrópicos, meso e melanocráticos, cinza-escuros, granulação fina a média. Ao microscópio mostram textura nematoblástica. O plagioclásio, bastante subordinado, é mais cálcico que a albita. O epidoto (raro) ocorre substituindo o plagioclásio. Entre os acessórios, tem-se quartzo, zircão, titanita, ilmenita e apatita. Faixas mais grossas, inequigranulares e de cor cinza-esbranquiçada, ocorrem subordinadamente.

Em afloramento, observam-se pontuações de sulfetos disseminados ou em níveis descontínuos com espessuras sub-milimétricas contidos na foliação principal, fissuramentos preenchidos por epidoto e carbonato zonas brechadas com espessuras decimétricas concordantes com a foliação dominante. Esta apresenta direção geral NNW e mergulhos altos para ENE.

Datação K-Ar em rocha anfibolítica acusou valor aproximado de 1.330 Ma. Esta idade é compatível com aquelas encontradas para o principal evento tectono-matamórfico definido na folha Pontes e Lacerda (Menezes, 1993). Ruiz *et al.*, (2004) através do método U-Pb em zircão,

obteve idade de 1.494 ± 10 Ma (cristalização).

MP1 γ ac - Suíte Intrusiva Água Clara ASR

Descrita inicialmente como Granodiorito Água Clara (Saes *et al.*, 1984) esta intrusão constitui um corpo que se estende por 160 km², no distrito de Farinópolis, município de Araputanga.

As rochas encaixantes deste batólito são gnaiesses cor cinza, anfibolitos, metabasaltos porfiríticos e metassedimentos clásticos e químicos Grupo Pontes e Lacerda. Ocorrem ainda, diques do Granito Alvorada, caracterizados pela cor cinza-claro, granulação fina a média, ausência de deformação e idade mínima Rb-Sr de 1.400 Ma. (Monteiro *et al.*, 1986).

Segundo Matos *et al.* (1996) as rochas que constituem este batólito possuem aspecto homogêneo e foliação concordante com as encaixantes. Apresentam cores cinza-claro e cinza-escuro, granulação variando de fina a grossa, localmente com textura porfirítica.

Trata-se de um corpo de composição granítica e granodiorítica, com texturas diversas (equigranular, inequigranular ou porfirítica) tendo como constituintes essenciais quartzo, K-feldspato, plagioclásio (An8 a An20) e, subordinadamente, biotita primária e granada (em alguns litótipos). Os acessórios estão representados por zircão, opacos, titanita e apatita, e os minerais de alteração por epidoto, biotita, muscovita, sericita, calcita e argilo-minerais. Petrograficamente ficam evidenciados dois tipos litológicos: um peraluminoso, constituído por granitóides granatíferos e outro metaluminoso. Atribui-se a existência de granada a possíveis eventos metamórficos de grau médio a alto e/ou a manifestações de caráter cálcio-alcálico de alto Al.

O caráter intrusivo é evidenciado pela presença de enclaves máficos – ultramáficos de dimensões muito variadas (centimétricas a quilométricas). Uma foliação tectônica é penetrativa no batólito e tem atitude persistente em torno de N40W/80SW.

O resultado U-Pb convencional de 1.485 ± 04 Ma., obtido em monocristais de zircão, foi interpretado por Geraldes (2000) como provável idade da cristalização do ba-

tólito, enquanto o valor de T_{DM} 1.77Ga., indicaria o período de fracionamento mantélico.

MP1 γ p - Suíte Intrusiva Pindaituba (ASR)

Constitui uma associação de rochas graníticas intrusivas encaixadas no Grupo Pontes e Lacerda e no Complexo Metavulcanossedimentar Rio Galera. Neste trabalho engloba também parte das rochas anteriormente atribuídas à Suíte Intrusiva Santa Clara (Ruiz *et al.*, 2004).

Compreende granitóides foliados, miloníticos a protomiloníticos, de composição essencialmente monzogranítica a granodiorítica e sienogranítica, expostos sob a forma de batólitos ou intrusões menores, aparentemente tabulares, controlados pela estrutura regional NW.

Foram identificados na região oito corpos graníticos como constituintes desta suíte, representados pelos Granitos Sapé, Anhangüera, Pedra Branca, Nossa Senhora da Conceição, Nova Lacerda Santa Elina, Banhado e Santa Clara.

O Granito Sapé é um corpo intrusivo, deformado e metamorfisado, de dimensão batolítica, orientado segundo a direção NNW, alojado em xistos do Complexo Metavulcanossedimentar Pontes e Lacerda, constituindo-se de duas fácies petrográficas distintas: uma mais antiga, dominada por rochas cinza-escuras, granodioríticas e outra, mais jovem, composta por rochas cinza clara, granodioríticas a monzograníticas.

A fácies mais velha exibe composição granodiorítica a monzogranítica, cinza-escuro e restringe-se à borda NE do batólito, em uma faixa alongada na direção NNW, com aproximadamente 10 km de comprimento. Constitui-se de rochas mesocráticas, cinza-escuras, granulação média a grossa, foliadas, sendo comum estruturas ocelar, típicas de cisalhamento. A composição mineralógica essencial é dada por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, clorita, zircão, apatita e opacos.

A fácies mais jovem é composta por rochas leucocráticas, cinza-claras, granulação média, foliada e composição variando de biotita-monzogranitos e, mais raramente, biotita-granodioritos. Mineralogicamente é definida por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, clorita, epidoto, zircão, apatita e opacos.

Granito Anhangüera (Araújo Ruiz,

2003) corresponde a um corpo intrusivo, alongado segundo a direção NNW, alojado em gnaisses e migmatitos do Complexo Metavulcanossedimentar Pontes e Lacerda e marcado por intensa foliação penetrativa. A relativa homogeneidade petrográfica dessa unidade é quebrada pela ocorrência de níveis subvulcânicos e por sítios restritos de rochas poupadas da deformação dúctil, geradoras da foliação penetrativa, seu principal elemento estrutural.

O corpo ígneo é constituído por rochas leucocráticas, de granulação grossa, porfírica, coloração variando de rósea a cinza-rosada, com intensa anisotropia caracterizada por uma foliação milonítica e estrutura ocelar típica. Composicionalmente são classificados como biotita-monzogranitos e apresentam composição mineralógica à base de quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, grana-da, zircão, apatita, allanita e opacos.

Os dados geocronológicos obtidos pelo método convencional U-Pb em zircão no Granito Sapé indicam uma provável idade de cristalização ao redor de $1.436 \pm 04\text{Ma.}$, portanto, a provável idade de formação desta Suíte.

Granito Pedra Branca - exibe duas fácies distintas: a mais antiga e abundante, constituída por litótipos leucocráticos, porfíricos, de cor rosa a cinza rosado, localmente pegmatíticos, com marcada textura ocelar e composição monzogranítica; a fácies mais jovem ocorre sob a forma de veios e diques, dispostos concordantes à Sn, constitui-se por rochas foliadas, de granulação fina, equigranulares, cor rosa clara e composição monzogranítica, concordantes com a foliação Sn.

Granito Nossa Senhora da Conceição - aflora na encosta da Chapada dos Parecis e corresponde a uma intrusão de pequena dimensão, subelíptica, encaixada em rochas do Complexo Metavulcanossedimentar Rio Galera. Exibe duas fácies: uma dominante que corresponde a rochas leucocráticas, grossas, porfíricas, cor cinza-claro, composição monzo a granodiorítica, textura protomilonítica; e outra subordinada, mais jovem, sob a forma de diques centimétricos, caoticamente distribuídos, formado por rochas equigranulares, fina a média, cor cinza clara, foliadas e de composição monzogranítica.

Granito Nova Lacerda - corresponde a um corpo irregular, levemente orientado segundo o *trend* regional NNW, alojado em ro-

chas do Complexo Metavulcanossedimentar Rio Galera e do *Pluton* Pedra Branca. É considerado tardi cinemático por exibir estrutura maciça nas porções internas do corpo e foliação nas bordas. Exibe duas fácies distintas: uma dominante, mais antiga, perfazendo mais de 95% do corpo, composta por rochas maciças ou orientadas, leucocráticas, inequigranulares, grossas a médias, cor cinza, composição variando de monzogranítica a granodiorítica, sendo comuns enclaves de anfíbolitos e gnaisses e, uma mais jovem, representada por diques centimétricos, compostos por rochas leucocráticas, equigranulares, finas a médias, maciças, de cor rosa, composição monzogranítica a sienogranítica.

Granito Santa Elina - trata-se de um corpo intrusivo fortemente foliado, composto por rochas leucocráticas, inequigranulares, médias a grossas, de cor rosa e composição monzogranítica. (Geraldès, 2000).

Granito Banhado - corresponde a um corpo intrusivo, orientado, intensamente foliado, evidenciando uma mistura de dois tipos litológicos principais, compreendendo rochas leucocráticas, inequigranulares, médias a grossas, coloração rosa a cinza rosada e, em menor proporção, rochas leucocráticas a mesocráticas, cinza, inequigranular, fina a microporfírica.

Granito Santa Clara - conforma um corpo intrusivo em rochas polideformadas e metamorfisadas na fácies anfíbolito do Complexo Metavulcanossedimentar Rio Galera, parcialmente recoberto pelos sedimentos siliciclásticos do Grupo Parecis. Expõe-se em uma extensão aproximada de 20 Km², compreendendo um corpo de formato ligeiramente elíptico a subcircular, orientado segundo o *trend* estrutural regional NNW (Ruiz *et al.*, 2004).

Constituí-se de rochas leucocráticas, cinza-claras, tendo a biotita como único máfico. No diagrama QAP classifica-se como sienogranitos, pertencentes ao domínio dos granitos crustais. O mapeamento deste corpo associado aos aspectos texturais permitiram a individualização de duas fácies petrográficas de composição mineralógica semelhantes. Uma mais abundante, porfírica, matriz grossa, engloba cerca de 95% da área aflorante do corpo granítico e outra, equigranular média a média-fina, foliada, presente apenas como diques centimétricos.

Datação pelo método U/Pb em zir-

cão, forneceu idade de $1.444 \pm 13\text{Ma}$ – cristalização (Ruiz, 2003).

MP1 γ sh - Suíte Intrusiva Santa Helena GJR

A designação de Granito Santa Helena foi introduzida por Saes *et al.* (1984) para incluir um batólito granítico foliado, mais tarde também estudado por Menezes (1993) que inseriu o termo “gnaisse” à designação original de forma a ressaltar sua marcante foliação milonítica. Geraldès (2000) passou a denominar de Suíte Santa Helena o batólito homônimo e vários outros corpos graníticos a tonalíticos aflorantes nos limites ocidentais da Folha Jauru.

O batólito Santa Helena é o corpo mais expressivo da suíte, apresentando forma alongada na direção N-S com 75 km de extensão por 35 km de largura. Encontra-se limitado a oeste pela serra do Cágado e serra do Caldeirão, e a leste pelo rio Brigadeirinho. O contato com as rochas do Grupo Pontes e Lacerda e do Grupo Aguapé é tectônico, e com as rochas do Complexo Alto Guaporé é intrusivo.

O batólito é composto por granitos porfiróides, com granodioritos, tonalitos, aplitos e pegmatitos subordinados. O feldspato alcalino é abundante nos granitos, variando de 40 a 50%, com quartzo e plagioclásio entre 20 a 25%, além de biotita e hornblenda em torno de 5 a 10%. Minerais acessórios incluem allanita, apatita, zircão e magnetita.

Os dados geoquímicos indicam, nas partes centrais do batólito, teores elevados de SiO₂ (74-76%) Na₂O + K₂O (8,4-11%) baixo Al₂O₃ (11,2-12,8%) e muito baixo CaO (0,53-1,0%). Apresentam forte enriquecimento nos níveis totais dos ETR, excetuando-se o európio. Mostram caráter metaluminoso e afinidade com os granitos do tipo A. Entretanto, nas zonas marginais do batólito ocorre um enriquecimento em Sr, Ba e Ti e um relativo empobrecimento de Rb, Th, U, ETR e HFSE em relação às partes centrais do batólito.

As rochas da suíte exibem zonas de deformação concentrada, miloníticas, com atitude de direção N40-60W e mergulhos moderados para NE, até verticais. Zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais balizam a borda oeste do batólito Santa Helena, desenvolvendo faixas miloníticas e cataclásticas. O grau metamórfico da deformação é compa-

tível com a fácies anfíbolito.

As idades U-Pb variam desde 1.422 ± 04 Ma. até 1.456 ± 34 Ma., enquanto os resultados Sm-Nd são relativamente uniformes, com $\hat{I}_{Nd(t)}$ de +2,60 a +4,00 e T_{DM} variando de 1,48 a 1,63 Ga. (Geraldes *et al.*, 2001). Outras datações pelo método U-Pb em zircão, mostraram idade de cristalização de 1.456 ± 10 Ma. a 1.419 ± 09 Ma., e uma isócrona Rb-Sr com idade de 1.318 ± 24 Ma. pode representar a idade do metamorfismo.

MP1 γ rb – MP1 γ rb - Suíte Intrusiva Rio Branco ASR

As rochas que constituem esta suíte foram estudadas inicialmente por Oliva *et al.* (1979) sendo denominadas de Complexo Serra de Rio Branco. Barros *et al.* (1982) nominaram-nas de Grupo Rio Branco, classificando-as como uma seqüência pluto-vulcânica constituída por rochas básicas e ácidas.

Coube a Leite *et al.* (1985) a definição do termo Suíte Intrusiva Rio Branco caracterizando-a como um complexo ígneo estratiforme diferenciado. Entretanto, ressalta-se o caráter bimodal desta unidade, que poderia indicar um magmatismo anorogênico, possivelmente desenvolvido em ambiente *riff*.

Ocorre em uma faixa de direção norte-sul, nas proximidades das cidades de Rio Branco e Salto do Céu, com aproximadamente 75 km de comprimento e 30 km de largura. Segundo as descrições de Barros *et al.* (1982) Leite *et al.* (1985) e Geraldes (2000) trata-se de uma associação pluto-vulcânica dominada por rochas ácidas a intermediárias no topo (MP1 γ rb) e rochas básicas na base (MP1 δ rb).

MP1 γ rb – Constitui-se predominante de riódacitos e granitos pórfiros granofíricos (granitos com textura rapakivi). As rochas vulcânicas exibem coloração avermelhada, são isotrópicas e porfíricas com fenocristais de quartzo e feldspato imersos em matriz felsítica. Os componentes plutônicos são representados por granitos granofíricos com texturas do tipo *rapakivi*, isotrópicos, porfíricos, de cor vermelha a rósea. Os fenocristais são de feldspato alcalino e plagioclásio, dispostos em uma matriz fina granofírica com intercrescimento de quartzo e feldspato alcalino.

MP1 δ rb - Compreende basaltos toleíticos e gabros. As rochas efusivas exibem coloração

cinza-escuro, granulação fina a afanítica, estrutura maciça, textura ofítica a subofítica e são constituídas essencialmente por plagioclásio e piroxênio e/ou anfíbólio. As rochas plutônicas mostram uma cor cinza-esverdeada com tons negros, granulação média a fina e estrutura maciça e são da mesma composição das efusivas (Barros *et al.*, 1982).

Geraldes (2000) e Geraldes *et al.* (2001) utilizando os métodos U-Pb e Sm-Nd, obtiveram idades de 1,46 a 1,42 Ma. para as rochas básicas e félsicas da suíte Intrusiva Rio Branco, interpretadas como idade de cristalização. As idades T_{Dm} foram interpretadas como idades de extração mantélica e indicam que o protólito das rochas básicas foi formado entre 1.86 – 1.82 Ga., e o protólito das félsicas entre 1.80 – 1.73 Ga. Datação pelo método U-Pb em zircão, forneceu idade de 1.423 ± 03 Ma. (Ruiz, 2003).

MP2 γ sr - Suíte Intrusiva Santa Rita ASR

A denominação de Suíte Intrusiva Santa Rita foi proposta por Ruiz *et al.*, (2004) ao descreverem um conjunto de corpos intrusivos de composição tonalítica a monzogranítica, que dispõem-se em uma faixa com direção NNW, limitada a leste pelo Bloco Jauru e a oeste pelo Bloco Paraguá. A Suíte Santa Rita é reconhecida como uma associação de rochas ígneas, leucocráticas a mesocráticas, de cor cinza, exibindo granulação variando de equigranular média a porfírica. A feição marcante destas intrusões é a foliação tectônica, localmente milonítica.

As intrusões agrupadas nesta suíte correspondem a corpos de dimensões reduzidas, alongados segundo o *trend* da estruturação regional NNW. Ruiz *et al.* (2004) descreveram três *plutons* de composição tonalítica dominante: Tonalito Rio Aguapeí (Pinho, 1990); Tonalito São José (Ruiz *et al.*, 2004) e Tonalito Rio do Cágado (Menezes, 1993) além do Granodiorito Rio Alegre (Geraldes, 2000) e uma intrusão granítica, informalmente designada Granito Carrapato (Geraldes, 2000).

Os dados geocronológicos U-Pb em monocristais de zircões, apresentados por Geraldes (2000) e Geraldes *et al.* (2001) indicam idades para o Tonalito Rio Aguapeí de 1.384 ± 40 Ma.; para o Granodiorito Rio Alegre de 1.412 ± 05 Ma.; e para o Granito Carrapato, de 1.400 ± 24 Ma. Datação U-Pb *SHRIMP* para o Tonalito Rio Aguapeí indica

idade de 1.379 ± 31 Ma.

MP2 γ a - Suíte Intrusiva Alvorada ASR

O termo Suíte Intrusiva Alvorada foi utilizado por Monteiro *et al.* (1986) para designar um conjunto de *plutons* graníticos alongados e subcirculares, localizados entre as cidades de São José dos Quatro Marcos e a Reserva do Cabaçal. Inicialmente esses *plutons* foram definidos como pertencentes à Suíte Intrusiva Guapé por Barros *et al.* (1982).

Ruiz (1992) descreve estes granitóides como geralmente equigranulares, granulação média a fina, cor cinza-clara a rósea, isotrópicos a levemente orientados e de composição dominante monzogranítica. Afloram ora como pequenos corpos (*plugs e stocks*) irregulares a subelípticos, que cortam as unidades mais antigas, ora como corpos maiores, caracterizando *plutons* subarredondados a elípticos.

Ao microscópio, nota-se o predomínio da textura hipidomórfica equigranular e raramente hipidiomórfica inequigranular. O plagioclásio e o feldspato alcalino são subidiomórficos, o quartzo é xenomórfico e intersticial e a biotita ocorre em pequenas lamelas. Os opacos comumente associam-se a biotita e os acessórios comuns são a apatita, titanita, zircão e allanita.

Geraldes (2000) mostra resultados de datações U-Pb obtidos para esta unidade nas regiões de Cachoeirinha, São José do Quatro Marcos e fazenda Alvorada, da ordem de 1.394 ± 37 Ma. a 1.546 ± 15 Ma. Ainda que seja notável essa variação de valores, pode-se admitir uma idade média de cristalização para esta suíte ao redor de 1.400 Ma.

MP2co(g) MP2co(ms) MP2co(q) MP2co(u) - Suíte Metamórfica Colorado GJR

As rochas polideformadas do extremo sudeste de Rondônia estavam inseridas inicialmente no Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974) ou no Complexo Basal (Souza *et al.*, 1975). Posteriormente, Scandolaro *et al.* (1999) agruparam estas rochas na Seqüência Meta-vulcanossedimentar Nova Brasilândia. Rizzotto *et al.* (2002) definiram a Suíte Metamórfica Colorado como uma associação de rochas polideformadas em condições metamórficas da fácies anfibolito superior, assim representa-

da: 1) metamonzogranito e anfibolito (magmatismo bimodal); 2) sillimanita xisto e formação ferrífera (rochas metassedimentares clásticas e químicas); 3) muscovita-granada leucogranito (granito tipo S); e 4) rochas máficas/ultramáficas intrusivas.

O magmatismo bimodal máfico-félsico está representado por anfibólio-biotita metamonzogranito porfírico, intrusivo nas rochas máficas (anfibolitos de granulação média a fina). A feição mais característica dessa associação é a migmatização que acompanhou o cisalhamento de alto ângulo, gerando foliação milonítica sigmoidal e boudins de anfibolito. A idade isocrônica Rb-Sr dos ortognaisses da pedreira RO-15 é de 1.360 ± 45 Ma. Em contrapartida, as idades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ em hornblenda do anfibolito (RO-18 e RO-19) forneceram idades *plateau* de 1.315 ± 6 Ma e $1.313 \pm 3-1319 \pm 2$ Ma., respectivamente. Estes valores radiométricos são interpretados como idade do resfriamento metamórfico.

A associação de xistos, hematita-quartzitos e xistos manganíferos com lentes subordinadas de anfibolitos constitui pequenas serras que exibem dobramento isoclinal e foliação vertical. Bolsões e lentes de granito do tipo S mostram relação de derivação a partir das rochas metassedimentares.

Os leucogranitos anatéticos pegmatóides e aplíticos, constituídos por feldspato alcalino, quartzo, granada, muscovita e rara biotita, ocorrem na forma de lentes e bolsões, além de pequenos corpos alongados subconcordantes com a estruturação regional. Cristais de muscovita de um leucogranito fino (RO-14) foram datados por $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ e forneceram idade *plateau* de 1.314 ± 6 Ma., a qual é interpretada como época do resfriamento do metamorfismo regional.

As rochas máficas ocorrem como corpos isolados subarredondados que mostram-se bastante preservados estruturalmente, constituindo, possivelmente, *megapods* da deformação regional. São constituídas por metagabros acamadados de granulação grossa que mostram textura ígnea cumulática preservada. Três frações de zircões analisadas desta rocha alinham-se em uma discórdia com idade de intercepto superior de 1.352 ± 3 Ma. (MSWD=0,18) interpretada como a idade de cristalização.

As rochas ultramáficas são representadas por actinolita-metagabros e hornblenditos intrusivos nos xistos e quartzitos. Também

mostram textura ígnea preservada em zonas de deformação de alto ângulo.

MP2γlj - Granito Lajes ASR

Matos e Ruiz (1991) descreveram a ocorrência de um *pluton* granítico na região limítrofe Brasil-Bolívia, mais exatamente nas proximidades do Destacamento Fortuna. Esta intrusão é constituída por rochas leucocráticas, cinza-esbranquiçadas, com tonalidades esverdeadas, granulação fina a média, fracamente anisotrópicas, identificadas como sienogranitos e monzogranitos.

As encaixantes são rochas gnáissicas e migmatíticas, enfeixadas por Matos e Ruiz (1991) no embasamento metamórfico, equivalente ao Complexo Metamórfico Tarumã (Ruiz *et al.*, 2004). A extensa cobertura holocênica que recobre as áreas arrasadas em direção ao chaco boliviano, impede uma definição mais precisa da forma deste *pluton*.

Geraldes (2000) através de duas datações U-Pb em zircões, obteve duas idades para este corpo granítico: uma mais antiga, muito imprecisa, indica uma idade de 1.608 ± 200 Ma. e outra, mais jovem, obtida a partir de quatro frações de zircões, mostra uma idade de 1.310 ± 34 Ma. Este autor e Tassinari *et al.* (2001) interpretaram esses resultados como a re-homogeneização do sistema U-Pb, após a cristalização da rocha em torno de 1.600 Ma.

MP2δva – Suíte Intrusiva Vale do Alegre ASR

O conceito original da unidade foi proposto por Barros *et al.* (1982) para uma associação máfico-ultramáfica que aflora dispersamente ao longo do vale do rio homônimo, entre as serras Santa Bárbara e Pau-a-Pique, constituída por gabro, gabro anfíbolitizado e/ou anfíbolito e serpentinito. Corpos ultramáficos (morro do Leme e morro Sem-Boné) ocorrem como ilhas na planície do rio Guaporé. Matos (1995) agrupa na Seqüência Metavulcanossedimentar Rio Alegre rochas ultramáficas e anfíbolitos intercalados em mica-xistos, além de gabros e serpentinitos metamorfizados na fácies xisto verde.

Nunes (2000) descreve os peridotitos, dunitos e serpentinitos que ocorrem nos morros do Leme e Sem-Boné. Os peridotitos e du-

nitos mostram uma intensa serpentinitização, todavia, a mineralogia primária preservada é representada por olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio. A paragênese neoformada é constituída por agregados fibrosos e lamelares de serpentina, carbonato, talco e clorita, caracterizando a textura *mesh*. Uma intensa rede de fraturas preenchidas por sílica amorfa, garnierita e malaquita corta os dunitos.

Os serpentinitos do morro Sem-Boné são maciços, de granulação fina, textura granoblástica, constituídos essencialmente por serpentina (95%) e óxidos de Fe, Ni e Cr. A serpentina ocorre em agregados lamelares, microlamelares e fibrosos, associados a hidróxidos de ferro.

As rochas máfico-ultramáficas dessa suíte apresentam uma assinatura geofísica característica evidenciada por fortes anomalias magnéticas bipolares, simétricas.

Mineralização associada nesta unidade refere-se ao depósito de níquel em rochas ultramáficas serpentinizadas dos morros do Leme e Sem Boné. Teores anômalos em Cu, Co, elementos do grupo da platina e ouro estão relacionados à concentração supergênica.

Datação pelo método K-Ar em plagioclásio, forneceu idade de 1.245 ± 35 Ma. para o metamorfismo (Ruiz, 2003).

MP2λac - Alcalinas Canamã GJR

A denominação de Sienito Canamã (Silva e Issler, 1974) foi dada ao álcali-sienito intrusivo nas rochas do Complexo Xingu. Silva *et al.* (1980) englobaram outros corpos de características geológicas semelhantes com a designação genérica de Alcalinas Canamã, e a posicionaram como a unidade mais jovem do Grupo Caiabis.

A principal área de ocorrência das rochas alcalinas está indicada, em imagens de sensores remotos, por duas estruturas circulares no alto curso do rio Canamã. Outros corpos de menor expressão em área ocorrem no domínio do Domo do Sucunduri.

Estas rochas alcalinas são predominantemente leucocráticas, de granulação média a grossa, com variedades microgranulares e pegmatíticas associadas. Mostram-se porfiróides e com texturas de fluxo magmático.

As Alcalinas Canamã são constituídas por sienito, microssienito, quartzo-sienito albitizados e aegirina-arfvedsonita granito. Possu-

em características *hipersolvus* e caráter alcalino, definido pela presença de aegirina, aegirina-augita, arfvedsonita e aenigmatita. Nos sienitos predomina o feldspato alcalino mesoperitítico, além de albita cristalizada tardiamente. O anfibólio é o máfico mais abundante, seguido por piroxênio e biotita. Como acessórios ocorrem titanita, rutilo, zircão, opacos, allanita e apatita.

Dados de química mineral do maciço Canamã indicaram condições de cristalização em pressões de 1 a 3 Kb e temperatura variando entre 1.000 a 700°C e afinidade com rochas da série alcalina-sódica. Os efeitos metamórficos-deformacionais estão restritos a porção setentrional do maciço Canamã, onde o mesmo mostra-se afetado pela Falha honônima, resultando em litótipos foliados e de incipiente bandamento metamórfico.

A idade obtida pelo método Rb-Sr em rocha total no maciço Canamã é de 1.216 ± 30 Ma., com razão isotópica inicial de $0,704 \pm 0,001$.

MP2 μ c - Suíte Intrusiva Cacoal GJR

Romanini (1992) denominou de Complexo Máfico-Ultramáfico de Cacoal e Complexo Máfico do Limão os litótipos que afloram na região de Cacoal.. Scandolara *et al.* (1999) sugerem a denominação de Suíte Intrusiva Básica-Ultrabásica Cacoal e incluem inúmeros *stocks* básicos/ultrabásicos que ocorrem principalmente na região de Alta Floresta d'Oeste e Pedras Negras.

A área de ocorrência da suíte é restrita à borda norte do Graben Pimenta Bueno, na região de Cacoal. Suas rochas apresentam forma subcircular a elipsoidal, com alongação máxima segundo a direção NW, intrusivas no Complexo Jamari. Estão representadas predominantemente por dunito, olivina-melagabro, troctolito, serpentinito e olivina-gabrorito. De forma subordinada ocorrem piroxenito, gabro e anortosito. Mostram estrutura acamadada rítmica, marcada, principalmente, pela alternância de dunito e troctolito.

Os olivina gabros variam na granulção desde termos finos a porfiróides, com textura granular hipidiomórfica e subofítica.

Os noritos são bastante restritos e mostram contato intrusivo nos olivina-gabros.

As rochas máficas mostram contatos intrusivos nas litologias do Complexo Jamari,

realçados por bordas de resfriamento, exibindo texturas afaníticas a microfaneríticas, além de enclaves das encaixantes.

Os dunitos constituem lentes irregulares e alongadas com mergulho de 30-45° SW, mostrando contato gradacional com os troctolitos e olivina-gabros. São constituídos por ortocumulatos de olivina euédrica, além de piroxênio, plagioclásio, anfibólio, espinélio e minerais de alteração do tipo serpentina, actinolita-tremolita, clorita, carbonato e albita. A textura primária encontra-se pouco preservada onde o crescimento de serpentina com textura *mesh* e opacos sobre a olivina mascara a feição ígnea.

Os troctolitos e olivina-gabros diferem essencialmente no conteúdo de olivina e piroxênios. As texturas são mesocumuláticas, ortocumulática, granoblástica e coronítica.

Os dados geoquímicos da Suíte Cacoal indicam filiação toleítica com tendência a calcioalcalina, relacionada provavelmente aos cumulatos de plagioclásio.

A assinatura geofísica mostra altos valores magnetométricos indicados por uma forte anomalia bipolar, que se estende além dos limites aflorantes dos corpos máficos, em direção à parte interna da Bacia de Pimenta Bueno.

O posicionamento estratigráfico da unidade foi definido por meio de datação de uma rocha ultramáfica que forneceu idade convencional K-Ar de 1.372 ± 21 Ma.

MP2 λ g - Alcalinas Guariba GJR

O conjunto de serras situadas na região limítrofe entre os estados do Amazonas e Mato Grosso, no interflúvio dos rios Guariba e Aripuanã, é formado predominantemente por sienito, quartzo-sienito e granito. Leal *et al.* (1978) acrescentam às rochas acima citadas os traquitos aflorantes na margem esquerda do rio Madeira e passam a denominar todo o conjunto de Alcalinas Guariba.

Os sienitos, intrusivos nos metagranitos da Suíte São Romão, possuem granulção grossa e são estruturalmente isotropos. Os minerais essenciais estão representados predominantemente por ortoclásio fortemente peritítico e raros cristais de oligoclásio. O quartzo é intersticial. A hastingsita é o mineral máfico dominante, geralmente associada a biotita. Os granitos estão relacionados espacialmen-

te com os sienitos, contudo as relações de contato entre ambos não são claras. Possuem granulacão grossa, estrutura isotropa e apresentam mineralogia bastante similar à dos sienitos.

Os dados isotópicos de RbSr em rocha total resultaram em uma idade isocrônica de 1.260 ± 56 Ma., com razão isotópica inicial de 0,708.

MP2δ - Diques e *Sills* Básicos ASF

Com esta denominação foram cartografados corpos de rochas básicas sob a forma de diques e *sills* não deformados e sem metamorfismo, que cortam a maioria das unidades paleoproterozóicas presentes na área.

Normalmente apresentam dimensões reduzidas, com extensão de poucas centenas de metros e espessuras decamétricas. Um dique mais expressivo expõe-se a sul de Apiaçás, avançando para leste até próximo ao rio Teles Pires; apresenta extensão superior a 100km bem marcados nos mapas aerogeofísicos, notadamente nos de sinal analítico e de relevo sombreado.

São predominantemente de diabásio de cor cinza-escuro a esverdeado, textura inequigranular fina a média, matriz subofítica fina, estrutura maciça, contendo basicamente plagioclásio e minerais máficos. A presença desses diques marca uma fase distensiva regional, pouco expressiva. Algumas análises geocronológicas Rb-Sr em rocha total foram realizadas por Silva *et al.* (1980) e suas idades situam-se entre 1.321 Ma. e 1.416 Ma.

Grupo Caiabis - Formação Dardanelos ASF

A Formação Dardanelos foi a denominação usada por Almeida e Nogueira Filho (1959) para especificar uma seqüência de quartzito, conglomerado e ardósia, exposta na cachoeira homônima, situada no rio Aripuanã.

Consiste em uma cobertura sedimentar horizontalizada que ocorre na região norte-noroeste de Mato Grosso, sobreposta em discordância angular-erosiva às rochas dos grupos Roosevelt, Colíder, Beneficente e as demais unidades de rochas que constituem o embasamento regional. Segundo Pedreira (2000) em estudos na borda norte da ser-

ra dos Caiabis, a Formação Dardanelos apresenta-se localmente afetada por falhas com dobras de arrasto.

Em sua maior parte, as atuais bordas são marcadas por zonas de cisalhamento transcorrentes. Contatos erosivos são observados subordinadamente. Foram identificadas pelo Projeto Alta Floresta (Souza *et al.*, 2004) quatro unidades litológicas distintas:

Unidade 1 (MP2d₁) - Compreende a unidade basal e consiste predominantemente de arenito e arenito arcoseano róseo, com grãos finos a médios, arredondados bem selecionados, mostrando estratificações plano – paralelas, cruzadas acanaladas e superfícies de reativação. São freqüentes na base níveis seixosos, conglomerados intraformacionais com subarredondados a arredondados de quartzo e conglomerados polimíticos. Seu contato é tectônico com as rochas da Suíte Nova Canaã onde se apresentamostrando-se deformada com ângulos de mergulho variável. Em seu extremo sudeste, na serra Formosa, estas rochas encontram-se sub-horizontalizadas, em discordância erosiva sobre rochas graníticas e vulcânicas .

Os conglomerados basais, com clastos de rochas ígnea, arenito e argilito são interpretados como leques aluviais. As estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas e planares bem como superfícies de reativação presentes nos arenitos, indicam feições como barras longitudinais e transversais, topo de barra, canais e seu preenchimento, típicas de rios entrelaçados.

Na cachoeira Trusi II, localizada na borda oeste da serra Formosa, esta unidade recobre rochas graníticas e inicia-se com conglomerados polimíticos (sustentados pelos clastos) seguidos por camadas métricas de arenito grosso com níveis conglomeráticos. Representam depósitos e barras longitudinais de canal. Sobrepõe-se uma seqüência de arenitos médios a grossos, maciços, argilosos, dispostos sob a forma de camadas, com intercalações de arenitos com níveis argilosos, e de arenitos finos a médios com estratificações cruzadas, acanaladas e plano-paralelas. Representam depósitos de barras longitudinais associados a dunas subaquosas e depósitos de *overbank*

Os argilitos e siltitos da Unidade II são interpretados como parte de uma transgressão sobre este sistema fluvial..

Unidade 2 (MP2d₂) - Aflora sob a for-

ma de estreita faixa com orientação NW-SE distribuída paralelamente ao rio Apiacás. É formada por uma seqüência de siltitos e argilitos avermelhados com níveis de arenitos finos, claros, formando solos avermelhados que contrastam com as extensas coberturas arenosas provenientes das unidades que a envolvem.

Unidade 3 (MP2d₃) - É composta predominantemente por arenitos arcoseanos e arenitos de granulação fina a média, argilosos e friáveis. Ocasionalmente notam-se níveis de conglomerados intraformacionais formados por grânulos e seixos arredondados de quartzo, siltito e rochas vulcânicas. Os arenitos arcoseanos da unidade III mostram o retorno do ambiente fluvial.

Unidade 4 (MP2d₄) - É representada por uma seqüência de arenitos argilosos e arenitos arcoseanos, finos a grossos, com intercalações de faixas conglomeráticas formadas por grânulos e seixos esparsos e bem arredondados de quartzo. Ocorre sob a forma de "ilhas", sobre a unidade anterior.

As estratificações cruzadas de grande porte e as intercalações de conglomerados reforçam a deposição em sistema fluvial. Nas partes mais superiores desta seqüência são também observadas estratificações cruzadas de grande porte relacionadas a retrabalhamento eólico, freqüentes nestes ambientes, porém sem caracterizar um ambiente desértico. Nos locais onde não foi possível a subdivisão esta Formação foi cartografada como unidade indivisa (MP2d)

Os dados estruturais convergem para a interpretação de que esta bacia, com cerca de 500 km x 100 km, é do tipo romboédrica, desenvolvida em zonas transtroncadas entre zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais adjacentes, de direção N70°-N80° W, no nível crustal rúptil-dúctil.

Zonas de cisalhamento transcorrente internas incluem sistemas de fraturas extensionais, preenchidas por quartzo e com orientação N40°E, e também faixas miloníticas e cataclásticas orientadas N85°W/70°NE.

A Formação Dardanelos, segundo Saes e Leite (2003) apresenta zircões detríticos obtidos em uma única amostra de seu conglomerado basal com idades Pb-Pb entre 1.987 ± 4 Ma. a 1.377 ± 13 Ma., sugerindo a idade máxima de 1.44 Ma. como representativa para o início da sedimentação da

Formação Dardanelos.

Idades obtidas por Saes e Leite (2003) de 1.98 Ga. e 1.81 a 1.75 Ga. são interpretados, por estes autores, como idades de retrabalhamento do Grupo Beneficente. Alternativamente, os autores do Projeto Alta Floresta (CPRM) interpretaram estes dados, cerca de 55% dos resultados analíticos de Saes e Leite (2003) como indicativos de que as rochas pertencentes ao Arco Magmático Juruena (1.85 - 1.75 Ga.) serviram de fonte para os sedimentos dessa bacia.

NP1ba – Grupo Caiabís - Formação Arinos GJR

A designação de Formação Arinos foi proposta por Silva *et al.* (1980) para os basaltos amigdaloidais, diabásio, olivina-norito e gabro que constituem dois patamares separados entre si pelos arenitos da Formação Dardanelos. As rochas máficas desta unidade ocorrem intercaladas com as rochas sedimentares no extremo oeste da Serra Caiabís, margem direita do rio Arinos. Outro corpo máfico menos expressivo em área está situado na borda norte da Chapada Dardanelos, próximo de Aripuanã.

A relação de contato dos basaltos com os arenitos é ambígua. Entretanto, as feições geológicas em imagem de satélite sugerem que sejam *sills*.

Os basaltos possuem fenocristais de plagioclásio em matriz afanítica cinza-escuro. Pequenas amígdalas subarredondadas encontram-se preenchidas por epidoto e carbonato. A textura dominante é microporfírica e subordinadamente subofítica. Os olivina-noritos mostram textura equigranular, compostos predominantemente por plagioclásio, piroxênio, anfibólio e olivina, além de rara biotita. As olivinas ocorrem como cristais arredondados, apresentando bordas de reação de piroxênio e anfibólio. Epidotização e cloritização são intensas, além da serpentinização.

As análises geoquímicas das rochas máficas da Formação Arinos conferem ao magmatismo Arinos um caráter alcalino com tendência a sub-alcalino.

Os dados radiométricos (K-Ar) em rocha total dos basaltos forneceram duas idades distintas. Aquelas rochas do patamar inferior da Serra dos Caiabís possuem idade de 1.225 ± 20 Ma., enquanto que aquelas do patamar superior apresentaram idade de

1.416 ± 14 Ma. (Silva *et al.*, 1980).

MP3grp – Suíte Intrusiva Rio Pardo GJR

Três fácies graníticas tardicinemáticas de natureza subalcalina a alcalina foram descritas na região sudeste de Rondônia por Silva *et al.* (1992) as quais foram agrupadas na Suíte Intrusiva Rio Pardo. A seção-tipo dos granitos da suíte encontra-se exposta na Folha SC.20-Z-C-VI, entre as linhas do INCRA 176, 180, 184 (km 12 a 17 a sul da linha 25) 204 e 208 (km 14 a 20) nas proximidades das cidades de Alta Floresta e Santa Luzia d'Oeste. Além destes corpos, também ocorrem outros na forma de stocks entre o alto rio Roosevelt e rio Capitão Cardoso, na divisa com Mato Grosso, adentrando parcialmente neste Estado.

As rochas da suíte exibem contato tectônico por meio de cisalhamento transcorrente sinistral com as rochas metassedimentares do Grupo Nova Brasilândia, em Rondônia, e também são intrusivas no referido grupo. No Mato Grosso, os granitos são intrusivos nas rochas do Grupo Roosevelt. Apresentam formas alongadas, concordantes com a foliação regional das encaixantes. São constituídos predominantemente por monzogranito e sienogranito; quartzo-sienito e microclínio sienito subordinados, além de raros diques aplíticos e pegmatitos. A presença de enclaves máficos quartzo-dioríticos com inclusões de fenocristais de feldspato alcalino idênticos aos do granito, sugerem interação mecânica de magmas de viscosidades contrastantes (magmas *mingling*). Ocasionalmente apresentam cavidades miarolíticas centimétricas preenchidas por quartzo, biotita e fluorita.

Os aspectos petrográficos caracterizam as rochas como leucocráticas, de granulção fina a grossa, com tipos porfíricos subordinados. Exibem uma moderada anisotropia planar marcada pelo alinhamento das lamelas de biotita e dos cristais de feldspatos, os quais indicam cristalização magmática sincinemática e, localmente, deformação no estado sólido. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio (An 10-30) microclínio, quartzo e biotita, tendo a hornblenda como principal varietal, além de titanita, apatita, allanita e zircão. Epidoto, clorita e mica branca são os minerais de alteração mais freqüentes.

Além das características petrográficas que evidenciam a natureza subalcalina a alcalina, a assinatura geoquímica é indicativa de granitos tipo A.

Os dados geofísicos dos granitos fornecem uma assinatura aerogamaespectrométrica anômala no canal de potássio (30-80 cps) e apresentam alta razão U/Th. No canal de contagem total os níveis radiométricos oscilam entre 350 a 750 cps e apresentam um padrão aeromagnético de baixa susceptibilidade.

A deformação nos granitos é heterogênea, mostrando variedades pouco foliadas até tipos com forte foliação milonítica, principalmente nas bordas dos corpos. Nestas porções, o metamorfismo atingiu temperaturas compatíveis com a fácies xisto verde superior.

As idades isocrônicas obtidas nas rochas graníticas da Suíte Intrusiva Rio Pardo, utilizando o método Rb-Sr, variaram de 1016 ± 30 Ma. a 982 ± 31 Ma., com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,704 (Silva *et al.*, 1992).

Os dados U-Pb em quatro frações de zircão de um monzogranito porfírico forneceram idade de 1005 ± 41 Ma. A idade modelo fornecida pelo método Sm-Nd foi de 1,50 Ga., com $\text{ÎNd}(t) = + 0,50$ (Rizzotto, 1999).

Grupo Aguapeí ASR

O Grupo Aguapeí (Figueiredo e Olivatti, 1974) em sua seção-tipo no extremo sul da serra Aguapeí, no local denominado fazenda do Lara, foi dividido em três sub-unidades distintas: 1) basal, composta por metaconglomerado oligomítico com intercalações de metarenito; 2) média, formada por ardósias, filitos e metassiltitos; 3) superior, constituída por camadas de metarenitos feldspáticos, com finas intercalações de metassiltitos e, mais raramente, ardósias. Souza e Hildred (1980) denominaram estas rochas de Grupo Aguapeí e dividiram-no em três formações: Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino.

As rochas clásticas do Grupo Aguapeí ocorrem no extremo sudoeste da Folha SD.21 (Cuiabá) configurando um relevo serrano, constituído pelas serras de São Vicente, Caldeirão, Pau-a-Pique, da Borda, Cágado, Salto do Aguapeí, Roncador, Santa Bárbara ou Aguapeí e Ricardo Franco.

MP3f – Grupo Aguapeí - Formação Fortuna

ASR

Esta formação é composta por metaconglomerado oligomítico basal com seixos de quartzo e seixos de quartzitos subordinados, em matriz sericítica. Na serra de São Vicente, os conglomerados são sobrepostos por metarenitos e metapelitos avermelhados subordinados, constituindo um pacote sedimentar de mais de 1000 metros de espessura. Os conglomerados representam porções distais de leques aluviais. Os arenitos são essencialmente ortoquartzíticos, em geral micáceos, com menos que 5% de feldspatos. Os grãos apresentam seleção e esfericidade de moderada a boa, predominando as formas subarredondadas sobre as angulosas. Petrograficamente foram descritos metaquartzo-arenitos, subarcóseos, subarenitos líticos e *quartzo-wacke*.

As estruturas primárias são representadas por estratificação cruzada acanalada e, subordinadamente, tabular. Ambas constituem *sets* com estratos de 0,50 a 5 centímetros de espessura, localmente com granodecrescência ascendente, as quais indicam depósitos fluviais do tipo dunas subaquosas e/ou barras transversais.

MP3vp – Grupo Aguapeí - Formação Vale da Promissão**ASR**

Constitui-se principalmente por metassiltitos, ardósias e metargilitos, além de metarenitos subordinados. Os metapelitos estão arrançados em seqüências granocrescentes cíclicas. As estruturas freqüentemente encontradas são do tipo lenticular, *flaser*, ondulada, brechas intraformacionais, gretas de sinerese, ondulações truncadas e estruturas dipíricas que são diagnósticas de ambiente marinho raso dominado por tempestades (Saes *et al.*, 1987).

MP3mc – Grupo Aguapeí - Formação Morro Cristalino**ASR**

Compreende predominantemente quartzo-arenitos, freqüentemente seixosos, apresentando estratificações cruzadas tabulares, representativas de sistemas fluviais. Quartzo-arenitos finos são subordinados, com estratificações cruzadas festonadas de grande porte, os quais indicam depósitos de dunas eólicas. Os ambientes deposicionais

evoluem de fluvial, gradando lateralmente a costeiro e marinho raso sob influência de maré. Na porção superior predominam depósitos de ambiente continental.

A deformação das rochas desse grupo é heterogênea, onde as coberturas sedimentares mostram-se horizontalizadas na porção ocidental da serra Santa Bárbara e na região de Rio Branco. Na porção oriental da serra Ricardo Franco e central de Santa Bárbara ocorre um domínio de dobras abertas e simétricas. Na serra de São Vicente, as dobras tornam-se assimétricas com vergência para NE, com desenvolvimento de foliação de plano axial e clivagem de crenulação. A deformação é mais intensa nas serras de Pau-a-Pique, Salto do Aguapeí e Santa Rita, com dobras isoclinais invertidas, milonitização generalizada, além da paralelização e subverticalização das estruturas planares. Os planos axiais estão orientados para NW, com mergulhos variando para SW e NE. Falhas de empurrão de direção N60W, limitam a borda oriental das serras Santa Bárbara e Azul. Transcorrências de cinemática dextral deformam as serras do Caldeirão e da Borda.

O metamorfismo é progressivo de leste a oeste, passando de condições anquimetamórficas até a fácies xisto verde, nas serras do Salto do Aguapeí e Santa Rita.

A datação de zircões detríticos do metarenito da serra de São Vicente pelo método U-Pb (*SHRIMP*) revelou seis populações com idades de: 1.453 ± 10 Ma., 1.420 ± 16 Ma., 1.350 ± 19 Ma., 1.327 ± 15 Ma., 1.271 ± 15 Ma. e 1.231 ± 14 Ma. – 1,3 (Santos *et al.*, 2001). A última idade é considerada a idade máxima da deposição do Grupo Aguapeí. A idade mínima (K-Ar) é de 964 ± 40 Ma., fornecida pela muscovita de milonitos. Pelo método Ar-Ar em sericitas, foi definida uma idade de 912 ± 0,7 Ma. para o metamorfismo da formação.

NP1p - Formação Palmeiral**GJR**

A Formação Palmeiral foi definida, inicialmente, por Lobato *et al.* (1966) tendo como área-tipo os afloramentos nas redondezas da vila de Palmeiral, situada nas margens do rio Madeira. Posteriormente, esta terminologia foi estendida por Souza *et al.* (1975) para os arenitos e conglomerados que sustentam as serras dos Pacaás Novos e Uopianes. Recentemente, foram englobadas nesta

unidade as rochas siliciclásticas que afloram na região do Igarapé Preto, no sul do Amazonas, e aquelas da região limítrofe entre os estados de Rondônia e Mato Grosso.

A Formação Palmeiral é constituída essencialmente de ortoconglomerados, quartzarenitos e arenitos arcóseos. Bahia (1997) individualizou seis litofácies, as quais compreendem ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente, arenito com estratificação horizontal, arenito com estratificação cruzada acanalada, arenito com estratificação cruzada tabular, arenito com estratificação cruzada sigmoidal e arenito maciço.

Os conglomerados são oligomíticos, constituídos essencialmente de seixos e calhaus arredondados e achatados de quartzarenito, quartzo leitoso e subordinadamente de sílex, quartzito e rochas vulcânicas félsicas. Os seixos ocorrem estratificados e imbricados.

Os arenitos variam de finos a médios, ocorrendo subordinadamente frações grossas, com grau de seleção moderado a boa. O arcabouço dos arenitos é geralmente fechado, com porções abertas devido a presença abundante de matriz. São compostos por grãos de quartzo, sílex e, eventualmente, feldspatos e vulcanitos, além de filossilicatos (caulinita e illita) e níveis de manganês (Bahia, 1997).

Os litótipos da Formação Palmeiral foram depositados em bacia do tipo sinéclise, relacionada a um sistema fluvial proximal ou de leque aluvial (Bahia, 1997) cuja sedimentação foi confinada posteriormente em *grabens*, dos quais destacam-se os *grábens* dos Pacaás Novos, Uopianes e São Lourenço (Leal *et al.*, 1978; Bahia, 1997; Quadros *et al.*, 1998).

A análise das paleocorrentes nos diversos compartimentos de ocorrência da Formação Palmeiral, utilizando-se das medidas de atitudes de seqüências frontais das estratificações cruzadas 2D, dos eixos de estratos curvados da estratificação 3D, de imbricação dos seixos oblatos nos conglomerados e da orientação do eixo maior de seixos prolatos, mostram um sentido de paleofluxo de NNE para SSW (Bahia, 1997). Utilizando-se do estudo das populações de zircões detríticos dos arenitos, Santos *et al.* (2002) sugerem uma bacia do tipo *foreland* para a deposição dos sedimentos da Formação Palmeiral.

A idade das rochas sedimentares da Formação Palmeiral foi atribuída inicialmente à interface Meso-Neoproterozóico, baseada na relação de intrusão das rochas máficas da For-

mação Nova Floresta, datadas em torno de 1,00Ga. Dados recentes obtidos pelo método U-Pb (*SHRIMP*) em zircões detríticos, forneceram idade máxima da sedimentação em 1.030 Ma., que também é a idade máxima da Formação Prosperança. Na área-tipo (vila Palmeiral) o zircão mais jovem tem 1.154 Ma. (Santos, com. verbal).

NP1γo - Suíte Intrusiva Rondônia GJR

Essa suíte foi originalmente descrita por Kloosterman (1968) como *Younger Granites of Rondônia*, sendo sua localidade-tipo nas cabeceiras do rio Candeias. Bettencourt *et al.* (1997) mantiveram a definição de Kloosterman, mas englobaram nos *Younger Granites* somente os granitos com idades U-Pb em zircão entre 998 a 991 Ma. Os granitos e rochas afins doravante englobados nesta Suíte distribuem-se amplamente na porção centro-norte do Estado de Rondônia. No Estado de Mato Grosso ocorre como um pequeno corpo localizado no extremo noroeste, na confluência do rio Madeirinha com Igarapé São Francisco.

Estes maciços graníticos ocorrem sob a forma de batólitos e *stocks* multifásicos epizonais, alojados segundo estruturas N-S e NE-SW, principalmente. Apresentam forma subcircular variando de 2 a 25km de diâmetro, de características subvulcânicas e intrusivos nas rochas do Complexo Jamari, em Rondônia e da Formação Palmeiral e da suíte Intrusiva São Romão em Mato Grosso. Os contatos são irregulares, abruptos, com presença esporádica de enclaves das encaixantes. Estruturas vulcânicas e subvulcânicas, tipo diques anelares e subsidência de caldeira ocorrem em alguns maciços.

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

As rochas *subsolvus* subalcalinas são representadas por sienogranito equigranular, monzogranito porfirítico e ortoclásio granito dominantes, além de topázio-albita granito e topázio-quartzo-feldspato pórfiro subordinados. Ortoclásio sienito, microssienito, ortoclásio microgranito e feldspato-quartzo pórfiro caracterizam as rochas *hipersolvus* al-

FEIÇÕES DESCRITIVAS	GRANITO SARARÉ	GRANITO SÃO DOMINGOS	SUÍTE INTRUSIVA GUAPÉ
FORMATO DO CORPO	Subelíptico, com corpos satélites. Parcialmente controlado por estruturas das encaixantes	Subcircular, com intrusões satélites. Não é controlado por estruturas pré-existentes.	Subelíptico.
TEXTURA	Fanerítica inequigranular média a finamente porfírica Pegmatitos raros	Fanerítica Equigranular média a fina. Pegmatitos frequentes	Fanerítica. Equigranular fina a média. Pegmatitos comuns.
ESTRUTURA	Maciça a foliada nas bordas	Maciça a tênue foliação	Maciça a foliada nas bordas
ÍNDICE de COLORAÇÃO COR	Leucocrática Rosa a rosa-avermelhada	Holo a leucocrática. Rosa- esbranquiçada a rosa	Leucocrática. Vermelho- rosado a rosa
ÍNDICE de ALUMINA SATURAÇÃO	Peraluminoso	Peraluminoso	Metaluminoso
COMPOSIÇÃO	Monzogranítica	Sienogranítica	Sienogranítica a monzogranítica
MINERAIS MÁFICOS e VARIETAIS	Biotita	Biotita, Granada	Biotita e Hornblenda
ENCLAVES	Não documentado	Xenólitos angulosos de gnaisses, anfibólitos e metassedimentos (?)	Xenólitos subarredondados a fusiformes.

Tabela I - Características dos granitos de idades toniana

calinas. Os sienogranitos e monzogranitos são as fases mais precoces, as quais apresentam feições rapakivíticas. Possuem megacristais de feldspato alcalino perfitico, por vezes manteados por um agregado policristalino de oligoclásio-albita. Os acessórios mais típicos são magnetita, zircão, apatita, allanita, esfeno e fluorita. Os microgranitos mostram intercrescimento granofírico na matriz juntamente com raros fenocristais de feldspato alcalino e biotita. Fluorita é o acessório mais abundante, além de allanita e zircão.

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

Os dois grupos de granitos exibem um padrão geoquímico distinto. Os tipos subalcalinos são metaluminosos a levemente peraluminosos, com características similares aos granitos do tipo A.

Três maciços graníticos subalcalinos e um alcalino foram datados pelo método U-Pb em zircão. O biotita sienogranito do maciço Pedra Branca tem uma idade de 998 ± 5 Ma. O biotita-hornblenda-ortoclásio granito do maciço São Carlos possui idade de 995 ± 73 Ma, enquanto que o piroxênio-anfibólio-ortoclásio sienito do mesmo maciço, mas

do tipo alcalino possui idade de 974 ± 6 Ma. Por fim, o biotita sienogranito porfírico do maciço Massangana tem idade de 991 ± 4 Ma (Bettencourt *et al.*, 1999).

Associadas a estes corpos ocorrem mineralizações primárias de Sn, W, Nb-Ta, Be, F e sulfetos está espacialmente associada principalmente com os protolitionita-albita leucogranitos. O minério encontra-se nos pegmatitos com topázio e berílio, corpos de *greisen* com quartzo, mica litinífera e topázio, topázio-protolitionita-albita riolitos com cassiterita e veios de quartzo com cassiterita, wolframita, berílio e sulfetos de Cu-Pb-Zn e Fe. Dentre as principais minas destaca-se a de Oriente Novo em Rondônia e São Francisco em Mato Grosso, onde a associação Sn-W está hospedada em *greisen*, na forma de *stockwork* e vênulas de quartzo. Nas minas de Caritianas, Santa Bárbara e Massangana, a mineralização de Sn está associada a corpos de *greisen* juntamente com zircão, fluorita, topázio, zinwaldita e galena. No depósito de Bom Futuro, a mineralização de Sn-W hospeda-se em quartzo-zinwaldita-topázio *greisen* e veios/vênulas de quartzo, associada a fluorita, esfalerita, calcopirita, pirita e galena.

NP1γg - Suíte Intrusiva Guapé ASR

Barros *et al.* (1982) utilizaram o termo Suíte Intrusiva Guapé para designar um

grupo de granitóides isótopos, considerados cratogênicos, com idades entre 1,0 e 0,9 Ga. Saes *et al.* (1984) restringiram a ocorrência desta suíte aos maciços ácidos, compostos por biotita-hornblenda granitos e microgranitos porfiríticos, que ocorrem segundo um alinhamento N-S, na região do alto curso do rio Jauru.

Menezes (1993) também usou esse termo para uma intrusão de granitos e monzonitos na fazenda Guapé, Folha Pontes e Lacerda.

Segundo Ruiz (2003) as rochas dessa suíte estão orientadas na direção NNW e ressaltam-se na topografia como serranias alinhadas, parcialmente recobertas pelas rochas sedimentares da Bacia do Parecis. Os contatos são tipicamente intrusivos com gnaisses de Complexo Alto Guaporé, marcados pela ocorrência de pegmatitos e apófises graníticas, e pelos freqüentes xenólitos angulosos de gnaisses nas porções marginais da intrusão. Menezes, (1993) identificou duas fácies petrográficas nesse pluton: uma de composição sieno a monzogranítica e outra, subordinada, de composição quartzo monzonítica.

A primeira facies constituiu-se por granitos leucocráticos a hololeucocráticos, de cor vermelha, equigranulares, médios a grossos, isótopos a foliados na borda, composicionalmente variando de monzogranitos a sienogranitos. Ao microscópio, exhibe textura equigranular média e, muito raramente, porfirítica, em arranjo granular xenomórfico, sendo comuns as texturas *rapakivi* e *anti-rapakivi*. O plagioclásio (oligoclásio) é importante constituinte da matriz granular xenomórfica, o quartzo é sempre xenomórfico, intergranular, e a biotita ocorre como palhetas em agregados com outros minerais acessórios, sendo comum a sua alteração para clorita. Os demais minerais acessórios são allanita, titanita, zircão, apatita e opacos.

A segunda fácies compreende tipos microgranulares, as vezes, subvulcânicos, mesocráticos, cinza-escuros a cinza-esbranquiçados, afaníticos a microporfiríticos, com textura marcada pela presença de aglomerados de biotita e anfibólio, que ocorrem tanto como máculas dispersas na matriz, como alinhadas e associadas a estruturas de fluxo magmático.

Ao microscópio são definidas como dioritos e gabros com texturas subofíticas a in-

tergranulares. Os principais constituintes incluem o plagioclásio e piroxênios. A biotita é derivada da transformação dos anfibólios primários. Opacos aparecem em alguns casos em proporções destacadas e, com a apatita, constituem os principais acessórios.

Os dados geoquímicos aliados aos petrográficos indicam o caráter metaluminoso da unidade. Os dois litótipos possuem padrão ETR fortemente fracionado, com alto enriquecimento nos ETRL e moderado empobrecimento nos ETRP nos tipos mais diferenciados, além de discreta anomalia negativa de európio. Esse padrão de ETR se assemelha ao dos granitos calcialcalinos de alto potássio.

Uma isócrona Rb-Sr em rocha total da Suíte Guapé forneceu idade de 950 ± 40 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7029. Os isótopos Sm-Nd desta rocha indicaram idade T_{DM} de 1,27 Ga. e $\hat{I}_{\text{Nd}(t)}$ de + 1,2.

Na Tabela I é apresentado um quadro sinóptico das características gerais dos granitos de idade toniana, vinculados à Orogenia Sunsás- Aguapeí (Ruiz, 2003).

NP1γsd - Suíte Intrusiva São Domingos ASR

Menezes (1993) empregou o termo Granito São Domingos ao se referirem a um conjunto de granitos granadíferos associados a um corpo grosseiramente elíptico, com aproximadamente 50 km², situado ao norte do distrito homônimo na região de Jauru, sudoeste do Estado.

Ruiz (2003) utilizou o termo Suíte Intrusiva São Domingos, englobando os granitos holo a leucocráticos que ocorrem nas imediações da mesma região que não foram documentados por Menezes (1993).

As relações de contato são tipicamente intrusivas, como evidenciam os inúmeros diques e bolsões pegmatíticos e a caótica rede de diques graníticos que recortam a Suíte Santa Helena e o Complexo Alto Guaporé nas imediações deste pluton granítico. Enclaves angulosos de gnaisses da Suíte Santa Helena e do Complexo Alto Guaporé, também atestam a natureza intrusiva desse corpo. São granitos leucocráticos a hololeucocráticos, cor rosa claro a cinza rosado, equigranulares, granulação média a fina, isotrópica a localmente orientada, sendo constituído essencialmente por microclinio, pla-

gioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada. A presença de pegmatitos em volume considerável recortando esses granitos, sugerem uma profundidade de colocação bastante rasa para os mesmos.

Babinski *et al.* (2001) apresentaram um conjunto de dados isotópicos e geocronológicos (U-Pb, Sm-Nd e Pb-Pb) que indicam uma idade de cristalização do granito em torno de 930Ma., mais jovem, portanto, que a deformação dos metassedimentos do Grupo Aguapeí. Ruiz (2003) utilizando-se o método U-Pb em zircão, obteve idade de 912 ± 15 Ma.

NP1 γ s - Granito Sararé ASR

Araújo Ruiz (2003) e Araújo Ruiz *et al.* (2003b) individualizaram o Maciço Sararé caracterizando-o como um leucogranito róseo, maciço, de composição monzogranítica, hospedado em ortognaisses e rochas metassedimentares.

Segundo esses autores, trata-se de um corpo granítico de forma elíptica, disposto segundo o "trend" regional de direção NNW, com uma área de exposição ao redor de 80 km². Conforma um relevo de suaves morros do tipo "meia laranja", com notáveis afloramentos sob a forma de lajedos e matacões isolados. O mapeamento faciológico do maciço granítico permitiu-lhes definir de três fácies, descritas a seguir.

Fácies Monzogranito (A) a mais jovem, constitui intrusões localizadas e circunscritas, compreendendo duas ocorrências isoladas sob a forma de *plugs* graníticos: a primeira, aflorante no extremo norte da área de ocorrência desta unidade; e a segunda ocorrência, mais restrita, apresenta-se como pequenos corpos intrusivos, de menor expressão, constituindo diques aplíticos tardios nas demais fácies do maciço. São rochas leucocráticas, de cor rósea a avermelhada, isotrópicas, inequi-equigranulares a localmente porfírica do tipo serial, microporfírica a granofírica. A feição mais comum desta fácies é o caráter inequigranular e a granulação média.

Fácies Muscovita Monzogranito (B) é a mais abundante, distribuindo-se por toda porção norte-central do corpo como matacões, lajedos e suaves morros subarredondados do tipo "meia laranja". São rochas leucocráticas, róseas, inequigranulares média, ricas em muscovita. Exibe estrutura isotrópica, podendo localmente, mostrar uma fraca aniso-

tropia de origem cataclástica, evidenciada pela orientação sub-verticalizada e estiramento de cristais de quartzo e feldspatos (microclínio e/ou plagioclásio).

Fácies Biotita Monzogranito (C) a mais antiga, ocorre na porção sul do maciço e é representada por rochas isotrópicas de composição monzogranítica, inequigranulares, leucocráticas, de coloração avermelhada, macroscopicamente rica em ripas de biotita, apresentando quantidade de máficos superior àquela observada nas fácies norte e central. São rochas constituídas essencialmente por microclínio, plagioclásio e quartzo, além de biotita e a muscovita. As plaquetas de muscovita, apesar de frequentes, não são tão abundantes como na Fácies Muscovita Monzogranito (B).

Em função da escala deste trabalho, estas fácies não puderam ser cartografadas.

NP1 γ gn - Ortognaisses do Oeste de Goiás PSER

Esses terrenos são constituídos por gnaisses granitóides neoproterozóicos (Pimentel e Fuck, 1992) anteriormente atribuídos ao Complexo Basal (Almeida, 1968; Iannhez, 1983; Pena *et al.*, 1975).

Estas rochas estão associadas a evolução do Arco Magmático de Goiás e distribuem-se por mais de 300 km, desde o sudoeste de Goiás (região de Arenópolis-Piranhas) até a região de Mara Rosa-Porangatu, separadas em dois segmentos pelos Terrenos Granito-*greenstone* Arqueanos e seguindo em direção NE, adentrando o Estado do Tocantins. No Estado de Mato Grosso ocorrem de forma restrita na porção sudeste, capeados pelos sedimentos quaternários da Formação Araguaia.

Na porção sudoeste de Goiás, estes gnaisses foram particularmente bem estudados nas proximidades de Bom Jardim de Goiás (Seer, 1985) Arenópolis-Piranhas (Faria *et al.*, 1975; Pimentel, 1985; Pimentel *et al.*, 1985, 1991; Pimentel e Fuck, 1986, 1987) e Jaupaci-Iporá (Amaro, 1989; Danni e Campos, 1994; Franco *et al.*, 1994; Pimentel, 1995). São rochas de coloração cinza, granulação média a grossa, composição tonalítica a granodiorítica, com encaves máficos deformados. Foram obtidos os seguintes dados geocronológicos e isotópicos: gnaisses Arenópolis (899 ± 7 Ma., U-Pb, Ri 0.7042, $T_{DM} 1,0-2,0$, $\dot{a}_{Nd}(t) + 1,9 \pm 3,2$); gnaisses Matrinxá (895 Ma., Rb-Sr, Ri 0,7026, $T_{DM} 0,9$

$\dot{a}_{Nd}(t) + 6$) e gnaisses Sanclerlândia (950 Ma., Rb-Sr, Ri 0,7025, T_{DM} 0,9-1,0, $\dot{a}_{Nd}(t) + 4,0 \pm 6,0$).

Isotopicamente são muito primitivos, com baixas razões Sr_{87}/Sr_{86} iniciais (Ca 0,703) e idade modelo de Nd, mais jovem que ca 1,1 Ga. Datado pelo método U/Pb em zircão, o gnaiss tonalítico da região de Mara Rosa, forneceu idade 856 ± 13 Ma. (Pimentel *et al.*, 1997).

NPnx - Unidade Metavulcanossedimentar Nova Xavantina WAF/MCA/CRV

Esta unidade foi desmembrada do Grupo Cuiabá, individualizada e nominada por Pinho (1990) como Seqüência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, na localidade conhecida como Garimpo do Araés, à margem esquerda do rio das Mortes, cerca de 25 km a oeste da cidade de Nova Xavantina-MT. Situa-se no extremo leste da Faixa Paraguai, sotoposta ao Grupo Cuiabá, caracterizando uma fase embrionária de abertura de fundo oceânico na Faixa Paraguai.

Martinelli *et al.* (1997) descreveram nessa região formações ferríferas bandadas e calco-filitos, associados a lentes de vulcânicas félsicas, intermediárias e máficas (basaltos magnesianos, metatufos máficos, dacitos entre outros) transformadas em verdadeiros xistos verdes, além de filitos grafitosos, *metacherts* ferruginosos, *metacherts* quartzosos, quartzo sericita filitos, metargilitos, metassiltitos e quartzitos. Martinelli (1998) propõe para a área do Garimpo do Araés uma coluna estratigráfica compreendendo rochas clásticas psamíticas e pelíticas; rochas químicas silicáticas, carbonáticas e ferríferas e rochas metavulcânicas intermediárias e básicas.

Martinelli e Batista (2003) renomearam a Seqüência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina de Pinho (1990) de Seqüência Metavulcanossedimentar dos Araés, constituída da base para o topo por três associações litológicas: Associação Metavulcânica (unidade inferior – metabasalto e metatufos; e unidade superior – xistos, metandesito e lapili-tufo) Associação Química (formações ferríferas bandadas, filitos carbonáticos e *metacherts*) e Associação Clástica (metassiltitos, metargilitos e quartzitos).

A seqüência ocorre balizada por falhas transcorrentes dextrais, de direção ENE, subparalelas à Zona de Cisalhamento do Araés. Pinho (1990) identifica contato gradacional com as rochas metassedimen-

tares do Grupo Cuiabá sugerindo contemporaneidade na geração da Seqüência Vulcanossedimentar Nova Xavantina e do Grupo Cuiabá. Interpreta que a origem estaria associada a ambiente marinho, possivelmente do tipo *back-arc*.

Grupo Cuiabá WAF/MCA/CRV

O Grupo Cuiabá constitui uma seqüência de metassedimentos dobrados que integra a unidade tectônica denominada de Faixa Paraguai, cujo desenvolvimento está relacionado ao ciclo Pan-Africano/Brasiliano (1.000-500Ma.). As primeiras referências sobre essas rochas devem-se a Evans (1894) que denominou de *Cuiabá Slates* as ardósias com clivagens e deformações bem acentuadas aflorantes no Rio Paraguai, próximo a São Luiz de Cáceres (Vila Maria) em direção norte-nordeste, a leste de Diamantino e oeste das águas superiores do rio Cuiabá, Estado de Mato Grosso.

Oliveira & Leonardos (1943) utilizaram o termo Série Cuiabá ao caracterizar os filitos ardosianos e conglomerados xistosos subordinados, aflorantes nos arredores de Cuiabá, denominação esta incorporada por Oliveira & Moura (1944); Almeida (1948b; 1954; 1964; 1965) e Vieira (1965a).

Luz *et al.* (1980) subdividiram o Grupo Cuiabá, na Baixada Cuiabana, em nove subunidades lito-estratigráficas, denominando-as informalmente de 1, 2, 3, 4; 5, 6, 7, 8 e uma indivisa, as quais foram estendidas neste estudo para toda a área de ocorrência deste grupo na Faixa Paraguai.

NPcu1 - Subunidade 1 - filitos sericíticos, com intercalações de filitos e metarenitos, algo grafitosos;

NPcu2 - Subunidade 2 - metarenitos arco-seanos, metarcóseos e filitos grASFitosos, com intercalações de metarenitos e lentes de mármore calcíferos. Os filitos grASFitosos mostram acamadamento com preservação de estruturas sedimentares sob a forma de lentes estiradas isoladas (wavy) ou conectadas (linsen) de arenito muito fino;

Ncu3 - Subunidade 3 - filitos, filitos conglomeráticos, metaconglomerados, metarcóseos, metarenitos, quartzitos, com lentes de filitos e mármore calcíferos, além de níveis de

hematita;

Ncu4 - Subunidade 4 - metaparaconglomerados (metadiamicíticos) petromíticos, com clastos de quartzo, feldspato, quartzito, rochas graníticas e máficas e raras intercalações de filitos e metarenitos;

NPcu5 - Subunidade 5 - filitos e filitos sericíticos, com intercalações e lentes de metaconglomerados, metarenitos finos a conglomeráticos e metarcóseos;

NPcu6 - Subunidade 6 - filitos conglomeráticos, metaparaconglomerados (metadiamicíticos) com clastos de quartzo, filitos e quartzitos e intercalações subordinadas de metarenitos;

NPcu7 - Subunidade 7 - metaparaconglomerados (metadiamicíticos) petromíticos, matriz areno-argilosa, com clastos de quartzo, quartzito, calcário, rochas máficas e graníticas e raras intercalações de filitos;

NPcu8 - Subunidade 8 - mármore calcíticos e dolomíticos, margas e filitos sericíticos; e,

NPcui - Subunidade Indivisa - quartzitos, metarenitos, filitos e filitos conglomeráticos.

Rochas vulcânicas máficas, sedimentos químicos (BIF e *chert*) e camadas de filitos carbonosos são atribuídas ao Grupo Cuiabá na região de Nova Xavantina-MT (Pinho, 1990). No Mato Grosso do Sul, nas regiões nordeste de Bonito e sudeste de Miranda, Nogueira e Oliveira (1978) descreveram seqüências metavulcanossedimentares associadas ao Grupo Cuiabá, constituídas por uma associação de metamáficas (metavulcânicas) formações ferríferas, clorita xistos, micaxistos e mármore.

Neste contexto, o Grupo Cuiabá é constituído por filitos, filitos grafitosos, filitos conglomeráticos, margas, metaconglomerados, metarcóseos, metarenitos, quartzitos, diamicíticos, mármore calcíticos e dolomíticos, clorita xistos, metagrauvacas, micaxistos, formações ferríferas e metavulcânicas máficas muito subordinadas.

Na região de Cuiabá-Província Serrana, Luz *et al.* (1980) identificaram três fases de deformações sucessivas (as duas primeiras com direção NW-SE e a terceira com direção SE-NW) associadas ao desenvolvimento de três foliações. Na região de Bom Jardim de Goiás, Seer (1985) e Seer e Nilson (1985) re-

conheceram quatro fases de deformações. Na Faixa Paraguai, Alvarenga (1986) também identificou quatro fases de deformações. Essas deformações geraram, na Baixada Cuiabana, dobras fechadas, inversas e isoclinais com mergulho 40/60NW e eixos com caimentos de até 15°NE, além de alinhamentos retilíneos, paralelos às direções dos acamamentos, caracterizados por falhas inversas com mergulhos de 45-50NW, que na região de Cuiabá são acompanhadas por veios de quartzo, com direções concordantes com a estrutura regional D1 e mergulho entre 25-40NW (Alvarenga e Trompette, 1993).

Os contatos com os grupos Alto Paraguai e Corumbá são tectônicos, através de falhas inversas, e por discordância angular e erosiva com as formações Bauxi, Puga, Aquidauana, Botucatu, Furnas, Ponta Grossa e sedimentos quaternários das formações Araguaia e Pantanal (Ribeiro Filho *et al.*, 1975; Pinho, 1990).

A associação de sedimentos pelíticos, detriticos e psefíticos pode ser interpretada como seqüência turbidítica, depositada em ambiente marinho redutor e profundo, possivelmente em posição de talude e distal às margens da plataforma (Almeida, 1964a; Luz *et al.*, 1980). Alvarenga (1985) e Alvarenga e Trompette (1989) interpretaram-no como depósitos glacio-marinhos.

O ambiente deposicional do Grupo Cuiabá para as subunidades 1, 2, 3, 5 e 6 sugerem ser marinho com instabilidades tectônicas que deram origem a correntes de turbidez com conseqüente fluxos de lamas e deposição de turbiditos com intercalações de rochas carbonáticas que representariam períodos de calma tectônica. As subunidades 4 e 7 representariam um ambiente de sedimentação glácio-marinho, provavelmente associado a grandes massas de gelo flutuantes (Luz *et al.*, 1980).

Alvarenga *et al.* (2000) propõem uma zonização sedimentar, tectônica e metamórfica para a Faixa Paraguai, caracterizada pelos seguintes compartimentos, de oeste para leste: 1- Zona cratônica com estratos subhorizontais; 2- Zona pericratônica com dobras holomórficas de grande amplitude e extensão; e 3- Zona bacinal profunda, metamórfica, com dobras e empurrões com vergência para oeste e intrusões graníticas.

Não existem datações geocronológi-

cas nas rochas desse Grupo. No entanto, Alvarenga (1999) atribuiu-lhe uma deposição provável durante o período glacial Varangiano (670-630 Ma.).

O Grupo Cuiabá apresenta potencial para depósitos auríferos associados a veios de quartzo em zonas de cisalhamento. Três já foram definidas, além de dezenas de pequenos depósitos. Encerra ainda potencial para a produção de brita (calcário/metarenito) pó corretivo de solos e cal.

NPbx – Formação Bauxi WAF/MCA/CRV

Definida por Vieira (1965) na porção norte da serra das Araras, próxima ao povoado de Bauxi. Figueiredo *et al.* (1974) subdividiram-na em dois membros: O Inferior compreende uma seqüência de metassiltitos, metargilitos e folhelhos, finamente estratificados, metarcóseos e metagrauvas; O superior constitui-se de metarenitos ortoquartzíticos, com níveis conglomeráticos. São descritas também camadas de arenito muito fino e siltito de cores esverdeadas, camadas de arcóseo médio a grosso, lenticulares, amalgamadas entre si. Identifica ainda, laminação cruzada acompanhando a geometria das camadas, paleocorrentes e laminação ondulada e estratificação cruzada *hummocky* em pelito cinza-claro intercalado a arenito fino.

Os litótipos da Formação Bauxi ocorrem em estreitas faixas de direção NW-SE, com espessura média de cerca de 1.200 metros, localizadas na serra Rio Branco, a noroeste de Cáceres. Segundo Ribeiro Filho *et al.* (1975) essa unidade apresenta fraco metamorfismo, mostrando dobras amplas e abertas e estruturas sedimentares como estratificação plano-paralela, cruzada e marcas de onda. Alvarenga (1992) a considera como uma variação lateral de fácies do metaconglomerado Puga.

Figueiredo *et al.* (1974) descreveram contatos inferiores por discordância angular com as rochas da Unidade Aguapeí e do Complexo Basal, na serra do Roncador e na borda ocidental da serra do Padre Inácio, respectivamente e, por falha com as rochas da Formação Diamantino, na serra das Araras. O contato com o Grupo Cuiabá acha-se em discordância angular (Ribeiro Filho *et al.*, 1975) e por falha (Vieira, 1965). Com o Gru-

po Alto Paraguai o contato é por discordância erosiva e por falha inversa, na borda leste da serra do Tombador.

Alvarenga (1990) propõe uma idade entre 670 a 630Ma. (período glacial Varangiano) para a Formação Bauxi, uma vez que diversos autores (Almeida, 1964a,b, 1965, 1974; Alvarenga 1985, 1988; Alvarenga e Trompette 1988) admitem uma deposição contemporânea entre as formações Puga e Bauxi e o Grupo Cuiabá. O conjunto de estruturas sedimentares, geometria e relações de contato, observados nesta formação, indicam uma deposição subaquosa, na forma de barras de desembocadura em sistema deltaico, com retrabalhamento episódico por ação de ondas normais e de tempestades.

NPpu - Formação Puga WAF/MCA/CRV

Essa formação foi descrita por Maciel (1959) no Morro do Puga, margem direita do Rio Paraguai, 6 km a sudoeste de Porto Esperança, município de Corumbá-MS. Ocorre também nas serras das Araras, Tombador, Padre Inácio, no Alto do Rio Santíssimo, no córrego Figueirinha e na borda oeste da serra da Bodoquena (Vieira, 1965; Figueiredo *et al.*, 1974; Corrêa *et al.*, 1976).

Figueiredo *et al.* (1974) posicionam essa formação como a unidade basal do Grupo Alto Paraguai. Alvarenga (1988, 1990) chamou-a de Unidade Média, Turbidítica Glaciogênica, situando-a na porção inferior da zona externa da Faixa Paraguai, na sua fácies Proximal. Excluiu-a do Grupo Alto Paraguai, posicionamento este já consagrado e reconhecido. Neste trabalho adotou-se a proposta de Alvarenga (1988, 1990).

Constitui-se de camadas de diamictito associadas a paraconglomerado, arenito, siltito e folhelho. Os paraconglomerados contêm blocos e seixos de quartzitos, calcários, gnaisses, anfíbolitos, granitos e riodacitos, dispersos caoticamente na matriz (Ribeiro Filho *et al.*, 1975). Na BR-070, próximo a Cáceres, descreve-a como constituída por metadiamic-titos com matriz siltica a arenosa fina, contendo clastos desde a fração areia grossa até blocos de rochas ígneas e metamórficas. Chama a atenção para a presença de seixos com formato triangular, correspondendo às descrições de seixos facetados originados de processos de abrasão glacial no fundo de geleiras. Afirma

ainda que a composição e textura desses seixos nada diferem dos metaparaconglomerados atribuídos às Unidades IV, VI e VII do Grupo Cuiabá.

As relações de contato com o Grupo Cuiabá e as formações Bauxi e Diamantino acham-se tanto por falhas como em discordâncias angular e erosiva (Barros *et al.*, 1974; Ribeiro Filho *et al.*, 1975). Nogueira & Oliveira, (1978) constataram que essa formação, em Mato Grosso do Sul, encontra-se sotoposta aos sedimentos das formações Cerradinho e Bocaina, em contato aparentemente gradacional e/ou por falhamentos inversos.

Alvarenga e Trompette (1992) apresentaram um modelo de sedimentação para a Formação Puga, nas regiões de Cáceres, Cuiabá e Província Serrana, onde os sedimentos glaciomarinheiros plataformais foram parcialmente retrabalhados por fluxos de gravidade na borda do Cráton Amazônico. Este mecanismo resultou na acumulação de sedimentos *dow slope* (conglomerado, arenitos e diamictitos) interpretados como um sistema de canal submarino.

A idade de deposição dos sedimentos da Formação Puga é atribuída à última glaciação do Proterozóico Superior, relacionados à glaciação Varanger, entre 670 a 630Ma. (Alvarenga, 1990; Alvarenga e Trompette, 1992).

Grupo Alto Paraguai WAF

Ocorre na região centro-sul do Estado de Mato Grosso, conformando a unidade geomorfológica reconhecida como Província Serrana (Almeida, 1964) configurando uma faixa em forma de arco de aproximadamente 350Km x 30km, de direção sudoeste/nordeste, situada na zona externa da Faixa Paraguai.

Foi primeiramente definida por Almeida (1984) para caracterizar uma seqüência sedimentar constituída pelas Formações Raizama (arenitos) Sepotuba (folhelhos) e Diamantino (arcóseos) nas cercanias da cidade de Alto Paraguai-MT. Figueiredo *et al.* (1974) e Figueiredo e Olivatti (1974) mantiveram a designação de Grupo Alto Paraguai, no entanto redefiniram-no, anexando-lhe as formações Puga e Araras. Não reconheceram a formação Sepotuba, incluindo-a como uma fácies da Formação Diamantino. Barros e Simões (1980) definiram-no como constituído,

da base para o topo, pelas formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino. Almeida *et al.* (1981a) admitiram-no compreendendo apenas as formações Raizama e Diamantino. Dell'Arco *et al.* (1982) deduziram que apesar das semelhanças, os grupos Alto Paraguai e Corumbá deveriam ser considerados separadamente. Almeida (1968) Alvarenga (1988 e 1990) e Alvarenga e Trompette (1992) desvincularam a formação Puga do Grupo Alto Paraguai, que passou então a constituir-se pelas formações Araras, Raizama e Diamantino, entendimento este adotado nesse trabalho.

NP3ar - Formação Araras WAF

A designação de Araras *Limestones* deveu-se a Evans (1894) quando descreveu rochas calcárias na borda norte da serra das Araras, na localidade de Araras, hoje Bauxi, na estrada Jangada-Barra do Bugres. Almeida (1964) definiu e posicionou estratigraficamente essas rochas, denominando-as de Grupo Araras, constituído por um pacote pelítico-carbonático, na base e outro dolomítico, no topo. Hennies (1966) adotou a proposição de Almeida (1964) no entanto dividindo o Grupo nas formações Guia (inferior) e Nobres (superior). A primeira constituída por uma seqüência pelito-carbonática e a segunda representada por dolomitos. Guimarães & Almeida (1972) preferiram considerar o Grupo Araras indivisível, descrevendo-o, da base para o topo, compreendendo pelitos margosos, calcários calcíticos e dolomíticos.

Figueiredo *et al.* (1974) nominaram-na de Formação Araras, dividindo-a em três níveis distintos: basal (margas conglomeráticas e calcários); médio (dolomíticos e intercalações de calcários calcíticos) e superior (dolomitos com nódulos de *sillex* e lentes de arenitos finos). Ribeiro Filho *et al.* (1975) e Olivatti & Ribeiro Filho (1976) concordaram com a proposta de Figueiredo *et al.* (1974).

Luz *et al.* (1978 e 1980) mantiveram a definição de Figueiredo *et al.* (1974) todavia, amparados em características litológicas, subdividiram-na em dois membros, informalmente nominados de Membro Superior e Membro Superior.

NP3ari - Membro Inferior - Margas com seixos e/ou conglomerados com matriz margosa, na base, passando a calcários margosos

com intercalações de siltitos, argilitos calcíferos e calcários calcíticos e dolomíticos, no topo **NP3ars - Membro Superior** - Dolomitos com intercalações subordinadas de arenitos, siltitos e argilitos calcíferos com níveis de *sillex* e concreções silicosas..

Dardenne (1980) definiu esta formação como constituída por calcários na porção basal e dolomitos na porção superior. Barros *et al.* (1982) admitiram a validade da conceituação de Luz *et al.* (1978) todavia consideraram-na como um pacote único.

O contato inferior com a Formação Puga e o superior com a Formação Raizama é gradacional. São registrados contatos tectônicos através de falhas de empurrão e inversas com as Formações Bauxi e Puga (Luz *et al.*, 1980).

Almeida (1964) admite deposição em um ambiente predominantemente nerítico, de águas rasas.

Segundo Luz *et al.* (1980) esta formação teria se depositado em ambiente nerítico de águas rasas e calmas. Dardenne (1980) atribuiu-lhe um ambiente marinho raso, sendo que os calcários representariam a fácies sublitorânea e os dolomitos a litorânea. Barros *et al.* (1982) admitem uma deposição em ambiente marinho raso, de águas calmas, tipo plataformar. Concluem que a fácies carbonáticas que marca o final da influência glacial na bacia, pode ser considerada como uma unidade cronoestratigráfica relacionada a um período de relativa elevação do nível do mar.

Apesar da ausência de dados isotópicos, estima-se uma idade de cerca de 600 Ma. para a deposição da Formação Araras (Alvarenga, 1990; Rodrigues *et al.*, 1994).

As rochas calcárias/dolomíticas da Formação Araras vêm sendo explotadas por mais de duas dezenas de empresas na produção de corretivo de solos, brita e cal, e uma empresa na produção de cimento. Uma outra fábrica de cimento encontra-se em fase de implantação

NP3ra - Formação Raizama

WAF

Coube a Evans (1894) a denominação de *Rizama Sandstone*, referenciando o povoado de Raizama, ao descrever os arenitos feldspáticos, na Serra do Tombador, Estado de Mato Grosso. Almeida (1964) defi-

niu-a como Formação Raizama, situando-a na base do Grupo Alto Paraguai.

Constitui-se de arenitos ortoquartzíticos brancos, médios a grossos, com níveis conglomeráticos, passando a arenitos feldspáticos e arcoseanos de cores branca, rósea e violácea, granulometria média, submáticos, com estratificações plano-paralela e cruzada, marcas de onda e finas intercalações de folhelhos e siltitos (Figueiredo *et al.*, 1974; Ribeiro Filho *et al.*, 1975). Na região de Nova Brasilândia/Planalto da Serra aparece como camadas dobradas de folhelhos com laminação plano-paralela e intercalações de lâminas e camadas de arenito muito fino a médio. Na BR-163, na Serra do Tombador, mostra camadas lenticulares alongadas de quartzo-arenito a subarcóseos médios a grossos, por vezes caolínico, com estratificação cruzada tangencial e marcas onduladas assimétricas, no topo. Na BR-070 surge como camadas de arenito, separadas por *drapes* de pelito, com estruturas “em chama” na base. Detecta ainda a presença de intraclastos pelíticos, depósitos de preenchimento de canal, estratificações onduladas e indicação de paleocorrente para NW.

Os contatos inferior e superior com as formações Araras e Diamantino, respectivamente, é gradacional. Contatos por falha são registrados nas serras do Tombador, Azul e Dourada, com as formações Puga e Bauxi e o Grupo Cuiabá. Acha-se também recoberta pelos sedimentos da Formação Pantanal (Ribeiro Filho *et al.*, 1975).

Os litótipos dessa formação foram afetados pelo último evento tectônico registrado na região (550 a 500Ma.) resultante de esforços compressivos de sudeste para noroeste, condicionando o desenvolvimento de extensos braquianticlinais e braquissincliniais de direção NE-SW e dobras com vergência para NW.

Figueiredo *et al.* (1974) propõem uma deposição marinha nerítica na base, gradando a continental no topo. Segundo esses autores, a presença de arenitos ortoquartzíticos sinaliza ambiente epinerítico que, associado à ocorrência de feldspatos no topo, indicaria uma mudança gradativa para ambiente continental. Conseqüentemente, a sedimentação estaria associada a uma regressão marinha. As camadas tabulares de arenito são indicativas de deposição por correntes de turbidez, enquanto que as intercalações de silito e are-

nito muito fino, sob a forma de fina laminação, representa a dispersão da fração areia sobre fundo lamoso. A geometria e estruturas sedimentares dos arenitos, indicam deposição em um contexto litorâneo, sugerindo como hipótese, um ambiente estuarino ou planície de marés arenosa sujeita à ação eventual de ondas.

Alvarenga (1990) posicionou-a no Cambriano Inferior ou Vendiano Superior (630-570 Ma.) compatível com os registros de icnofósseis *Planolites-Paleophycus* e *Cochlichnus* do início do Vendiano (Zaine e Fairchild, 1996).

NP3di - Formação Diamantino WAF

Deve-se a Almeida (1964a) a denominação de Formação Diamantino, referindo-se aos arcóseos que ocorrem nas bordas do Planalto dos Parecis, entre as cidades de Diamantino (Morro Vermelho) e Arenópolis, em contato gradacional com os folhelhos da Formação Sepotuba. Vieira (1965) definiu a seção-tipo dessa unidade, unificando as formações Sepotuba e Diamantino, definidas por Almeida (1964, 1964a). Figueiredo *et al.* (1974) interpretaram as exposições do Folhelho Sepotuba, nas regiões dos rios Juba e Tarumã, como lentes situadas na porção basal dos siltitos Diamantino, propondo considerá-las como uma fácies (Fácies Sepotuba) da Formação Diamantino, que é uma seqüência que se inicia por um espesso pacote de folhelhos e siltitos, micáceos, finamente laminados, compondo quase a totalidade do pacote. Na porção basal é comum a presença de lutitos e arenitos arcoseanos.

Esses autores, seguidos por Ribeiro Filho *et al.* (1975) descrevem-na como constituída por arcóseos finos, siltitos e folhelhos, vermelhos e marrons, finamente interestratificados e com estratificações cruzadas centimétricas. Na região de Diamantino, admitem que os níveis de arcóseos finos a médios tornam-se mais espessos e os siltitos e folhelhos, configuram-se subordinadamente.

Litologicamente, em sua seção basal, constitui-se de freqüentes intercalações de folhelhos, siltitos arcoseanos e arcóseos, em vários ciclos sucessivos, conformando camadas com espessuras variadas. Os pelitos normalmente mostram-se com estratos plano-paralelos, inclinados suavemente para NW. Exibem estruturas primárias tipo marcas de onda e es-

tratificações cruzadas de pequeno porte e baixo ângulo (Barros *et al.*, 1982).

No entorno da cidade de Diamantino, é constituída por uma seqüência de arenitos arcoseanos avermelhados, localmente com intercalações de argilitos e siltitos. As camadas de arenito mostram formatos sigmoidais e estruturas primárias de marcas de onda no topo, com cristas orientadas segundo a direção N65E, paleocorrente 20/235, com variações locais para N80W e estratificações cruzadas de pequeno porte tangenciais de baixo ângulo. Os arenitos são constituídos por quartzo, feldspato alterado e palhetas de mica, cimentados por sílica ou carbonato e óxido de ferro e com granulometria variando de fina a média. Na porção intermediária da seqüência, ocorrem níveis de arenitos maciços, mais silicificados.

O contato inferior com a Formação Raizama é gradacional. Encontra-se encoberta em discordância angular e erosiva pelos sedimentos do Grupo Paraná, Formação Pantanal, Cobertura Detrítica-Laterítica e Depósitos Aluvionares. Contatos térmicos são registrados com as rochas basálticas da Formação Tapirapuã (Arenópolis) e kimberlíticas do Cratóceio. São freqüentes contatos por falhas com o Grupo Cuiabá e com as formações Puga, Araras e Raizama (Ribeiro Filho *et al.*, 1975).

Vieira (1965b) e Figueiredo *et al.* (1974) admitem um ambiente de sedimentação continental de clima quente. Hennies (1966) sugere a presença de ambiente marinho associado a continental. Barros *et al.* (1982) advogam a presença de um ambiente de águas rasas, provavelmente marinho sublitorâneo.

Neste projeto propõe-se uma sedimentação em ambiente deposicional deltáico, constituindo os arenitos depósitos de barras de desembocadura.

Dados geocronológicos Rb-Sr apresentaram idades variando entre 547 a 660 Ma., interpretadas como idade de sedimentação da Formação Diamantino (Cordani *et al.*, 1978; Bonhomme *et al.*, 1982 e Cordani *et al.*, 1985).

NPu – Grupo Jacadigo - Formação Urucum EGM

Definida por Lisboa (1909) como “Brécia do Urucum”, sua seção-tipo encontra-se na Morraria do Urucum, a sul da cidade de

Corumbá-MS.

Constitui a unidade clástica basal do Grupo Jacadigo, superposta pela Formação Santa Cruz, jaspelítica e ferromanganesífera, deste mesmo grupo.

Em Mato Grosso ocorre de forma pontual constituindo pequenos morros, isolados na paisagem do Pantanal, localizados na extremidade sudoeste do Estado à fronteira com a Bolívia.

Assenta-se possivelmente sobre as rochas do Complexo Rio Apa, e estão circundados pelos sedimentos da Formação Pantanal.

Constitui um pacote de sedimentos clásticos com espessura variável até 400 metros com intercalações restritas de lentes de calcário. As litologias dominantes são arcóseos grosseiros, conglomerados, arenitos arcóseos e mais restritamente arenitos e siltitos. Em geral são cinza-escuros, por vezes esverdeados. Os conglomerados são petromíticos, pouco trabalhados, de matriz arenítica fina a grosso. Progradam para arcóseos constituídos por quartzo e feldspatos, mal selecionados, finos a grossos, por vezes com cimento calcífero. Próximo ao topo, na passagem para Formação Santa Cruz, o cimento passa a ferruginoso e/ou manganésífero, evidenciando mudanças no ambiente de sedimentação. Paraconglomerados são frequentes na base da unidade e ocorrem também de modo reduzido ao longo de toda a formação.

As rochas são imaturas, exibem estratificação gradacional, paralela e cruzada, e sugerem uma sedimentação rápida, continental, possivelmente tipo piemonte e leques aluviais com breves incursões marinhas indicadas por lentes de calcários.

NPγ3snn – Suíte Serra Negra - Granito Serra Negra
JVL

Reunidos sob esta denominação foram englobados diversos corpos graníticos pós-tectônicos, de natureza alcalina, alojados em terrenos granito-gnáissicos ou nas rochas supracrustais das seqüências metavulcanossedimentares do oeste do Estado de Goiás (Pena e Figueiredo, 1972).

São caracterizados por álcali-granito, hornblenda-biotita granito pórfiro, as vezes com textura *rapakivi*, hornblenda-biotita mon-

zogranito porfiritico, sienogranito, quartzo monzodiorito, quartzo diorito e granodiorito, denominados de granitos Serra Negra, Serra do Iran, Iporá, Israelândia, Serra do Impertinente, Novo Brasil, Fazenda Nova e Córrego do Ouro (Pimentel e Fuck, 1987).

No extremo sudeste do Estado de Mato Grosso são descritos como Granito Serra Negra vários pequenos corpos de álcali granito, por vezes formando batólitos, como aquele exposto nas proximidades da cidade de Araguaiana. São representados essencialmente por biotita granito de coloração vermelha, constituídos por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita, exibindo textura isotrópica, equigranular, estando comumente cortado por diques aplíticos, e exibe presença de estruturas mioclíticas sugerindo um nível inicial de cristalização (Faria *et al.*, 1975; Pimentel e Fuck, 1987).

Observa-se, localmente, uma fácies diferenciada, caracterizada por rochas foliadas de composição granodiorítica, ricas em minerais máficos (hornblenda e biotita) com megacristais de feldspato potássico. Essa rocha granodiorítica é encontrada também como xenólitos no interior do biotita granito (Pimentel e Fuck, 1987).

Datações Rb-Sr (Pimentel e Fuck, 1994) e U-Pb (Pimentel, 1991) no Estado de Goiás, indicam idades que variam de 462 Ma. a 576 Ma. As idades modelo Sm-Nd (Pimentel e Charnley, 1991) situam-se por volta de 1.0 Ga., com valores de E_{Nd} próximos a zero ou levemente negativos, indicando fonte com alguma contaminação crustal.

Em Mato Grosso dados geocronológicos obtidos por Pimentel e Fuck (1987) pelo método Rb-Sr, apresentam idades de 524 Ma. e 508 Ma.

ø3γv – Suíte São Vicente – Granito São Vicente
WAF/MCA/CRV

A Suíte São Vicente caracteriza-se por reunir uma série de batólitos graníticos alcalinos de coloração rósea que ocorrem na Faixa Paraguai, representada, em Mato Grosso, pelo Granito São Vicente, intrusivo em rochas do Grupo Cuiabá.

Foi primeiramente descrito por Almeida (1954) a leste da cidade de Cuiabá-MT. Almeida (1968) refere-se a este granito como uma intrusão batolítica de caráter tardicinemático. Almeida *et al.* (1972) reportam idade

de 503 Ma., relacionando-a a reativação magmática que origina rochas extrusivas (riolíticas e riodacíticas) através de falhas cônicas na câmara e abóboda do corpo. Segundo esses autores, a intrusão seria de caráter dipírico e sua idade relacionada ao primeiro tectonismo que provocou o metamorfismo regional nas rochas do Grupo Cuiabá.

Del'Arco, *et al.* (1982) descreveram-no microscopicamente como um conjunto heterogranular, textura xenomórfica a hipoautomórfica, granulação fina a grossa, suavemente orientado, com registros de processos hidrotermais e metassomáticos bem definidos. Mineralogicamente constitui-se por microclínio, quartzo e plagioclásio e, secundariamente biotita e muscovita, além de grãos geralmente anédricos de opacos, titanita, epidoto, zircão, fluorita e apatita como acessórios, enquanto carbonato, clorita e saussurita como produtos secundários.

Dados isotópicos K-Ar e Rb-Sr apresentam idades entre 483 a 504Ma. (Amaral, 1966; Hassui e Almeida, 1970; Almeida e Montovani, 1975; Cordani e Tassinari, 1979b; Del'Arco *et al.*, 1982). Pinho (2001) através de datação U-Pb em zircão, encontrou idade de 504 ± 05 Ma.

Economicamente, sem regularidade, tem sido explotada para obtenção de brita e, secundariamente, como rocha ornamental.

3.3.3 - Vulcânicas Mimoso EGM

As primeiras referências de rochas vulcânicas ácidas na região de Mimoso (MT) foram efetivadas e noticiadas por Del'Arco *et al.* (1982) sob o título Vulcânicas de Mimoso. Neste trabalho adotou-se simplesmente o termo Vulcânicas Mimoso em consonância com a denominação geográfica local.

Trata-se de rochas vulcânicas de composição dacítica, riodacítica e riolítica de idade cambro-ordoviciano, à semelhança dos granitos São Vicente, o que levou Del'Arco *et al.* (*op. cit.*) a considerá-los co-magmáticos.

São ocorrências restritas, próximo de 15 km² de área, na forma de três pequenas elevações em destaque na planície pantaneira. Situam-se de 10 a 15 km a sudeste da serra de Mimoso, Folha Corumbá SE.21-X-A. Suas relações de contato não são muito claras dado que estão circundadas pelos sedimentos inconsolidados da Formação Pantanal.

São rochas isotrópicas, sem deformação, porém, de textura heterogênea em geral,

porfíricas com matriz muito fina ou simplesmente afaníticas. Apresentam fraturamento regular característico das vulcânicas ácidas, no caso, assumindo as direções NE e NW com mergulhos verticalizados.

São classificadas como dacito, riodacito e riolito. Os dacitos apresentam coloração esverdeada, pórfiras de matriz fina. São constituídas por plagioclásio, feldspato alcalinos, quartzo, hornblenda, biotita, clorita e acessórios. Já os riodacitos exibem coloração cinza, textura fina e afanítica incluindo fenocristais de feldspatos. Os riolitos são de coloração cinza a negra, porfiróides, as vezes, com cristais grosseiros de feldspato e quartzo imersos em matriz fina felsítica. Esses tipos petrográficos não apresentam limites definidos entre si, mas ao contrário gradam naturalmente de um tipo ao outro.

Análises geocronológicas Rb-Sr realizadas por Del'Arco *et al.* (1982) revelaram valores de 480 Ma., o que comprova uma relação, pelo menos temporal, com os granitos São Vicente, que apresentam idades K-Ar e Rb-Sr similares.

BACIA DO PARANÁ

O3S1rv - Grupo Rio Ivaí RCL

Esta unidade litoestratigráfica de idade neo-ordoviciano a eo-siluriano, é composta por três formações: Alto Garças, Iapó e Vila Maria (Assine, 1996). Todavia as informações cartográficas disponíveis para o Estado de Mato Grosso não permitem sua individualização, sendo apresentada de forma indivisa.

Desde as cercanias da cidade de Chapada dos Guimarães até a fronteira com o Estado de Mato Grosso do Sul, o Grupo Rio Ivaí aflora de forma praticamente contínua, compondo a primeira escarpa da borda da Bacia do Paraná. Na região norte da bacia, suas melhores exposições encontram-se nas cercanias da cidade de Barra do Garças (Assine, 1996) onde, todavia, não existem mapas geológicos disponíveis que delimitem esta unidade da Formação Furnas (Grupo Paraná) que lhe é sobreposta em discordância. Em ambas as áreas sua seção basal encontra-se em discordância angular sobre rochas metamórficas do Grupo Cuiabá. É composta por conglomerados e arenitos quartzosos, finos a médios, por vezes grossos e conglomeráticos com grânulos e sei-

xos de quartzo, maciços ou com estratificação cruzada tangencial, intercalando camadas pouco espessas de pelitos de cor arroxeada por alteração. Estes arenitos e conglomerados são relacionados por Assine (1996) à Formação Alto Garças e podem atingir 40m de espessura (Moreira & Borghi, 1999). Assine (1996) interpreta o registro sedimentar desta unidade como constituído por depósitos de deltas entrelaçados seguidos por depósitos marinhos plataformais, sucedendo-se em um padrão de empilhamento retrogradacional.

A Formação Iapó foi identificada no Estado de Mato Grosso apenas na região de Barra do Garças onde sua espessura chega a atingir 6m, é constituída predominantemente por diamictitos maciços, com presença subordinada de arenitos, folhelhos laminados e folhelhos com seixos pingados. O contato sobre os arenitos da Formação Alto Garças é abrupto, localmente erosivo e sua deposição é interpretada como o registro de um episódio glacial de idade neo-ordoviciana a, no máximo eo-siluriana (Assine, 1996).

A Formação Vila Maria constitui a seção de topo do Grupo Rio Ivaí, tendo sido identificada, no Estado de Mato Grosso, na região de Barra do Garças em seções levantadas ao longo da escarpa noroeste da Bacia do Paraná desde a região de Chapada dos Guimarães até o limite sul do Estado (Assine, 1996; Moreira & Borghi, 1999). Acha-se composta por uma sucessão de folhelhos laminados sucedidos por fácies heterolíticas, arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, arenitos com estratificação cruzada acanalada e arenitos com estratificação cruzada planar. Moreira e Borghi (1999) associam a esta formação camadas de diamictitos, não reconhecendo a Formação Iapó nas seções estudadas. Sua espessura varia de 10 a 70m, uma vez que seu contato superior com a Formação Furnas é uma discordância erosiva. No conjunto exibe um padrão de empilhamento progradacional e o ambiente de deposição é interpretado como de costa-afora a marinho raso, sob ação de ondas e correntes de marés. Sua idade é eo-siluriana, com base em um conteúdo fossilífero composto por pelecípodos, gastrópodos, braquiópodos inarticulados, acritarcas e palinóforos (Gray *et al.*, 1985).

**D1f – Grupo Paraná - Formação Furnas
RCL**

Sua área-tipo é o escarpamento Serriinha, próximo a estação ferroviária de Serriinha, Estado do Paraná.

Conforme Assine *et al.* (1994) sua maior espessura em subsuperfície é de 337m (Poço 2-TL-1-MS) e, em sua porção inferior, predominam arenitos feldspáticos grossos, texturalmente imaturos, ocorrendo ainda, de forma descontínua, arenitos conglomeráticos e conglomerados quartzosos. Na sucessão de camadas em direção ao topo da unidade, os arenitos apresentam-se menos feldspáticos e de granulação mais fina, interdigitando-se com argilitos. O ambiente interpretado é fluvial a transicional (deltas de rios entrelaçados) com os depósitos sedimentares desenvolvendo-se em *onlap* costeiro de oeste para leste, em discordância sobre as rochas do embasamento e por superfície erosiva regional sobre as rochas do Grupo Rio Ivaí, em um padrão de empilhamento retrogradacional, caracterizando um evento transgressivo. O contato superior com a Formação Ponta Grossa é transicional e o seu registro fóssil mais abundante são icnofósseis. Na porção superior desta unidade foram descritos restos vegetais como *Psilophytales*, de distribuição desde o Siluriano Superior até o Devoniano Médio. Todavia, a transição entre os depósitos litorâneos de topo, com os de plataforma rasa da Formação Ponta Grossa (Emsiano - Devoniano Inferior) faz com que os autores confirmem à Formação Furnas uma idade eodevoniana. Esta unidade tem sido referenciada como fonte de diamantes encontrados em depósitos aluviais provenientes de sua erosão (Gonzaga e Tompkins, 1991).

No Estado de Mato Grosso a Formação Furnas ocorre ao longo das bordas norte e noroeste da Bacia do Paraná. Unidade basal do Grupo Paraná, é descrita em seção, na região de Barra do Garças, com 195m de espessura aflorante, estando constituída predominantemente por arenitos grossos a muito grossos com estratificação cruzada planar, com ocorrência subordinada de arenitos grossos a muito grossos com estratificação cruzada acanalada e arenitos finos a médios com estratificação cruzada *hummocky* (Assine, 1996). Na região da borda noroeste da Bacia, desde as cercanias da Chapada dos Guimarães até o limite sul do Estado, afloram camadas de arenitos médios a grossos, com estratificação cruzada, arenitos finos com laminação cruzada cavalgante e arenitos finos com estratificação cruzada

hummocky, que nas proximidades da cidade de Jaciara compõem uma segunda *cuesta* na escarpa da bacia, após a faixa de afloramento do Grupo Rio Ivaí. Seu contato inferior é uma superfície erosiva sobre unidades mais antigas e o superior é transicional para os folhelhos da Formação Ponta Grossa. Sua deposição é interpretada como de leques costeiros e *braided* deltas e em ambiente marinho raso, entre o nível de ação das ondas normais e do nível de ação das ondas de tempestades, postulando ainda a ação de correntes de marés (Assine, 1996). Rica em icnofósseis nas fácies arenosas, sua idade ordoviciana inferior é balizada pela Formação Ponta Grossa (Ordoviciano Inferior a Superior).

Dpg – Grupo Paraná - Formação Ponta Grossa WAF/RCL

Definida por Oliveira, (1912) tendo como área tipo os arredores de Ponta Grossa, Estado do Paraná. Constituída por folhelhos marinhos de cor cinza e intercalações de arenitos finos depositados sob a ação de ondas em uma plataforma rasa, a Formação Ponta Grossa atinge espessura máxima de 654m no poço 2-AP-1-PR e é interpretada por Assine *et al.* (1994) como o resultado do afogamento dos depósitos litorâneos da Formação. Furnas por um evento transgressivo de idade devoniana média. A presença de um episódio regressivo intercalado é marcada pela variação faciológica (Lange e Petri, 1967) representada por uma seção intermediária arenosa (Membro Tibagi) que separa uma seção predominantemente pelítica basal (Membro Jaguaraiá) de uma pelítica superior (Membro São Domingos). Este evento prográdacional teve como causa reativações tectônicas nas áreas-fonte situadas a leste e nordeste, proporcionando a avanço de sistemas deltaicos.

No Estado de Mato Grosso, foi mapeada nas regiões centro-sul, leste e nordeste, sendo caracterizada por uma seqüência de folhelhos e siltitos de cores variando de cinza a cinza-esverdeada na base e apresentando para o topo intercalações de arenitos finos a muito finos, micáceos, feldspáticos, finamente estratificados de cor branca, marrom ou esverdeada. São freqüentes bioturbações e níveis finos de conglomerado na base. Em geral são rochas com boa fissilidade, com níveis fossilíferos nos folhelhos.

Nas regiões centro-sul e leste, sobre-põe-se à Formação Furnas por contato gradual e concordante e é sobreposta pela Formação Aquidauana por discordância erosiva e também pela Cobertura Detrito-laterítica e por aluviões recentes. Por vezes, o contato tanto com a Formação Furnas como com a Formação Aquidauana é por falha normal.

É considerada de idade Devoniana por seu conteúdo fossilífero (macro e microscópico). Trilobitas, braquiópodos e tentaculites constituem o conjunto de microfósseis, enquanto que os microfósseis estão representados principalmente por acritarcas e quitinozoários. Para o Mb. Tibagi, Assine (1996) destaca a presença de braquiópodos do gênero *Australospirifer*. Sanford e Lange (1960) e mais recentemente Zalán *et al.* (1990) indicam os folhelhos desta unidade como geradores de hidrocarbonetos e gás.

Os tipos de fósseis, as estratificações cruzadas planas e acanaladas e os níveis subordinados de siltitos e arenitos finos com raras marcas onduladas, mostram que esta formação depositou-se em ambiente marinho de águas rasas, com fluxos de alta energia e elevada taxa de deposição, ocorrendo no topo do pacote um episódio regressivo.

A potencialidade mineral restringe-se à utilização dos argilitos e siltitos na fabricação de cerâmica.

C2P1a - Formação Aquidauana WAF/RCL

Definida por Lisboa, (1909) sua seção tipo situa-se no vale do Rio Aquidauana, Estado de Mato Grosso do Sul, no trecho cortado pela Estrada de Ferro Noroeste do Brasil. folhelhos que se aprofunda mais para o sul. Em Mato Grosso aflora nas regiões leste e sudeste.

Schneider *et al.* (1974) propõem uma divisão em três intervalos: o inferior composto por arenitos vermelhos a róseos, de granulação média a grossa, exibindo estratificação cruzada acanalada e com intercalações de diamictitos, arenitos esbranquiçados e conglomerado basal; o médio composto por siltitos, folhelhos e arenitos finos, vermelhos a róseos, laminados, com intercalações de diamictito e folhelho de cor cinza-esverdeado e o superior acha-se constituído predominantemente por arenitos vermelhos com estratificação cruzada. O contato inferior com o Grupo Paraná e com o embasamento, se faz por discordância angular, enquanto que o

superior é marcado por superfícies erosivas. Admitem ainda uma espessura máxima de 799m, definida no poço 2-AG-1-MT.

Na região sudeste do Estado, constitui-se essencialmente de arenitos vermelhos a roxos, friáveis, porosos, compostos principalmente por quartzo, as vezes feldspáticos, com cimento ferruginoso e escassa matriz arenosa e argilosa. As variações litológicas e faciológicas são freqüentes, tanto vertical como lateralmente, com níveis lenticulares subordinados, conglomeráticos, siltosos ou argilosos, com contatos bruscos ou gradacionais. São comuns níveis lenticulares de diamictitos vermelhos, formados por uma matriz areno-argilosa que engloba clastos de quartzo e arenito e subordinadamente de granito, quartzito, gnaiss, micaxisto e vulcânicas. bem arredondados e de tamanhos variados.

Na Serra da Petrovina observam-se três conjuntos litológicos com posição estratigráfica definida.

O primeiro, inferior, é formado por arenitos vermelho-arroxeados, as vezes esbranquiçados ou avermelhados, médios a grossos, feldspáticos, com níveis conglomeráticos e com intercalações subordinadas de siltitos e diamictitos finos. Os arenitos mostram estratificação cruzada acanalada, composição quartzosa, com grãos angulosos a subarredondados e por vezes com cimento ferruginoso. Nos planos de estratificação podem acumular-se minerais pesados, indicando deposição em fundo de canal.

O intermediário é composto por siltitos finamente estratificados, vermelho arroxeados ou vermelho-tijolo, e, secundariamente, por arenitos arcoseanos, folhelhos cinza (fossilíferos) e bolsões e lentes de diamictito vermelhos. Observam-se estratificação plano-paralela, marcas de onda e, localmente, estruturas de sobrecarga como diápiros e dobras convolutas.

No superior predominam os sedimentos arenosos, vermelho-arroxeados, mais finos e melhor selecionados do que os do conjunto inferior. Apresentam estratificação plano-paralela e estratificação cruzada.

O ambiente de deposição, segundo Schneider *et al.* (1974) é continental, constituído por depósitos fluviais e lacustres. Sua associação lateral, em direção ao sul da bacia, com depósitos glaciais das demais unidades do Grupo Itararé, sugere a presença de área glacial próxima à área de sedimentação desta unidade. Daemon e Quadros estabele-

cem uma idade carbonífera superior (Stephaniano) com base em dados palinológicos. Economicamente, apresenta ocorrência de argilas para uso em cerâmica.

P1p - Formação Palermo WAF/RCL

Foi definida por White, (1906) em Palermo, Município de Lauro Muller, Estado de Santa Catarina. Gonçalves. & Scheneider (1970) cartografaram esta unidade nas regiões leste e sudeste de Mato Grosso.

Constitui-se, essencialmente, por sedimentos de granulação fina (siltitos e arenitos finos e muito finos) de cores acinzentadas a amareladas. As camadas apresentam geometrias tabular ou lenticular, muito estendidas. Como regra, distribuem-se em ciclos granocrescentes (parasseqüências) que iniciam com pelitos maciços ou laminados, passando superiormente a siltitos com acamadamentos *wavy e linsen*, e eventualmente arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, acamadamentos *flaser e drap*, marcas de ondulação simétrica e assimétrica e laminações cruzadas cavalgantes. Estas litologias correspondem à deposição abaixo do nível de ação das ondas de bom tempo, porém em profundidades influenciadas por ondas de tempestade. Existe uma tendência em considerar a Formação Palermo como representando um ambiente marinho raso, com baixa salinidade devido a quase total ausência de organismos estenohalinos.

P2T1pd – Grupo Passa Dois RCL

O Grupo Passa Dois no Estado de Mato Grosso engloba as formações Irati e Corumbataí, esta última correspondendo na litoestratigrafia da Bacia do Paraná ao intervalo sedimentar composto pelas formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto na região centro e sul da bacia (Schneider *et al.*, 1974; Gama Jr *et al.*, 1982; Milani *et al.*, 1994). Sua cartografia de forma indivisa utilizada neste projeto deve-se à escala adotada e a descrição na bibliografia de lentes de calcários da Formação Irati como base da Formação Corumbataí. Conforme Zalán *et al.* (1990) a deposição dos folhelhos e calcários da Formação Irati corresponde ao máximo de extensão areal da transgressão marinha permiana na Bacia do Paraná, enquanto que a Formação Corumbataí re-

presentaria a fase regressiva. A Formação Corumbataí é representada por camadas de folhelhos, siltitos e arenitos, com intercalações de camadas de calcário. As cores são predominantemente avermelhadas a róseas, podendo ser acinzentadas na base. A idade permiana superior do Grupo Passa Dois é balizada pela presença de fósseis de répteis mesosaurídeos na Formação Irati, e de fósseis de lamelibrânquios, ostracodes e de peixes, além de palinóforos na Formação Corumbataí (Schneider *et al.*, 1974).

T1a- Unidade Araguainha JVL

Esta unidade compreende um conjunto de brechas de impacto que ocorrem ao longo da estrada MT-306 e no leito do Córrego Seco, no núcleo soerguido do Domo de Araguainha, que constitui uma estrutura circular, com diâmetro de 40 km, encontrada nas proximidades da cidade de Araguainha no sudeste de Mato Grosso.

Esta estrutura em forma circular, é o resultado da colisão de um corpo celeste de grandes proporções que caiu sobre a superfície da terra em torno de 250Ma. Em área representada na época por uma plataforma marinha rasa (Dietz e French, 1973; Dietz *et al.*, 1973; Crósta *et al.*, 1981; Crósta, 1982, 1987, 1999).

As rochas afetadas por este evento incluem desde o embasamento cristalino (granito) de idade Ordoviciano 449 Ma. (Deutsch *et al.*, 1992) com brechas de impacto, o qual ocorre no núcleo da estrutura, até unidades sedimentares Paleozóicas da Bacia do Paraná, dispostas de forma anelar ao redor do núcleo, representadas pelas formações Furnas e Ponta Grossa e pelos grupos Aquidauana e Passa Dois.

As brechas de impacto ocorrem circundando o embasamento granítico foram identificadas por Crósta (1982) mapeadas por Engelhardt *et al.* (1992) e são constituídas de três tipos diferentes: brechas de impacto com matriz fundida (IBM) brechas polimíticas e brechas monomíticas de arenitos.

As brechas IBM cobrem o embasamento granítico, mostrando cores que variam do cinza-claro a cinza-escuro, com inclusões de grãos de quartzo e feldspato com formatos irregulares a retangulares, e o químicas apresentados por Engelhardt *et al.* (1992) mostram que as brechas do tipo IBM e do granito são idênticos em termos de elementos maiores e

elementos-traço.

As brechas polimíticas em sua maior parte circundam o embasamento granítico em suas porções norte e noroeste. Elas são bem expostas em cortes ao longo da estrada MT-306, entre Araguainha e Ponte Branca, mostrando-se como uma massa não-estratificada de constituintes com vários formatos, variando entre irregular e angular. Estes fragmentos são de granito e de rochas sedimentares das várias unidades estratigráficas que ocorrem na região do Domo (principalmente Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana) e possuem dimensões variando entre poucos metros até centímetros. A textura fluidal indica movimentos turbulentos de fluxo, assim como o formato distorcido de alguns componentes evidencia que os mesmos foram deformados de forma plástica.

Brechas monomíticas de arenitos foram encontradas nas elevações que bordejam as porções sul e sudeste da bacia de drenagem do córrego Seco. Sua área de ocorrência é relativamente desprovida de afloramentos e geralmente coberta por vegetação de cerrado, sendo que as poucas amostras descritas por Engelhardt *et al.* (1992) são representadas por arenitos quartzosos com grãos angulosos, termicamente alterados (Crosta, 1999).

Engelhardt *et al.* (1992) apresentaram a cartografia geológica, acompanhada de um estudo petrográfico e geoquímico detalhado da parte interna do núcleo central com 6,5 a 8 km de diâmetro, enfocando o embasamento granítico e a distribuição de três tipos de brechas. Também identificaram a ocorrência de diques de cor avermelhada cortando o granito, com espessuras entre 10 e 100 centímetros e dezenas de metros de comprimento, compostos por misturas cataclásticas de material granítico com feições de choque, material granítico sem feições de choque e materiais graníticos fundidos.

Estes autores também analisaram a idade do evento de impacto, utilizando datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em amostras de material fundido das brechas polimíticas, que revelaram idades de 247 ± 5.5 e 245.8 ± 5.5 Ma. para duas diferentes frações granulométricas da mesma amostra. Essas idades confirmam a ocorrência do evento de impacto próximo ao limite Permiano-Triássico.

Hammerschmidt e Engelhardt (1995) apresentaram os resultados de uma segunda

datação do impacto pelo método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$. Duas frações granulométricas de uma amostra de material fundido forneceram idades-platô de $245.5 \pm 3.5\text{Ma.}$ e $243.3 \pm 3.0\text{Ma.}$, respectivamente, confirmando que o evento de impacto de Araguinha ocorreu próximo ao limite Permiano-Triássico.

J3K1bt - Formação Botucatu WAF/RCL

Sua área tipo localiza-se na rodovia entre São Paulo e Botucatu, ao longo da Serra de Botucatu, Estado de São Paulo. (Gonzaga de Campos, 1889).

Constituí-se predominantemente por arenitos finos a grossos, coloração avermelhada, bem arredondados e com alta esfericidade, dispostos em *sets* e/ou *cosets* de estratificações cruzadas de grande porte. Os estratos cruzados são compostos na sua porção mais íngreme por lâminas alternadas de fluxos de grãos e queda livre de grãos que se interdigitam em direção a base com laminações transladantes cavalgantes. Os estratos cruzados da Formação Botucatu têm sido interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas crescentes e lineares acumuladas em um extenso mar de areia (*sand sea*). A ausência de depósitos de interdunas úmidos permite interpretar a Formação Botucatu como um sistema eólico seco.

Ocorre nas regiões centro-sul e leste do Estado de Mato Grosso e compreendem arenitos vermelho-tijolo, friáveis, pouco argilosos, caulínicos, feldspáticos, geralmente médios a finos, grãos bem arredondados a subarredondados, esfericidade boa, mal selecionado no conjunto e bem selecionado ao longo das extensas e abundantes lâminas que seguem os planos de estratificações cruzadas eólicas, finamente estratificados plano-paralelamente. Os grãos de quartzo mostram superfícies foscas e são envolvidos por uma película ferruginosa.

Esta unidade é fonte de areias quartzosas para uso industrial e é explorada para a obtenção de lajes de uso em piso ou revestimento e blocos de alicerce na construção civil. Os arenitos desta Unidade constituem-se em excelentes aquíferos explotados em diversos estados brasileiros, fazendo parte do denominado Aquífero Guarani.

K1βsg - Formação Serra Geral WAF/RCL/JVL

Descrito inicialmente por White, (1906) sua área tipo é a Serra Geral do Planalto Meridional Brasileiro, na estrada entre Lauro Müller e São Joaquim, Estado de Santa Catarina. Compreende um pacote de rochas vulcânicas, formado por um extenso conjunto de derrames basálticos e subordinadamente félsicos que ocorrem em uma grande extensão da Bacia do Paraná desde a sua borda norte de Mato Grosso e Goiás até o Rio Grande do Sul. Em Mato Grosso ocorre na região sudeste, constituindo-se por uma secessão de derrames vulcânicos, mormente de natureza basáltica e, secundariamente, ácida a intermediária. São basaltos e basaltos andesíticos de filiação toleítica, maciços, cinza-escuro, granulação fina a média, as vezes amigdaloidal e muito fraturados. Disjunções colunares estão presentes indicando derrames mais espessos. Subordinadamente, ocorrem riolitos e riodacito, com intercalações de camadas de arenito, litoarenito e arenito vulcânico.

O magmatismo Serra Geral teve maior pico entre $137 \pm 0,7\text{Ma.}$ e $126,8 \pm 2,0\text{Ma.}$ e a pilha de derrames pode alcançar uma espessura de 2000m (Milane & Tomaz Filho, 2000).

Esta unidade é portadora de ocorrências de cobre e ouro, mas sua principal mineralização consiste em ágatas e ametistas (RS). Lajes brutas ou beneficiadas são de amplo uso como piso e no revestimento de edificações, além de ser fonte primordial de brita para a construção civil. Diques e *sills* de rochas básicas geram metamorfismo de contato que tem como resultado o aumento do *rank* dos carvões em algumas áreas próximas à cidade de Criciúma (SC), bem como propiciam ocorrências localizadas de cobre nas formações Irati e Corumbataí. Em Mato Grosso sua utilização econômica restringe-se apenas ao fornecimento de brita para a construção civil.

K2b - Grupo Bauru RCL

Embora esta unidade permaneça na categoria de Grupo, seu entendimento foi substancialmente modificado pelos trabalhos de Fernandes (1992) Fernandes e Coimbra (1994) Fernandes (1998) e Fernandes e Coimbra (2000) com a retirada da Formação Caiuá, sua redefinição na categoria de Grupo e a inclusão da Formação Santo Anastácio. Desta forma, o Grupo Bauru permanece composto pelas formações Uberaba e Marília, a Forma-

ção Adamantina é, na quase totalidade de sua sucessão de camadas, redefinida como Formação Vale do Rio do Peixe, e são definidas as formações Presidente Prudente, São José do Rio Preto e Araçatuba. As rochas vulcânicas alcalinas, intercaladas na Formação Vale do Rio do Peixe (ex. Adamantina) são designadas de Analcimitos Taiúva. Os recursos minerais associados a este grupo são diamantes, calcários, argilas e ouro.

O Grupo Bauru na região da Chapada dos Guimarães assenta em discordância erosiva sobre unidades mais antigas e é passível de individualização em quatro unidades conforme Weska *et al.* (1988) Godoy *et al.* (2003) e Costa *et al.* (2003). Todavia não existem mapeamentos cuja cobertura permita uma compilação e integração com imagens de sensores remotos de modo que esta divisão possa ser representada neste trabalho. Perfis realizados nas regiões da Fazenda Chafariz, Cachoeira do Bom Jardim, Dom Aquino e Poxoréo permitiram a consolidação da propriedade da divisão proposta em quatro formações: Paredão Grande, Quilombinho, Cachoeira do Bom Jardim e Cambambe. Entretanto, por questão de escala, apenas a Paredão Grande foi individualizada como Suíte Magmática ficando as restantes como Bauru Indiviso.

L1λpg – Suíte Magmática Paredão Grande - É composta por rochas ígneas alcalinas (derrames, diques e rochas vulcanoclásticas) recorrentes ao longo do desenvolvimento da sedimentação. A idade deste magmatismo é de 83,9 + 4 Ma. (Ar-Ar). Análises petrográficas caracterizaram as rochas componentes dos derrames como apresentando textura geral porfirítica ou microporfirítica, de grão fino com matriz intergranular a intersertal. Os fenocristais somam cerca de 2%, possuem grãos médio a fino (1,5mm a 0,70mm) isolados ou glomeroporfiríticos, em geral de plagioclásio subédrico zonado e, subordinadamente, de clinopiroxênio prismático ou globular. A matriz é muito fina (tamanho inferior a 0,25mm) e em uma amostra pode ser observada uma leve textura de fluxo. A mineralogia da matriz consiste de prismas de plagioclásio, glóbulos de clinopiroxênio incolor parcial a totalmente transformado para anfibólio verde sendo que esta transformação deve ser tardimagmática, não sendo produto de hidrotermalismo. Ocorre de forma subordinada piroxênio rosado. Alguns cristais ocorrem reliqui-

ares, dificultando seu reconhecimento. A paragênese principal é plagioclásio + piroxênio + anfibólio e juntamente com a textura porfirítica com matriz intergranular e intersertal são diagnósticas para rochas da família dos basaltos. A composição modal para a amostra do Derrame da Raizinha, próximo a Poxoréo, é: plagioclásio An58-52 (60%); clinopiroxênios (20%); anfibólio (15%); opacos (3%); flogopita (2%); olivina? (< 1%).

Depósitos identificados como de natureza piroclástica foram descritos como brechas vulcânicas e tufos, podendo ocorrer interação com a sedimentação siliciclástica de ambiente desértico sob a forma de pavimentos contendo bombas vulcânicas ou sedimentos nas frações areia e silte englobados nos derrames.

A Formação Quilombinho é a unidade conglomerática basal junto aos aparelhos vulcânicos, com espessuras da ordem de 30 a 50 metros (Weska *et al.*, 1988) sendo constituída por clastos predominantemente provenientes da erosão destes centros vulcânicos, ocorrendo ainda seixos de quartzo e clastos de rochas das unidades mais antigas. Ocorrem orto e paraconglomerados, arenitos e subordinadamente pelitos. As cores são róseas a acinzentadas e as camadas apresentam geometria lenticular. Os conglomerados exibem acamadamento gradacional normal e inverso enquanto nos arenitos são encontradas estratificações cruzada tangencial e laminação plano-paralela. O ambiente deposicional é interpretado como de leque aluvial e a deposição sob regime de enxurradas, constituindo-se de depósitos de fluxo em lençol, barras conglomeráticas e areno-conglomeráticas e dunas tipo 3D. As camadas de pelitos exibem laminação plano-paralela e intercalações de camadas de arenito fino a muito fino com laminação cruzada cavalgante, indicando deposição por desaceleração do fluxo e decantação em condições de baixa energia, em sítios laterais aos canais fluviais.

Nas áreas laterais aos aparelhos vulcânicos a unidade basal encontrada é a Formação Cachoeira do Bom Jardim, constituída por ortoconglomerado composto por seixos de rochas sedimentares e vulcânicas, com intercalações de lentes de arenito róseo com seixos na base e exibindo estratificação cruzada tangencial. Sucendendo as camadas basais ocorrem camadas sigmoidais amalgamadas de arenito médio a grosso, podendo ser conglomerático com seixos de quartzo e arenito

dispersos, maciços ou com estratificação cruzada tangencial e camadas lenticulares de arenito fino, que passam a predominar em direção ao topo da unidade. Na região de Poxoréu a ocorrência de calcário (brecha e margá) reveste-se de importância para a atividade agrícola do Estado. Ocorrem com menor frequência camadas de paraconglomerado e camadas com presença de fendas de ressecamento. Uma característica marcante desta unidade, conforme Costa *et al.* (2003) e Godoy *et al.* (2003) é a presença de calcrites. A sucessão de camadas representa um ciclo regressivo, ocasionado pelo aplainamento das áreas-fonte e uma deposição em ambiente desértico por sistemas de leques aluviais, fluvio-deltáico e lacustre, conforme interpretado por Weska *et al.* (1988).

A unidade superior é a **Formação Cambambe**, constituída por arenitos e arenitos conglomeráticos, aos quais intercalam-se lentes de conglomerados e siltitos. As cores são avermelhadas a róseas e a presença de silcretes é uma característica marcante desta unidade. Os conglomerados ocorrem como paraconglomerados com gradação e como ortoconglomerados maciços ou com estratificação cruzada acanalada, enquanto que os arenitos exibem laminação plano-paralela ou estratificação cruzada acanalada e cruzada tabular. As camadas de pelitos são maciças ou com laminação plano-paralela. O ambiente deposicional é interpretado como de leque aluvial, fluvial efêmero e lacustre em condições de extrema aridez (Costa *et al.*, 2003 e Godoy *et al.*, 2003).

K2m - Formação Marília WAF

Definida por Almeida & Barbosa (1953) como subdivisão do Grupo Bauru, esta unidade é constituída basicamente por depósitos imaturos. Tem área-tipo nos arredores de Marília e Garça, Estado de São Paulo.

Foi inicialmente dividida, por Setzer (1948) nos membros Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã.

A diferença entre os membros Serra da Galga e Ponte Alta reside no maior grau de cimentação carbonática dos litótipos Ponte Alta (Fernandes & Coimbra, 2000) fruto de processos pós-deposicionais, uma vez que o ambiente deposicional é semelhante e relacionado às porções medianas e distais de

leques aluviais, representada por depósitos de canais entrelaçados e de fluxos densos, com a presença subordinada de dunas eólicas de pequeno porte. Para o Membro. Echaporã, interpretam uma deposição sob a forma de fluxos em lençol, em contexto de franja de leque aluvial, representando as porções distais dos depósitos sedimentares componentes dos outros dois membros. Seu contato gradual com litótipos da Fm. Vale do Rio do Peixe, indica a transição do sistema de leques aluviais para a planície eólica. As paleocorrentes, obtidas no Membro. Serra da Galga indicam transporte para noroeste e secundariamente para WNW.

Em Mato Grosso estes sedimentos são encontrados nas regiões sul e sudeste sendo cartografada como indivisa, uma vez que não foi possível separar os membros Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã. São constituídos por um pacote de arenito grosso a fino, coloração amarelada e avermelhada, imaturo, mal selecionado, conglomerático com clastos de quartzo, quartzito, calcedônia e calcário fino, cimentados por sílica amorfa, além de um pacote de arenito fino a médio, imaturo, com fração areia grossa a grânulos. Apresenta também lentes de calcário fino e estratos de siltito e argilito subordinados. O ambiente deposicional sugere condições subaquosas fluvial e lacustre, com canais de deltas aluviais e planícies de inundação. Os níveis de calcário sugerem fases de aridez, enquanto que os conglomeráticos estariam associados a fluxos hidrodinâmicos de alta energia.

Sua utilização econômica em Mato Grosso está limitada à exploração dos níveis de calcário como corretivo de solos.

K2vp - Formação Vale do Rio do Peixe RCL/WAF

É a unidade com maior área de afloramento do Grupo Bauru, estendendo-se desde a borda oriental da Bacia até os vales dos rios Paraná e Paranaíba. Sua continuidade a oeste do rio Paraná, em território do Estado de Mato Grosso do Sul, ainda não está cartografada. Sua seção de referência é encontrada no km 87 da rodovia SP-457, entre as localidades de Rancharia e Iacri, no vale do Rio do Peixe (Fernandes, 1998).

Constitui-se por camadas tabulares de arenitos muito finos a finos, com cor mar-

rom, rosa e alaranjado, exibindo predominantemente seleção boa a moderada, maciços ou exibindo estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno a médio porte, ou laminação plano-paralela incipiente ou laminação de migração de ondulações (ripples transladantes). Intercalam-se camadas também tabulares de siltitos maciços de cor creme a marrom. Localmente podem ocorrer lentes de arenito conglomerático com estratificação cruzada de pequeno porte contendo intraclastos argilosos ou carbonáticos.

Em Mato Grosso foi identificada na sua extremidade sul, sob a forma de camadas tabulares constituídas por arenito fino a muito fino, coloração amarronzada, rosada e alaranjada, mostrando estratificações plano-paralela cruzada tabular e acanalada de pequeno porte, seleção boa a moderada. Subordinadamente tem-se intercalações de camadas tabulares de siltito maciço, cor creme a marrom e lentes de arenito conglomerático com intraclastos argilosos ou carbonatados.

O ambiente deposicional é caracterizado por Fernandes (1998) e Fernandes e Coimbra (2000) como essencialmente eólico, constituído por lençóis de areia pequenas dunas e depósitos de *loess*. Depósitos associados a deposição subaquosa, correspondente a fluxos de lagos efêmeros gerados por enxurradas, estariam representados pelos arenitos conglomeráticos e lamitos. As paleocorrentes para os depósitos eólicos indicam ventos soprando para sudoeste.

O conteúdo fóssilífero está composto por fragmentos de ossos de répteis, moluscos e artrópodes. Ocorrem ainda moldes de raízes, oogônios de algas caráceas e, possivelmente, tubos de pequenos animais.

Suas relações de contato com as demais unidades deste grupo se faz de forma transicional ou então através de diastemas. Na porção ocidental da Bacia, o contato com unidades do Grupo Caiuá também se faz de maneira transicional

BACIA DO ALTO TAPAJÓS (CACHIMBO)

Dc – Formação Capoeiras RCL

A Formação Capoeiras, que corresponde à unidade intermediária do Grupo Jaturana, foi definida por Santiago *et al.* (1980)

para designar os quartzo-arenitos com intercalações de siltitos e lentes de argilitos com espessura mínima estimada em torno de 120 metros. A área de ocorrência estende-se ao longo das corredeiras Capoeiras e Chacirão no rio Tapajós e no interflúvio dos igarapés Mingau e Borrachudo. Em Mato Grosso foi cartografada na região norte do Estado nos municípios de Guarantã do Norte e Novo Mundo.

As relações de contato entre essa unidade com as formações Borrachudo e São Benedito são interpretativas e baseiam-se nas diferenças litológicas e paleoambientais. Dessa forma, a Formação Capoeiras está sobreposta à Formação Borrachudo e sotoposta à Formação São Benedito.

Os quartzo-arenitos são finos a médios, esbranquiçados a avermelhados, bem selecionados, exibindo no topo das camadas, marcas onduladas assimétricas indicando paleocorrentes para SW. Ocorrem, localmente, intercalações de siltitos esverdeados e argilitos vermelhos com gretas de contração e que apresentam localmente glauconita e bioturbações. Subordinadamente ocorrem camadas do tipo *red bed*, com direção NNW-SSE e mergulhos entre 2° e 5° para SW.

O ambiente deposicional da Formação Capoeiras é de águas rasas, possivelmente em zona litorânea sob influência de maré, na região de inter-maré, evidenciada pela presença de correntes bidirecionais.

A presença localizada de estruturas tubulares ramificadas nos quartzo-arenitos são resultantes da atividade de organismos do tipo *Palaeophicus sp.* O conteúdo palinológico é representado por esporomorfos do tipo *Calipatorite cf. velatus*, *Verrucosporites cf. nitidus*, *Geminispora sp.*, *Secariosporite sp.*, *Aurorospora sp.*, *Apicularetusispora sp.* e *Retusotriletes sp.*, os quais indicaram idade Devoniana.

A potencialidade mineral da unidade restringe-se a ocorrência de lentes de calcário associadas aos siltitos e fosfato nos quartzo-arenitos glauconíticos.

CPii - Formação Igarapé Ipixuna GJR

A denominação original (Formação Ipixuna) foi proposta por Santiago *et al.* (1980) para uma seqüência sedimentar da Bacia do Alto Tapajós, constituída de quartzo-arenitos, posicionada entre a Formação

São Benedito e a Unidade F.

Localiza-se no extremo norte de Mato Grosso, entre o médio/baixo curso do rio Juruena e o médio/baixo curso do rio São Manoel ou Teles Pires e nas cabeceiras do rio Bararati, no município de Cotriguaçu, na divisa com o Estado do Pará, acompanhando a borda sul da Formação São Manoel.

A Formação Igarapé Ipixuna possui ampla distribuição geográfica, constituindo vários platôs na serra do Cachimbo. As principais ocorrências encontram-se nos igarapés Ipixuna, Cururu e Parauriti, afluentes da margem esquerda do rio Tapajós. Sua espessura foi estimada por Bizinella *et al.* (1980) em aproximadamente 160 metros. Ocorre sobreposta às rochas da Formação São Benedito e é cortada pelo Diabásio Cururu (177Ma.).

É constituída essencialmente por quartzo arenitos finos, as vezes médios, bem selecionados, cuja coloração pode ser esbranquiçada, acinzentada ou avermelhada. Ocupam geralmente os terrenos mais elevados de interflúvios, formando platôs e pequenos morros de feições tabulares. Possuem marcas de onda, gretas de contração e estratificações cruzadas. A estratificação plano-paralela é incipiente e o acamamento é geralmente horizontal.

A deposição dos sedimentos deve ter ocorrido em mar regressivo, predominantemente em ambiente marinho litorâneo, com possível contribuição continental.

O posicionamento cronoestratigráfico da Formação Ipixuna no Carbopermiano deve-se à idade de 177Ma. do Diabásio Cururu, o qual é intrusivo nos quartzo arenitos.

CPsm - Formação São Manoel GJR

Esta formação, aqui proposta, distribuiu-se, principalmente, no extremo norte de Mato Grosso, entre o médio/baixo curso do rio Juruena e o médio/baixo curso do rio São Manoel ou Teles Pires e nas cabeceiras do rio Bararati, no município de Cotriguaçu, na divisa com o Estado do Pará. É constituída pelas *Unidades F e G* de Santiago *et al.* (1980) assim caracterizadas: *Unidade F* – as rochas desta unidade recobrem os quartzo-arenitos da Formação Igarapé Ipixuna. Apresenta relevo bastante ravinado sendo constituída por arenito siltico-argiloso, vermelho na base, com manchas esbranquiçadas e ocasionalmente com cimento carbonático. Este é recoberto por

camada de calcário, igualmente avermelhado, estando sotoposto a uma brecha sedimentar, composta por fragmentos de siltitos e argilitos laminados. O ambiente de deposição é de mar raso; *Unidade G* – representada por quartzo arenitos de coloração creme, levemente rosados, bem selecionados, granulometria fina e estrutura maciça. É relativamente freqüente a presença de marcas de ondas simétricas.

Pnv - Formação Navalha RCL

A primeira referência desta unidade deve-se a Moura (1932) onde definiu a seção-tipo no baixo curso do rio Teles Pires na localidade de Navalha.

A Formação Navalha aflora entre os rios Juruena e Teles Pires, no extremo norte de Mato Grosso, divisa com o Estado do Pará. Constitui-se de rochas carbonáticas finamente laminadas (siliciclásticas/carbonato) com pronunciado grau de diagênese e geometria de lobos sigmoidas amalgamados e ondulações no topo, representadas por arenito rosa com cimento calcítico, silito calcífero cinza-claro e calcário. A formação carece de definição e correspondência a alguns conhecidos modelos deposicionais citados na literatura (plataforma isolada, rampa homoclinal, rampa distalmente escalonada, acrescionária) e que envolvem condições diversas de faciologia e de declividade em relação ao nível do mar. Alguns modelos propostos sugerem a formação de talus peri-plataformal (brechas?) biohermas e ocasionais turbiditos.

Pij – Unidade Ij RCL

Esta unidade informal compreende as unidades fotogeológicas denominadas Unidade I e Unidade J de Santiago *et al.* (1980) que afloram no núcleo de amplas anticlinais na margem esquerda do rio Juruena e no interflúvio deste com o rio Teles Pires. Não existem dados conclusivos sobre este conjunto litoestratigráfico devido ao baixo grau de conhecimento geológico da área. Aflora ao longo do rio Juruena e afluentes, camadas de arcóseo, conglomerado, grauvaça e silito vermelho. A idade presumida é permiana, devido ao seu posicionamento estratigráfico sobre unidades que recobrem a For-

mação Capoeiras de idade siluro-devoniana (Santiago *et al.*, 1980).

PZi – Formações Paleozóicas Indiferenciadas RCL

Sob esta designação englobam-se as rochas sedimentares clásticas sobrepostas às rochas do Grupo Beneficente, as quais não permitem uma subdivisão precisa em função de os dados disponíveis ainda serem escassos. Essa unidade foi cartografada no extremo norte de Mato Grosso, limite com o Estado do Pará e agrupa arenitos que formam platôs tabulares com freqüentes intercalações de siltito e argilito, além de níveis de conglomerados.

BACIA DO PARECIS

C1ja -Formação Jauru RCB

Olivatti e Ribeiro Filho (1976) reconheceram a origem glacial para o pacote de sedimentos cartografados na região sudoeste do Estado de Mato Grosso, nos vales dos rios Jauru e Aguapeí, constituído por arenitos arcóianos, siltitos, folhelhos e ritmitos, para os quais propuseram a denominação de Unidade Jauru. Cardoso *et al.*, (1980) a renomearam para Formação Jauru. Os litótipos desta unidade estendem-se desde as proximidades de Figueirópolis, a norte, prolongando-se a sul até além do rio Aguapeí, indo próximo ao limite meridional da Folha Cuibá (SD-21).

A Formação Jauru constitui-se de um pacote sedimentar subhorizontalizado composto de paraconglomerados petromíticos, siltitos arenosos, folhelhos e tilitos. Os folhelhos e siltitos ocorrem interestratificados, com alguma ritmicidade, passando para o topo a diamictitos.

Os paraconglomerados mostram-se parcialmente lateritizados, apresentando 70% de matriz com clastos de quartzitos, arenitos arcóianos, gnaisses e granitos caoticamente distribuídos exibindo superfícies polidas e achatadas do tipo “ferro de engomar”. Os folhelhos apresentam cor marrom com tonalidade esverdeada, laminação plano-paralela e presença esporádica de minerais micáceos nos planos de estratificação.

As características inerentes aos paraconglomerados como a enorme variação da fração rudácea, tanto modal como compo-

sicional, clastos com feições de “ferro de engomar” e a falta de estratificação de um modo geral, sugerem uma contribuição glacial à Formação Jauru, depositada em ambiente continental.

As análises palinológicas indicaram a presença de palinóforos *Cristatisporites* sp., característicos do Eocarbonífero.

C1pb - Formação Pimenta Bueno RCB

Essa unidade foi descrita inicialmente por Nahass *et al.* (1974) sendo chamada de Formação Pimenta Bueno por Leal *et al.* (1978). Seus afloramentos encontram-se nos grabens de Pimenta Bueno e Colorado, localizados no extremo noroeste da Bacia dos Parecis. É constituída de folhelhos, arenitos, siltitos e conglomerados suportados pela matriz. Em Mato Grosso foi definida na região oeste-noroeste do Estado, no município de Juina.

O contato inferior dá-se com embasamento cristalino e o superior é com a Formação Fazenda da Casa Branca. Segundo Siqueira (1989) possui espessura de 761 metros.

Os folhelhos são de coloração marrom, micáceos e intercalados com siltito marrom ou arenitos claros. Os arenitos são compostos de quartzo, feldspato e muscovita de cor marrom com pintas claras, granulometria média, acamamento plano-paralelo e estratificações cruzadas tabular e acanalada. Os conglomerados são suportados pela matriz, avermelhados e possuem seixos e *boulders* subarredondados de granitos, gnaisses e rochas básicas e seixos angulosos de xistos e quartzitos. Seus diâmetros máximos são de 40 centímetros. Associados a esses conglomerados ocorrem siltitos com laminação plano-paralela, na qual existem grãos de areia flutuando e seixos dispersos, deformando a laminação (unidade *dropstone*).

Os folhelhos foram depositados em ambiente marinho raso, evidenciado pela presença de acritarcas do gênero *Sphaeridium*, identificados por Cruz (1980). As estruturas sedimentares dos arenitos sugerem sua deposição em ambiente fluvial, em canais entrelaçados, com abundante suprimento de areia, a qual apresenta uma composição feldspática, indicando um clima desértico ou glacial. A associação diamictito -unidade *dropstone* segundo o modelo de Ojakangas (1985) é interpretada como

evidência de clima glacial; os diamictitos correspondem ao tilito de alojamento, formado pela deposição de detritos na base da geleira e a unidade *dropstone* resulta da queda de clastos dos *icebergs* durante a deposição do siltito, em ambiente marinho.

C2cb - Formação Fazenda da Casa Branca RBCB/WAF

Guimarães, (1971) definiu estes sedimentos na BR-364, nominando-os de Cretáceo Parecis. Padilha, *et al.* (1974) reconheceram, na região de Porto dos Gaúchos e nos canais dos rios Arinos e Juruena (dois pacotes sedimentares distintos: Um superior, formado por sedimentos maduros e um inferior, de sedimentos imaturos e de grande variação faciológica. Dividiram-no então em Cretáceo Parecis (Unidade Superior) e Eopaleozóico Indiviso (Unidade Inferior). Costa, *et al.* (1975) advogam que esta unidade apresenta continuidade física em direção à serra do Roncador, posicionando-a no Permocarbonífero 1. Leal, *et al.* (1978) denominaram informalmente estes sedimentos de Arenito da Fazenda Casa Branca, designação esta mantida por Silva, *et al.* (1980) e também adotada neste trabalho.

No nordeste de Mato Grosso encontram-se arenitos vermelhos pintalgados de branco, arcoseanos de granulometria fina, média e grossa, matriz argilosa, mal selecionados, com estratificação plano-paralela. Notam-se finas intercalações de arenito vermelho, fino a muito fino, argiloso e feldspático, bem como pequenas lentes de siltitos e argilitos, além de arenitos ortoquartzíticos, amarelos e esbranquiçados, litificados com cimento silicoso, granulometria fina a muito fina, estratificação plano-paralela e microestratificações cruzadas.

O contato inferior dá-se com a Formação Pimenta Bueno ou com o embasamento cristalino. O contato superior, de acordo com Costa *et al.* (1975) é erosivo do tipo inconformidade. A espessura no centro da bacia é de 200 metros, adelgaçando para 40 metros na localidade de Porto dos Gaúchos (Padilha, *et al.* 1974). No sudoeste da bacia ocorrem nesta unidade conglomerados polimíticos, cujos clastos apresentam diâmetro máximo de 40cm separados por camadas ou lentes de areia fina a grossa, superpostos

pelos derrames basálticos da Formação Tapirapuã. Arcóseos, correspondentes à porção intermediária da formação, ocorrem nas regiões central e sul da bacia, gradando a leste para siltitos com seixos pingados (*dropstones*). Argilitos e folhelhos, fechando o topo da formação, estão intercalados com siltitos.

Siqueira (1989) correlaciona-a ao Grupo Itararé da Bacia do Paraná e Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba, ambas de idade permiana. Costa, *et al.* (1975) na região da Serra do Roncador, registraram a presença de restos de planta silicificada e denominaram esta unidade de Unidade Permocarbonífera 1, correlacionando-a à Formação Aquidauana, conseqüentemente tornando indevida a designação de Eopaleozóico Indiviso, proposta por Padilha, *et al.* (1974). Tanto Leal, *et al.* (1978) como Silva, *et al.* (1980) concordam com a idade Permocarbonífera atribuída a esta Unidade.

Padilha, *et al.* (1974) interpretou o ambiente deposicional como fluvio-lacustrino, em ampla planície de inundação. Entretanto, Siqueira (1989) menciona que Caputo (1984) faz referências à existência, em Rondônia, de evidências de ambiente glacial ou peri-glacial nesta Unidade.

Jra - Formação Rio Ávila JVL

Denominação usada por Bizzi *et al.* (2001) para caracterizarem, no vale do rio Culuene e a noroeste de Vilhena, no Estado de Rondônia, uma sequência de arenitos vermelhos a róseos, friáveis, com grãos arredondados, bem a mal selecionados, apresentando estratificações cruzadas cuneiformes e interpretadas como depositados em ambiente eólico. Localmente notam-se intrusões de diabásios e lamprófios.

No Estado de Mato Grosso estes sedimentos afloram a noroeste de Comodoro, onde recobrem rochas da Suíte Metamórfica Colorado e são recobertos por sedimentos arenosos da Formação Utiariti. Em Rondônia, os derrames basálticos da Formação Anari, equivalentes da Formação Tapirapuã em Mato Grosso, cobrem os arenitos da Formação Rio Ávila, o que permite posicionar estes sedimentos na base do jurássico. Assim, a correlação da Formação Rio Ávila

com a Formação Botucatu, de idade jurocretássica, na Bacia do Paraná, sugerida por Ribeiro Filho *et al.* (1975), não pode mais ser sustentada. Sua espessura foi estimada por Siqueira (1989) em 90m no vale do rio Coluene e em 20m a noroeste de Vilhena.

J1 β at - Formação Tapirapuã JVL/WAF/RBCB

Eventos magmáticos mesozóicos de composição básica se fazem presentes na região centro-sul do Estado, e são responsáveis por um relevo peculiar que constitui a serra de Tapirapuã. Estes derrames vulcânicos foram objetos de estudos de Corrêa & Couto (1972) que adotaram a denominação de Formação Tapirapuã para caracterizar uma série de derrames de basaltos toleíticos que afloram no município de Arenópolis na serra homônima, onde estimaram uma espessura ao redor de 100 metros. Almeida *et al.*, (1972) estudaram estes basaltos nos municípios de Barra do Bugres, Nortelândia e Alto Paraguai, classificando-os como basaltos andesíticos. Figueiredo *et al.*, (1974) nas cabeceiras do rio Arinos, descreveram-nos como rochas de granulação muito fina, cinza-chumbo, ricas em amígdalas. Padilha *et al.*, (1974) no rio Jatobá, identificaram como sendo diabásios e rochas alteradas de aspecto brechóide, correlacionando-as com o Grupo Iporá, não descartando a possibilidade de correlação destas rochas com o derrame basálticos da Bacia do Paraná.

Barros *et al.*, (1982) adotam também a denominação de Formação Tapirapuã e concluíram que os basaltos da serra de Tapirapuã representariam, provavelmente, as últimas manifestações do grande vulcanismo fissural que atuou no Brasil, mormente na Bacia do Paraná, onde conformam a Formação Serra Geral. Não descartam a possibilidade de que corpos básicos (basaltos) ocorrentes no rio Jatobá e os corpos kimberlíticos aflorantes no rio Batovi, estejam vinculados a este vulcanismo fissural.

São derrames vulcânicos básicos, normalmente constituídos por basaltos isotrópicos, cinza-chumbo, nas bordas e, no centro por diabásios finos a médios, de composição toleítica. Os basaltos mostram estruturas amigdaloidais, disjunções colunares e são afetados por falhamentos gravitacionais pouco pronunciados e por um intenso diaclasamento. Ao microscópio os diabásios exibem granula-

ção fina e textura óptica típica. Sua espessura estimada oscila de 15 a 310 metros.

A formação Tapirapuã, correlacionada em Rondônia com a Formação Anari, tem idade de aproximadamente 198Ma. (Marzoli *et al.*, 1999), posicionando-a no Sinemuriano/Juásico Inferior. Esses derrames cobriram os arenitos da Formação Rio Ávila, interpretada como de origem eólica.

K2sn - Formação Salto das Nuvens WAF/RCL/RBCB

A designação de Formação Salto das Nuvens foi proposta por Barros *et al.*, (1982) com seção-tipo na queda d'água homônima, localizada no rio Sepotuba, (Fazenda Santa Amália, município de Tangará da Serra). Está representada por conglomerados petromíticos de matriz argilo-arenosa intercalados por lentes de arenitos vermelhos de granulometria variável desde muito fina a conglomerática. Sobreposto aos conglomerados ocorre geralmente arenito imaturo com estratificação cruzada de médio porte, contendo seixos e calhaus de diversos litótipos. Também é freqüente a presença de camadas de arenito bimodal, maciço de espessura variável, com leitões de argila vermelha intercalados. No topo da seqüência é comum arenito bimodal bem laminado e com estratificação cruzada de grande porte.

Não menos comuns são as variações laterais dessa seqüência sedimentar, onde se destacam vários níveis conglomeráticos oligomíticos, intercalados em arenitos ortoquartzíticos finos a muito finos, além de arenitos avermelhados com matriz argilosa, mal classificados e maciços, intercalados com lentes de siltitos, argilitos vermelhos e com bolas de argila na base dos bancos (Barros *et al.*, 1982).

Na MT-358, próximo ao rio Russo II, em dois cortes da estrada, esta Unidade está constituída por conglomerado de grânulos, arenitos conglomeráticos, arenitos finos em camadas lenticulares, de coloração bege a castanho arroxeado, com estratificação cruzada tangencial de médio porte e cruzada festonada, e camada de pelito. Os clastos, nas frações grânulo a seixo, são da rocha vulcânica subjacente, composta por uma matriz afanítica com fenocristais de feldspato. As camadas com estratificação cruzada apresentam nítido contato erosivo com as camadas arenosas subjacentes. A presença de clastos de rocha vulcânica nos arenitos conduz a duas interpreta-

ções: estes clastos se originariam da Unidade Inferior ao Grupo Parecis na área (Basalto Tapirapuã – 167Ma.). Neste caso a sedimentação seria mais nova, ou seja, pós Jurássico Médio, ou então provirem de vulcânicas alcalinas que ocorrem intercaladas na base do Grupo Parecis a nordeste, o que conduziria à confirmação de uma idade cretácica superior para estes depósitos. Estas observações sobre o contato coincidem com a interpretação de Barros *et al.*, (1982).

Silva *et al.*, (2003) associaram a esta Unidade uma seqüência sedimentar clasto-química, constituída por argilitos calcíferos, margas, siltitos, arenitos e pontualmente conglomerados intraformacionais, que ocorre na escarpa da serra do Roncador e em vales a oeste e noroeste da serra de Tapirapé, região nordeste do Estado de Mato Grosso. Estes autores subdividiram-na em dois níveis com características faciológicas e litológicas distintas: um basal, compreendendo argilito de cor cinza, cinza-esverdeado e vermelho a róseo, maciço, as vezes com laminação horizontal ou *ripples*, variando composicionalmente a calcilutitos e margas, mostrando faixas centimétricas de pisólitos e venulações de material calcífero preenchendo fraturas.

O nível superior, aflorante preferencialmente na escarpa da Serra do Roncador e nas porções medianas e basais dos morros, está constituído por arenitos e siltitos, maciços a laminados, de coloração avermelhada, amarelada e amarronzada, consolidados a semi-consolidados raramente calcíferos com laminação cavalgante, estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, laminação plano-paralela e ciclos de gradação normal. Mostram ainda lentes e estratos centimétricas de conglomerados intraformacionais. No topo ocorrem arenitos finos, vermelho-róseos, feldspáticos, com estratificação cruzada acanalada de grande porte, por vezes obliterada pela alteração, além de níveis argilosos descontínuos com até 10 centímetros de espessura, entre os *sets* de estratificação.

Na zona de transição entre os dois níveis predomina uma intercalação milimétrica de argilito e siltito avermelhados, acinzentados e cinza-esverdeados, laminados horizontalmente ou com laminação cruzada cavalgante.

O ambiente de sedimentação sugerido para esta Formação é continental fluvial de semi-aridez, com manifestações desérticas esporádicas em algumas seções da unidade.

Observações colhidas nos afloramentos da MT-358, logo após o rio Russo, conduzem a aventar uma deposição por sistema fluvial ou flúvio-deltaico (lacustre) tendo como uma das áreas-fonte as rochas vulcânicas subjacentes.

Silva *et al.*, (2003) posicionaram esta Unidade no Cretáceo Médio a Superior, embasados na ocorrência de fósseis de *Mesosuchidae* (*Notosuchidae*) os quais constituem-se de répteis crocodilomorfos de hábito terrestre, que ocorrem em unidades sedimentares cretácicas do Brasil e da América do Sul.

K2ut - Formação Utiariti WAF/RBCB/RCL

Sob esta designação Barros *et al.*, (1982) englobaram os arenitos quartzosos da seção de topo do grupo Parecis, tendo como seção-tipo a queda d'água Utiariti, no rio Papagaio. As rochas desta unidade constituem as partes mais elevadas do Planalto dos Parecis, sobrepondo-se às rochas da Formação Salto das Nuvens em contato gradacional e concordante. Apresentam cores variáveis, desde amarela, roxa a avermelhada, conformando bancos com bases irregulares, maciços ou localmente apresentando estratificação cruzada de pequeno porte ou plano-paralela. A granulometria varia de fina a média, podendo localmente ser grossa. Nas camadas basais podem ocorrer seixos de quartzo arredondados e de boa esfericidade. A composição é essencialmente por grãos de quartzo e feldspato, os primeiros com superfície hialina, fosca, normalmente envolta por uma película ferruginosa. Possuem pouco cimento e matriz sendo facilmente desagregados. Localmente podem se apresentar com intensa silicificação devido à diagênese ou proximidade de falhas.

Estruturas sedimentares como estratificação cruzada de pequeno porte e baixo ângulo, e formas acanaladas vinculadas a bancos maciços espessos de base irregular, indicando uma deposição rápida com regime hidrodinâmico superior ao de escoamento, associadas à presença de seixos espessos em bancos maciços, mostram tratar-se de sedimentos originados em ambiente fluvial.

J8c - Diabásio Cururu ASF

As primeiras referências aos diques de

diabásio de idade jurássica da região em estudo são atribuídas de Moura (1932). Diversos outros autores registraram a presença destas rochas na região amazônica, usando denominações diversas. Silva *et al.* (1974 e 1980) usaram o termo Dolerito Cururu e o modificaram para Diabásio Cururu para individualizar os corpos de diabásio aflorantes no vale do rio Cururu e que mostram continuidade física para a região de serra do Cachimbo onde apresentam extensões quilométricas e destacam-se como expressões topográficas positivas nas imagens de radar.

Segundo Silva *et al.* (1980) estas rochas têm cor cinza-escuro com tons esverdeados, granulometria média e abundantes sulfetos (pirita) disseminados. Ao microscópio revelam textura subofítica, intercrescimento micrográficos e são constituídas de plagioclásio (labradorita) augita, sericita, muscovita, argilo-minerais, abundantes opacos e raríssimo quartzo.

Datações K-Ar, em amostras coletadas no leito do rio Cururu, indicam idades de 175Ma. (Silva *et al.*, 1974) e 180Ma. (Basei e Teixeira, 1975). São correlacionáveis aos diabásios de cachoeira do Periquito no rio Aripuanã, cuja idade K-Ar também é de 180Ma. e aos Diabásios Penatecaua (Issler *et al.*, 1974) aflorantes na Folha SA. 22 – Belém.

J3K2k - Kimberlitos GJR

Várias intrusões e chaminés kimberlíticas distribuem-se no Estado de Mato Grosso, com destaque para as ocorrências da região de Juína e Paranatinga, onde são conhecidos mais de 60 corpos (Weska e Svisero, 2001).

Petrograficamente, essas rochas são caracterizadas por uma textura porfírica, definida pelos fenocristais de olivina, granada-piropo e ilmenita, dispersos numa matriz fina composta por serpentina, carbonatos, opacos e óxidos de ferro. As olivinas apresentam formas ovaladas e mostra-se totalmente serpentinizadas nos seus núcleos. A granada apresenta bordas quelíficas e fraturas preenchidas por serpentina e óxido de ferro. A serpentina exhibe textura *mesh* envolvendo os cristais de olivina.

Na Província de Juína foram reconhecidos uma série de *pipes* intrusivos nos arenitos da Formação Parecis e nos granitos da Suíte Serra da Providência. Estes corpos kim-

berlíticos apresentam morfologia do tipo *maar*, com crateras rasas de 20 a 80 metros de espessura e forma de “taça de champañe”. Os diamantes destacam-se pela presença de duas séries de inclusões (Weska e Svisero, 2001). A primeira é formada por onfacita, almandina e majorita, indicativas de profundidades de geração entre 180 e 400 km. A segunda série de inclusões é composta por wollastonita, diopsídio, stishovita, níquel metálico, moissanita, além da solução sólida periclásio-wustita, as quais são indicativas de profundidades abaixo de 670 km.

As mineralizações diamantíferas da Província de Juína estão predominantemente associadas aos horizontes cascalhíferos dos depósitos aluviais. A paragênese mineral associada ao diamante é compreendida por granada-piropo, picroilmenita e cromodiopsídio. Os diamantes são do tipo indústria e com raros cristais acima de 480ct, exibindo formas dodecaédricas e irregulares. Os teores dos depósitos são em média de 6-7 ct/m³, sendo que em algumas zonas atingem 80 ct/ m³.

Também são identificados nessas regiões do Estado mais duas gerações de kimberlitos, com idades mais jovens denominados K1k e K2k, e são representados por kimberlitos, olivina melilito e rochas afins.

K2y4pm – Suíte Ponta do Morro WAF/MCA

As primeiras referências às rochas dessa unidade foram feitas por Luz *et al.* (1980) na localidade de Mimoso-MT, quando as associaram às vulcânicas de Mimoso, denominando-as de Intrusivas Félsicas e Intermediárias de Mimoso, admitindo uma provável relação genética com o Granito São Vicente.

Del’Arco *et al.* (1982) denominaram de Intrusivas Ponta do Morro a s rochas graníticas aflorantes na margem direita do rio Mutum ou Madeira, 2km a jusante do ribeirão Água Branca, na localidade de Ponta do Morro, em Mato Grosso. Sousa (1997) introduziu a denominação de Complexo Ponta do Morro, para representar estas intrusivas graníticas e sieníticas, levemente supersaturadas, que afloram descontinuamente, impossibilitando o mapeamento faciológico. Através de estudos petrográficos e geoquímicos, descreveu-as como constituídas por uma típica associação de granitóides alcalinos anorogênicos, intraplaca, do tipo A, exibindo uma in-

tensa variação textural e mineralógica de caráter bimodal. Os sienitos mais primitivos estão representados por melasienito, microsienito, sienito médio, sienito fluidal, de composição metaluminosa. Os mais evoluídos, de composição peralcalina, são representados por arvedsonita sienito, riebeckita sienito, sienito rosso e fayalita sienito, enquanto que os granitos, litótipos mais abundantes, variam desde peraluminosos (biotita granito) a peralcalinos (aegirina riebeckita granito) passando por termos metaluminosos (ferrobarroisita granito).

Os litótipos desta Suíte são intrusivos nos metassedimentos do Grupo Cuiabá (Luz *et al.*, 1980; Del'Arco *et al.*, 1982 e Sousa, 1997).

Dados geocronológicos Rb-Sr obtidos por Del'Arco *et al.* (1982) em três amostras de sienito, revelam uma isócrona de 84 ± 6 Ma.

ENch - Formação Cachoeirinha GS

A unidade foi identificada e caracterizada por Oliveira e Muhlmann (1965) a leste de São Vicente, Mato Grosso, sob a denominação de Unidade "C".

Gonçalves e Schneider (*op.cit.*) elevaram a categoria da unidade, definindo-a como Formação Cachoeirinha, cuja seção-tipo situa-se no Distrito de Cachoeirinha, cerca de 30 km a norte de Poxoréu, onde ocorrem arenitos amarelados, medio a grossos, argilosos e níveis de conglomerados, além de argilito cinza-esverdeado com grãos de areia esparsos e estratificação incipiente. Estes sedimentos inconsolidados depositaram-se discordantemente sobre todas as formações subjacentes.

Braun (1971) admite uma idade terciária (Neogeno) pelo fato destes depósitos aluvionares estarem geneticamente associados ao ciclo Sul-Americano.

Sua gênese estaria relacionada a processos gravitacionais, como fluxo de massa, retrabalhando antigos depósitos aluviais, haja vista conterem seixos arredondados imersos em matriz lamítica, não compatíveis com um único ciclo sedimentar. Além do mais, a corroborar com esta hipótese, ressalte-se que afloram nas proximidades de zonas de falhas de caráter normal e/ou direcional, que, inclusive os afetam.

Pena e Figueiredo (1972) citam espessuras entre 20 e 30m, podendo atingir até 70m.

N1r - Formação Ronuro GJR

Esta cobertura, de idade terciária-quaternária, aflora continuamente na porção leste da Bacia dos Parecis, no domínio da sub-bacia Alto Xingu, capeando discordantemente as formações paleozóicas. Consiste de sedimentos pouco consolidados, representados por areia, silte, argila e cascalho, além de lateritas (Schobbenhaus *et al.*, 1981). Esta unidade foi depositada em uma depressão tipo sinéclise a partir da intensa erosão no Plioceno, que desmantelou a crosta laterítica formada no início do Terciário.

NQi - Coberturas Sedimentares Indiferenciadas GJR

As Coberturas Sedimentares Indiferenciadas correspondem ao que Figueiredo e Olivatti (1974) denominaram de Formação Guaporé, em função de que nesta escala de trabalho torna-se inadequada uma individualização de unidades. São depósitos sedimentares do vale do rio Guaporé, os quais foram divididos em dois níveis: o nível inferior é constituído por sedimentos argilo-arenosos fracamente lateritizados, com o topo contendo grãos subangulosos grossos a médios de quartzo e lentes de silte e argila caoticamente distribuídas no perfil, sendo formadas pelo assoreamento de pequenas lagoas; o nível superior, restringe-se a sua ocorrência nas regiões da planície de inundação do rio Guaporé, que permanecem alagadas durante todo o ano. Os sedimentos finos (silte e argila) predominam com lentes intercaladas de areia.

Os sedimentos representam depósitos de leques aluviais, coluviais, planícies de inundação e lagos e são constituídos por areia, silte, argila, cascalho, além de laterita imatura.

O ambiente de planície de inundação constitui áreas planas cujos depósitos sedimentares recentes encontram-se densamente vegetados por floresta aluvial. No Vale do Guaporé a planície de inundação encontra-se limitada por escarpas esculpidas nos depósitos terciários, estando em contato direto com o ambiente de pântano, contato este marcado por modificações vegetacionais bem definidas entre floresta aluvial da planície de inundação e gramíneas dos pântanos. Esses depósitos encontram-

se recortados pelos canais meandantes dos rios Guaporé e Mamoré, onde são comuns as feições de lagos de meandros e meandros colmatados abandonados, além de depósitos de barras com cristas de linhas de acreção lateral, desenvolvidas durante o processo de migração do canal fluvial.

As coberturas Sedimentares Indiferenciadas são desprovidas de fósseis. Assim sendo, utilizou-se os dados sedimentológicos (texturais e estruturais) geomorfológicos e a lateritização subsequente, para posicionar cronoestratigraficamente essa unidade no Plioceno ao Holoceno.

NQdl -Coberturas Detrito-Lateríticas Ferruginosas GJR

Os sedimentos detrito-lateríticos ocorrem preferencialmente no vale do Guaporé, numa extensa área aplainada, com interflúvios tabulares e associados a pequenas elevações dominadas pelo horizonte concrecionário do perfil laterítico. As superfícies aplainadas são constituídas predominantemente por solos argilo-arenosos de tonalidade avermelhada, ricos em concreções ferruginosas, além de níveis de argilas coloridas e areias inconsolidadas.

Os lateritos imaturos, quando em perfis completos e preservados, modelam grande parte do relevo atual. Apresentam a sua parte superior (horizonte colunar/concrecionário) aflorante, configurando a parte mais elevada do relevo. Em certas áreas, onde a parte superior está mais espessa e endurecida e houve maior entalhamento da drenagem, observa-se a formação de um relevo tendendo a platôs. Nas encostas aflora a parte mediana dos perfis (horizonte mosqueado), podendo estar parcialmente recoberta por colúvios/alúvios areno-argilosos. Esses depósitos colúvio/aluviais, na sua base, são constituídos por seixos provenientes dos próprios lateritos concrecionários, formando corpos do tipo *stone-layer* e no topo por material argiloso proveniente do horizonte mosqueado. Este é encontrado nas partes mais baixas do relevo atual, podendo estar coberto por solos amarelos e areias brancas, além de colúvios e alúvios.

FORMAÇÃO ARAGUAIA ESA/JVL

Definida por Barbosa *et al.*(1966) no vale do Rio Araguaia. É formada por um con-

glomerado basal, siltes e areia siltosa, inconsolidados e mal selecionados de derivação continental. Pena *et al.*(1975) estenderam a área de ocorrência da Formação Araguaia até a região de Barra do Garças. Lacerda Filho *et al.* (1999) retomaram a denominação original e consideraram a Formação Araguaia, individualizando os terrenos mais antigos como coberturas arenosas indiferenciadas e subdividiram esta unidade em duas fácies: *Fácies Terraços Aluvionares (Qag1)* e *Fácies Depósitos Aluvionares (Qag2)*. A primeira é constituída de sedimentos siltico-argilosos e arenosos, semiconsolidados, tendo conglomerado basal parcialmente lateritizado.

A segunda formada por sedimentos argilo-siltico e arenosos, inconsolidados, flúvio-lacustroso, que preenchem as depressões geradas através de reativações neotectônicas que ocorreram no Vale do Rio Araguaia. Estes sedimentos, depositados em estruturas extensionais, foram reativados por falhas transcorrentes de direções NE-SW, NW-SE, N-S e E-W (Del'Arco *et al.*,1998; Gesicki e Riccomini, 1998). Na Fazenda Canadá(GO) Pena (1975) determinou através furo de sonda uma espessura aproximada de 48m para a Formação Araguaia, onde predominam areias inconsolidadas, com lentes de argila e cascalho. Araujo e Carneiro (1977) utilizando estudos sísmicos na ilha do Bananal, concluíram que o seu substrato é composto provavelmente por rochas metassedimentares e/ou ígneas, localizadas a uma profundidade que varia de 170-320m.

FORMAÇÃO PANTANAL WAF/JVL

Oliveira e Leonardo (1943) denominaram de Formação Pantanal os depósitos aluvionares constituídos por vasas, arenitos e argilas de deposição recente que ocorrem no Pantanal Mato-Grossense. Almeida (1964) definiu esta formação como depósito de leques aluviais de talude e lateritos ferruginosos, constituídos por sedimentos de natureza arenosa e siltico-argilosa, com pouco cascalho. Figueiredo *et al.* (1974) dividiram-na em três unidades reconhecidas como Qp1, Qp2 e Qp3. Ramalho (1978) subdividiu as aluviões da depressão mato-grossense em sete tipos, sendo cinco aluviões essencialmente fluviais e dois de espraiamento aluvial sobre a área pediplanizada.

Almeida (1959) caracterizou a Formação Pantanal como uma das maiores planícies de nível de base do interior do globo, ainda em processo de entulhamento, que influenciada pela orogenia Andina, teve seu desenvolvimento em ambiente fluvial e/ou flúvio-lacustre. Del'Arco *et al.* (1982) acreditaram que sua deposição está relacionada à subsidência gradativa do embasamento, associado aos falhamentos e deposição desenvolvida em ambiente flúvio-lacustre.

Os sedimentos dessa unidade repousam discordantemente sobre as rochas dos grupos Cuiabá, Jacadigo, das formações Diamantino, Corumbá e Coimbra e do Complexo Rio Apa (Figueiredo *et al.*, 1974; Correa *et al.*, 1976; Luz *et al.*, 1980; Godoi *et al.*, 1999).

A Formação Pantanal neste estudo acha-se caracterizada por três fácies: Q1pc-Fácies Depósitos Coluvionares; Q1p1-Fácies Terraços Aluvionares; Q1p2-Fácies Depósitos Aluvionares, intimamente relacionadas a uma fase de retrabalhamento dos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Paraná, com desenvolvimento de leques aluviais e superfície de aplainamento formando terraços argilo-arenosos com níveis arenosos e de cascalho, parcialmente laterizados, desenvolvendo perfis lateríticos e imaturos.

Q1pc - Fácies Depósitos Coluvionares

Consiste a porção mais antiga, constituída por sedimentos detríticos, parcialmente laterizados, cascalhos, areias, siltes e argilas.

Q1p1 - Fácies Terraços Aluvionares

Representam a porção intermediária, compreendendo fácies terraços aluvionares elevados, caracterizado como planície aluvial antiga, englobando sedimentos areno-argilosos, parcialmente inconsolidados e laterizados.

Q1p2 - Fácies Depósitos Aluvionares

Compreendem a porção do topo, nominada de fácies depósitos aluvionares, constituída por sedimentos sub-recentes argilo-siltico-arenosos.

Q1i – Formação Içá RBCB

Definida por Maia *et al.*, (1977), no esta-

do de Amazonas, na bacia do rio Solimões, caracterizada por uma seqüência de arenitos amarelo-avermelhados, friáveis, de granulometria fina a conglomerática, capeados por pelitos da Formação Solimões em discordância erosiva.

No estado de Mato Grosso estes sedimentos ocorrem de forma restrita no extremo noroeste, representados por arenitos ferruginosos, siltitos, argilitos e, subordinadamente, lentes de turfa.

Algumas datações por radiocarbono em troncos fósseis encontrados nesta Unidade, têm estabelecido idades mais jovens do que aquelas encontradas para a Formação Solimões. Esta Formação pode ser correlacionada com a Formação Amazonas, em território colombiano, correspondendo ao "Terciário Superior Amazônico" e à "Unidade Arenosa Mariñame".

Q1di – Depósitos Detríticos Indiferenciados ESA

Esta unidade está intimamente associada a uma fase de retrabalhamento de sedimentos de natureza arenosa, ocorrida no Pleistoceno.

Constitui-se de areias finas a grossas, localmente siltico-argilosas e mais raramente conglomeráticas, intimamente relacionadas a superfícies de aplainamento, formando terraços argilo-arenosos com cascalhos dispersos e níveis de material transportado e ferruginoso. Estes níveis são constituídos por uma matriz rica em óxido e hidróxido de ferro, sem, no entanto, mostrar perfis lateríticos maduros ou imaturos, tratando-se de material alóctone.

Q2pa - Depósitos Pantanosos GJR

São caracterizados por depósitos detríticos que ocorrem principalmente ao longo do vale do rio Guaporé, estendendo-se pelo território boliviano. Os Depósitos Pantanosos estão relacionados às áreas sujeitas à inundações sazonal e são representados predominantemente por material argilo-arenoso, rico em matéria orgânica, caracterizados por extensas áreas planas, ocupadas por gramíneas, periodicamente sujeitas a inundações durante os períodos de cheia.

A existência dos depósitos pantanosos

mostra forte relação com estruturas de abatimento de blocos com direções NE-SW, de idade possivelmente do Holoceno/Pleistoceno.

Q2a - Depósitos Aluvionares GJR/JVL

Constituem depósitos caracterizados por sedimentos inconsolidados, predominantemente arenosos, representados por areias com níveis de cascalhos e lentes de material silto-argiloso.

Ocorrem associados às calhas dos cursos d'água de maior porte, encaixados tanto no embasamento cristalino como nos depósitos terciários, compreendendo basicamente sedimentos aluviais.

O padrão de sedimentação fluvial ho-

locênico dessas drenagens em geral é caracterizado por depósitos de acreção lateral de margem de canal e de carga de fundo, que incluem barras em pontal, barras de meio de canal e depósitos de carga de fundo. Estes sedimentos distribuem-se também nas planícies de inundação dos rios onde ocorre o ambiente lacustre, representado por lagos residuais, formados pela migração das cristas de acreção lateral das barras, além de lagos represados.

A idade provável desses depósitos é Pleistocênica, obtida pelo conteúdo fossilífero encontrado nos aluviões e paleoterraços aluviais de alguns rios da região.

Associadas a estes sedimentos são encontradas na região importantes concentrações de ouro e diamante.

4.

RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA

O avanço do conhecimento geológico de Mato Grosso, obtido a partir deste trabalho, permitiu o reconhecimento da diversidade de ambientes geológicos existente no Estado e revelou o seu grande potencial mineral.

Foram cadastradas 428 ocorrências minerais, as quais foram agrupadas por categoria, a saber: metais nobres, gemas, substâncias metálicas, rochas e minerais industriais e recursos hídricos.

O reconhecimento da existência desse expressivo e variado número de substâncias minerais, revela uma forte vocação mineira do Estado de Mato Grosso e abre oportunidades de investimentos no setor mineral.

Neste trabalho, as substâncias minerais cadastradas foram agrupadas em Províncias Metalogenéticas, Distritos, Pólos Mineiros e Áreas de Potencial Mineral, às quais somam-se as Fontes de Águas Minerais e Termiais.

As principais províncias metalogenéticas, distritos mineiros e áreas de potencialidade mineral acham-se individualizados no Mapa de Recursos Minerais, intrinsecamente relacionados aos ambientes geotectônicos, conforme esquema abaixo:

PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA

- Província Aurífera de Alta Floresta
- Depósito de sulfetos maciços de Aripuanã e área potencial circunvizinha

- Área potencial para rochas ornamentais
- Depósito de estanho de São Francisco

PROVÍNCIA TOCANTINS

- Distrito Aurífero da Baixada Cuiabana
- Depósito Aurífero de Nova Xavantina e área potencial circunvizinha
- Área potencial para Rochas Ornamentais
- Distrito de rochas carbonáticas da Província Serrana
- Áreas potenciais para rochas carbonáticas do Grupo Cuiabá
- Águas Termiais de São Vicente

PROVÍNCIA SUNSÁS

- Província polimetálica do SW do Mato Grosso: (i) Distrito aurífero do Alto Guaporé (ii) Distrito polimetálico de Cabaçal e área potencial circunvizinha; (iii) Distrito Niquelífero de Comodoro

MAGMATISMO ALCALINO, ANOROGÊNICO, CRETÁCEO

- Província Diamantífera do Centro Oeste do Mato Grosso: Distritos diamantíferos de Juína, Chapada dos Guimarães, Alto Paraguai, Poxoreo e Paranatinga e áreas potenciais circunvizinhas

BACIAS PALEO-MESOZÓICAS

- Áreas potenciais para rochas carbonáticas da Bacia do Paraná (Fm. Bauru e Grupo Passa Dois)
- Áreas potenciais para argilas da Bacia do

- Paraná (Fm. Ponta Grossa)
- Águas minerais e termais de Jaciara e Jusimeira
 - Águas termais de Barra do Garças-General Carneiro

Os distritos mineiros estão representados no mapa de recursos minerais por polígonos hachurados e as áreas potenciais através de linhas tracejadas.

Neste texto estão descritas as características dos principais depósitos minerais da região, agrupados por substâncias minerais: Metais Nobres (ouro), Gemas (diamante), Substâncias Metálicas (Zn,Pb,Cu,Ag,Ni Sn), Rochas e Minerais Industriais(rochas carbonáticas e rochas ornamentais, areia, argila, cascalho e brita), Recursos Hídricos (águas minerais e termais).

4.1 - METAIS NOBRES – OURO

Constitui um dos bens minerais mais importantes da região. Neste estudo foram destacadas quatro regiões com áreas mineralizadas, relacionadas a diferentes ambientes geológicos.

4.1.1 - PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA

(CCO)

Situa-se na parte norte do Estado de Mato Grosso, entre a Serra do Cachimbo, a norte; a Serra dos Caiabis e a Chapada dos Dardanelos, a sul; a região de Peixoto de Azevedo/Matupá, a leste e o rio Aripuanã, a oeste.

Os jazimentos de Au contidos na Província Alta Floresta acham-se ligados principalmente às suítes plutono-vulcânicas, calcioalcalinas, oxidadas, relacionadas ao magmatismo pós-colisional inerente à edificação dos arcos Cuiú-Cuiú (Suítes Matupá – 1,87 Ga e Flor da Serra) e Juruena (Suíte Paranaíta – 1,80 Ga; Granito Nhandu e Suíte Colíder – 1,78 Ga).

Mineralizações de ouro, tanto aluvionares quanto primárias, encontram-se amplamente distribuídas na província, ao longo de 500 km, através da borda sul da Serra do Cachimbo, com direção WNW.

A exploração mineira iniciou-se em 1966, com a descoberta de ouro no rio Juruena. A produção oficial, acumulada no período entre 1980 e 2000, foi de 123 t de ouro (DNPM, 2000), provenientes de aluviões, coluviões e eluviões, através de garimpagem manual ou por lavra com diferentes

graus de mecanização. As áreas de atividade mineira distribuíam-se principalmente pelos municípios de Peixoto de Azevedo, Matupá, Colíder, Guarantã do Norte, Novo Mundo, Alta Floresta, Terra Nova do Norte, Paranaíta, Apiacás e Nova Bandeirante.

Mineralização Secundária

Das áreas de exploração dos jazimentos auríferos secundários, em número de 122, listadas pelo Programa Nacional de Prospecção de Ouro – PNPO, a maioria encontra-se atualmente inativa e abandonada, com sinais claros de esgotamento das aluviões mineralizadas. Distribuídas desde Peixoto de Azevedo até noroeste de Apiacás, provocaram uma grande devastação do leito e margens das drenagens e intensa poluição com mercúrio, com grave desequilíbrio para o meio ambiente.

Algumas áreas com mineralizações secundárias acham-se assinaladas em imagens orbitais LANDSAT TM 5 e foram agrupadas por Valente (2001): 1) Juruena-Novo Astro; 2) Apiacás-Novo Planeta; 3) Paranaíta; 4) Trairão; 5) Alta Floresta; 6) Peixoto de Azevedo; 7) Vila União do Norte; 8) Figueira Branca; 9) Canaã; 10) Cabeças e 11) Mogno-Rato, distribuídas nos domínios das Suítes Paranaíta, Nhandu, Colíder, Matupá e Flor da Serra e do Grupo São Marcelo-Cabeça (fig. 4.1).

Os depósitos apresentam dimensões variadas, com largura média entre 200 e 300 metros, espessura entre 1 e 3 metros e extensão quilométrica.

Na região da Província Alta Floresta, foi estimado um volume de aluvião trabalhada, da ordem de 500 milhões de m³. Como o nível de recuperação de Au, através da garimpagem, foi muito baixo, uma quantidade considerável desse metal ainda permanece contida nos rejeitos dessas aluviões.

A mineralização tipo *placer* foi o objetivo principal da atividade garimpeira, tendo sido responsável pela maior parte da produção aurífera dessa região.

Mineralização Primária

Foram cadastradas algumas dezenas de jazimentos primários, os quais estão distribuídos nas proximidades das mineralizações secundárias.

Paes de Barros *et al.* (1999) dividiram as ocorrências de mineralizações de ouro em

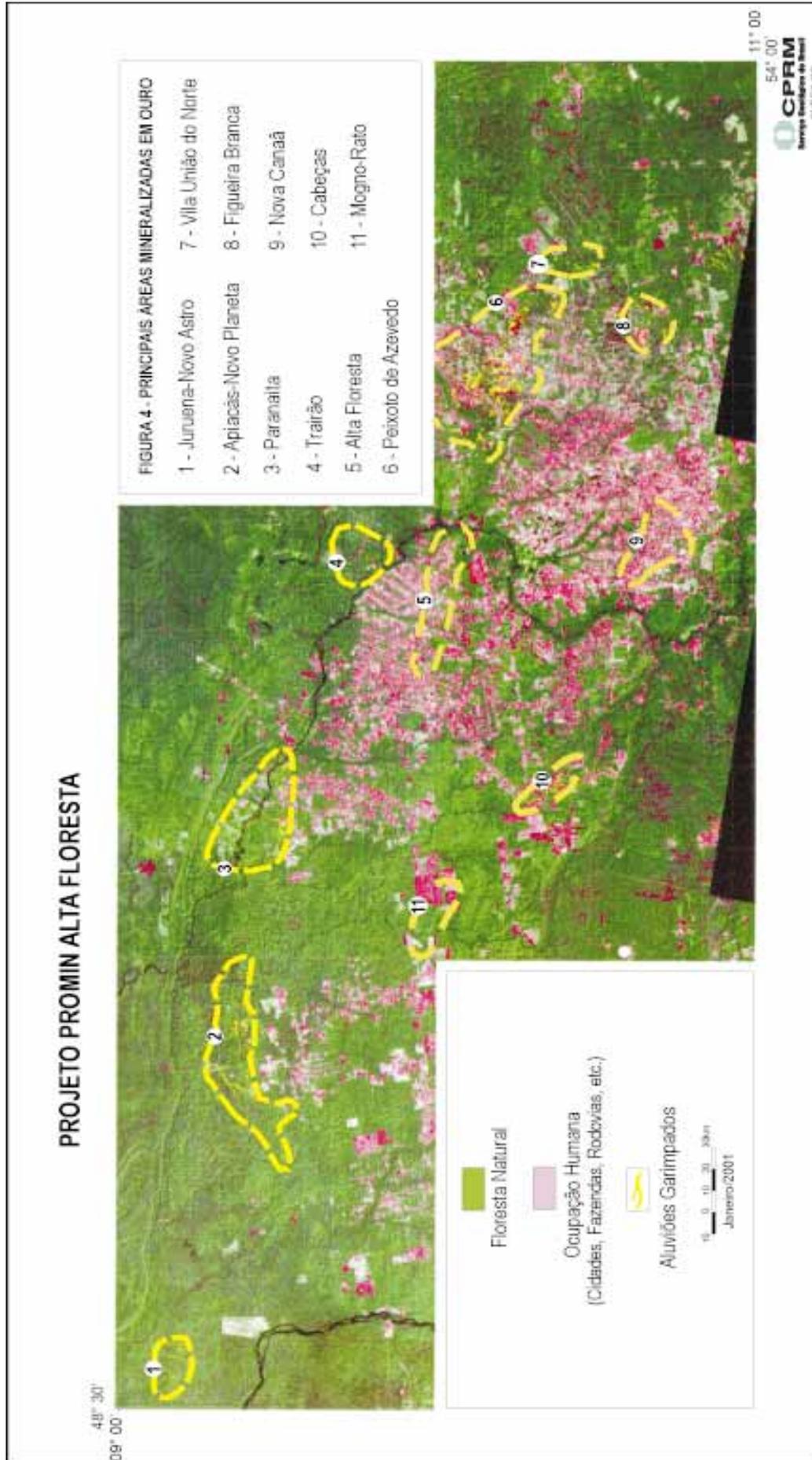


Figura 4.1- Áreas com mineralizações secundárias delimitadas a partir de imagens orbitais LANDSAT TM 5 (Valente, 2001).

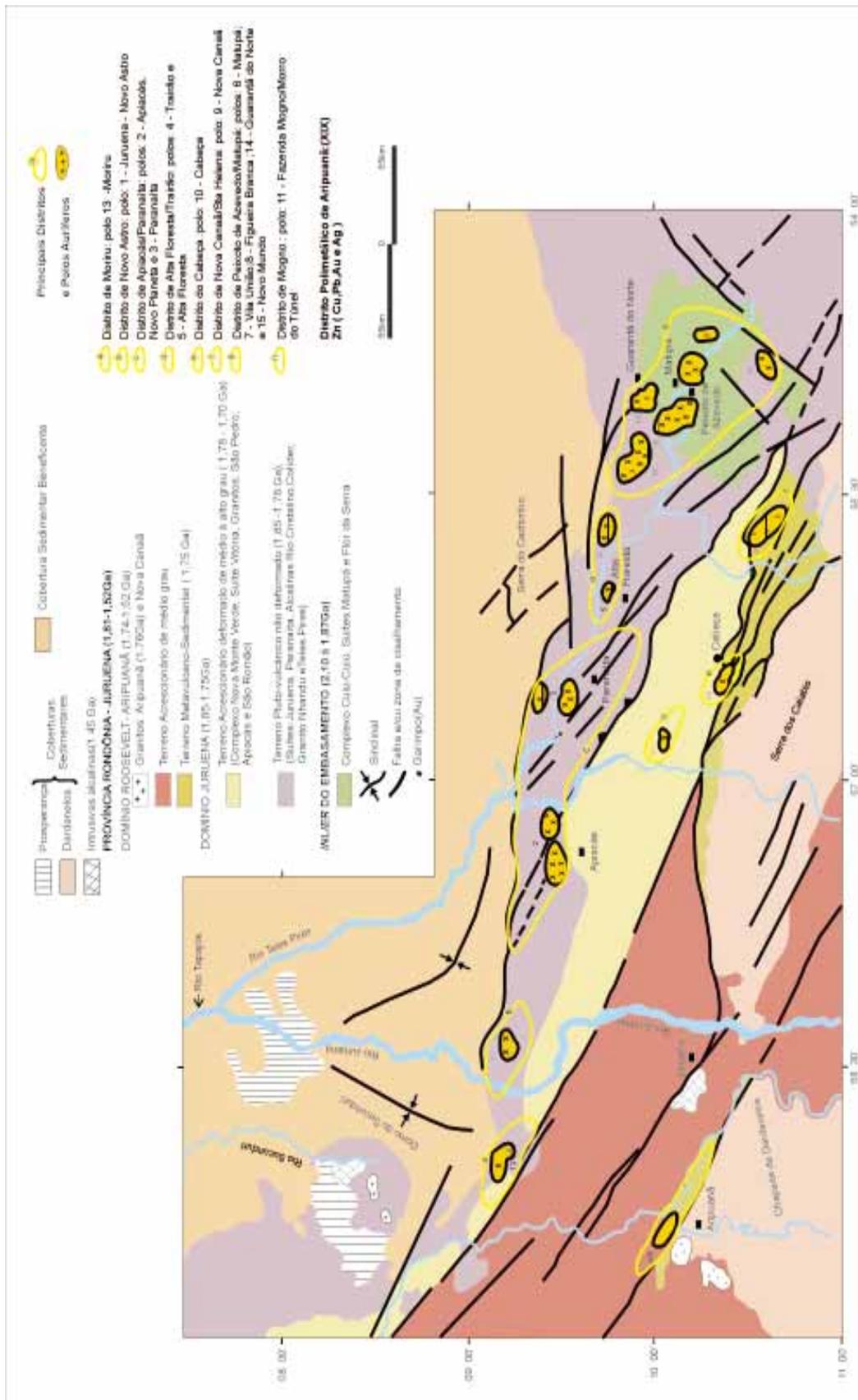


Figura 4.2 Mapa geotectônico preliminar da Província de Alta Floresta(XXI) modificado dos mapas geológicos de Schobbenhaus et al. (1981) in: Dardenne & Schobbenhaus, (2001), e de Souza et al. 2004.

quatro diferentes distritos: Peixoto de Azevedo, Teles Pires, Cabeças e Aripuanã.

Neste trabalho, propõe-se a subdivisão da Província Alta Floresta em oito distritos, onde se concentram áreas detentoras de mineralizações auríferas (pólo), que foram ou estão sendo objeto de extração de ouro. Destacam-se os seguintes distritos e pólos:

Distrito de Moriru

Pólo 1 – Moriru

Distrito Novo Astro

Pólo 2– Juruena/Novo Astro)

Distrito Apiacás – Paranaíta

Pólos 3– Apiacás/Novo Planeta

Pólo 4 – Paranaíta

Distrito Alta Floresta/Garimpo do Trairão

Pólo 5 – Alta Floresta

Pólo 6– Garimpo do Trairão

Distrito de Peixoto de Azevedo/Matupá

Pólo 7 – Novo Mundo

Pólo 8 – Guarantã do Norte

Pólo 9 – Peixoto de Azevedo/Matupá

Pólo 10 – Vila União

Pólo 11 – Figueira Branca

Distrito Nova Canaã/Santa Helena

Pólo 12 – Nova Canaã

Distrito do Cabeça

Pólo 13 – Cabeça

Distrito Fazenda Mogno

Pólo 14 – Fazenda Mogno, Garimpo do Rato, Morro do Túnel

Os distritos e pólos acima listados serão descritos conforme seus contextos geológicos e geotectônicos (figura 4.2).

Com base em características morfológicas, texturais e estruturais, foram reconhecidos três tipos principais de mineralizações auríferas primárias: *veios de quartzo dobrados e boudinados com ouro*, situados no domínio dúctil; *veios de quartzo com ouro* preenchendo zonas de cisalhamento confinadas no domínio rúptil-dúctil; e *minério disseminado tipo ouro pórfiro, stockworks, brechas hidrotermais e veios de quartzo extensivos com ouro*, situados no domínio rúptil (Delgado *et al.*, 2001; Santos, 2000; Santos, 2001; Cruz, 2002 e Ribeiro *et al.*, 2001).

Veios de Quartzo Dobrados e Boudinados - Os jazimentos estão reunidos na forma de veios de quartzo simples dobrados e *boudinados* (domínio dúctil) e concentram-se principalmente nos garimpos do Fabinho

e do Gil (tabela 4.1), localizados cerca de 97 km a sudoeste de Alta Floresta, no Distrito do Cabeça (Frasca & Borges, 2004), onde vem sendo retirado ouro de natureza primária desde 1990.

Estes jazimentos acham-se inseridos em veios de quartzo nas zonas de charneiras de dobras isoclinais, formadas por xistos miloníticos, lustrosos, friáveis, hidrotermalizados (sericita + clorita + epidoto + sulfetopirita), transformadas a partir de metavulcânicas, meta-subvulcânicas ácidas e rochas metassedimentares (grauvacas e pelitos grafitosos), pertencentes ao Grupo São Marcelo-Cabeça.

Exposições na cava do garimpo (garimpos do Fabinho e do Gil) mostram que os xistos acham-se estruturados em dobras isoclinais reclinadas, cujos eixos, de atitudes 45º a 75º/N90 a N100 (Santos, 2001), estão refletidos em conspícuas estruturas lineares tipo *lápiz* e crenulações, bem expostas em cortes verticais na frente da lavra do Gil. Na Lavra do Fabinho, existe um *shaft* vertical, atualmente com 40 m de profundidade, e a partir daí uma galeria em desenvolvimento, na direção N60W, coincidente com o plano axial das dobras. Neste local, os afloramentos mostram zonas com maior taxa de deformação, onde as minidobras subsidiárias, marcadas por veios de quartzo lenticularizados, estão transpostos por foliação anastomosada com atitude em torno de N60W/75NE.

O filão principal no Fabinho é descontínuo e estruturado sob a forma de *boudins*, com cerca de 80 cm de espessura e, segundo informações de trabalhadores locais, produz 800 g de ouro por semana. Em amontoados de quartzo cinzento, retirados das escavações, observou-se ouro livre, alteração de sulfetos em *boxworks* e zonas de alteração hidrotermal, nas rochas encaixantes miloníticas (Santos, 2001). Acha-se encaixado no Grupo São Marcelo-Cabeça, formado por pelitos finos, metarenitos, metassiltitos e níveis de xistos grafitosos interdigitados em metavulcânicas ácidas a intermediárias, intrudidas por quartzo dioritos transpostos em zonas de cisalhamento dúctil.

Wildner (2001) sugere uma provável ligação do ouro com os níveis de grafita xistos lavrados ao longo do eixo das dobras apertadas.

A análise de concentrados de bateia

Nome do Garimpo/UTM	Rocha Hospedeira	Estrutura	Alteração Hidrotermal / Mineralização	Tipo de Mineralização	Mineral Minério	textura	Ambiente Tectônico	Inclusões Fluidas		Reserva / Teor	Metais Subsidiários	Idade da Mineralização
								Salinidade	Temperatura			
Garimpo do Fabinho 561015 / 8850779	Bit-Sericita-Microclínio-quartzo xisto (metarriolito pórfiro e metagrauvacas e pelitos grafitosos - 1.76 Ga?	Deformação dúctil – dobras decamétricas, isoclinais assimétricas Sn N50-70W/80NE e Ln 40-70/N70-85E	Sulfetos, quartzo, sericita, epidoto e clorita	Filonena Au em veio de quartzo, descontínua e boudinada	ouro, pirita, calcopirita e arsenopirita	X	Origem: bacia Back-arc Contolada por transcorrências pós-colisionais,	X	X	+110 g/tonelada	1,7 ppm Ag, 580 ppm As e 3,9 ppm Bi	1.65 Ga?
Garimpo do Gil 561186 / 8850724	sericita-epidoto-clorita quartzo Xisto, Grafita xistos metagrauvacas e pelitos grafitosos - 1.76 Ga	Deformação dúctil – dobras decamétricas, isoclinais assimétricas Sn N70-75W/75NE e Ln 70/N70E	Sulfetos, quartzo, sericita, epidoto e clorita	Filonena Au em veio de quartzo, descontínua e boudinada	ouro, pirita, calcopirita e arsenopirita	X	Origem: bacia Back-arc Contolada por transcorrências pós-colisionais	X	X	X	X	1.65 Ga?

Tabela 4.1- Jazimentos de Au em veios de quartzo controlados por zonas de cisalhamento em domínio dúctil.

Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso

NOME DO GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL/ MINERALIZAÇÃO	TIPO DE MINERALIZAÇÃO	MINERAL-MINERIO	TEXTURA	AMBIENTE TECTÔNICO	INCLUSÕES FLUIDAS	RESERVA TEOR	METAS SUBSIDÁRIOS	
CANAÁ	Granito hidrotermalizado SUÍTE NOVA CANAÁ	ZC transcorrente N80W	Zona filonítica (sericita, clorita, quartzo), veios de quartzo+carbonato+epidoto+óxidos de ferro+sulfetos (pirita+calcopirita)	Curo em veios de quartzo	Curo, pirita, calcopirita	Disseminada	Arco magmático				
TAPAJÓS E 652520 N 8808302	KF granito hidrotermalizado, protomilonítico a milonítico SUÍTE NOVA CANAÁ	ZC rúptil-ductil transcorrente N80W, fronsito, brechas e veios extensionais N60E/S62E	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas inseridas no granito	Au em veio de quartzo	Curo, pirita, calcopirita, malaquita	Disseminada	Arco magmático Juruena				
PAULINHO	Monzogranito hidrotermalizado GRANITO NHANDU	ZC rúptil-ductil N50W	Veios e vênulas de quartzo com direção N50W, com largura de até 4m	Curo em veio de quartzo	Curo, pirita e calcopirita	Disseminada	Arco magmático	15 a 30 g/t			
EDU E 696144 N 8802551	Monzogranito hidrotermalizado, protomilonítico a milonítico GRANITO NHANDU	ZC ductil-rúptil transcorrente, distal N25E/80NW, estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas (sericita+quartzo+clorita+opaco). Veios de quartzo+carbonato+sulfetos (pirita, calcopirita, esferalerita, galena)+clorita. Veios tardios de carbonato	Au em veio de quartzo	Curo, pirita, calcopirita, esferalerita, galena	Disseminada	Arco magmático Juruena	20g/t no veio e 8g/t no fronsito			
BURITIV GROTA RICA E 545636 N 8848470	Hb-bi monzogranito pórfiro e filonito SUÍTE PARANAÍTA	ZC rúptil-ductil nucleada com superfície milonítica Sm=N40W/SV	K-silicática (sericitação) e sulfetação	Au em veio de quartzo	Curo, pirita		Arco magmático				
VALDOMIRO E 547087 N 8847888	Hb-bi monzogranito pórfiro e filonito SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-ductil com + 30 cm de largura, superfície Sm=N40W/43° NE	Sericita, clorita, epidoto, magnetita e sulfetos	Au em veio de quartzo incluído em filonito	Curo, pirita		Arco magmático				
ARARA E 547200 N 8841457	Monzogranito hidrotermalizado SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-ductil transcorrente sudeste N70W/75° NE entrecortado por outra N40E/SV	Veio de quartzo inserido em filonito (sericita+clorita+epidoto)	Au em veio de quartzo incluído em filonito	Curo, sulfeto		Arco magmático	Monzogranito hidrotermalizado - 0,148 ppm, veio de quartzo = 19,93 a 34,93 ppm, bordas do veio=3,2 ppm			
SERRINHA ALTA FLORESTA E 603125 N 8816301	Hombiada-biotita-quartzo monzonito e filonito SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-ductil, transcorrente, confinada, N50W/SV cortada por outra com atitude N70E/60° SE	Veio de quartzo incluído em filonito (quartzo+sericita+magnetita+carbonato) e sulfeto	Au em veio de quartzo	Curo, pirita		Arco magmático				
PE DE FORA E 616990 N 8814006	Monzogranito/biotita-granito pórfiro hidrotermalizado e filonito SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-ductil confinada - N80W/SV	Veio de quartzo preenchendo diaxonal jogs no filonito (quartzo+sericita+epidoto+muscovita+magnetita)	Au em veio de quartzo	Curo, pirita, calcopirita		Arco magmático				
RATO E 638482 N 8887792	Biotita granito pórfiro hidrotermalizado SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-ductil N80E/70NW	Veio e vênulas de quartzo incluídos em granito hidrotermalizado (sericita+clorita+epidoto+magnetita+sulfetos)	Au em veio de quartzo	Curo, pirita, calcopirita, bornita, magnetita, pirrotita	Disseminada	Arco magmático	11 g/t até 221 g/t			
TRINCHERA, BLOCO C (MMAJ 2001) E 646131 N 8950495	Monzogranito SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	ZC rúptil-ductil 30 cm de largura com direção NNW-SSW	Quartzo, sericita, clorita, feldspato potássico, sericita, epidoto, calcopirita, carbonato	Vênulas de quartzo em granito saprofitizado	Curo, pirita, calcopirita, covelita, esferalerita, galena, bismutinita, pirrotita	Disseminada	Arco magmático	11,8% a 19,0% de NaCl eq. Tipo H2O, H2O-CO2	282,8° C a 313,4° C	Vênulas de quartzo = 370ppm de Bi, 194 g/t de Ag em 1m	
PARAIBA E 709979 N 8889507	Monzogranito hidrotermalizado, protomilonítico a milonítico. Anfibolito bandado? (a leste do filão) SUÍTE MATUPÁ	ZC ductil-rúptil transcorrente, distal. Filão N55°E) a 85°E/85-N55W. So-N15E. Estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas (sericita+quartzo+clorita+opacos). Veios de quartzo+carbonato+sulfetos (pirita, calcopirita, covelita, esferalerita)+clorita. Veios tardios de carbonatos Ag=20ppm Au=20ppm As=2ppm Au=20ppm veios principais: espessura: 0,18 a 1,4m e 990m de comprimento	Au-veio de quartzo	Curo, pirita, calcopirita, calcocita, bornita, esferalerita, bismutinita, pirrotita, molibdenita	Disseminada	Arco magmático Tapajós	Alto conteúdo de CO2 e CO2+CH4	T>300°C	Median: 0,664Kg indicador 3,180Kg Interfer 3,794Kg Teor Média= 18,17g/t	Ag
ARMANDO/ GROTA CUAMBIA E 708076 N 8871846	Granito hidrotermalizado SUÍTE MATUPÁ	Falha N80W	Silica, óxidos de ferro, clorita, sericita	Au em veio de quartzo	Curo e sulfetos		Arco magmático	0,030 ppm hidrotermalizado			
PETECA	Granitóide SUÍTE MATUPÁ	Sistema de fraturas NS, N50W/70° NE N70W/65SW	Veios de quartzo milimétricos a centimétricos envoltos em clorita+sericita+epidoto	Au em veio de quartzo							

TABELA 4.2: Jazimentos de ouro em veios de quartzo controlados por zonas de cisalhamento em domínio rúptil-ductil a rúptil.

Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso

NOME DO GARIMPO/ UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL/ MINERALIZAÇÃO	TIPO DE MINERALIZAÇÃO	MINERAL-MINÉRIO	TEXTURA	AMBIENTE TECTÔNICO
CRENTES E 548817 N 8963034	Rocha vulcânica e subvulcânica, saprolitizada (reliquia de estrutura porfírica no saprólito) SUÍTE COLIDER	Fraturas extensionais e padrão stockwork	Alteração hidrotermal penetrativa (quartzo+epidoto+sulfetos+óxidos de ferro); veios extensionais milimétricos a centimétricos (máximo de 2 cm); stockworks	Au-pórfiro	Ouro e sulfetos	Disseminada e stockwork	Arco magmático Juruena
ALVARO TAVARES E 545948 N8964392	Microgranito pórfiro hidrotermalizado SUÍTE COLIDER	Fratura extensional N60E/80°SE	Quartzo+sericita+clorita+argilominerais+magnetita+sulfetos	Au em vênulas de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, calcocita, covelita		Arco magmático
TRAIKAO E 655820 N 8915638	Granito graisenizado (fácies esverdeada), Granito saprolitizado (fácies esbranquiçada) GRANITO NHANDU	Fraturas extensionais, padrão stockwork	Graisenização (quartzo+sericita+mica branca+opacos); brechas hidrotermais; veios extensionais de quartzo, centimétricos a decamétricos; sulfetos (pirita) disseminados e em nódulos, e magnetita	Au-pórfiro em veio/vênula de quartzo (stockwork) em cúpula granítica	Ouro, pirita, magnetita	Multivenulação de quartzo (stockwork)	Arco magmático
CLAREIRA/NOVO ASTRO E 344830 N 8983923	Granito epidotizado SUÍTE PARANAÍTA	Sistema de veio de quartzo de direção N20E e venulação milimétrica e em stockwork	Epidotização penetrativa, sericitização, carbonatação. Sulfetos (pirita, calcopirita, calcocita, galena, tetraedrita, esfalerita e bornita)	Au em veio de quartzo e stockwork	Ouro, pirita, calcopirita, covelita, galena, tetraedrita, esfalerita, bornita e limonita	Disseminada	Arco magmático Juruena
ÁGUA AZUL E 464624 N 8959000	Granito saprolitizado SUÍTE PARANAÍTA	Falha N35E/40NW	Veio de quartzo+sulfetos (pirita, calcopirita, covelita), magnetita, rutílio e limonita laminada; vênulas de quartzo (calcedônia ?) aleatórias: stockwork subordinado	Ouro em veio de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, magnetita	Disseminada e stockwork subordinado	Arco magmático Juruena
NOVO PLANETA/BAIXÃO MARABÁ E 475061 N8966329	Biotita-epidoto granito - fácies esverdeada, quartzo feldspato granito -fácies cor rosa SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA	Sistema de Fraturas N40W e N75W	Sericita+quartzo+epidoto, sulfetos (pirita, calcopirita, covelita) disseminados em manchas irregulares e incrustações	Au-vênulas e veios de quartzo	Ouro, pirita, calcopirita, magnetita, rutílio, covelita e limonita		Arco magmático Juruena
TIÃO FERA/BAIXÃO ÁGUA AZUL E 464624 N8959000	Monzogranito alterado SUÍTE PARANAÍTA	Falha N35E/40NW	Veio de quartzo+sulfetos (pirita, calcopirita, covelita), magnetita, rutílio e limonita laminada; vênulas de quartzo (calcedônia?) aleatórias: stockworks subordinados	Ouro em veio de quartzo extensional	Ouro, pirita, calcopirita, covelita, galena, esfalerita, tetraedrita, magnetita	Disseminada e stockwork subordinado	Arco magmático Juruena
CUNHADINHO/NOVO PLANETA E 473844 N 8963588	Biotita-quartzo monzonito hidrotermalizado	Fraturas de cisalhamento N60W e extensional N30E/subvertical	Epidotização, sericitização, feldspatização e sulfetação	Au disseminado tipo pórfiro	Ouro, pirita, calcopirita	Disseminada na rocha em aglomerados de pirita	Arco magmático
CABEÇA/NOVO ASTRO E 344830 N 8983923	Granito epidotizado SUÍTE PARANAÍTA	Sistema de veio de quartzo de direção N20E e venulação milimétrica tipo stockwork	Epidotização penetrativa, sericitização, carbonatação. Sulfetos -pirita, calcopirita, calcocita, galena, tetraedrita, esfalerita e bornita.	Au em veio de quartzo extensional e stockwork	Ouro, pirita, calcopirita, covelita, galena, tetraedrita, esfalerita, bornita e limonita	Disseminada	Arco magmático Juruena
MINEIRO E 706065 N 8968757	Granitoide hidrotermalizado	Venulação lateral multidirecionada (stockworks). Formas sigmoidais e estruturas S/C em ZC - transcorrente sinistral	Vênulas de quartzo inclusas em filonito (sericita, clorita, quartzo) tipo stockwork	Au em stockwork	Ouro	Disseminada	
SERRINHA E 731897 N 8867304	Monzogranito metassomático SUÍTE MATUPÁ	Fraturas padrão stockwork	Alteração hidrotermal penetrativa k-silicática (sericitização); stockworks (veios milimétricos); sulfetos disseminados (pirita, pirrotita, magnetita)	Au-pórfiro (stockwork)	Ouro, pirita, calcopirita, galena, bornita e esfalerita.	Disseminada stockwork	Arco magmático Tapajós

Tabela 4.3 - Jazimentos de ouro em *stockworks*, brechas hidrotermais e veios extensionais de quartzo, em domínio rúptil.

revelou uma extensa zona anômala, com 15 a 40% de turmalina, em drenagens próximas a esse garimpo, ligada provavelmente a possíveis BIF's turmalínicos ricos em sulfetos com ouro (Frasca & Borges, 2004).

Essa mineralização apresenta uma paragênese sulfetada a base de pirita, calcopirita e arsenopirita, com valores altos de As (580 ppm) e baixos de Ag (1,7 ppm), Bi (3,9

ppm), Cu (11 ppm), Pb (10-33 ppm) e Zn (56-185 ppm), quando comparados com os outros depósitos da Província Alta Floresta (Ribeiro *et al.*, 2001).

O controle estrutural dos veios mineralizados (sempre injetados em zonas de deformação dúctil), somados aos controles litológico e geoquímico, à associação paragenética do minério (com a presença mar-

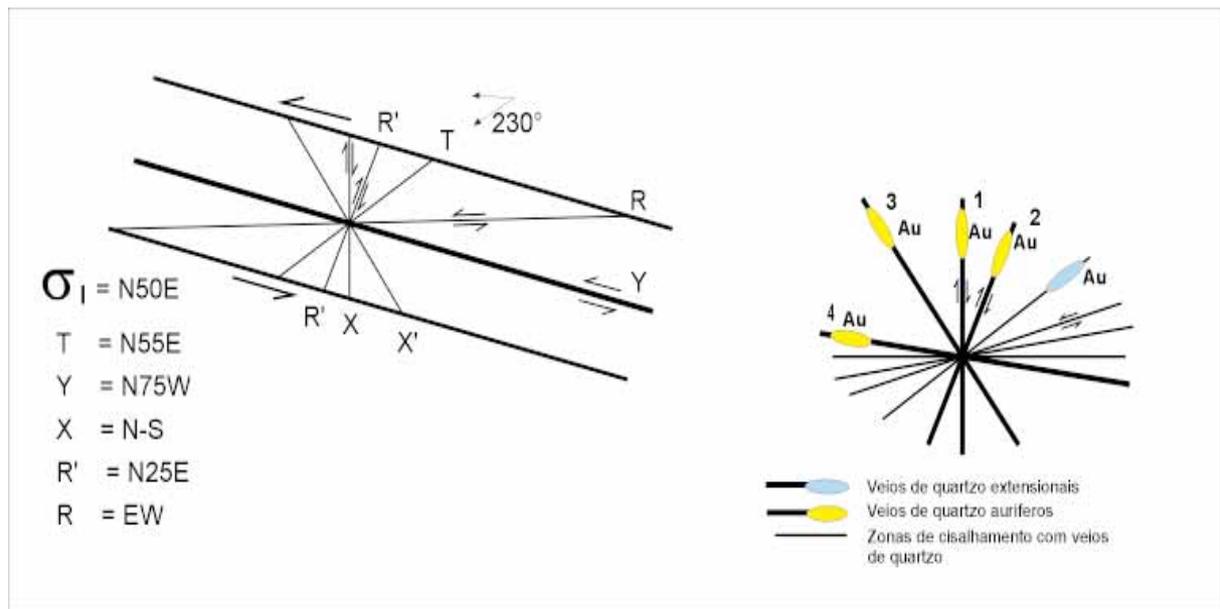


Figura 4.3 - Modelo de diagrama de Riedel com as orientações predominantemente rúptil-dúctil, apresentando ainda os veios de quartzo auríferos associados a este domínio.

cante de sulfetos), ao grau metamórfico de baixo grau (fácies xisto verde) das rochas encaixantes e aos halos de alteração hidrotermal nas paredes dos veios, são feições que permitem que se levante a hipótese dessas mineralizações estarem relacionadas à geração de fluidos de natureza metamórfico-hidrotermal, os quais teriam migrado através de condutos estruturais e interagido com as paredes das rochas encaixantes, pertencentes ao ao Grupo São Marcelo-Cabeças no domínio Aripuanã-Roosevelt.

Veios de Quartzo – Os jazimentos desse tipo estão reunidos na forma de veios de quartzo simples (tabela 4.2), com ouro, representando cerca de 70% das mineralizações estudadas, confinadas a estreitas zonas de cisalhamento transcorrente, com espessuras centimétricas a métricas, desenvolvidas no domínio rúptil-dúctil. Os corpos de minério são estruturalmente controlados, tabulares, subverticalizados, com expressiva extensão superficial (centenas de metros), atingindo às vezes profundi-

dades de dezenas a centenas de metros.

Os depósitos desse tipo acham-se confinados em fraturas de cisalhamento tipos R (N85E a EW) e Y (N80W), de cinemática sinistral, e R' e X (NS a NNE-SSW), de cinemática dextral (figura 4.3), nucleadas a partir de fraturas em granitos/monzogranitos das suítes Matupá, Paranaíta, Nova Canaã e Granito Nhandu e distribuídos pelos seguintes pólos (figura 4.2 e tabela 4.3), descritos a seguir de conformidade com as suas unidades encaixantes, das mais antigas (Suítes Matupá e Flor da Serra) para as mais jovens (Suíte Nova Canaã): Peixoto de Azevedo/Matupá (pólo 9), Figueira Branca (pólo 11), Garantã do Norte (pólo 8), Novo Mundo (pólo 7), Paranaíta (pólo 4), Fazenda Mogno/Morro do Túnel (pólo 14), Alta Floresta (pólo 5), Morirú (pólo 1) e Nova Canaã (pólo 12).

Filão do Paraíba (pólo 9): Localiza-se a noroeste de Peixoto de Azevedo, de propriedade da COOPERXOTO-Cooperativa Mista dos Garimpeiros Produtores de Ouro do Vale do Rio Peixoto Azevedo, uma empresa de mi-

neração organizada e mecanizada, que evoluiu a partir de um dos mais tradicionais garimpos da região, descoberto na década de 70, explorado a céu aberto até uma profundidade de cerca de 30 m (Siqueira, 1997).

A geologia da região circunvizinha do depósito foi descrita por Barros (1993), que ressaltou a carência de afloramentos, devido ao extenso manto de intemperismo que atinge cerca de 15 m de espessura. São citadas algumas exposições de gnaisses tonalíticos, que nas proximidades das mineralizações tornam-se granodioríticos e monzoníticos, exibindo bandamento milonítico com formas sigmoidais e bandas de cisalhamento transversais, definidos pelo autor supracitado como pertencentes ao Complexo Xingu.

Na escavação original, Santos (2000) constatou um filão de quartzo leitoso com orientação NS e mergulhos fortes para leste (65-70°), posicionado na interface entre rochas básicas foliadas (anfíbolitos foliados) e monzogranitos miloníticos hidrotermalizados, atribuídos respectivamente às suítes Flor da Serra e Matupá. Nas paredes da escavação, ocorre intensa alteração de sulfetos e exudação de sais, em rochas básicas, as quais adquirem aspecto xistoso apenas nas proximidades do filão.

O acesso à galeria subterrânea, a 100 m de profundidade, é feito através de um *shaft*, utilizando-se um elevador com guincho elétrico. A extensão atual da galeria é de 290 m, no sentido sul, acompanhando o filão. O principal veio de quartzo mineralizado (filão) tem forma lenticular, espessura variando entre 0,18m e 1,4m e extensão estimada em 1.500 m. Tem aspecto laminado, localmente bandado, e é composto basicamente de quartzo, sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita, calcocita, bornita, esfalerita, galena, tetraedrita, molibdenita e bismutinita) e magnetita.

Superfícies de falha de direção NS, com estrias subhorizontais e ressaltos, definem uma cinemática transcorrente dextral, a qual é corroborada pela forma dos veios de quartzo em zonas transtracionais, no teto da galeria (Santos, 2000).

Estudos de inclusões fluidas feitos por Sarnes (1990) *apud* Relatório Final de Pesquisa (1998), revelaram alto conteúdo de CO₂ e CH₄ e temperaturas superiores a 300°C, apontando para fluidos mesotermiais confinados a zonas de falhas.

O Relatório Final de Pesquisa, proces-

so DNPM: 866374/90, cita que o teor médio é de 18,17g/t de Au e que foram bloqueadas as seguintes reservas: medida de 5.056 kg de Au; indicada de 3.160 kg de Au e inferida 3.794 kg de Au.

Garimpo Fazenda Uru (pólo 11) – Situa-se a cerca de 40 km a NE de Nova Santa Helena, onde a mineralização acha-se contida em veio de quartzo com sulfeto (pirita e calcopirita), apresenta atitude dominante E-W/vertical, espessura variando de 20 a 30 cm e comprimento aproximado de 500 m, preenchendo zona de cisalhamento desenvolvida em granito da Suíte Intrusiva Matupá. Nesta zona de cisalhamento ocorre um envelope de hidrotermalitos à base de quartzo, clorita e sericita.

Garimpo Serrinha de Guarantã (pólo 8) – Localiza-se a cerca de 10 km a norte da cidade de Matupá, próximo de Guarantã do Norte, onde a mineralização aurífera acha-se contida em veio de quartzo com atitude dominante NW/subvertical. Ocorre preenchendo uma zona de cisalhamento dúctil, encaixado em talco-clorita xisto. Análises efetuadas em amostras de canais na cava do garimpo revelaram teores médios de 0,32 g/t de Au e 0,25% de Cu (JICA/MMAJ-2000).

Um furo de sondagem realizado pela JICA/MMAJ (2000), mostrou continuidade da mineralização de Au em profundidade, com teores variando 1,76 a 2,54 g/t de Au. A mineralização está contida em veio de quartzo, distribuído em uma zona de cisalhamento NW-SE/subvertical. As encaixantes são talco-clorita xisto, que se alterna com níveis de biotita-muscovita xisto e xisto preto. Estas rochas estão enriquecidas em cobre, com teores de até 1,41% e representam vestígios de uma possível seqüência metavulcano-sedimentar. Encontram-se interceptadas por rochas graníticas (granito porfírico róseo e hornblenda-biotita granito - Suíte Intrusiva Matupá?) e por diques básicos.

Estudos de inclusões fluidas realizados, nos veios de quartzo, mostraram uma temperatura de homogeneização da ordem 155,3°C e baixo conteúdo de NaCl, com valores em torno de 7%.

Garimpo do Aluízio (pólo 8) – Situa-se cerca de 5 km a sudoeste da cidade de Guarantã do Norte, em domínio de biotita granito róseo, possivelmente relacionado à Suíte Matupá. Trata-se de uma zona de cisalhamento com direção N80W, com dimen-

sões em torno de 8 m de largura e até 500 m de comprimento (JICA-MMAJ, 2000), na qual se alojam veios e vênulas de quartzo leitoso, com espessuras variando de 3 a 30 cm, com ouro e pirita disseminada.

Os resultados analíticos mostraram teores máximos na faixa de 1,55 g/t a 12,45 g/t de Au, com uma média de 0,32 g/t de Au, em amostras de canal retiradas das paredes da cava do garimpo.

Resultados da sondagem realizada pelo JICA/MMAJ (2000) mostraram a existência, em profundidade, de uma estreita faixa mineralizada a Au, associada a veio de quartzo, com teores médios de 0,87 g/t (no intervalo de 9 a 11m) e 0,61 g/t (entre 30 e 33m), com fraca disseminação de pirita, acompanhada de calcopirita, hematita, calcocita e covelita.

Garimpos: Grota Rica, Buriti, Valdomiro, Mandioca e Arara (pólo 4) – enquadrados no Bloco C – JICA/MMAJ, 2001.

O Bloco C constituiu uma área piloto para os trabalhos de pesquisa mineral efetuados pelo JICA/MMAJ, situada aproximadamente 20 km a norte-noroeste de Paranaíta, na bacia do ribeirão Jaú. No Garimpo Valdomiro, como nos demais, a mineralização acha-se contida em veios de quartzo auríferos, controlados por zonas de cisalhamento rúptil-dúctil (confinadas), com orientação N40W/45NE e espessura variando em torno de 30 cm. Estes veios estão envoltos numa delgada faixa de filonito (quartzo + sericita + clorita + epidoto + magnetita + sulfetos-pirita, calcopirita), desenvolvido a partir de nucleação de fraturas em hornblenda-biotita monzogranito porfírico da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Estudos realizados pelo JICA/MMAJ (2001), no Bloco C, em veio de quartzo (Garimpo C₇) contido em zona de cisalhamento rúptil-dúctil, orientado NNW-SSE, que atravessa os granitos magnéticos da Suíte Intrusiva Paranaíta, revelaram que os grãos de Au acham-se na forma livre, em fraturas da pirita e/ou como inclusão no cristal de pirita. Além da pirita, outros sulfetos tais como calcopirita, covelita e esfalerita estão presentes no veio. Magnetita também faz parte da associação mineral metálica. Os resultados analíticos do minério mostraram teores de até 113,44g/t de Au, 193g/t de Ag e alto conteúdo de bismuto, acompanhados de valores anômalos para Cu, Pb e Zn.

Estudos de inclusões fluidas em vênulas de quartzo, revelaram inclusões de natureza aquo e aquo-carbônicas (H₂O e H₂O-CO₂) e indicaram temperaturas de homogeneização variando de 292,8°C a 313°C. Os valores de salinidade mostraram-se variáveis, com inclusões salinas (11,9% a 19% em peso de NaCl eq. - JICA/MMAJ, 2001) e inclusões (a maioria) com valores situados entre 2 e 8% em peso NaCl eq. Os valores obtidos de temperaturas de homogeneização apontam para fluidos mesotermiais. Quanto à salinidade, a existência de valores mais elevados permite que se levante a hipótese de que os fluidos tenham sido originados a partir de fases residuais da atividade magmática (granítica) e tenham sido posteriormente diluídos em face à mistura com fluidos meteóricos, dando origem a inclusões com salinidade mais baixa.

Em trincheiras abertas no Bloco C, foram constatados veios de quartzo com atitudes variando de N10W a N50W/30° a 60°NE, com teores de 0,1g/t até 51,7g/t de Au, preenchendo zonas de cisalhamento rúptil-dúctil confinadas.

Datações Pb-Pb feitas pela JICA/MMAJ (2001), em pirita contida em veios de quartzo, indicaram idades de 1,79 Ga (Bloco C, Garimpo C₇) e 1,57Ga (Bloco G). A idade 1,79 Ga. é compatível com as idades U-Pb convencionais, em torno de 1.8 Ga, encontradas em granitos da suíte Paranaíta ((JICA/MMAJ, 2000; Santos, 2000). Trata-se portanto de uma idade cronocorrelata ao magmatismo pós-colisional da Província Juruena. A idade 1.57 Ga., por sua vez, pode estar relacionada ao processo de reestruturação tectônica da área, visto que a pirita analisada é proveniente de um veio de quartzo inserido numa zona de cisalhamento que atravessa o granito.

A relação isotópica do Pb das piritas analisadas ajusta-se a curva de estágio único de crescimento, similar àquela obtida em depósitos provenientes de ambientes do tipo arcos de ilha (JICA/MMAJ, 2001).

Garimpo Zanete (pólo 7) – Situado aproximadamente 20 km a noroeste da cidade de Novo Mundo, inserido na área do Bloco G, Alvo de Pesquisa JICA/MMAJ (2000). Ocorre na forma de um *pit* de aproximadamente 7 metros de comprimento, na direção EW, por 3 metros de profundidade. A mineralização de Au, com teores variando

entre 28,73 g/t a 45,06 g/t, está contida em veios de quartzo, encaixados em zonas de cisalhamento (de direção WNW-ESE) que cortam rochas graníticas. Estudos de inclusões fluidas indicaram temperatura de homogeneização de 234,8°C e salinidade 7,5% em peso NaCl eq..

Garimpo Pé de Fora (pólo 5) - Localiza-se a NE de Alta Floresta, onde foram identificados veios de quartzo leitoso, lenticulares, com espessuras milimétricas a centimétricas (máximo 25 cm), estrutura laminada, encaixados em saprólitos mosqueados de biotita granito porfirítico da Suíte Intrusiva Paranaíta, alojados num envelope hidrotermal formado por quartzo, sericita, clorita, óxidos de ferro e pirita.

A regularidade de direções desses veios e suas formas e texturas são indicativas de preenchimento ao longo de falha transcorrente EW, de cinemática sinistral. De acordo com Santos (2001), esses veios foram formados em zonas transtrativas ao longo dessa falha transcorrente (*dilational jogs*).

Garimpo do Rato (pólo 14) - Situa-se 75 km a sudoeste de Alta Floresta, na Fazenda Flor do Prado, antiga sede da Fazenda Mogno. No local, foi aberto um *pit* de 200 x 100 metros, o qual encontra-se atualmente alagado.

Pesquisa mineral realizada pela Mineração Santa Elina (Scabora, 1997) identificou, através de furos de sondagem, níveis centimétricos a métricos de milonitos e hidrotermalitos, com atitude N70E/70°-80°NW, acompanhados de veios de quartzo, às vezes com Au visível. Foram também observadas disseminações de sulfetos no granito porfirítico, magnético, tido como pertencente à Suíte Intrusiva Paranaíta, intrusivo nos litótipos do Complexo Bacaeri-Mogno (Oliveira & Albuquerque, 2003).

Nos filonitos/hidrotermalitos, foram reconhecidos filetes milimétricos de carbonato e faixas centimétricas a métricas de sulfetos. No geral, os sulfetos são inferiores a 2% do volume da rocha hidrotermalizada, predominando pirita, secundada por calcopirita, pirrotita, esfalerita e bornita, concentrados e contidos nos planos miloníticos, associados a biotita.

A mineralização aurífera está diretamente associada às zonas sulfetadas, sendo que os valores mais expressivos acham-se ligados aos veios de quartzo, onde foram

detectados teores de até 75,23g/t de Au, num intervalo de 2m.

Garimpo Tapajós (pólo 12) - Localizado a sudeste de Nova Canaã do Norte, onde foi aberta uma trincheira (3m de largura, 200m de comprimento e 7m de profundidade), seguindo uma estreita zona de cisalhamento rúptil-dúctil, que intercepta álcaligranitos e sienogranitos, da fácies 4 da Suíte Nova Canaã, onde se encaixam veios de quartzo mineralizados, orientados N80°W/subvertical, Cruz (2002).

Estes veios, observados no fundo da escavação, são centimétricos a decimétricos e constituem, no conjunto, um filão com espessura máxima de 4m, Santos (2000). Os veios individuais têm formas tabulares a lenticulares, e acham-se contidos em envelope de filonitos à base de sericita e clorita, com malaquita nos planos de foliação.

Em posição de cruzamento com a zona de cisalhamento principal, foram descritas fraturas extensionais, orientadas N50E/50°SE, que alojam brechas hidrotermais e veios de quartzo extensionais (Delgado *et al.*, 2001).

Cruz (2002) identificou cinco tipos de alteração hidrotermal: hematitização, silicificação, sericitização, k-feldspatização e sulfetização, que podem ou não estar orientadas ou estruturalmente controladas.

Garimpo do Edu - Localiza-se 2 km a noroeste de Nova Santa Helena, na área do Distrito Nova Canaã/Santa Helena, encontrando-se atualmente em atividade, através de lavra subterrânea, com três *shafts* de profundidade em torno de 40 m e galerias orientadas N25E.

A mineralização aurífera está associada a veio de quartzo com cerca de 2,5 m de espessura, inserido num envelope de filonito/quartzo filonito (sericita + quartzo + clorita + opacos + carbonato) em zona de cisalhamento transcorrente rúptil-dúctil de cinemática dextral, revelada por estrias subhorizontais e formas sigmoidais orientadas N25E/80°NW (Santos, 2000), encaixada em monzogranito magnético (Granito Nhandu).

Os teores variam de 15 a 20 g/t, com uma recuperação muito baixa da ordem de 30%, devido à grande quantidade de pirita associada ao ouro.

Depósito de Moriru (pólo 1) - Situa-se na área Cedro Bom, vale do rio Moriru, aproximadamente 140 km a NNE de Aripua-

nã, extremo oeste da Província Alta Floresta, onde Pinho & Chemale (2001), Pinho *et al.* (1999) e Pinho (2001) descreveram vulcânicas ácidas (1.8 Ga.) e rochas piroclásticas com mineralização de ouro associada a pirita, calcopirita, galena e ilmenita. Os sulfetos acham-se disseminados ou em bandas maciças, distribuídos em rochas subvulcânicas ou alojados em veios de quartzo-carbonato-clorita, encaixados em riolitos. Coutinho *et al.* (1998), constataram a existência de uma zona rica em sulfetos e ouro nas áreas conhecidas como zona Baixa Pressão e Danusa, próximas de Cedro Bom.

Na área de Cedro Bom foram realizados 15 furos de sonda, que atravessaram rochas vulcânicas félsicas de caráter explosivo, com ignimbritos predominando sobre as lavas félsicas, de idade U-Pb em torno de 1.80 Ga (Pinho, 2001), semelhante à encontrada para as vulcânicas da Suíte Colíder (Moreton & Gaspar, 2004) suscitando uma provável correlação entre essas unidades vulcânicas na Província Alta Floresta.

Pelos estudos realizados por Pinho (2001), o minério apresenta-se disseminado em sulfetos, em veios de quartzo e em depósito supergênico.

O tipo disseminado ocorre em sulfetos, principalmente a pirita, distribuído em rochas vulcânicas félsicas e básicas.

O antigo garimpo Filão representa o segundo tipo, sendo constituído por um veio de quartzo de direção N50E/subvertical, com aproximadamente 150 m de comprimento, encaixado num riolito microporfirítico cortado por diques de rocha máfica. Neste veio de quartzo ocorrem pirita, galena, calcopirita, esfalerita e traços de arsenopirita e covelita. O ouro encontra-se na forma livre e incluso nos sulfetos, com teores da ordem de 90 g/t. O tipo supergênico provém do baixão, onde foram extraídas, por processos rudimentares, cerca de 12 t de Au.

Stockworks, brechas hidrotermais e veios de quartzo com ouro: Reúnem os jazimentos que se desenvolveram no domínio rúptil em ambiente extensional. Neste contexto, além dos veios de quartzo extensionais, ocorrem também brechas hidrotermais e *stockworks*, formados por uma rede de veios multidirecionais de espessura milimétrica a centimétrica. Estas estruturas estão vinculadas a processos magmático-hidrotermais

envolvendo sistemas localizados de alta pressão de fluidos (Delgado *et al.*, 2001).

Este ambiente é o que apresenta características mais favoráveis ao desenvolvimento de depósitos de grande volume e baixo teor de Au e acha-se representado pelos seguintes jazimentos distribuídos nos Distritos: de Peixoto Azevedo/Matupá (pólo 9-Peixoto de Azevedo/Matupá); de Apiacás/Paranaíta (pólos 3 – Apiacás-Novo Planeta e 4 – Paranaíta); de Alta Floresta/Trairão (pólo 6–Trairão) e do Novo Astro (pólo 2–Juruena/Novo Astro) (figura 4.2 e Tabela 4.3).

Garimpo Serrinha (pólo 9) – Localizado cerca de 10 km a sudeste de Matupá, em duas áreas que foram objeto de pesquisa pela Mineradora WMC-Western Mine Company e uma tese de doutorado desenvolvida por Moura (1998).

As áreas estão posicionadas em duas colinas que se destacam na topografia plana da região, denominadas Serrinha 1 e Serrinha 2, alongadas na direção NE-SW, nas quais existem escavações a céu aberto feitas em rocha não intemperizada.

Na frente Serrinha 2, situada cerca de 4 km a leste da Serrinha 1, a escavação tem orientação norte-sul e expõe o biotita monzogranito hidrotermalizado tipo Granito Matupá, Moura (1998).

Algumas fraturas verticais EW (dominante) e NE-SW mostram *slickenlines* subhorizontais e ressaltos indicativos de falhas transcorrentes dextrais. No entanto, as fraturas mais freqüentes apresentam direções aleatórias e são preenchidas por veios milimétricos de material de origem hidrotermal contendo quartzo, sulfetos e carbonatos, desenvolvendo lateralmente zonas de alteração no granitóide encaixante (Santos, 2000). Como existe um denso reticulado das fraturas multidirecionais tipo *stockworks*, geralmente estas zonas interagiram entre si e o granitóide tornou-se totalmente hidrotermalizado.

Na região de Serrinha 1, a escavação acha-se orientada NW-SE e observa-se as mesmas feições presentes em Serrinha 2, muito embora aqui os processos hidrotermais tenham sido registrados com maior intensidade (feldspatização, sericitização, epidotização e silicificação no granitóide). Observa-se a existência de abundantes concentrações de pirita ao longo das fraturas, às vezes formando bolsões nos cruzamentos das mesmas, ou disseminadas em microfra-

turas. Outra feição proeminente é a presença de diferenciados pegmatóides e de brechas hidrotermais, com abundantes cristais de pirita, por vezes constituindo faixa paralela a fraturas de direção N45E, que são as mais freqüentes (Santos, 2000).

Esta mineralização foi caracterizada por Moura (1998) como *disseminada* tipo *ouro pórfiro*, restrita a áreas com intensa alteração hidrotermal do Granito Matupá, onde ocorre uma zona central potássio-silicática, que passa para zona intermediária quartzoclorita, acompanhada por sericita-pirita (zona sericitica), e se estende à rocha encaixante, com a formação de epidoto+clorita+albita (zona propilítica).

Foram identificadas por Moura (1998) duas gerações de ouro e três de pirita no depósito de Serrinha: a primeira geração de Au (Au-I) é representada por grãos globulares, associados a calcopirita, esfalerita, pirrotita, cubanita e galena, inclusos em pirita (PY-I), na forma de ouro nativo, introduzido durante a fase potássio-silicática precoce, disseminada no Granito Matupá, levado por fluidos hipersalinos (>40% em peso de NaCl.eq.), exsolvidos do magma granítico com temperatura (T) próxima de 423°C, na forma cloretada. A segunda geração de Au (Au-II) tende a ser enriquecida em prata, e ocorre preenchendo fraturas na pirita precoce ou inclusa em pirita da segunda geração (PY-II), que ocorre em fraturas no granitóide hidrotermalizado. A terceira geração de pirita (PY-III), encontrada no fácies pegmatóide, não apresenta associação com Au.

Garimpo do Pezão (pólo 7) - Localiza-se cerca de 15 km a NW de Novo Mundo, classificado como do tipo disseminado em granitóides hidrotermalizados em zona de cisalhamento (JICA/MMAJ, 2001). É marcado por uma rede de vênulas de quartzo (*stockwork*) e disseminação de pirita, em diferentes estágios, acompanhada de alteração mineral (quartzo e sericita). É similar ao definido no Garimpo Serrinha de Matupá por Moura (1998). Esta semelhança foi suscitada pelos resultados obtidos a partir de sondagens realizadas, em que foram confirmados a similaridade no tipo de rocha hospedeira; a associação da mineralização de Au com disseminação de pirita; o tipo de alteração relacionada com a mineralização aurífera; os tes-

tes de inclusões fluidas e a associação do Au com fraca mineralização de cobre.

O minério é composto por pirita, goetita, hematita e raramente calcopirita, bornita e covelita. Os resultados das amostras mineralizadas revelaram teores variando de 0,65 g/t a 35,7 g/t de Au e 0,34% a 0,86% de Cu, com altos valores de Bi. Testes em inclusões fluidas mostraram uma salinidade de 2,9 a 9,5% de NaCl e temperatura de homogeneização de 259,1°C a 226°C.

Os valores de isótopos de enxofre obtidos em pirita do depósito de Serrinha variaram de +1,3 a +3,5‰, sendo compatíveis com os fluidos mineralizantes originários do próprio Granito Matupá. O transporte do ouro se processou na forma de complexos cloretados em fluidos quentes exsolvidos do magma granítico, oxidado, altamente salino e ácido.

Garimpo dos Crentes (pólo 4) - Localiza-se a noroeste de Paranaíta, na margem direita do rio Teles Pires, desenvolvido em saprólitos de rochas vulcânicas da Suíte Colíder. A cava principal apresenta orientação N50E expondo saprólito mosqueado, parcialmente lateritizado, contendo texturas reliquias porfíricas de rocha vulcânica, recortada por uma rede de vênulas milimétricas de quartzo caulinizado, multidirecionais tipo *stockwork*.

A alteração hidrotermal foi pervasiva e resultou na formação de quartzo, epidoto, sulfetos, óxidos de ferro e material argiloso, que ocorrem associados ao ouro.

Garimpo Trairão (pólo 6) - Situado na parte nordeste de Alta Floresta, próximo a fazenda São Paulo, no alto curso do ribeirão Trairão. Sua principal frente de lavra acha-se exposta num corte de aproximadamente 40m de comprimento por 3,5 m de altura, onde ocorre a mineralização aurífera associada a um enxame de veios de quartzo leitoso, preenchendo fraturas extensionais. Os veios são constituídos por cristais de quartzo leitoso ou hialino, posicionados perpendiculares às paredes das fraturas, e têm espessuras inferiores a 20 cm, lenticulares, tabulares, por vezes curvos ou sinuosos, multidirecionais, tipo *stockwork*. Também ocorrem brechas hidrotermais com fragmentos de granito greisenizado.

Estruturas em pente e drusas tipificam o fraturamento extensional, relacionado ao processo magmático-hidrotermal, envolvendo sistemas localizados de alta pressão de fluidos, ligados a cúpulas ou periferias de intrusões graníticas (Santos, 2000).

Localmente, a rocha encaixante acha-se transformada hidrotermalmente num quartzo-*greisen* (quartzo-55%, sericita-25%, muscovita-15% e opacos-5%-magnetita e sulfetos), derivado do monzogranito microporfírico (Granito Nhandu), que ocorre nas cercanias dessa área.

Garimpo Tião Fera (pólo 3) – Situa-se na região de Novo Satélite a nordeste de Apiacás, concentrado numa escavação a céu aberto, com cerca de 80 m de comprimento, 15 m de largura e 5 m de profundidade, orientada na direção N50E.

A mineralização está condicionada a veios de quartzo lenticulares, encaixados em saprólito mosqueado, argiloso. O veio principal apresenta espessuras máximas em torno de 15 cm, com atitude N40E/40NW, deslocado localmente por falha orientada N35E/40NW (Santos, 2001). Lateralmente ao filão principal, existe uma rede de veios de quartzo, centimétricos a decimétricos, com concentrações de pirita oxidada. Um pouco afastado do filão principal, ocorre um sistema de veios de quartzo multidirecionais, tipo *stockwork*.

A mineralização de Au ocorre em faixas centimétricas de sulfetos, alternadas com níveis de quartzo, tipificando estruturas bandadas extensionais. Os níveis sulfetados são formados por disseminações de pirita (predominante), calcopirita, calcocita, covelita, galena, esfalerita, tetraedrita e bornita.

O ouro ocorre na forma nativa, em pequenos grãos com dimensões variando do 4 μ a 68 μ , inclusos e associados à pirita.

O teor médio de Au é da ordem de 30 g/t, segundo informações dos garimpeiros.

Garimpo do Cunhadinho (pólo 3) – Situa-se na região do Novo Planeta, a nordeste de Apiacás. A mineralização acha-se controlada por fraturas extensionais, orientadas N30E, em cruzamento com zonas de cisalhamento N50-60W, hidrotermalizadas (feldspatização, sericitização, silicificação, epidotização e sulfetação). A rocha encaixante é um biotita-quartzo monzonito da Suíte Intrusiva Paranaíta.

O ouro acha-se incluso ou em fraturas de cristais euédricos a subédricos de pirita, muito finos (0,2 mm a 5 mm), ou sob a forma de agregados centimétricos, com aspecto fragmentário, disseminados no granitóide hidrotermalizado (Ribeiro & Villas Boas, 2003).

Garimpo Cabeça (pólo 13) – Localiza-se na região do Novo Astro, onde o filão principal foi explorado a céu aberto até uma profundidade de 10 m. Atualmente a lavra é subterrânea, feita através de um *shaft* com cerca de 40m de profundidade, de onde partem as galerias orientadas N20-25E.

A mineralização aurífera está associada a um sistema de veios de quartzo, ramificados e descontínuos, alojados em fraturas extensionais orientadas N20E/65-70°SE até subverticais, os quais podem ser seguidos ao longo de 2 km até o Garimpo do Gaspar. O veio de quartzo principal apresenta espessura variando de 10 cm a 1 m, geralmente ladeado por veios centimétricos secundários, inseridos num filonito (mica branca + quartzo + sericita) e encaixados em granito magnético, hidrotermalizado (k-feldspatização, silicificação e epidotização) da Suíte Intrusiva Paranaíta.

Ocorre também uma rede de veios de quartzo multidirecionais, tipo *stockworks*, de espessura milimétrica a centimétrica.

O ouro acha-se associado a sulfetos como pirita (predominante), calcopirita, calcocita, covelita e galena.

Análises químicas efetuadas no minério revelaram altos teores de prata e metais-base (Cu, Pb e Zn) e teores de ouro da ordem de 50 g/t, com uma perda muito alta, resultando em um rejeito com teor de Au da ordem de 15 g/t.

Tipologia dos Depósitos

Os jazimentos de Au contidos na Província Alta Floresta acham-se, na sua maioria, ligados às suítes plutono-vulcânicas vinculadas ao magmatismo pós-colisional relacionado aos arcos Cuiú-Cuiú e Juruena.

Tais depósitos ocorrem na forma de veios de quartzo e, subordinadamente, como brechas hidrotermais e *stockworks*, hospedados em rochas graníticas e rochas vulcânicas félsicas. Alguns desses depósitos foram interpretados como *epitermais de baixa sulfetação* (Cruz 2002) e outros como depó-

sitos do tipo *ouro pórfiro*, a exemplo do depósito de Serrinha (Moura 1998). Além disso, existem outros tipos de depósitos de alta sulfetação, relacionados a zonas de cisalhamento decorrentes de nucleação de fraturas. Ocorre ainda um depósito de Au contido em veios de quartzo dobrados e boudinados (Garimpo do Fabinho), que difere de todos os demais por estar associado ao regime dúctil (Delgado *et al.*, 2001). Este depósito encontra-se inserido no Grupo São Marcelo Cabeças (Frasca & Borges, 2004), pertencente

ao domínio Roosevelt-Aripuanã (1,74-1,52Ga.) e está, possivelmente, relacionado a processos metamórfico-hidrotermais do ambiente de arco vulcânico, geradores de fluidos tardios enriquecidos em Au, carreados e depositados em condutos estruturais.

A classificação proposta por Cruz (2002) para alguns depósitos auríferos, como epitermais de baixa sulfetação, às vezes em transição para Au pórfiro, foi feita com base nas seguintes características: assinaturas dos fluidos hidrotermais, rocha hospedeira (vul-

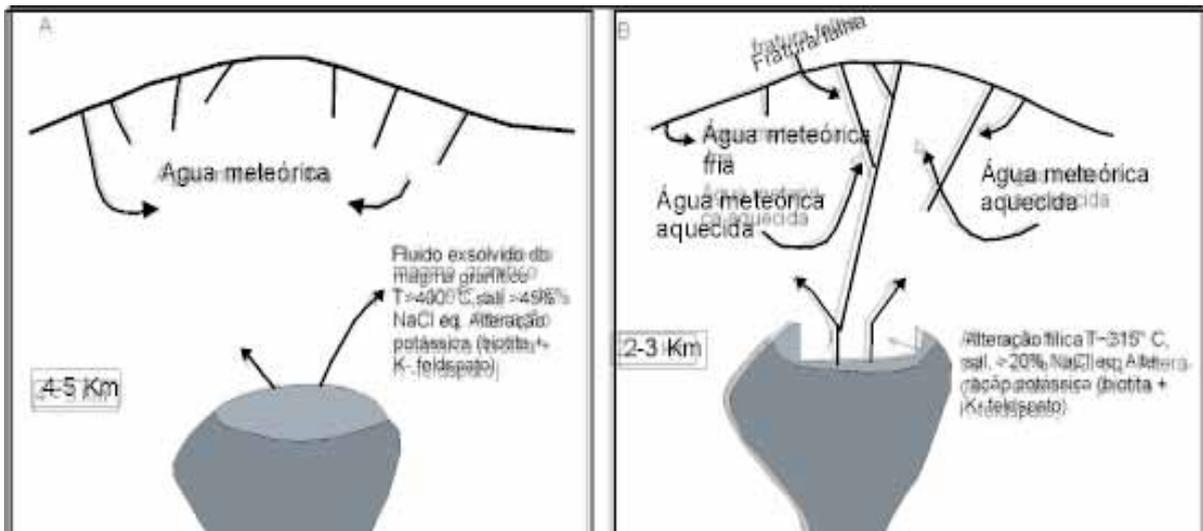


Figura 4.4 - Modelo esquemático para a gênese e evolução das mineralizações auríferas na Província Alta Floresta, modificado e ampliado do sugerido por Moura (1998), para o depósito de Serrinha. Estágio A) depósito de Au pórfiro com pirita-cúpula de plúton-granítico calcioalcalino, tipo I, oxidado, gerado em ambiente de arco plutovulcânico, a partir de fluido magmático hipersalino (30-60% NaCl eq), tipo Depósito de Serrinha (Moura, 1998). B) Estágio tardio-epitermal de baixa sulfetação - gerado em condições mais rasas na crosta (2 - 3 km). Com mistura do fluido salino com água meteórica (< 20% NaCl eq.). Arco pluto-vulcânico Juruena, (Suítes calcioalcalinas tipo I, oxidadas), (tipo os garimpos: C 7, Pé de Fora, Valdomiro - Suíte Paranaíta); Trairão (Granito Nhandú) e Crentes e Álvaro Tavares (Suíte Colíder).

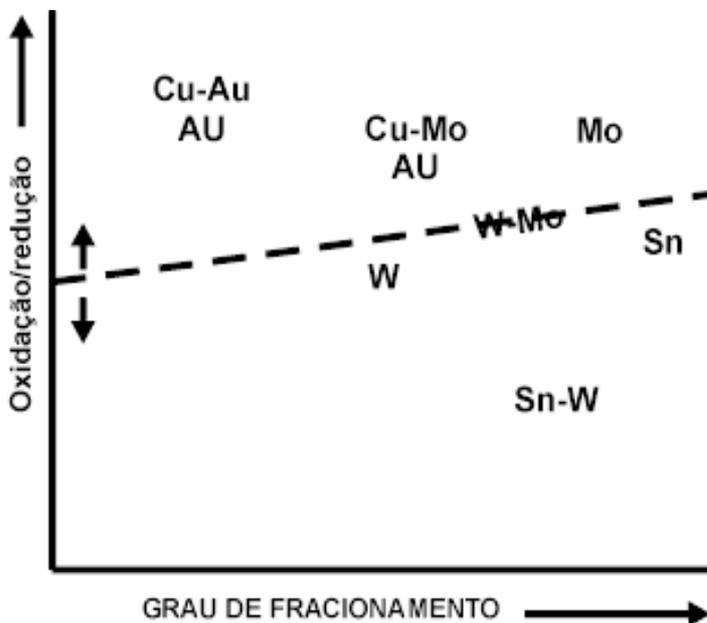


Figura 4.5- Diagrama do grau de fracionamento dos granitos versus estado de oxidação/redução (Sillitoe, 1996).

cânicas subaéreas ou intrusões graníticas), da associação do ouro com a pirita ± calcopirita e pelas formas de mineralizações em veios, disseminações e/ou *stockworks*. Cruz (*op. cit*) apela para a ausência de alteração potássio-silicática (K-feldspato ± biotita) nesses depósitos para descaracterizá-los como do tipo Au pórfiro.

Moura (1998) modelou o depósito de Serrinha (Matupá), como ouro pórfiro (figura 4.4) em função de estudos isotópicos, inclusões de fluidos e da alteração potássio-silicática (K-feldspato + biotita) na zona central, que passa externamente para uma zona quartzo-clorita sobreposta por sericita-pirita (zona sericítica) com mineralização de Au, do tipo disseminada e inclusa na pirita, acompanhada de magnetita hidrotermal e rutilo. Os fluidos mineralizantes revelaram-se inicialmente hipersalinos (30-60% em peso de NaCl eq.) e temperaturas de homogeneização (T) de 500 a 600°C, indicativas de um nível crustal entre 4 a 5 km de profundidade.

À medida que os plútons graníticos ascenderam a níveis crustais mais rasos (1 a

2 km) e entraram em contato com água meteorizada, ocorreu um rebaixamento da salinidade dos fluidos magmático-hidrotermais para valores da ordem de <15% em peso de NaCl eq. e as temperaturas de homogeneização (T) ficaram abaixo de 300°C, ocasionando a geração de uma zona de alteração fílica (sericítica) tardia (Moura 1998).

De acordo com Souza *et al.*, (2004), a composição, grau de fracionamento e estado de oxidação/redução das rochas graníticas constituíram controles fundamentais na geração dos jazimentos auríferos da Província Alta Floresta, revelados na forte ligação existente entre os depósitos de Au e os granitos da série magnetita e seu grau de fracionamento (figura 4.5), conforme estabelece Sillitoe (1996).

A maioria dos depósitos da tabela 4.3 (Garimpos Trairão, Crentes, Álvaro Tavares, Claireira/Novo Astro, Cunhadinho/Novo Planeta, Tião Fera/Baixão Água Azul, Cabeças/ Novo Astro), foram formados em condições de crosta rasa, ligadas a rochas graníticas/monzogra-

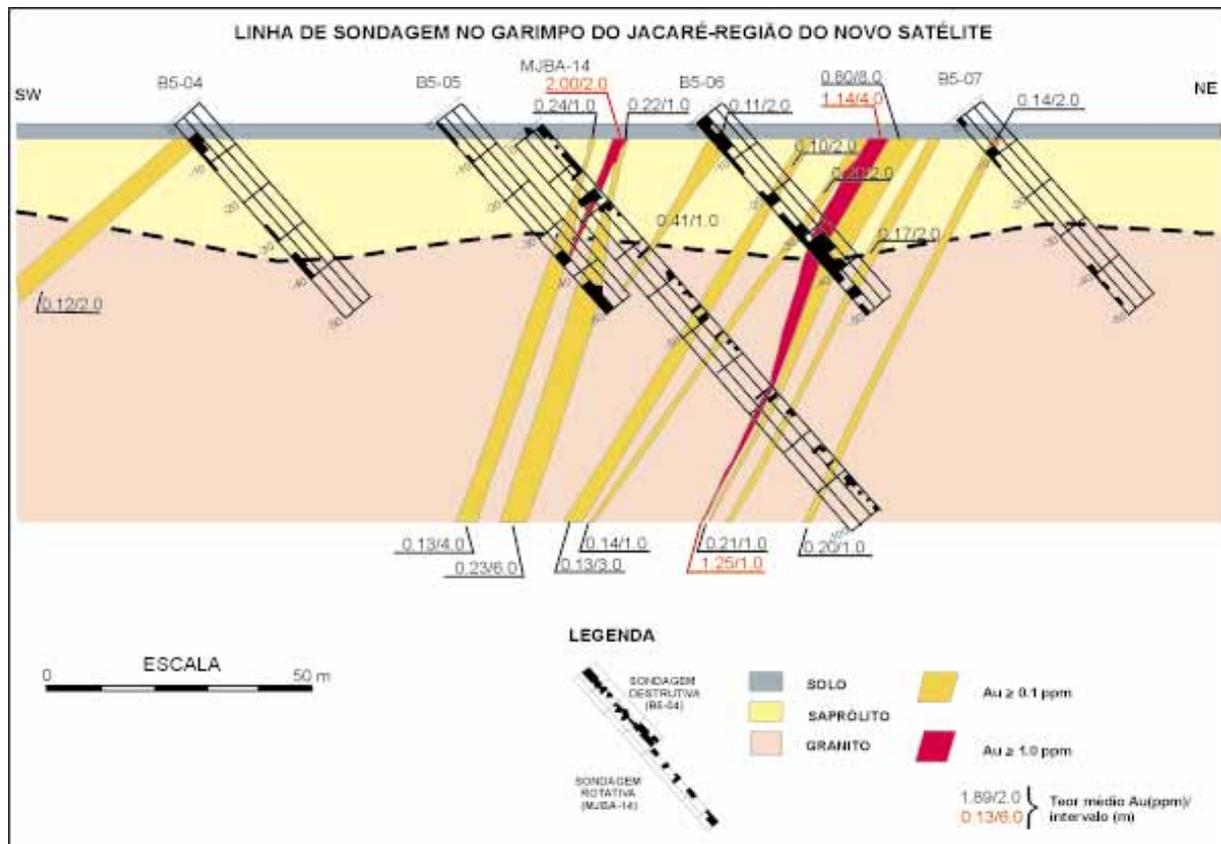


Figura 4.6 - Seção geológica de uma linha de sondagem mostrando a distribuição do ouro em profundidade. os teores são geralmente baixos, característicos do minério disseminado. (Fonte: JICA, 2001)

níticas e subvulcânicas (microgranitos/micromonzogranitos) cálcio-alcálicas, pós-colisionais, distribuídos em veios/vênulas de quartzo extensionais, *stockwork* e brechas hidrotermais, exibindo expressiva alteração sericitica (quartzo-sericita-mica branca-sulfetos) desenvolvidos em domínio rúptil. No garimpo Trairão, o protólito granítico foi totalmente *greisenizado* para quartzo, sericita, muscovita, sulfetos (pirita) e minerais opacos, com caracteres favoráveis, sinalizando a potencialidade de depósitos de grande volume e baixo teor (Delgado *et al.*, 2001). Já o Garimpo dos Crentes, desenvolvido em rocha subvulcânica saprolitizada (Suíte Colíder), mostra relíquas de estrutura porfírica da rocha encaixante e veios de quartzo milimétricos a centimétricos, tipo *stockworks*, onde ocorreu alteração hidrotermal pervasiva, marcada por quartzo + epidoto + sulfetos + óxidos de ferro.

A ocorrência freqüente da alteração fílica pervasiva, na maior parte dos jazimentos dessa Província, aliada à ausência de alteração potássio-silicática (K-feldspato + biotita), contribuíram para o enquadramento da maioria desses depósitos em sistemas epitermais de baixa sulfetação (Cruz 2002), formados a temperaturas <300°C, às vezes em transição ou sobrepostos a depósitos tipo Au pórfiro como o de Serrinha (Matupá), modelado por Moura (1998), onde foi encontrada uma paragênese hidrotermal de alta temperatura.

A descrição e as análises efetuadas nos testemunhos dos furos de sonda realizados pela JICA/MMAJ nos Blocos B (Garimpo Jacaré) e C (Paranaíta), revelaram uma alteração potássica (K-feldspato), penetrativa por toda a rocha granítica atravessada, mostrando maior intensidade nas zonas mais cisalhadas, geralmente acompanhadas de fraca a moderada geração de epidoto, clorita e sílica. O furo rotativo MJBA-14 (figura 4.6), no garimpo do Jacaré, região do Novo Satélite, com profundidade ao redor de 100m, demonstrou que a mineralização tem prosseguimento em profundidade, com baixos teores.

O enriquecimento de Au nos testemunhos de sondagem apresentou ligação mais direta à pirita, disseminada e/ou vênulas, do que com alteração potássica-silicática.

As mineralizações de ouro, detectadas nas sondagens realizadas, podem ser

modeladas como pertencentes a sistemas transicionais para ouro pórfiro.

4.1.2 - DISTRITO AURÍFERO DO ALTO GUAPORÉ (CJF/ASR/FECP)

O Distrito Aurífero do Alto Guaporé, no contexto da Província Polimetálica do SW de Mato Grosso, engloba as ocorrências de ouro dos municípios de Porto Esperidião, Vila Bela da Santíssima Trindade, Pontes e Lacerda e Nova Lacerda.

Estas ocorrências auríferas foram descobertas no início do século XVIII pelos Bandeirantes, os quais deixaram diversos vestígios de suas atividades tais como ruínas de habitações, lavras abandonadas e canais de adução de água (Scabora & Duarte 1998). Na década de 80 as atividades de mineração foram retomadas por garimpeiros e empresas de mineração. Atualmente, a maioria das frentes de lavra da região encontra-se desativada.

A produção de ouro nesta província, no período de 1980 a 1995, é estimada em 30 toneladas, número que não reflete a quantidade real de ouro extraída pelos garimpeiros nas mais de duas dezenas de ocorrências ao longo de toda a Faixa Móvel Aguapeí.

A mineralização aurífera está vinculada à evolução tectono-termal mesoproterozóica da Faixa Móvel Aguapeí, no intervalo entre 1.2 e 1.0 Ga., correspondente ao período de colagem final do supercontinente Rodínia (Litherland *et al.*, 1986; Scabora & Duarte, 1998 e Fernandes *et al.*, 2004). Esta faixa móvel, de natureza claramente ensialica, forma um cinturão NW de aproximadamente 600 km de extensão por até 50 km de largura, sustentado, principalmente, pelas rochas metassedimentares do Grupo Aguapeí (1,28 – 0,95 Ga.)

A mineralização está associada às rochas metassedimentares da Formação Fortuna (Grupo Aguapeí) e ao seu embasamento, representado pelas rochas vulcanossedimentares do Complexo Rio Alegre e pelas rochas graníticas da Suíte Santa Helena. Aham-se controladas por zonas de cisalhamento que desenvolveram estruturas tracionais relacionadas aos eixos das principais dobras, a exemplo de fendas de tração, *boudins* e fraturas tabulares preenchidas por veios de quartzo sulfetados. (Figura.4.7).

As mais importantes ocorrências de

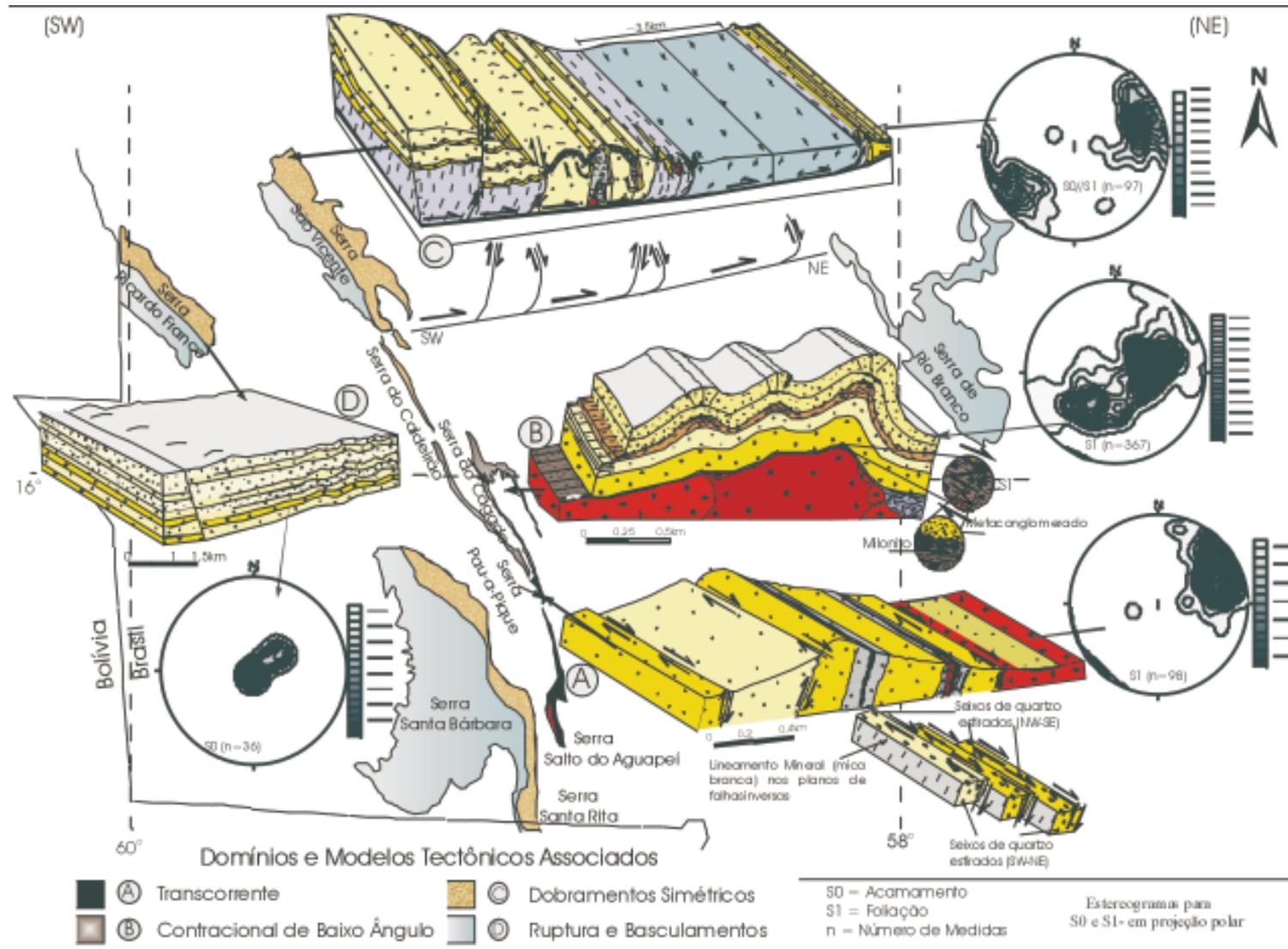


Figura 4.7 - Mapa e blocos diagramas mostrando os Domínios e modelos tectônicos associados do Distrito Aurífero do Alto Guaporé. (Adaptado de Fernandes *et al.*, 2003)

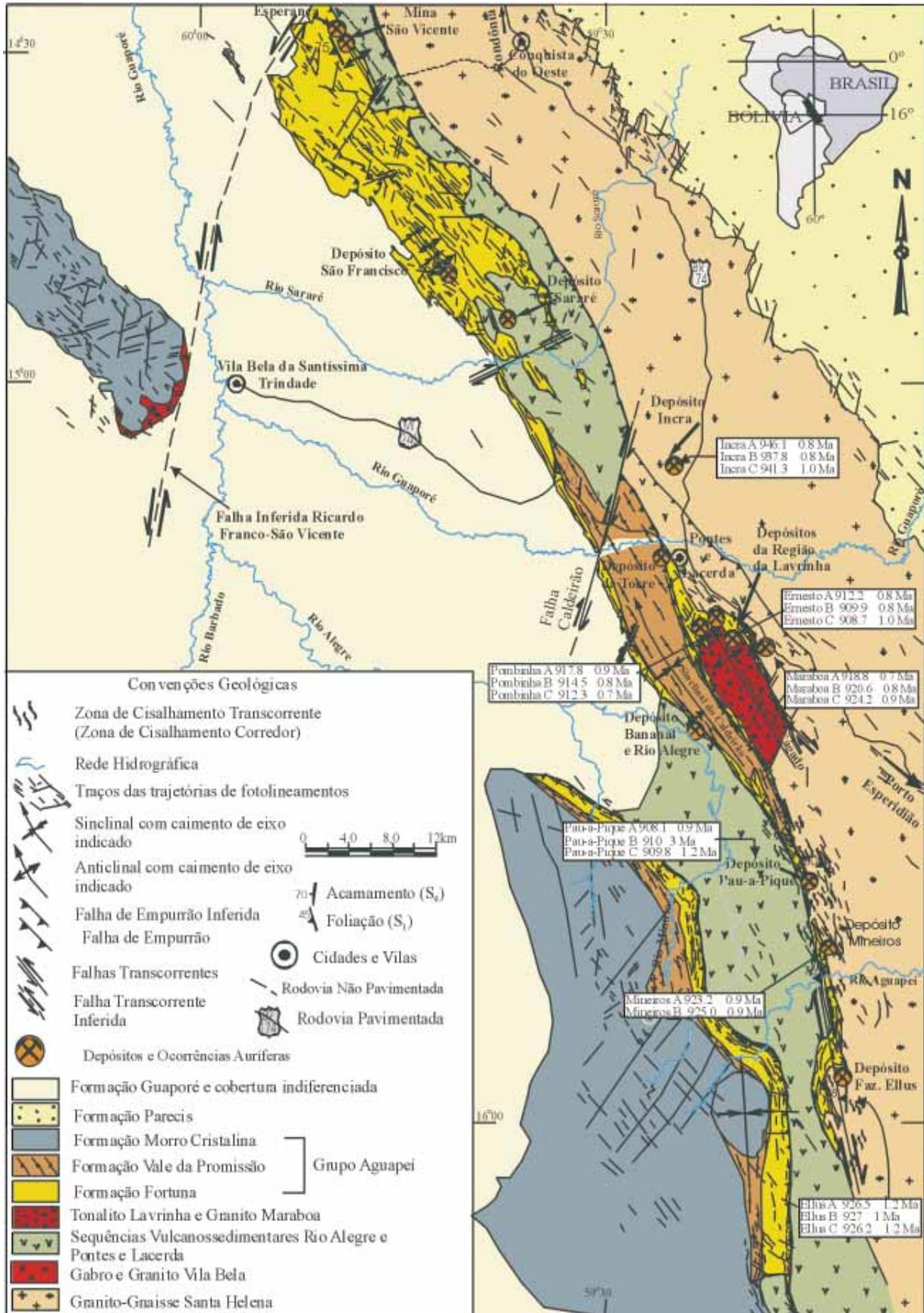


Figura 4.8 - Mapa Geológico da Faixa Aguapeí com os depósitos Auríferos e Idades Ar/Ar (Fernandes *et al.*, 2003)

ouro no embasamento são representadas pelos seguintes depósitos: Ellus, Agropan e Maraboa (Suite Intrusiva Santa Helena); Onça e Incra (Grupo Pontes e Lacerda) e Bananal (complexo metavulcano-sedimentar Rio Alegre). As mineralizações relacionadas à Formação Fortuna são representadas pela Mina de São Vicente (Domínio de Dobramentos Simétricos – Norte da Faixa Móvel Aguapeí), depósitos da Região da Lavrinha (Domínio Tectônico Contracional de Baixo Ângulo – Porção Central da Faixa Aguapeí) e depósito Pau-a-Pique (Domínio Tectônico Transcorrente – Sul da Faixa Móvel Aguapeí). (Figura 4.8).

O Grupo Aguapeí (Souza e Hildred, 1980), depositado como seqüência transgressiva-regressiva em aulacógeno (Saes, 1999), deformado e metamorfozido na fácies xisto verde durante a Orogenia Sunsás-Aguapeí (1,1–0,9 Ga.), é constituído, da base para o topo, pelas formações Fortuna (metaconglomerados, metarenitos ortoquartzíticos e metassiltitos), Vale da Promissão (metasiltitos e metarenitos arcoseanos) e Morro Cristalino (metarenitos ortoquartzíticos com níveis de metaconglomerados oligomíticos e metassiltitos).

O embasamento do Grupo Aguapeí, na região, é representado pelas seqüências metavulcano-sedimentares Rio Alegre, Pontes e Lacerda, pelo complexo granulítico-afibolítico Santa Bárbara e pelo granito-gnaiss Santa Helena. As mineralizações auríferas se restringem à porção central da Faixa Móvel Aguapeí, que marca o limite entre os terrenos Santa Helena e Rio Alegre.

Baseado no regime tectônico, cinemática predominante e estruturas associadas, a Faixa Móvel Aguapeí foi compartimentada, de SE para NW, em quatro domínios (Fernandes *et al.*, 2003; Fernandes *et al.*, 2004): Domínio Tectônico Transcorrente, Domínio Tectônico Contracional de Baixo Ângulo, Domínio dos Dobramentos Simétricos e Domínio das Rupturas e Basculamentos. As mineralizações de ouro no Distrito de Alto Guaporé estão associadas às rochas da Formação Fortuna, base do Grupo Aguapeí, e em seu embasamento, distribuídas em alguns destes domínios.

As Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em sericita hidrotermal (Fernandes *et al.*, 2003b) obtidas em sete depósitos de ouro encaixados nas rochas do

Grupo Aguapeí (Mineiros, Pau-a-Pique, Ernesto e Pombinha) e em seu embasamento (Ellus, Maraboa e Incra) (Figura 4.8), somados aos dados de geologia estrutural, demonstram uma íntima relação das mineralizações auríferas com a evolução geotectônica da Faixa Móvel Aguapeí. As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ficaram entre 908.1 ± 0.9 Ma. (depósito Pau-a-Pique) e 946.1 ± 0.8 Ma. (depósito Incra), mostrando uma seqüência cronológica onde os depósitos do embasamento são mais antigos do que aqueles do Grupo Aguapeí. As idades estão em acordo com os resultados U-Pb em zircão obtidos para o Granito (tipo-S) São Domingos (930 ± 17 Ma. e 917 ± 17 Ma.) e com as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas para o Granito Sararé (906 ± 1 Ma. e 903 ± 1 Ma.), sugerindo que a Orogenia Sunsás-Aguapeí foi responsável pela concentração das soluções hidrotermais mineralizadas e por onde intrudiram os granitos tipo S observados na Faixa Móvel Aguapeí.

Em todas as ocorrências ao longo da Faixa Móvel Aguapeí o minério é constituído por sistemas de veios de quartzo e disseminações nas encaixantes (Fernandes *et al.*, 2001). Em relação aos depósitos do Grupo Aguapeí, os teores mais elevados de ouro nos veios de quartzo estão associados com os de texturas *comb*, sacaroidal e de substituição. Estudos de inclusões fluidas, realizados por Costa Neto (1998), Barboza (2001) e Fernandes (2003), nos veios de quartzo dos depósitos Pau-a-Pique, Lavrinha e Mina de São Vicente revelaram três populações de inclusões distribuídas em dois sistemas: trifásicas aquo-carbônicas - $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{NaCl}$ (Tipo I) e bifásicas aquosas e monofásicas aquosas - $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ (Tipos II e III), todos com baixa salinidade ($< 8\%$ em peso NaCl eq.). Os fluidos estão relacionados a sistema hidrotermal profundo sendo a principal fonte para o ouro a devolatilização de pilhas de ultramáficas, máficas e *BIFs* do Complexo Metavulcanossedimentar Rio Alegre e Grupo Pontes e Lacerda (Costa Neto, 1998; Barboza, 2001; Fernandes, 2003).

Na área do depósito Pau-a-Pique, os elementos traços mostraram que o ouro não se correlaciona com nenhum outro elemento, resultado contrário observado na região da Lavrinha, onde o ouro apresentou forte correlação com Ag, As, Se, Mo e Sr. Assim, estes elementos podem ser utilizados como

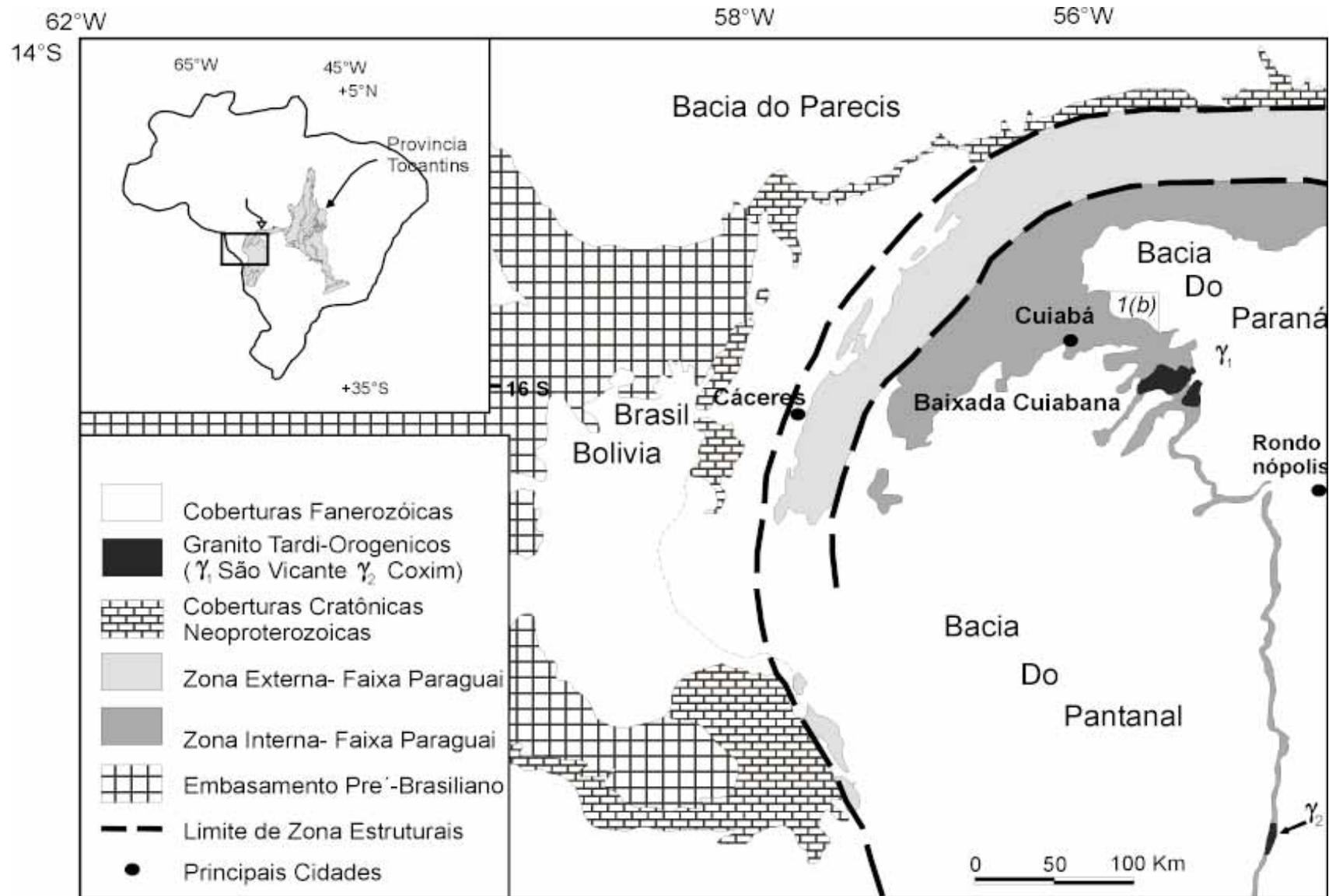


Figura 4.9 - Contexto Geológico Regional da Baixada Cuiabana

farejadores químicos e servirem de guias prospectivos para ouro na porção central da Faixa Móvel Aguapeí. Os elementos terras-raras (ETR) tanto no depósito Pau-a-Pique quanto na região da Lavrinha apresentaram padrões de distribuição similares ao NASC para a maioria das amostras, sendo que, para algumas amostras o padrão é semelhante ao *European Shale*. Observou-se um forte fracionamento dos elementos terras raras, com enriquecimento das terras raras leves em relação às terras raras pesadas.

A paragênese do minério nos depósitos do Grupo Aguapeí é constituída, em ordem decrescente, por pirita, magnetita, hematita, ilmenita e martita e, subordinadamente por calcopirita, pirrotita, arsenopirita, prata nativa e galena. A pirita é similar em todos os depósitos, diferindo somente nos teores mais elevados de Se (3.600ppm), na região da Lavrinha, e As (8.700ppm), na Mina de São Vicente. As proporções apresentadas para o ouro entre 90,14% e 96,17% permitem classificá-lo como ouro nativo. O grau de pureza de Fisher para o ouro é de 905,8, no depósito Pau-a-Pique, 906,3 na Mina de São Vicente e de 946,5 na região da Lavrinha, demonstrando que a porção central da Faixa Móvel Aguapeí apresenta maior grau de pureza, provável reflexo da paragênese composta essencialmente por pirita e magnetita (Fernandes, 2003).

Os dados petrográficos e geoquímicos, somados às idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ com valores entre $908,1 \pm 0,9$ Ma. e $946,1 \pm 0,8$ Ma. (obtidas em sercitas dos halos de alteração hidrotermal dos veios mineralizados) permitem relacionar a mineralização à fase final da deformação do Grupo Aguapeí, no contexto da Orogenia Sunsas-Aguapeí. Estes dados permitem classificar os depósitos da Faixa Móvel Aguapeí em epigenéticos e marcam o final do mesoproterozóico (946 a 908 Ma.) como uma importante idade metalogenética para a porção sudoeste do Cráton Amazônico.

4.1.3 - DISTRITO AURÍFERO DA BAIXADA CUIABANA (ASR/CHS)

O ouro na Baixada Cuiabana foi descoberto por bandeirantes no século XVIII. Ao longo de três séculos, sua produção foi fortemente influenciada pela valorização do metal nos mercados nacional e internacio-

nal. Atualmente a produção de ouro na baixada Cuiabana encontra-se retraída, em função de problemas técnicos/operacionais aliados às exigências para conservação e preservação do meio ambiente, impostas por órgãos governamentais. Apesar disso, os levantamentos do DNPM e IBGE, apresentados por Maron (1995), Brasil (1996) e Miranda (1997), mostram que no período de 1991 a 1995 a produção estimada, de origem garimpeira, foi de 14.927 quilos e das empresas de mineração de 4.494 quilos, totalizando 19.421 kg, enquanto que nos cinco anos anteriores (1986-1990) o total produzido pelos dois segmentos foi de 14.403 kg. Considerando-se os dados acima, a região da Baixada Cuiabana produziu em média cerca de 4 toneladas de ouro por ano no período de 1991 a 1995, que corresponde aproximadamente a 6% da produção de ouro do Brasil em 1994, que, segundo Brasil (1996), foi de 70 toneladas. Estes números mostram a importância do Distrito Aurífero da Baixada Cuiabana no contexto nacional de produção de ouro, principalmente tomando-se em conta que o seu potencial ainda não está adequadamente conhecido.

A geologia da região é marcada pela ocorrência das rochas do Grupo Cuiabá - Zona Interna da Faixa Paraguai. São reconhecidas rochas metassedimentares (filitos, metarenitos, metadiamicritos, mármore e metasiltitos) que, após serem deformadas e metamorfisadas na fácies xisto verde, foram intrudidas por granitos (Granito São Vicente). Estas rochas encontram-se parcialmente recobertas pelas coberturas sedimentares das bacias do Pantanal e Paraná (Figura 4.9). A localização dos garimpos e pequenas mineralizações na Baixada Cuiabana indica que os depósitos concentram-se em determinadas subunidades estratigráficas, mais especificamente nas subunidades 3, 5 e 7. Adicionalmente, situam-se nas zonas de charneira e no flanco SE de uma estrutura anticlinal denominada por Luz *et al.* (1980), de anticlinório do Bento Gomes (Figura 4.10).

O atual estágio do conhecimento das mineralizações auríferas na Baixada Cuiabana permite a subdivisão em três tipos de jazimentos (Souza, 1988; Silva, 1999). O primeiro está relacionado à superposição de processos supergênicos, relativos à evolução do capeamento elúvio-laterítico sobre litologias previamente enriquecidas em ouro, no qual

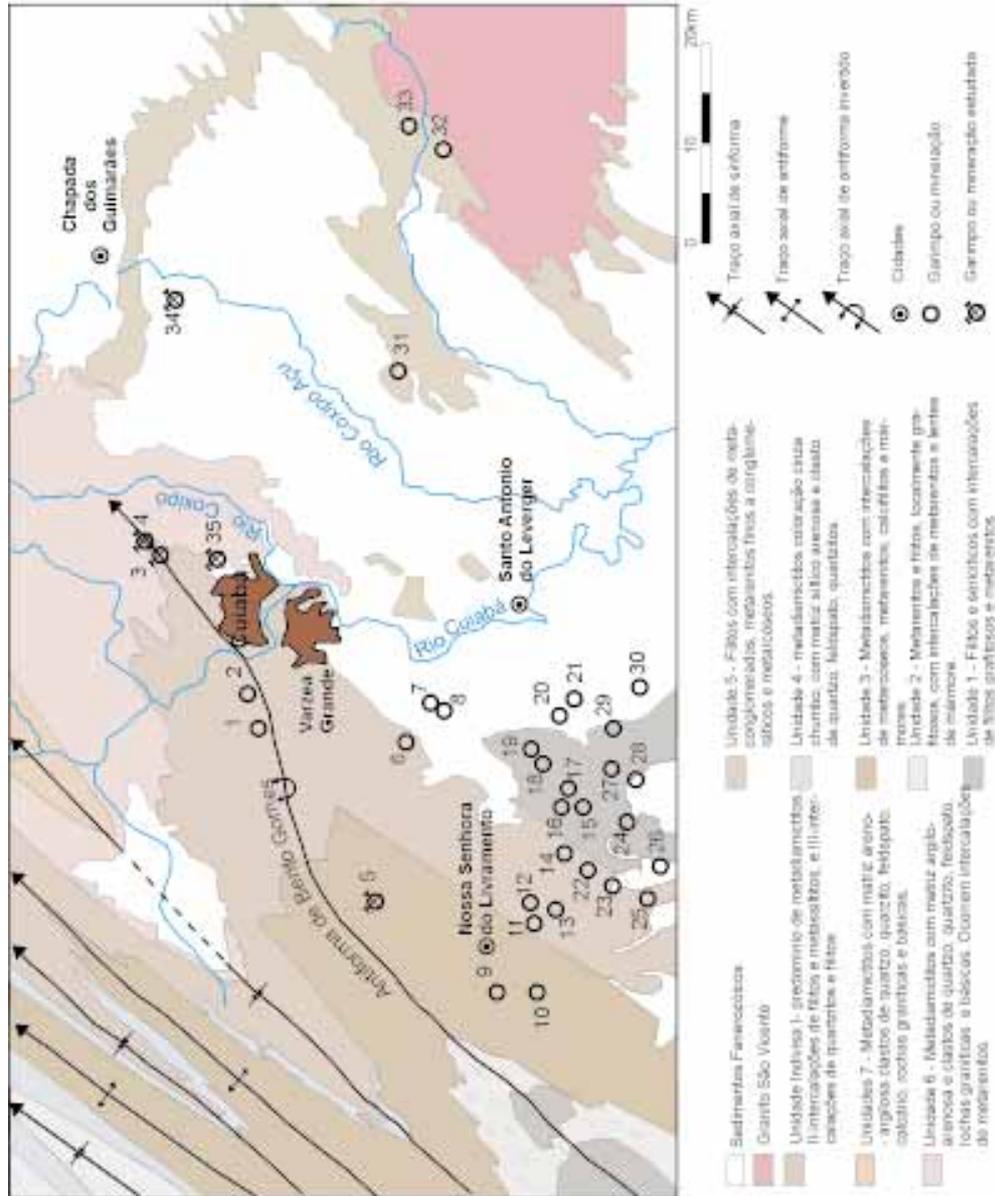


Figura 4.10 (a) Situação da Faixa Paraguai em relação às unidades adjacentes (segundo Alvarenga 1990). (b) Mapa geológico do Grupo Cuiabá na Baixada Cuiabana, modificado de Luz et al. (1980). Encontram-se Localização das principais áreas produtoras de ouro (garimpos e/ou minerações): 1. Francês; 2. Paí; 3. CPA; 4. Mineiro; 5. Abdala; 6. Capão Grande; 7. Tereso; 8. Termisa; 9. Zé Bigode; 10. Adolfo alemão; 11. Conceição; 12. Sossego; 13. Alcimar; 14. Adélio; 15. Bragato; 16. Andrade; 17. Ari; 18. Guido; 19. José Luiz; 20. Adalberto; 21. Seu Jeca; 22. Adécio; 23. Santa Baracat; 24. Quilombo; 25. Pedra Branca; 26. Tanque Fundo; 27. Azulã o; 28. Carandá; 29. Avelino; 30. Udo; 31. Jatobá; 32. Fazenda Matoveg; 33. Fazenda Abolição; 34. Casa de Pedra; 35. Jardim Itália (segundo Santos, 1984; Miranda, 1997; Silva, 1999).

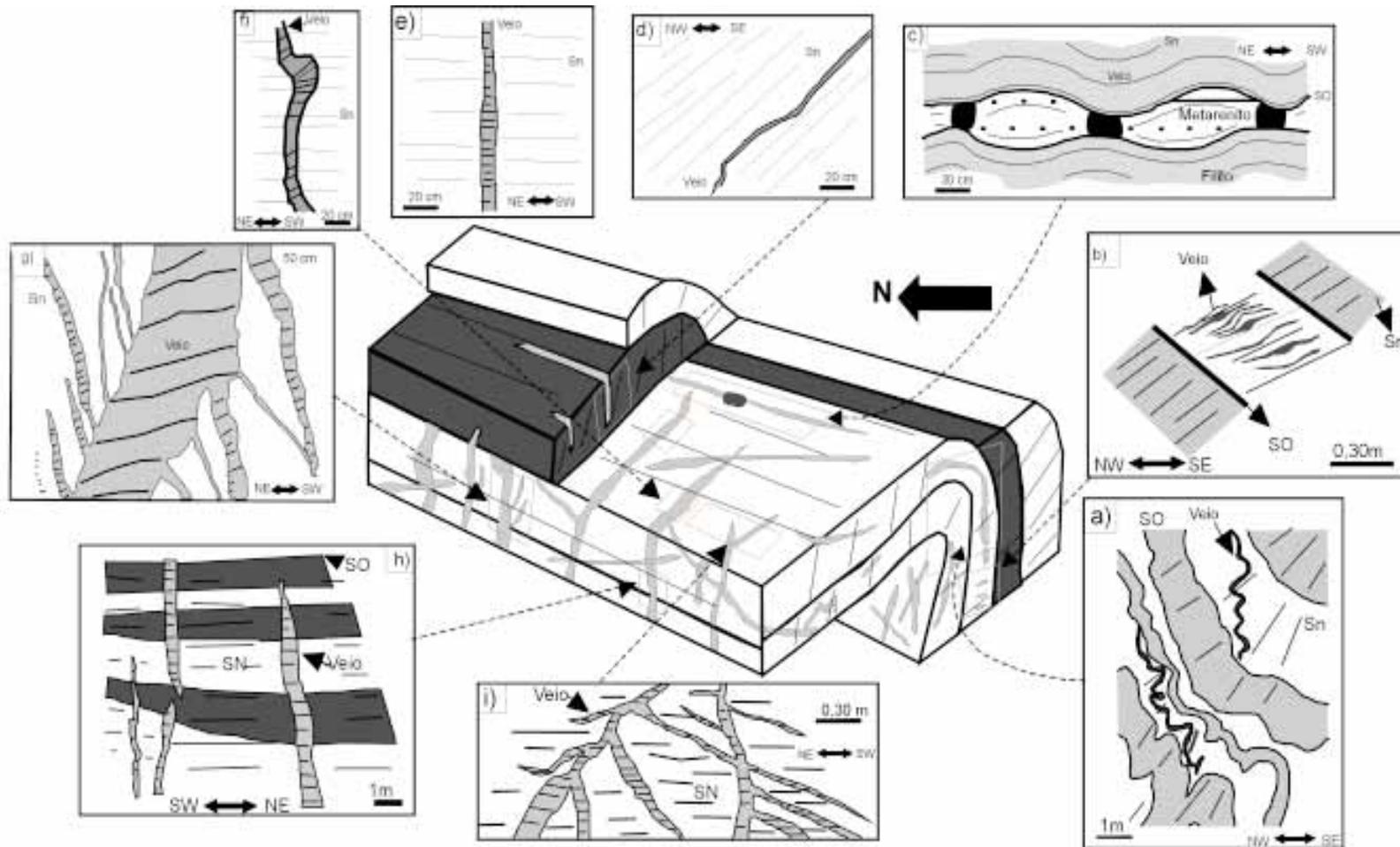


Figura 4.11. - Bloco diagrama (ao centro) ilustrando as relações geométricas dos vários tipos de veios com uma dobra Dn. Os desenhos foram confeccionados a partir de fotos e observações de campo e estão fora de escala. A dobra Dn no bloco diagrama é esquemática (Segundo Silva *et al.*, 2002). a) veio dobrado subparalelo a S0 (tipo 1) em corte; b) arranjo de veios escalonados subparalelos a Sn (tipo 2) em corte; c) veios em neck de boudin (tipo 3), em planta; d) veio subparalelo à foliação Sn (tipo 2) em corte; e) veio tabular subperpendicular a Sn (tipo 3), em planta; f) veio tabular subperpendicular a Sn (tipo 3), em planta, dobrado, com Sn em posição plano axial; g) veio tabular subperpendicular a Sn (tipo 3), em corte vertical, com várias ramificações; h) vários veios tabulares, subperpendiculares a Sn (tipo 3), em corte vertical; i) veios tabulares subperpendiculares a Sn (tipo 3), em planta

este mineral ocorre associado ao solo eluvial e agregado a óxidos/hidróxidos de ferro nas crostas lateríticas (cangas). Este tipo de jazimento exibe um padrão extremamente irregular, gerando localmente a presença de “*bonanzas* de pepitas” (Pires *et al.*, 1986). O segundo tipo de depósito relaciona-se à ocorrência de ouro disseminado no protólito sedimentar, podendo concentrar-se em camadas piritosas (Fagundes & Veiga, 1991), ou em pacotes com intercalação de metadiamictitos, mármore e filitos (Silva *et al.*, 2003), apresentando teores pouco ou medianamente expressivos. O terceiro tipo, o mais importante em relação à produção de ouro, corresponde aos veios de quartzo encaixados em rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. As relações geométricas entre os veios e as estruturas geradas durante a fase Dn levaram Silva *et al.* (2002) a proporem uma separação dos veios em três tipos (Figura 4.11): (i) Veios tipo 1 - paralelos a S_0 ; (ii) Veios tipo 2 - paralelos a S_n ; e (iii) Veios tipo 3 - subperpendiculares à direção de S_n . Destes destacam-se os veios do tipo 3, que são os mais abundantes e mais ricos, com teores de ouro de 2 a 5 g/t, sendo que ocasionalmente registram-se *bonanzas* com teores superiores a 100 g/t. De acordo com Silva *et al.* (2002) estes veios são perpendiculares à lineação de estiramento e relacionados às fraturas de extensão, relacionadas a um evento tardio na fase Dn.

Luz *et al.* (1980) discutem três possíveis origens para o ouro: a primeira estaria associada a veios de origem hidrotermal, provavelmente vinculados às intrusões ácidas que ocorrem em São Vicente e Barão de

Melgaço. Outra hipótese seria a de uma origem sedimentar, na qual o ouro, sob a forma coloidal, tenderia a depositar-se em ambientes de sedimentação argilosa e/ou nos horizontes ferruginosos, sendo remobilizado durante o metamorfismo, concomitantemente com a sílica, concentrando-se nos veios de quartzo, ou permanecer na rocha associados a sulfetos que se encontram disseminados em alguns níveis de filitos. A última hipótese, é que o ouro estaria originalmente contido em rochas ígneas básicas, associadas a sulfetos, e teria sido posteriormente remobilizado através de processos metamórficos. Embora não sejam encontradas rochas básicas na Baixada Cuiabana, elas ocorrem na seqüência metassedimentar do Grupo, em outras regiões.

Estudos de inclusões fluidas indicam a presença de composições variadas carbônicas e aquosas, nos três tipos de veios (pré, sin e pós-foliação principal). As temperaturas de homogeneização obtidas por Alvarenga *et al.* (1990) variam de 250°C a 350°C, para as inclusões carbônicas e para as inclusões aquosas, mais novas, a faixa de variação é de 120°C a 260°C. Os resultados destas últimas sugerem um gradiente térmico, com aumento de temperatura de NW para SE. Os autores não reconheceram diferenças significativas de temperatura entre os veios caracterizados como pré, sin e pós-foliação principal, interpretando tal fato como devido a um processo de homogeneização das inclusões durante o último evento de geração de veios.

4.1.4 - DEPÓSITO AURÍFERO DE NOVA XAVANTINA E ÁREA POTENCIALCIRCUNVIZINHA

“Garimpo do Araés

(WAF)

O distrito aurífero de Nova Xavantina localiza-se na margem esquerda do rio das Mortes, cerca de 25 km a oeste da cidade de Nova Xavantina, MT.

A descoberta da existência de ouro nesta região remonta à época das “Bandeiras”, quando a “Mina do Araés” foi explorada, como testemunham ainda hoje extensas catas e um sistema de captação de água, através de valetas nas encostas das serras, registros temporais daquela atividade de mineração.

Após uma longa paralisação, a atividade de mineração foi retomada a partir de 1980, tendo em vista o aumento do preço do ouro. A retomada foi feita inicialmente com atividades a céu-aberto, através de cavas e, posteriormente, por lavra subterrânea com a utilização de *shafts* e galerias. No início da década de 1990, esta atividade foi novamente interrompida em função da necessidade de utilização de novas tecnologias e imposições ambientais, agravadas pela inundação das galerias. Neste período, a produção média anual de ouro foi da ordem de 0,5 t e a produção total ao redor de 60 t.

A partir de meados da década de 1990, a Mineração Nova Xavantina (Grupo Andrade Gutierrez), detentora dos direitos minerais da área, dimensionou uma jazida de ouro, não tendo, no entanto, demonstrado interesse em sua exploração. Atualmente, esta área está sendo colocada em disponibilidade pelo DNPM.

Geologicamente a área mineralizada situa-se no extremo leste da Faixa Paraguai, encaixada nas rochas da unidade metavulcano-sedimentar Nova Xavantina, a qual caracteriza uma fase embrionária de abertura de fundo oceânico na Faixa Paraguai. Esta unidade constitui-se por rochas metamórficas da fácies xisto verde, basicamente clorita filitos, clorita-quartzo-sericita filitos, sericita filitos, carbonato filitos e clorita-sericita filitos, intercalados com filitos grafitosos, *cherts* e formações ferríferas bandadas de fácies óxido. Metassiltitos, com estruturas sedimentares aparentes, sobrepõem-se a essas rochas. A unidade é cortada, concordante e discor-

dantemente, por veios de quartzo leitoso de espessuras variadas e é recoberta por um solo laterítico de coloração avermelhada. Nos afloramentos, as rochas mostram-se intempericamente alteradas, conferindo aos filitos tonalidades amareladas e avermelhadas.

A foliação principal exhibe direção que oscila entre N58-88E/32-65NW e N60-80W/40-60NE. Uma segunda foliação de direção N75-80W/25-60NE, correspondendo a uma clivagem de crenulação, foi reconhecida por Pinho (1990).

A mineralização aurífera encontra-se disseminada em um veio de quartzo subvertical, com 0,3 metros de largura por 5,0 quilômetros de extensão, de direções N60-80E e N60-80W, portanto, concordante com a foliação principal, associado a uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, paralela às direções do veio.

Este veio encontra-se encaixado na unidade metavulcano-sedimentar Nova Xavantina, a qual compreende rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas, de composição máfica a intermediária, intercaladas com *cherts* e *BIFs*, na base, e sobrepostas pelos metassedimentos pelíticos e psamíticos do Grupo Cuiabá. O conjunto de litologias dessa unidade é sugestivo de um ambiente geotectônico de fundo oceânico.

Pinho (1990) estudou três frentes de garimpo ao longo do veio principal, reconhecidas como “Veio do Buracão”, “Veio do Brás” e “Veio da Rocinha” (Figura 4.12). No “Veio do Buracão” a encaixante é uma rocha metavulcânica com foliação principal N60-85E/35-60NW, marcada por orientação de massas de clorita, sobreposta por um filito. Seguem-se os *cherts* e as formações ferríferas bandadas da fácies óxido e, no topo, os metassiltitos. O veio de quartzo mineralizado constitui-se por quartzo (80-90%), pirita (01-20%), galena (0,5-5,0%), esfarelita (0-5%), carbonato (0-2%) e calcopirita (0-1%).

O “Veio do Brás” também apresenta como encaixante o filito grafitoso, com foliações principais N85E/50-55NW e N60-80W/40-60NE, definidas por leitões de minerais opacos. Comparativamente ao “Veio do Buracão”, apresenta maior quantidade de galena em relação à pirita e uma maior absorção de material grafitoso. O veio mineralizado compõe-se de quartzo (50-98%), material grafitoso (até 40%), galena (01-20%), pirita (01-10%) e calcopirita (até 2%). O “Veio da

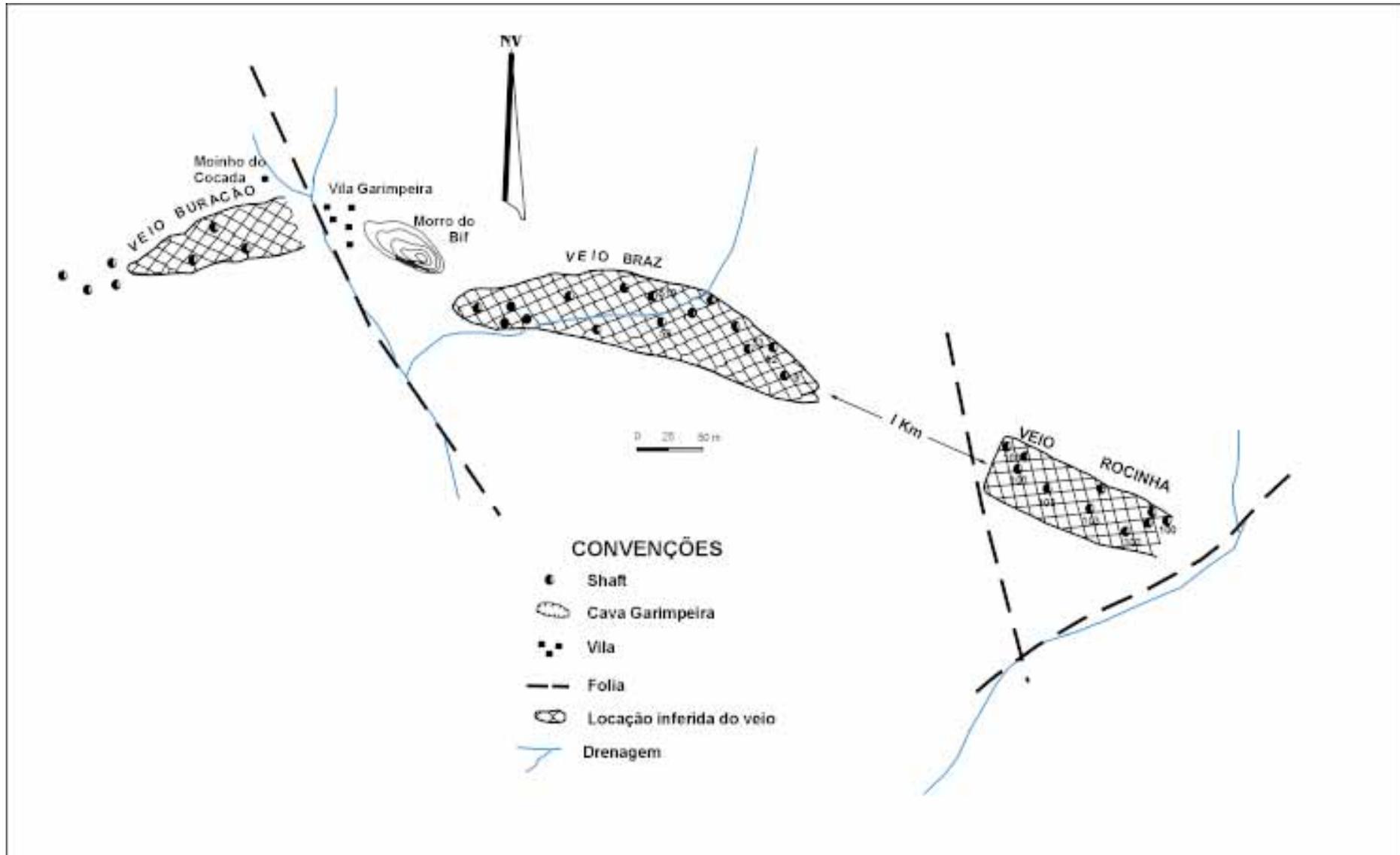


Figura 4.12 - Croqui de Localização dos veios. No veio principal do depósito aurífero de Nova Xavantina (Pinho, 1990)

Rocinha” tem com encaixantes além do filito grafitoso, filito carbonático e sericita filito. Exibe uma foliação principal de direções N57-80W/35-70NE e N10-60W/60-85SW e uma foliação secundária de direções N30-70E/15-70SE e N30-40E/75-85NW. Em relação aos “Veio do Buracão” e “Veio do Brás”, mostra-se mais pobre em pirita, galena e calcopirita e mais rico em carbonatos em fraturas e/ou cavidades drusóides.

Segundo Pinho (1990) a geração do veio de quartzo mineralizado ocorreu durante o evento que originou o metamorfismo e desenvolveu a foliação principal. O veio teria se posicionado concordante com esta foliação. Seguiram-se esforços distensivos de direção leste-oeste, responsáveis pelo seu boudinamento. Um posterior esforço compressivo teria dobrado a foliação principal desenvolvendo, conseqüentemente, uma segunda foliação, conformando a configuração estrutural atual.

A fonte do ouro estaria na seqüência metavulcanossedimentar, atual hospedeira do veio mineralizado, mais especificamente em suas rochas vulcânicas máficas. Uma solução hidrotermal de origem metamórfica enriqueceu-se em sulfetos e ouro ao transpor esta seqüência. Um processo de redução, provocado pela presença da camada de filito grafitoso, favoreceu a deposição do ouro. Estudos de variação de óxidos e elementos traços em perfis veio-encaixante, definiu a presença de SiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , Cu, Pb, Zn, Cd, Ag, Sb, Se, Hg, e Au, no veio aurífero. Em seções delgadas, a associação de minerais opacos metálicos compreende galena, pirita, calcopirita e ouro (Pinho, 1990).

Dardenne & Schobbenhaus (2001) afirmam que a mineralização hidrotermal no veio de quartzo constitui-se de pirita, calcopirita, bornita, galena, esfarelita e ouro, associada a uma remobilização tectônica pré-existente. Os autores supracitados classificaram esses depósitos como do tipo *lode mesothermal gold deposit*, relacionado à evolução tectonothermal da unidade metavulcano-sedimentar Nova Xavantina, ocorrida durante o Evento Brasileiro. Estudos de inclusões fluidas no quartzo e na esfarelita evidenciam inclusões aquo-carbônicas, com presença de CH_4 e N_2 , baixa salinidade (3,33 a 0,2% eq. peso NaCl), temperatura de homogeneização da ordem de 300°C, e pressão ao redor de 4,0 Kb (Martinelli, 1998).

4.2 - GEMAS

O Estado apresenta um grande potencial diamantífero, com depósitos primários associados a intrusões kimberlíticas e depósitos secundários, associados a aluviões recentes e paleoaluviões. Os distritos diamantíferos de Juína, Chapada dos Guimarães, Poxoreo e Alto Paraguai constituem a Província Diamantífera do Sudoeste do Estado do Mato Grosso.

4.2.1 - DISTRITO DIAMANTÍFERO DE JUÍNA (WAF/JVL)

O distrito diamantífero de Juína (Teixeira, 1996) localiza-se na região noroeste do Estado de Mato Grosso, na borda norte da Bacia dos Parecis e em seu embasamento, abrangendo as reservas indígenas de Aripuanã, Serras Morena e Talumã e Estação Ecológica do Iquê, distribuídas pelo município homônimo.

Este distrito, condicionado pelo lineamento AZ-125°, engloba mais de duas dezenas de *pipes* kimberlíticos, nos quais foram obtidas idades entre 95 a 92 Ma (U/Pb em zircão), localmente controlados por um sistema de falhas de direção NE (Figura 4.13).

A descoberta de diamantes no Município de Juína ocorreu em 1976, através de programa de prospecção desenvolvido pela Mineração Itapená S/A, empresa coligada a uma *joint venture* entre a De Beers (Grupo Angloamerican) e o BRGM (Bureau de Recherches Geologiques et Minières).

Durante a fase de pesquisa foram descobertas 19 intrusões kimberlíticas e localizadas grandes concentrações de diamantes, com predominância de qualidade industrial, nas aluviões dos rios Cinta Larga, S. Luiz, Vinte e Um de Abril e do Rio Juína Mirim (ou Juinão) e drenagens tributárias, denominadas de Porcão, Samambaia, Mutum, Central, Sorriso e Duas Barras.

Em 1986, a Mineração Itapená S/A iniciou a lavra dos depósitos aluvionares, com teores médios de até 4 ct/m³, com o percentual de 85% de qualidade industrial, 15% gemas com peso médio de 0,35 ct., além de um considerável número de pedras com até 12 ct. Essa atividade prolongou-se por três anos e mostrou a seguinte produção: 218.147 ct. em 1986, 168.348 ct. em 1987 e

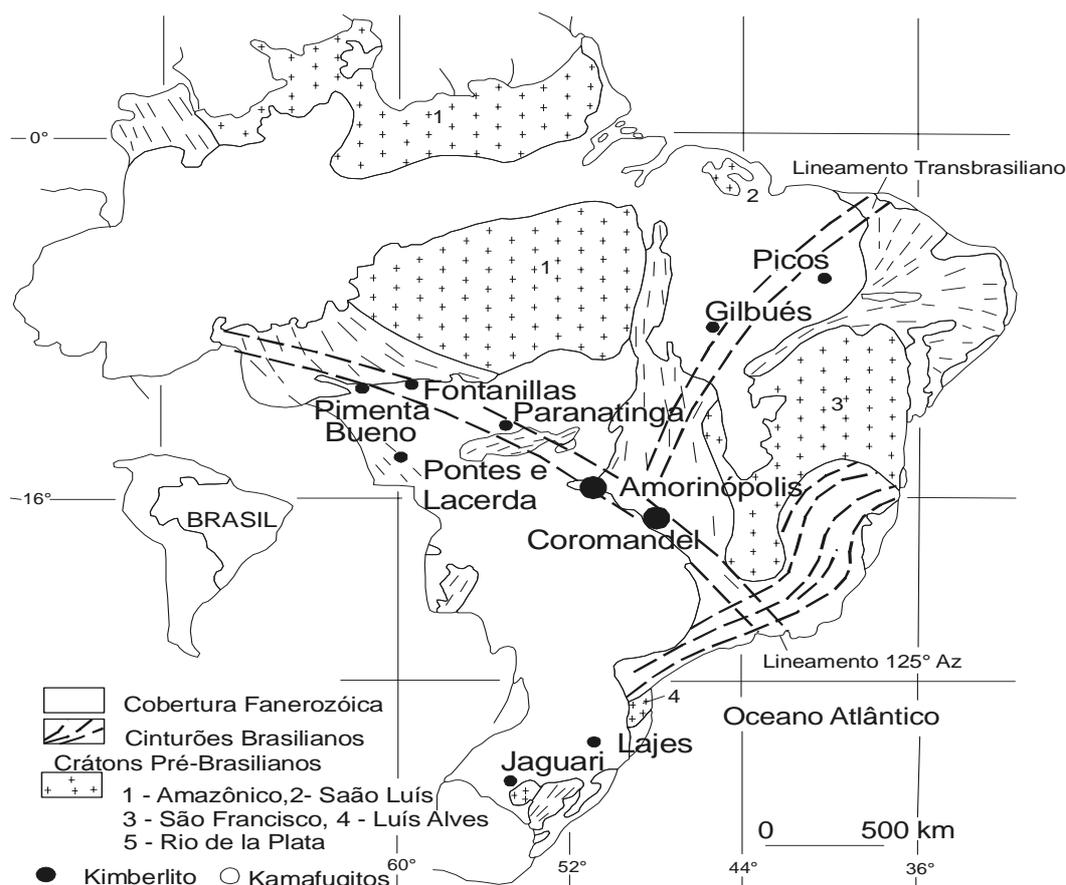


Figura. 4.13 - Localização das províncias kimberlíticas e kamafugíticas brasileiras (segundo Almeida e Svisero, 1991).

Figura 4.13 - Localização dos províncias kimberlíticas e kamafugíticas brasileiras (Almeida e Svisero, 1991)

25.771 ct. em 1988.

A grande quantidade de aluviões diamantíferas, existentes nas principais drenagens das áreas pertencentes à empresa, teria permitido a atividade de extração por muitos anos. Entretanto, a continuidade das atividades de lavra foi se tornando insustentável, tendo em vista a constante invasão de garimpeiros.

Os direitos minerários dessa área foram transferidos à Cindan Mineração Ltda., que fez concessões aos garimpeiros para o trabalho de exploração em conjunto. Com a retomada dos trabalhos de lavra em 1989, foram obtidas as seguintes produções: 34.600 ct. em 1989, 36.532 ct. em 1990 e 19.931 ct. em 1991.

Posteriormente, a empresa RTDM (Rio Tinto Desenvolvidos de Minerais), através da subsidiária Mineração Tabuleiro Ltda., desenvolveu um amplo projeto de prospecção aerogeofísica na faixa denominada de Az-125^o, que resultou na identificação de

mais sete corpos kimberlíticos na região de Juína.

Atualmente, outras três empresas de mineração desenvolvem atividades de pesquisa na região, com trabalhos direcionados para diamantes em fontes primárias e secundárias.

A produção através de garimpagem não teve interrupção. Entretanto, devido ao baixo preço e exaustão das aluviões com teores elevados, houve significativa queda da produção de 1994 até 1998.

A partir de 1998, a produção de diamante foi reativada, devido à melhoria do preço, e ao aumento da demanda por diamante de menor valor, para atender aos grandes produtores de jóias de baixo valor, notadamente Índia e Tailândia.

Estima-se que a província diamantífera de Juína já tenha produzido cerca de 10 milhões de quilates e que a produção do ano 2000 tenha alcançado 1 milhão de ct., em função do grande número de dragas em

operação (mais de 200).

Na região foram encontrados vários diamantes com mais de 50 ct, destacando um de 452 ct, de cor branca (considerada de primeira), garimpada por Negão da Anta em 1994, no córrego São Luiz. A Tabela 4.4 registra a relação das principais pedras encontradas nos garimpos de Juína

enquanto a Tabela 4.5 relaciona a produção de diamantes das empresas e a produção estimada dos garimpos, no Estado de Mato Grosso, e a compara com a do Brasil.

Nota-se que a produção de todo o Estado de Mato Grosso, no período de 1986 a 1999, é menor que a estimativa de produção de Juína, no mesmo período. Isto reflete

ANO DA DESCOBERTA	LOCAL	TAMANHO (ct)
1994	Córrego São Luis	452
1996	Córrego Chicória	312
1987	Rio Cinta Larga	280
1989	Ribeirão Porção	263
1992	Rio Cinta Larga	252
1989	Ribeirão Mutum	232
1990	Rio Cinta Larga	213
1992	Córrego Chicória	123
1990	Córrego Duas Barras	113
1995	Córrego Mutum	121
1994	Córrego Mutum	120
1986	Ribeirão Porção	112
1992	Rio Cinta Larga	110
1995	Córrego Mutum	98
1992	Rio Cinta Larga	97
1993	Córrego Mutum	88
1993	Rio Juininha	88
1987	Ribeirão Porção	80
1995	Rio Vinte Um de Abril	74
1993	Córrego Chicória	73
1992	Rio Cinta Larga	69
1990	Ribeirão Mutum	67
1996	Córrego Sorriso	66
1993	Rio Juininha	64
1992	Rio Juininha	64
1987	Córrego São Luis	58
1990	Rio Juininha	58
1988	Ribeirão Porção	57
1989	Córrego São Luis	55
1992	Rio Juininha	54
1988	Ribeirão Porção	52
1990	Rio Cinta Larga	51
1990	Rio Juininha	49,5
1999	Córrego Chicória	48
1992	Rio Vinte e Um de Abril	43

Tabela 4.4 - Localização e data dos maiores diamantes encontrados no Distrito Diamantífero de Juína.

DIAMANTES (ct)				
	MATO GROSSO			BRASIL
ANO	GARIMPO	EMPRESAS	TOTAL	PRODUÇÃO TOTAL
1986	20.687	223.522	244.209	300.202
1987	134.043	173.757	307.800	522.377
1988	340.600	27.428	368.028	544.588
1989	191.630	38.370	230.000	500.141
1990	1.100.000	40.455	1.140.000	1.542.241
1991	1.076.704	23.296	1.100.000	1.546.800
1992	1.000.000	3.595	1.003.595	1.300.000
1993	700.000	3.090	703.090	1.000.000
1994	500.000	2.964	502.964	600.000
1995	500.000	2.888	502.888	700.000
1996	120.000	3.054	123.054	200.000
1997	50.000	4.585	54.585	100.000
1998	40.000	2.996	42.996	100.000
1999	700.000	1.478	701.478	900.000
2000	-	60.224	-	1.000.000*
2001	-	10.053	-	500.000*
2002	-	15.418	-	500.000*

Tabela 4.5 - Produção de Diamante em Mato Grosso e Brasil (1986-1999)

Fonte: Sumário Mineral, Anuário Mineral Brasileiro (1987-1999).

* - Estimativa 12º Distrito / DNPM

a dificuldade de obtenção de dados consistentes no auge da produção garimpeira (1990-1993) e o caráter conservador das estimativas oficiais.

A economia do município de Juína, inicialmente centrada no trinômio agricultura/madeira/pecuária, a partir de 1976, com a descoberta de jazidas diamantíferas pela Mineração Itapená Ltda, do Grupo Anglo American/SOPEMI, passou a contar significativamente com este segmento. A empresa Diagem do Brasil Mineração Ltda vem desenvolvendo pesquisa na região, resultando na descoberta de vários corpos kimberlíticos, com a definição de reservas de minério da ordem de 14 milhões de toneladas, com teor médio de 0,40 ct/t.

Os depósitos diamantíferos aluvionares são resultantes da erosão dos kimberlitos e localizam-se nas bacias dos rios Cinta Larga, Vinte e Um de Abril e Juína-Mirim e têm sido objetos de pesquisa e exploração por empresas de mineração, paralelamente à atividade garimpeira. As aluviões do rio Cinta Larga e seus afluentes (São Luiz, Samam-

baia, Porcão, Central e Mutum), compreendem cascalhos com espessura reduzida (0,30 / 0,50 m) e alto teor em diamantes (06 / 07 ct/m³), onde são encontrados os maiores diamantes da região, constituídos essencialmente por fragmentos irregulares com baixa proporção de gemas. Os diamantes do rio Vinte e Um de Abril são encontrados em paleocanais. Comparados com os que ocorrem na bacia do rio Cinta Larga, são menores, menos quebradiços e ocorrem em teores mais baixos. As aluviões do rio Juína-Mirim constituem-se de cascalhos com espessura média entre 1,0 / 1,5 m, baixos teores (0,6 / 0,8 ct/m³), nos quais a proporção de gemas é maior e onde ocorrem os melhores diamantes da região.

Os corpos kimberlíticos encontram-se intrudidos, predominantemente, no Granito Fontanillas e, subsidiariamente, nos sedimentos carboníferos da Formação Fazenda Casa Branca. O Granito Fontanillas domina grande parte da porção sul do município de Castanheira e região leste do município de Juara, ocorrendo sob a forma de um corpo batolítico alongado segundo as direções E-

W e WNW-ESSE, com dimensão maior superior a 200 km.

As rochas desta unidade compreendem monzogranitos a sienogranitos, aflorantes nos morros sob a forma de blocos tabulares, matacões arredondados e lajeados, que variam de 05 a 400 m de comprimento.

Esses litotipos têm granulação grossa a média, cores que variam entre cinza-claro e rosa, com uma foliação milonítica WNW-ESE persistente, caracterizada por porfiroclastos de feldspato alcalino rapaquívítico e pelo paralelismo de cristais de biotita e, mais raramente, anfibólio. Injeções decimétricas a decamétricas pegmatíticas e aplíticas são comuns e se encontram deformadas, concordantemente com o restante da unidade, o que dá um aspecto gnáissico ao conjunto. Enclaves de tamanho e forma variados e de composição diorítica a granítica são comuns. As condições de temperatura de metamorfismo nestas zonas são compatíveis com a fácies xisto verde superior a anfibolito (Rizzotto *et al.*, 1995).

O magmatismo foi episódico e manifestou-se, possivelmente, por um período superior a 50 Ma., onde a fase intrusiva mais antiga, representada por biotita sienogranito porfírico, mostra idade U/Pb de

1.606 ± 24 Ma., seguido por um hornblenda-biotita monzogranito de idade U/Pb de 1.573 ± 15 Ma. Uma fase magmática posterior, representada por biotita sienogranito pórfiro, tem idade de 1.554 ± 47 Ma., enquanto que as fases finais do magmatismo, caracterizadas por quartzo sienito, forneceram uma idade de 1.532 ± 05 Ma. (Bettencourt *et al.*, 1999).

A Formação Casa Branca (Nahas *et al.*, 1974; Leal, *et al.*, 1978) constitui-se de sedimentos carboníferos, basicamente conglomerados, arcóseos, grauvacas, arenitos ortoquartzíticos, argilitos e folhelhos. Os conglomerados são polimíticos, separados por camadas ou lentes de areia fina a grossa, com clastos de diâmetro máximo ao redor de 40 centímetros. Padilha *et al.* (1974) interpretaram o ambiente deposicional desta formação como flúvio-lacustrino, em ampla planície de inundação. Siqueira (1989), citando Caputo (1984), interpretou o ambiente deposicional como glacial ou periglacial, fundamentando-se em uma provável associação diamictito-unidade *dropstone*.

As estruturas kimberlíticas dessa região exibem peculiaridades subvulcânicas explosivas com amplas crateras e estreitos ventos, onde podem ser identificadas as seguintes características, da base para o topo

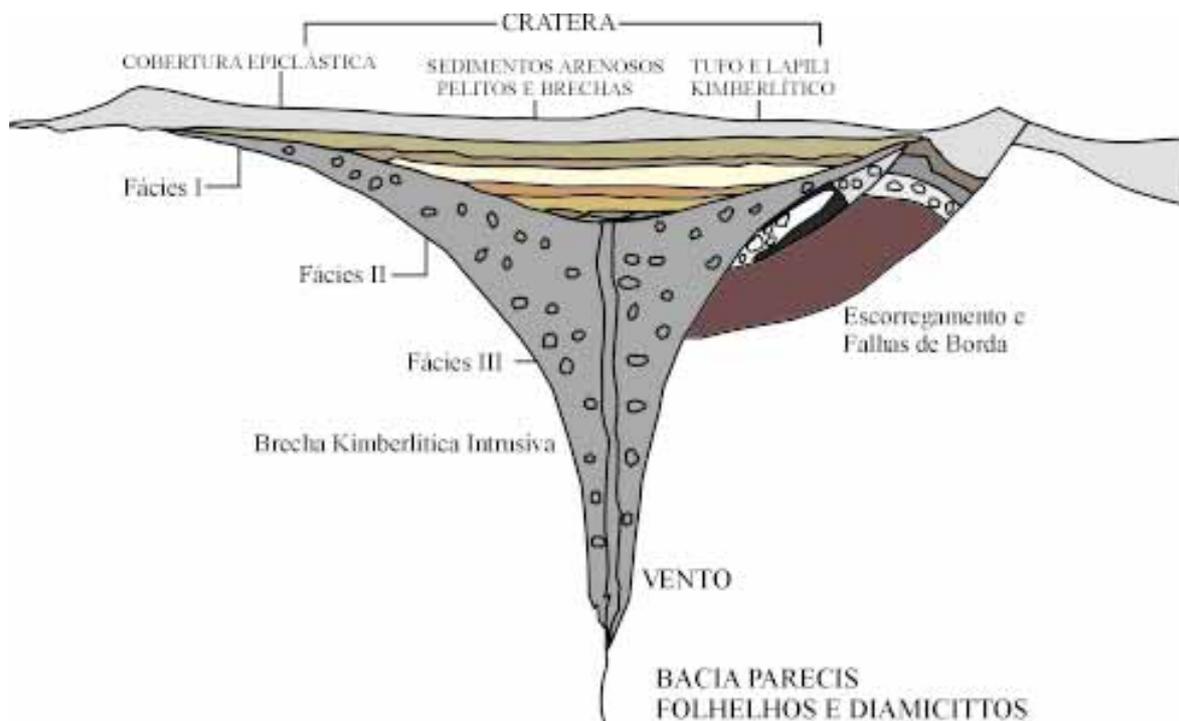


Figura 4.14- Estruturas explosivas kimberlíticas de Juína (segundo Teixeira, 1996)

(Figura 4.14).

- Brechas kimberlíticas do próprio corpo intrusivo;
- Complexa intercalação de material epiclástico arenoso de natureza kimberlítica com piroclásticas extrusivas, cuja espessura varia de 10 a 70 m, representando acamadamento rítmico e gradacional;
- Arenitos epiclásticos com contribuição kimberlítica, cuja espessura varia de 0 a 60 m (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

A maioria desses corpos kimberlíticos concentra-se sob a forma de enxames (*clusters*) nas cabeceiras do rio Juína-Mirim, enquanto os demais ocorrem esparsos e isolados. Em superfície encontram-se intemperizados, desenvolvendo solos argilosos, vermelho-amarronzados típicos, e uma cobertura residual laterítica. Nas suas relações de contato com as rochas encaixantes contêm xenólitos do Granito Fontanillas e do arenito da Formação Fazenda Casa Branca. Sua composição é formada essencialmente por minerais tipomórficos (piropo, picroilménitas, flogopita, olivina e cromodiopsídio e nas frações finas, zircão e magnetita) e, como mineral secundário, a calcedônia (Schobbenhaus, C.; Queiroz, E. T.).

Como as caldeiras dos kimberlitos encontram-se profundamente erodidas, os diamantes delas oriundos foram carreados e depositados nas aluviões recentes.

4.2.2 - Distritos Diamantíferos Provenientes de Depósitos Secundários (WAF)

As principais ocorrências de diamantes de origem secundária conhecidas nas regiões sudeste e centro-sul no Estado de Mato Grosso situam-se nos denominados Distritos de Chapada dos Guimarães, Poxoréu e Alto Paraguai.

4.2.2.1 - Distrito Diamantífero da Chapada dos Guimarães (WAF)

Esse distrito abrange desde o município homônimo, até os de Nova Brasilândia, Planalto da Serra e Paranatinga. A exploração de diamantes neste Distrito iniciou-se na

década de 1930, na localidade de Água Fria, nas aluviões e paleo aluviões dos rios Manso, Novo, Cuiabazinho, Roncador, Jangada, Casca, Quilombo, Cavalos e Córrego Água Fria. A área-fonte desses diamantes teriam sido os conglomerados da Formação Bauru. Recentemente, no município de Chapada dos Guimarães, a empresa Chapada Brasil Mineração Ltda dimensionou uma jazida com reservas ao redor de dois milhões de toneladas de minério, com teor médio de 3,5 ct/m³. Em Paranatinga, as aluviões dos rios Paranatinga, Ronuro, Batovi e Coliseu foram intensamente exploradas por garimpeiros a partir da década de 60. A SOPEMI (Grupo Anglo American), a BP Mineração e a RTZ desenvolveram trabalhos de pesquisa na região, utilizando levantamentos aerogeofísicos, com o objetivo de detectar corpos kimberlíticos. A partir desses estudos, vários corpos foram identificados, alguns deles mineralizados. Nesta região, são explorados, preferencialmente, os depósitos aluvionares tipo paleocanais e canais atuais, dado às pequenas dimensões das aluviões de planície e dos terraços.

4.2.2.2 - Distrito Diamantífero de Poxoréu (WAF)

Compreende o município homônimo, cuja origem remonta ao final da segunda década do século passado, vinculado às descobertas cíclicas de depósitos aluvionares diamantíferos nos rios Coité, São João, Poxoreuzinho, Alcantilado, Sangradourozinho, Corguinho, Paraíso, Jácomo e das Pombas. Na década de 70, a Mineração São José Ltda dimensionou um depósito diamantífero aluvionar no rio Coité. (Figura 4.15) Os trabalhos de prospecção foram interrompidos em função de invasões de garimpeiros, levando a empresa a retirar-se da região. Os conglomerados basais da Formação Bauru também seriam a fonte dos diamantes desse Distrito.

4.2.2.3 - Distrito Diamantífero de Alto Paraguai (WAF)

Compreende os municípios de Arenópolis, Diamantino e Nortelândia, onde os depósitos diamantíferos são explorados através da garimpagem desde a segunda década

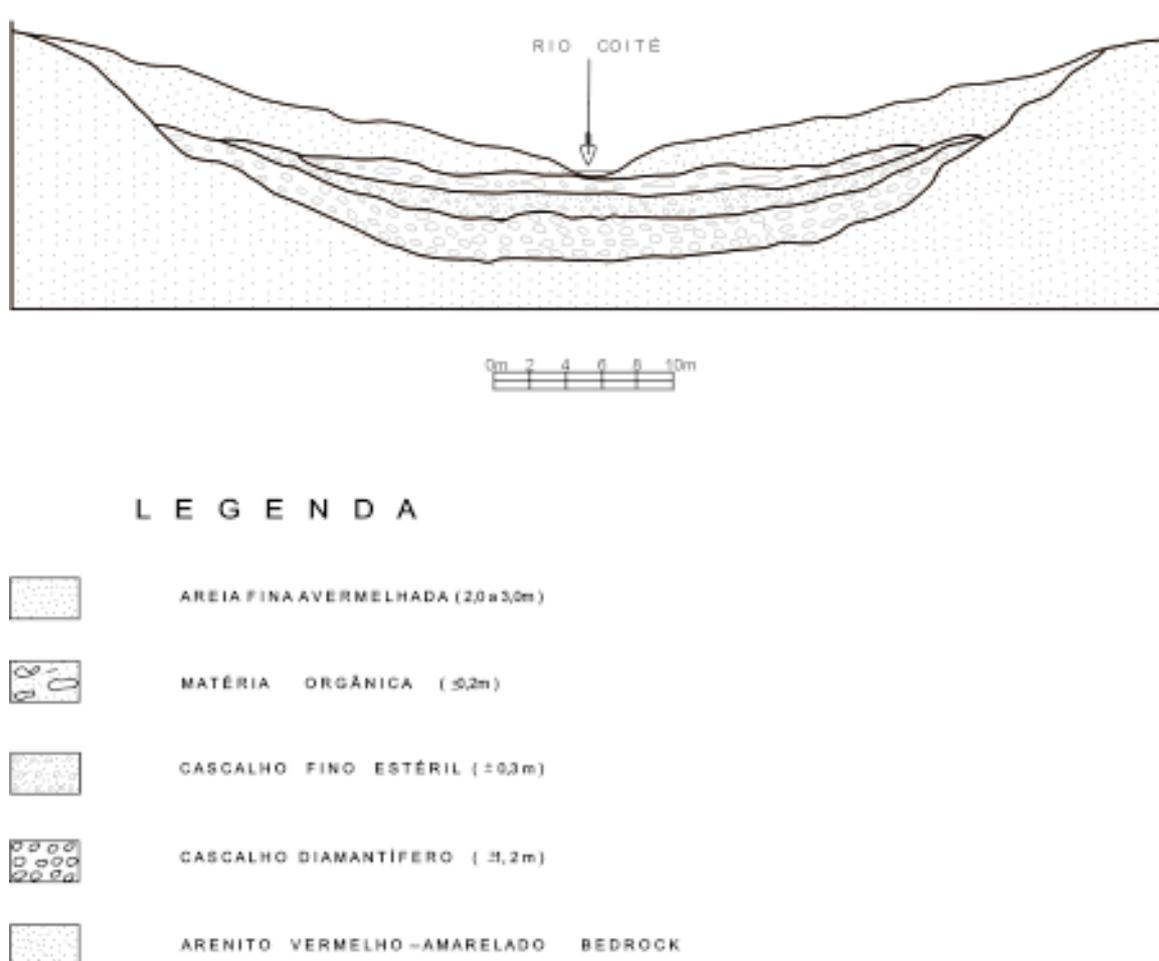


Figura 4.15 - Seção típica e esquemática do rio Coité (Dardenne & Schobbenhaus, 2001)

da do século passado, utilizando-se bateias, dragas e balsas, nas cabeceiras dos rios Paraguai e Santana. São depósitos associados a cascalhos aluvionares e coluvionares, cujas áreas-fontes estariam relacionadas aos conglomerados da Formação Salto das Nuvens (Grupo Parecis). No município de Nortelândia, a Cia. de Administração Morro Vermelho – Grupo Camargo Corrêa - definiu uma reserva da ordem de 13.000.000 m³ de minério, com teores médios de 3,5 pt/m³, onde se desenvolvem trabalhos de lavra (Weska, 1987; Weska *et al.*, 1991; Weska *et al.*, 1993 & Fleischer, 1993).

O potencial diamantífero dessa região caracteriza-se pela existência de depósitos recentes a sub-recentes, oriundos da desagregação dos conglomerados do Cretáceo Superior (formações Parecis e Bauru). Não são observadas atividades extrativas ou exploratórias em conglomerados da Formação Cachoeirinha, de idade terciária. Assim sendo, considerando todas as ocorrências estudadas, os depósitos detríticos de diamantes

da região da Chapada dos Guimarães e Poxoréu situam-se no Quaternário (Weska, 1987 & Weska *et al.*, 1991).

Os pláceres e paleopláceres subdividem-se em dois tipos principais: o primeiro, caracterizado por depósitos de canais de rios e terraços laterais resultantes do retrabalhamento lateral e encravamento vertical da drenagem, como parte da evolução da Bacia Intracratônica do Pantanal; o segundo, definido como leques aluviais, compreende os paleopláceres. Todavia, esses depósitos ocorrem também em menor escala no Terciário, como na Fazenda Três Casais, no município de Chapada dos Guimarães, e na jazida do Arranha-Céu, municípios de Nortelândia e Arenápolis. (Weska, 1987 & Weska *et al.*, 1991).

Os depósitos tipo pláceres da região subdividem-se ainda em depósitos eluviais, coluviais e aluviais. Os depósitos eluviais são aqueles reconhecidos pelas superfícies residuais desenvolvidas em tipos litológicos cretácicos e na Unidade Terciário-Quaternário

Indiviso. Caracterizam-se pela concentração vertical dos diamantes resultante da erosão a que essas áreas fontes intermediárias foram submetidas, com o transporte dos tipos litológicos mais finos (areias e argilas), porém sem capacidade de carga suficiente para transportar os seixos, matacões e o próprio diamante. Tais depósitos podem produzir concentrações significativas de diamante, entretanto, como possuem volume pequeno, tornam-se economicamente inviáveis. Os depósitos colúviais posicionam-se junto às escarpas de falha ou de erosão e nos morros testemunhos internos à bacia, sendo depósitos resultantes de pequeno transporte, produzidos por movimentos bruscos de massa (depósitos de talus). A distribuição do diamante neste tipo de depósito é errática devido a ausência de seleção. Os depósitos aluviais, mormente aqueles de canais, ocorrem na região de Poxoréu, assim como de resto em todas bacias diamantíferas no Estado de Mato Grosso, constituindo as jazidas mais importantes no tocante aos teores. Tais depósitos resultam de transportes à longa distância, que associados ao gradiente elevado e à capacidade de carga do meio transportador, proporcionam as condições adequadas à concentração do diamante. A jazida descoberta pela empresa Mineração São José Ltda, no rio Coité, município de Poxoréu, é o exemplo clássico deste tipo de depósito (Weska, 1987 & Weska *et al.*, 1991).

Nos depósitos de leques aluviais, as principais concentrações do diamante ocorrem nos paleocanais em detrimento das porções laterais, onde a distribuição é errática. Nesse caso, a distribuição é mais errática do que aquela registrada nos depósitos quaternários (Weska, 1987 & Weska *et al.*, 1991).

4.3 - SUBSTÂNCIAS METÁLICAS

O Estado exibe um grande potencial para depósitos polimetálicos de metais-base e depósitos de níquel, os quais distribuem-se principalmente na região noroeste e sudoeste. Na região sudoeste, o conjunto de distritos mineráveis é parte integrante da Província Polimetálica do SW do Mato Grosso.

4.3.1 - Distrito Polimetálico de Aripuanã (NBS)

Estes depósitos polimetálicos de me-

tais-base foram identificados a partir dos trabalhos de reconhecimento geológico executados pela Anglo American Brasil Ltda, iniciados em 1992, na região de Aripuanã, noroeste do Estado de Mato Grosso. Tais trabalhos levaram à identificação de *gossans* ricos em Zn e Cu em antigas ocorrências de ouro. Após os trabalhos iniciais de pesquisa, esses *gossans* foram definidos como a zona oxidada de um depósito polimetálico do tipo VMS com mineralização de Zn, Pb e Cu (Costa, 1999). Os trabalhos de pesquisa confirmaram o potencial dessas ocorrências que, posteriormente, na fase de detalhamento, levaram à definição de vários outros corpos mineralizados e a um recurso mineral que pode ser enquadrado como de médio a grande porte, para esse tipo de depósito.

As mineralizações ocorrem associadas à Seqüência Metavulcanossedimentar (SVS) Roosevelt, anteriormente denominada de Seqüência Metavulcanossedimentar Aripuanã, de idade Paleoproterozóica (1.762 – 1.740 Ma), inserida no Grupo Roosevelt. O depósito polimetálico de Aripuanã situa-se 14 km a norte da cidade homônima, no local denominado Serra do Expedito, onde destacam-se os corpos mineralizados do Arex e Ambrex, na porção ocidental da referida serra. Na porção oriental, a Serra do Expedito inflete primeiramente para sul, onde estão localizados corpos menores como os do Babaçu, Boroça, Mocotó-Gossan, Mocotó-Cabeça Branca (Au). Posteriormente, a Serra do Expedito inflete para sudeste, onde se situam, dentre outros, os alvos Vaca, Bigode, Cafundó e Acampamento Velho. (Figura 4.16)

De acordo com os trabalhos de pesquisa, o Grupo Roosevelt, de ambiência paleotectônica incerta (possivelmente arco-vulcânico epicratônico), pode ser grosseiramente subdividido em um domínio de natureza bimodal (basalto-riolito), com predomínio de rochas félsicas, a norte, e outro de natureza vulcanossedimentar, félsico, posicionado a sul. Ambos são intrudidos por uma variedade de batólitos e *stocks* graníticos, além de corpos menores de diorito, diabásio e gabro. O limite entre estes dois domínios é marcado por corpos subvulcânicos alongados, dispostos na direção WNW, de composição granítica, denominados de granitos do tipo Zé

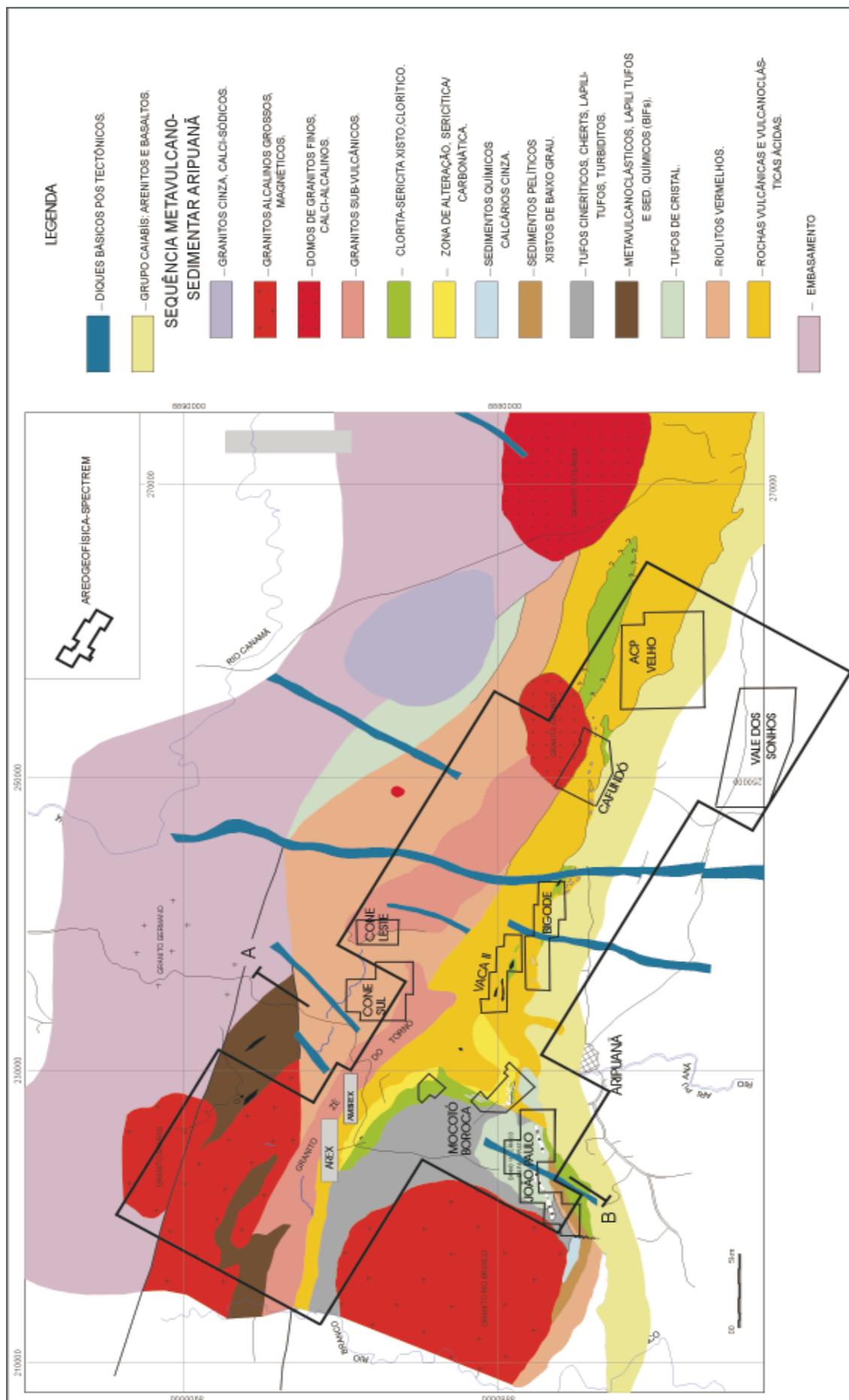


Figura 4.16 - Mapa Geológico da Região de Aripuanã.

do Torno. O domínio bimodal, a norte, é constituído por uma sucessão de rochas vulcânicas representadas por basaltos, riolitos *phyricos*, anfíbolitos, formações ferríferas bandadas fácies óxido e tufos hematíticos. O domínio vulcanossedimentar, a sul, onde se localiza a mineralização, mostra uma seqüência de lavas félsicas a intermediárias e rochas piroclásticas alteradas, que constituem as vulcânicas de *footwall* e uma variedade de rochas sedimentares, incluindo argilitos, *cherts*, tufos chérticos, *ash* tufos, lapillitufos, turbiditos, rochas calcossilicáticas, mármore e calcários, que constituem os sedimentos do *hangingwall*.

As intrusões graníticas foram subdivididas em três grupos:

- Intrusões subvulcânicas: granitos do tipo Zé do Torno e Rio Loreto;
- Intrusões calcio-alcálicas sin/pós-cinemáticas: granitos Cafundó e Tutilândia, ambos de provável correlação com a Suíte Intrusiva Teles Pires (1.7-1.6 Ga);
- Intrusões alcalinas pós-cinemáticas: granito Rio Branco, correlacionável aos granitóides Serra da Providência (1.6-1.53 Ga).

O Grupo Roosevelt é recoberto a sul, em discordância erosiva e angular, pela Bacia do Grupo Caiabis, representada por rochas sedimentares clásticas de origem continental, incluindo conglomerados, arenitos arcoseanos e argilitos (Formação Dardanelos) e lavas e/ou *sills* de basaltos alcalinos (Formação Arinos).

O grau metamórfico varia desde a fácies xisto verde, nas áreas do Arex-Ambrex, até a fácies anfíbolito, nas rochas do embasamento, posicionadas a norte da área.

Na área dos depósitos, os trabalhos de pesquisa identificaram, da base para o topo, as seguintes unidades litológicas principais: (i) seqüência vulcânica de natureza ácida, incluindo derrames de lavas predominantemente riolíticas e camadas tufáceas subordinadas; (ii) seqüência vulcânica /vulcanoclástica, constituída predominantemente por lavas ácidas a intermediárias, com tufos ácidos a intermediários intercalados; e (iii) seqüência sedimentar superior, constituída por metargilitos, metatufos e metacherts interestratificados.

As rochas basais, de natureza vulcânica félsica, são representadas por lavas de composição riolítica a dacítica, tufos porfiríticos, intercalações de camadas de *lapilli*-tufos e de tufos de cristal, além de cinzas vulcânicas. As feições mais notáveis nesses litótipos são os processos de alteração hidrotermal, compatíveis com aqueles decritos para depósitos do tipo VMS, além de epidotização e carbonatação.

A seqüência sedimentar de topo, onde são raros os processos de alteração, é formada por argilitos arcoseanos avermelhados (endurecidos por cimento silicoso), siltitos, arcósios, grauvacas, tufos de cristal, sedimentos químicos (*cherts* laminados criptocristalinos, calcários e formações ferríferas), leitões vulcânicos intercalados e brechas escarníticas.

Os metamorfitos da região encontram-se preferencialmente orientados ao longo de uma foliação regional de caráter penetrativo, com direção WNW e mergulhos de 30° a 70° para NE. As lineações mais proeminentes mergulham para NW, inclusive nos corpos de minério. Uma forte estrutura linear, de cisalhamento de direção WNW, separa a área em dois compartimentos: compartimento norte e compartimento sul.

O modelo de deformação proposto, em função dos trabalhos de pesquisa realizados, considera uma movimentação de blocos de NE para SW, gerando dois domínios principais, os quais estão separados por intensa zona de cisalhamento. O domínio sul, de interesse econômico, é representado por uma ampla estrutura sinformal aberta, com flancos mergulhando para norte, configurando uma dobra de flanco invertido. Em escala de afloramento ocorrem, com freqüência, dobras isoclinais com variações bruscas de atitude. Junto a estas estruturas localizam-se os corpos de minério, com mineralizações sulfetadas de Zn, Pb e Cu, com Ag e Au associados, as quais se estendem por cerca de 15 km, desde o Arex até o Mocotó. (Figura 4.17)

A mineralização ocorre na unidade intermediária félsica e na base da unidade sedimentar, sob a forma de lentes concordantes de sulfetos maciços, sobrepostas a uma zona discordante de sulfetação tipo *sto-*

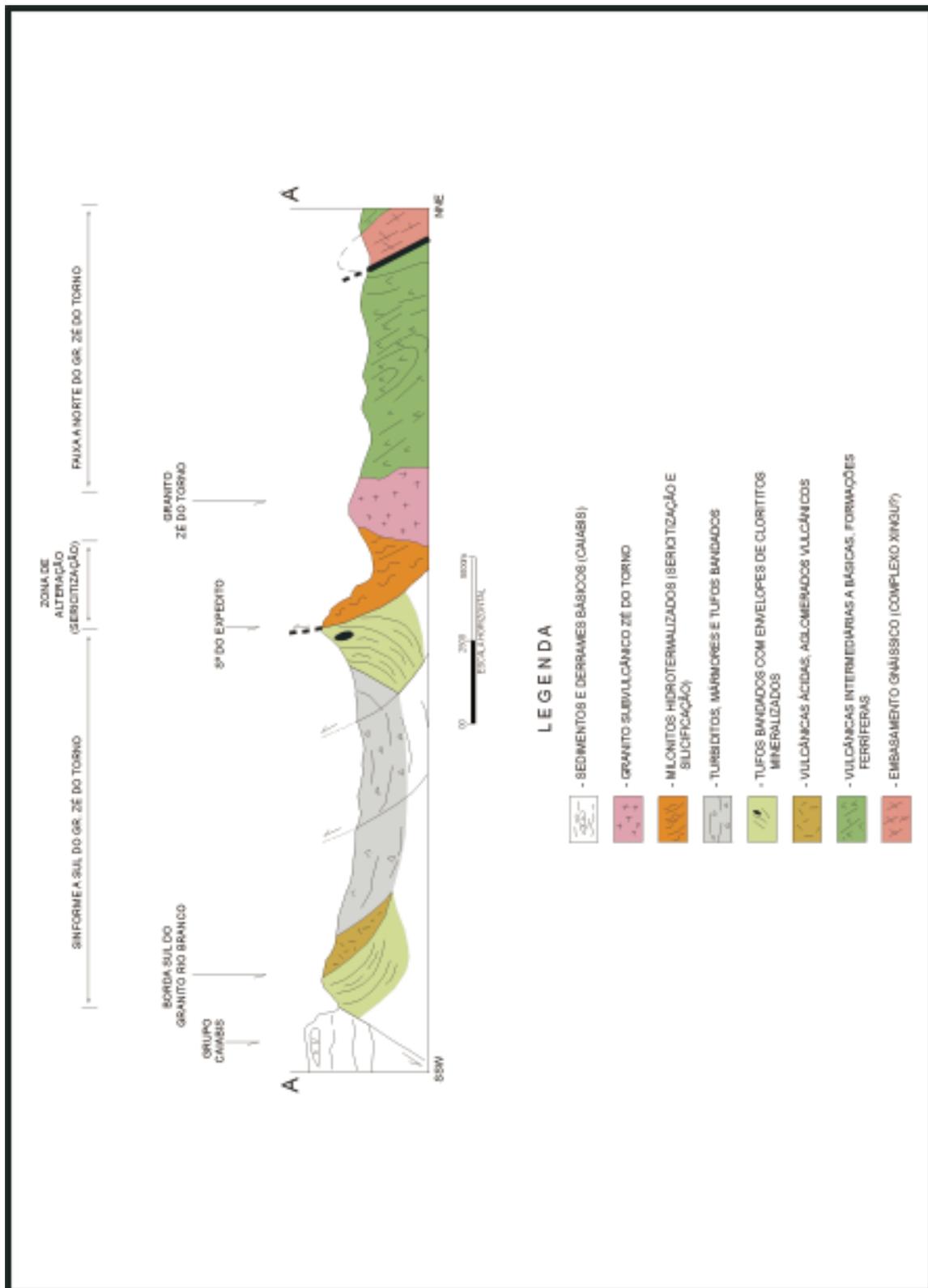


Figura 4.17 - Perfil Geológico - Região de Aripuanã. Relatório Final de Pesquisa - Anglo American Brasil Ltda / 2003

ckwork (*stringer zone*). Os depósitos de sul(Costa, 1999).

A zona de minério *stringer* representa o conduto por onde ascenderam as soluções hidrotermais. O sulfeto mais comum é a pirita, com pirrotita, calcopirita, galena e esfalerita ocorrendo em menores proporções.

Magnetita e hematita são os óxidos mais comuns. Os minerais de ganga mais comuns são quartzo, carbonato, sericita e clorita.

Os depósitos apresentam um zoneamento acentuado na sua mineralogia e composição química. O padrão mais comum de

zoneamento é o decréscimo da relação calcopirita/esfalerita (Cu/Cu+Zn) em direção ao topo e para as bordas das lentes de sulfeto maciço e o acréscimo dessa relação na zona de minério *stringer*. Esse zoneamento metálico é interpretado como a substituição sucessiva da assembléia mineralógica de baixa temperatura (pirita-esfalerita) pela de alta temperatura (calcopirita-pirrotita) (Costa, 1999).

Os sulfetos maciços têm expressão superficial na zona oxidada, sob a forma de *gossans* associados a níveis de cloritito decomposto. As mineralizações econômicas, no entanto, estão ligadas aos minérios sulfetados não oxidados e não aflorantes.

A maior parte das reservas conhecidas localiza-se na área Arex-Ambrex, em uma região estruturalmente complexa. No Ambrex, na zona denominada Valley, a mineralização posiciona-se na crista de um anticlinal apertado, fortemente inclinado, com plano axial para NE e plunge suave para WNW. No Arex, a faixa mineralizada é contínua por 1.300 metros de extensão, ao longo do *plunge* e está relacionada a uma zona de intensa cloritização (alteração hidrotermal), com presença de rocha clorítica magnesianas, biotita e, em muitos casos, engloba cristais de magnetita e tremolita. Esta zona de cloritito envolve a mineralização principal de metais-base. As mineralizações de Zn-Pb-Ag são constituídas principalmente por sulfetos disseminados e maciços de Zn (esfalerita) e Pb (galena), além de pirrotita e calcopirita, com prata associada. As mineralizações de Cu-Au, por sua vez, caracterizam-se pelo domínio de calcopirita em relação à pirrotita, pirita e ouro.

Furos de sondagem interceptaram a zona mineralizada, revelando espessuras da ordem de 1 a 35 metros, atingindo por vezes até 60 metros em decorrência de repetição por dobramentos. (Figura 4.18)

Os diferentes estilos de mineralizações sulfetadas presentes no Horizonte Valley e Toddy Zones estão descritos na figura 4.19:

Minérios do Horizonte Valley - Estratigraficamente mais alto, este horizonte posiciona-se no topo da seqüência vulcânica/vulcanoclástica e na base da seqüência sedimentar. Consiste principalmente de esfale-

rita, pirrotita, pirita, magnetita, galena, calcopirita, cubanita e arsenopirita. As principais características dos depósitos relacionados ao Horizonte Valley podem ser assim resumidas: as rochas hospedeiras compreendem tufo, mármore e quantidades menores de *cherts* e encontram-se deformadas e alteradas. A mineralização é *stratabound*, porém com contatos internos discordantes relacionados a frentes de substituição. Em direção ao topo estratigráfico (*hangingwall*) os corpos de sulfetos maciços são predominantemente piríticos, mais pobres em Zn e mais bandados. A pirrotita é mais comum na zona de *stringer* e na base do horizonte (*footwall*).

As mineralizações sulfetadas (tipo *stringer*) estão confinadas no *pipe* de alteração, nas rochas sotopostas estratigraficamente ao Valley. Este *pipe* de alteração mostra zoneamento com relação à temperatura dos fluidos mineralizantes. Todos os tipos de minerais de minério presentes, com exceção da magnetita, foram submetidos a processos de remobilização tectônica (veios e vênulas).

Minérios do Toddy Zones - Esta zona mineralizada constitui-se de lentes maciças, concordantes e semi-concordantes de pirrotita-pirita-esfalerita-galena-calcopirita-magnetita, recobertas por tufo fracamente alterados. Essas lentes recobrem lavas com intensa alteração a clorita-biotita e com mineralização sulfetada do tipo *stringer*. Os sulfetos exalativos representam a porção menor do depósito e exibem zoneamento, com a base das lentes mais rica em Zn-Pb-Cu que o topo. As características gerais do depósito são sugestivas de um modelo do tipo VMS, similar ao observado em Noranda, Canadá.

Mineralização Oxidada *in situ* - Na zona do Arex ocorre enriquecimento supergênico, com formação de alguns *gossans* com valores subeconômicos de Au, Cu, Pb e Zn. Estes *gossans* foram de grande importância prospectiva uma vez que atuaram como indicadores da existência de zonas mineralizadas não aflorantes.

Os trabalhos de pesquisas realizados na área (Anglo American Brasil Ltda, 2003) mostram que a mineralização sulfetada ocorre na unidade intermediária félsica e na base da unidade sedimentar. A mineralização é,

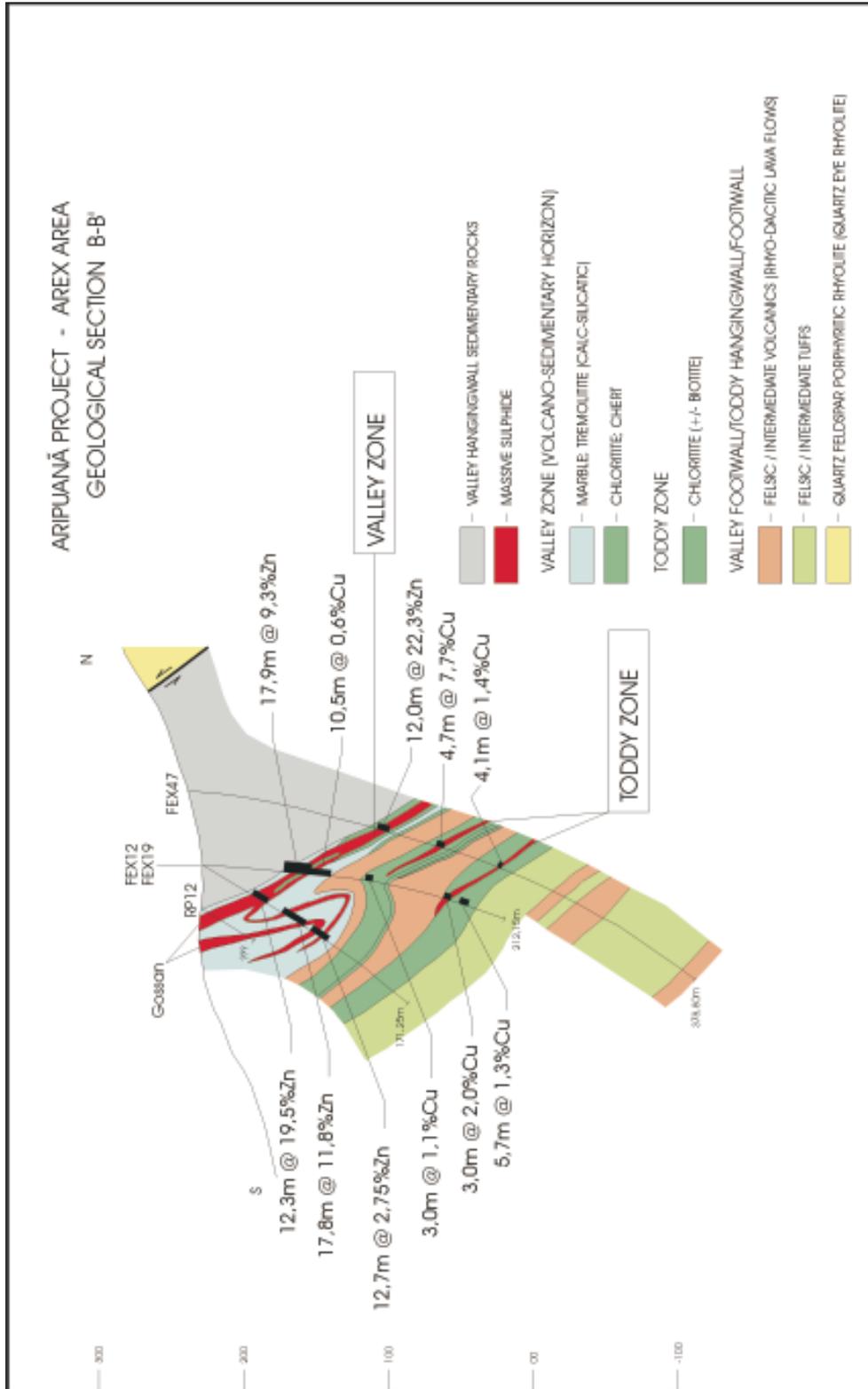


Figura 4.18 - Seção Geológica da Área Arex - Relatório Final de Pesquisa - Anglo American Brasil Ltda / 2003

no geral, concordante com a estratigrafia, porém com remobilizações em estruturas que as cortam. Os sulfetos ocorrem em zonas de forte alteração hidrotermal, com o desenvolvimento de clorita e sericita, além de biotita e com a presença de zonas ricas em magnetita disseminada, com intensidade variável. As evidências de campo conduzem à

interpretação de que a mineralização foi originalmente estratiforme. Os efeitos compressivos superimpostos teriam resultado na formação de estruturas, para as quais houve remobilização de parte da mineralização, que continua aberta para leste e em profundidade.

O conjunto de feições apresentadas

STRATIGRAPHY

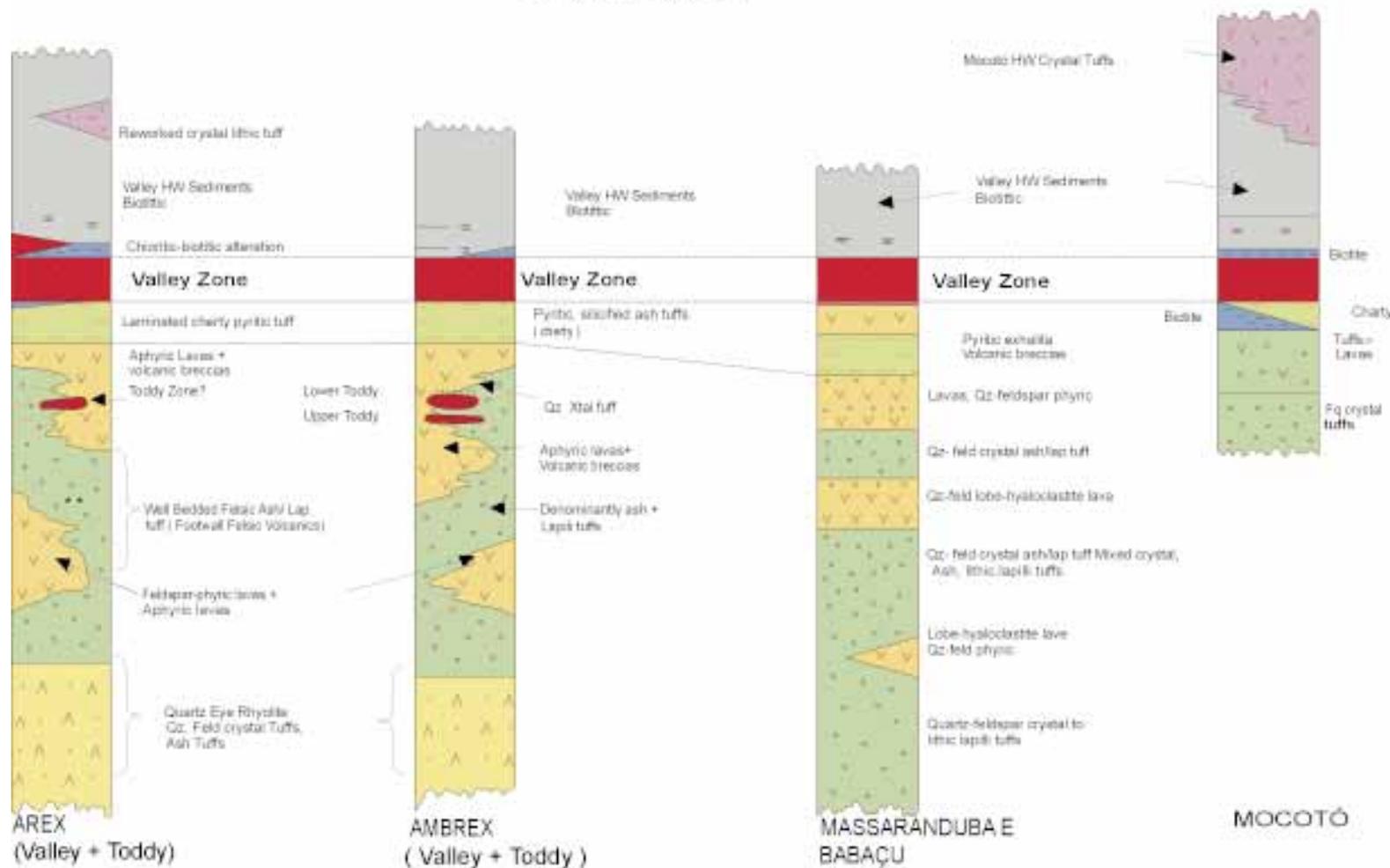


Figura 4.19 - Correlação estratigráfica das áreas Arex, Ambrex, Massaranduba e Babaçu e Mocotó. Relatório Final de Pesquisa. Anglo American Brasil Ltda / 2003.

pelos depósitos de sulfetos maciços de Aripuanã, tais como a presença de rochas vulcânicas hidrotermalmente alteradas, as formas da mineralização (*stringer* e em lentes maciças), o zoneamento mineralógico, dentre outras, levou a Anglo American Brasil Ltda a interpretá-los como do tipo VMS (*volcanogenic massive sulphide*).

Depósitos do tipo VMS, a exemplo do de Noranda, Canadá, costumam apresentar vários níveis mineralizados dentro da seqüência vulcânica. Em Aripuanã, até então, só foram encontrados o Valley Zone e dois níveis estilo Toddy Zone. Certamente, com o desenvolvimento da jazida e a continuidade dos trabalhos investigativos em profundidade e para leste, outros níveis poderão ser descobertos.

Muito embora os trabalhos até então realizados na área tenham optado pela classificação do depósito como do tipo VMS, as feições de substituição descritas e a associação espacial do minério com um conduto de natureza tectônica, as feições de remobilização, dentre outras, abrem a possibilidade de outras classificações. As feições acima mencionadas permitem, por exemplo, que se especule sobre outras alternativas genéticas para o minério tais como: (i) originalmente do tipo VMS com posterior deformação, remobilização e superimposição de fluidos mobilizados durante o evento deformacional; (ii) originalmente VMS, com posterior deformação e superimposição de fluidos relacionados à atividade granítica tardia presente na área. Recomenda-se a continuidade dos estudos na zona mineralizada, com o emprego de ferramentas adequadas (estudos de isótopos estáveis e radiogênicos, estudos de IF, dentre outros), que definirão de uma forma mais clara, a natureza e a fonte do(s) fluido(s) mineralizante(s). A importância da realização desses estudos relaciona-se ao fato de que o êxito de qualquer programa de exploração mineral na área depende de uma compreensão mais clara dos processos envolvidos na gênese do minério e conseqüentemente dos controles (metalotectos) da mineralização.

A reserva total (medida + indicada) para as áreas até então pesquisadas, para um teor de corte de 3 % de zinco (minério principal), é da ordem de 22,3 milhões de toneladas com teores de 7,89 Zn % ; 1,60 % Pb; 0,08 % Cu ; 49,7 g/t Ag e 0,22 g/t Au.

Com a continuidade da pesquisa, estima-se que possam ser alcançadas reservas da ordem de 40 milhões de toneladas de minério.

4.3.2 - DISTRITO POLIMETÁLICO DA FAIXA CABAÇAL

(FECP)

As concentrações de metais-base da Faixa Cabaçal estão hospedadas na zona de transição entre as rochas metavulcânicas félsicas e os metassedimentos químicos com tufo associados, da Formação Manuel Leme. São também registradas ocorrências relacionadas aos basaltos da Formação Mata Preta (Figura 4.20). A mineralogia do minério consiste em sulfetos (calcopirita, pirita, pirrotita, esfalerita, molibdenita, cubanita e marcassita) com associações de selenetos, teluretos, ligas Au-Ag e Au-Bi. O minério, além de maciço, ocorre também sob a forma de disseminações, bandas, veios e brechas.

Pinho (1996) sugeriu para os depósitos minerais da Faixa Cabaçal um processo genético que explicasse os seguintes fatores: associação do minério com rochas vulcanoclásticas e vulcânicas félsicas; intensa alteração hidrotermal das encaixantes da lapa e baixa alteração hidrotermal das encaixantes na capa; inversão estratigráfica da seqüência; e ocorrência de corpos de sulfeto maciço e altos teores de ouro em determinadas feições estruturais. A conclusão à qual chegou foi que os depósitos seriam singenéticos à evolução da Formação Manuel Leme, posteriormente afetados por um cisalhamento NNW-SSE que remobilizou sulfetos e ouro.

DEPÓSITO DO CABAÇAL

(FECP)

A Mina do Cabaçal foi descoberta na década de 80, quando a Mineração Santa Marta (BP International) iniciou trabalhos de avaliação na região entre os rios Jauru e Cabaçal. A mina entrou em produção em março de 1987, sendo as atividades encerradas em 1991. Um total de 869.279 t de minério foram extraídas, com teores médios de 5 g/t de Au e de 0,82% de Cu.

O depósito do Cabaçal tem sido descrito como pertencente ao modelo de depósitos mesotermiais de ouro e como um depósito de metais-base do tipo VMS (sulfeto maciço vulcanogênico), posteriormente

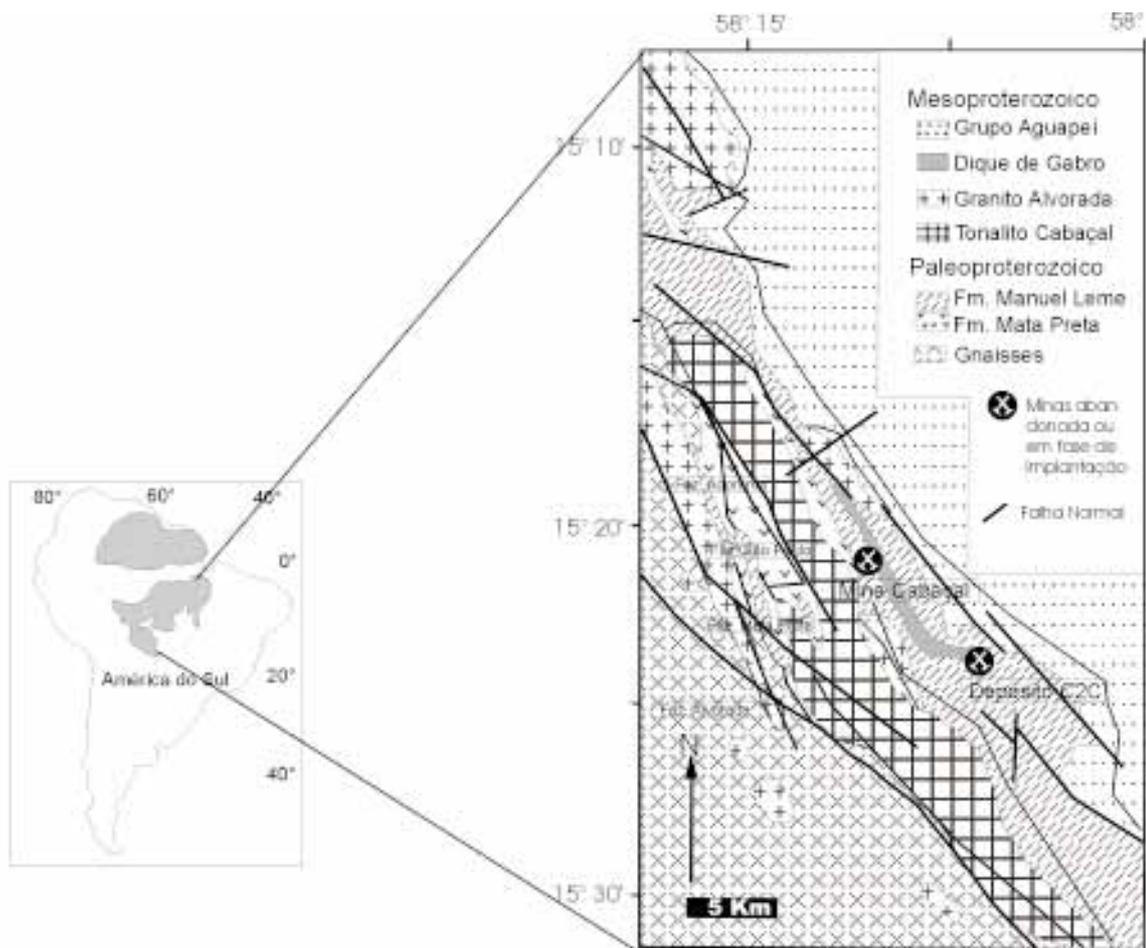


Figura 4.20 - Mapa Geológico da área de ocorrência da Mina do Cabaçal e do Depósito C2c

deformado (Pinho, 1996; Pinho *et al.*, 1997). A idade do sistema vulcânico foi estabelecida, pelo método U-Pb (SHRIMP), em 1.7 Ga. e a deformação em 1.6 Ga. (Pinho, 1996).

O minério está distribuído em três zonas, denominadas de Zonas do cobre Sul, Central e Leste. Os limites das zonas mineralizadas são marcados por falhas de direções NE e NW, por um *sill* de gabro a nordeste e, a SW, por uma rocha vulcanoclástica félsica, cuja alteração hidrotermal diminui na direção SW (Mason & Kerr, 1990). O limite noroeste é definido por um sistema de falhas na direção NE (Figura 4.21).

As rochas encaixantes são vulcanoclásticas félsicas da Formação Manuel Leme e estão comumente cisalhadas em direção subparalela aos contatos litológicos. Uma intensa alteração hidrotermal afeta as rochas encaixantes nas proximidades dos corpos mineralizados. Esta alteração consiste em uma zona central cloritizada, com zonas de sericitização nos entornos. Pinho (1996), através de estudos litogeoquímicos, aponta um

ambiente de arco de ilhas para geração do vulcanismo.

O ouro está distribuído de forma errática nas diferentes zonas mineralizadas. No entanto, os mais altos teores foram relacio-

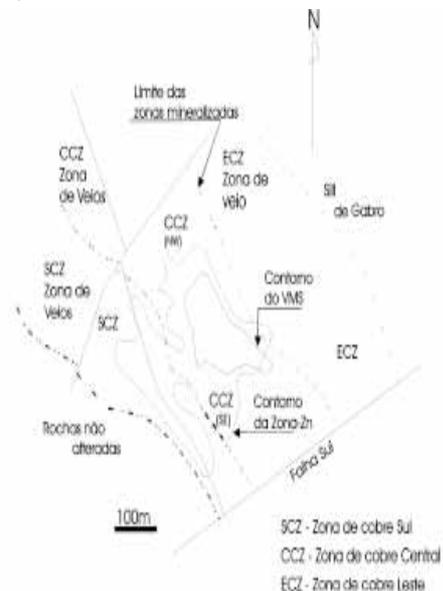


Figura 4.21 - Limites das zonas mineralizadas do Depósito Cabaçal (modificado de Mason & Kerr, 1990)

nados à Zona do Cobre Sul. Localmente, ocorrem teores mais elevados de ouro, com a presença de ouro visível, em remobilizações associadas a feições estruturais, como em concentrações de sulfetos em charneiras dos dobramentos F2, ou em zonas de associações paragenéticas diferenciadas, como clorita-granada.

DEPÓSITO C2C

Este Depósito situa-se na fazenda Santa Helena, município de Rio Branco. Foi descoberto no final de 1984, quando trabalhos de sondagem executados pela Mineração Santa Marta (BP International) interceptaram mineralizações de sulfetos disseminados, bandados e maciços, de Cu, Pb e Zn.

A zona mineralizada tem forma alongada NW-SE, com aproximadamente 1.300m de extensão, e com uma largura variável entre 50 m e 200 m. São dois corpos mineralizados, com cerca de 1.500.000 t de minério, com teores aproximados de 8% Zn, 2% Cu, 1% Pb, 2,14 g/t Au e 66 g/t Ag. Os sulfetos são, principalmente, esfalerita, calcopirita, galena, pirrotita e pirita. Subordinadamente, ocorre arsenopirita, cubanita, marcasita e argentita. O ouro e a prata ocorrem sob a forma de *electrum* (AuAg).

A mineralização sulfetada associa-se com metassedimentos químicos (*cherts* bandados) e produtos de alteração hidrotermal de rochas vulcânicas, marcados por intensa cloritização. A alteração hidrotermal e o posicionamento do minério se assemelham com as encontradas na Mina do Cabaçal.

4.3.3 - DISTRITO NIQUELÍFERO DE COMODORO

(NBS)

Os depósitos de níquel conhecidos no Estado de Mato Grosso estão localizados nos morros Sem Boné e do Leme, distanciados entre si cerca de 35 km. Situam-se na porção oeste do Estado, próximos ao limite com o Estado de Rondônia e da fronteira Brasil-Bolívia, no vale do rio Guaporé, município de Comodoro, a 700 km de Cuiabá. Foram pesquisados a partir de 1996 pela Mineração Tanagra (Grupo Anglo American Brasil Ltda), que bloqueou reservas de minério de níquel do tipo supergênico. O protólito do minério são rochas duniticas e peri-

dotíticas, intensamente serpentinizadas, da Suíte Intrusiva Vale do Alegre de idade mesoproterozóica.

Acham-se vinculados à porção SW do Cráton Amazônico e associados à evolução da Orogenia Sunsas.

Os trabalhos de geologia de detalhe, executados pela empresa, caracterizaram e individualizaram três unidades litológicas, constituídas de dunitos, peridotitos e tremolitos.

As concentrações mais expressivas de níquel encontram-se distribuídas nas zonas saprolíticas do dunito, que geram teores de Ni acima de 0,9%, sendo o minério classificado de ácido quando ultrapassa 2,5 da relação SiO_2/MgO e básico se essa relação for menor que 2,5. Estratigraficamente, as faixas de minério ácido sobrepõem às de minério básico. Os corpos mineralizados apresentam-se com formas lenticulares ou tabulares, geralmente com limites de mineralizações (superior e inferior) paralelos à linha de oxidação determinada pela variação do nível dinâmico do lençol freático.

O minério se formou pela concentração gradativa de níquel a partir da evolução de processos geomorfológicos que modelam o relevo e determinam o desenvolvimento de horizontes de alteração laterítica, ligados a processos de intemperismo que atuam sobre as rochas ultramáficas (dunitos). Assim, o sistema dinâmico de intemperismo que atua nessas rochas ricas em olivina, em condições favoráveis de clima, relevo e drenagem, promove a lixiviação seletiva dos principais elementos constituintes da rocha original, permitindo a concentração do níquel em condições de gerar depósitos econômicos, devido a sua imobilidade geoquímica em relação a outros íons do sistema.

A lixiviação do magnésio e da sílica da rocha original permite a concentração residual de ferro e níquel nas porções iniciais do perfil de alteração. Esse processo de lixiviação pode ser acentuado e, quando preservados dos processos erosivos, desenvolvem coberturas silicosas (silexitos), friáveis e porosas, não raro maciças e duras, com concentrações de magnésio em torno de 1 a 2 %, sílica superior a 50 % e metais como níquel, com comportamento irregular.

De uma forma geral, o perfil de alteração desses depósitos tem as seguintes características (Figuras 4.22 a 4.25):

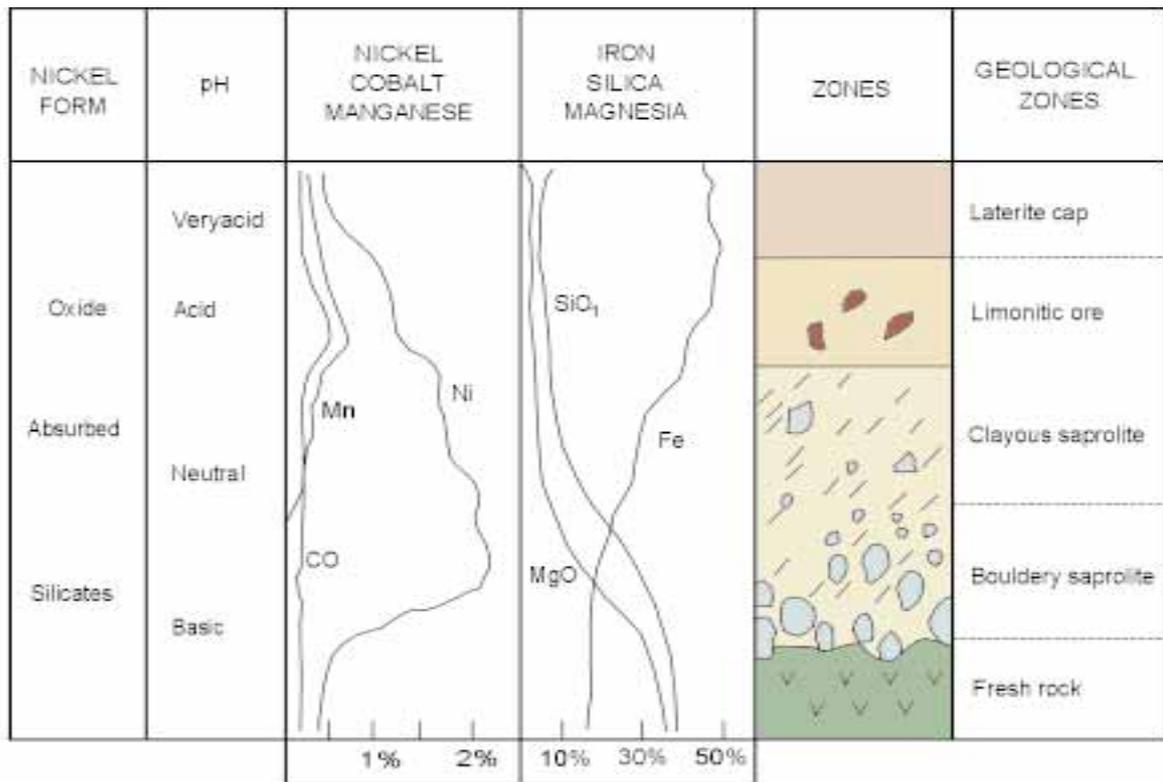


Figura 4.22 - Perfis de Alteração dos Depósitos - Relatório Final de Pesquisa - Anglo American Brasil Ltda/ 2003

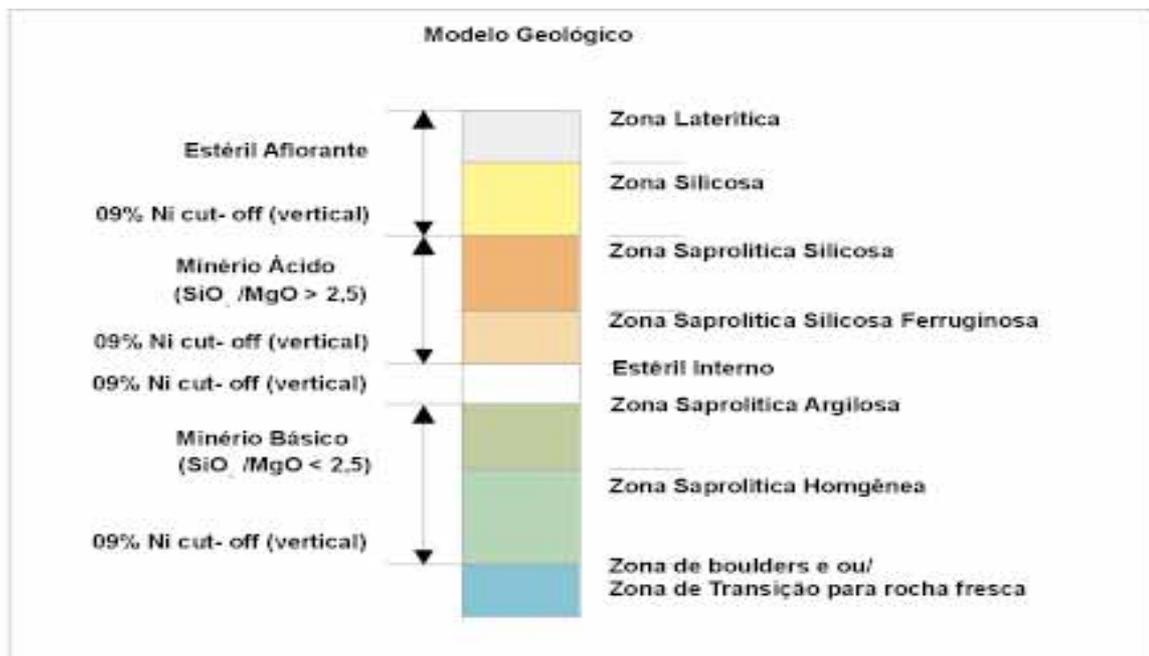


Figura 4.23 - Perfis de Alteração dos Depósitos - Relatório Final de Pesquisa - Anglo American Brasil Ltda / 2003

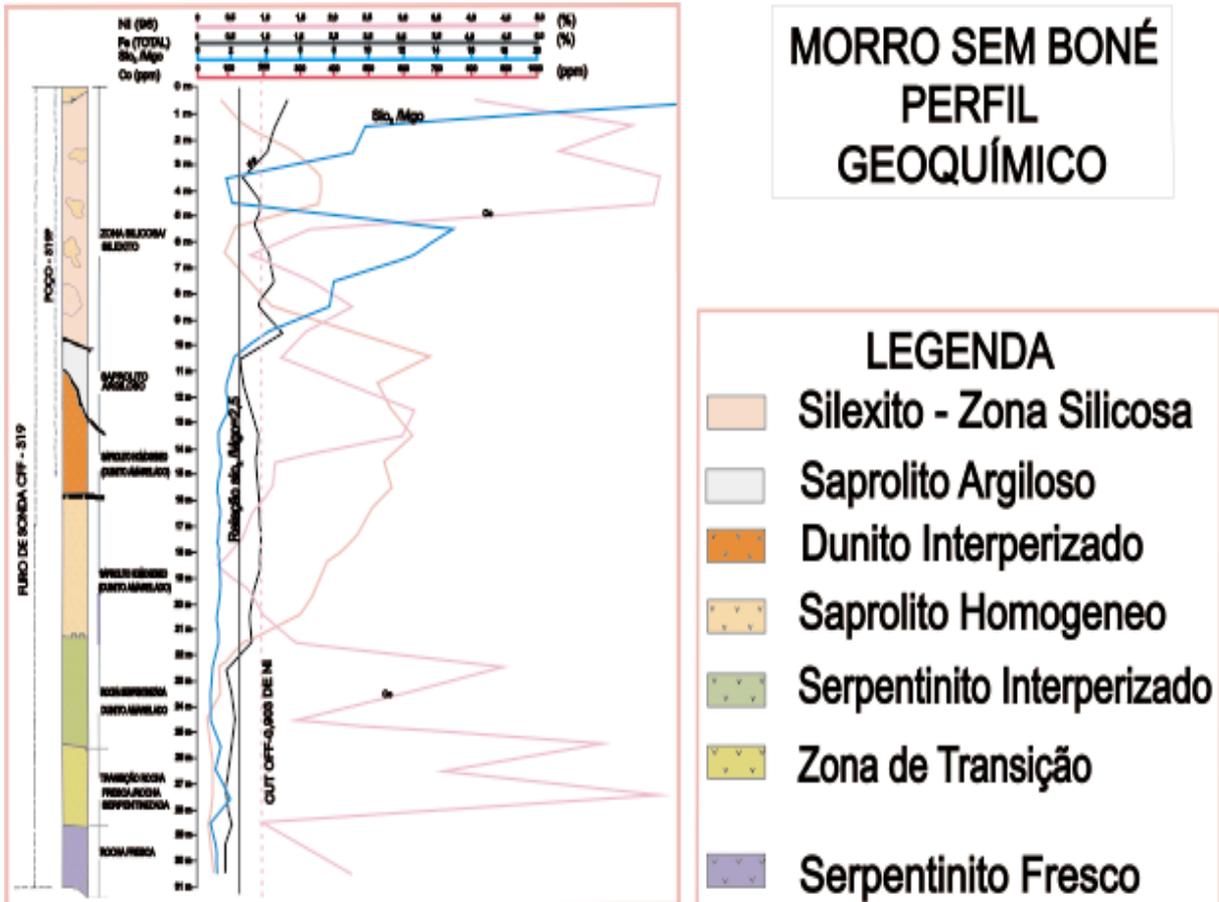


Figura 4.24 - Perfil geoquímico do Depósito Morro Sem Boné - Relatório Final de Pesquisa - Anglo American Ltda / 2003

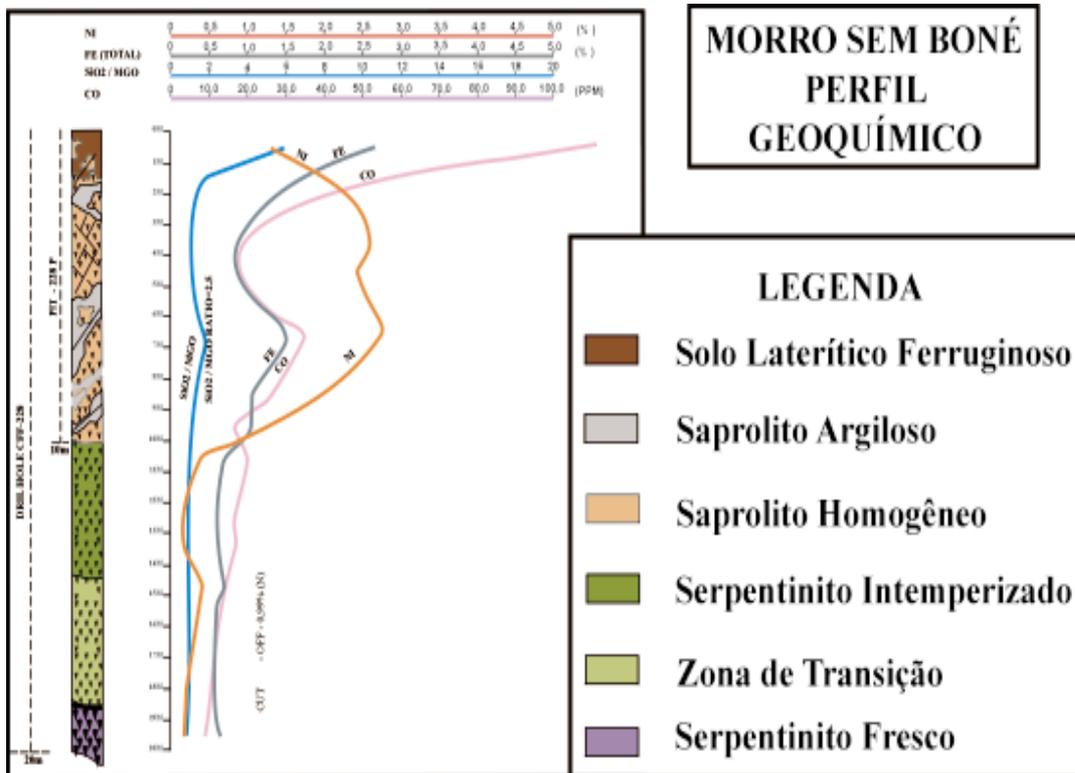


Figura 4.25 - Perfil geoquímico evolutivo da laterita níquelífera do Morro Sem Boné - Relatório Final de Pesquisa - Anglo American Ltda / 2003

- Zona Laterítica e Zona Silicosa (estéril aflorante) com Ni < 0,9%;
- Zona Silicosa Saprofítica, de material sa-
prolítico com venulações de sílica, com
Ni > 0,9% (minério ácido);
- Zona Saprofítica Argilosa Ferruginosa, com
Ni > 0,9%, Fe > 18% (minério ácido);
- Zona Saprofítica Argilosa, com Ni > 0,9%,
Fe < 18% (minério básico);
- Zona Saprofítica Homogênea, com estru-
tura da rocha original preservada, com
Ni > 0,9%, Fe < 15% (minério básico);
- Zona de Transição para Rocha Fresca,
com Ni < 0,9%.

Os depósitos dos morros Sem Boné e do Leme possuem reservas minerais bloqueadas de aproximadamente 47 milhões de toneladas de minério, com teores médios de 1,76% de Ni, 14,5% Fe, mostrando ainda uma relação SiO₂/MgO de 2,29 e um *cut-off* de 0,9% Ni.

4.3.4 - DISTRITO ESTANÍFERO SÃO FRANCISCO (WAF)

Localiza-se na Amazônia Ocidental, no extremo noroeste do Estado de Mato Grosso, próximo aos limites com os estados de Rondônia e Amazonas. Esse distrito mineiro é parte integrante da Província Estanífera de Rondônia e está relacionado a um corpo granítico circular, isotrópico, anorogênico, com textura rapakivi, pertencente à Suíte Intrusiva Rondônia. Este corpo encontra-se intrudido em rochas metagranodioríticas da Suíte Intrusiva São Romão (PP4gamma sr) e recoberto, discordantemente, pelos sedimentos neopaleozóicos continentais da Formação Palmeiral (NP1 p). A área foi descoberta e trabalhada por garimpeiros e, posteriormente, pesquisada pelo Grupo Parapanema, que culminou com o dimensionamento de uma jazida de cassiterita e a conseqüente atividade de lavra.

Os trabalhos de pesquisa concluíram que a mineralização classifica-se como secundária e primária.

A mineralização secundária está relacionada ao produto da erosão da zona de alteração dos granitos mineralizados da Suíte Intrusiva Rondônia e conformam *placers* com concentrações de estanho na base dos sedimentos da Formação Palmeiral, em aluviões imaturas, conformando paleovales

pleistocênicos e nas calhas das drenagens (Schobbenhaus & Silva Coelho, 1988).

A mineralização primária localiza-se principalmente na zona central do maciço granítico, associada ao evento mais jovem da intrusão, controlada por alterações hidrotermais tardias, compreendendo basicamente albitização e caolinização, com disseminações de Sn e, secundariamente, Nb, Ta e Terras-Raras (Schobbenhaus & Silva Coelho, 1988).

Segundo Pelachin *et al.* (1986) existem duas fases que caracterizam a intrusão granítica responsável pela mineralização estanífera de São Francisco: uma fase mais antiga, denominada de Fase Baiano, compreendendo um biotita granito médio a grosso, rapakivítico, normalmente cataclásado; e uma fase mais jovem, definida como Fase São Francisco, relacionada ao núcleo do maciço granítico, representada por um granito fino, a biotita, encaixado nas rochas da Fase Baiano e afetado por alterações hidrotermais tardias.

Estudos executados pelo Grupo Parapanema na Mina São Francisco, permitiram definir as principais feições geológicas vinculadas à mineralização de Sn e associados:

- as mineralizações primárias estão relacionadas à área de ocorrência do evento mais jovem da intrusão (Fase São Francisco), hidrotermalmente alterada (caolinização e greisenização) e à zona externa de contato, sob a forma de veios de *greisen*, encaixados no evento mais antigo da intrusão (Fase Baiano);
- como as feições cataclásticas registradas no evento mais antigo não são detectadas no evento mais jovem, assume-se a existência de um *gap* cronológico entre ambos;
- as concentrações de estanho na base dos sedimentos relacionam-se a canais, normalmente meandantes, vinculados ao início do processo de deposição da bacia;
- os paleovales pleistocênicos caracterizam um sistema de drenagem pretérito que, apesar de mineralizado, é economicamente inviável;
- os depósitos aluvionares estão relacionados tanto à erosão da fonte primária (granitos associados à Fase São Francisco) quanto ao retrabalhamento de sedimentos mineralizados da borda da bacia.

Os trabalhos de pesquisa do Grupo

Paranapanema permitiram o bloqueio, em 31.12.1985, das seguintes reservas (Tabela 4.6):

Os trabalhos permitiram também concluir que apenas os *placers* aluvionares compreendem jazimentos economicamente explotáveis. Os depósitos primários, bem como aqueles associados à base dos sedimentos

e em paleovales, não se mostraram economicamente aproveitáveis, em função de fatores como relação teor x reserva, alto custo de extração e processamento e baixa recuperação gravimétrica

A mina foi explotada pelo Grupo Paranapanema, a partir do início da década de

	Volume (m ³)	Conteúdo metálico (Kg/Sn)	Teor médio (Kg/Sn/m ³)
Medida	14.234.035	7.086.339	0,498
Indicada	1.816.000	513.112	0,283

Tabela 4.6 - Reserva de estanho - Mina de São Francisco

1970, e paralisada no final desta mesma década. Atualmente, aos problemas técnicos que dificultam a retomada dos trabalhos de pesquisa/exploração da jazida, associa-se um passivo ambiental significativo.

4.4 - SUBSTÂNCIAS NÃO METÁLICAS

4.4.1 - ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS

Rochas Carbonáticas (FECP)

As rochas carbonáticas constituem um dos bens minerais da mais alta importância para a agricultura do Estado, sendo utilizadas na condição de insumo agrícola, principalmente como corretivos de solos. Destacam-se nessa condição as rochas da Faixa Paraguai (grupos Alto Paraguai e Cuiabá) e da Bacia do Paraná (grupos Passa Dois e Bauru).

Distrito de Rochas Carbonáticas da Província Serrana (FECP)

Os depósitos de rochas carbonáticas associados ao Grupo Alto Paraguai ocupam uma faixa com forma aproximada de um arco, com cerca de 30 km de largura por 350 km de comprimento. Estendem-se desde a borda do Pantanal Matogrossense, a sul de Cáceres, até a região de Paranatinga, passando por Rosário Oeste e Nobres (Figura 4.26). Um depósito isolado ocorre a nordeste

da cidade de Nova Xavantina, na margem direita do Rio das Mortes, município de Cocalinho.

Luz *et al.* (1978) registram reservas aflorantes de calcários dolomíticos e dolomitos, com boa aplicabilidade na construção civil e corretivos de solos, em torno de 60 bilhões de toneladas e reservas geológicas facilmente aproveitáveis de calcário calcítico, para produção de cal, brita e cimento, estimadas em aproximadamente 800 milhões de toneladas.

Os calcários calcíticos, com intercalações subordinadas de siltitos e margas, associam-se ao membro inferior da Formação Araras (Grupo Alto Paraguai), enquanto os calcários dolomíticos e dolomitos estão ligados ao membro superior desta mesma formação.

A lavra destas rochas carbonáticas vem crescendo a partir do final da última década. Após atravessar um período de crise de 1995 a 1997, a produção ultrapassou os 3 milhões de toneladas em 1999 e os 5 milhões de toneladas no ano de 2003, com um total de 5.279.129 toneladas (Figura 4.27).

Segundo dados do IPEM (2000), na Província Serrana, com a abertura de extensas áreas para agricultura, estas rochas carbonáticas vêm sendo extensivamente explotadas, com o surgimento de dezessete indústrias produzindo pó calcário, brita e cal, além de uma fábrica de cimento implantada e outra em implantação.

Na parte leste do Estado, no município de Cocalinho, uma indústria (Calcário Araras) produz pó corretivo.

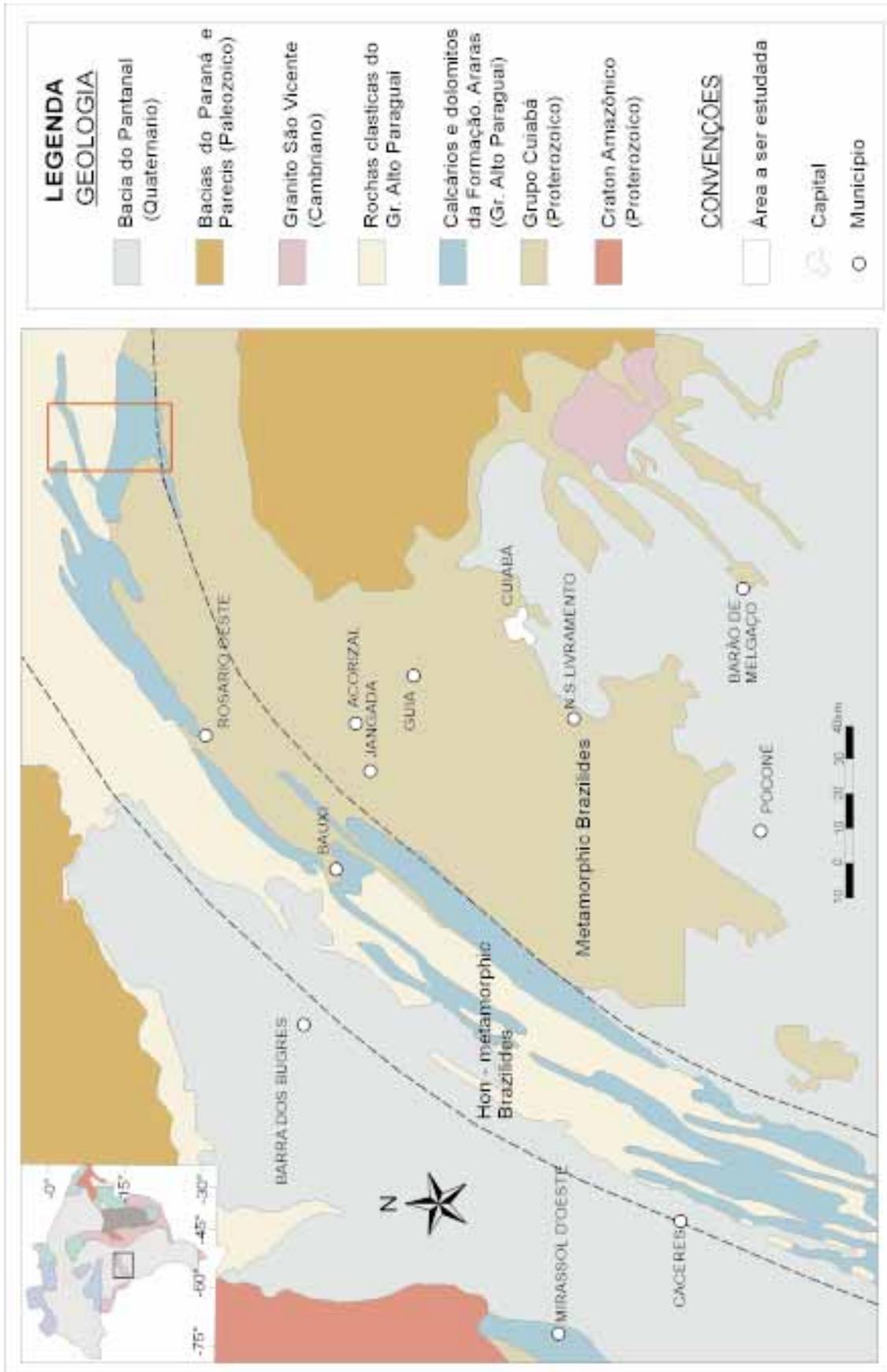


Figura 4.26 - Mapa geológico da região entre Cáceres e Rosário Oeste, destacando as ocorrências de calcários da Formação Araras.

Áreas Potenciais para Rochas Carbonáticas do Grupo Cuiabá (WAF)

Lentes de rocha carbonáticas são comuns nas subunidades 2, 7 e 8 do Grupo Cuiabá. (Luz *et al.*, 1980). A principal delas localiza-se próximo ao Distrito da Guia e vem sendo explorada, desde 1959, pela empresa Caieira Nossa Senhora da Guia Ltda. No local afloram mármore calcíticos e dolomíticos, margas e brechas intraformacionais, inicialmente atribuídas à subunidade 8 do Grupo Cuiabá, e que também é considerada, por alguns autores (Almeida, 1988 e Alvarenga, 1988) como pertencente a base da Formação Araras. A reserva indicada é de aproximadamente 500 milhões de toneladas.

Áreas Potenciais para Rochas Carbonáticas da Bacia do Paraná (WAF)

As ocorrências de lentes destas rochas estão associadas aos grupos Bauru e Passa Dois.

No Grupo Bauru, a principal jazida localiza-se no município de Poxoréo. Foi pesquisada pela METAMAT, que encontrou três milhões de toneladas de reserva medida. Atualmente está sendo explorada pela Mineração Lindenberg S/A.

Um depósito de menor dimensão (40 mil toneladas de reserva total) e com baixo

teor de MgO e alto teor de sílica, situa-se no município de Chapada dos Guimarães.

No Grupo Passa Dois, camadas lenticulares de calcário, associadas a siltitos, argilitos e folhelhos, estão sendo exploradas nos municípios de Alto Garças (Império Mineração e Calcário Mendes Teixeira) e Itiquira. (Figura 4.27)

4.4.2 - ÁREAS POTENCIAIS PARA MINERAIS ESTRUTURAIS

(APQ)

Os materiais de construção, utilizados na forma natural, são chamados na nomenclatura moderna de minerais estruturais ou agregados para construção civil. É o caso das areias, argilas e cascalhos ou rocha britada, largamente produzidos no território matogrossense, mormente na região do entorno dos grandes centros urbanos como Cuiabá, Rondonópolis, Barra do Garças, Cáceres, Sinop e Alta Floresta, entre outros.

A areia, a argila, o cascalho e a brita são recursos minerais básicos indispensáveis ao desenvolvimento regional e têm importância fundamental na produção de argamassa, concretagem e/ou pavimentação, postes e vigas. Além dos materiais estruturais, associa-se à utilização de areia a produção de vidros, cerâmicas e abrasivos.

A extração desses bens minerais, no entanto, deve obedecer a normas técnicas bem definidas de forma a causar o mínimo impacto ambiental.

Dessa forma, preocupado com a preservação destes ambientes, o governo estadual promoveu, no final de década de 90, uma ação integrada envolvendo o Ministério Público Estadual, o Departamento Nacional da Produção Mineral, o Instituto Brasileiro de Meio Ambiente, a Fundação Estadual do Meio Ambiente e a Coordenadoria Estadual do Meio Ambiente, com o objetivo de buscar soluções para equacionar esse problema.

A ação desse Grupo de Trabalho gerou um relatório com uma abordagem criteriosa sobre a situação da extração mineral no leito do rio Cuiabá, propondo soluções técnicos/ambientais racionais, para uma convivência harmônica entre a atividade econômica e a preservação ambiental, que seriam posteriormente extrapoladas para as demais regiões do estado.

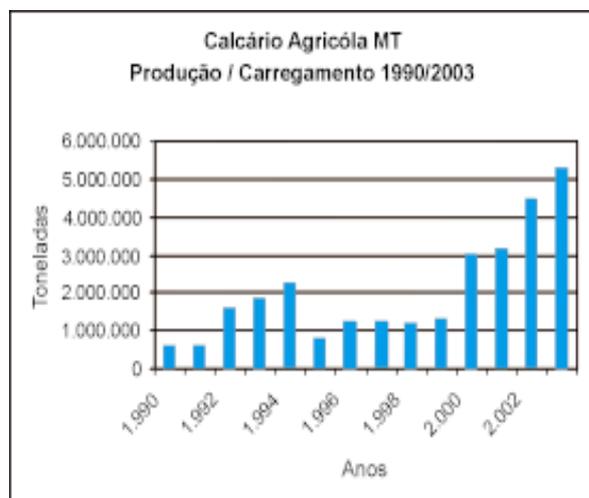


Figura 4.27 - Dados de produção de calcário pra pócorretivo no Estado de Mato Grosso (Fonte: Relatórios Trimestrais da divisão de Fiscalização do Minsitério da AGricultura / MT)

Os depósitos de areia economicamente explotáveis localizam-se no entorno dos principais centros urbanos do Estado, mais precisamente na região da Grande Cuiabá (Cuiabá/Várzea Grande), Rondonópolis, Barra do Garças, Cáceres, Sinop, Alta Floresta, Tangará da Serra, entre outras, nas aluviões dos rios Cuiabá, São Lourenço, Paraguai, Vermelho, Aragarças, Teles Pires, Arinos, Guaporé, Peixoto de Azevedo, Paranaatinga e Aripuanã, sendo que sua extração é seletiva e obtida através de dragas distribuídas ao longo dos talwegues.

A exaustão dos depósitos de areia, mormente na região da Grande Cuiabá, associada às restrições ambientais, deverá estimular a busca de fontes alternativas para extração desse bem mineral, relacionadas a outros ambientes geológicos, a fim de suprir a demanda do estado estimada em 1.000.000 m³/ano.

ARGILA

Os depósitos de argila, economicamente viáveis, localizam-se nas planícies de inundação dos principais rios próximos aos centros urbanos, particularmente os rios Cuiabá, São Lourenço, Vermelho, Paraguai e Aragarças. Localmente, como no município de Rondonópolis, são extraídas também dos sedimentos pelíticos da Formação Ponta Grossa.

Sua utilização é restrita a produção de cerâmica vermelha, basicamente na fabricação de tijolos, telhas e, subsidiariamente, lajotas. Trata-se de um material natural terroso de elevada plasticidade, oriundo da alteração de rochas, nas quais os argilominerais por alteração hidrotermal ou intemperismo de silicatos (feldspatos, piroxênios, anfibólios) se transformam em hidrossilicatos finamente cristalinos.

Segundo dados oriundos do 12º Distrito/DNPM, a produção de argila em 2002 foi da ordem de 106.000 t, suficiente para suprir a demanda de tijolos e insuficiente para a demanda de telhas, cuja importação situa-se ao redor de 80% do consumo.

BRITA

A brita explotada no Estado provém de pedreiras localizadas no entorno dos principais centros urbanos, sendo resultante da

lavra de granito (Cuiabá, Sinop, Alta Floresta, Colíder, Barra do Garças, Pontes e Lacerda e Peixoto de Azevedo); calcário/dolomito (Cuiabá, Cáceres, Tangará da Serra; Rosário Oeste, Nobres); basalto (Tangará da Serra) e arenito silicificado (Rondonópolis, Primavera do Leste).

Segundo dados do 12º Distrito/DNPM a produção em 2003 foi de 513.000 m³, sendo que aproximadamente 55% dessa produção concentrou-se na região da Grande Cuiabá (Cuiabá/Várzea Grande).

4.4.3 - MANANCIAS DE ÁGUAS MINERAIS E TERMAIS

(WAF)

O pólo de águas minerais e termais do Estado de Mato Grosso situa-se nas regiões centro-sul e leste, abrangendo centros urbanos importantes, com destaque para as cidades de Cuiabá, Várzea Grande, Rondonópolis e Barra do Garças, onde se concentra cerca de 50% da população do Estado.

Registros sobre a existência de fontes termais em Mato Grosso reportam ao início do século XX, sendo que o primeiro trabalho de pesquisa determinando as propriedades de uma fonte termal foi desenvolvido em 1974, pela Cia. de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, nas Águas Quentes de São Vicente, no hotel/balneário homônimo, no município de Santo Antonio do Leverger. A partir de 1980, novas pesquisas foram realizadas nas fontes termais de Juscimeira, General Carneiro e Barra do Garças entre outras.

Quanto às águas minerais e potáveis de mesa, as pesquisas se iniciaram em 1974, estendendo-se até 1984, no município de Chapada dos Guimarães, sob responsabilidade da Mineração Lebrinha, pioneira na industrialização de água em Mato Grosso. Outras cinco empresas já explotam esse bem mineral e novos empreendimentos estão se instalando no Estado com esse mesmo objetivo.

Existe consenso mundial de que a água subterrânea e, conseqüentemente as águas superficiais, revestem-se de uma importância crescente como veículo condutor e sinalizador das soluções para o adequado abastecimento humano associado ao controle da poluição ambiental.

Estimativas apontam que 97,5% da água existente na hidrosfera terrestre referem-se às águas salgadas e somente 2,5% às águas doces. Desse percentual de água

doce, 68,7% encontram-se sob a forma de gelo, 29,9% constituem as águas subterrâneas e apenas 0,26 % as águas superficiais.

O Estado de Mato Grosso registrou, nas últimas décadas, um aumento substancial da demanda hídrica e, em decorrência, a perspectiva do aumento da poluição ambiental.

As águas minerais e potáveis de mesa, envasadas em Mato Grosso para consumo humano, alcançaram em 2002/2003 uma produção da ordem de 150 milhões de litros, segundo registros oriundos do DNPM/MT. Novos empreendimentos, ainda em fase de pesquisa, estão se credenciando para a exploração desse segmento industrial no Estado. O potencial dos aquíferos é substancial e estimula essa perspectiva. Estas águas estão geneticamente condicionadas ao aquífero Furnas e afloram sob a forma de surgência, preferencialmente na zona de contato com a Formação Ponta Grossa (sotoposta).

As fontes termais despontam como uma nova opção para viabilizar a implantação de projetos de hotelaria/balneário, para aproveitamento turístico, e compreendem dois contextos geológicos: no primeiro, a fonte termal encontra-se associada à intrusão do batólito granítico da Serra de São Vicente, condicionada por um sistema de falhas de direção N40E/subvertical e fraturas de direções N20-40E e N70-80W. Neste contexto existem cerca de uma dezena de fontes, três das quais situadas no leito do córrego Águas Quentes, com uma vazão total de aproximadamente 1.500.000 l/dia. As águas apresentam baixo conteúdo de sais minerais

dissolvidos, temperaturas entre 39°C a 41°C e radioatividade local de 50 CPS. São classificadas como fontes termais (hipertermais) radioativas e suas águas como oligominerais. O hipertermalismo deve-se ao grau geotérmico local, com contribuição da desintegração de minerais radioativos (Olivatti & Marques, 1972). O segundo contexto corresponde a um aquífero termal subterrâneo, situado nos sedimentos arenosos da Formação Furnas. Abrange os municípios de Jaciara, Juscimeira, D. Aquino, Pedra Preta, Rondópolis, Poxoréu, General Carneiro e Barra do Garças, no limite com o vizinho estado de Goiás, controlado por uma mega falha de direção nordeste.

A temperatura da água varia entre 41°C e 51°C e o hipertermalismo desse aquífero se processa pelo grau geotérmico registrado na região (1°C/29m), em associação com a velocidade de circulação da água que permite o seu aquecimento nas zonas profundas e com uma velocidade de ascensão superior à taxa de resfriamento devido ao equilíbrio térmico com as zonas mais rasas, sob influência da tectônica registrada na região (sistemas de falhas/fraturas).

Apenas no município de Juscimeira, em uma área de 22 x 22 km, este aquífero vem sendo explorado através de duas dezenas de poços tubulares profundos, com uma vazão média de 25m³/h/poço.

Atualmente, esse complexo de águas termais vem sendo explorado comercialmente por um empreendimento hoteleiro/balneário, nas Águas Quentes de São Vicente, e subaproveitado através de pequenos balneários nos municípios de Juscimeira e Barra do Garças.

5.

ECONOMIA MINERAL

5.1 - ASPECTOS ECONÔMICOS E SOCIAIS

O Estado do Mato Grosso situa-se na região Centro-Oeste do Brasil, em área considerada como da Amazônia Legal, tendo uma superfície de 906.806,9 km² equivalente a 10,55% da área do território nacional. Possui uma população de 2.504.353 habitantes com um crescimento médio em torno de 2,81 % ao ano e 52,4 % da população economicamente ativa.

O Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) médio de Mato Grosso, é de 0,767 e se apresenta maior que a média nacional.

Tem como principais atividades econômicas a agricultura (soja, arroz, algodão, milho, sorgo, cana-de-açúcar e mandioca), a pecuária (bovinos, suínos e galináceos), o extrativismo de madeira e borracha, a extração mineral e a indústria metalúrgica e alimentícia. Como em todo o país, o estado tem no setor terciário em expansão, um dos mais crescentes da sua economia.

O setor de produção agrícola (soja, arroz e algodão) vem crescendo significativamente, enquanto na pecuária destaca-se com o maior rebanho bovino do país (24.704.245 cabeças).

O Estado situa-se como o maior produtor de soja do país (15.008,8 mil toneladas), primeiro produtor de algodão (917,4 mil toneladas/caroço e 574,4 mil toneladas/pluma), segundo produtor de arroz (1.780,1 mil toneladas), segundo produtor de sorgo

(316,0 mil toneladas), sexto produtor de cana-de-açúcar (13.559,6 mil toneladas), sétimo produtor de milho (3.308,9 mil toneladas), segundo em extração vegetal (2.867.779 tora-m³/ano) e décimo-quinto em silvicultura (15.690 tora-m³/ano) e ocupa a 18^a posição no cenário mineral brasileiro.

O setor mineral vem contribuindo de maneira especial com a economia regional e faz parte da própria história do estado que, a partir da segunda década do século XVI, recebeu várias expedições em busca do ouro, já conhecido e utilizado pelos nativos em utensílios.

Em 1718 deu-se início a primeira mina de ouro cuja exploração intensa e desordenada, pela Coroa Portuguesa, levou-a à exaustão em meados de 1730, iniciando um longo processo de marasmo na mineração, somente interrompido com a descoberta de diamantes no início do século XX, marcando um novo ciclo de exploração mineral na região, que resultou no aparecimento de várias cidades. A mineração organizada teve início a partir dos anos de 1960 e 1970, com novas descobertas de ouro e diamante e com a instalação de organismos institucionais como o DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral, a CPRM – Serviço Geológico do Brasil, a METAMAT – Minerais de Mato Grosso S.A. e a UFMT – Universidade Federal de Mato Grosso. Na mesma época deu-se o interesse de várias empresas de mineração que começaram a atuar na região,

como: DOCEGEO - Vale do Rio Doce; NUCLEBRÁS; Mineração Santa Elina Ltda; Morrinho Mineração Ltda; Minérios Salomão Ltda.; Mineração Jaguar Ltda.; Pró Metálica Mineração Ltda. (Associada ao Grupo Anglo American); SOPEMI; RTZ - Rio Tinto Zinc Mineradora Bauxita; Western Mining Company; Sumitomo Corporation do Brasil S.A., além da atuação de grandes grupos empresariais importantes como Votorantin, Andrade Gutierrez e Camargo Corrêa.

Também surgiram associações e cooperativas garimpeiras organizadas na tentativa de melhorar a produtividade nos garimpos outrora explorados de forma rudimentar.

A economia mineral do estado está calcada principalmente na extração do ouro e diamante, mas vem se diversificando com a produção de minerais importantes para o desenvolvimento regional como o calcário dolomítico, utilizado em grande escala na agropecuária como corretivo da acidez do solo e o calcário calcítico, insumo fundamental para a indústria de cimento, além da utilização como corretivo.

As rochas ornamentais, os materiais agregados para a construção civil (areia, brita e argilas), e a revelação de um novo potencial para metais (zinco, chumbo, cobre, prata e níquel) além de minerais industriais (caulim e argilas industriais), e água mineral e termal completam o quadro dos bens minerais conhecidos e explorados na região.

No que tange a sua balança comercial, Mato Grosso ainda é produtor de bens primários. Importa os produtos acabados, principalmente insumos utilizados na indústria de fertilizantes, que contribuem com cerca de 80% dos produtos importados; situação que gera um *déficit* na sua balança comercial com conseqüências na geração de emprego e renda.

No ano de 2001 o Produto Mineral do Estado (PMMt) foi da ordem de R\$ 202 milhões e correspondeu a 1,4% do PIB interno que atingiu R\$ 14,5 bilhões.

Em relação ao PMB – Produto Mineral Brasileiro (soma de toda a produção mineral oficial do Brasil) a participação do Produto Mineral de Mato Grosso - PMMt é muito pequena, em torno de 0,21%. Vale salientar que esta média é ainda mais preocupante se comparada com a participação do PMB no PIB nacional que é da ordem de 25%.

A comparação do Produto Mineral de

Mato Grosso (PMMt) com o PMB nacional e sua relação o PIB estadual, demonstra que há um potencial interno ainda pouco explorado e que poderá proporcionar crescimento real muito grande para a região, dependendo basicamente da implantação de políticas que estimulem investimento nos setores potenciais.

Dessa forma, o setor mineral do Mato Grosso poderá crescer em termos qualitativos e quantitativos contribuindo com o processo de desenvolvimento regional e aumentando a oferta de produtos para induzir o crescimento industrial e agregar cada vez mais valores à economia regional.

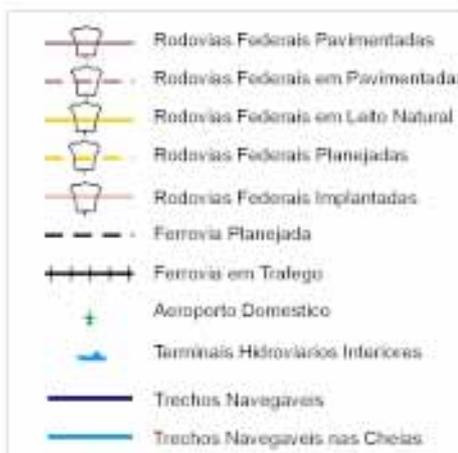
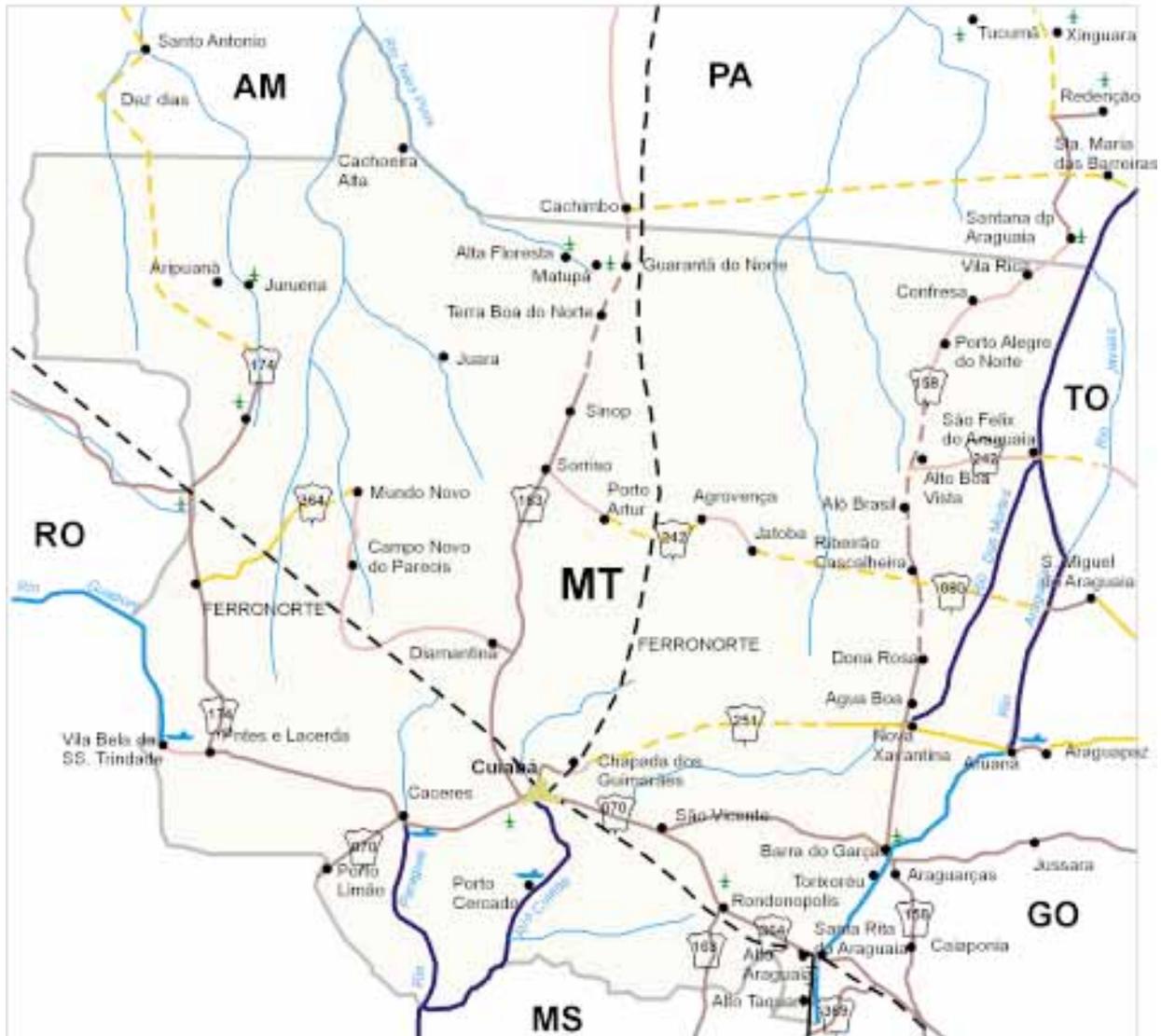
5.2 - INFRA – ESTRUTURA BÁSICA

O Estado dispõe de uma boa infraestrutura básica, com uma malha rodoviária satisfatória e várias hidrovias ainda pouco exploradas, além de uma malha ferroviária implantada e em expansão (FERRONORTE).

Cuiabá, capital do estado, encontra-se a 2.000 Km da costa atlântica no porto de Santos em São Paulo, por rodovias asfaltadas, ou pela ferrovia FERRONORTE. Dista 1.800 Km do porto de Santarém, no estado do Pará, pela BR-163. Situa-se ainda a 2.359 Km do porto de Ilo e 2.472 Km do porto de Matarani (ambos no Peru), e a 2.000 Km dos portos de Arica e Iquique (no Chile), todos na Costa do Pacífico, sendo que 1.550 Km são asfaltados e 450 Km são de estrada sem pavimento asfáltico, em território boliviano.

A rede hidroviária compreende a hidrovia Paraguai-Paraná, desde o porto de Cáceres ao porto de Buenos Aires, com extensão de 3.442Km e da hidrovia Madeira-Amazonas, com extensão de 1.100Km, a partir de Porto Velho (RO) até Itacoatiara, no Amazonas. O Aeroporto Internacional Marechal Rondon está sendo dotado da mais moderna infra-estrutura para operar aviões cargueiros de vôos nacionais e internacionais. Portanto, Mato Grosso está se constituindo em um grande entroncamento sul-americano, com ligações norte-sul e leste-oeste, com ponto intermediário entre as duas costas marítimas do Atlântico e do Pacífico. Encontra-se interligado ao sistema elétrico nacional e ao de comunicações a cabos de fibra ótica, com telefonia convencional fixa,

Logística de Transporte





rural e celular.

Dispõe de 1,82% da capacidade de geração de energia elétrica do país distribuídos em 89 empreendimentos responsáveis pela produção de 1.573.598KW, de origem hidráulica e, térmica a partir do gás natural importado da Bolívia. Além desta infra-estrutura instalada encontram-se em construção 10 usinas e mais 40 já contam com sua outorga assinada.

A rede rodo-hidro-ferroviária é suficiente para o escoamento dos produtos gerados tanto no Mato Grosso como na Amazônia Ocidental e este sistema integrado atende perfeitamente à demanda do transporte de cargas entre esta região e o restante do país.

A malha rodoviária do estado abrange um total de 84.200Km de rodovias, distribuída do seguinte modo: 4.000Km são rodovias federais, 20.000Km estaduais e 60.000Km municipais, sendo que as vias sem pavimentação totalizam 21% da malha federal, 89% da estadual e 100% da municipal.

O sistema de transporte do Estado compreende os seguintes corredores:

Corredor Norte – Rodo-hidroviário, composto pela BR 163 (Cuiabá-Santarém) e pela Hidrovia Teles Pires – Juruena – Tapajós:

Corredor Centro-Norte – Hidro-Rodo-Ferroviário, composto, a partir de Nova Xavantina, pela Hidrovia Mortes – Araguaia – Tocantins, passando por Xambioá – BR 010/153/226 até Imperatriz (MA) – Ferrovias Norte-Sul e Carajás para atingir o Terminal de Ponte da Madeira em São Luiz (MA);

Corredor Leste – Rodo-Ferroviário, composto pela BR 070 (Cuiabá-Goiânia-Belo Horizonte-Vitória) ou BR 364 (Cuiabá-Rondonópolis-Itumbiara-Belo Horizonte-Vitória);

Corredor Sudeste – Rodo-Ferroviário (FERRONORTE) – Cuiabá-Rondonópolis-Alto Taquari-Chapadão do Sul-Aparecida do Taboado-Santos;

Corredor Sul/Sudoeste – Rodo-Hidroviário (Hidrovia Paraguai-Paraná) – Cuiabá (BR 174/070) – Cáceres-Corumbá-Assunção-Barranqueras-Nova Palmira-Campanha-Buenos Aires;

Corredor Oeste – Rodoviário (ligação com o Pacífico) – Cuiabá (BR 174/070) – Cáceres–San Mathias–Santa Cruz-Portos do Chile e do Peru;

Corredor Noroeste – Rodo-Hidrovi-

ário – Cuiabá-Sapezal (BR 174) – Hidrovia Madeira – Amazonas – Solimões - Porto Velho – Itacoatiara - Iquitos ou Macapá.

A hidrovia Paraguai-Paraná que é considerada a coluna vertical do Mercosul, pois percorre, além do Brasil o Paraguai, Argentina e Uruguai, necessita em alguns trechos (Cáceres-Corumbá) de investimentos federais.

A hidrovia Araguaia-Tocantins, que em Mato Grosso é a Hidrovia Rio das Mortes-Araguaia, escoada toda produção do Leste ligando-se através da ferrovia de Carajás ao Porto de Itaqui.

A hidrovia Madeira-Amazonas é a via que se liga ao sistema rodoviário da antiga MT-235, que foi incorporado à BR-364 no segmento do entroncamento da BR-163 (Posto Gil) até a BR-174, seguindo para o porto de Porto Velho em Rondônia.

A integração da malha ferroviária do Estado à malha nacional é recente. O corredor ferroviário constituído pela Ferronorte, liga Aparecida do Taboado (MS) a Cuiabá (MT), em um percurso total de 956 Km. A ferrovia Ferronorte já opera no escoamento dos grãos através dos terminais de Alto Taquari e Alto Araguaia.

5.3 - COMÉRCIO EXTERIOR

Segundo dados da SEPLAN, o comércio exterior do Estado de Mato Grosso vem apresentando um *superávit* na sua balança comercial com uma tendência das exportações crescerem em níveis cada vez maiores (Gráfico 1). No ano de 2002 a tendência de aumento das exportações em relação às importações se faz notar de maneira mais acentuada confirmando a tendência de crescimento devido principalmente ao grande aumento na produção de soja, praticamente toda exportada.

Em seguida aparecem na pauta de exportação a madeira com 5,83% e os produtos de origem animal que representam 5,53%, enquanto as *commodities* minerais respondem por apenas 0,62%.

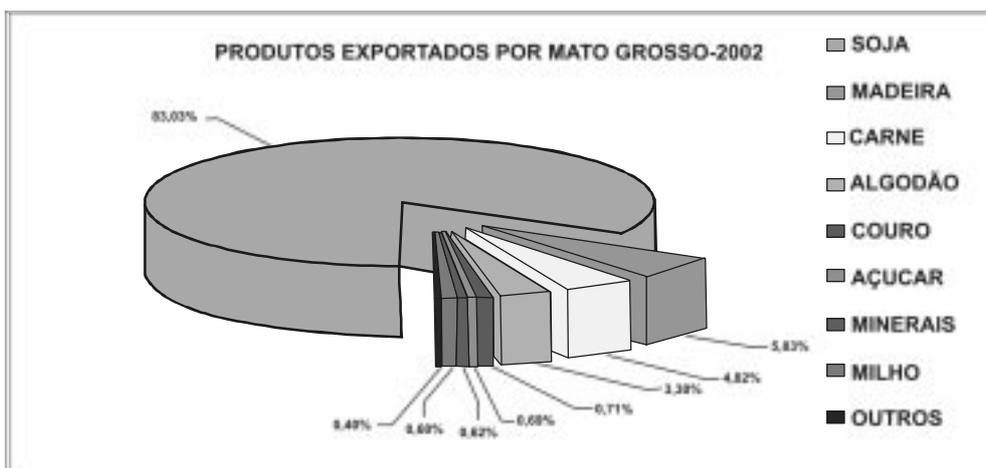
Os principais produtos exportados pelo estado são de origem vegetal o que representa 85% do total, com ênfase para a soja que domina o setor com uma participação de 83% como mostra o Gráfico 2 a seguir.

No que se refere às importações, o Gráfico 3 mostra de forma incisiva o estágio pou-

GRÁFICO 1



GRÁFICO 2



co verticalizado do setor mineral mato-grossense onde verifica-se que a quase totalidade dos produtos importados está diretamente ligada aos insumos agrícolas principalmente para produção de fertilizantes, ou seja, produtos de

origem mineral importados justamente para atender à demanda industrial dos produtos utilizados na agricultura e pecuária.

A baixa participação do setor mineral



nas exportações e a grande dependência externa de insumos e produtos acabados de origem mineral mostram o perfil da economia mineral do estado, caracterizada por produção de bens primários e importação de insumos e produtos industrializados, quadro que pode ser revertido com programas de governo voltados para a verticalização industrial da mineração com aproveitamento dos recursos minerais na própria região.

5.4 - O SETOR MINERAL

5.4.1 - Pesquisa Mineral

No território mato-grossense encontram-se importantes jazimentos que encerram mineralizações de ouro, diamante, metais (níquel, cobre, chumbo, manganês, estanho e zinco), rochas ornamentais, minerais industriais, água mineral e termal, rochas carbonáticas.

Como pode ser observado neste levantamento, os maiores destaques são:

- Províncias e Distritos Auríferos (Alta Floresta; Alto Guaporé e Baixada Cuiabana) e a região aurífera de Nova Xavantina;
- Distrito de Rochas Carbonáticas – Província Serrana (Cáceres; -Nobres-Rosário Oeste-Paranatinga) - Bacia do Paraná (Alto Garças e Poxoréo); Grupo Alto Paraguai- Formação Araras (Cocalinho, Nova Xavantina); Baixada Cuiabana (Cuiabá/Distrito da Guia).
- Distritos Diamantíferas (Juína, Paranatinga, Alto Paraguai e Poxoréo), que compõem a Província diamantífera do Centro

Oeste do Mato Grosso, além dos Depósitos polimetálicos de Aripuanã, Cabaçal e Níquel de Comodoro.

Nas últimas décadas o setor mineral recebeu a atenção de órgãos e empresas estatais que implementaram ações importantes para desenvolvê-lo. A presença do DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral da CPRM - Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais foi fundamental para o conhecimento do potencial mineral e geológico do território mato-grossense, através da execução de mapeamentos geológicos básicos.

A partir de então, várias empresas foram atraídas para desenvolverem pesquisas minerais na região.

Atualmente, observa-se no período entre 2002/2003 um incremento no número de requerimentos junto ao DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral (Tabela 1), da ordem de 55,2% no estado, contra 24,25% a nível nacional.

Incremento ainda maior verificou-se na publicação de alvarás de pesquisa, da ordem de 110% contra apenas 18,87% a nível nacional.

O número de Requerimentos de Licença também aumentou significativamente no período, como pode ser visto, um crescimento de 84% em Mato Grosso contra decréscimo de 0,73% a nível nacional. Houve crescimento também na obtenção de Lavra e Registro de Extração.

5.4.2 - Reservas e Produção Mineral

As reservas cubadas e devidamente

TABELA 1

TÍTULOS MINERÁRIOS DO ESTADO DE MATO GROSSO – 2002-2003

EVENTO	MATO GROSSO		BRASIL	
	2002	2003	2002	2003
Requerimento de Pesquisa	375	582	11.248	13.976
Requer. De Licença	65	120	2052	2.037
Lavra Garimpeira	0	1	338	42
Req. Registro de Extração	0	4	99	160
Alvarás de Pesq.Publicados	176	370	9.309	11.066

Fonte : DNPM

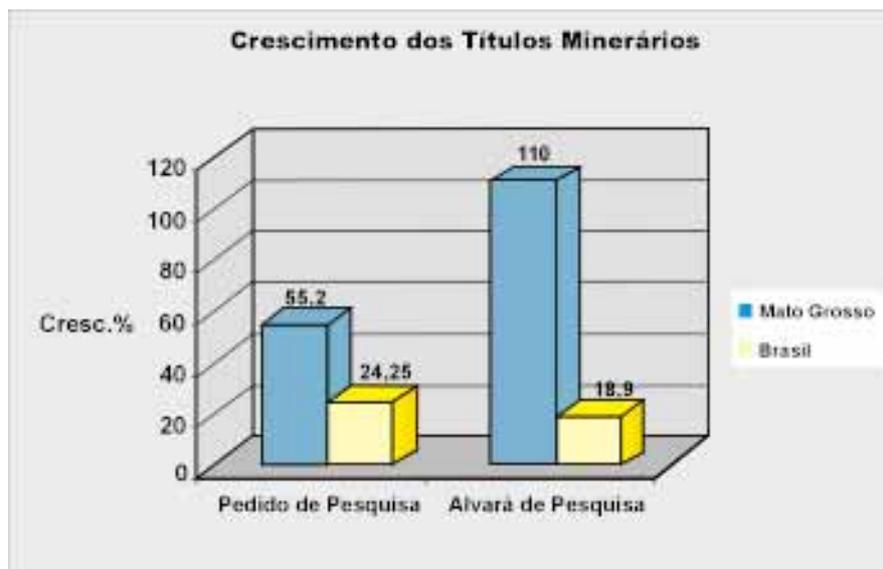


TABELA 2

RESERVAS MINERAIS DO ESTADO DE MATO GROSSO – ANO 2002

CLASSE	SUBSTÂNCIA	Município	Reserva Medida		Reserva Indicada		Reserva Inferida	
			Minério	Teor(%)	Minério	Teor	Minério	Teor
METÁLICOS	Chumbo (t)	Aripuanã	22,300,000	1,600	236,000	1,250 %	250,000	1,250%
	Cobre (t)	Aripuanã	22,300,000	0,08	236,000	1,200 %	250,000	1,250%
	Ouro (Primário) (t)	Cuiabá/Poconé/Peixoto de Azevedo/Nova Lacerda/Vila Bela, Nova Xavantinas	35,279,741	0,50g/t	4,209,865	0,22g/t	145,675,368	0,26g/t
	Ouro(Séc.) (t)	Nova Lacerda/Vila Bela	23,826,011	0,40 g/t	13,128,770	0,11g/t	129,896,072	0,08g/t
	Prata (t)	Aripuanã	22,300,000	49,7 g/t	236,000	60,64g/t	250,000	60,640g/t
	Zinco (t)	Aripuanã/Rio Branco	23,500,000	7,89 %	236,000	6,50%	250,000	6,50%
	Estanho (m³)	Colniza	13,176,494	nd	1,461,000	nd	1,666,000	nd
	Níquel Laterítico(t)	Comodoro	47,000,000	1,76 %Ni				
NÃO METÁLICOS	Argila Comum (t)	Cuiabá	12,679,605		6,571,141			
	Brita/Cascalho (m³)	Cuiabá/Rondonópolis/Tangará da Serra	544,496		544,496		544,496	
	Calcário (10 ⁴ t)	Rosário Oeste/Nobres	4,288,670		6,056,102		76,727,950	
	Dolomítico (10 ⁴ t)	Rosário Oeste Nobres	368,966		591,344		434,980	
	Roch. Ornam. (m³)	Rondoniândia	1,424,070		134,911		1,453,265	
	Diamante (m³)	Juina	19,367,504	0,113 ct/m³				
		Chapada dos Guimarães	3,180,000	0,04ct/m³	420,000	0,04ct/m³	148,000	0,04ct/m³

Fonte: DNPM

aprovadas pelo DNPM no Estado, constituem um importante patrimônio mineral que está legalmente disponibilizado.

O quadro a seguir (Tabela 2), mostra a distribuição das reservas nas suas respectivas classes de substâncias minerais.

Assim, como se observa, além do potencial mineral em fase de pesquisa, as reservas minerais do estado podem contribuir com o desenvolvimento regional transformando-a em riqueza através de extração e comercialização destes bens minerais.

As reservas mostradas na Tabela 2,

expressam visivelmente a contribuição das províncias e distritos conhecidos, com destaque para Ouro, Diamante e Rochas Carbonáticas. No que se refere à produção mineral, constata-se que está calcada basicamente na produção do ouro, diamante e de alguns minerais não metálicos, os quais restringem-se àqueles de uso imediato na construção civil e na agricultura, tais como: areia, argila, brita, cascalho, calcário dolomítico e calcítico e rochas ornamentais.

Outras substâncias integrantes do patrimônio mineral do Estado ainda estão em fase de pesquisa e exigem investimentos para

a definitiva caracterização de viabilidade econômica. São principalmente cobre, zinco, níquel, prata, estanho, manganês e uma gama de minerais industriais (argilas, quartzo e feldspato), além de fosfato, pedras coradas e gemas, que poderão, a médio prazo, compor uma carteira mineral mais diversificada. Da mesma forma que a produção de outros bens minerais, de uso industrial e de gás natural.

O valor da produção mineral de Estado do Mato Grosso, segundo dados oficiais do DNPM contrasta, sem dúvida, com o seu grande potencial geológico.

A série histórica abaixo (Tabela 3) mostra uma produção consolidada das substâncias minerais com maior tradição, destacando-se a produção do ouro.

É apresentado também o comportamento de uma economia mineral pouco diversificada que sofre direta e drasticamente a influência de qualquer impacto negativo na economia do seu principal bem mineral, no caso o ouro.

Como se observa a participação de Mato Grosso na produção mineral brasileira vem caindo gradativamente a partir de 1976 em função da queda da produção do ouro,

TABELA 3

PARTICIPAÇÃO DA PRODUÇÃO MINERAL DE MATO GROSSO NO PMB 1995-2000

ANOS	PMB-MT (US\$X 10 ³)	PMB-BR (US\$X10 ³)	CRESCIMENTO ANUAL (%)	PARTICIPAÇÃO NO PMB MT/BR (%)
1995	154.498,00	13.539.402,00	100,00	1,14
1996	110.826,00	14.067.136,00	-39,40	0,78
1997	45.247,00	14.294.356,00	-59,17	0,31
1998	42.804,00	12.869.450,00	-5,40	0,33
1999	27.300,00	12.638.616,00	-36,36	0,21
2000	39.239,00	18.549.231,00	+43,73	0,21

Fonte – DNPM

chegando nos anos seguintes (1999-2000) a níveis muito baixos, com reflexos imediatos na participação do PMB nacional, reflexos da diminuição da atividade garimpeira e da conjuntura econômica deste metal no mercado mundial.

5.5.1 - MINERAIS METÁLICOS

No Estado de Mato Grosso até o momento foi produzido de forma mais consistente apenas um mineral da classe dos metálicos, o Ouro. A produção de outros metais aconteceu em pequena escala na década de 70, como é o caso do estanho, extraído pela Cia. Paranapanema, na Mina de São Francisco, município de Colniza, que constitui uma extensão da Província Estanífera de Rondônia.

Outros minerais metálicos surgem, como alternativas econômicas de médio-prazo, todos eles em fase de pesquisa, como Cobre, Zinco, Prata, Níquel e Manganês.

Ouro

A exploração do ouro no Estado de Mato Grosso, conforme comentada anteriormente, está intimamente ligada à própria origem do estado sendo irrefutavelmente o principal produto da sua economia mineral em termos históricos, atuais e possivelmente potenciais.

O ciclo histórico da produção do metal durou até o ano de 1730, quando as minas de ouro sofreram um rápido processo de exaustão, devido à exploração desordenada, iniciando-se um longo período de decadência.

A nova retomada da exploração do ouro aconteceu só a partir do século XX, em 1966, através de intensa atividade garimpeira na região norte nas aluviões dos rios Teles Pires e Juruena e na baixada Cuiabana, nas proximidades de Cuiabá, seguida pela atuação de empresas de mineração que iniciaram suas atividades na região.

Atualmente a produção aurífera é localizada e ligada principalmente a extração

do ouro primário, em função das dificuldades geológicas, exigências ambientais e da exaustão dos depósitos aluvionares.

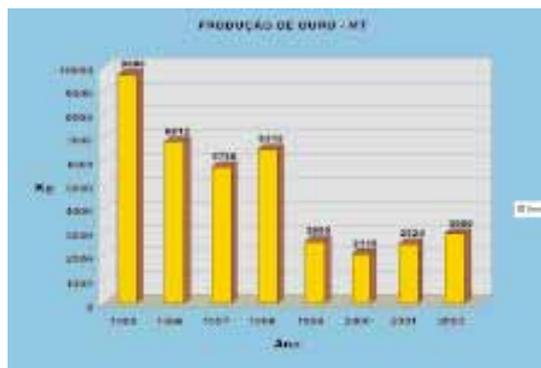
A exploração das regiões auríferas através de garimpeiros e empresas, provocou um grande impacto na economia regional, com a geração de emprego e renda e, conseqüentemente no desenvolvimento regional.

Dados do DNPM mostram que a extração do ouro nesses locais foi muito intensa e confirmam a grande corrida do ouro experimentada nos fins do século passado.

Na Tabela 4, mostrada a seguir, verifica-se a contribuição desta riqueza na economia do Estado de Mato Grosso, com ênfase para os municípios de Alta Floresta e Peixoto de Azevedo, onde houve maior produção acumulada no período.

Durante um período de 18 anos, foram extraídas no norte de Mato Grosso mais de 120 toneladas de ouro, configurando de forma indubitável a vocação regional para a prospecção pesquisa e produção deste bem mineral.

No valor da produção mineral do ouro fornecida pelo DNPM (Gráfico 5) estão computadas todas as informações anuais a partir de 1995. Entretanto, sabe-se extra oficialmente



que neste período uma grande percentagem ocorreu de forma clandestina. Nos últimos anos verificou-se uma queda na produção aurífera o que coincide com o menor aproveitamento do ouro secundário e o grau de dificuldade de exploração dos depósitos primários que exigem maiores investimentos operacionais na lavra e na concentração do minério.

Retomar a produção do ouro aos níveis anteriores passa necessariamente por estudos técnicos de prospecção de novos depósitos.

As reservas medidas de ouro no Estado de Mato Grosso somam 59 milhões de toneladas com teores entre 0,4 e 0,5 gramas por tonelada, sendo 60% minério primário e 40% secundário.

A nova inserção econômica do ouro requer ações conjuntas dos elementos envolvidos, pois, além do processamento tecnológico e da condução das empresas via assessoria organizacional e gerencial há outras dificuldades a serem superadas principalmente no que tange às questões ambientais e fiscais.

Dados fornecidos pela 12ª. Distrito do DNPM em Cuiabá mostram claramente a queda vertiginosa e preocupante da produção do ouro no ano de 2003, demonstrando de forma clara a quase exaustão dos depósitos secundários e a dificuldade de exploração dos depósitos primários. A produção extra-oficial mostra que se apurou apenas 182 quilogramas do metal em 2003, ou seja 6% da produção regular dos anos anteriores.

Cobre, Zinco, Chumbo e Níquel

Conforme consta nos relatórios: IPEM/UFMT/METAMAT "O SETOR MINERAL DO MATO GROSSO – Diagnóstico e Diretrizes para Ações de Estado - 2000" e "Diagnóstico do Setor Mineral" - SICM e

TABELA 4

PRODUÇÃO DE OURO – GARIMPOS
1980-1998

LOCALIDADE	PRODUÇÃO ACUMULADA (1980-1998) Kg.
Alta Floresta	53.426
Apiacás	4.196
Colíder	1.870
Matupá	2.740
Paranaita	6.780
Peixoto de Azevedo	47.599
Terra Nova do Norte	3.493
TOTAL	120.104

Fonte: DNPM

TABELA 5
PRODUÇÃO DE OURO 1995-2003

ANO	Quantidade (Kg)	Valor (US\$10³)*
1995	9.686	117.868,00
1996	6.812	85.973,00
1997	5.755	66.798,00
1998	6.515	69.557,00
1999	2.605	26.885,00
2000	2.115	23.751,00
2001	2.524	24.003,00
2002	3.000	32.700,00
2003	182*	5.139,67*

Fonte: DNPM

(*) estimado

MME – 2002, o estado dispõe de importantes mineralizações de cobre, chumbo, zinco e prata, com destaque para o chamado Distrito Polimetálico do Cabaçal, e mineralizações de níquel conhecidas nos Depósitos de Níquel de Comodoro.

O Distrito Polimetálico de Cabaçal está localizado no município de Rio Branco no curso médio do Rio Cabaçal.

No período de 1980 a 1985 a BP Mineração, através da subsidiária Mineração Manati, desenvolveu trabalhos de detalhe e semi-detalhe nesta área, dando origem a abertura da Mina do Cabaçal que operou entre os anos de 1987 até 1992. Neste período foram produzidas 870.000t de minério com teor médio de 0,82% de cobre e 0,5g/t de ouro.

A partir de 1999 o consórcio Votorantim/Pró Metálica iniciou a reavaliação do depósito denominado C-2C, semelhante ao depósito da mina de Cabaçal com possibilidade de retomar a produção.

Quanto ao minério de zinco existe um projeto em desenvolvimento pela Prometalica Mineração Ltda. para implantação de um empreendimento mineiro denominado Monte Cristo, no Município de Rio Branco, com o objetivo de lavar 1.200.000t de minério, produzindo anualmente 20.700t de concentrado de zinco.

Região do Jaurú situada ao longo do médio vale do Rio Jaurú, no município de Indavaí, em uma faixa de 60km de largura por 150km de comprimento na direção NW-SE, encerra várias ocorrências de sulfetos de cobre, sendo o mais importante o da fazenda Grão de Ouro, no norte do município de Indavaí. Além do cobre, também ocorrem pequenos depósitos de níquel e cobalto, o que demonstra o potencial da área.

Região do Rio Alegre está situada a W-NW de Pontes e Lacerda, tem potencial, principalmente para níquel, sendo que as ocorrências mais conhecidas estão localizadas no Morro Solteiro.

Distrito de Comodoro, nas localidades conhecidas como Morro do Leme e Sem Boné, no município homônimo, no período de 1997-2001, a empresa Anglo-American identificou um depósito de níquel laterítico com reservas de minério da ordem de 47.000.000 de toneladas, com teor de 1,76% de Ni. Essa mesma empresa investiu na região de Aripuanã em trabalhos de pesquisa, que definiram como um dos maiores depó-

sito de Zinco do País com reservas de 22,3 milhões de toneladas de minério, contendo Zn a 7,89%, Ag a 49,7 g/t., 0,08% de cobre, 1,60% de Pb e 0,22 g/t/Au.

A existência de ambientes semelhantes ao do depósito de Aripuanã, recomendam novas pesquisas e prospecções principalmente na região norte do estado.

A implantação de empreendimentos para produção de metais no Estado de Mato Grosso passa por dificuldades devido à falta de investimentos em energia elétrica, em níveis compatíveis com a demanda, nos locais onde estão as jazidas, necessitando de ações de governo no sentido de viabilizar a oferta deste serviço a curto-prazo, como forma de assegurar a efetiva instalação destes empreendimentos.

5.5.2 - MINERAIS NÃO-METÁLICOS

Rochas Carbonáticas

As rochas carbonáticas têm grande importância para a economia do Estado de Mato Grosso por se tratar de uma região com forte vocação para a agropecuária. O Estado posiciona-se como o maior produtor de Calcário Agrícola do país, com capacidade instalada de 2.000 t/h, suficiente para suprir sua demanda interna.

Existem atualmente mais de duas dezenas de unidades moageiras de pó-calcário no estado, responsáveis pelo suprimento do mercado interno de corretivo de solo. Cerca de 15 destas unidades estão instaladas na região da Província Serrana, onde se concentram as maiores reservas deste bem mineral, sendo 07 concentradas na região de Nobres/Rosário Oeste. As demais localizam-se na Baixada Cuiabana/Distrito de Guia (01); município de Alto Garças (01); município de Tangará da Serra (01); município de Cocalinho (01); município de Poxoréu (01) e município de Nova Xavantina (01).

As reservas medidas e indicadas somam mais de 10 bilhões de toneladas, o que mostra um potencial inestimável desse bem mineral para a região.

Além das unidades moageiras de calcário que ainda produzem como subproduto brita e cal, encontra-se em atividade 01 fábrica de cimento no município de Nobres e uma outra em fase de implantação no município de Rosário Oeste.

TABELA 6
PRODUÇÃO DE PÓ-CALCÁRIO NA PROVÍNCIA
SERRANA/BAIXADA CUIABANA - 2003

MUNICÍPIO	QUANTIDADE(T)	%
Nobres e Rosário Oeste	2.793.146	53,00
Tangará da Serra	551.332	11,00
Jangada	306.850	6,00
Cuiabá	168.996	3,50
Primavera do Leste	196.390	4,00
Cáceres	270.262	5,00
Paranatinga	96.123	2,00
TOTAL	4.383.099	84,50%

Fonte: DNPM/12º Distrito

A produção de calcário dos últimos anos mostra um crescimento constante e gradativo tanto para suprir o setor agrícola como o setor cimenteiro, como pode ser visualizado na Tabela 7 verificando-se uma produção cinco vezes maior do calcário agrícola em relação ao utilizado na fabricação

de cimento.

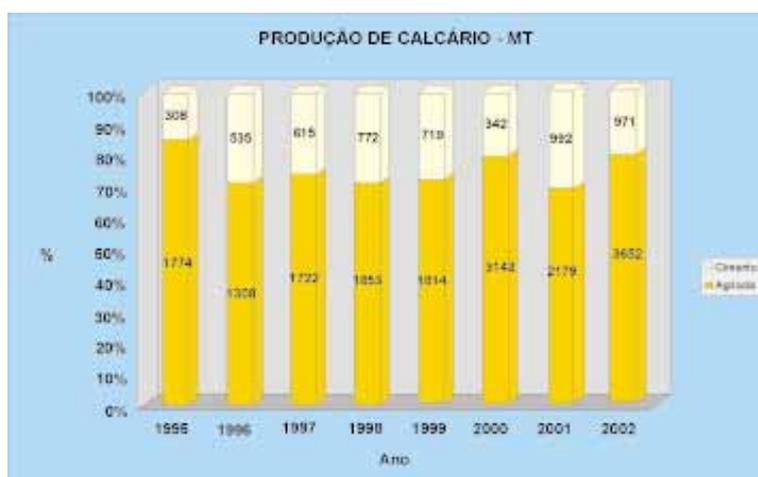
Esta produção de calcário vem aumentando gradativamente em função do crescimento da área plantada no estado, chegando a patamares superiores a 5 milhões de toneladas/ano, atingindo valores da ordem de US\$ 23 milhões, o que sem dúvi-

TABELA 7
PRODUÇÃO DE CALCÁRIO MATO GROSSO – 1995-2003
Por Setor Industrial

ANO	PRODUÇÃO DE CALCÁRIO(10³t)	
	Agrícola	Cimento
1995	1.774,53	308,00
1996	1.308,08	535,00
1997	1.721,98	615,00
1998	1.858,14	772,00
1999	1.814,10	719,00
2000	3.143,35	842,00
2001	3.156,54	998,00
2002	4.623,17	971,00
2003	5.793,01	971,00

Fonte : DNPM

Gráfico 06



da contribui muito com o PIB interno do estado. (Tabela 8)
Agregados de Uso na Construção Civil

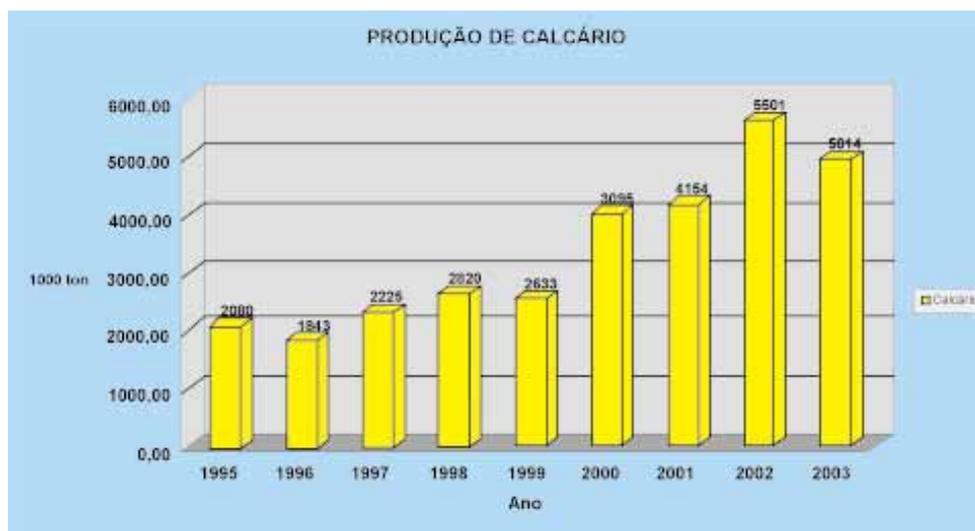
A areia, cascalho, argila e brita são as matérias primas utilizadas diretamente na indústria de construção civil na produção de tijolos, telhas, concreto, argamassas.

TABELA 8
PRODUÇÃO DE CALCÁRIO (Corretivo de Solos) 1995-2003

ANO	QUANTIDADE (10 ³ t)	VALOR (10 ³ US\$)
1995	2.082,53	16.330,48
1996	1.843,08	12.700,43
1997	2.336,98	14.633,17
1998	2.630,14	13.396,22
1999	2.533,10	8.959,99
2000	3.985,35	19.021,15
2001	4.154,54	17.296,24
2002	5.594,17	21.728,00*
2003	5.793,01	23.096,00*

Fonte – DNPM * Valor Calculado

Gráfico 07



Estes bens minerais apresentam baixo valor agregado e por conseguinte têm no preço do transporte o principal vetor de custo para o seu aproveitamento econômico, com influência direta da localização dos depósitos minerais em relação aos centros consumidores para atingir a sua economicidade.

Areia e Cascalho

A areia e o cascalho são matérias primas de fácil extração, mas as novas leis ambientais vêm dificultando esta atividade que até então está sendo apontada como fator de degradação ambiental. A produção de areia e cascalho ocorre nas imediações da maioria das sedes dos municípios, com maior expressão nas grandes cidades. Cuiabá,

por exemplo, é abastecida de areia e cascalho retirados do leito do rio Cuiabá.

A produção geralmente é feita por pequenas empresas que utilizam técnicas simples de extração e não se preocupam em investir na preservação ambiental, quadro este que está mudando, devido a preocupação crescente da sociedade com o desenvolvimento sustentável, ou seja implantação desta atividade industrial com um mínimo de impacto ambiental.

Somente na região de Cuiabá encontram-se 41 dragas responsáveis pela produção de quase um milhão de metros cúbicos, mais da metade da produção do Estado de Mato Grosso.

O quadro que segue (Tabela 9) mostra a evolução da produção de areia e cascalho nos últimos anos no estado do Mato Grosso.

Argila

A produção de argila no Estado do Mato Grosso ocorre em várias regiões mas as principais indústrias de cerâmica estão concentradas nos municípios de Cuiabá, Várzea Grande, Rondonópolis, Cáceres, Barra do Garças e Tangará da Serra..

Somente nos municípios de Cuiabá,

Várzea Grande e Rondonópolis, existem doze empresas que em conjunto produzem cerca de 100 mil metros cúbicos de argilas, extraídas da planície de inundação dos rios Cuiabá e Vermelho e, secundariamente dos sedimentos da Formação Ponta Grossa (Tabela 10 e Gráfico 9).

A produção vem se mantendo estável ao longo dos últimos anos e tende a crescer acompanhando o crescimento da indús-

TABELA 9
PRODUÇÃO DE AREIA E CASCALHO 1995-2002

ANO	QUANTIDADE (m³)	VALOR (US\$)
1995	370.857	3.206.537
1996	597.000	6.422.755
1997	1.681.197	5.937.639
1998	1.627.514	7.219.779
1999	1.814.418	2.407.196
2000	1.713.171	4.691.339
2001	2.243.500	3.190.740*
2002	2.516.091	4.507.030*
2003	2.328.050*	4.170.318*

Fonte – DNPM *calculado base US\$ média anual



Gráfico 8

tria da construção civil.

Na maioria dos casos, o uso da argila está restrito à produção de tijolos maciços e furados, telhas coloniais e lajotas..

Britas

A produção de brita também segue a tendência de localização próximo aos centros consumidores, e sofre também grande pressão dos organismos ambientais princi-

palmente devido a utilização de explosivos a pequenas distâncias dos centros urbanos.

A produção de pedras britadas está em um patamar de equilíbrio com o nível de desenvolvimento da construção civil no Estado de Mato Grosso. Atualmente a produção desse bem mineral é efetuada por 08 empresas.

A Tabela 11 mostra o comportamento da produção e comércio desse bem mineral que segue a tendência da evolução dos

TABELA 10
PRODUÇÃO DE ARGILA INDUSTRIAL – 1995-2002

ANO	QUANTIDADE (M³)	VALOR (US\$)
1995	27.250	2.267.090
1996	104.787	1.022.397
1997	98.100	821.127
1998	69.775	2.913.343
1999	100.113	1.849.453
2000	95.833	2.126.070
2001	99.960	2.229.100*
2002	105.566	2.322.452*
2003	74.000	1.684.628*

Fonte – DNPM * Valor Calculado – US\$ média anual



Gráfico 9

investimentos na construção civil, setor de grande importância no emprego da mão-de-obra não qualificada na região.

Apesar de apresentar um pico na produção no ano de 1997 com um grande crescimento que certamente reflete a retomada de obras no Estado de Mato Grosso, o comportamento da produção de brita vem se mantendo estável ao longo dos últimos anos como pode ser verificado no quadro e no Gráfico do setor.

O ano de 2001 mostra uma tendência de retomada de investimentos na construção civil, tendência esta que não se concretizou nos anos seguintes.

Água Mineral e Termal

Águas Minerais e Termais do Estado de Mato Grosso, ocorrem nos municípios de Cuiabá, Santo Antonio do Leverger, Jaciara, Juscimeira, Rondonópolis e Barra do Garças, onde se concentra mais de 50% da população do Estado.

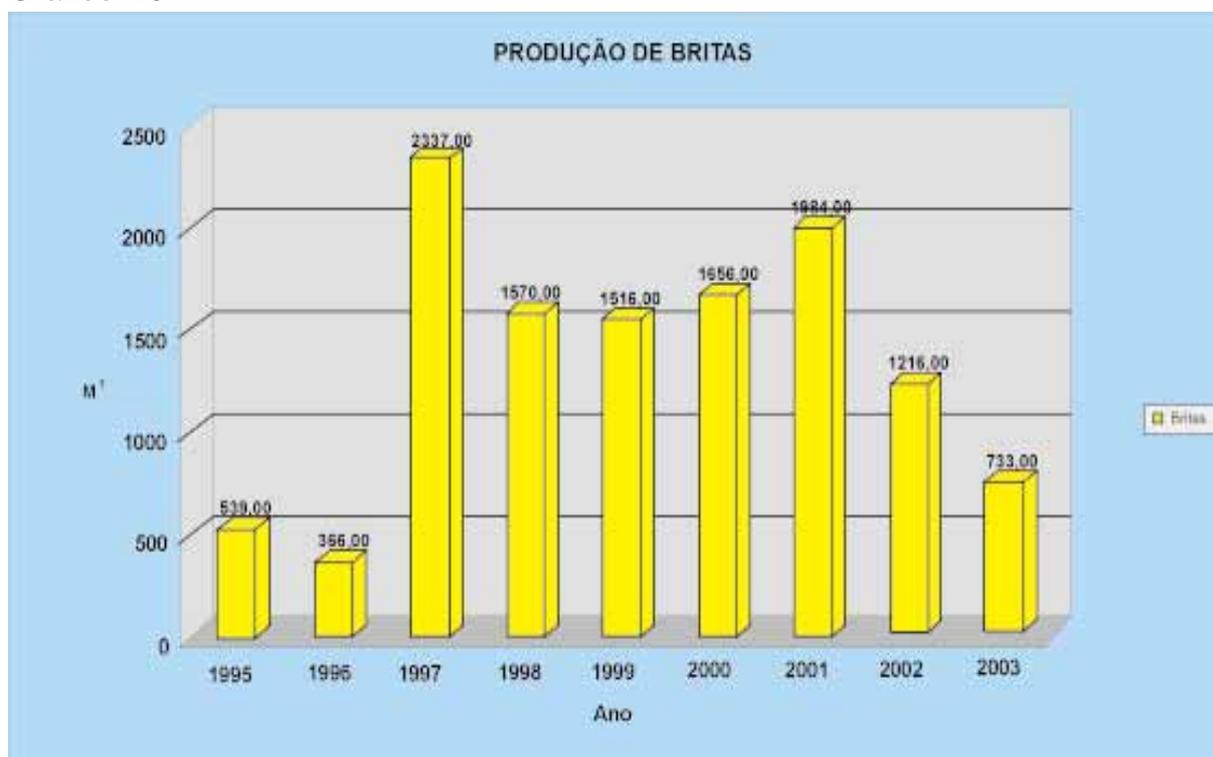
O primeiro trabalho de pesquisa com o objetivo de definir uma fonte de água potável para fins de envasamento e consumo humano teve início em 1974, no município de Chapada dos Guimarães, pela empresa Mineração Lebrinha. Apenas 6 empresas produzem águas envasadas para consumo humano na região, as quais foram responsá-

TABELA 11
PRODUÇÃO DE BRITAS 1995-2002

ANO	QUANTIDADE (10 ³ M ³)	VALOR (10 ³ US\$)
1995	529,79	8.449,37
1996	365,59	6.965,00
1997	2.336,78	14.633,17
1998	1.575,65	14.796,12
1999	1.456,36	8.933,49
2000	1.655,79	10.299,74
2001	1.983,57	8.261,93
2002	1.216,00*	4.864,89
2003	733,00*	2.935,35

Fonte – DNPM * Estimado

Gráfico 10



veis no ano de 2003 pela oferta da ordem de 53 milhões de litros, conforme pode ser visualizado na Tabela 12.

As fontes de águas minerais atualmente exploradas são provenientes dos municípios de Chapada dos Guimarães, Jaciara, Campo Verde, Dom Aquino e Tangará da Serra.

O quadro a seguir (Tabela 13) mostra a produção de água mineral no Estado nos últimos anos.

Registra-se uma crescente produção acompanhando o crescimento da população do Estado, atingindo um pico no ano de 2002.

O crescimento com picos nos anos de 1997/98 configura o maior poder aquisitivo da população devido aos reflexos do plano Real, aumentando o hábito de consumo de água mineral, o que aconteceu em todo o país.

A queda na produção em 2003 pode estar refletindo alguma mudança de comportamento interno das empresas não tendo necessariamente motivação técnica. (Gráfico 11).

O grande potencial de águas termais para fins turísticos constitui um importante segmento na economia do estado.

Além das Águas Quentes do Balneá-

TABELA 12
PRODUÇÃO DE ÁGUA MINERAL
ESTADO DE MATO GROSSO – 2003

EMPRESA	PRODUÇÃO (litros)
LEBRINHA	11.880,815
BURITI	3.479.000
PURÍSSIMA	22.272.433
VITANI	878,440
CRISTALINA	3.200.000*
BRUNADO	11.500.000*

Fonte: DNPM – 12º Distrito

TABELA 13
PRODUÇÃO DE ÁGUA MINERAL – 1995-2002

ANO	Quantidade (10³lt)	Valor (10³US\$)
1995	35.712,36	4.285,48
1996	43.429,25	6.422,75
1997	50.453,48	6.057,79
1998	55.671,66	4.136,33
1999	47.234,10	2.407,19
2000	49.503,28	2.439,55
2001	45.062,12	2.208,00
2002	76.699,00	3.758,00
2003	53.210,60	2.873,00

Fonte – DNPM

rio de São Vicente, que se encontra em operação comercial, uma grande faixa de direção E-W contendo dezenas de surgências de águas termais constitui, nas regiões centro-sul e leste do Estado, sua principal província termal. Abrange uma área de aproxi-

madamente 50.000 Km², envolvendo os municípios de Cuiabá, Chapada dos Guimarães, Campo Verde, Jaciara, Dom Aquino, Jusci-meira, São Pedro da Cipa, Rondonópolis, Pedra Preta, São José do Povo, Poxoréo, General Carneiro e Barra do Garças.

Gráfico 11



Rochas Ornamentais

As primeiras notícias de produção de artefatos rochosos para revestimentos no Estado de Mato Grosso, datam do início do século passado no município de Barão de Melgaço, com produção de paralelepípedos no Morro do Chacororé. Essas rochas foram empregadas no calçamento das ruas de Cuiabá e cidades vizinhas.

A partir da década de 50, esta atividade estendeu-se às cidades de Santo Antônio do Leverger e Diamantino e mais recentemente aos municípios de Cáceres, Campo Verde, Alta Floresta, Pontes e Lacerda e Peixoto de Azevedo.

Entretanto sua industrialização para fins ornamentais só começou a ocorrer a partir de meados da década de 1990 quando foram obtidos os primeiros blocos graníticos com a produção de chapas brutas ou acabadas.

A variedade de tipos de rochas ornamentais disponíveis no estado constitui um grande potencial para industrialização.

Com a confecção do Catálogo de Pedras Ornamentais de Mato Grosso (Rajab *et al.*, 1999), foram constatados a existência de vários tipos de rochas ornamentais cujos nomes comerciais estão consagrados como “Trevo do Mato” localizado na Fazenda Porto Belo em Vila Bela da Santíssima Trindade, “Ipiranga” e “Di Paulo” em São José dos Quatro Marcos; “Águas Claras” em Indiará; “Jauru” em Figueirópolis; “Vermelho Uruatu” em Mirassol d’Oeste e “Vila Cardoso” em Porto Esperidião.

As principais áreas com potencial são: Cuiabá, Cáceres, Aripuanã, Alta Floresta e Confresa, onde ocorrem rochas graníticas, quartzitos e metarenitos.

Área de Cuiabá - Contempla pelos granitos da serra de São Vicente, quartzitos do Morro do Chacororé, e arenitos silicificados de Campo Verde.

Área de Pontes de Lacerda - Constituída por rochas graníticas abrangendo os municípios de Porto Esperidião, Rio Branco, Jaurú, Pontes e Lacerda e Vila Bela da Santíssima Trindade. O potencial desta área merece atenção especial, pela sua localização, próxima a um porto fluvial, com boa infraestrutura disponível.

Área de Aripuanã - Ainda pouco co-

hecida, possui uma pedreira na localidade de serra da Providência, no município de Rondolândia, da qual são extraídos 2 tipos de granitos comercializados em chapas polidas ou brutas.

Área de Alta Floresta - Composta pelas variedades já conhecidas do Vermelho Mato Grosso no município de Terra Nova do Norte e Salmão Mato-grossense, no município de Juara. Recentemente foi identificado um tipo de granito cinza denominado (Francês ou Pallas) que ocorre no município de Paranaíta.

Área de Confresa - Ocorre uma variedade denominada comercialmente de Granito Preto. Trata-se de uma rocha do tipo gabro, de cor escura e homogênea.

Estudos recentes constatam que existem outras variedades, que podem aumentar o potencial dessa região.

As publicações do Anuário Mineral Brasileiro não dispõem de dados sobre a produção de Rochas Ornamentais no Estado. No entanto, no relatório “Catálogo de Rochas Ornamentais do Estado de Mato Grosso” o DNPM cita dados de produção dos tipos Vermelho Pantanal, Marron Pantanal, Salmão Mato-grossense e Vermelho Mato Grosso em pequenas quantidade (menos que 500 m³).

Relatórios da 12^o Distrito do DNPM registraram produções de 296 m³ de rochas ornamentais provenientes da Fazenda Curio – Município de Aripuanã e 1.212 m³ no Sítio Queima-pé em Tangará da Serra respectivamente nos anos de 2001 e 2002.

5.5.3 - GEMAS

Diamante

O diamante também faz parte da história do Estado do Mato Grosso. As primeiras descobertas datam de 1747 no rio Paraguai quando deu origem à fundação do povoado de Diamantino. Devido à proibição de sua exploração pela Coroa Portuguesa na época, a atividade de extração não teve seguimento.

Somente a partir do século XX foi iniciada a produção de diamantes na região seguida à implantação de importantes povoados, hoje cidades como Dom Aquino (1920), Poxoréu (1924), Torixoréu (1931), Barra do Garças (1932), Nortelândia (1937),

Araguainha (1943) e Paranatinga (1964). A partir de então, a exploração de diamantes tornou-se uma atividade tradicional em Mato Grosso nos Distritos Diamantíferos de Paranatinga, Rio das Mortes, Alto Paraguai e Juína, através de empresas de mineração.

Distrito de Juína

Este distrito foi descoberto em 1976 após 10 anos de pesquisas geológicas. São depósitos aluvionares e 80% dos diamantes são do tipo industrial. O preço local do quilate é da ordem de US\$ 30,00 e estima-se uma produção de 30.000 ct cujo valor comercial FOB atinge US\$ 900.000/mês. Corpos kimberlíticos mirralizados foram descobertos e estão sendo pesquisados neste Distrito com perspectivas econômicas muito favoráveis.

Distrito de Paranatinga

As primeiras descobertas de diamante aconteceram em 1960 dando origem à cidade do mesmo nome em 1963. Foram identificados 11 regiões garimpeiras pela SOPEMI que estimou a produção mensal em 4.000ct/mês de diamantes de tamanho entre 5 a 8 pontos, de cor amarela, bronze e branca. São produtos depositados em aluviões quaternários, possivelmente originados de kimberlitos. Diversos corpos kimberlíticos mineralizados foram descobertos neste Distrito pelas empresas SOPEMI e RTZ

Distrito de Alto Paraguai

O início das atividades mineradoras datam de 1728 e foram retomadas a partir de 1930 na forma de garimpagem, o que perdurou até 1970 quando passou a ter sua lavra também mecanizada. Os diamantes são grandes podendo ser encontrados cristais de 10 a 30 quilates. No ano 2000 foi responsável por cerca de 93% da produção oficial do Estado do Mato Grosso. Atualmente os trabalhos de lavra estão em franca decadência. A atuação de empresas de mineração é inexistente a atividade garimpeira sobrevive através de meia dúzia de dragas.

Distrito do Poxoréo

Este distrito é o mais tradicional do Estado de Mato Grosso. Estima-se que nos

últimos 20 anos a extração de diamantes gerou uma renda superior a US\$ 800 milhões. São extraídos dos leitos dos rios Poxoréo e seus afluentes: Poxoreuzinho, Coité, córrego Areia, São João, Rico, Bororó e Jácomo.

As estimativas da produção de diamante no Estado segundo a METAMAT, levando-se em conta o envolvimento de dragas, garimpeiros e outros, é da ordem de 380 mil quilates por ano, cujo valor em dólares foge ao controle devido à diversificada qualidade dos produtos.

As reservas medida e indicada de diamante bloqueadas no estado, somam mais de 22 milhões de metros cúbicos com teores entre 0,113 e 0,04 ct/m³

Para fins deste relatório, considera-se a produção oficial, publicada pelo DNPM após análise dos registros fornecidos pelas empresas que atuam legalmente no setor, conforme pode ser visto no quadro a seguir (Tabela 14) que mostra a produção de diamantes no Estado de Mato Grosso nos últimos 08 (oito) anos, verificando-se valores que atingem o patamar de 2.000 quilates até o ano de 1999 e um salto nos anos seguintes.

Estes dados mostram um crescimento fantástico da produção nos últimos três anos da série histórica interpretado como antecipação dos garimpeiros e pequenos mineradores, à lei Kimberley, em vigor desde outubro/2003, que condiciona a comercialização/exportação do diamante, somente quando oriundos de lavra sob responsabilidade de empresas legalmente constituídas e credenciadas junto ao DNPM. Em 2004, dados acumulados até Julho (FIEMT/SECEX), mostram uma queda da ordem de 60% no volume exportado; refletindo um maior rigor na fiscalização das regiões produtoras, geralmente ligadas aos garimpos.

5.6 - EMPRESAS ATUANTES NO SETOR MINERAL

O direcionamento de investimentos de empresas privadas no setor mineral de uma região depende fundamentalmente do conhecimento geológico básico disponível, sob responsabilidade do Setor Público. Esta assertiva é universal e demonstra claramente que o investimento público nesse conhecimento foi fundamental ao desenvolvimento do contexto geológico e, conseqüentemente do potencial metalogenético dos paí-

TABELA 14
PRODUÇÃO DE DIAMANTE - 1995/2003

ANO	QUANTIDADE (ct)	VALOR (10 ³ US\$)
1995	2.888	305.255
1996	3.549	487.174
1997	4.585	499.820
1998	2.793	308.000
1999	1.751	122.723
2000	1.899	162.449
2001	15.404	274.224*
2002	15.282	259.794*
2003	12.313	237.000*

Fonte – DNPM *Calculado pela média anual US\$/R\$

Gráfico 12



ses que priorizaram essa política, elevando a produção mineral à ordem de 20% do PIB. No Brasil, particularmente nos Estados de Minas Gerais, Bahia e Pará, onde esses esforços se tornaram significativos, foram detectados ambientes com importante potencial metalogenético, atraindo grandes empresas nacionais e multinacionais, que vêm aplicando expressivos investimentos de risco na busca de detectar depósitos minerais economicamente viáveis.

Mesmo diante do pouco conhecimento geológico ainda registrado em Mato Grosso, empresas e grupos privados estão presentes investindo na busca de oportunidades minerais.

A seguir são relacionadas as empresas nas suas devidas áreas de atuação por setor, segundo levantamento efetuado pela

CPRM-Serviço Geológico do Brasil e de relatórios da SICME do Estado de Mato Grosso.

No setor de exploração do Ouro :

- ☐ Mineração Santa Elina Ltda.
- ☐ Morrinho Mineração Ltda.
- ☐ Minérios Salomão Ltda
- ☐ Mineração Jaguar Ltda
- ☐ COOPEIXOTO

No setor de Calcário Dolomítico

- ☐ Calcário Tangará Ind. e Co. Ltda
- ☐ Mineração Caieira N.S.da Guia
- ☐ Emal – Empresa de Mineração Aripuanã Ltda
- ☐ Copacel Ind. e Com. de Calcário e Cereais Ltda.
- ☐ Ecoplan Mineração Ltda.
- ☐ Império Minerações Ltda.
- ☐ Supercal – Extração de Calcário Ltda.

- Ind. De Calcário Cuiabá Ltda.
- Camil – Cáceres Mineração Ltda.
- Mineração Itaipu Ltda.
- Reical Ind. e Com. de Calcário Ltda.

Na exploração de Calcário para Cimento

- Cimento Tocantins – Grupo Votorantin
- Itaituba Agro-industrial S/A - Grupo João Santos

Na exploração de Diamantes :

- Mineração Morro Vermelho Ltda.
- Diagem do Brasil Mineração Ltda.
- Chapada Brasil Mineração Ltda

Na extração de Britas:

- Britagua Ltda.
- Estácio e Silva Ltda.
- EMAL Ltda.
- Cristal Pedras Mineração
- Glória d'Oeste Ltda.
- Império Minerações Ltda.
- Brito e Pereira Ltda.
- Pedreira Tangará Ltda.
- Mineração Caieira N. Sra. Da Guia

No setor de Água Mineral :

- Água Lebrinha Ltda.
- Água Mineral Cristalina Ltda.
- Água Mineral Buriti Ltda.
- Água Mineral Brunado Ltda.
- Água Mineral Puríssima Ltda.
- Água Mineral Vitani Ltda.

Na Pesquisa de Polimetálicos (obrichumbo-zinco-prata e níquel):

- Grupo Anglo – American
- Pró-Metálica Mineração Ltda.

5.7 - PARTICIPAÇÃO DA MINERAÇÃO NA ARRECAÇÃO

Com a extinção do Imposto Único Sobre Minerais (IUM) que incidia sobre os produtos de origem mineral, a Constituição Federal promulgada em 1988, assegurou, em seu art. 20, parágrafo 1º, que aos Estados, Distrito Federal e Municípios, bem como órgãos da administração direta da União, cabe uma participação no resultado da exploração mineral nos respectivos territórios a título de compensação financeira por essa exploração, que é a chamada CFEM - COMPENSAÇÃO FINANCEIRA PELA EXPLORAÇÃO MINERAL.

Esta Compensação Financeira foi re-

gulamentada pela Lei 7.990 de 29/12/89, quando definiu que o aproveitamento dos recursos hídricos, para fins de geração de energia elétrica e dos recursos minerais, por qualquer dos regimes previstos em Lei, ensejará Compensação Financeira aos Estados, Distrito Federal e Municípios. A Lei 8.001 de 13/03/90, estabeleceu os percentuais da distribuição desta Compensação Financeira.

No caso dos Recursos Minerais, a Compensação Financeira é regida ainda pela seguinte legislação:

- I. Decreto nº 1/91 - Regulamenta o pagamento da CFEM
- II. Lei Estadual 8.153 de 09.07.2004 que regulamenta o pagamento da CFEM no Estado de Mato Grosso.

Em 2003, a arrecadação da CFEM em Mato Grosso foi da ordem de R\$ 1,256 milhões, com tendência de crescimento gradativo conforme mostra o quadro (Tabela 15) a seguir, de acordo com dados fornecidos pelo 12º Distrito do DNPM.

Os principais municípios que contribuem com a receita da CFEM são Tangará da Serra, Nobres, Rosário Oeste e Cocalinho que juntos são responsáveis por 83% do total desta arrecadação. Justamente nestes municípios estão concentradas as grandes mineradoras que atuam no Estado.

Na realidade, pela própria divisão legal da CFEM, todos municípios mineradores são beneficiados com 65% da Cota parte do valor arrecadado..

No Gráfico 13 é possível visualizar a evolução da arrecadação da Compensação Financeira pela Exploração Mineral – CFEM a partir dos últimos quatro anos, com crescimento bastante significativo.

Entre o ano de 2000 e 2003 houve crescimento a taxas elevadas em função de um melhor aparelhamento na fiscalização.

O crescimento da CFEM verificado entre 2000 e 2003 foi da ordem de 172% e a arrecadação superou a casa de R\$ 1,0 milhão já a partir de 2002, alcançando mais de R\$ 1,2 milhões no ano de 2003.

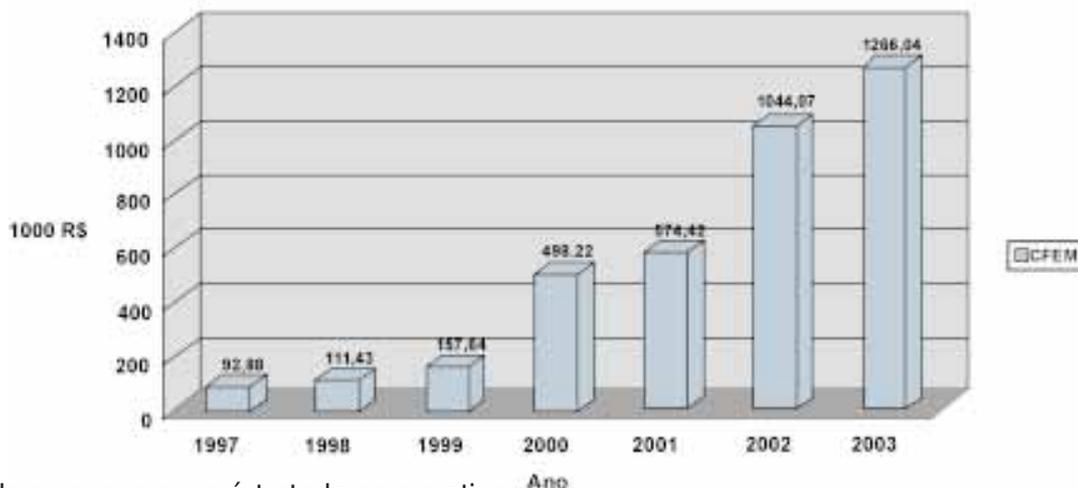
A Tabela 16 mostra os principais municípios arrecadadores da CFEM do Estado:

Além da CFEM, o Estado recebe também tributos significativos provenientes do setor mineral através do ICMS – Imposto sobre Circulação de Mercadorias. Deve-se

TABELA 15
ARRECAÇÃO DA CFEM
NO ESTADO DE MATO GROSSO – 1997-2003

ANO	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
CFEM(R\$)	92.680,00	111.419,00	157.636,00	498.219,00	574.132,00	1.044.669,29	1.256.012,76

ARRECAÇÃO DA CFEM - MT



considerar que o ouro é tratado como ativo financeiro e não como *commodity* e, no caso do diamante, certamente há dificuldades na fiscalização/notificação devido, entre outros fatores, problemas de avaliação.

Nos anos de 2002 e 2003, foram recolhidos do ICMS, R\$ 23.380.000,00 e R\$ 25.260.000,00, respectivamente, sendo 90% provenientes de pedras britadas. O restante foi oriundo de outras substâncias como calcário, areia e cascalho e pedras naturais. Essa arrecadação não reflete a realidade da produção mineral do Estado.

5.8 - POLÍTICA DE INCENTIVOS

O Estado de Mato Grosso está localizado na área abrangida pela Amazônia Legal, criada pela Lei 1.806 de 06/01/1953, em função da Lei complementar nº 31 de 11/10/1977.

. Desta forma, qualquer projeto ou instalação industrial no Estado do Mato Grosso goza dos incentivos previstos para a Amazônia Legal.

No estado existe também uma Estação Aduaneira do Interior - EADI - reconhecida como Porto Seco, localizada em Cuiabá e em operação há mais de uma ano, submetida ao regime de condessão ou de permissão conforme Lei Federal 9.074/95. Compreende recintos alfândegas de uso público, instalados com o objetivo de aliviar os portos constantes congestionamentos, além

de facilitar as empresas exportadoras e importadoras nos despachos aduaneiros. O governo de Mato Grosso concede incentivos para exportação e importação via Porto Seco, dispensando a apresentação do Regime Especial para exportação de que trata a Portaria Sefaz 75/2000 e, através do Decreto Estadual 1.432/2003, que regulamentou a Lei 7.958/2003, reduz o valor do ICMS devido às importações quando o desembaraço da mercadoria ocorrer no Porto Seco de Cuiabá.

Estes recintos alfândegas permitem ainda a possibilidade de estocar mercadorias importantes sob controle aduaneiro, gerando o pagamento de impostos à medida que essas mercadorias forem nacionalizadas, conforme interesse do importador.

Especificamente, o setor mineral dispõe de um mecanismo da maior importância para o seu desenvolvimento no Mato Grosso que é a Lei Nº 7.606 de 27.12.2001. Esta lei institui o Programa de Desenvolvimento da Mineração - PROMINERAÇÃO e está regulamentada pelo Decreto Nº 4.136 de 04.04.2002.

O Estado conta ainda com o fundo institucional administrado por um Conselho e vinculado ao Banco do Brasil, o FCO – Fundo Centro-Oeste que financia a instalação de projetos industriais em condições competitivas, no que tange aos juros e ao período de carência, o que pode ser um incentivo importante na implantação de empreendimentos mineiros na região.

TABELA 16
PARTICIPAÇÃO DOS MUNICÍPIOS NA ARRECADAÇÃO DA CFEM
DO ESTADO DO MATO GROSSO – 2003

<i>Municípios</i>	<i>Arrecadação CFEM (R\$)</i>
Água Boa	4.790,94
Alto do Garças	2.093,04
Barra do Bugres	23.421,56
Cáceres	21.710,78
Campo Verde	26.930,92
Chapada dos Guimarães	18.535,47
Cocalinho	108.255,47
Colíder	978,70
Cuiabá	68.383,49
Dom Aquino	44.803,20
Glória D'Oeste	125,26
Jaciara	8751,14
Juína	936,78
Nobres	317.733,64
Nortelândia	740,69
Nova Lacerda	2.727,94
Paranatinga	11.779,23
Poconé	331,97
Poxoréu	5.090,76
Primavera do Leste	9.069,16
Rondolândia	789,24
Rondonópolis	4.496,66
Rosário Oeste	190.453,66
Santo Antonio do Leverger	2.068,46
Sorriso	769,86
Tangará da Serra	380.096,77
Várzea Grande	147,97
Total	1.256.012,76

Fonte: DNPM/DIADM

6.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Esta edição da Geologia e Recursos Minerais de Mato Grosso contém os primeiros mapas Geológico e de Recursos Minerais do Estado, na escala 1:1.000.000.

Este levantamento apresenta o estágio atual do conhecimento geológico da região, em formato analógico e digital, estruturado em ambiente GIS e suportado por base de dados geológicos que permitirá uma atualização periódica com os avanços nos conhecimentos geológicos.

Com este trabalho, efetuou-se um levantamento dos principais trabalhos geológicos disponíveis em diversas escalas, bem como os levantamentos geofísicos e geoquímicos, teses de mestrado e doutorado realizados na região.

As 204 ocorrências, anteriormente cadastradas no Estado, foram acrescentadas 224, totalizando 428, agrupadas em províncias, distritos e áreas.

Desenvolveu-se também uma síntese das informações geológicas com a descrição dos principais controles dos depósitos minerais.

Os Mapas Geotectônico e de Recursos Minerais apresentam os ambientes geológicos e revelam a potencialidade metalogenética associada a cada ambiente geotectônico.

O mapa geológico mostra avanços consideráveis em relação à cartografia existente, com a individualização de novas unidades geológicas e reavaliação das já

cartografadas, sendo apresentadas um total de 152 unidades.

Com este produto, o Estado passa a contar com um instrumento de fomento e pesquisa mineral capaz de mostrar a potencialidade geológica da região, necessária para atrair investimento de empresas interessadas na prospecção e pesquisa mineral, bem como estabelecer e priorizar áreas ainda carentes de levantamentos geológicos básicos, em escala de maior detalhe.

Efetuuou-se também um diagnóstico do setor mineral da região, em que é efetuada uma análise da situação atual, destacando-se a importância do setor na economia do Estado e as perspectivas em função dos projetos de prospecção em andamento. Este estudo permitirá ao Estado disponibilizar informações do setor mineral, que irão propiciar uma melhor visualização dos dados econômicos, que contribuirão sobremaneira na definição de ações de planejamento e racionalização de novas políticas com objetivo de garantir o desenvolvimento do setor mineral.

Constatou-se que a infra-estrutura do Estado possui uma rede viária em boas condições que atende inclusive toda a Amazônia Ocidental, propiciando o escoamento dos bens produzidos no Estado e na região para todo o país, além da Bolívia, Argentina, Chile, Peru, Paraguai e Uruguai. Possui boa oferta de energia elétrica e um

bom potencial hídrico. Estes recursos em conjunto certamente facilitarão a promoção de novos investimentos mínero-industriais no Estado.

Em termos de incentivos, o Estado do Mato Grosso apresenta-se em melhores condições de competitividade em relação aos outros estados do Centro-Oeste, por situar-se na Amazônia Legal, participando portanto dos programas de incentivos previstos em lei.

Conta também com uma Estação Aduaneira do Interior – EADI – reconhecida como Porto Seco, localizada em Cuiabá e em operação há mais de um ano, submetida ao regime de concessão ou de permissão conforme Lei Federal 9.074/95. Compreende recintos alfândegados de uso público, instalados com o objetivo de aliviar os portos dos constantes congestionamentos, além de facilitar as empresas exportadoras e importadoras nos despachos aduaneiros, e com recursos de financiamento do Fundo do Centro-Oeste – FCO, dispondo também de um mecanismo forte de financiamento à produção mineral que é o programa estadual denominado **PROMINERAÇÃO**.

O subsolo de Mato Grosso hospeda importantes distritos minerais principalmente de ouro, diamante, rochas carbonáticas, jazimentos polimetálicos (Zn, Cu, Pb, Ag e Au), Rochas Ornamentais e Minerais Industriais.

Minerais de aproveitamento direto, sem transformação química, ocorrem em abundância, mormente nas regiões centro-sul e sudeste do Estado, a exemplo das águas mineral e termal, além de minerais agregados para utilização na construção civil.

Paradoxalmente, apesar desse grande potencial mineral, o Estado ainda não traduz em números satisfatórios a importância da sua economia mineral no cenário nacional, expondo índices inferiores à média nacional quando comparado ao PMB - Produto Mineral Brasileiro. Isto ainda ocorre porque essa potencialidade geológica carece de informações mais detalhadas, uma vez que o território mato-grossense dispõe de escassa cobertura geológica básica nas escalas de 1:250.000 e 1:100.000..

Mesmo diante da constatação de que o nível de conhecimento do seu subsolo atualmente situar-se aquém do desejável, é inegável que os investimentos realizados até então, ainda que pontuais, tiveram retorno com a descoberta de ambientes geológicos promissores e, conseqüentemente, com o interesse das empresas na continuidade das pesquisas, que inclusive já bloquearam reservas consideráveis de jazimentos polimetálicos (Ni, Zn, Cu, Pb, Ag e Au), além de diamante. O reflexo direto de tal situação é o grande crescimento nos requerimentos de pesquisas verificado nos dois últimos anos junto ao DNPM, muito acima da média nacional, demonstrando que o Estado encontra-se numa fase principalmente de pesquisa e que em breve teremos retorno com a descoberta de novos depósitos minerais.

Não há dúvidas quanto à importância do setor mineral para a economia do Estado, podendo se apresentar como um dos principais pilares do desenvolvimento regional. A atração de investimentos para o aproveitamento dos jazimentos conhecidos, bem como a descoberta de novas oportunidades, tendo em vista o potencial mineral existente, conduzirá ao crescimento econômico com a geração de empregos e conseqüentemente mudança do perfil econômico e social da região.

Ações integradas devem ser iniciadas imediatamente no sentido de reverter a situação atual de queda do Produto Mineral Interno que no ano de 1995 era de 1,14% do Produto Mineral Brasileiro, e hoje está em níveis muito inferiores, na casa dos 0,3%. É importante que o Estado possa manter o seu Produto Mineral Interno em níveis de pelo menos 3% do PMB, pois isto significa um equilíbrio no nível da oferta de bens minerais compatível com o crescimento do parque industrial regional e nacional.

As principais recomendações deste relatório são apresentadas a seguir:

- Desenvolvimento de programas de mapeamento geológico básico em escalas mais detalhadas (1:250.000 e 1:100.000), compatíveis com o nível de conhecimento exigidos para a definição de novos alvos e geração de

- novas jazidas o que irá definir novas oportunidades de investimentos;
- Implantação de programas específicos na busca e definição de ambientes geológicos promissores para a descoberta de depósitos de minerais para utilização na agricultura como fosfato, potássio e caracterização dos calcários, visando diminuir a dependência interna do estado em insumos agrícolas que hoje responde por 80% das importações;
 - Elaboração de um inventário sobre o meio-físico objetivando um diagnóstico completo do potencial hídrico, ambiental e mineral do Estado com objetivo de definir novas oportunidades de negócios e consolidar novas parcerias e implantar novos empreendimentos aproveitando o grande potencial de recursos naturais existente em Mato Grosso;
 - Estabelecer diretrizes para a verticalização industrial dos produtos

minerais na própria região, através de uma política agressiva de incentivos e atração de investimentos, oferecendo inclusive melhoria na infra-estrutura, principalmente na distribuição da rede de energia elétrica para aproveitamento dos minérios polimetálicos, minerais industriais e dos pólos de turismo, estes, com o aproveitamento do potencial de água termal e de cenários naturais paisagísticos.

Essas ações conjuntas irão contribuir para o desenvolvimento do Estado, consolidando o setor mineral como um dos mais importantes para a economia regional. As informações científicas atualizadas concorrerão para criar novas alternativas de investimentos, com menores riscos e maior confiança para os investidores, o que dará suporte à instalação de novos empreendimentos.

BIBLIOGRAFIA

- ABRÃO, H. N. & ALECRIM, J. D. *Reconhecimento geológico preliminar do Alto Rio Negro, região de Uaupés-Tapuruquara*. Manaus: DNPM, 1969. 8p. Relatório do Arquivo Técnico da DGM n. 676.
- ABREU FILHO, W.; BARROS, A. J. P. de & BARRETO FILHO, J. A. *Projeto Ouro & Gemas. Relatório Anual da Área Piloto da Reserva Garimpeira de Peixoto de Azevedo*. Cuiabá: DNPM/CPRM, 1992. 31p. (Relatório Anual - Inédito)
- ABREU, A. S.; DALL'AGNOL, R.; ARAÚJO, J. F. V. *Petrografia e amostragem do Bloco E-III, Folha SA.19-Iça; Relatório Analítico*. Belém: Projeto RADAM, 1976. 23p. (Relatório Interno.)
- ACHÃO, S. M. & SALAS, H. T. *Prospecção geológica na Serra de Tunuí, Rio Içana-Alto Rio Negro*. Manaus: CPRM, 1974. 33p.
- ACHÃO, S. M. *Reconhecimento geológico e prospecção aluvionar na porção sudeste da Serra do Aracá*. Manaus: CPRM, 1974. 5p. (Relatório Interno)
- ADAMY, A. & ROMANINI, S. J. *Geologia da Região Porto Velho - Abunã. Relatório Final*. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1990. 273p. il.
- ALBUQUERQUE, Mario Cavalcanti de. Programa Nacional de Prospecção de Ouro. *Área MT - 02 - Alta Floresta - Mato Grosso / Pará*. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 1998. (Informe de Recursos Minerais - Série Mapas Temáticos do Ouro, nº 44)
- ALBUQUERQUE, Mário Cavalcanti de. Programa Nacional de Prospecção de Ouro. *Área MT - 03 - Serra de São Vicente, Mato Grosso*. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 1998. (Informe de Recursos Minerais - Série Mapas Temáticos do Ouro, 45)
- ALBUQUERQUE, Mário Cavalcanti de. Programa Nacional de Prospecção de Ouro. *Área MT - 04 - Jauru / Barra dos Bugres - Mato Grosso*. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 2000. (Informe de Recursos Minerais - Série Mapas Temáticos do Ouro, 85)
- ALBUQUERQUE, Mario Cavalcanti de. Programa Nacional de Prospecção de Ouro. *Área MT - 05 - Cuiabá / Poconé*. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 2000. (Informe de Recursos Minerais - Série Mapas Temáticos do Ouro, nº 84)
- ALBUQUERQUE, Mario Cavalcanti de. Programa Nacional de Prospecção de Ouro. *Área MT - 07 - Araés / Nova Xavantina - Mato Grosso*. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. (Informe de Recursos Minerais - Série Mapas Temáticos do Ouro, 70).
- ALMEIDA, F. F. & BARBOSA, O. Geologia das Quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. Estudo de São Paulo. *Bol. Div. de Geol. e Mineralogia*, Rio de Janeiro, n.143, 1953, 96p.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Contribuição à geologia dos Estados de Goiás e Mato Grosso. *Bol DGM, Notas Preliminares*, Rio de Janeiro, n.46, p.15, 1948.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de & MONTOVANI, M. S. M. Geologia e geocronologia do granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais Acad. Bras. de Ciências*, Rio de Janeiro, n.47, p.451-458, 1975.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de & NOGUEIRA FILHO, J. D. V. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. *Boletim DGM*, n.199, p.1-42, 1959.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. *Episódio da última época interglacial permo-carbonífera no Paraná*. Notas Preliminares - Est. Div. Geol. Mineral, DNPM, Rio de Janeiro, n.27, 1945. 18p.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Evolução Tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais Acad. Bras. Ciências*, n.40, p.285-295, 1968.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Evolução Tectônica do Cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, SBG., v.4, n.3, p.191-201, 1974.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Geologia

- da Serra da Bodoquena (Mato Grosso). *Bol. Div. de Geol. e Mineralogia*, Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, n.219, p.1-96, 1965.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Geologia do Centro-Leste Mato-Grossense. *Bol. Div. de Geol. e Mineralogia*, DNPM, n.150, p.1-97, 1954.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. *Bol. Div. de Geol. e Mineralogia*, Rio de Janeiro, n.215, 137p., 1964.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Geologia do Sudoeste matogrossense. *Bol. Div. de Geol. e Mineralogia* – DNPM, n.116, p.1-118, 1945.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Geossinclínio Paraguai. *In.: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS*, 1, Centro Acad. Est. Geologia, UFRGS - Porto Alegre, p.88-109, 1965.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Glaciação Eocambriana em Mato Grosso. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, n.117, p.1-11, 1964b
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. *Origem dos minérios de ferro e manganês de Urucum (Corumbá, Estado de Mato Grosso)*. *Bol. Div. de Geol. e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, n.119, 1-57, 1946
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Os fundamentos geológicos. *In.: AZEVEDO, A. de. Brasil, a terra e o homem*. São Paulo:Comp.Ed. Nacional, 1964a. v.1, p.55-120. (Brasiliana, Formato Especial, 1).
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Província Tocantins, Setor Sudoeste. *In.: ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de & HASUI, Y. O pré Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. p.265-281.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Traços gerais de geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOGRAFIA*, 18, 1959, Rio de Janeiro. *Boletim ...* Rio de Janeiro:[s.e.], 1959. v.1
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, n.17, p.1-29, 1981
- ALMEIDA, Luiz Fernando Galvão de; MELO, Serafim Carvalho & FRIANÇA, Geraldo Carlos. A geologia e as perspectivas econômico - minerais da estrada de integração nacional Cuiabá - Santarém (trecho Cuiabá - Cachimbo). *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 26, 1972, Belém. *Anais ...* Belém:SBG, 1972. 25p.
- ALMEIDA, M. E. & MACAMBIRA, M. J. B.; SCHELLER, T. Içana Intrusive Suite: age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. *In.: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 1, 1997, Campos do Jordão. *Extended Abstracts...* Campos do Jordão: SBG/São Paulo, 1997. p.31-33.
- ALMEIDA, M. E. (Ed.) *Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B: Projeto Serra Imeri*. Nota Explicativa. Manaus: CPRM, 2000. 1 CD-ROM.
- ALMEIDA, M. E. *et al. Projeto GIS Brasil. Reconhecimento geológico ao longo dos rios Negro, Xié e Içana*. Relatório de Viagem. Manaus: CPRM, [S.D.] (no prelo).
- ALMEIDA, M. E. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no Estado do Amazonas. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 5, 1996, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões*. Belém: SBG-NO, 1996. p.72-75.
- ALMEIDA, M. E.; BRITO, M. de F. L. de; FERREIRA, A. L.; MONTEIRO, M. A. S.; POPINI, M. V.F.; DREHER, A. M. Mineralizações auríferas associadas a vulcanismo ácido e intermediário na Folha Mamãe Anã, Província Mineral do Tapajós. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais ...* Belo Horizonte: SBG-MG, 1998. p.148.
- ALMEIDA, M. E.; FRAGA, L. M. B.; BRITO, M. F. L. de; SILVA, L.C.; SANTOS, J. O. S.; LUZARDO, R.; OLIVEIRA, M. A.; SILVA, M. A. da. *Projeto Serra Imeri. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B. Nota Explicativa*. Manaus: CPRM, 2000. (CD-ROM).
- ALMEIDA, M. E.; LARIZZATTI, J. H. Geologia e petrografia, dos gnaisses migmatíticos do alto rio Uaupés, Estado do Amazonas, Brasil. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, 1996, Balneário de Camboriú. *Anais ...* Balneário de Camboriú: SBG, 1996. v.6, p.293-296.
- ALMEIDA, M. E.; LARIZZATTI, J. H. Geologia preliminar do Alto Rio Uaupés, extremo noroeste do Estado do Amazonas, Brasil. *In.: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA*, 9, 1995, Caracas. *Anais ...* Caracas-Venezuela, 1995.
- ALVARENGA, C. J. S. DE & TROMPETTE, R. A. Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE*

- GEOLOGIA, 38, Camburiú, 1994, *Anais ...* Camburiú, SBG, 1994. v.1, p.239-240.
- ALVARENGA, C. J. S. de; & TROMPETTE, R. Glacial and turbidite Sedimentation of upper Proterozoic in Paraguay Belt, Mato Grosso, Brazil. INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS, 28, 1989. *Abstracts ...* Washington, 1989. v.1, p.374.
- ALVARENGA, C. J. S. Evidências de fácies turbidíticas grosseiras no Grupo Cuiabá, MT. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, 1985, Goiânia. *Atas ...* Goiânia:SBG, 1985. p.256-266.
- ALVARENGA, C. J. S. Evolução das deformações polifásicas brasileiras na faixa Paraguai - Região de Cuiabá, MT. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Anais ...* Goiânia: SBG, 1986. v.3, p.1170-1.
- ALVARENGA, C. J. S.; CATHELIN, M.; DUBESY, J.. Chronology and orientation of N₂-H₂O, and H₂O-rich fluid-inclusion trails in intrametamorphic quartz veins from the Cuiabá gold district, Brazil. *Mineralogical Magazine*, n.54, p.245-255, 1990.
- ALVARENGA, Carlos José Souza de & SAES, G. S. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geociências*, v.22, n.4, p. 493-499, 1992.
- ALVARENGA, Carlos José Souza de & TROMPETTE, R. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A Estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v.23, n.1, p.18-30, 1993.
- ALVARENGA, Carlos José Souza de & TROMPETTE, R. Glacial influenced turbidite sedimentation in the uppermost Proterozoic and Lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n.92, p.85-105, 1992.
- ALVARENGA, Carlos José Souza de & TROMPETTE, R. Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt, (Mato Grosso, Brazil). *In.*: MEETING EARTH'S GLACIAL RECORD – PROJ. 260, 1988, Cuiabá. *Abstracts and Field Trip ...* Cuiabá: IGCP-UNESCO/UFMT. P.31-44
- ALVARENGA, Carlos José Souza de *et al.* Paraguay and Araguaia Belts. *In.*: CORDANNI, U. G. *et al.* Tectonic Evolution of South América. Rio de Janeiro: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000. p.183-193.
- ALVARENGA, Carlos José Souza de. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais ...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.7, p.3258-3271.
- ALVARENGA, Carlos José Souza de. *Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de la chaîne Paragui d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil.* 1990. 177p. Tese. (Doutorado) – Université d'Aix-Marseille II, Faculté des Sciences et Techniques de ST-JEROME, France, 1990. 177 p.
- ALVARENGA, Carlos José Souza de. Turbidios e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, n.18, p.323-327, 1988.
- 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.
- AMARAL, G. Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20, 1966, Rio de Janeiro. *Pub. Especiais ...* Rio de Janeiro: SBG, 1966. v.1, p.45-46.
- AMARAL, G.; RAMGRAB, G. E.; OLIVEIRA, I. W. B.; MANDETTA, P.; DAMIÃO, R. N. Determinações geocronológicas e considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na porção Setentrional do Território de Roraima. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Brasília. *Resumo das Conferências e Comunicações...* Brasília: SBG, p.77-80. (Boletim Especial, 1).
- AMARO, V. E. *Geologia e petrologia da seqüência metavulcânica de Jaupaci-GO e lineamentos associados.* 1989. 230p. Tese. (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 1989.
- ANDERSON, J. L.; BENDER, E. E. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, n.23, p.19-52, 1989..
- ANDRADE A. F. de; SANTIAGO A. F.; MELO C. F.; BIZINELLA G. A.; MOREIRA H. L.; SANTOS J. O. S.; OLIVEIRA J. R.; MOURA, P.A.; LOPES, R.da C.; ROSA FILHO, S. F.; NEVES, S. A. V. *Projeto Tapajós – Sucunduri. Relatório de Integração Geológica.* Manaus, DNPM/CPRM, 1978. 3v.
- ANDRADE A. F. de; SANTIAGO, A. F.; MELO, C. F.; BIZINELLA, G. A.; MOREIRA, H. L.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; MOURA, P. A.; LOPES R. da C., ROSA FILHO S. F., NEVES S. A. V. *Projeto Tapajós – Sucunduri. Relatório de Integração Geológica.* Manaus: DNPM/CPRM, 1978. 3v.
- ARANTES, D.; OSBORNE, G. A.; BUCK, P.S. The

- Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. *In.*: LADEIRA, E. A. *Brazil Gold' 91*, Belo Horizonte, 1991. p.221-229.
- ARAÚJO NETO, H.; COSTI, H. . *Projeto Tapuruquara II. Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, 1979. 2v.
- ARAÚJO RUIZ, L. M. B. A. *Caracterização Petrográfica, Geoquímica e Geocronologia (U/Pb e Ar/Ar) do Maciço Nova Lacerda - MT*. 2003. 89p. Tese (Dissertação de Mestrado).. Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, Rio Claro, 2003.
- ARAÚJO RUIZ, L., M B A; GODOY, A., M., SOUZA, M. Z. A. e RUIZ, A. S. Aspectos Geoquímicos do Maciço Sararé – SW do Cráton Amazônico. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 8, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG, 2003b 130 – 131.
- ARAÚJO RUIZ, L., M B A; RUIZ, A. S; SOUZA, M. Z. A; GODOY, A. M. 2001. Caracterização Petrográfica do Granito Sararé e de seu Embasamento na Porção SW do Cráton Amazônico- MT. *In.*: WORKSHOP - GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRÁTON, 2001, São Paulo. *Atas...* Geology of the SW Amazonian Cráton: State of the Art. , 2001. p.159-162
- ARAÚJO RUIZ, Larissa Marques B. A.; MATOS, João B.; GODOY, Antonio Misson; SOUZA, Maria Zélia A. de; RUIZ, Amarildo Salina. Geologia da Porção Noroeste da Folha Rio Pindaituba – MT, SW do Craton Amazônico. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, 2003, Cuiabá. *Anais ...* Cuiabá: SBG, 2003. p.122-123
- ARAÚJO RUIZ, Larissa Marques B. A.; MATOS, João B.; GODOY, Antonio Misson; SOUZA, Maria Zélia A. de; RUIZ, Amarildo Salina. Aspectos loto-geoquímicos do maciço Sararé – SW do Cráton Amazônico *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, 2003, Cuiabá. *Anais ...* Cuiabá: SBG, 2003. p.130-131
- ARAÚJO, H. J. T.; RAMOS, M. A. R. *Reconhecimento e Mapeamento Geológico dos rios Japurá, Juami, Apaporis, Traira e Igarapé Castanho*. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1975. (Relatório Interno, 32).
- ARAÚJO, H. J. T.; RODARTE, J. B. M.; DEL'ARCO, J. O.; SANTOS, D. B. dos; BARROS, A. M.; TASSINARI, C. C. G.; LIMA, M. I. C. de; ABREU, A. S.; FERNANDES, C. A. C. Geologia. *In.*: BRASIL. DNPM. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SB. 20 Purus; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1978. p.17-128. (Levantamento de Recursos Naturais, 17).
- ARAÚJO, J. B.; CARNEIRO, R. G. *Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico*. Belém: Petrobrás-RENOR, 1977. 11p. (Relatório Técnico Interno, 348).
- ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. N. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. *Programa Grande Carajás. Folha SB.22-Z-A*. Estado do Pará. Brasília. CPRM, 1991. 164p. il. (Convênio DNPM/CPRM.)
- ARAÚJO, Vanderlei Antônio; COSTA, José F. Gambier; MONTES, Adevanil de Santana Lamart. *In.* PEREIRA, Alex Domingos Carneiro. *Projeto Manissuá-Missu - Reconhecimento Geológico. Relatório Final*. Goiânia: CPRM, 1975. 4v. (Convênio DNPM / CPRM).
- ASSINE, M. L. *Aspectos da Estratigrafia das seqüências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. 1996. 207p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P.C.; MILANI, E. J. Sequência Tectono - Sedimentares Mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v.24, n.2, p.71-89, 1994.
- BABINSKI, M.; TASSINARI, C. C. G.; NUTMAN, A. P. *et al.* U-Pb shrimp zircon ages of migmatites from the basement of the Embú Complex, Ribeira Fold Belt: indications for ~1.4-1.3 Ga Pb-Pb and Rb-Sr “isochron” ages of no geological meaning. *In.*: SIMPÓSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA, 3., 2001, Chile. *Actas ...* Chile, 2001. p.92-94.
- BAHIA, R. B. C. & QUADROS, M. L. do E. S. *Projeto Província Mineral do Tapajós. Folha Caracol (SB.21-X-C). Relatório da Segunda Etapa de Campo*. Porto Velho: CPRM, 1996.
- BAHIA, R. B. C. *A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, oeste de Rondônia*. 1997. 88p. Tese (Mestrado) - Universidade Federal do Pará-UFPA, Belém, 1997.
- BAHIA, R. B. C.; PEDREIRA, A. J. As Bacias do Setor Sudoeste do Cráton Amazônico: Classificação Global e Evolução Tectônica. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém, 2001. *Anais...* Belém: SBG, 2001. 1 CD-Rom)
- BAHIA, R. B. C.; PEDREIRA, A. J. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, v.1, p.24-29, 1996.
- BARBOSA, Octavio; RAMOS, J. R. de Andrade; GOMES, Franklin de Andrade; HELMBOLD, Reinhard. *Geologia e Estratigráfica, estrutural e econômica da Área do “Projeto Araguaia”*. Rio de Janeiro: IBGE, 1966. (Divisão de Geologia e Mineralogia, Monografia, 19).
- BARBOZA, E. S.; PULZ, G. M.; JELINEK, A. R.; RONCHI, Luis Henrique; PINHO, F. E.; QUADROS,

- A. P. Microtermometria dos fluidos auríferos nos veios de quartzo do depósito Pau-a-Pique, sudoeste do estado de Mato Grosso *In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC*, 53, 2001, Salvador. *Ata ... SBPC: Salvador, 2001. CD Rom*
- BARBOZA, Elzio da Silva. *Geoquímica e Microtermometria dos Fluidos Mineralizantes do Depósito Pau-a-Pique, Sudoeste do Estado de Mato Grosso*. 2001. 149p. Tese (Dissertação de Mestrado) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRS, Porto Alegre, 2001.
- BARBOZA, Elzio da Silva; NUNES, Fabrício Pereira; MAIA, Márcio Tadeo Pommot. *Mapeamento lito-estrutural da frente da lavra do depósito aurífero da Lavrinha, grupo Aguapeí, Região Pontes e Lacerda - MT*. 1999. 51p.. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 1999. (Trab. de Graduação).
- BARRETO, P.M.; MANTOVANI, M. S. M. Geocronologia do Território de Rondônia e sudoeste de Mato Grosso. *Ciência e Cultura*, v.27, n.7, p.186, 1975. (Suplemento).
- BARRIOS, F. J. *Caracterização geocronológica da Região Amazônica da Venezuela*. 1983. 123p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 1983.
- BARRO, P.; PIRES, A. C. B. Utilização da Aeromagnetometria como subsídio na compreensão da estruturação do Alto Estrutural Juruena-Teles Pires. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 7, 1999, Cuiabá. *Anais ...* Cuiabá: S.B.G. - Núcleo Centro-Oeste, 1999. p.175-177.
- 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. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus, SBG-Núcleo Norte, 1999. 596p.p.124-127.
- BARROS, A. M. *et al. Projeto Iratapuru - Área Cupixi: Geologia Regional. Relatório Final*. Belém: GEBAM-RADAMBRASIL, 1984. v.1.
- BARROS, A. M.; SILVA, R. H.; CARDOSO, O. R. F. A. *et al. Geologia In.: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SD.21 Cuiabá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1982. p.25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- BARROS, A. M.; SIMÕES, M. A. *Levantamento geológico nas porções meio-oeste da Folha SD.21-Z-A e extremo noroeste da Folha SD.21-Z-C, abrangendo as áreas dos municípios de Raizama, Rosário Oeste, Nobres e Diamantino; operação 577/80*. Goiânia: Projeto RADAMBRASIL, 1980. 31p.(Relatório Interno RADAMBRASIL, 387-G)
- BARROS, Adalberto Maia; PASTORE JUNIOR, Waldemar Paulo. *Projeto Alto Guaporé. Relatório Final*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1974. 11v.
- BARROS, Antonio João Paes. *Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas da Região de Peixoto de Azevedo, MT*. 1993. 161p. Tese (Mestrado) - Programa de Pós Graduação em Geologia Econômica, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 1993.
- BASEI, M. A. S. & TEIXEIRA, W. *Geocronologia e considerações estratigráficas preliminares da região Cachimbo-Dardanelos*. Belém: Projeto RADAM, 1975. 19p. (Relatório Interno RADAM, 37-G).
- 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. *Geocronologia do Território Federal de Roraima e parte norte do Estado do Amazonas. Relatório Interno*. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1975. 19p.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, p.43-55, 1985.
- BAUNER, E. J.; LARGHER, G. M. *A preliminary report of the geology east-central part of the state of Mato Grosso and a portion of the western part of the state of Goiás, Brazil*. Ponta Grossa: Petrobrás / DEBSP, 1958. 26p.(Relatório técnico Interno, 114).
- BETTENCOURT, J. S.; LEITE, W. B.; PAYOLLA, B. L. *et al.* The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. *In.: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, 2., 1997, Salvador. *Excursions Guide ...* Salvador : CBPM/SGM, 1997. p.3-31.
- BETTENCOURT, J. S.; ONSTOTT, T. C.; TEIXEIRA, W. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on Country rocks from the Central sector of the Rio Negro-Juruena Province, SW Amazon Craton. *In.: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; COSTI, H.T.* (Eds.). *SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS*, 1995, Belém. *Abstract Volume*. Belém: Center for Geosciences. University Federal of Para, 1995. p.5-16.
- BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JR., W. B. *et al.* Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of

- the Amazonian craton, Brazil-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v.95, p.41-67, 1999.
- BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JR., W. B. *et al.* Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province. *In.*: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B.; COSTI, H. T. (Eds.) SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS: *Abstract Volume*. Belém: Universidade Federal do Pará, 1995. p.5-16.
- 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.
- BIZINELLA, G. A.; SANTIAGO, A. F.; MELO, A. F. F. de; SANTOS, A. dos; BORGES, F. R.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; OLIVEIRA, J. R. de; CARMONA, J. R. M.; D'ANTONA, R. de J. G.; OLIVEIRA, R. L. *Projeto Tapajós – Sucunduri*. Manaus: CPRM, 1980. 8v. (Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito).
- BIZZI, L. A. ; SCHOBENHAUS, C.; BAARS, F. J. *et al.* Geologia, tectônica e Recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2.500.000. *In.*: BIZZI, L. A. ; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (ed.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIGI*. CPRM: Ed. UnB, 2003.
- BIZZI, L. A.; VIDOTTI, R. M.; MILANI, E. Post-Gonowana geodynamics and fission-related magmatism. *In.*: BIZZI, L. A. *et al.* (Eds). *Geology Tectonics and Mineral Resources of Brazil*. Brasília: CPRM, 2002 (in press).
- BOGGIANI, P. C. *Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul*. 1998. 181p. Tese (Dissertação de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - IG/USP, São Paulo, 1998.
- BOGGIANI, P. C.; COIMBRA, A. M.; FAIRCHID, T. R. Calcário e rochas fosfáticas do Grupo Corumbá na Serra da Bodoquena, MS: modelo genético. *In.*: JORNADAS CIENTÍFICAS, 2, São Paulo, 1992. *Boletim IG-USP*, São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo-IG/USP, 1992. p.23-24. (Publicação Especial Nº 12)
- BOGGIANI, P.C. *Ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá na região central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul*. 1990. 91p. Tese (Dissertação de mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - IG/USP, São Paulo, 1990.
- BONHOMME, M. G. *et al.* Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, n.18, p.103-118, 1982.
- BONHOMME, M. G. The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals. *Precambrian Research*, n.18, p.5-25, 1982.
- BORGES, F. R. *Projeto Serra do Aracá. Relatório Final*. Manaus: CPRM/Trading Mineração, 1987. 51p.
- BORGES, F. R.; CUADROS JUSTO, L. J. E. *Mapa de jazimentos de insumos minerais para agricultura da Região Centro Oeste e do Estado do Tocantins: Escala 1:2.500.000*. Goiânia: CPRM, 2000. Mapa Color.
- 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).
- BRAGA, L. F. S.; SIQUEIRA, L. P. Three dimensional gravity modelling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. *In.*: LATIN AMERICAN PETROLEUM CONGRESS, 5., 1996, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: CONEXPO-ARPEL, 1996. 8 p.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB.21 - Tapajós*. Rio de Janeiro, 409p., p.13-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.22 - Tocantins*. Rio de Janeiro, 1981. p.21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral.. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.22 - Goiás*. Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de Recursos Naturais, 25).
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.22 - Goiânia*. Rio de Janeiro, 1983. (Levantamento de Recursos Naturais, 31)
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.21 – Cuiabá*. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1982. v.26, p.25-192. (Levantamentos de Recursos Naturais, 26).

- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.21 - Juruena*. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1974. 117-164 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. *PROJETO RADAMBRASIL Produção garimpeira de ouro por município e por empresas de mineração no Estado de Mato Grosso*. Brasília: Divisão de Planejamento e Economia Mineral, 1996.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. *PROJETO RADAMBRASIL Folha SD.20 - Guaporé*. Rio de Janeiro, 1979. 364 p., p.21-123. (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional de Pesquisa Mineral - DNPM. Relatórios Internos – Economia Mineral. Cuiabá: DNPM – 12° Chefia, 2001.
- BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional de Pesquisa Mineral - DNPM. Relatórios Internos – Economia Mineral. Cuiabá: DNPM – 12° Chefia, 2002.
- BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional de Pesquisa Mineral - DNPM. Relatórios Internos – Economia Mineral. Cuiabá: DNPM – 12° Chefia, 2003.
- BRASIL. Secretaria de Minas e Metalurgia. *Diagnóstico do setor mineral de Mato Grosso: fator de interiorização e desenvolvimento*. Brasília, 2002. 68p.
- BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Rev. Bras. de Geografia*, Rio de Janeiro, n.3., 1971. (Fundação IBGE)
- BRAUN, O. P. G. *Projeto Roraima. 2ª Fase*; Levantamento geológico integrado: Relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo, correspondente à “Fotointerpretação Preliminar”. Manaus: DNPM/CPRM, 1973. 218p. il.
- BRITO NEVES, B. B. de. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of super continents. *Gondwana Research*, v.5, n.1, p.175-196, 2002
- BRITO, M. F. L. de. Granito Jauari. *In.*: ALMEIDA, M. E. (Ed.), *Projeto Serra Imeri*. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B. Nota Explicativa. Manaus: CPRM, 2000. (CD-Rom).
- BRITO, M. F. L. de; FRAGA, L. M. B.; SANTOS, L. C.; ALMEIDA, M. E. Suíte Intrusiva Marauaiá. *In.*: ALMEIDA, M. E. (Ed.). *Projeto Serra Imeri*. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B. Nota Explicativa. Manaus: CPRM, 2000a. (CD-Rom).
- BRITO, M. F. L. de; FRAGA, L. M. B.; SILVA, L. C.; SANTOS, J. O. S. Complexo Cauaburi. *In.*: ALMEIDA, M. E. (Ed.). *Projeto Serra Imeri*. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B. Nota Explicativa. Manaus: CPRM, 2000b. (CD-Rom).
- CAPUTO, M. V. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. 1984. 586p. Tese (Doutorado) - University of California, Santa Barbara, USA, 1984.
- CAPUTO, M. V.; CROWELL, J. C. Migration of Glacial Centers Across Gondwana During Paleozoic Era. *GSA Bulletin*, n.96, p.1020-1036, 1985.
- CARDOSO, O. R. F. A.; DEL'ARCO, J. O.; SOUZA, E. P. *Reconhecimento geológico em parte das Folhas SD. 20-Z-D, SD. 21-Y-A e SD. 21-Y-C; operação 541/79*. Goiânia: Projeto RADAMBRASIL, 1980. 61p. (Relatório Interno, 386-G)
- CARNEIRO FILHO, A. Observações preliminares das dunas do Rio Negro. *In.*: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, 1992, Manaus. Resumos e Contribuições Científicas. Manaus: UFAM, 1993. 166p. il.
- CARNEIRO, M. A. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. 1992. 233 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.
- CARNEIRO, M. A.; ULBRICH, H. H. G. J. ; KAWASHITA, K. Proterozoic crustal evolution at the southern margin of the Amazonian Craton in the State of Mato Grosso, Brazil: evidence from Rb-Sr and K-Ar data. *Precambrian Research*, 59, p.263-282, 1992.
- CARVALHO, J. B. & MORAES, R. de. Índícios de vulcanismo ácido no Grupo Cuiabá na região de Cuiabá, MT. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...*, São Paulo: SBG, 1992. p.311-312. v.1
- CHAPELL, B. I. W. & WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, v.8, p.173-174, 1974.
- CHAPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. I - and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sciences*, 83, p.1-26, 1992.
- CORDANI, U. G. & TASSINARI, C. C. G. Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para as folhas SD.21 Cuiabá, SE.21 Corumbá e

- SF.21 Rio Apa. *In.*: SCHOBENHAUS FILHO, C. *Carta Geológica ao milionésimo*. Brasília: DNPM, 1979. 13p. (Inédito).
- CORDANI, U. G. *et al.* On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Journal of Geology*, n.. 471, p.253- 728, 1985.
- CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B. de. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v.12, n.1-3, p.78-88,1982.
- CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; THOMAS FILHO, H. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related Rocks. Contribution to geologic time scale. *AAPG, Stud. Geol.*, n.6, p.91-117, 1978.
- CORRÊA, J. A.; CORREIA FILHO, F. C. L.; SCISLEWSKI, G.; NETO, C.; CAVALLON, L. A.; CERQUEIRA, N. L. S.; NOGUEIRA, V. L. *Geologia das Regiões Centro e Oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena*. Goiânia: Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM/CPRM, 1976. Relatório Final (inédito)
- CORRÊA, J. A.; CORREIA FILHO, F. C. L.; SCISLEWSKI, G.; NETO, C.; CAVALLON, L. A.; CERQUEIRA, N. L. S.; NOGUEIRA, V. L. *Geologia das Regiões Centro e Oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena*. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM/CPRM, 1979. 111p.(Série Geologia Básica nº 3, mapa geológico escala 1:250.000)
- CORRÊA, José Antônio; COUTO, Edemir Augusto do. *Projeto Aluviões Diamantíferos de Mato Grosso*. Goiânia;CPRM, 1972. 2v.(Convênio DNPM / CPRM)
- COSTA NETO, M.C.. *Estudo da interação fluido-rocha nos depósitos da Lavrinha, Distrito Aurífero de Pontes e Lacerda – MT*. 1998. 115p. Tese (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de Campinas - UNICAMP, Campinas, 1998.
- COSTA, Antonio Flavio Uberti; ZANINI, Luiz Fernando Pardi. *Geofísica aplicada à detecção da Contaminação de Águas subterrâneas no depósito de lixo de Alvorada, RS*. Porto Alegre: CPRM, 1995. (PROTEGER - Programa Técnico para o gerenciamento da região metropolitana de Porto Alegre. Série degradação Ambiental, v.07)
- COSTA, M. J. *Projeto Aripuanã – Serra Expedito, distrito e município de Aripuanã, Estado de Mato Grosso. Relatório Final de Pesquisa*. Mineração Aripuanã Ltda, 1999. 48p. (Processo DNPM n. 8666.173/92)
- COSTA, R.; WESKA, R. K.; SANTOS, J. X. dos; SILVA, A. F. da. A seqüência Vulcano-clasto-química do Grupo Bauru da Região do Boiadeiro, Município de Dom Aquino, Mato Grosso. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 8., 2003. *Boletim de Resumos...* Cuiabá: SBG, Núcleo Centro-Oeste, 2003. p: 127.
- COSTA, Sérgio Arcoverde de Gusmão; FRAGOMENI, Paulo Roberto Pizarro; FRAGOMENI, Mariângela Gravatá. *Projeto Serra do Roncador. Reconhecimento Geológico. Relatório Final*. Goiânia:CPRM, 1975. 4v.(Convênio DNPM / CPRM)
- COSTI, H. T. Uma sugestão acerca de um novo posicionamento e nova denominação estratigráfica para as rochas máficas tipo Tapuruquara (noroeste do Amazonas e oeste do Território Federal de Roraima). *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, 1985, Belém. *Anais ...* Belém: SBG, 1985. v.1, p.340-350.
- COUTINHO, M. G. da N.; ROBERT, F. & SANTOS, R. A. dos. Província Mineral do Tapajós, Amazônia, Brasil: Novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais ...* Belo Horizonte: SBG – Minas Gerais, 1998.
- COWARD, M. P.; RIES, A. C. (Eds.). *Collision Tectonics*. London: Blackwell, 1986. p.83-94. (Geol. Soc. Special Publ., 19).
- CRÓSTA, A. P. Domo de Araguinha - O maior astroblema da América do Sul. *In.*: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Rio de Janeiro: CPRM, 1999.
- CRÓSTA, A. P. Impact structures in Brazil. *In.*: J. Pohl (ed.) *Research in Terrestrial Impact Structures*. Wiesbaden, Vieweg & Sohn, p.30-38, 1987
- CRÓSTA, A. P. *Mapeamento geológico do Domo de Araguinha utilizando técnicas de sensoriamento remoto*. 1982. 90 p.Tese. (Dissertação de Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982.
- CRÓSTA, A. P., GASPAR; J. C.; CANDIA, M. A. F. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha. *Rev. Bras. Geociências*, n.11, p.139-146, 1981.
- CRUZ, E. L. C. C. *Relatório sobre o estudo da alteração hidrotermal em alguns depósitos de ouro da Província Mineral Alta Floresta. Projeto Província Mineral Alta Floresta*. Rio de Janeiro: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2002. 21p. (Relatório Interno DEREM/DIMETA)
- CRUZ, N. M. C. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. *In.*: CON-

- GRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú: SBG, 1980. v.5, p.3041-3048.
- CRUZ, S. A. S. *Aspectos geológicos e geoeconômicos de Tepequém; relatório interno*. Manaus, DNPM/CPRM, 1980.
- CRUZ, S. A. S. *Os garimpos de Roraima*. Manaus: DNPM/CPRM, 1980. (*Relatório interno*)
- CUADROS JUSTO, Lorenzo J. E. *Fosfato da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul*. Goiânia: CPRM, 2000. (Informe de Recursos Minerais - Série Insumos Minerais para Agricultura, 2 - Programa de Avaliação Geológico - Econômica de Insumos Minerais para Agricultura no Brasil.)
- CUNHA, B. C. C.; POTIGUAR, L. A. T.; IANHEZ, A. C.; BEZERRA, P. E. L.; PITTHAN, J. H. L.; SOUZA JÚNIOR, J. J.; MONTALVÃO, R. M. G.; SOUZA, A. M. S.; HILDRED, P. R.; TASSINARI, C. C. G. *Geologia da Folha SC.22 – Tocantins*. Projeto RadamBrasil. Rio de Janeiro-RJ. 1980.
- CUNHA, Bernardo Cristóvão Colombo da *et al.* In.: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RadamBrasil. Folha SC.22. Tocantins*. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1981. p.145-146. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C. M. G.; SCHELLER, T. Fayalite, hedembertgite mhyofites of Iriri Formation, Tapajós gold province, Amazonian Craton: Implication for the Uatumã volcanism. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, n., 1999, Gramado-RS. *Boletim de Resumos*, Gramado: SBG- Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. p.31.
- DALL'AGNOL, R. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: geoquímica e petrogênese. *Rev. Bras. Geociências*, v.22, n.1, p.15-28, 1992.
- DALL'AGNOL, R.; ABREU, A. S. Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense na folha NA.19 Pico da Neblina. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. *Anais ...* Ouro Preto: SBG, 1976. V.2, p.321-350.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J. S.; JORGE JOÃO, X. da S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H. T.; MACAMBIRA, M. J. B. Granitogenesis in northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geociências*, v.17, n.4. p.382-403, 1987.
- DANNI, José Caruso Moresco & CAMPOS, José Elói Guimarães. Geologia e petrologia do Complexo Cachoeira do Lageado, Iporá, Goiás. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília. *Anais ...*Brasília:SBG, 1999. p.152-154
- DARDENNE, M. A. *Relatório da viagem ao Mato Grosso*. Goiânia: Projeto RadamBrasil, 1980. 7p.(Relatório Interno RADAMBRASIL, 377-G)
- DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. Épocas Metalogenéticas no Cráton Amazônico. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. Cd Rom
- DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. *Metalogênese do Brasil*. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2001. 392 p.il.
- DEL'ARCO, Jéferson Oliveira; TARAPANOFF, Igor & BEZERRA, Pedro Edson Leal. As formações detríticas e detrito-lateríticas cenozóicas da proção meridional da depressão do Araguaia. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais ...* Belo Horizonte: SBG, 1998. p.71
- DEL'ARCO, J. O. *et al.* Geologia. In.: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RadamBrasil. Folha SE.21 – Corumbá e parte da folha SE.20. Rio de Janeiro: MME, 1982. p.25-160. (Levantamento de Recursos Minerais, 27).
- DELGADO, I. de M.; SOUZA, G. V. V.; SANTOS, R. A. dos. *Contribuição ao conhecimento das mineralizações de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, Mato Grosso. Relatório de Viagem*. Salvador: CPRM, 2001.
- DEUTSCH, A.; BUHL, D.; LANGENHORST, F. On the significance of crater ages: new ages for Dellen (Sweden) and Araguinha (Brazil). *Tectonophysics*, n.216, p.205-218, 1992.
- DIETZ, R. S.; FRENCH, B. M. Two probable astroblemes in Brazil. *Nature*, p.244, n.561-562, 1973.
- DIETZ, R. S.; FRENCH, B. M.; OLIVEIRA, M. A. M. Araguinha Dome (Goiás) and Serra da Cangalha (Mato Grosso): probable astroblemes? In.: SBG, In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1974, Porto Alegre. *Resumo das Comunicações...* Porto Alegre:SBG, p.102. v.1. 1973.
- DNPM. Departamento Nacional de Pesquisa Mineral. *Anuário Mineral Brasileiro. 1991 - 2001*. Brasília: DNPM, 2002.
- DRAGO, Valter Alberto *et al.* Síntese da geologia pré-cambriana da Folha SD.22 Goiás. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Ata ... Goiânia: SBG, 1981. p.30 - 52.
- DREHER, A. M.; ARAÚJO, J. F. V.; ABREU, A. S. Associação básico-anortosítica dos rios Curuque-

- tê e Ciriquiqui - Município de Lábrea, Estado do Amazonas. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. *Anais do...* Ouro Preto: SBG, 1976. V.4, p.149-168.
- DUCHESNE, J. C.; BERZA, T.; LIÈGEOIS, J. P.; VANDER, Auwera. The variscan post-collisional volcanism in laate carboniferous – Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): A synthesis. *Lithos*, v.45, n.1-4; p.281-304, 1998.
- EBY, G. N. Chemical subdivision of the A-Type granitoids: petrogenetic and tectonic implications: *Geology*, 20, p.641-644, 1992.
- EKLUND, O. *et al.* Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos*, n.45, p.87-108, 1998.
- ELETRONORTE. *Geologia, condições de fundação e materiais naturais de construção dos sítios Santo Antônio, Teotônio e Girau, rio Madeira. Estudos de inventário da Bacia do rio Madeira, trecho nacional.* Relatório Preliminar. [S.l.], 1987. 85p.
- ENGELHARDT, W. V.; MATTHÄI, S. K.; WALZEBUCK, J. Araguinha impact crater, Brazil. The interior part of the uplift. *Meteoritics*, n.27, p.442-457, 1992.
- ENGLAND, P. C.; THOMPSON, A. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *In.*: COWARD, M. P.; RIES, A. C. (Eds.). *Collision Tectonics*. London: Blackwell, 1986. 415p. p.83-94. (Geol. Soc. Special Publ., 19).
- ENNIES, W. T. Geologia do Centro-Norte Matogrossense. 1966. 65p. Tese (Doutorado). Departamento de Engenharia de Minas, Esc. Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1966.
- ESTADO DE MATO GROSSO. *Mato Grosso Social*. [s.l.] Secretaria de Comunicação Social, ano 1, 2003.
- ESTADO DO MATO GROSSO. Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral. *Espacialização das principais informações geológicas*. Campo Grande: SEPLAM, 1997. (Proj. de Desenvolvimento Agroambiental do Estado de Mato Grosso – PRODEAGRO – Conv. MPO – BIRD – CNEC).
- EVANS, J. W. The geology of Mato Grosso. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v.50, n.2, p.85-1-4, 1894
- FAGUNDES, R. P. & VEIGA, A. T. C. Diretrizes para prospecção e pesquisa mineralizações auríferas na Baixada Cuiabana - MT. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, Cuiabá, 1991. *Anais...* Cuiabá, SBG. 1991. p.73-83,
- FAIRCHILD, I. J. & HAMBERY, M. J. The Vendian succession os northeastern Spitsbergen: Petrogenesis os a dolomite-tillit association. *Precambrian Research*, n.26, p.111-167, 1994.
- FARACO, M.T.L., MARINHO, P.A.C., VALE, A.G., COSTA, *et al.* Folha SC.22-Tocantins. *In.*: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R. MATOS, G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B., JESUS, J.D.A. de (eds.), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília: CPRM, 2004. CD-ROM.
- FARIA, A.; REIS NETO, J. M. Nova Unidade Litostratigráfica Pré-Furnas no Sudoeste de Goiás. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Resumo das Comunicações ...* Recife: SBG, 1978. p.136-137.
- FARIA, Reinhardt Adolfo; VELOSO, José Alberto Vivas; HIRSON, João da Rocha; MARINI, Onildo João; ANDRADE, Geraldo Ferreira de; FONSECA, Marcelo Rafael C. Borges da *et al.* *Projeto Piranhas, Relatório Final*. Brasília: DNPM/Fub, 1975. 143 p (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2462).
- FERNANDES, L. L. & CRUZ, J. C. R. Modelagem Sísmica por Diferenças Finitas em Meios Bidimensionais com Difratores. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. Cd Rom
- FERNANDES, C. J. *Gênese e Controle Estrutural das Mineralizações de Ouro da Faixa Móvel Aguapeí, Sudoeste do Estado de Mato Grosso*. 140p. 2003. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, ,
- FERNANDES, C. J. *Geologia do depósito Pau-a-Pique e Guias Prospectivos para Ouro no Grupo Aguapeí, Sudoeste do Estado de Mato Grosso*. 134p. 1999. Tese (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRS, Porto Alegre, 1999.
- FERNANDES, C. J.; GERALDES, M. C.; TASSINARI, C. C. G.; KUYUMJIAN, R. M. Idades ⁴⁰Ar/³⁹Ar para os Depósitos Auríferos da Faixa Móvel Aguapeí, Porção Sudoeste do Cráton Amazônico, Estado de Mato Grosso *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2003, Cuiabá *Anais...* Cuiabá: Editora da UFMT, 2003. p.93-96.
- FERNANDES, C. J.; KUYUMJIAN, R. M.; PINHO, F. E. C. Partição da deformação na faixa móvel Aguapeí, sudoeste do Cráton Amazônico – Fronteira Brasil/Bolívia, e as mineralizações auríferas associadas. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, 2003, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG, 2003. p.76-78
- FERNANDES, C. J.; PULZ, G. M.; OLIVEIRA, S. A., LIMA E CUNHA, M. C.; BARBOZA, E. S.; PINHO, F.

- E. C.; QUADROS, A. P. Diferenças Químicas e Texturais entre os Veios de Quartzo Fértéis e Estéreis no depósito Aurífero Pau-a-Pique (Grupo Aguapeí, Estado de Mato Grosso). *Pesquisas*, n.26, p.91-101, 2001.
- FERNANDES, C. J.; PULZ, G. M.; PINHO, F. E. C.; QUADROS, A. P.; OLIVEIRA, A. S. de. Controle estrutural do depósito aurífero Pau-a-Pique: intersecção de fraturas D e R no interior da Zona de Cisalhamento Corredor, SW do Estado de Mato Grosso. *In.: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS E SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE TECTÔNICA DA SBG*, 7, 1999, Lençóis, BA. *Anais ... Lençóis, BA: SBG-Núcleo Bahia/Sergipe*, 1999.
- FERNANDES, C. J.; RUIZ, A. S.; KUYUMJIAN, R. M.; PINHO, F. E. C. Geologia e controle estrutural dos Depósitos Auríferos do Grupo Aguapeí – Região da Lavrinha, Sudoeste do Cráton Amazônico. – Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, 2003 (encaminhado)
- FERNANDES, C. J.; RUIZ, A. S.; PINHO, F. E. C.; KUYUMJIAN, R. M. Compartimentação da deformação na Faixa Móvel Aguapeí, sudoeste do Cráton Amazônico – Brasil, e as mineralizações auríferas associadas. *Rev. Bras. de Geociências*, 2004. (no prelo).
- FERNANDES, L. A. & COIMBRA, A. M. O grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. *Rev. Bras. Geociências*, v.24, n.3, p.164-176, 1994.
- FERNANDES, L. A. *A cobertura cretácea suprabásica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá*. 129p.1992. Tese (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1992.
- FERNANDES, L. A. Estratigrafia e evolução geológica de parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil): Mapa Litoestratigráfico da Parte Oriental da Bacia Bauru 1:1.000.000. 1998.
- FERNANDES, Luiz Alberto & COIMBRA, Armando Márcio. Revisão estratigráfica da parte oriental da bacia Bauru (neocretáceo). *Rev. Bras. Geociências*, n.30, v.4, p.7171 – 728, 2000.
- FERNANDES, P. E. C. A.; PINHEIRO, S. da S.; MONTALVÃO, R. M. G. de; ISSLER, R. S.; ABREU, A. S.; TASSINARI, C. C. G. Geologia. *In.: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA. 19 Içá; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1977. 446p. (Levantamento de Recursos Naturais, 14). p.17-123.
- FERREIRA FILHO, Cesar F. & BIZZI, Luís A. *Caracterização de cumulados máficos granulizados no Rio Alegre - MT*. 1985 (Sem referências)
- FERREIRA, A. L., RIZZOTTO, G. J., QUADROS, M. L. E.; BAHIA, R. B. C., LOPES, R. C., OLIVEIRA, M. A. Folha SB.21-Tapajós. *In.: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., SANTOS, J. O. S., ABRAM, M. B., LEÃO NETO, R., MATOS, G. M. M., VIDOTTI, R. M., RAMOS, M. A. B., JESUS, J. D. A. de (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília:CPRM, 2004.. CD-Rom.
- FERREIRA, A. L.; ALMEIDA, M. E.; BRITO, M. de F. L. de; MONTEIRO, M. A. S. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas*. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM, 2000. 1 CD-Rom.
- FIGUEIREDO, A. J. de A.; EULALIO, A.; RODRIGUES, A. P.; BARRETO, B. de F.; PIMENTEL, G. de B.; COUTO, J. G. P.; REISCHI, J. L.; COSTA, S. A. de G.; RESENDE FILHO, S. T. de; PASTORE JUNIOR, W. P.; RIBEIRO FILHO, W. Projeto Alto Guaporé. Relatório Final. Folha Tangará da Serra SD.21-Y-B. Goiânia: DNPM/CPRM, 1974. v.1.
- FIGUEIREDO, A. J. de A.; OLIVATTI, O. *Projeto Alto Guaporé. Relatório Final Integrado*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1974. v.11. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2323)
- FLEISCHER, Ronald. Um modelo “rift” para os depósitos sedimentares de diamante do Brasil. *In.: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE*, 1, 1993, Cuiabá. *Anais ... Cuiabá: Ed. UFMT*, 1993. p.165-197.
- FOLK, R. L. Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, n.43, p.1-22, 1959.
- FORMAN, J. H. A.; NARDI, J. J. S.; MARQUES, J. P.M.; LIMA, M. I. C. *Pesquisa Mineral no Iriri - Curuá*. Belém: SUDAM / GEOMINERAÇÃO, 1972. 62p.
- FRAGA, L. M. B. Formação Serra da Neblina. *In.: ALMEIDA, M. E. (Ed.). Projeto Serra Imeri. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B*. Nota Explicativa. Manaus: CPRM, 2000. 1 CD-Rom.
- FRAGA, L. M. B.; REIS, N.J. The Rapakivi Granite-Anorthosite Association of Mucajaí region-Roraima State-Brazil. *In.: DALL’AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; COSTI, H.T. (Eds.). SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS*, 1, 1995, Belém. Abstracts Volume. Belém: Center for Geosciences. University Federal of Para, 1995. 88p.p 31-32.
- FRANCO, H. A CAMPOS.; J. E. G.; DANNI, J. C. M. A Sequência Vulcano-sedimentar Iporá/Amorinópolis: Uma Contribuição. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE*

- GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. *Boletim Res. Expandidos*, Camboriú:SBG, 1994. v.3 p.108-110.
- FRASCA, Antônio Augusto Soares *et al.* Síntese da Geologia do Projeto PROMIN Alta Floresta. 1:500.000. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa. *Anais...* João Pessoa: SBG, 2000. p.445
- FRASCA, Antônio Augusto Soares; LACERDA FILHO, Joffre Valmório; SOUZA, J. O.; OLIVEIRA, Cipriano Cavalcante de; MORETON, L. C.; ALBUQUERQUE, Mário Cavalcanti; MARTINS, E. G.; BORGES, F. R.; VILAS BOAS, P.F; RIBEIRO, Pedro Sérgio Estevam. Evolução Tectônica dos terrenos acrecionários do norte do Mato Grosso. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO – OESTE, 8, 2003, Cuiabá. Bol. Resumos ... Cuiabá: SBG – CO, 2003. p.37- 38
- FRASCA, Antônio Augusto; BORGES, Felicissimo Rosa. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A*. Brasília: CPRM, 2004.
- FRASCA, Antonio Ausgusto Soares. Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio São João da Barra – SC.21-V-D. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, 2003, Cuiabá. *Anais...*Cuiabá:SBG, 2003
- FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. *In.* SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília. 1994. *Atas ...* Brasília:SBG, 1994. p.184 – 187
- GAMA JR., E. A Sedimentação do grupo Passa Dois (exclusive formação Irati): um modelo geomórfico. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, n.9, 1-16, 1982.
- GAMA JR., E. A Sedimentação do grupo Passa Dois (exclusive formação Irati): um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, n. 9, 1-16, 1982.
- GAUDETTE, H. E.; OLSZEWSKI, W. J. Determination of radiometric ages, Amazonas Territory, Venezuela. *In.*: SIMPOSIUM AMAZONICO, 1, 1985, Caracas. *Boletim ...* Caracas: MEN/Dirección de Geologie, 1985b. p.733-746.
- GAUDETTE, H. E.; OLSZEWSKI, W. J. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geol. Mijnb.*, 64, p.131-144, 1985a.
- GERALDES, C. M. *Geoquímica e Geocronologia do Plutonismo Granítico Mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico)*. 2000. 414p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, São Paulo.
- GERALDES, M. C. *et al.* Estudos isotópicos U/Pb (convencional e SHRIMP) e Sm/Nd de rochas granitóides na Serra de Santa Bárbara (SW do Estado do Mato Grosso): Uma possível extensão do Bloco Paráguá da Bolívia (?). *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. Resumos Expandidos ... Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. Cd Rom
- GERALDES, M. C.; TASSINARI, C. C. G.; BABINSKI, M.; IYER, S. Sulfur and lead isotope characteristics of the Pontes e Lacerda gold deposits, sw Amazonian Craton-Brasil. *In.*: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. G.; GERALDES, M. C.; SPARREBERGER, I. (Eds.). Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art, 2001, São Paulo ... *Extended Abstracts*. São Paulo: Institute of Geosciences-University of São Paulo, 2001. 186p.p.167-170.
- GERALDES, M. C.; TEIXEIRA, W.; BETTENCOURT, J. S. Lithosphere versus asthenosphere source for the SW Amazonian Craton A-type granites: the role of the paleo and mesoproterozoic accretionary belts for their coeval anorogenic suites. *In.*: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. G.; GERALDES, M. C.; SPARREBERGER, I. (Eds.). Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art, 2001, São Paulo. *Extended Abstracts*. São Paulo: Institute of Geosciences-University of São Paulo, 2001. 186p.p.71-74.
- GESICKI, Ana Lúcia & RICCOMINI, Cláudio. Neotectônica na borda sudeste do Pantanal sulmatogrossense. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais ...* Belo Horizonte; SBG, 1998. p.74
- GIFFONI, L. F.; ABRAHÃO, N. *Reconhecimento geológico do rio Cauaburi e região do Pico da Neblina, Estado do Amazonas. Relatório de Viagem*. Manaus: DNPM, 1969. 75p.
- GIOVANNINI, C. A.; LARIZZATTI, J. H. *Formação Araçá*. *In.*: SANTOS, C. A. A.; MELO, A. F. F. (Orgs.). *Projeto Serra Imeri. Relatório de Progresso*. Manaus: CPRM, 1993.
- GIOVANNINI, C. A.; LARIZZATTI, J. H. Sistemas deposicionais na Serra Acará, Amazonas, *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG/DNPM/CPRM, 1994. v.3, p.319-321.
- GODOI, Hélio de Oliveira; MARTINS, Edson Gaspar & MELLO, José Carlos Rodrigues de. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. *Folha SE.21-Y-D - Corumbá; Folha SF.21-V-*

- B - Aldeia Tomázia; Folha SF.21-V-D - Porto Murtinho*. Escala 1:250 000. Brasília:CPRM, 1999. 88p.
- GODOY, C. N.de A.; WESKA, R. K.; RUBERT, R. R.; SANTOS, J. X. dos; SILVA, A. F. da; UCHOA, J. C.. As Formações Cachoeira do Bom Jardim e Cambambe do Grupo Bauru nas Cabeceiras do Rio Jangada, Município de Campo Verde, Mato Grosso. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 8., 2003. *Boletim de Resumos...* Cuiabá: SBG, Núcleo Centro-Oeste, 2003. p: 127.
- GONÇALVES, A. & SCHNEIDER, R. L. *Geologia de semi-detalle da região de Sangradouro, Batovi, Tesouro e Guiratinga, Mato Grosso, Ponta Grossa*. PETROBRÁS-DESUL, 1968, 35p (Relatório Técnico Interno, 394).
- GONÇALVES, A.; SCHNEIDER, A. C. *Geologia do Centro Leste de Mato Grosso, Ponta Grossa*. PETROBRÁS-DESUL, 1970, 43p (Relatório Técnico Interno, 394).
- GONZAGA DE CAMPOS, L. F. *Reconhecimento da zona compreendida entre Bauru e Itapira*. São Paulo: Typ.Ideal, 1905. 40 p.
- GONZAGA DE CAMPOS, L. F. *Seção Geológica. Comissão Geographica e Geológica*. São Paulo: Typ.J. Skeller, 1889. p.21-34.
- GONZAGA, G. M.; TOMPKINS, L. A. Geologia do Diamante. *In.*: SCHOBENHAUS, Carlos; COELHO, C. E. Silva. (coord.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília:DNPM/CPRM, 1991. v.4, p.53-116
- GRAY, J. *et al.* Silurian-Age Fossils from the Paleozoic Paraná Basin Southern Brazil. *Geology*, n.13, p.521-525, 1985.
- GUIMARÃES, D. O arenito Parecis e sua posição cronogeológica. *Notas Prelim. Est. Div. Geol. Mineral*, Rio de Janeiro, n.150,1971. p.1-12.
- GUIMARÃES, Gerobal & ALMEIDA, Luiz F. G. de. *Águas termais no Estado de Mato Grosso*. Cuiabá:DFPM, 1972.
- HAMMERSCHMIDT, K.; ENGELHARDT, W.. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics*, n.30, p.227-233, 1995
- HASUI, Y. & ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v.19, n.1, p.5-26, 1970.
- HASUI, Y., HARALYI, N. L., SCHOBENHAUS, C. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONAS, 2., 1984, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, 1984. p. 129-147
- HENNIES, W. T. *Geologia do Centro-Norte Matogrossense*. 1966. 65p. Tese Doutorado em Engenharia. Departamento de Engenharia de Minas, Esc. Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1966.
- IANHEZ *et al.* Geologia. *In.*: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SE.22 - Goiânia*. Rio de Janeiro: DNPM, 1983. 164p. (Levantamento de Recursos Naturais, 31).
- INSTITUTO DE PESQUISAS MATO-GROSSENSE. *O setor mineral de Mato Grosso: diagnóstico e diretrizes para ações de Estado*. Cuiabá, 2000. 104p.
- ISOTTA, C. A. L *et al.* *Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final*. Porto Velho: DNPM-CPRM, 1978. 16v.
- ISOTTA, C. A. L.; CARNEIRO, J. M.; KATO, H. T.; BARROS, R. J. L. *Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final*. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1978. 16 v.
- ISSLER, R. S. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, Rio de Janeiro, v.7, n.3,1977. p.177-211.
- ISSLER, R. S. Estruturas circulares de Tapuruquara. *In.*: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL. Relatório interno, RADAM 81-G*. Belém: DNPM,1976. 13p.
- ISSLER, R. S.; ANDRADE, A. R. E.; MONTALVÃO, R. M. G. *et al.* Geologia. *In.*: BRASIL. . DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha NA.22 - Belém*. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Minerais, 5).
- JENSEN, L. S. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario: Division of Mines, MP 66. 1976. 22p.
- JICA/MMAJ. JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. METAL MINING AGENCY OF JAPAN JICA/MMAJ. *Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil (Phase I)*. 2000. Inédito.
- 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. 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*

blic of Brazil. 2001. 137p.

KAWASHITA, K. *et al.* Rochas carbonáticas da Faixa Paraguai: idades e inferências com base em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20, 1966. *Anais ...* Salvador: SBG, Salvador, 1966. v.6, p.531-532.

KLEIN, E. L. *et al.* Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: estado do Pará e do Amazonas*. Escala 1:500.000. Nota explicativa. Belém: CPRM, 2000. 104p.

KLEIN, G. V. Intracratonic Basins. *In.*: BUSBY, C. J.; INGERSOLL, R. V. (Ed.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge: Blackwell Science, 1995. p.459-478.

KLOOSTERMAN, J. B. A tin province of the Nigerian type in southern Amazonia. *In.*: INTERNATIONAL TIN COUNCIL, 1968. *London*.v.2, p.381-400.

KLOOSTERMAN, J. B. Ring structures in the Oriente and Massangana granite complexes, Rondonia, Brazil. *Eng. Min.Met.*, v.45, n.266, p.73-77, 1967.

KLOOSTERMAN, J. B. Uma Província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Eng. Min.Met.*, v.47, n.278, p.59-64, 1967.

KROONENBERG, S. B. El Borde Occidental del Escudo de Guayana en Colombia. *In.*: SIMPOSIUM AMAZONICO, 1, 1985, Puerto Ayacucho. *Boletín de Geología*, Puerto Ayacucho - Ministério de Energia Y Minas, 1985. p.51-61. (Publ. Esp., 10)

KUSTER, D. & HARMS, U. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, n.45, p.177-196, 1998. (An International Journal of Minealogy, Petrology and Geochemistry)

KUYUMJIAN, R. M. Geoquímica e Significado do Posicionamento Geotectônico de Rochas Plutônicas da Região de Chapada, Goiás, Brasil. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, 1989, Rio de Janeiro. *Anais ...* Rio de Janeiro: SGB, 1989. p.195-201.

KUYUMJIAN, R. M. *The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from Chapada Sequence Central Brazil*. London, 1989. 289p. Tese. (Doutorado) - University of London (England), 1989.

LABUTRESSE, E. & RANCY, A. The late quaternary of the Upper Jurua River southwester Amazonia, Brazil: geology and vertebrate paleontology. *Quaternary of south America and Antartic Peninsula*, n.11, p.27-46, 1998.

LACERDA FILHO, J. V. As mineralizações Auríferas da Província Alta Floresta e suas relações com o

Arco Magmático Juruena. *In.*: SIMPÓSIO DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001. Cd Rom.

LACERDA FILHO, J. V. *et al.* Geologia e evolução tectônica da região Norte de Mato Grosso (Projeto PROMIN Alta Floresta). *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. *Anais ...* Belém: SBG, 2001. CD Rom

LACERDA FILHO, J. V. L.; SOUZA, J. O.; OLIVEIRA, Cipriano Cavalcante de.; RIBEIRO, P.S. E.; VILAS BOAS, P.F.; ALBUQUERQUE, M. C.; FRASCA A. A. S.; BORGES, F. R.; MORETON, L. C.; MARTINS, E. G.; CAMARGO, M. A.; VALENTE, C. R.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO, N. F. 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

LACERDA FILHO, J. V., VALENTE, C. R., BAHIA, R. B. C., LOPES, R. C., ROMANINI, S. J. OLIVEIRA, I. W. B., OLIVEIRA, C. C., SACHS, L. L. B., SILVA, V. A., BATISTA. I. H. Folha SD.22-GOÍÁS. *In.*: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., SANTOS, J. O. S., ABRAM, M. B., LEÃO NETO, R., MATOS, G. M. M., VIDOTTI, R. M., RAMOS, M. A. B., JESUS, J. D. A. de (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília: CPRM, 2004. CD-ROM.

LACERDA FILHO, J. V., VALENTE, C. R., RIZZOTTO, G. J., *et al.* Folha SE.21-Corumbá. *In.*: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S. *et al.* (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília: CPRM, 2004. CD-Rom.

LACERDA FILHO, J. V.; REZENDE, A.; SILVA, A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal Esc. 1:500.000*. Goiânia: CPRM, 1999. 1CD anexo. (Convênio CPRM/METAGO/UnB).

LACERDA FILHO, J. V.; SOUZA, J. O.; PIMENTEL, M. M. *et al.* Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, norte de Mato Grosso. *In.*: BETTENCOURT, J.S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I.G.; GERALDES, M.C.; SPARRENBERGER, I. (Eds.). Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art, 2001. São Paulo. *Extended Abstracts*. São Paulo: Institute of Geosciences-University of São Paulo, 2001. 186p.p.53-55.

- LACERDA FILHO, Joffre Valmório de; *Projeto Província Mineral Alta Floresta (Promin – Alta Floresta). Relatório de acompanhamento técnico.* Goiânia: CPRM, jul..2000. (relatório Interno).
- LAMARÃO, C. N.; DALL´AGNOL, R.; LAFON, J. M. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Rizoinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. *In.: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, 1999, Gramado. Boletim de Resumos... Gramado-RS: SBG, 1999. p.93.
- LAMEYRE, J. Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. de Geociências*, v.17, p.349 – 359, 1987.
- LANGE, F. W. & PETRI, S. The devonian of the Paraná basin. *Boletim Paranaense de Geociências e geoquímico do centro-oeste de Mato Grosso*, Curitiba, n.21/22, p.5-55, 1967.
- LATRUBESSE, E. M.; RAMONELL, C. A Climatic Model for Southwestern Amazonia in Last Glacial Times. *Quaternary International*, 21, p.163-169, 1994.
- LE MAITRE, R. W. *A Classification of Igneous rocks and glossary terms.* Oxford: Blackwell, 1989. 193p.
- LE MAITRE, R. W. A new approach to the classification of igneous rocks using the basalt- andesite-dacite-rhyolite suite as an example. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.56, n.2, p.191-203, 1976.
- LE MAITRE, R. W. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n.56, p.181-189, 1976.
- LE MAITRE, R. W. The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, m. 17, p.587-637, 1976.
- LEAL, José Waterloo Lopes; JOÃO, X. da S. Jorge; SANTOS, D. B. dos. 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, 1980, Balneário Camboriú. *Anais ...* Balneário Camboriú: SBG, 1980. v.3, p.1589-1600.
- LEAL, José Waterloo Lopes; JOÃO, Xafi da Silva Jorge; SANTOS, Dacyr Botelho dos. 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, 1980, Balneário de Camboriú. *Anais ...* Balneário de Camboriú: SBG, 1980. v.6, p.2400-2422.
- LEAL, José Waterloo Lopes; SILVA, G. H.; ABREU, A. S.; LIMA, M. I. C. Granito Serra da Providência. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 29, 1976, Ouro Preto. *Anais ...* Ouro Preto: SBG., 1976. v.4, p.59-74
- LEAL, José Waterloo Lopes; SILVA, G. H.; SANTOS, D. B.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, C. A. C.; PINTO, A. C. Geologia. *In.: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.* Rio de Janeiro, 1978. 663p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16). p.17-184.
- LEITE, A. A. S. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara. SE do Cráton Amazônico.* 2001. 330 p. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém.
- LEITE, J. A. D. *Região sudoeste de Mato Grosso. Juína – Aripuanã – Colniza – Juruena – Juara.* Cuiabá: UFMT/CPRM, 2004. (Relatório Interno)
- LEITE, J. A. D. & SAES, G. S. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste de Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, Série Científica, São Paulo, v.3, p.113-127, 2002.
- LEITE, J. A. D.; SAES, G. S. & MACAMBIRA, M. J. B. The southwest portion of Amazon Craton in Mato Grosso State, Brazil: the state of the art of geologic Knowledge. *In.: WORKSHOP ON GEOLOGY OF SOUTHWEST AMAZONIAN CRATON.* State of the art, 2001, São Paulo.
- LEITE, J. A. D.; SAES, G. S.; RUIZ, A. S. Anatomia e interpretação das lavas basálticas subaquosas da sequência vulcano-sedimentar Quatro Meninas, Aputanga, MT. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Resumos e Breves Comunicações...* Goiânia: SBG, 1986. v.1, p.99.
- LEITE, J. A. D.; SAES, G. S. & WESKA, R. K. A. Suíte Intrusiva Rio Branco e o Grupo Aguapeí na serra de Rio Branco, Mato Grosso. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 2, 1985, Goiânia. *Anais ...* Goiânia: SBG, 1985. p.247-255.
- LIBERATORE, G.; ALECRIM, J. D.; MEDEIROS, J. B. de; MALOUF, R. F.; PINHEIRO, S. da S.; ACHÃO, S. M.; SANTOS, J. O. S. *Projeto Aripuanã-Sucunduri. Relatório Final.* Manaus, DNPM/CPRM, 1972. 8v.il.
- LIÉGEOIS, J. P. *et al.* Constrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of normalization. *Lithos*, n.45, p.29-44, 1998.
- LIÉGEOIS, J. P. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, n.45, p.15-17, 1998.

- LIMA, Francisco das Chagas Lages Correia; GONÇALVES, Hélio Silveira; MARQUES, Walter José. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SD.21-Y-C - Mato Grosso (Jauru)*. Escala.1:250 000. Goiânia:CPRM, 1982. 11p.(Convênio DNPM / CPRM)
- LIMA, M. I. C. de & PIRES, J. de L. Geologia da região do Alto Rio Negro – AM. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2, 1985, Belém. *Anais ...*. Belém: SBG, 1985. V.1, p.140-154.
- LIMA, P. F. C. *et al. Projeto Apicás-Caiabis – Reconhecimento geológico. Relatório final*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1975. 4v.Inédito.(Relatório do Arquivo Técnico da DSM,2499), v.1.
- LISBOA, M. A. R. *Oeste de São Paulo, Sul de Mato Grosso, Geologia, Indústria Mineral, Clima, Vegetação, Solo Agrícola, Indústria Pastoril*. Rio de Janeiro: Typ do Jornal do Commercio, 1909. 172 p.
- LITHERLAND, M. *et al. The geology and mineral resources of the bolivian Precambrian shield*. London: Bristish Geol. Survey (Natural environment Research Council), 1986. 153p.
- LOBATO, F. P.N.S.; APPEL, L. E.; GODOY, M. C. F. T. de; RITTER, J. E. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. 191p.(Boletim, 125).
- 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.)
- LOURENÇO, R. S.; MONTALVÃO, R. M. G. de; PINHEIRO, S. da S.; FERNANDES, P.E. C. A.; PEREIRA, E. R.; FERNANDES, C. A. C.; TEIXEIRA, W. Geologia. *In.: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA. 20 Manaus; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1978. 623p. (Levantamento de Recursos Naturais, 18). p.17-164.
- LUZ, José da Luz. *Projeto Fosfato de Bonito*. Goiânia: CPRM, 1980. (Conv.Codesul / CPRM)
- LUZ, José da Luz; OLIVEIRA, Amóss de Melo; SOUZA, João Olímpio; MOTTA, José Francisco Marciano; TANNO, Luiz Carlos; DOUZA, Nilson Batista de; ABREU FILHO, Waldemar. *Projeto Coxipó. Relatório Final*. Goiânia: CPRM, 1980. v.1, 136p.(Conv.DNPM / CPRM)
- LUZ, José da Silva; OLIVEIRA, Amóss de Melo; LEMOS, Damião Barreiro; ARGOLO, João Lamarck; SOUZA, João Olímpio de; TANNO, Luiz Carlos; SOUZA, Nilson Batista; ABREU FILHO, Waldemar. *Projeto Província Serrana. Relatório Final*. Goiânia:CPRM, 1978. v.1, 105 p. (Convênio DNPM / CPRM)
- LUZARDO, R. Projeto Serra do Imeri. Geologia e recursos minerais das folhas NA.20-Y (A,B,C e D) e SA.20-V (A e B). Nota explicativa. Manaus: CPRM, 2000.
- MACAMBIRA, E. M. B. & VALE, A. G. (org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. *Folha São Félix do Xingu, Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. Texto Explicativo*. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 1997. 344p.
- MACAMBIRA, E. M. B., VALE, A. G. Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais de Solos e de Vegetação para Áreas do Projeto Grande Carajás: Subprojeto Recursos Minerais. *Folha SB.22-Y-B, São Félix do Xingu-PA*. Brasília: CPRM, 1996.
- MACAMBIRA, M. J. B.; LANCELOT, J. Time constraints of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, v. 38, p. 1134-1142, 1996.
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z., KROGH, T. E. *et al.* U/Pb geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, n.49, p.329-354, 1991.
- MACIEL, P. Titilo cambriano no estado de Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v.8, n.1, p.31-39, 1959.
- MADRUCCI, V. *Avaliação dos produtos integrados TM-Landsat, RADARSAT e gamaespectrométricos, na caracterização tectônica e mapeamento geológico de área mineralizada em ouro na Região de Alta Floresta-MT*. 2000. 187p. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2000.
- MAIA, R. R. *et al. Projeto Carvão no Alto Solimões*. Manaus: DNPM/CPRM, 1977.
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, M. P. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of América Bulletin*, Pittsburgh, v.101, p.635-643, may 1989.
- MARON, M. A. C.. Ouro. *Sumário Mineral*, Brasília, v.16, p.76-77, 1996.
- MARTINELLI, Cesar. D´Abronzo. *Petrografia, estrutural e fluídos da mineralização aurífera dos Araés-Nova Xavantina – MT*. 1998. 183p. Tese. (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, UNESP - Rio Claro – SP, 1998.
- MARTINELLI, Cesar D´Abronzo & BATISTA Job Jesus. Estratigrafia da seqüência metavulcanosedimentar dos Araés: Grupo Cuiabá. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 8, 2003, Cuiabá.

Anais ...Cuiabá: SBG, 2003. p. 124-126

MARTINELLI, Cesar D'Abronzo; XAVIER, Roberto Perez; MORALES, Norberto; BATISTA, Job Jesus. Modelo estrutural e fluídos da mineralização aurífera "Garimpo dos Araés" – Nova Xavantina – MT. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. *Anais ... Cuiabá*: SBG, 1997. p.46-48

MARZOLLI, A.; RENNE, P. R.; PICIRILLO, E. M.; ERNESTO, M.; BELLINI, G.; MIN, A. Extensive 200 Million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, 616-618, 1999.

MASON, R. & KERR, D. Cabaçal 1 Mine – Mato Grosso State, Brasil. Definition of ore zones and potential for new ore reserves. *On behalf of Mineração Santa Martha (private report)*. Rio de Janeiro, Brasil, 1990.

MATOS, J. B.; SCHIORSCHER, J. H. D.; GERALDES, M. C.; SOUZA, M. Z. A.; RUIZ, A.S. Petrografia, geoquímica e Geocronologia das Rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: Um Registro de Crosta Oceânica Mesoproterozóica no SW do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, São Paulo, v.4, n.1, p.75-90, 2004.

MATOS, J. B.; SCHORSCHER, J. H. D. Tendências geoquímicas da sequência vulcano-sedimentar do rio Alegre-MT. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. *Anais ... Cuiabá*, 1997. p.26-28.

MATOS, J. B.; SCHORSCHER, J. H. D.; GERALDES, M. C.; SOUZA, M. Z. A. de. The Rio Alegre volcanosedimentary sequence (SW Amazonian Craton, Brazil): chemical and isotopes (U/Pb and Sm/Nd) constraints and tectonic implications. *In.*: BETTEN COURT, J.S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. G.; GERALDES, M. C.; SPARENBERGER, I; (Eds.). Workshop on Geology of the sw Amazonian Craton: State-of-the-Art, 2001. São Paulo. *Extended Abstracts*. São Paulo: Institute of Geosciences-University of São Paulo, 2001. 186p.p.56-59.

MATOS, J. B.; SOUSA, M. Z. A.; RUIZ, A. S.; SILVA, C. H. & SOUSA, F. J. Caracterização preliminar do Granodiorito Água Clara do Distrito de Farinópolis (Araputanga-MT). *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Balneário Camboriú, SC. *Anais... Balneário Camboriú*. Santa Catarina: SBG, 1996. p.66-64.

MATOS, João batista & RUIZ, Amarildo Salina. Contribuição à geologia da Folha Santa Rita, Mato Grosso. . *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, 1991, Goiânia. *Anais ... Goiânia*:SBG, 1991. p.122-126.

MATOS, João Batista de. *Contribuição à geologia*

de parte da porção meridional do cráton amazônico - Região do Rio Alegre, MT. 1995. 108p. Tese (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

MATOS, João Batista de; SCHRSCHER, Johann Hans; GERALDES, Mauro César; SOUZA, Maria Zélia Aguiar de. The Rio Alegre volcanosedimentary sequence (SW amazonian Craton, Brazil); chemical and isotopes (U/Pb and Sm/Nd) constrains and tectonic implications. *In.*: WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE AMAZONIC CRATON: STATE-OF-THE-ART, 2001, São Paulo. *Extended Abstracts...* São Paulo: Institute of Geosciences – University of São Paulo, 2001.

MELO, A. F. F. *et al*. *Projeto Tapajós-Sucunduri. Relatório Final*. Manaus: CPRM/DNPM, 1980. v.1.

MELO, A. F. F. de & VILLAS BOAS, P. F. Geologia da região do Alto Rio Negro-Setor Noroeste do Estado do Amazonas. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, 1994, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém: SBG-Núcleo Norte, 1994. p.22-25.

MELO, A. F. F. de & VILLAS BOAS, P. F. Intrusões Básicas do Proterozóico Superior (Diabásio Cujubim) e Mesozóico (Diabásio Uaraná) na região noroeste do Estado do Amazonas - Projeto Alto Rio Negro. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém: SBG- Núcleo Norte, 1996. p.68-71.

MELO, A. F. F. de & VILLAS BOAS, P.F. Projeto Alto Rio Negro. Relatório Preliminar. Manaus: CPRM, 1993. 3v.

MELO, A. F. F. de; SANTOS, C. A. dos; VILLAS BOAS, P.F. *Geologia da região das Serras Aracá e Daraá. (nordeste do Estado do Amazonas)*. Manaus: CPRM, 1993. (*Relatório Interno*)

MELO, A. F. F. *et al*. *Metamorfitos arqueanos e granitóides pré-uaumã das regiões dos Rios Tapajós (alto curso) e Aripuanã (médio curso)*. Manaus: CPRM, 1980. 133p. (*Relatório Interno*).

MENDOZA, V. *Geologia del area del rio Supuare: parte noroccidental del escudo de Guyana, Estado Bolívar, Venezuela*. M. M. H., 1972. p.306-338 (Bol. de Geologia Publ. Esp., 6).

MENEZES FILHO, N. R. de. *Projeto Alto Rio Negro. Relatório de Consultoria Técnica*. Salvador: CPRM, 1988. 11p.

MENEZES, Ricardo Gallart de. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. *Folha SD.21-Y-C-II - Pontes e Lacerda - MT*. Escala 1:100 000. Brasília:CPRM, 1993. 126p.

MEZZALLIRA *et al*. *Léxico Estratigráfico do Estado*

- de São Paulo*. São Paulo: Instituto Geológico, 1981. (Boletim, 5).
- MILANI, E. J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental* 1997. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997. 2 v.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. *Boletim Geociências*, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.69-82, 1994.
- MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary Basins of South America. *In.*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st. IGC, 2000. p.389-449.
- MIRANDA, J. G. *A produção de ouro no estado de Mato Grosso*. Campinas. 1997. 108p. Tese (Dissertação de Mestrado). Universidade de Campinas, IGE/UNICAMP, 1997.
- MONTALVÃO, R. G. M.; FERNANDES, P.E. C. A. *Grupo Tunuí. Relatório Interno 38-G*. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1975.
- MONTALVÃO, R. M. G. de; MUNIZ, M. de B.; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M. I. C. de; FERNANDES, P.E. C. A.; SILVA, G. G. da. Geologia. *In.*: BRASIL. DNPM. *Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20 Boa Vista e parte das folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial terra*. Rio de Janeiro, 1975. 427p. (Levantamento de Recursos Naturais, 8). p.13-136.
- MONTALVÃO, R. M. G. Grupo Uatumã no Craton Guianês. *In.*: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTER-GUIANAS. 10, Belém, 1975. *Anais ...* Belém: Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), 1975. p.286-339.
- MONTEIRO, H., MACÊDO, P. M.; SILVA, M. *et al.* O Greenstone Belt do Alto Jauru. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. *Anais ...* Goiânia: SBG, 1986. v.2, p.631-647.
- MONTEIRO, M. A. S. Diabásio Crepori. *In.*: ALMEIDA, A.L. *et al.* Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã. (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota Explicativa. Manaus: CPRM, 2000a.
- MONTES, A. S. L.; FROTA, G. B; MOREIRA, J. M.; MENEZES FILHO, N.R.; ALMEIDA, V.J. *Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso; Relatório Final. Folha Juarena, SC.21-Y*. Goiânia: CPRM. 1974. v.11
- MORAES, I. R. & MAKHOUL, E. R. O. *Contribuição à Geologia da Serra Salto do Aguapeí – sub-área I. Cáceres/MT*. 1986. 86p. Trabalho de Graduação. Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuaibá, 1986. (Inédito).
- MOREIRA, M. I. C. & BORGHI, L. Fácies sedimentares e sistemas deposicionais das Formações Alto Garças e Vila Maria na região de Chapada dos Guimarães (MT), Borda Noroeste da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, v.29, n.3, p.419-428, 1999.
- MORETON, Luiz Carlos & MARTINS, Edson Gaspar. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita – SC.21-Z-B – 1:250.000. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, 2003, Cuiabá. *Anais ...*Cuiabá:SBG, 2003
- MORETON, Luiz Carlos & MARTINS, Edson Gaspar. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - SC.21-Z-B*. Brasília: CPRM, 2004.
- MORETON, Luiz Carlos. *Projeto Mapas Metalogênicos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SD.21-Y-D - Barra do Bugres*. Escala 1:250 000. Goiânia:CPRM, 1985. 26p.(Convênio DNPM / CPRM).
- MOURA, M. A. & BOTELHO, N. F. A mineralização do tipo Au pórfiro de Serrinha (Matupá, MT). *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais ...* Belo Horizonte: SBG, 1998. p.116.
- MOURA, Márcia Abrahão. *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.
- MOURA, P. de. Reconhecimentos geológicos no vale do Tapajós. *Boletim Serv.Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, n.67,1932. p.1-49.
- NAHASS, S. *et al.* Programa de Reuniões para Integração Geológica. *Integração dos projetos Alto Guaporé, Sudeste de Rondônia, Centro-Oeste de Mato Grosso, Noroeste de Rondônia e Norte da Amazônia*. Manaus: DNPM/CPRM, 1974. 45p.
- NARDI, L. Y. S. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Rev. Bras. Geociências*, v.16, n.1, p.3-10, 1986.
- NEDER, R. D.; FIGUEIREDO, B. R.; BEAUDRY, C. *et al.* The expedito massive sulphide deposit, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geociências*, v.30, n.2, p.222-225, 2000.
- NEDER, R. D.; FIGUEIREDO, B. R.; TASSINARI, C. C. & LEITE, J. A. D. - Implicações genéticas da

- alteração cálcio-silicática de Na/Pb da Serra do Expedito, Aripuanã, MT. *In.: Geology of SW Amazonian Craton: The state of the art*, 2001, São Paulo.
- NELSON, B. K.; DE PAOLO, D. J. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent. *Geol. Soc. Am. Bull.*, n.96, p.746-754, 1985.
- NILSON, T. *The Pleistocene - Geology and Life in the Quaternary Ice Age*. Ferdinand Enke Verlag, 1983. 651p.
- NOGUEIRA, Valdir Luiz; OLIVEIRA, Cipriano Cavalcante. *Projeto Bonito - Aquidauana. Relatório Final*. Goiânia: CPRM, 1978. 14.v (Convênio DNPM / CPRM)
- NUNES, Nilo Sérgio Vargas. *Geologia e resultados prospectivos da área Tabuleta, Mato Grosso*. Goiânia: CPRM, 2000. (Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina - PNPP. Informe de Recursos Minerais. Série do Grupo da Platina e Associados, 22).
- NUNES, Nilo Sérgio Vargas. *Geologia e resultados prospectivos da Área Rio Alegre, Mato Grosso*. Goiânia: CPRM, 2000. (Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina - PNPP. Informe de Recursos Minerais. Série do Grupo da Platina e Associados, 23).
- NUNES, Nilo Sérgio Vargas. *Geologia e resultados prospectivos das Áreas Morro do Leme e Morro Sem Boné, Mato Grosso*. Goiânia: CPRM, 2000. (Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina - PNPP. Informe de Recursos Minerais. Série do Grupo da Platina e Associados, 19).
- OJAKANGAS, R. W. Review of Archean clastic sedimentation, Canadian Shield: major felsic contributions for turbidite and alluvial fan-fluvial facies associations. *In.: AYRES, L. D.; THRUSTON, K. D.; CARD, K. D.; WEBER, W. Evolution of Archean supracrustal sequences. Geological Association of Canadá, Special Paper 28, p.23-47. 1985.*
- OLIVA, L. A. *et al. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Cuiabá*. Brasília, 1979. 18p.
- OLIVATTI, O. & MARQUES, V. J. *Projeto Águas Quentes; Relatório Final*. Goiânia: CODEMAT/CPRM, 1972. 47p.
- OLIVATTI, O. & RIBEIRO FILHO, W. Notas sobre a ocorrência de sedimentação glacial no vale do Rio Jauru MT. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Resumo dos Trabalhos...* Belo Horizonte Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, 1976 a. p.30.
- OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, W. *Revisão da Geologia do Centro-Norte de Mato Grosso; Projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul*. Goiânia: CPRM, 1976. 51p.
- OLIVEIRA, A. E. de. S. Rio de Janeiro: SGM, 1928. 56p.il. (Boletim, 31)
- OLIVEIRA, A. I. de & LEONARDOS, O. H. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Comissão Brasileira dos Centenários Portugal, 1943. 472p. il.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. *Geologia do Brasil*. 2 ed. Rio de Janeiro: Serv. de Informação Agrícola, 1943. 813p. (Série Didática, 2)
- OLIVEIRA, A. J. & MOURA, P. Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro de Urucum, Mato Grosso. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, n.62, p.13-29, 1944. (Parte I)
- OLIVEIRA, Avelino Ignácio de & LEONARDOS, Othon Henry. *Geologia do Brasil*. 2 ed. Rio de Janeiro: Serviço de Informação Agrícola, 1943. 472p. (Série Didática, 2).
- OLIVEIRA, Cipriano Cavalcante de & ALBUQUERQUE, Mário Cavalcanti. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. *Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta - SC. 21-Z-X-C*. Brasília: CPRM, 2004.
- OLIVEIRA, Cipriano Cavalcante de & ALBUQUERQUE, Mário Cavalcanti. Geologia e Recursos Minerais da folha Alta Floresta (SC.21-X_C). *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, 2003, Cuiabá. Anais ...Cuiabá:SBG, 2003*
- OLIVEIRA, E. P. de. O Terreno Devoniano ao Sul do Brasil. *Amm. Esc. Minas Ouro Preto*, n.14, p.31-41, 1912.
- OLIVEIRA, M. A. M. de. *Reconhecimento geológico na região noroeste da bacia do Paraná, Ponta Grossa*. PETROBRÁS-DEBSP, 1964, 47p (Relatório Técnico Interno, 2025).
- OLIVEIRA, M. A. M. de; MUHLMANN. *Geologia de Semi-Detalhe da Região de Mutum, Jaciara, São Vicente e Chapada dos Guimarães*. Ponta Grossa: PETROBRÁS/ DEBSP, 1965. 628 p. (Relatório Técnico Interno, 300).
- OLIVEIRA, M. A. M. *Reconhecimento Geológico Expedido na Região do Alto Paraguai*. Ponta Grossa: Petrobrás-DEBSP, 1964. 47p.
- PADILHA, A. V.; MONTES, A. S. L.; FROTA, G. B.; MOREIRA, J. M. PMENEZES FILHO, N.R. de; ALMEIDA, V.J. de. *Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso. Relatório Final*. Goiânia: CPRM, 1974. v.1 (Rela-

tório Inédito)

PADILHA, Atahualpa Valença; MONTES, Adevanil de Santana Lamartin; MENEZES FILHO, Nelson Ramos *et al.* Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso. Relatório Final. Goiânia: CPRM, 1974. 5v.(Convênio DNPM / CPRM)

PAES DE BARROS, A. J.; LAET, S. M. & RESENDE, W. M. Províncias auríferas do norte do Estado de Mato Grosso. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, 1999. Resumos Expandidos... Manaus: SBG, 1999. SBG-Núcleo Norte. *Bol. de Resumos Expandidos*: 124-127. Manaus, 1999.

PAIVA, G. *Valle do Rio Negro: fisiografia e geologia*. Rio de Janeiro: SGM, 1929. 62p.(SGM, 40)

PASTANA, J. M. N.; SILVA NETO, C. S. *Projeto Chiché; Relatório de Progresso*. Belém: DNPM-CPRM, 1980. 2v.

PAYOLA, B. L. *et al.* Estratigrafia preliminar e ambientes de deposição dos depósitos estaníferos secundários nos distritos de Cachoeirinha, Monte Negro e Oriente Novo, Estado de Rondônia. *In.*: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, 1984, Manaus. *Anais ...* Manaus: DNPM, 1984. p.359-374.

PAYOLLA, B. L. *As rochas graníticas e sieníticas das Cachoeiras Teotônio e Santo Antônio, rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica*. 1994. 145p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.

PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S.; KOZUCH, M.; LEITE Jr., W. B. FETTER, A.; VAN SCHMUS, W. R. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, (Submetido)

PEACOCK, M. A. Classification of igneous rock series. *J. Geol. Chicago*, n.39, p.54-67, 1931.

PEARCE, J. A. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v.19, n.4, p.120-125, 1996.

PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In.*: THORPE, R. S. (Ed.) *Andesites*. New York: John Wiley of Sons,. p.525 – 548. 1982

PEARCE, J. A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses, earth planet. *Sci. Lett.*, N.19, p.290-300, 1973.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrology*,

v.25, Part 4, p.956-983,1984.

PEARCE, T. H.; GORMAN, B. E.; BIRKETT, T. C. The relationship between major element chemistry in tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, p.121-132, 1977.

PEDREIRA, A. J. & BAHIA, R. B. C. Sedimentary basins of Rondônia State, Brazil: response to the geotectonic evolution of the Amazonic craton. *Rev. Bras. Geociências*, v.30, 2000. CD-Rom.

PEDREIRA, A. J. *Estudo das Bacias Sedimentares – Regiões de Alta Floresta, Matupá e Serra do Cachimbo. Relatório de Viagem*. Salvador: CPRM, 2000.

PELACHIN, P.; TROMBIM, O. A. & MAGNANO, E. L.; Geologia da mina de estanho de São Francisco – Aripuanã (MT). *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Anais ...* Goiânia: SBG, 1986. (Submetido)

PENNA, Gilberto Scudeller & FIGUEIREDO, Antônio Jorge de Andrade. *Projeto Alcalinas - Relatório Final*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1972. 143 p.(Conv.DNPM/CPRM)

PENNA, Gilberto Scudeller; PEREIRA, Alex Domingos Carneiro; TAKAHASHI, Armando Teruo; OGUI-NO, Kiomar; FERREIRA NETO, Manoel Henrique; ARAÚJO, Vanderlei Antônio. *Projeto Goiânia II - Relatório Final*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1975. 5 v.

PENNA, G. S. et al. *Projeto Goiânia II*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1974. 5v.

PESSOA, M. R.; ANDRADE, A. F.; NASCIMENTO, J. D.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; LOPES, R. da C.; PRAZERES, W. V. *Projeto Jamanxim. Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, 1977.

PIMENTEL M. M. & FUCK, R. A. Geologia da sequência vulcano-sedimentar de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geociências*, n.16, p.217-223, 1986.

PIMENTEL, M. *Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta*. Brasília: UnB, 2001. (Relatório Interno).

PIMENTEL, M. M. *Late Proterozoic crustal evolution of the Tocantins Province in Central Brazil: An isotopic and geochemistry study*. 1991. 248p.Tese. (Doutorado) - Oxford University, Oxford, 1991.

PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. Late proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v.17, n.4, p.415-425, 1987.

PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v.17, n.1, p.2 - 14, 1987

- PIMENTEL, M. M. *A sequência vulcano-sedimentar de Arenópolis-GO: petrologia ígnea e metamórfica, contexto geotectônico e considerações metalogenéticas preliminares*. 1985. 188p. Tese. (Dissertação de Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 1985.
- PIMENTEL, M. M. Magmatismo Ácido peraluminoso associado ao Grupo Araxá na região entre Pires do Rio e Ipameri, Goiás: características geoquímicas e implicações geotectônicas. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 5, 1995, Goiânia. *Anais...Goiânia*, 1995. p.6
- PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., DARDENNE, M. A., RIBEIRO, R. J. C. Características Isotópicas (Sr e Nd) e Geoquímicas do Magmatismo Granítico Associado ao Grupo Araxá na Região de Ipameri, Goiás. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 6, Cuiabá, 1997. *Ata... Cuiabá:SBG*, 1997. p.11-14.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Geocronologia Rb-Sr da Porção Sudoeste do Maciço Mediano de Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v.24, n.2, p.104-111, 1994
- PIMENTEL, M. M.; CHARNLEY, N. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. *Chemical Geology*, n.86, p.123-138, 1991. (Isotope Geoscience Section)
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozoicas do oeste de Goiás. *Boletim da Soc. Bras. Geol - NCO*, n.15, p.1-22, 1992.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ALVARENGA, Carlos José Souza de. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Paleozoic extension. *Precambrian Research*, n.80, p.217-238, 1996.
- PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.4, n.94, p.295-305, 1991.
- PIMENTEL, Márcio Martins *et al.* The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In: CORDANNI, U. G. et al. Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000. p.195-229.
- PIMENTEL, Márcio Martins; FUCK, Reinhardt Adolfo; GIOIA, Simone Maria Costa Lima. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd data. *Rev. Bras. Geociências*, n.30, v.1, p.35-39, 2000.
- PINHEIRO, S. da S. e FERREIRA, A. L. *Sugestão para a definição da denominação Formação Palmares, Região do Alto Tapajós, Sudoeste do Pará. Projeto Promin-Tapajós*. Manaus: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 1999. 4p.(Relatório Interno).
- PINHEIRO, S. da S.; FERNANDES, P. E. C. A.; PEREIRA, E. R.; VASCONCELOS, E. G.; PINTO, A. do C.; MONTALVÃO, R. M. G. de; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W.; FERNANDES, C. A. C. Geologia. *In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA. 19 Pico da Neblina; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1976. 374p.(Levantamento de Recursos Naturais, 11). p.17-137.
- PINHEIRO, S. da S.; NUNES, A. C. B.; COSTI, H.; YAMAGUTY, H. S.; FARACO, M. T. L.; REIS, N.J.; MENEZES, R. G.; RIKER, S. R. L.; WILDNER, W. *Projeto Catrimâni-Uraricoera. Relatório de Progresso*. Manaus: DNPM/CPRM, 1981. v.II-B.
- PINHEIRO, S. da S.; REIS, N. J.; COSTI, H. T. *Projeto Caburaí. Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, 1990. 91p.
- PINHO, F. E. C. *Estudo das rochas encaixantes e veios mineralizados a ouro do Grupo Cuiabá, na região denominada Garimpo do Araés, Nova Xavantina, Estado de Mato Grosso*. 1990. 114p. Tese (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre - RS, 1990.
- PINHO, F. E. C. The origin of the Cabaçal Cu-Au deposit, Alto Jauru greenstone belt, Brazil. 1996. 211p. Tese (Doutorado) - The University of Western Ontario, Canada, London, 1996.
- PINHO, F. E. C.; FYFE, W. S.; PINHO, M. A. S. B. Early proterozoic evolution of the Alto Jauru greenstone belt, southern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 39, p.220-229, 1997.
- PINHO, M. A. S. B. *et al.* Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Craton Amazônico – Aripuanã - Mato Grosso. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v.31, n.1, p.37-42, 2001.
- PINHO, M. A. S. B. *et al.* Nd isotopic compositions, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso. *Work-shop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art*, São Paulo. p.83-85. 2001.
- PINHO, M. A. S. B. Petrografia e Geoquímica Preliminar da porção norte do Batólito Serra da Provi-

- dência, divisa dos estados de Mato Grosso e Rondônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 42, 2004, Araxá. *Anais ... Araxá:SBG*, 2004.
- PINHO, M. A. S. B., AGUIAR, A. B. Estudos petrográficos e ensaios físico-mecânicos em granitos utilizados como rochas ornamentais na região de Rondolândia - Mt, divisa com Mato Grosso. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 42, 2004, Araxá. *Anais ... Araxá:SBG*, 2004.
- PINHO, M. A. S. B., NARDI, L. V., CHEMALE JR, F., LIMA, E. F. Paleoproterozoic bimodal magmatism in the southwest of the Amazonian Craton: crustal reworking and juvenile source. *Journal of South America*, 2004.
- PINHO, M. A. S. B., RUPERT, CHEMALE JR, F., DUCIN. Dados petrográficos, geoquímicos e Idades U-Pb das Vulcânicas Félsicas do Grupo Iriri na porção nordeste de Mato Grosso – Serra dos Magalhães. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 42, 2004, Araxá. *Anais ... Araxá:SBG*, 2004.
- PINHO, M. A. S. B., RUPERT. Intrusão Santa Inês, uma suite estratiforme constituída por Piroxênio Hornblendito a Hornblenda gabro, localizada no sudeste do Cráton Amazônico. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 42, 2004, Araxá. *Anais ... Araxá:SBG*, 2004.
- PINHO, M. A. S. B.; WESKA, Mizusaki; CHEMALE JR, F.; Petrografia, Geoquímica E Análises Isotópicas (Sr, Nd, Ar) Dos Basaltos De Tapirapuã (Tangará Da Serra, Mato Grosso *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 42, 2004, Araxá. *Anais ... Araxá:SBG*, 2004.
- PINHO, M. A. S. B.; GERALDES, Néder; BETTENCOURT, Paola. Temporal Correlation Between Mineral Deposits Formation and Regional Orogenic Events in the SW Amazonian, 2004.
- PINHO, M. A. S. B.; FRANCISCO, E. C.; QUADROS, A. P.; CHEMALE JR, F. Discussão do Termo Uatumã-Iriri, Região Norte do Estado de Mato Grosso – Brasil. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos ... Belém: SBG – Núcleo Norte*, 2001. CD Rom
- PINHO, M. A. S. B.; LIMA, E. F. & CHEMALE JR., F. Geologia da região do Moriru - Dados preliminares da Formação Iriri - Aripuanã - Mato Grosso. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 7, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, Brasília, 1999. *Boletim De Resumos ... Brasília:SBG*, 1999. p.14
- PINHO, M. A. S. B.; LIMA, E. F.; FETTER, A.; SCHOMUSE, R. W.; CHEMALE, JR. F. Caracterização Petrográfica e dados Geocronológicos Preliminares das Rochas Vulcânicas Uatumã-Formação Iriri, Porção Centro-Sul do Cráton Amazônico-Aripuanã-Mato Grosso. *Rev. Bras. de Geociências*, n. 31, v.3, p.7-42, 2001.
- PINHO, M. A. S. B.; VAN SCHMUS, W. R.; CHEMALE JR., F. Nd isotopic compositions, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the southwestern Amazonian Craton - Mato Grosso - Brazil. *In: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. G.; GERALDES, M. C.; SPARRENBARGER, I. (Eds.). WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: State-of-the-Art*, 2001, São Paulo. *Extended Abstracts*. São Paulo: Institute of Geosciences-University of São Paulo, 2001. 186p.p.83-85.
- PINHO, M. A. S.; SCHMUS, W. R.; CHEMALE JR.; F. Nd isotopic composition, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the Southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso, Brazil. *In: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. I. G.; GERALDES, M. C.; SPARRENBARGER, J. (eds.). Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of the – art*. Extended abstract.. São Paulo: University of São Paulo, 2001. p. 83-85
- 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*, 7, Cuiabá, 1997. *Anais ... Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste*, 1997. p.30-31.
- PINHO, Marcelo Jung & VECCHIATO, Antônio Brandt. Caracterização da aptidão do meio físico da sub Bacia do Córrego do Moinho / Três Barras – Cuiabá, MT frente aos processos de uso e ocupação do solo. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 8, 2003, Cuiabá. *Anais...Cuiabá:SBG*, 2003. p.107-108.
- PINHO, Marcelo Jung & VECCHIATO, Antônio Brandt. Caracterização da aptidão do meio físico da sub Bacia do Córrego do Moinho / Três Barras – Cuiabá, MT frente aos processos de uso e ocupação do solo. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 8, 2003, Cuiabá. *Anais...Cuiaba:SGB*, 2003.
- PINHO, Márcia Aparecida de Sant’Ana Barros. Petrografia, geoquímica e geocronologia do magmatismo bimodal paleoproterozóico ocorrente no norte do Estado de Mato Grosso. 2001. 162p.Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2001.

- PINTO FILHO, F. P.; FREITAS, A. F. de; MELO, C. F. de; ROMANINI, S. J. *Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final*. Porto Velho: CPRM, 1977. 4 v., il.
- PIRES, F. R. M.; GONÇALVES, F. T. T.; RIBEIRO, L. A. S.; SIQUEIRA, A. J. B. Controle da mineralizações auríferas do grupo Cuiabá, Mato Grosso. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34. Goiânia, 1986. *ANAIS...* Goiânia, SBG. v.5, p.2383-2395, 1986.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERsCHURE, R.H.; VERDURMEN, E.A. *Additional K-Ar measurements on Permo-Triassic dolerites from Suriname*. Amsterdam: Annu. Prog. Rep.Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie, 1970. p.87-88.
- QUADROS, M. L. do E. S. & RIZZOTTO, G. J. Evolução geológica dos terrenos Jamari e Roosevelt – Jurueña, Setor Sudeste do Cráton Amazônico. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 41, João Pessoa. *Anais ...* João Pessoa: SBG/NE, 2002. (Submetido)
- QUADROS, M. L. do E. S.; BAHIA, R. B. C.; SCANDOLARA, J. E. Evolução tectônica dos grábens do setor oeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais ...* Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1998. 529p.p.403.
- QUADROS, M. L. do E. S.; SILVA FILHO, E. P.da; REIS, M. R.; SCANDOLARA, J. E.; Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagens dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 5, 1996, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões*. Belém: SBG, 1996. 427p.il. p.242-245.
- QUEIROZ, Emanuel Teixeira de. Geologia da Magnesita. *In.: SCHOBENHAUS, Carlos; QUEIROZ, Emanuel Teixeira de; COELHO, Carlos Eduardo Silva. Principais depósitos minerais do Brasil. Rochas e Minerais Industriais – Parte C*. Brasília: DNPM/CPRM, 1997. p.205 – 218
- QUEIROZ, Emanuel Teixeira de. Geologia das Argilas. *In.: SCHOBENHAUS, Carlos; QUEIROZ, Emanuel Teixeira de; COELHO, Carlos Eduardo Silva. Principais depósitos minerais do Brasil. Rochas e Minerais Industriais – Parte C*. Brasília: DNPM/CPRM, 1997. p.93-98
- RABELO, L. & SOARES, P.C. Lineamento Trans-brasileiro e Neotectônica na Bacia do Pantanal. *In.: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 7., 1999, Lençóis. *Anais...* Salvador: SBG/BA-SE, 1999. p.79-82.
- RAJAB, Adnem *et al. Catálogo de rochas ornamentais do Estado de Mato Grosso*. Cuiabá: DNPM, 1998. 78 p.
- RAMALHO, R. Pantanal matogrossense: compartimentação geomorfológica. *In.: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 1, 1978, São José dos Campos. *Sumários ...* São José dos Campos:INPE, 1978.
- RAMOS, C. R. *Relatório de viagem realizada ao rio Cauaburi*. Belém: DNPM, 1972. 9p.
- RAMOS, J. R. de A. O Carvão do Rio Fresco, afluente do Xingu. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, v.19, n.114, p.259, 1954.
- RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. *Trans. R. Soc. Edinburgh: earth sci.*, v.87, 1996. p.193-203.
- REIS, C. C.; MONTEIRO, E. A. *Projeto Integração Alto Rio Negro-Serra Imeri. Reconhecimento geológico ao longo dos rios Curicuriari, Capauari e áreas adjacentes, região do alto rio Negro, Estado do Amazonas, Brasil. Relatório de Viagem*. Manaus: CPRM, 1995. 12p.(inédito).
- REIS, Nelson Joaquim Reis; RIKER, Silvio Lopes & PINHEIRO, Sandoval da Silva. Terrenos sedimentares da região dos rios Tapajós, Teles Pires e Jurueña. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 41, 2002, João Pessoa. *Anais ...* João Pessoa: SBG, 2002. p.392.
- RIBEIRO FILHO, W. & FIGUEIREDO, Antônio Jorge de Andrade. Reconhecimento Geológico da Região oeste de Mato Grosso. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais ...* Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.4, p.27-35.
- RIBEIRO FILHO, W.; LUZ, J. S.; ABREU FILHO, W. *Projeto Serra Azul: reconhecimento geológico. Relatório Final. Escala 1:500.000*. Goiânia: CPRM, 1975. v.1 (Convênio DNPM/CPRM).
- RIBEIRO, P. S. E. & VILLAS BOAS, P. F. Geologia da Folha Ilha 24 de Maio – SC.21-Z-A. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 8, 2003, Cuiabá. *Anais ...*Cuiabá:SBG, 2003
- RIBEIRO, P. S. E.; LACERDA FILHO, Joffre Valmório de. L.; DELGADO, I. M. *et al.* As mineralizações Auríferas da Província Alta Floresta e suas relações com o Arco Magmático Jurueña. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. CD Rom
- RIBEIRO, Pedro Sérgio Estevam; VILLAS BOAS, Paulo Fernando. Programa Levantamentos Geoló-

- gicos Básicos do Brasil - PLGB. *Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA)*. Geologia e Recursos Minerais da folha São João da Barra – SC.21-V-D. Brasília: CPRM, 2004.
- RIKER, S. R. L.; OLIVEIRA, M. A. Enfoque Geológico-Geotectônico da Região do Domo do Sucunduri – Estado do Amazonas. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. CD Rom
- RIZZOTTO, G. J. *et al.* O Granito Aripuanã: datação U-Pb (Shrimp) e implicações metalogenéticas. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 41, João Pessoa. *Anais ...* João Pessoa: SBG/NE, 2002. (Submetido)
- RIZZOTTO, G. J. Petrologia e ambiente tectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO. 1999. 136p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.
- RIZZOTTO, G. J., QUADROS, M. L. E. S., BAHIA, R. B. C., CORDEIRO, A. V. Folha SC.20-Porto Velho. *In.: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., SANTOS, J. O. S., ABRAM, M. B., LEÃO NETO, R., MATOS, G. M. M., VIDOTTI, R. M., RAMOS, M. A. B., JESUS, J. D. A. de (eds.)*. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília:CPRM, 2004. CD-ROM.
- RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; DALL'IGNA, L. G.; CORDEIRO, A. V. Folha SD.20-Guaporé. *In.: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. de(eds.)*. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília:CPRM, 2004. CD-ROM.
- RIZZOTTO, G. J.; SCANDOLARA, J. E.; SILVA, C. R.; DALL'AGNOL, R.; MORAIS, P.R. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência rapakivi granite-Rondônia, Brazil. *In.: DALL'AGNOL R.; MACAMBIRA, M.J.B.; COSTI, H.T. (Eds.)*. Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Belém. *Abstracts Volume*. Belém: Center of Geosciences. University Federal of Para, 1995. 88p.p.67-68.
- RIZZOTTO, G.J., QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C., FERREIRA, LOPES, R.C., A.L., CORDEIRO, A.V. Folha SC.21-Juruena. *In.: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS,G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B., JESUS, J.D.A. de (eds.)*. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília:CPRM, 2004. CD-ROM.
- RODRIGUES, A. P.; PIMENTEL, G. de B.; REISCHL, J. L.; REZENDE FILHO, S; T. de R. & RIBEIRO FILHO, E. *Projeto Alto Guaporé, Relatório Final, Folha Mato Grosso – SD.21-Y-C*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1974. v.4, p.35
- RODRIGUES, J. B. *Geocronologia e geoquímica da Seqüência Vulcano-sedimentar de Iporá e Rochas Graníticas Associadas*. 1996. 101p. Tese. (Dissertação de Mestrado), Instituto de Geociências. Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 1996).
- RODRIGUES, R.; AZEVEDO, R. L. M.; ESTRADA, N.M.; REHIM, H. A. A.; SATO, K.; KAWASHITA, K.; SOLIANI JR., E. Inferências cronoestratigráficas para carbonatos da Bacia dos Parecis, com base em dados da razão 87 SR / 86 Sr. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, 1994, Camboriu. 1994. *Anais ...* Camboriu: SBG, 1994. v.3, p.286-287.
- ROMANINI, L. *Geologia e geoquímica do complexo granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho*. 1981, [s.p.]. Tese (mestrado). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia – UFBA, Salvador, 1981.
- ROMANINI, S. J. *Geologia e resultados prospectivos da área Rio Branco/Alta Floresta, Rondônia*. Porto Alegre: CPRM, 2000. (Informe de Recursos Minerais, Série Metais do Grupo da Platina e Associados, n. 08)
- ROMANINI, Sérgio José. *Mapa geológico preliminar da Serra Céu Azul/RO. Prospecção geoquímica e síntese geológico-metalogenética*. Porto Alegre: CPRM, 1997. 1v.(Informe de Recursos Minerais, Série Metais do Grupo da Platina e Associados, n. 03)
- ROMANINI, Sérgio José. *Mapa geológico preliminar da Serra do Colorado/RO. Síntese geológico-metalogenética*. Porto Alegre: CPRM, 1997. 1v.(Informe de Recursos Minerais, Série Metais do Grupo da Platina e Associados, n. 02)
- ROMANINI, Sérgio José. *Projeto Platina/RO: geologia e resultados prospectivos-Área de Cacoal*. Porto Alegre: CPRM, 1992.
- ROMANINI, Sérgio José. *Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica da Área Rio Madeirinha, Mato Grosso*. Porto Alegre: CPRM, 2000. (Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina - PNPP.Informe de Recursos Minerais. Série do Grupo da Platina e Associados, 11)
- RUIZ, A. S. *Contribuição à geologia do Distrito de Cachoeirinha, MT*. 1992. 98p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

- RUIZ, A. S. *Evolução Geológica dos Terrenos Políclicos no SW do Cráton Amazônico – Região da Fronteira Brasil-Bolívia*. 121p. 2003. Exame de Qualificação, Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista Rio Claro – UNESP, 2003.
- RUIZ, A. S., SIMÕES, L. S. A., MATOS, J. B., RUIZ, L., M B A. Cráton Amazônico: Uma Breve Revisão e Considerações sobre o seu Limite Meridional. *In*: SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9. 2003a., Búzios. *Anais....* Búzios: SBG, 2003a., p. 86–89
- RUIZ, A. S.; SIMÕES, L. S. A., MATOS, J. B.; SOUSA, M. Z. A., GODOY, A. M., RUIZ, L. M. B. A.. Aspectos Petrográficos, Estruturais e Geoquímicos do *Plúton* Santa Clara: um exemplo do Magmatismo Calymmiano no SW do Cráton Amazônico - Mato Grosso. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol. IV. 2004. (prelo).
- RUIZ, A.S., RUIZ, L., M B. de A., GODOY, A., M., SOUZA, M. Z. A., GERALDES, M.C., SIMÕES, L.S.A. e MATOS, J.B.. Maciços Graníticos Tonianos (1.0–0.85 Ga.) no SW do Cráton Amazônico: Bolívia Oriental e SW de Mato Grosso – BR. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 7, *Anais*, SBG, p. 112–113, 2003b
- RUIZ, Amarildo Salina; SIMÕES, Luiz Sérgio A.; ARAUJO RUIZ, Larissa Marques B. A.; MATOS, João B.; GODOY, Antonio Misson; SOUZA, Maria Zélia A. de. Caracterização geológica do quadrante sudeste da folha Rio Novo (SD.21-Y-A-I) – Mato Grosso. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, 2003, Cuiabá. *Anais ...*Cuiabá:SBG, 2003. p.114-115
- SAES, G. S. & LEITE, J. A. D. *Estratigrafia e ambientes deposicionais das seqüências proterozóicas das bacias Cachimbo e Caiabis/Aripuanã, sudoeste do Cráton Amazônico*. Cuiabá: UFMT - Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Recursos Minerais, 2002. 20p. (Relatório inédito)
- SAES, G. S. *Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1.2-1.0 Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. 1999. 135p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- SAES, G. S.; ALVARENGA, C. J. S.; CUNHA, J. E. Depósitos de Plataforma Marinha dominada por marés e tempestades do proterozóico médio na porção sudoeste do Cráton Amazônico, Região de Rio Branco, MT. *In*: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, 1987, Ouro Preto. *Anais ...* Ouro Preto: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1987. 102p.p.1-5 (Boletim, 6).
- SAES, G. S.; LEITE, J. A. D.; MACAMBIRA, M. B. Stratigraphy and Sedimentary Environments of Proterozoic Sequences in Cachimbo and Caiabis/Aripuanã Basins, Amazon Craton, Brazil. *In*: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, J. S.; PACCA, I. G.; GERALDES, M. C.; SPARREBERGER, I. (Eds.). Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art, 2001, São Paulo. *Extended Abstracts*. São Paulo: Institute of Geosciences-University of São Paulo, 2001. 186p.p.119.
- SAES, G. S.; LEITE, J. A. D.; WESKA, R. K. Geologia da Folha Jauru (SD. 21-Y-C-III): uma síntese dos conhecimentos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais ..* Rio de Janeiro: SBG, 1984. V.5, p.2193-2204.
- SAES, G. S.; LEITE, J. D.; MACAMBIRA, M. B. *Stratigraphy and Sedimentary Environments of Proterozoic Sequences in Cachimbo and Caiabis/Aripuanã Basins, Amazon Craton, Brasil*. São Paulo: IG/USP, 2001.
- SAES, G. S.; PINHO, F. E. C. & LEITE, J. A. D. Coberturas metassedimentares do proterozóico médio no sul do Craton Amazônico e suas mineralizações auríferas. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, 1991, Goiânia. *Anais ...* Goiânia:SBG, 1991. p.37-41.
- SANFORD, R. M. & LANGE, F. W. Basin study approach to oil evaluation of Paraná Miogeocline, south Brazil. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla*, n.44, p.1316 – 1370, 1960
- SANTIAGO, A. F.; SANTOS, J. O. S.; MAIA, R. G. N.Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriú. *Anais ...* Balneário Camboriú: SBG, 1980. v.2, p.786-797.
- SANTOS J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I. R. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, n.3, v.4, p.453-488. 2000.
- SANTOS, A. R.; PARADELLA, W. R.; VENEZIANI, P.; MORAIS, M. C. Avaliação de um par estereoscópico híbrido (RADARSAT x TM-Landsat) em estudos geológicos na Província Mineral de Carajás. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. CD Rom
- SANTOS, Botelho dos; LEAL, José Waterloo Lopes; JORGE JOÃO, Xafi da Silva. Complexo Uatumã - conotação estratigráfica para produtos de ativação da plataforma NO Escudo do Guaporé. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31,

- Camburiú, SBG, 1980. *Anais... Balneário de Camburiú*: SBG, 1980. p.798-811.
- SANTOS, C. A. S.; MELO, A. F. F. *Projeto Serra Iméri. Relatório de Progresso*. Manaus: CPRM, 1993. 1v. (inédito).
- SANTOS, D. B. dos. *O Grupo Beneficente*. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1977. 7p.(Relatório Interno RADAMBRASIL, 128-G).
- SANTOS, D. B.; FERNANDES, P. E.; DREHER, A. M.; CUNHA, F. M. B.; BASEI, M. A. S.; TEIXEIRA, J. B. G. Geologia. *In.*: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB.21 Tapajós*. Rio de Janeiro: DNPM, 1975. p.15-116 (Levantamento de Recursos Naturais,v.7)
- SANTOS, E. J.; FERREIRA, C. A.; SILVA JÚNIOR, J. M. F. *Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba. Escala 1:500.000*. Recife: CPRM, 2002.
- SANTOS, J. F. O ouro elúvio-laterítico do depósito de Jatobá - MT. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*Rio de Janeiro, SBG. 1984. v.8, p.4012-4023.
- SANTOS, J. O. S.; LOGUÉRCIO, S. O. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. *In.*: SCHOBENHAUS, C. ; CAMPOS, D.A. ; DERZE, G.R. ; ASMUS, H. E. *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000*. Brasília: DNPM, 1984. p.93-127.
- SANTOS, J. O. S. A parte Setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. *In.*: SCHOBENHAUS, C. *et al.* (Coords.). *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da Área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. p.57-85.
- SANTOS, J. O. S. O Pantanal Setentrional e os campos de dunas da Amazônia Ocidental. *In.*: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, 1992, Manaus. *Resumos e Contribuições Científicas*. Manaus: UFAM, 1993. 185p.il., p.110.
- SANTOS, J. O. S. Relatório de Viagem à Austrália. Relatório Interno. Manaus: CPRM, 2001. 18p.
- SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E. Reconnaissance U-Pb in Zircon, Pb-Pb in Sulphides and Review of Rb-Sr Geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. *In.*: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, Campos do Jordão-SP, 1997. *Extended Abstracts...* Campos do Jordão-SP.280-282.
- SANTOS, J. O. S.; ARAÚJO NETO, H. Algumas características químicas do magmatismo Parima/Tapuruquara. *Acta Amazônica*, v.8, n.4, p.639-656, 1976.
- SANTOS, J. O. S.; FARIA, M. S. G.; HARTMANN, I. A.; McNAUGHTON, N.J. Age and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos*. Belém: SBG/Núcleo Norte, 2001. 1 CD-Rom.
- SANTOS, J. O. S.; LOGUERCIO, S. O. C. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu *In.*: SCHOBENHAUS, C. *et al.* (coords.). Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Brasília: DNPM, 1984. 501p.p.93-127.
- SANTOS, J. O. S.; MOREIRA, A. S.; PESSOA, M. R.; OLIVEIRA, J. R. de; MALOUF, R. F.; VEIGA JUNIOR, J.P.; NASCIMENTO, J.O. do. *Projeto Norte da Amazônia. Domínio Baixo Rio Negro. Geologia da Folha NA.20-Z. Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, 1974. 8 V.il., v.III A.
- SANTOS, J. O. S.; NELSON, B. W. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. *In.*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 9, 1995, Caracas, *Temário 3...* Venezuela.
- SANTOS, J. O. S.; NELSON, B. W.; GIOVANINI, C. A. Campos de dunas: corpos de areia sob leitos abandonados de grandes rios. *Ciência Hoje*, v.16, n.93, p.22-25, 1993.
- SANTOS, J. O. S.; PESSOA, M. R.; REIS, N.J. Associações máficas-ultramáficas magnesianas na Plataforma Amazônica. Manaus: CPRM, 1981.
- SANTOS, J. O. S.; REIS NETO, J. M. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. *Anais ...* Salvador: SBG, 1982. 5v.il., p.339-348.
- SANTOS, J. O. S.; REIS, N.J.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N.; FLETCHER, I. Associação anortosito-charnockito-rapakivi no Calimínio do norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: evidências de geocronologia U-Pb (shrimp) em zircão e baddeleyita. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. *Bol. Res. Expandidos*, Manaus: SBG, 1999. p.502-505
- SANTOS, R. A dos. *Controle estrutural das mineralizações auríferas da Província Mineral do Tapajós. Síntese do Estudo de Prospectos*. Salvador:CPRM-DEGEO / DIGEOB, ago. 1999. (Relatório de Con-

sultoria Interna)

SANTOS, R. A. dos. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB - *Projeto Creporizão*. Belém: CPRM, 2000. CD Rom

SANTOS, R. A. Contribuição à análise estrutural de mineralizações auríferas do Norte de Mato Grosso. Salvador: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2000. (Relatório Consultoria Interna. Diretoria de Geologia e Recursos Minerais – Departamento de Geologia / Divisão de Geologia Básica – Projeto Promin-Alta Floresta.).

SANTOS, R. A. Contribuição ao conhecimento geológico regional e estudo de mineralizações auríferas do Norte do Mato Grosso. Salvador: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2001.

SANTOS, R. O. B. dos; PITTHAN, J. H. L.; BARBOSA, E. S.; FERNANDES, C. A. C.; TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS, D. de A. Geologia. *In.*: BRASIL. DNPM. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 20 Guaporé; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1979. 364p.(Levantamento de Recursos Naturais, 19). p.21-123.

SATO, K.; TASSINARI, C. C. G. Principais Eventos de Acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *In.*: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coords.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG-NO, 1997. 437p.il., p.91-142.

SCABORA, J. A. & DUARTE, C.L. A jazida de ouro de São Vicente – município de Nova Lacerda – MT. *A Terra em Revista*, n.4, p.32-42. 1998.

SCABORA, J. A. *et al.* *Projeto Mogno Alta Floresta, Mato Grosso. Relatório Parcial de Exploração*. [s.l.]: Mineração Santa Elina, 1997. v.1.

SCANDOLARA, J. E.; AMORIM, J. L. de; RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. do E. S.; BAHIA, R.B.C. Compartimentação tectônica-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999. Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus: SBG, 1999. 596p.p.282-285.

SCANDOLARA, J. E.; RIZZOTTO, G. J.; AMORIM, J. L.; QUADROS, M. L. do E. S.; BAHIA, R. B. C. A evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e Adjacências. *In.*: REIS, N. J.; MONTEIRO, M. A. S. (Coord.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2001. v.2

SCANDOLARA, J. E.; RIZZOTTO, G. J.; BAHIA, R. B. C.; QUADROS, M. L. do E. S.; SILVA, C. R. da; AMO-

RIM, J. L. de. *Mapa geológico do Estado de Rondônia*: Escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM, 1997

SCANDOLARA, Jaime Estevão & RIZZOTO, Gilmar José. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. *Folha Paulo Saldanha*. Brasília: CPRM, 1998

SCHOBENHAUS FILHO, C. *et al.* *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Cuiabá - SD.21*. Brasília: DNPM, 1975.

SCHOBENHAUS FILHO, C. *et al.* *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Rio Apa - SF.21*. Brasília: DNPM, 1979.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. 501 p.

SCHOBENHAUS, C. & OLIVA, L. A. *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Corumbá – SE. 21*. Brasília: DNPM, 1979.

SCHOBENHAUS, C. *et al.* *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiânia - SE.22*. Brasília: DNPM/CPRM, 1975. 74p.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. *et al.* *Mapa geológico do Brasil*. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1981.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E.. (Coord.) Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Esc. 1:2.500.000. Brasília: DNPM, Brasília. 1981.

SEER, H. J. *Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo vulcano sedimentar de Bom Jardim de Goiás*. 1985. 181p. Tese. (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 1985.

SEER, J. H.; NILSON, A. A. Contribuição à geologia das unidades pré-cambrianas da região de Bom Jardim de Goiás. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, 1985, Goiânia-GO. *Ata ...* Goiânia:SBG, 1985. p.267-281.

SENGÖR, A. M. C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Thethyan perspective. *Earth Sci. Rev.*27, p.1-201, 1990.

SETZER, J. Os solos da noroeste. *Bol. De Agric.*, São Paulo, n. Único, 1943. 15p.

SILLITOE, H. Intrusion - related gold deposits. *In.*: *Gold Metallogeny and Exploration*, London, 1991. P.165 - 209.

SILLITOE, R. H. Granites and metal deposits. *Episodes*, v.19, n.4,1996. p.126-133.

- 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.
- SILVA, C. H. *Caracterização Estrutural de Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT)*. 1999. 134p. Dissertação de Mestrado. Universidade do Estado de São Paulo - IGCE/UNESP, 1999.
- SILVA, C. H.; SIMÕES, L. S. A.; RUIZ, A. S. Caracterização Estrutural dos Veios Auríferos na Região de Cuiabá, MT. *Rev. Bras. Geociências*, v.32, n.4, p.407-418, 2002.
- SILVA, C. H.; SIMÕES, L. S. A.; RUIZ, A. S. Mineralização de Ouro em Veios de Quartzo no Garimpo do Abdala, Baixada Cuiabana – MT. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 8, Cuiabá, 2003. *Boletim de Resumos...* Cuiabá: SBG, 2003. p.72-73
- SILVA, C. R. da; BAHIA, R. B. C.; SILVA, L. C. da. Geologia da Região de Rolim de Moura-Sudeste de Rondônia. *In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG, 1992. 2v.V.2, p.152-153.
- SILVA, G. G. da et. al. Geologia. *In.: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. 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. G. da; LIMA, M. I. C.; ANDRADE, A. R. F. de; ISSLER, R. S., GUIMARÃES, G. *Geologia. Folha SB.22-Araguaia e parte da Folha SC.22-Tocantins*. DNPM/RADAM: Rio de Janeiro. 1974. (Levantamento de Recursos Minerais, 4). p.1-172.
- SILVA, G. G.; ISSLER, R. S. *Sienito Canamã; uma possibilidade metalogenética na Amazônia*. Belém: projeto RADAMBRASIL, 1974. 14p.(Relatório Interno, 20-G)
- SILVA, G. H.; LEAL, José Waterloo Lopes.; MON-TALVÃO, R. M. G. et al. Geologia. *In.: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.21-Juruena: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1980. p.21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- SILVA, L. C. da; SANTOS, J. O. S. Distribuição de ETR e granitogênese na região do Alto Rio Negro (AM). *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 4, 1994, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém: SBG, 1994. 396p.p.235-237.
- SILVA, L. C. da; SANTOS, J. O. S.; GAUDETTE, H. 232
- Granitogênese na região do Alto Rio Negro-AM. *A Terra em Revista*, n.2, p.24-31, 1996.
- SILVA, L. M.; PARENTE, C. V.; BRANDÃO, R. de L.; ARAÚJO, R. V.de; ROMANINI, S. J.; CAVALCANTE, J. C. *Projeto Guajará-Mirim. Relatório Final*. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1980. 5v.
- SILVA, M. D. *Relatório Final de Pesquisa*. Cuiabá: Mineração Manati S/A, 1990.
- SIQUEIRA, A. J. B. Geologia da Mina de Ouro Filão do Paraíba, Região de Peixoto de Azevedo, Norte do Mato Grosso. 1997. 87p.Tese. (Dissertação de Mestrado) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.
- SIQUEIRA, L. P. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.3, p.3-16, 1989.
- SIQUEIRA, L. P. de; TEIXEIRA, L.B. & PONTES, C. de S. *Bacia dos Parecis: Evolução das Atividades Exploratórias*. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1998.
- SIQUEIRA, L. P.; TEIXEIRA, L. B. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. *In.: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA*, 3., 1993, Rio de Janeiro. *Resumos Expandidos...* Rio de Janeiro: SBGf, 1993. p.168-170.
- SOUSA, Maria Zélia Aguiar. *Petrologia e geoquímica do complexo alcalino Ponta do Morro - MT*. 1997. 168p. Tese (Doutorado). Programa de Pós Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 1997.
- SOUZA FILHO, P. W. M.; QUADROS, M. L. do E. S.; SCANDOLARA, J. E.; SILVA FILHO, E. P.da S.; REIS, M. R. Compartimentação morfoestrutural e evidências de atividade neotectônica no sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia. *In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus: SBG, 1999. 596p.p.330-333.
- SOUZA, A. M. M. de et al. *Projeto São Manuel. Reconhecimento Geológico no Limite Pará - Mato Grosso*. Brasília: MME , 1990. (Convênio DNPM/CPRM).
- SOUZA, A. M. M. de et al. *Reconhecimento Geológico no limite Pará-Mato Grosso. Projeto São Manuel*. Brasília: DNPM/CPRM, 1980.
- SOUZA, A. M. M. et al. *Projeto São Manoel. Relatório de Progresso*. Belém: DNPM/CPRM, 1979. 46p.
- SOUZA, A. M. M.; FARIA, C. A. S.; LANDIN, J. P.P.; LEAL, JOSÉ WATERLOO LOPES.. *Reconhecimento geológico no limite Mato Grosso – Pará, Projeto São Manuel*. Brasília: DNPM/CPRM, 1979. 27p.II.

- SOUZA, E. C. de; MARQUES, W. J. *Granito porfiroblástico de Santo Antônio - Território Federal de Rondônia*. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1974. 11p.
- SOUZA, E. C. de; MELO, A. F. F. de; ADAMY, A.; SOEIRO, R. S.; DALEIRO, V. *Projeto Noroeste de Rondônia. Relatório Final*. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1975. 12 v.il.
- SOUZA, E. P. & HILDRED, P. R. Contribuição ao Estudo da Geologia do Grupo Aguapeí, Oeste de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camboriú. *Anais...* Balneário de Camboriú: SGB, 1980. v.2, p.813-825.
- SOUZA, J. O., FRASCA, A. A. S.; OLIVEIRA, C. C. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Província Mineral de Alta Floresta. *Geologia e Recursos Minerais das folhas Rio São João da Barra - SC.21-V-D; Alta Floresta - SC.21-X-C; Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A; Vila Guarita - SC.21-Z-B, estados de Mato Grosso e Pará*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Brasília, 2004.
- SOUZA, João Olímpio. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Pesquisa de Recursos Minerais. Folha SD.21-Z-C - Cuiabá*. Goiânia: CPRM/MME, 1986.
- SOUZA, João Olímpio. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SD.21-Z-A - Rosário Oeste*. Escala 1:250 000. Goiânia: CPRM, 1986. 30p. (Convênio DNPM/CPRM)
- SOUZA, N. B. O grupo Cuiabá na área do Projeto Coxipó – Estratigrafia e potencialidade econômica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Brasília. *Anais ...* Brasília: SBG, 1981. p.226-40.
- SOUZA, N. B. Principais depósitos de ouro do estado de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém: SBG, 1988. v.1, p.116-129.
- SUGUIO, K. Os Paleoclimas da Terra, com destaque ao Período Quaternário. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus: SBG/Núcleo Norte, 1999. 596p. p.10-14.
- SUMÁRIO MINERAL 2003. Brasília: DNPM, v.23, 2003.
- SYLVERTER, P. J. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, n.45, p.1-28, 1998.
- TASSINARI, C. C. G. & TEIXEIRA, W. *Estudo geocronológico e estratigráfico das rochas pré-cambrianas da Folha SC-21 Juruena*. Salvador: Projeto RADAMBRASIL, 1978. N.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 168-G).
- TASSINARI, C. C. G. A porção ocidental do Cráton Amazônico: evidências isotópicas de acreção continental no Proterozóico Médio. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2., 1984, Manaus. *Atas...* Manaus: DNPM, 1984. p.439-446.
- 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.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U. G. et al (Eds.). Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro: International Geological Congress, 31, 2000. 853p.il., p.41-95.
- TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; VAN SCHMUS, W. R.; BETTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P. N. Geochronological systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. *International Geology Review*, 38, p.161-175, 1996.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v.22, n.3, p.174 -182, 1999.
- TASSINARI, C. C. G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. Épocas metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais do ...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.6, p.2963-2977.
- TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; NUTMAN, A. P.; SZABÓ, G. A.; MONDIN, M.; SATO, K. Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm/Nd, Rb-Sr and U-Pb (SHRIMP) evidences. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos ...* Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. CD Rom
- TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; SIGA JÚNIOR, O. Considerações cronoestratigráficas da região das chapadas do Cachimbo e Dardanelos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais ...* Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v.1. p.477-490.
- TASSINARI, C.C.G. *Resultados das idades K/Ar em Rondônia*. Porto Velho: CPRM, 1993. (Relatório Interno).
- TAUSON, L. V. Geochemistry and metallogeny of the Latitic series. *Inter. Geol. Rev.*, n.25, p.125-135, 1983.
- TAYLOR, S. R. The application of trace element data to problems in petrology. In: Ahrens, C. A. RANKANA, K. & RUYICORN, S. L. (ed.), *Physics and chemistry of the Earth*, p.133-213.

- TAYLOR, S. R.; McLENNAN, S. M. *The continental crust*. Oxford: Blackwell, 1985. 312p.
- TEIXEIRA, L. B. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. *In.*: MELO, J.H.G.; TERRA, G.J.S. (Ed.). *Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-americanas*. Rio de Janeiro: Petrobras, 2001. 7 p. (Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, 20). 1 CD-Rom.
- TEIXEIRA, N. A. Assoalho Oceânico no Complexo Ultramáfico do Quatipuru (PA). Implicações Geotectônicas para a Faixa Móvel Araguaia. *In.*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v.6, p.117-120.
- TEIXEIRA, N. P. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. 507p. 1999. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, USP-Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999. 2v.
- TEIXEIRA, S. G.; BORGES, M. S.; GUEDES, O.; FIALHO, R. Ecologia da Paisagem e a Indicação de Áreas de Risco do Programa de Macrodrenagem da Bacia do Una no Bairro da Pedreira. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. Resumos Expandidos ... Belém: SBG
- TEIXEIRA, W.; AKIMOTO, H.; SIGA JR., O.; SATO, K. A evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos ao sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. *In.*: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. *Anais ...* Belo Horizonte: SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1989. Boletim 10, p.243-246.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. *In.*: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, 1984, Manaus. *Anais ...* Manaus: DNPM, 1984. 517p. p.87-102.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G. *Estudo geocronológico da Folha SA.20 Manaus*. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1977. 16p. Rel. Interno.
- TOHVER, E.; VAN DER PLUIJM, B. A. ; SCANDOLARA, J. E.; GERALDES, M. C. *Rodinia and the Amazonia-Laurentia connection: preliminary D-P-T-t results in western Brazil. GSA Meeting. Denver (CO)-USA*. Abstracts, 2000.
- TOLEDO, F. H. *Mineralização e alteração hidrotermal do depósito de ouro do Cabaçal, Mato Grosso*. 1997. 86p. Dissertação (Mestrado) - UNICAMP, Campinas, 1997.
- TORRES, L. C. de A.; THEODOROVICS, A.; CAVALCANTE, J. C.; ROMANINI, S. J.; RAMALHO, R. *Projeto Sudoeste de Rondônia. Relatório Final*. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1979. 7v.
- TOSDAL, R. M.; BETTENCOURT, J. S. U-Pb zircon ages and Pb isotopic compositions of middle proterozoic rondonian massifs, southwestern margin of the Amazon Craton, Brazil. *In.*: CONGRESSO GEOLOGICO CHILENO, 7, 1994. V.11, p.1538-1541.
- TOSDAL, R. M.; BETTENCOURT, J. S.; LEITE Jr., W. B.; PAYOLLA, B. L. Pb isotopic compositions from middle proterozoic rondonian rapakivi massifs, southwestern margin of the Amazonian Craton, Brazil. *In.*: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; COSTI, H.T. (Eds.). SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1, 1995, Belém. Abstracts Volume. Belém: Center for Geosciences. University Federal of Para, 1995. 88p. p.78-79.
- VALENTE, C. R. *Imagens TM-Landsat 5 e Fusão de Imagens (IHS) TM com dados aerogeofísicos e geoquímicos (Au, Fe, Cr em sedimentos de corrente)*. Goiânia: CPRM, 2001. CD Rom
- VALENTE, C. R., LACERDA FILHO, J. F., RIZZOTTO, G. J., LOPES, R. C., ROMANINI, S. J., OLIVEIRA, I. W. B., SACHS, L. L. B., SILVA, V. A., BATISTA, I. H. *Folha SE.22-Goiânia*. *In.*: SCHOBHENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., SANTOS, J. O. S., ABRAM, M. B., LEÃO NETO, R., MATOS, G. M. M., VIDOTTI, R. M., RAMOS, M. A. B., JESUS, J. D. A. de (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília: CPRM, 2004. CD-Rom.
- VALENTE, C. R., LACERDA FILHO, J. V., RIZZOTTO, G. J., BAHIA, R. B. C., QUADROS, M. L. E. S., LEITE, S. R., LOPES, R. C., OLIVEIRA, I. W. B., OLIVEIRA, C. C., SACHS, L. L. B., SILVA, V. A., BATISTA, I. H., *Folha SD.21-Cuiabá*. *In.*: SCHOBHENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., SANTOS, J. O. S., ABRAM, M. B., LEÃO NETO, R., MATOS, G. M. M., VIDOTTI, R. M., RAMOS, M. A. B., JESUS, J. D. A. de (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília: CPRM, 2004. CD-Rom.
- VASQUES, M. L.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; SANTOS, A.; RICCI, P. S. F.; SCHETT, R.; SILVA, C. M. C.; MACAMBIRA, M. J. B. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós. Novos dados geocronológicos. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. *Boletim de Resumos...* Manaus: SBG-Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. p.471-474.
- VASQUEZ, M. L., RICCI, P. S. F., KLEIN, E. L., SANTOS, A.; MARTINS, R. C. *Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas*. *In.*: VASQUEZ, M.L., KLEIN, E.L. (org). *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo (SB.21-ZC). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa*. Belém: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2000.
- VASQUEZ, M. L.; RICCI, P. S. F.; KLEIN, E. L. *et al.* *Descrição das unidades litoestratigráficas e litodê-*

- micas *In*: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. (Org.) *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós: geologia e recursos minerais da folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa*. Belém: CPRM, 2000.
- VASQUEZ, M. L.; RICCI, P. S. F.; KLEIN, E. L. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In*: Klein, E. L.; Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L. T. (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: SBG – Núcleo Norte (SBG-NO), 2002. v.3. p.67-83.
- VIANA, M. G. *et al.* O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados Geoquímicos e Geocronológicos e suas Implicações Regionais. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v.25, n.2, p.111-123, 1995
- VIANA, M. G. *Geocronologia e Geoquímica das Rochas Ortognáissicas e Metavulcânicas da Região de Mara Rosa, Norte de Goiás*. 1995. 118p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1995.
- VIEGAS FILHO, J. de R.; BONOW, C. de W. *Projeto Seis Lagos. Relatório Final*. Manaus: DNPM, 1977.
- VIEIRA, A. J. *Estratigrafia e estrutura da região de Rondonópolis, MT*. Ponta Grossa. PETROBRÁS-DEBSP, 1985 (Relatório Técnico Interno, 302).
- VIEIRA, A. J. *Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso*. Ponta Grossa. PETROBRÁS-DEBSP, 1965. 79 p.(Relatório Técnico Interno, 379).
- WERNICK, E. A type granites and post-collisional rapakivi granites. *In*: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. I. G.; GERALDES, M. C.; SPARENBERGER, J. (eds.). *Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art. Extended abstract.* São Paulo: University of São Paulo, 2001.156p.
- WESKA, R. K. “Placers” diamantíferos da região de Água Fria-Chapada dos Guimarães, MT. 170p.1987. Tese (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências – Universidade de Brasília – UnB, 1987. (Mapa Geológico, escala 1: 50.000)
- WESKA, R. K.; BITTENCOURT, R. D.; PISANI, J. R. T.; ARRAIS, J. C. DE P.; MACIEL, M. A. C.; RIBEIRO, J. M.; KATO, S. L. R.; ARAÚJO, S. A. de.; Rosestolato Filho, A. A Estratigrafia, a Evolução Tectônica e o Diamante do Grupo Bauru da Região de Poxoréo, MT. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1., 1993, Cuiabá. *Anais...*Cuiabá: Ed. UFMT – Gráfica Universitária, 1993. p.208-228
- WESKA, R. K.; DANNI, J. C. M.; DARDENNE, M. A.; PERIN, A. L.; Contribuição a Estratigrafia do Grupo Bauru na Região da Chapada dos Guimarães – MT. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Béliem. *Anais...*Béliem: SBG, 1988.
- WESKA, R. K.; LEONARDOS, H. O.; GONZAGA, G. M. (ed.) *Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, 1*. Cuiabá: Ed. UFMT, 1993. (Publicação especial 01/93).
- WESKA, R. K.; PERIN, A. L.; BITTENCOURT, R. D. 1991. “Placers” Diamantíferos na Chapada dos Guimarães, Mato Grosso, Brasil. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3., 1991, Cuiabá. *Anais...*Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia. v.1, p.200-210.
- WESKA, R. K.; SVISERO, D. P. Uma síntese do conhecimento sobre as rochas de natureza kimberlítica da porção sul do Cráton Amazônico, no Estado de Mato Grosso. *In*: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. G.; GERALDES, M. C.; SPARENBERGER, I. (Eds.). *Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art, 2001. São Paulo. Extended Abstracts*. São Paulo: Institute of Geosciences-University of São Paulo, 2001. 186p.p.140-144.
- WESKA, Ricardo Kalikowski; PERIN, Alfredi Luiz & BITTENCOURT ROSA, Deocleciano. Placers diamantíferos na Chapada dos Guimarães, Mato Grosso, Brasil. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, 1991, Goiânia. *Anais ...* Goiânia: SBG, 1991. p.200-210.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPEL, B. W. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Cont. Mineral. Petrol.*, 95, p.407-419, 1987.
- WHITE, L. C. *Geologia do Sul do Brasil (Geology of South Brazil)*. Trad. Manuel J. Ornelas, B. *In*: Direct. Agric. Viação Ind. Obras Públ., Salvador, v.8, n.6, p.582-86, 1906 .
- WILDNER, Wilson. *Projeto Província Mineral Alta Floresta. Sequências vulcano e Metavulcano - Sedimentares da Região de Alta Floresta*. Porto Alegre: CPRM, 2001. 11p.(Relatório de Campo)
- ZAINE, M. F. & FAIRCHILD, T. R. Considerações paleoambientais sobre a Formação Araras, Faixa Paraguai, Estado de Mato Grosso. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992. São Paulo, *Boletim de Resumos expandidos...*, São Paulo: SBG, 1992. v.2, p.474-475. 11
- ZAINE, M. F. & FAIRCHILD, T. R. Ichnofossils and possible Impressions of soft-bodied animals in the Raizama Formation (Alto Paraguai Grup.Vendian – Cambrian), Mato Grosso, Brazil. *Anais Acad. Bras. de Ciências*, v.68, n.4, p.597, 1996.
- ZAINE, M. F. *Análise dos fósseis de parts da faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental*. 1991. 215p. Tese. (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- ZALÁN, P.V.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S. *et al.* *The Paraná basin, Brazil*. Tulsa: AAPG Memoir, n.51, p.681-708, 1990.

ANEXOS

RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE MATO GROSSO

NUMERO SEQUENCIAL	CODIGO GEOBANK	TOPONIMIA	MUNICIPIO	SUBSTANCIA	COORDENADAS		STATUS	MORFOLOGIA	ECONOMICO
					LATITUDE	LONGITUDE			
1	25967	SERRA DA PROVIDENCIA	RONDOLANDIA	Estanho	10°13'34"	61°34'13"	(Não determinado)	Irregular	
2	48348	RONDONIA COM. E EXTR. DE MIN. LTDA	RONDOLANDIA	Granito	10°41'19"	61°27'32"	Mina	Irregular	R. M. 1.424.070 t
3	25577	SÃO FRANCISCO	COLNIZA	Estanho	09°15'17"	61°22'54"	Mina	Placer	R. M. 13.176.494 m3
4	25960	FAG II	COLNIZA	Estanho	09°16'06"	61°18'32"	Garimpo	Placer	
5	25555	IGARAPÉ DEZ DIAS	COLNIZA	Ouro	09°29'23"	61°14'43"	Garimpo	Placer	
6	25690	RIO CABIXI	COMODORO	Ouro	13°19'05"	60°21'48"	Garimpo	Placer	
7	25455	MORRO SEM BONE	COMODORO	Niquel	13°45'30"	60°20'30"	Não explotado	Lateriota	R. M. 36.900.000 t
8	25642	RIO COLORADO	COMODORO	Ouro	13°51'10"	60°19'59"	Garimpo	Placer	
9	25456	MORRO DO LEME	COMODORO	Niquel	13°59'45"	60°10'20"	Não explotado	Lateriota	R. M. 14.300.000 t
10	25383	SERRA AGUAPEI	VILA BELA DA SANTISSIMA TRINDADE	Ouro	15°06'00"	59°59'32"	Garimpo	Filoneane	
11	25824	RIO ALEGRE	VILA BELA DA SANTISSIMA TRINDADE	Ouro	15°06'00"	59°58'00"	(Não determinado)	Placer	
12	25450	JUINA	JUINA	Diamante	11°21'20"	59°52'27"	Garimpo	Placer	
13	25382	MINA SÃO VICENTE; JAZIDA DE SÃO FRANCISCO	VILA BELA DA SANTISSIMA TRINDADE	Ouro	14°33'18"	59°47'01"	Mina	Filoneana	
14	25806	JUINA	JUINA	Diamante	11°18'33"	59°45'51"	Garimpo	Placer	
15	25408	NOVA LACERDA	NOVA LACERDA	Brita	14°09'59"	59°39'00"	Mina	Irregular	
16	25409	FAZENDA SÃO SEBASTIÃO-VILA BELA	VILA BELA DA SANTISSIMA TRINDADE	Brita	16°11'08"	59°37'26"	Mina	Irregular	
17	25410	SERRA DO EXPEDITO	ARIPUANA	Chumbo	10°04'41"	59°29'55"	Não explotado	Irregular	R. M. 22.300.000 t
18	25443	GARIMPO DO BOM SUCESSO	COLNIZA	Ouro	09°38'10"	59°27'16"	Garimpo	Placer	
19	25852	AGUAPEI	PONTES E LACERDA	Ouro	15°23'22"	59°22'00"	Garimpo	Filoneana	
20	25609	RIO GUAPORE	PONTES E LACERDA	Ouro	15°13'05"	59°20'40"	Não explotado	Placer	
21	25825	CORREGO SEGUNDO	PONTES E LACERDA	Cobre	15°37'13"	59°19'34"	Não explotado	Irregular	
22	25826	AFLUENTE DO CORREGO DA ONÇA	PONTES E LACERDA	Ouro	15°18'41"	59°19'09"	(Não determinado)	Filoneana	
23	25853	GARIMPO DO ALEGRE	PONTES E LACERDA	Ouro	15°28'14"	59°19'09"	Garimpo	Placer	
24	25386	PONTES E LACERDA	PONTES E LACERDA	Ouro	15°00'00"	59°17'00"	Garimpo	Filoneana	
25	25849	GARIMPO DA LAVRINHA; PONTES E LACERDA	PONTES E LACERDA	Ouro	15°21'44"	59°16'52"	Garimpo	Filoneana	
26	25847	SERRA AZUL	PONTES E LACERDA	Ouro	15°22'58"	59°16'21"	Garimpo	Filoneana	
27	25387	MATO GROSSO	PONTES E LACERDA	Ouro	15°20'23"	59°16'07"	Garimpo	Placer	
28	25834	REGIAO DO CORREGO DA LAVRINHA	PONTES E LACERDA	Ouro	15°16'00"	59°16'00"	(Não determinado)	Filoneana	
29	25841	MATO GROSSO	PONTES E LACERDA	Ouro	15°22'43"	59°16'00"	Garimpo	Filoneana	
30	25843	AGUAPEI	PONTES E LACERDA	Ouro	15°19'33"	59°16'00"	Garimpo	Filoneana	
31	25851	SERRA AGUAPEI	PONTES E LACERDA	Ouro	15°21'00"	59°15'58"	Garimpo	Filoneana	
32	25850	SERRA AGUAPEI	PONTES E LACERDA	Ouro	15°20'25"	59°15'50"	Garimpo	Filoneana	
33	25854	GROTA	PONTES E LACERDA	Ouro	15°28'46"	59°15'24"	Garimpo	Placer	
34	25846	SERRA AZUL	PONTES E LACERDA	Ouro	15°20'13"	59°15'20"	Garimpo	Placer	
35	25842	AGUAPEI	PONTES E LACERDA	Ouro	15°21'12"	59°15'13"	Garimpo	Filoneana	
36	25823	FAZENDA LAVRINHA; PONTES E LACERDA	PONTES E LACERDA	Ouro	15°18'00"	59°15'00"	Garimpo	Filoneana	
37	25827	RIO ALEGRE; FAZENDA CERRO AZUL	PONTES E LACERDA	Cobre	15°35'19"	59°14'42"	Não explotado	Irregular	
38	25848	PONTES E LACERDA	PONTES E LACERDA	Ouro	15°21'18"	59°14'21"	Garimpo	Filoneana	
39	25845	MATO GROSSO	PONTES E LACERDA	Ouro	15°22'30"	59°12'54"	Garimpo	Filoneana	
40	25397	ALTO GUAPORE	PONTES E LACERDA	Cobre	15°41'10"	59°12'37"	Não explotado	Irregular	
41	25844	AGUAPEI	PONTES E LACERDA	Ouro	15°23'05"	59°12'30"	Garimpo	Filoneana	
42	25828	SERRA DO AGUAPEI	PONTES E LACERDA	Cobre	15°35'46"	59°12'29"	Não explotado	Irregular	
43	25421	GARIMPO ARIPUANA	ARIPUANA	Ouro	10°08'00"	59°12'00"	Garimpo	Filoneana	
44	25829	FAZENDA MINOURO	PORTO ESPERIDIAO	Cobre	15°46'29"	59°11'40"	Não explotado	Irregular	
45	25831	RIO DO CAGADO	PONTES E LACERDA	Ouro	15°28'38"	59°10'41"	Não explotado	Irregular	
46	25830	FAZENDA MINOURO	GLORIA D'OESTE	Cobre	15°44'59"	59°10'16"	Não explotado	Irregular	
47	25420	MORIRU	COLNIZA	Ouro	08°53'00"	59°10'00"	Garimpo	Filoneana	
48	25384	ALTO GUAPORE	PORTO ESPERIDIAO	Ouro	15°40'05"	59°09'09"	Garimpo	Filoneana	
49	48483	FAZENDA CHICÓRIA-PIPER ACURI LL	JUINA	Diamante	11°21'12"	59°08'06"	Garimpo	Piper	
50	25388	MATO GROSSO	PONTES E LACERDA	Ouro	15°25'48"	59°08'03"	Garimpo	Filoneana	
51	48484	FAZENDA CHICÓRIA-PIPER ACURI L	JUINA	Diamante	11°21'16"	59°07'39"	Garimpo	Piper	
52	25771	JUINA	JUINA	Diamante	11°24'53"	59°07'16"	Garimpo	Placer	
53	48485	FAZENDA CHICÓRIA-PIPER	JUINA	Diamante	11°21'01"	59°07'13"	Garimpo	Piper	
54	25805	JUINA	JUINA	Diamante	11°21'45"	59°06'53"	Garimpo	Placer	
55	48531	SÃO LUIZ-03-JUINA	JUINA	Diamante	11°31'08"	59°05'48"	(Não determinado)	Piper	
56	48477	DIAGEM DO BRASIL S/A-JUINA	JUINA	Diamante	11°21'00"	59°05'45"	(Não determinado)	Piper	
57	25770	JUINA	JUINA	Diamante	11°26'41"	59°05'42"	Garimpo	Placer	
58	48481	DIAGEM DO BRASIL S/A-JUINA	JUINA	Diamante	11°21'20"	59°05'21"	Mina	Piper	R. M. 13.928.700 t
59	25832	RIO AGUAPEI	PORTO ESPERIDIAO	Niquel	15°49'05"	59°05'07"	(Não determinado)	Irregular	
60	25407	GLEBA ADRIANOPOLIS; PONTES E LACERDA	JAURU	Brita	15°27'00"	59°05'00"	Mina	Irregular	
61	25451	JUINA	JUINA	Diamante	11°21'17"	59°02'05"	Garimpo	Placer	
62	25369	55 KM A NOROESTE DE PORTO ESPERIDIAO	PORTO ESPERIDIAO	Granito	15°47'04"	59°01'17"	Não explotado	Irregular	
63	25398	PONTES E LACERDA	PONTES E LACERDA	Cobre	15°05'02"	58°59'58"	Não explotado	Placer	
64	25769	JUINA	JUINA	Diamante	11°29'21"	58°59'30"	Garimpo	Placer	
65	25411	FILADELPHIA/ARIPUANA	JUINA	Manganês	11°04'28"	58°58'43"	Não explotado	Irregular	
66	48300	SL MINERAÇÃO LTDA-JUINA	JUINA	Diamante	11°29'23"	58°58'20"	Mina	Placer	
67	48301	PEDREIRA PALLUS-ALTA FLORESTA	ALTA FLORESTA	Granito	09°49'16"	58°58'20"	Mina	Irregular	R. M. 570.641 m3
68	48524	SÃO LUIZ-01-JUINA	JUINA	Diamante	11°31'30"	58°53'18"	(Não determinado)	Placer	
69	25375	7 KM A NOROESTE DE FIGUEIRÓPOLIS	FIGUEIRÓPOLIS D'OESTE	Granito	15°26'53"	58°48'02"	Não explotado	Irregular	
70	25385	JAURU	JAURU	Ouro	15°12'00"	58°44'00"	Garimpo	Filoneana	
71	25399	MATO GROSSO	INDIAVAI	Cobre	15°14'19"	58°42'46"	Não explotado	Irregular	

72	48354	ARIPUANÁ-MT170	CASTANHEIRA	Ferro	10°56'30"	58°41'11"	Não explotado	Estratiforme	
73	25400	MATO GROSSO	FIGUEIROPOLIS D'OESTE	Cobre	15°36'49"	58°39'10"	Não explotado	Irregular	
74	25401	MATO GROSSO	INDIAVAI	Cobre	15°20'43"	58°35'33"	Não explotado	Irregular	
75	25402	JAURU	INDIAVAI	Cobre	15°26'52"	58°35'17"	Não explotado	Irregular	
76	25403	JAURU	FIGUEIROPOLIS D'OESTE	Cobre	15°41'19"	58°35'08"	Não explotado	Irregular	
77	25374	FAZENDA JATAI; 4 KM DE AGUAS CLARAS	INDIAVAI	Granito	15°29'51"	58°33'58"	Não explotado	Irregular	
78	25833	RIO JAURU	GLORIA D'OESTE	Cobre	15°41'51"	58°33'11"	Não explotado	Irregular	
79	25804	GARIMPO JUJUENA	NOVA BANDEIRANTES	Ouro	09°09'43"	58°32'43"	Garimpo	Placer	
80	25810	5 KM A NORTE DO POVOADO DE NORTELANDIA	ARAPUTANGA	Cobre	15°15'16"	58°29'14"	Não explotado	Irregular	
81	25392	ARAPUTANGA	ARAPUTANGA	Cobre	15°15'35"	58°26'28"	Não explotado	Irregular	
82	25811	13 KM A NOROESTE DE ARAPUTANGA	ARAPUTANGA	Cobre	15°25'13"	58°26'28"	Não explotado	Irregular	
83	25372	20 KM A SUDOESTE DE SÃO JOSÉ DOS QUATRO MARCOS	SÃO JOSÉ DOS QUATRO MARCOS	Granito	15°37'50"	58°26'21"	Não explotado	Irregular	
84	25393	ARAPUTANGA	ARAPUTANGA	Cobre	15°27'24"	58°26'10"	Não explotado	Irregular	
85	25416	CLAREIRA; NOVO ASTRO	NOVA BANDEIRANTES	Ouro	09°11'21"	58°24'44"	Garimpo	Placer	
86	25835	7 KM A SUDOESTE DE ARAPUTANGA	SÃO JOSÉ DOS QUATRO MARCOS	Cobre	15°32'51"	58°24'35"	Não explotado	Irregular	
87	25370	FAZENDA IPIRANGA; 20 KM A SUDOESTE DE SÃO JOSÉ	SÃO JOSÉ DOS QUATRO MARCOS	Granito	15°39'20"	58°24'27"	Mina	Irregular	
88	25813	2,5 KM A NOROESTE DE ARAPUTANGA	ARAPUTANGA	Cobre	15°28'13"	58°24'27"	Não explotado	Irregular	
89	25812	5 KM A NOROESTE DE ARAPUTANGA	ARAPUTANGA	Cobre	15°27'32"	58°22'38"	Não explotado	Irregular	
90	25837	6 KM A NORTE DO POVOADO DE TABULETA	GLORIA D'OESTE	Cobre	15°45'40"	58°20'22"	Não explotado	Irregular	
91	25836	8,5 KM A SUL DE ARAPUTANGA	SÃO JOSÉ DOS QUATRO MARCOS	Cobre	15°33'32"	58°20'06"	Não explotado	Irregular	
92	25377	ARAPUTANGA	ARAPUTANGA	Pirita	15°29'43"	58°19'58"	Não explotado	Irregular	
93	25380	ARAPUTANGA	GLORIA D'OESTE	Pirita	15°48'24"	58°19'58"	Não explotado	Irregular	
94	25814	4,5 KM A SUL DE ARAPUTANGA	ARAPUTANGA	Cobre	15°30'57"	58°19'49"	Não explotado	Irregular	
95	25379	ARAPUTANGA	GLORIA D'OESTE	Pirita	15°47'02"	58°19'24"	Não explotado	Irregular	
96	25776	GARIMPO NOVO ASTRO	NOVA BANDEIRANTES	Ouro	09°12'25"	58°19'05"	Garimpo	Placer	
97	25404	MATO GROSSO	GLORIA D'OESTE	Cobre	15°46'16"	58°17'53"	Não explotado	Irregular	
98	25839	4 KM A NORDESTE DO POVOADO DE TABULETA	GLORIA D'OESTE	Cobre	15°48'49"	58°17'53"	Não explotado	Irregular	
99	25838	POVOADO DE TABULETA	GLORIA D'OESTE	Cobre	15°47'35"	58°17'11"	Não explotado	Irregular	
100	25857	GARIMPO MATO GROSSO	RIO BRANCO	Ouro	15°17'30"	58°14'00"	Garimpo	Filoneana	
101	25405	MATO GROSSO	SÃO JOSÉ DOS QUATRO MARCOS	Cobre	15°24'08"	58°3' 2"	Não explotado	Irregular	
102	25389	GREENSTONE JAURU	RIO BRANCO	Ouro	15°19'00"	58°13'00"	Garimpo	Filoneana	
103	25381	CABAÇAL	ARAPUTANGA	Ouro	15°20'06"	58°12'29"	Mina	Filoneana	R. M. 1.200.000 t
104	25394	MARGEM ESQUERDA DO RIO BRANCO	RIO BRANCO	Cobre	15°20'35"	58°12'20"	Não explotado	Irregular	
105	25815	MARGEM DIREITA DO RIO BRANCO	SALTO DO CEU	Cobre	15°01'22"	58°12'03"	Não explotado	Irregular	
106	25816	MARGEM DIREITA DO RIO BRANCO	SALTO DO CEU	Cobre	15°04'38"	58°11'30"	Não explotado	Irregular	
107	25817	MARGEM DIREITA DO RIO BRANCO	SALTO DO CEU	Cobre	15°04'38"	58°10'32"	Não explotado	Irregular	
108	25819	MARGEM DIREITA DO RIO BRANCO	SALTO DO CEU	Cobre	15°05'27"	58°10'15"	Não explotado	Irregular	
109	25395	SALTO DO CEU	SALTO DO CEU	Cobre	15°03'49"	58°09'50"	Não explotado	Irregular	
110	25818	MARGEM DIREITA DO RIO BRANCO	SALTO DO CEU	Cobre	15°02'44"	58°09'50"	Não explotado	Irregular	
111	25390	GREENSTONE JAURU	SÃO JOSÉ DOS QUATRO MARCOS	Ouro	15°25'00"	58°09'32"	Garimpo	Filoneana	
112	25820	LEITO DO RIO BRANCO (MT)	SALTO DO CEU	Cobre	15°01'55"	58°09'08"	Não explotado	Irregular	
113	48139	RODOVIA BR 364- CACERES	GLORIA D'OESTE	Dolomito	15°50'26"	58°09'00"	Não explotado	Estratificada	
114	25840	SALTO DO CEU; RIO BRANCO	SALTO DO CEU	Cobre	15°03'16"	58°08'53"	Não explotado	Irregular	
115	25858	GARIMPAO	RIO BRANCO	Ouro	15°23'36"	58°08'27"	Garimpo	Placer	
116	25822	MARGEM ESQUERDA DO RIO BRANCO	SALTO DO CEU	Cobre	15°05'11"	58°08'10"	Não explotado	Irregular	
117	25821	MARGEM ESQUERDA DO RIO BRANCO	SALTO DO CEU	Cobre	15°03'16"	58°07'53"	Não explotado	Irregular	
118	48097	SUDOESTE DO POVOADO DE SONHO AZUL	MIRASSOL D'OESTE	Calcário	15°47'35"	58°05'23"	Não explotado	Estratificada	
119	25406	MATO GROSSO	LAMBARI D'OESTE	Cobre	15°21'16"	58°04'42"	Não explotado	Irregular	
120	25373	FAZENDA URUTAÚ; 18 KM DE MIRASSOL D'OESTE	MIRASSOL D'OESTE	Granito	15°35'36"	58°04'38"	Mina	Irregular	
121	10215	IMPERIO - FAZENDA SÃO JOAQUIM	CACERES	Calcário	15°49'58"	58°03'51"	Mina	Estratificada	
122	25396	7,5 KM A LESTE DO RIO BRANCO	RIO BRANCO	Cobre	15°14'35"	58°02'29"	Não explotado	Irregular	
123	48906	2FI 0001 MT	CAMPO NOVO DO PARECIS	Gás Natural	14°05'09"	57°59'39"	Não explotado		
124	48134	12 KM A SUL DE LAMBARI D'OESTE	LAMBARI D'OESTE	Calcário Calcítico	15°24'31"	57°57'30"	Não explotado	Estratificada	
125	10213	TAPIRAPUA- FAZENDA TANGARA	TANGARA DA SERRA	Calcário Dolomítico	14°49'43"	57°51'34"	Mina	Estratificada	R. M. 185.985.421 t
126	10214	CAMIL - FAZENDA PRIMAVERA	CACERES	Calcário Dolomítico	16°12'00"	57°34'44"	Mina	Estratificada	
127	48098	15 KM A SUDOESTE DO POVOADO DE SANTANA	CACERES	Dolomito	15°59'10"	57°34'02"	Não explotado	Estratificada	
128	41771	PEDREIRA PERAL; A 8 KM DA CIDADE DE JUARA	JUARA	Granito	11°14'59"	57°33'51"	Mina	Irregular	
129	48344	FILÃO DO GENTIL	APIACAS	Ouro	09°22'21"	57°32'24"	Garimpo	Filoneana	
130	11943	SITIO QUEIMA PE	TANGARA DA SERRA	Basalto	14°39'01"	57°31'33"	Mina	Irregular	R. M. 4.148.611 m3
131	48099	11 KM A SUDOESTE DO POVOADO DE SANTANA	CACERES	Dolomito	15°59'51"	57°30'41"	Não explotado	Estratificada	
132	39599	SITIO SANTO ANTONIO ESTRADA 5 KM-5	TANGARA DA SERRA	Água Mineral	14°39'00"	57°28'00"	Mina	Irregular	8.500 l/h
133	48345	FILÃO DO RAIMUNDO-SÁTELITE	APIACAS	Ouro	09°24'40"	57°24'03"	Garimpo	Filoneana	
134	25775	GARIMPO NOVO SÁTELITE	APIACAS	Ouro	09°20'32"	57°23'27"	Garimpo	Placer	
135	25772	GARIMPO AFONSO	APIACAS	Ouro	09°18'54"	57°20'43"	Garimpo	Placer	
136	25415	TIAO FERA; BAIXAO ÁGUA AZUL	APIACAS	Ouro	09°25'02"	57°19'20"	Garimpo	Placer	
137	48101	11 KM A NE DA FAZ. CACHOEIRINHA	PORTO ESTRELA	Dolomito	15°38'43"	57°18'13"	Não explotado	Estratificada	
138	48135	6 KM A SUDESTE DA FAZ. CACHOEIRINHA-CACERES	PORTO ESTRELA	Dolomito	15°46'21"	57°17'38"	Não explotado	Estratificada	
139	48349	FILÃO DO JORGE	APIACAS	Ouro	09°22'55"	57°13'45"	Garimpo	Placer	
140	25749	NOVO PLANETA; BAIXAO MARABÁ	APIACAS	Ouro	09°21'04"	57°13'38"	Garimpo	Placer	
141	48350	LAGOA DO JABUTI-APIACAS	APIACAS	Calcário Dolomítico	08°58'25"	57°10'00"	Mina	Estratificada	
142	25773	GARIMPO NOVO PLANETA	APIACAS	Ouro	09°26'28"	57°09'48"	Garimpo	Placer	
143	48102	CORREGO TRES RIBEIROES-CACERES	PORTO ESTRELA	Dolomito	15°30'41"	57°07'05"	Não explotado	Estratificada	
144	25774	GARIMPO BRUNO	APIACAS	Ouro	09°20'00"	57°05'27"	Garimpo	Placer	
145	48103	15 A NORDESTE DA FAZENDA SANGRADOURO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Dolomito	15°49'29"	57°02'17"	Não explotado	Estratificada	
146	48104	20 KM LESTE DE PORTO ESTRELA-BARRA DOS BUGRES	PORTO ESTRELA	Dolomito	15°18'41"	57°02'05"	Não explotado	Estratificada	

147	48295	MINERAÇÃO BOMFIM-APIACÁS	PARANAÍTA	Ouro	09°13'37"	57°02'03"	Garimpo	Placer	
148	48143	RIO JAUQUARA-OESTE DA SERRA DAS ARARAS	PORTO ESTRELA	Dolomito	15°15'28"	56°58'44"	Não explotado	Estratificada	
149	48209	ÁGUA BONINI-N SRA DO LIVRAMENTO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Água Mineral	15°38'44"	56°55'44"	Mina	Irregular	
150	48105	FAZENDA ITAIPU-ALTO PARAGUAI	BARRA DO BUGRES	Dolomito	15°14'15"	56°54'18"	Não explotado	Estratificada	R. M. 4.576.000 t
151	41774	FAZENDA JACARANDÁ; 122 KM A W DE ALTA FLORESTA	ALTA FLORESTA	Granito	09°31'51"	56°53'35"	Não explotado	Irregular	
152	10207	ARROSSENAL	NORTELÂNDIA	Diamante	14°19'00"	56°49'00"	Mina	Placer	
153	48106	FAZENDA MONTE ALEGRE-SERRA DAS ARARAS	ROSÁRIO OESTE	Dolomito	15°27'25"	56°48'42"	Não explotado	Estratificada	
154	48179	RIO SANTANA =ALTO PARAGUAI	NORTELÂNDIA	Diamante	14°27'00"	56°46'60"	Garimpo	Placer	
155	48060	PERIMETRO URBANO DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°16'02"	56°46'01"	Garimpo	Filoneana	
156	48188	PERIMETRO URBANO DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°16'00"	56°46'00"	Garimpo	Filoneana	
157	48141	POCONÉ	POCONÉ	Dolomito	15°59'35"	56°45'45"	Não explotado	Estratificada	
158	48107	FAZENDA ENGENHO-SERRA DO TOMBADOR	ROSÁRIO OESTE	Dolomito	15°03'43"	56°44'42"	Não explotado	Estratificada	
159	48062	PERIMETRO URBANO DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°1' 01"	56°43'01"	Garimpo	Filoneana	
160	48148	RIO PARAGUAI-CORR. QUEIMADA- ALTO PARAGUAI	ALTO PARAGUAI	Diamante	14°38'27"	56°42'05"	Garimpo	Placer	
161	10210	BAUXI - MOENDA	ROSÁRIO OESTE	Calcário Calcítico	15°08'23"	56°41'25"	Mina	Estratificada	R. M. 240.867.906 t
162	48202	FAZENDA SÃO PAULO	POCONÉ	Ouro	16°04'08"	56°41'03"	Garimpo	Filoneana	
163	48140	NOSSA SRA DO LIVRAMENTO	POCONÉ	Dolomito	15°48'27"	56°39'51"	Não explotado	Estratificada	
164	48133	FAZENDA VARGEM BONITA-POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°04'12"	56°39'33"	Garimpo	Filoneana	
165	48061	PERIMETRO URBANO DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°14'32"	56°39'29"	Garimpo	Filoneana	
166	48200	GARIMPO DO SILVIO-POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°18'09"	56°39'08"	Garimpo	Filoneana	
167	48294	GARIMPO AGROPECUARIA MOGNO	ALTA FLORESTA	Ouro	09°56'30"	56°38'48"	Garimpo	Placer	
168	48201	GARIMPO DO MAURICIO-POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°13'31"	56°38'47"	Garimpo	Filoneana	
169	48185	PERIMETRO URBANO DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°17'16"	56°38'41"	Garimpo	Filoneana	
170	48093	SUDOESTE DA FAZENDA SÃO JOSÉ -ROSÁRIO OESTE	ROSÁRIO OESTE	Dolomito	14°59'44"	56°38'40"	Não explotado	Estratificada	
171	48057	PERIMETRO URBANO DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°17'39"	56°38'37"	Garimpo	Placer	
172	48299	FILÃO DO RATO-FAZENDA MOGNO	ALTA FLORESTA	Ouro	09°58'20"	56°38'23"	Garimpo	Placer	
173	25439	GARIMPO RIO TELES PIRES	PARANAÍTA	Ouro	09°23'59"	56°38'10"	Garimpo	Filoneana	
174	48132	3 KM NW DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°14'38"	56°37'55"	Garimpo	Filoneana	
175	48186	PERIMETRO URBANO DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°16'49"	56°37'49"	Garimpo	Filoneana	
176	48037	PERIMETRO URBANO DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°16'11"	56°37'48"	Garimpo	Filoneana	
177	48137	SERRA DO TIRA SENTIDO-ALTO PARAGUAI	ALTO PARAGUAI	Dolomito	14°42'23"	56°37'21"	Não explotado	Estratificada	
178	48018	CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°15'04"	56°37'14"	Garimpo	Filoneana	
179	48197	GARIMPO DO URBANO-POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°15'22"	56°37'14"	Garimpo	Filoneana	
180	48178	FAZENDA BARREIRINHO E ARARAS-MORROS RANCHINHO E ARARAS	ROSÁRIO OESTE	Dolomito	15°07'03"	56°37'11"	Não explotado	Estratificada	
181	48184	PERIMETRO URBANO DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°16'57"	56°37'04"	Garimpo	Filoneana	
182	10201	LAJINHA	POCONÉ	Ouro	16°14'58"	56°36'59"	Mina	Filoneana	
183	48058	PERIMETRO URBANO DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°16'47"	56°36'48"	Garimpo	Filoneana	
184	48063	PERIMETRO URBANO DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°15'31"	56°36'48"	Garimpo	Filoneana	
185	48126	SERRA VIRA SAIA -NW FAZ. ÁGUA BRANCA	ALTO PARAGUAI	Dolomito	14°49'01"	56°36'40"	Não explotado	Estratificada	
186	48064	PERIMETRO URBANO DA CIDADE DE POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°11'38"	56°36'37"	Garimpo	Filoneana	
187	48199	GARIMPO DO BATISTA-POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°17'29"	56°36'16"	Garimpo	Filoneana	
188	25787	GARIMPO PARANAÍTA-JAU	PARANAÍTA	Ouro	09°32'25"	56°36'00"	Garimpo	Placer	
189	48144	RIBEIRÃO TAMANDUÁ-ALTO PARAGUAI	ALTO PARAGUAI	Diamante	14°39'04"	56°35'28"	Garimpo	Placer	
190	48065	FAZENDA OURINHOS-DISTRITO DE CANGAS	POCONÉ	Ouro	16°06'39"	56°35'08"	Garimpo	Filoneana	
191	48094	RIO PARAGUAI-SW DE ALTO PARAGUAI	ALTO PARAGUAI	Diamante	14°32'05"	56°35'04"	Garimpo	Placer	
192	48158	FAZENDA TAMBOR-N SRA. DO LIVRAMENTO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°32'00"	56°34'58"	Garimpo	Filoneana	
193	48128	FAZENDA CINCO IRMAOS	POCONÉ	Ouro	15°46'37"	56°34'47"	Garimpo	Filoneana	
194	25791	PIUM	PARANAÍTA	Ouro	09°27'50"	56°34'27"	Garimpo	Placer	
195	48095	FAZENDAS LAURINHAS -ROSÁRIO OESTE	ALTO PARAGUAI	Diamante	14°49'50"	56°34'14"	Garimpo	Placer	
196	48198	GARIMPO DO DEVAIR-POCONÉ	POCONÉ	Ouro	16°05'17"	56°34'10"	Garimpo	Filoneana	
197	25788	FILÃO DO ZE DA PORTA ABERTA	PARANAÍTA	Ouro	09°30'40"	56°34'05"	Garimpo	Filoneana	
198	25414	CRENTES	PARANAÍTA	Ouro	09°22'50"	56°33'19"	Garimpo	Filoneana	
199	25437	IGARAPÉ DO JAU	PARANAÍTA	Ouro	09°29'52"	56°33'14"	Garimpo	Placer	
200	48096	FAZENDA ÁGUA BRANCA ROSÁRIO OESTE	ROSÁRIO OESTE	Dolomito	14°50'02"	56°31'15"	Não explotado	Estratificada	
201	48077	DISTRITO DE CANGAS	POCONÉ	Ouro	16°07'55"	56°29'28"	Garimpo	Filoneana	
202	48147	RIO PARAGUAI-ALTO PARAGUAI	ALTO PARAGUAI	Diamante	14°28'44"	56°29'22"	Garimpo	Placer	
203	25784	BAIXÃO DO ZE VERMELHO	PARANAÍTA	Ouro	09°29'35"	56°29'00"	Garimpo	Placer	
204	25778	FILÃO DO WALDEMAR-PARANAÍTA	PARANAÍTA	Ouro	09°31'11"	56°28'38"	Garimpo	Filoneana	
205	10208	FAZENDA GUARANA	DIAMANTINO	Diamante	14°21'03"	56°28'19"	Garimpo	Placer	
206	48142	CARANDAZINHO-ROSÁRIO OESTE	ALTO PARAGUAI	Dolomito	14°29'27"	56°28'15"	Não explotado	Estratificada	
207	25783	BAIXÃO PÊ DE BALÁ	PARANAÍTA	Ouro	09°29'54"	56°27'43"	Garimpo	Placer	
208	25432	FILÃO	PARANAÍTA	Ouro	09°31'06"	56°27'35"	Garimpo	Filoneana	
209	10200	FAZENDA SALINAS	POCONÉ	Ouro	16°10'05"	56°27'34"	Mina	Filoneana	R. M. 456.040 t
210	48323	FILÃO DO ALDUIR-PARANAÍTA	PARANAÍTA	Ouro	09°31'40"	56°27'14"	Garimpo	Filoneana	
211	25756	GIL; FABINHO	ALTA FLORESTA	Ouro	10°23'47"	56°26'33"	Garimpo	Filoneana	
212	48149	RIO PARI-ALTO PARAGUAI	ALTO PARAGUAI	Diamante	14°39'24"	56°26'26"	Garimpo	Placer	
213	25440	GARIMPO RIO TELES PIRES	PARANAÍTA	Ouro	09°27'57"	56°25'37"	Garimpo	Placer	
214	48078	FAZENDA SALINAS	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	16°11'28"	56°25'37"	Garimpo	Filoneana	
215	48123	ÁGUA BRANCA-ROSÁRIO OESTE	ROSÁRIO OESTE	Diamante	14°54'00"	56°25'07"	Garimpo	Placer	
216	25433	FILÃO DA DONA DIVA	PARANAÍTA	Ouro	09°31'00"	56°24'51"	Garimpo	Filoneana	
217	48079	FAZENDA SALINAS I	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	16°09'33"	56°24'48"	Garimpo	Filoneana	
218	25781	BAIXÃO DA DRAGA	PARANAÍTA	Ouro	09°31'00"	56°24'19"	Garimpo	Placer	
219	48089	URUBU- RIO PARI	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°41'01"	56°24'01"	Garimpo	Filoneana	
220	48080	FAZENDA SALINAS LL	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	16°08'25"	56°23'46"	Garimpo	Filoneana	
221	25782	BAIXÃO PORTO DA AREIA	PARANAÍTA	Ouro	09°31'16"	56°23'45"	Garimpo	Placer	

222	25780	BAIXÃO DA FOFOCA	PARANAÍTA	Ouro	09°30'10"	56°23'37"	Garimpo	Placer	
223	48118	RIO CUIABA - SUL DE ROSARIO OESTE	ROSARIO OESTE	Diamante	14°55'56"	56°23'28"	Garimpo	Placer	
224	48180	RIO SANTANA- N SRA DO LIVRAMENTO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°47'55"	56°23'17"	Garimpo	Placer	
225	12072	FAZENDA ROSALINA	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°49'14"	56°23'10"	Mina	Filoneana	
226	48125	SERRADO TOMBADOR-ROSARIO OESTE	NOBRES	Calcário	14°43'03"	56°22'06"	Não explotado	Estratificada	
227	25434	BAIXÃO VELHO	PARANAÍTA	Ouro	09°31'32"	56°21'43"	Garimpo	Placer	
228	25779	BAIXÃO DA AMIZADE	PARANAÍTA	Ouro	09°30'27"	56°21'37"	Garimpo	Placer	
229	48129	CORREGO CHICO LOPES	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°41'44"	56°21'28"	Garimpo	Filoneana	
230	48150	BENTO PIRES- N. SRA. DO LIVRAMENTO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°41'44"	56°21'20"	Garimpo	Placer	
231	48119	NOBRES-ROSARIO OESTE	NOBRES	Dolomito	14°44'41"	56°21'19"	(Não determinado)	Estratificada	R. M. 102.574.600 t
232	48206	GARIMPO DO VALDINEI	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°41'11"	56°20'57"	Garimpo	Filoneana	
233	48163	FAZENDA BOM JARDIM-VARZEA GRANDE	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°38'49"	56°19'47"	Garimpo	Placer	
234	48228	ECOPLAN MINERAÇÃO LTDA	NOBRES	Calcário Dolomítico	14°44'16"	56°19'11"	Mina	Estratificada	R. M. 219.349.493
235	48207	GARIMPO DO TANQUE FUNDO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°58'51"	56°18'59"	Garimpo	Filoneana	
236	48152	COCAES-N-SRA DO LIVRAMENTO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°43'26"	56°18'56"	Garimpo	Placer	
237	48127	FAZENDA QUILOMBO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°57'08"	56°18'53"	Garimpo	Placer	
238	48159	FAZENDA TEIXEIRA-VARZEA GRANDE	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°37'36"	56°18'14"	Garimpo	Placer	
239	48151	CARIJO-N. SRA. DO LIVRAMENTO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°39'17"	56°18'00"	Garimpo	Placer	
240	39779	ROSARIO OESTE-NOBRES-MORRO GRANDE	ROSARIO OESTE	Calcário Calcítico	14°40'29"	56°17'60"	Mina	Estratificada	R. M. 40.135.330 t
241	48203	GARIMPO DO QUILOMBO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°57'25"	56°17'35"	Garimpo	Filoneana	
242	48124	SERRA DO TOMBADOR- ROSARIO OESTE	NOBRES	Calcário	14°38'02"	56°17'05"	Não explotado	Estratificada	
243	48205	GARIMPO DO LUIZ CAVALCANTE	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°37'24"	56°16'35"	Garimpo	Filoneana	
244	48120	RIO CUIABA-ROSARIO OESTE	NOBRES	Diamante	14°43'57"	56°16'02"	Garimpo	Placer	
245	39778	TOMBADOR-SALOBRA I:SOBA E PITAS	NOBRES	Calcário Calcítico	14°37'00"	56°15'00"	Mina	Estratificada	R. M. 73.017.979
246	48204	GARIMPO DO NETINHO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°53'04"	56°14'56"	Garimpo	Filoneana	
247	48108	CORREGO TARUNÁ- VARZEA GRANDE	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°36'43"	56°14'31"	Garimpo	Placer	
248	48117	LOCALIDADE DE LAURINHA-DISTRITO DA GUIA	CUIABA	Diamante	15°18'52"	56°11'22"	Garimpo	Placer	
249	10217	NOSSA SENHORA DA GUIA - RODOVIA MT- 010	CUIABA	Calcário Dolomítico	15°20'34"	56°10'54"	Mina	Estratificada	R. M. 2.119.315 t
250	48138	SERRA DA BOA VISTA E DAS	NOBRES	Dolomito	14°31'57"	56°10'50"	Não explotado	Estratificada	
251	48189	AFLUENTE DO RIO PARI -VARZEA GRANDE	CUIABA	Argila	15°30'01"	56°10'35"	Mina	Placer	
252	48130	PRAIA DA BACUA	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°53'29"	56°10'10"	Garimpo	Filoneana	
253	48122	FAZENDA POMBO- ROSARIO OESTE	ROSARIO OESTE	Ouro	14°54'02"	56°10'04"	Garimpo	Placer	
254	41773	11 KM A OESTE DE ALTA FLORESTA: SENTIDO PARANAÍTA	ALTA FLORESTA	Granito	09°31'52"	56°09'43"	Não explotado	Irregular	
255	48347	11 KM A W DE ALTA FLORESTA	ALTA FLORESTA	Granito	09°52'43"	56°09'43"	Não explotado	Irregular	
256	48190	ESTRADA PARA GUARITA-VARZEA GRANDE	VARZEA GRANDE	Argila	15°38'12"	56°09'28"	Mina	Placer	
257	48160	FAZENDA BANDEIRANTE-CUIABÁ	CUIABÁ	Calcário Dolomítico	15°30'04"	56°09'11"	Não explotado	Estratificada	
258	48194	CORREGO CANOA QUEBRADA	CUIABÁ	Argila	15°31'49"	56°08'46"	Mina	Placer	
259	48192	CORREGO TRAIRA	VARZEA GRANDE	Argila	15°40'55"	56°07'60"	Mina	Placer	
260	48121	CORREGO ARRUDA- FAZENDA PARIBO	NOBRES	Ouro	14°53'46"	56°07'42"	Garimpo	Placer	
261	48084	VILA COXIPO AÇU CUIABA	CUIABA	Diamante	15°16'25"	56°07'34"	Garimpo	Placer	
262	48195	BAIA DO SUJAO-RIO CUIABA	ARGILA	Argila	15°42'01"	56°07'13"	Mina	Placer	
263	48191	PAI ANDRÉ- CUIABA	CUIABA	Argila	15°44'55"	56°06'40"	Mina	Placer	
264	48196	FAZENDA SÃO JOÃO- RIO CUIABÁ	CUIABA	Argila	15°41'28"	56°05'45"	Mina	Placer	
265	48085	BIFURCAÇÃO MT 010 MT 251 CUIABÁ	CUIABA	Ouro	15°32'59"	56°05'15"	Garimpo	Placer	
266	48193	NORTE DO PORTO SANTANA	VARZEA GRANDE	Argila	15°40'14"	56°04'42"	Mina	Filoneana	
267	48090	FORQUILHA-CONCEIÇÃO-CUIABÁ	CUIABA	Ouro	15°38'00"	56°04'00"	Garimpo	Placer	
268	25438	FILÃO DA SERRINHA	ALTA FLORESTA	Ouro	09°49'03"	56°03'48"	Garimpo	Filoneana	
269	25419	SERRINHA DE MATUPA	ALTA FLORESTA	Ouro	09°48'08"	56°03'35"	Garimpo	Filoneana	
270	10202	FAZENDA SÃO PAULO	CUIABA	Ouro	15°32'27"	56°02'39"	Mina	Filoneana	R. M. 240.007.443 t
271	48086	CORREGO JIMILÓ COHAB NOVA -CUIABÁ	CUIABA	Ouro	15°33'11"	56°02'29"	Garimpo	Filoneana	
272	48092	COXIPO DO OURO-CUIABÁ	CUIABA	Ouro	15°27'05"	56°02'04"	Garimpo	Placer	
273	48153	FAZENDA CACHOEIRINHA-N. SRA. DO LIVRAMENTO	NOSSA SENHORA DO LIVRAMENTO	Ouro	15°47'04"	56°01'24"	Garimpo	Filoneana	
274	48131	RIO BANDEIRA	CUIABA	Ouro	15°24'01"	56°01'17"	Garimpo	Filoneana	
275	48087	RIO COXIPO-CUIABÁ	CUIABA	Ouro	15°24'17"	55°58'21"	Garimpo	Filoneana	
276	25785	GARIMPO MOCHEDO	ALTA FLORESTA	Ouro	09°37'49"	55°57'16"	Garimpo	Placer	
277	48017	RIO MANSO	CHAPADA DOS GUIMARAES	Ouro	14°51'48"	55°50'25"	Garimpo	Placer	
278	48146	RIO MANSO-CHAPADA DOS GUIMARAES	CHAPADA DOS GUIMARAES	Diamante	14°51'48"	55°50'25"	Garimpo	Placer	
279	25428	GROTA SERRA AZUL	NOVA CANAÁ DO NORTE	Ouro	10°33'00"	55°46'00"	Garimpo	Placer	
280	39273	ROD. EMANUEL PINHEIRO; KM 62 - BICAS DAS MOÇAS	CHAPADA DOS GUIMARAES	Água Mineral	15°27'29"	55°45'04"	Mina	Irregular	25.200 l/h
281	48253	ÁGUA FRIA-CHAPADA DOS GUIMARAES	CHAPADA DOS GUIMARAES	Diamante	15°09'58"	55°44'35"	Garimpo	Placer	
282	48335	FILÃO DA GALOPEIRA	NOVA CANAÁ DO NORTE	Ouro	10°37'52"	55°44'29"	Garimpo	Filoneana	
283	48161	FAZENDA BOM JARDIM	ROSARIO OESTE	Dolomito	14°34'15"	55°44'26"	Não explotado	Estratificada	
284	48252	ÁGUA FRIA	CHAPADA DOS GUIMARAES	Diamante	15°14'11"	55°39'07"	Garimpo	Placer	
285	34036	RIBEIRÃO CACHOEIRINHA	CHAPADA DOS GUIMARAES	Diamante	15°17'21"	55°38'55"	Não explotado	Placer	
286	48088	FAZENDA ABOLIÇÃO-SANTO ANTONIO DO LEVERGER	SANTO ANTONIO DO LEVERGER	Ouro	15°47'14"	55°38'46"	Garimpo	Filoneana	
287	48262	GARIMPO DOS CURVOS-ÁGUA FRIA-RIO QUILOMBO	CASTANHEIRA	Diamante	15°17'06"	55°38'04"	Garimpo	Placer	
288	25431	ILHA PRAINHA	NOVO MUNDO	Ouro	09°53'06"	55°36'06"	Garimpo	Placer	
289	46893	RIBEIRÃO CACHOEIRINHA - ACORÁ	CHAPADA DOS GUIMARAES	Ouro	15°17'00"	55°37'00"	Não explotado	Placer	
290	48320	FILÃO DO EDU-TAPAJÓS	COLIDER	Ouro	10°47'44"	55°36'24"	Garimpo	Filoneana	
291	25417	TAPAJÓS	COLIDER	Ouro	10°47'43"	55°36'18"	Garimpo	Placer	
292	25777	ILHAS GRACILIA E ALTAIR	NOVO MUNDO	Ouro	09°54'27"	55°36'07"	Garimpo	Placer	
293	25412	TRAIÇÃO	NOVO MUNDO	Ouro	09°48'24"	55°34'45"	Garimpo	Placer	
294	48261	CACHOEIRA RICA-CHAPADA DOS GUIMARAES	CHAPADA DOS GUIMARAES	Diamante	15°15'36"	55°31'24"	Garimpo	Placer	
295	48136	SERRA DE CUIABÁ-NOBRES	NOBRES	Dolomito	14°18'35"	55°31'02"	Não explotado	Estratificada	
296	48208	FRANCISCO MOYA-STO. ANTONIO DO LEVERGER	SANTO ANTONIO DO LEVERGER	Água Mineral	15°58'57"	55°30'43"	Mina	Irregular	

297	11952	SERRA DE SÃO VICENTE	SANTO ANTONIO DO LEVERGER	Granito	15°46'27"	55°29'14"	Mina	Irregular	
298	11953	BOM JARDIM	SANTO ANTONIO DO LEVERGER	Água Mineral	15°40'00"	55°28'00"	Mina	Irregular	34.800 l/h
299	25422	COLIDER	NOVO MUNDO	Ouro	10°05'00"	55°27'30"	Garimpo	Filoneana	
300	25446	COLIDER	COLIDER	Ouro	10°50'00"	55°27'00"	Não explotado	Placer	
301	25757	COLIDER	COLIDER	Ouro	10°49'00"	55°25'00"	Garimpo	Filoneana	
302	48907	ZSM 0001 MT	SANTA RITA DO TRIVELATO	Gás Natural	13°30'44"	55°24'38"	Não explotado		
303	25449	ESTRADA VELHA	COLIDER	Al	10°54'00"	55°21'30"	Não explotado	Irregular	
304	25430	GARIMPO NOVO HORIZONTE	NOVO MUNDO	Ouro	09°43'24"	55°20'43"	Garimpo	Filoneana	
305	48352	GARIMPO DO FININHO	NOVO MUNDO	Ouro	10°08'33"	55°13'50"	Garimpo	Filoneana	
306	25423	CORREGO VOLTA REDONDA	NOVO MUNDO	Ouro	10°06'50"	55°13'30"	Garimpo	Placer	
307	25758	CORREGO VOLTA REDONDA	NOVO MUNDO	Ouro	10°05'00"	55°12'00"	(Não determinado)	Placer	
308	25750	EDU	NOVA SANTA HELENA	Ouro	10°49'37"	55°11'15"	Garimpo	Placer	
309	25759	ALLUVIÕES	NOVO MUNDO	Ouro	10°10'30"	55°11'00"	Garimpo	Placer	
310	48353	GARIMPO DO JAMELÃO	NOVO MUNDO	Ouro	10°09'55"	55°10'54"	Garimpo	Filoneana	
311	11954	ROÇA ALEGRIA ALEGRIA	CAMPO VERDE	Água Mineral	15°31'00"	55°10'00"	Mina	Irregular	25.200 l/h
312	25760	COLIDER	MATUPA	Ouro	10°06'00"	55°09'00"	Garimpo	Filoneana	
313	25445	BR163; MARGEM DIREITA DO RIO BRANCO	TERRA NOVA DO NORTE	Fluor	10°43'17"	55°08'37"	Não explotado	Irregular	
314	39322	FAZ. SÃO PEDRO DO JATOBÁ - DISTRITO DE CELMA	JACIARA	Água Mineral	15°43'07"	55°08'21"	Mina	Irregular	40.000 l/h
315	25424	COLIDER	MATUPA	Ouro	10°05'00"	55°08'00"	Garimpo	Filoneana	
316	25797	FILÃO DO ORLANDO	MATUPA	Ouro	10°06'24"	55°07'54"	Garimpo	Filoneana	
317	48297	FILÃO DO OLERINDO-PEIXOTO DE AZEVEDO	MATUPA	Ouro	10°06'24"	55°07'51"	Garimpo	Filoneana	
318	25425	RIO BRANCO	TERRA NOVA DO NORTE	Ouro	10°45'00"	55°07'00"	Garimpo	Placer	
319	25447	VEIO DO VALDOMIRO	MATUPA	Ouro	10°05'00"	55°07'00"	Garimpo	Filoneana	
320	41770	A 11 KM DE TERRA NOVA; SENTIDO SANTA HELENA	TERRA NOVA DO NORTE	Granito	10°45'01"	55°06'58"	Não explotado	Irregular	
321	25796	FILÃO DO GERALDO	MATUPA	Ouro	10°07'21"	55°06'16"	Garimpo	Filoneana	
322	48341	FILÃO DO MINEIRO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°13'30"	55°05'46"	Garimpo	Filoneana	
323	25795	FILÃO DO NAIURAM	MATUPA	Ouro	10°08'05"	55°05'11"	Garimpo	Filoneana	
324	25754	PARAIBA	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°13'15"	55°05'07"	Garimpo	Placer	
325	25761	GARIMPO VEIO	MATUPA	Ouro	10°04'30"	55°05'00"	Garimpo	Filoneana	
326	25751	PARAIBA	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°13'16"	55°04'59"	Garimpo	Filoneana	
327	25442	FILÃO DO PARAIBA	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°13'14"	55°04'42"	Garimpo	Placer	
328	25793	FILÃO DO CABU	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°13'23"	55°04'07"	Garimpo	Placer	
329	25762	GARIMPO EM ALUVIÕES DO BAIXO NOVO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°15'00"	55°04'00"	Garimpo	Placer	
330	48346	FILÃO DA LINHA MATO GROSSO	MATUPA	Ouro	10°06'07"	55°03'48"	Garimpo	Filoneana	
331	48338	FILÃO DO QUEIROZ-ZEZINHO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°08'09"	55°03'33"	Garimpo	Filoneana	
332	25426	GARIMPO DOMINGOS	NOVO MUNDO	Ouro	10°01'00"	55°03'00"	Garimpo	Placer	
333	25763	ALLUVIÕES	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°14'00"	55°03'00"	Garimpo	Placer	
334	25765	GARIMPO DO VEIO DO JOÃO-VILA GUARITA	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°12'00"	55°03'00"	Garimpo	Filoneana	
335	25429	GARIMPO NOVO MUNDO	NOVO MUNDO	Ouro	09°48'38"	55°02'43"	Garimpo	Filoneana	
336	25800	SERRINHA	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°13'00"	55°02'06"	Garimpo	Filoneana	
337	25808	FILÃO DO EBÉDIO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°14'41"	55°02'03"	Garimpo	Filoneana	
338	25766	ALUVIAO DO BAIXO VELHO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°15'00"	55°02'00"	Garimpo	Placer	
339	25752	TETO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°13'15"	55°01'19"	Garimpo	Placer	
340	25792	FILÃO DO ZÉ DECO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°12'27"	55°01'37"	Garimpo	Placer	
341	25802	GARIMPO BRAÇO NORTE	GUARANTA DO NORTE	Ouro	10°00'00"	55°01'37"	Garimpo	Filoneana	
342	25448	ALUVIÕES DO BAIXO VELHO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°12'00"	55°01'30"	Garimpo	Placer	
343	25764	GARIMPO DO BAIXO VELHO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°13'30"	55°01'30"	Garimpo	Placer	
344	25798	FILÃO DO SEBASTIAO	GUARANTA DO NORTE	Ouro	10°01'45"	55°01'18"	Garimpo	Filoneana	
345	48272	ECO DA CACHOEIRA-JACIARA	JACIARA	Água Mineral	15°58'36"	55°00'40"	Mina	Irregular	
346	25767	ALUVIAO DA GROTA RICA	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°13'00"	55°00'00"	Garimpo	Placer	
347	25768	GARIMPO NOS ALUVIÕES DA GROTA RICA	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°14'00"	55°00'00"	Garimpo	Placer	
348	25803	GARIMPO PEIXOTO AZEVEDO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°10'48"	55°00'00"	Garimpo	Placer	
349	48293	FILÃO DA SEDE-PEIXOTO DE AZEVEDO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°16'18"	54°57'39"	Garimpo	Filoneana	
350	48324	FILÃO DO JUCA	NOVA SANTA HELENA	Ouro	10°41'51"	54°57'12"	Garimpo	Filoneana	
351	48343	FILÃO DO PÉ FRIO	NOVA SANTA HELENA	Ouro	10°40'03"	54°56'54"	Garimpo	Filoneana	
352	48351	GARIMPO DO ARAGÃO- GARANTA DO NORTE	GUARANTA DO NORTE	Ouro	10°11'19"	54°56'46"	Garimpo	Filoneana	
353	48342	FILÃOQUEIROZ-PETECA	NOVA SANTA HELENA	Ouro	10°43'48"	54°55'48"	Garimpo	Filoneana	
354	48339	FILÃO DO URU	NOVA SANTA HELENA	Ouro	10°43'15"	54°54'55"	Garimpo	Filoneana	
355	39289	MT-453; KM 06 - FAZ. NOSSA SENHORA APARECIDA	DOM AQUINO	Água Mineral	15°35'50"	54°54'45"	Mina	Irregular	1.500.000 l/h
356	48286	SIZERNANDO SANTANA	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°03'46"	54°53'25"	Mina	Irregular	
357	48333	FILÃO DA SERRINHA	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°14'19"	54°53'02"	Garimpo	Filoneana	
358	25413	SERRINHA	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°14'23"	54°52'59"	Garimpo	Filoneana	
359	48278	MOACIR FILHO-JUSCIMEIRA	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°03'08"	54°52'57"	Mina	Irregular	
360	48210	MINASCAL-CALCÁRIO E DERIVADOS	PLANALTO DA SERRA	Dolomito	14°39'50"	54°52'52"	Mina	Placer	
361	48279	ADEMAR SILVA	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°03'15"	54°52'49"	Mina	Irregular	
362	48267	BALNEARIO THERMAS ALPHAVILLE	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°02'03"	54°52'49"	Mina	Irregular	
363	48280	WELLINGTON FAGUNDES	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°03'51"	54°52'36"	Mina	Irregular	
364	11951	JUSCIMEIRA	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°03'48"	54°52'02"	Mina	Irregular	
365	41710	AGUAS QUENTES - DISTRITO DE SANTA ELVIRA	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°11'54"	54°51'47"	Mina	Irregular	
366	48282	JOÃO NETO	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°01'50"	54°51'41"	Mina	Irregular	
367	48283	JOÃO MORAES	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°14'17"	54°51'13"	Mina	Irregular	
368	25801	GARIMPO AGROPECUÁRIA CACHIMBO	MATUPA	Ouro	10°13'30"	54°51'10"	Garimpo	Placer	
369	48281	ELI	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°02'10"	54°50'46"	Mina	Irregular	
370	48284	IRENÓPOLIS	JUSCIMEIRA	Água Mineral	16°03'46"	54°49'22"	Mina	Irregular	
371	48340	FILÃO DO PÉ QUENTE	TERRA NOVA DO NORTE	Ouro	10°22'46"	54°48'23"	Garimpo	Filoneana	

372	25799	FILÃO DO MELADO	MATUPA	Ouro	10°12'07"	54°47'51"	Garimpo	Filoneana	
373	25427	GROTA DO BAIANO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°18'00"	54°47'00"	Garimpo	Placer	
374	48326	FILÃO DO AUGUSTO	PEIXOTO DE AZEVEDO	Ouro	10°22'51"	54°41'39"	Garimpo	Filoneana	
375	48325	GARIMPO DO PERU	TERRA NOVA DO NORTE	Ouro	10°30'22"	54°41'39"	Garimpo	Filoneana	
376	48298	GARIMPO DA GROTA SERRA AZUL-VILA GUARITA	TERRA NOVA DO NORTE	Ouro	10°33'02"	54°40'04"	Garimpo	Placer	
377	39393	BR-163; KM 555,6 - FAZENDA BURITI	RONDONOPOLIS	Arenito	16°44'23"	54°39'55"	Mina	Irregular	R. M. 2.500.000 t
378	48285	ASSENTAMENTO INCRA	JUSCIMEIRA	Água Termal	16°01'50"	54°39'30"	Mina	Irregular	
379	48275	NAPOLEÃO-RONDONOPOLIS	RONDONOPOLIS	Água Mineral	16°13'09"	54°36'23"	Mina	Irregular	
380	48263	LINDERBERG S/A INDUSTRIA E COMERCIO-POXOREU	POXOREO	Calcário Calcítico	15°51'34"	54°27'16"	Mina	Estratificada	
381	48274	PEDRA PRETA	PEDRA PRETA	Água Mineral	16°53'32"	54°26'21"	Mina	Irregular	
382	48266	RIO POXOREÓ-POXOREÓ	POXOREO	Diamante	15°51'03"	54°23'24"	Garimpo	Placer	
383	48264	RESERVA GARIMPEIRA DO ALTO COITÉ-POXOREÓ	POXOREO	Diamante	15°47'21"	54°21'13"	Garimpo	Placer	
384	48218	JATOBÁ 02-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°39'35"	54°11'44"	(Não determinado)	Placer	
385	48488	JATOBÁ 05-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°41'34"	54°11'32"	(Não determinado)	Piper	
386	48518	IBITINGA-04-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°34'07"	54°09'04"	(Não determinado)	Piper	
387	48499	IBITINGA-01C-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°32'55"	54°08'54"	(Não determinado)	Piper	
388	48498	IBITINGA-01B-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°32'27"	54°08'53"	(Não determinado)	Piper	
389	48497	IBITINGA-01A-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°33'19"	54°08'38"	(Não determinado)	Piper	
390	48215	BATOVI-13-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	14°11'13"	54°04'33"	(Não determinado)	Placer	
391	48216	BATOVI-14-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	14°11'38"	54°04'33"	(Não determinado)	Placer	
392	48222	BARDET 01-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	14°12'26"	54°04'27"	(Não determinado)	Placer	
393	48225	BARDET 03-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	14°12'34"	54°04'10"	(Não determinado)	Placer	
394	48486	BATOVI 20-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°47'05"	54°04'04"	(Não determinado)	Piper	
395	48224	BARDET 02-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	14°12'34"	54°03'49"	(Não determinado)	Placer	
396	48214	BATOVI 06-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	14°13'47"	54°03'47"	(Não determinado)	Piper	
397	48217	BATOVI-02-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°38'50"	54°03'16"	(Não determinado)	Placer	
398	48487	BATOVI 02-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°38'50"	54°03'16"	(Não determinado)	Piper	
399	48227	BATOVI 22-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°37'37"	54°03'12"	(Não determinado)	Placer	
400	48248	EMAL-EMPRESA DE MINERAÇÃO ARIPUANÁ LTDA	PRIMAVERA DO LESTE	Calcário Dolomítico	14°31'36"	54°00'35"	Mina	Estratificada	
401	48250	EMAL-EMPRESA DE MINERAÇÃO ARIPUANÁ	PRIMAVERA DO LESTE	Calcário Dolomítico	14°37'36"	54°00'35"	Mina	Estratificada	R. M. 3.250.540 t
402	48287	AREADO-01-POXOREO	POXOREO	Diamante	15°54'27"	54°00'00"	Não explotado	Placer	
403	48249	REICAL INDUSTRIA E COMERCIO DE CALCÁRIO	PARANATINGA	Calcário Dolomítico	14°35'09"	53°59'18"	Mina	Estratificada	
404	10218	CALCÁRIO MENTEL-PRIMAVERA DO LESTE	PARANATINGA	Calcário Dolomítico	14°28'28"	53°58'09"	Mina	Estratificada	
405	48246	EMAL-EMPRESA DE MINERAÇÃO ARIPUANÁ	PARANATINGA	Calcário Dolomítico	14°34'02"	53°58'02"	Mina	Estratificada	
406	48289	AREADO-02-POXOREO	POXOREO	Diamante	15°53'42"	53°57'55"	Não explotado	Placer	
407	48277	ITIQUIRA	ITIQUIRA	Calcário	17°08'09"	53°51'26"	Não explotado	Estratificada	
408	48226	COLISEU 02-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°44'22"	53°49'51"	(Não determinado)	Placer	
409	48220	PIRANHAS 01-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°54'23"	53°45'14"	(Não determinado)	Placer	
410	48221	PIRANHAS 02-PARANATINGA	PARANATINGA	Diamante	13°55'13"	53°45'02"	(Não determinado)	Placer	
411	48251	INDUSTRIA DE CALCÁRIO MENDES TEIXEIRA	ALTO GARCAS	Calcário Dolomítico	16°55'12"	53°33'08"	Mina	Estratificada	
412	39222	LOTE INVERNADA	ALTO GARCAS	Dolomito	16°56'08"	53°30'40"	Mina	Estratificada	
413	48271	SERRA QUEBRA DENTE-TORIXOREU	TORIXOREU	Calcário	16°10'42"	52°55'20"	Não explotado	Estratificada	
414	48268	CAMPO REDONDO-GENERAL CARNEIRO	GENERAL CARNEIRO	Água Termal	15°42'36"	52°47'47"	Mina	Irregular	
415	48269	SERRA DOS INDIOS-TORIXOREO	PONTAL DO ARAGUAIA	Calcário	16°00'42"	52°42'47"	Não explotado	Estratificada	
416	48270	FAZENDA CAPIM BRANCO TORIXOREO	POXOREO	Calcário	16°10'57"	52°38'30"	Não explotado	Estratificada	
417	48318	MORRO DO CAOLIM-STA CRUZ DO XINGU	SAO JOSE DO XINGU	Caulim	09°59'45"	52°34'58"	Não explotado	Irregular	
418	48211	CALCÁRIO VANGUARDA	NOVA XAVANTINA	Calcário Dolomítico	14°16'47"	52°33'16"	Mina	Estratificada	
419	10204	FAZENDA SAO JUDAS TADEU	NOVA XAVANTINA	Ouro	14°37'54"	52°29'56"	Garimpo	Filoneana	
420	48276	OSVALDO-BARRA DO GARÇAS	BARRA DO GARÇAS	Água Mineral	15°46'35"	52°22'04"	Mina	Irregular	
421	10321	BARRA DO GARÇAS	BARRA DO GARÇAS	Água Termal	15°52'52"	52°21'41"	Mina	Irregular	
422	34042	PERÍMETRO URBANO DE BARRA DO GARÇAS	BARRA DO GARÇAS	Água Termal	15°52'52"	52°21'41"	Mina	Irregular	
423	48273	FONTE RONCADOR-BARRA DO GARÇAS	BARRA DO GARÇAS	Água Mineral	15°19'30"	52°11'27"	Mina	Irregular	
424	48317	SERRA DE TAPIRAPÉ	CONFRESA	Granito	10°23'55"	51°39'28"	Não explotado	Irregular	
425	48212	CALCÁRIO VALE DO ARAGUAIA	COCALINHO	Calcário Dolomítico	14°10'10"	51°36'29"	Mina	Estratificada	
426	10216	SUPERCAL-FAZENDAS ROSA E AGUA PRETA	COCALINHO	Calcário Dolomítico	14°12'60"	51°34'58"	Mina	Estratificada	
427	48213	CALCÁRIO PEDRA PRETA	COCALINHO	Calcário Dolomítico	14°08'48"	51°27'14"	Mina	Estratificada	
428	48319	VILA SANTANINHA	VILA RICA	Ouro	09°51'14"	51°19'31"	Garimpo	Filoneana	

BANCO DE DADOS GEOLÓGICOS DAS UNIDADES DO ESTADO DE MATO GROSSO

AMOSTRA	ROCHA	COORDENADA		IDADE		METODO	MATERIAL ANALIZADO	REFERÊNCIA
		Latitude	Longitude	TDM (Ga)	εND(t)			
COMPLEXO XINGU								
						1.470 ± 57	K-Ar	Leal et al. - 1.978
						1.687 ± 40	K-Ar	Silva, G. H. Et al - 1.980
						1.183 ± 40	K-Ar	Santos et al - 1.979
						1.900 a 900	K-Ar	Barros et al - 1.982
						2.600 a 1800	Rb-Sr	Barros et al - 1.982
						1.359 ± 108	K-Ar	Folha SB.20 Purus (?)
						1490	Rb-Sr	Hasui & Almeida - 1.970
						1200	Rb-Sr	Tassinari - 1.981
						1.797 ± 90	Rb-Sr	Tassinari & Teixeira
	Gnaiss					2.971 ± 29	U-Pb	Macambira & Lancelot - 1.996
	Anfibolito					2.856 ± 03	U-Pb	Machado et al. - 1.991
	Gnaiss Tonalítico					2.581 ± 06	U-Pb	Santos, J. O. S.
537/AM-MR/87.3	Granito					1.415 ± 85	Rb-Sr	Barros et al - 1.982
537/AM-MR/79	Granito granofírico					1.481 ± 84	Rb-Sr	Barros et al - 1.982
AJ-15	Gnaiss					1.364 ± 50	Rb-Sr	Hama 1976 (apud) Tassinari - 1.981
WF-385	Granulito					1.262 ± 54	Rb-Sr	Hama 1976 (apud) Tassinari - 1.981
WF-405	Microgranito					1.241 ± 37	Rb-Sr	Hama 1976 (apud) Tassinari - 1.981
KK-MB-79.1	Granito					1.414 ± 33	Rb-Sr	Kawashita 1972 (apud) Tassinari - 1.981
9	Gnaiss					1.140 ± 80	K-Ar	Hasui & Almeida - 1.970
4	Anfibolito					966 ± 68	K-Ar	Hasui & Almeida - 1.970
AEF-199	Greisen (?)					1.104 ± 20	K-Ar	Hama 1976 (apud) Tassinari - 1.981
AJ-65	Adamelito					1.881 ± 26	K-Ar	Hama 1976 (apud) Tassinari - 1.981
AJ-189	Granito					1.805 ± 26	K-Ar	Hama 1976 (apud) Tassinari - 1.981
JG-14	Anfibolito					1.430 ± 22	K-Ar	Hama 1976 (apud) Tassinari - 1.981
537/AM-MR/51	Granito					1.229 ± 26	K-Ar	Barros et al - 1.982
KK-MB/79.1	Granito					933 ± 19	K-Ar	Kawashita 1972 (apud) Tassinari - 1.981
KK-MB/79.3	Anfibolito					935 ± 13	K-Ar	Kawashita 1972 (apud) Tassinari - 1.981
	Granito					1490	Rb-Sr	Hurley et al - 1.968
COMPLEXO BACAERI - MOGNO								
CC -235	Anfibolitos	9°58'0,47"	56°45'29,52"	2,24	2,5		Sm-Nd	Rocha Toltal Pimentel - 2001

COMPLEXO CUIU - CUIÚ									
CC-02	Ortognaisse granítico	9°50'5,58"	56°03'1,40"			1.992 ± 07	U-Pb	Zircão	Pimentel - 2001
	Gnaissse					2.005 ± 07	U-Pb	Zircão	Santos et al - 1.999
	Gnaissse tonalítico					2.011 ± 23	U-Pb	Zircão	Santos et al - 2.000

SUÍTE INTRUSIVA MATUPÁ									
	Monzogranito					1.872 ± 12	Pb-Pb	Zircão	Moura - 1.998
LM-76D	Biotita granito	10°15' 54,71"	54°54'36,33"	2,34	-3,09		Sm-Nd	Rocha Total	Pimentel - 2001
	Granito					1.937 ± 100	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
	Granito					1.894 ± 06	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
	Granito					1.848 ± 17	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000

SUÍTE FLOR DA SERRA									
LM-63	Gabro	10°07'47,06"	54°56'58,99"	2,23	-2,08		Sm-Nd	Rocha Total	Pimentel - 2001

GRUPO IRIRI									
	Ignibrito					1.890 ± 02	Pb-Pb	Zircão	Lamarão et al - 1999
	Riolito					1.877 ± 04	Pb-Pb	Zircão	Lamarão et al - 1999
						1890	U-Pb	Zircão	Pinho - 2004

TONALITO CABAÇAL									
	Tonalito					1.558 ± 250	Rb-Sr		Saes & Leite - 2.003
	Tonalito					1.780 ± 10	U-Pb		Pinho - 1.996

SUÍTE INTRUSIVA JURUENA									
	Granito					1.823 ± 35	Pb-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
	Granito					1.848 ± 17	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
	Granito					1.817 ± 06	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000

SUÍTE INTRUSIVA PARANAÍTA									
	Granodiorito					1.803 ± 16	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
	Monzogranito					1.816 ± 57	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
	Granito					1.793 ± 06	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
	Monzogranito					1.801 ± 7,8	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
	Monzogranito					1.823 ± 35	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
				2,22	-1,25		Sm-Nd	Rocha Total	Pimentel - 2.000
						1819 à 1795	U-Pb	Zircão	Pimentel - 2.000
	Granito/Veio de Quartzo					1.760	Pb-Pb	Pirita	JICA/MMAJ - 2.001
	Granito/Veio de Quartzo					1.560	Pb-Pb	Pirita	JICA/MMAJ - 2.001

ALCALINAS RIO CRISTALINO									
	Sienito					1.175 ± 14	Rb-Sr		Silva & Issler - 1.974
	Sienito					1.332 ± 29	Rb-Sr		Silva et al. - 1.980
	Sienito					1.806 ± 03	U-Pb	Zircão	Santos et al. - 2.000

GRUPO MARCELO - CABEÇAS									
PS-09	Xisto Milonizado	10°23'49,59"	56°26'33,34"			1.859 ± 05	U-Pb	Zircão Detritico	Santos et al - 2.000

SUÍTE COLIDER									
	Riolito porfiro					1.786 ± 17	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
	Riolito porfiro					1.781 ± 08	U-Pb	Zircão	Pimentel -2001
	Riodacito					1.801 ± 11	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.001
A - 1	Metariolito					1.767 ± 02	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
A - 2	Riodacito					1.761 ± 05	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
A - 3	Monzogranito (Moriru)					1.774 ± 04	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
A - 4	Monzogranito (Moriru)					1.775 ± 13	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
A - 6	Monzogranito (Moriru)					1.759 ± 03	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
A - 7	Monzogranito (Moriru)					1.764 ± 32	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
A - 8	Monzogranito (Moriru)					1.766 ± 05	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
P - 20	Sienogranito (Moriru)					1.772 ± 66	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
P - 21	Granodiorito (Moriru)					1.765 ± 04	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
P - 25	Monzogranito (Moriru)					1.763 ± 06	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
P - 27	Sienogranito (Moriru)					1.772 ± 04	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003
P - 29	Monzogranito (Moriru)					1.803 ± 03	U-Pb	Zircão	Pinho et al. - 2.003

GRUPO ALTO JAURU									
	Gnaiss					1.790 à 1740	U-Pb	Zircão	Pinho 1997
	Tufos Riolítico					1.747 ± 17	U-Pb	Zircão	Monteiro et al. - 1.986
						1.769 ± 29	U-Pb	Zircão	Pinho - 1.996
						1.724 ± 30	U-Pb	Zircão	Pinho - 1.996
	Metased Vulcanoclástico					1.758 ± 07	U-Pb		Monteiro - 1.986
						1.767 ± 24	U-Pb		Monteiro et al. - 1.986
						1.746 ± 20	U-Pb		Monteiro et al. - 1.986
	Gnaiss Aliança					1.744 ± 38	U-Pb	Zircão	Pinho - 1.996 - in Geraldes - 2.000
	Gnaiss Rosa					1.795 ± 21	U-Pb	Zircão	Pinho - 1.997

COMPLEXO ALTO GUAPORÉ									
	Gnaiss tonalítico					1.971 ± 70	Rb-Sr		Carneiro - 1.985
	Gnaiss					1.740 ± 27	U-Pb	Zircão	Geraldes - 2.000

SUÍTE INTRUSIVA VITÓRIA									
	Tonalito					1.785 ± 08	U-Pb	Zircão	Pimentel - 2001
CC -237	Enderbito	9°59'6,69"	56°46'6,39"	2,26	-2,1		Sm-Nd	Rocha Total	Pimentel - 2.001
	Enderbito					1.775 ± 10	U-Pb	Zircão	JICA/MMAJ - 2.000
	Tonalito			2,18	-27,33		Sm-Nd	Rocha Total	Pimentel - 2001

SUÍTE INTRUSIVA SÃO PEDRO									
	Biotita Granito					1.784 ± 17	U-Pb	Zircão	Pimentel - 2.001
	Granito					1.765 ± 05	U-Pb	Zircão	Pimentel - 2.001
	Granito porfiro			2,06	0,65		Sm-Nd	Rocha Total	Pimentel - 2.001
	Granito porfiro			2,14	-1,11		Sm-Nd	Rocha Total	Pimentel - 2.001
JV - 110	Biotita metagranito	9°24'54,9"	59°07'39,1"			1.669 ± 06	U-Pb	Zircão	Lacerda Filho - 2.004

COMPLEXO NOVA MONTE VERDE										
	Monzogranito					0,41	1.774 ± 28	U-Pb	Zircão	Pimentel - 2.001
							1.653 ± 42	U-Pb	Zircão	Pimentel - 2.001 (idade metamorfismo)

SUÍTE INTRUSIVA SÃO ROMÃO										
JD-17b	Biotita granada granito	10°12'22,34"	56°23'49,74"				1.770 ± 09	U-Pb	Zircão	Pimentel - 2.001
	Biotita granada granito			2,09	0,14			Sm-Nd	Rocha Total	Pimentel - 2.001
JD-17b	Biotita granada granito	10°12'22,34"	56°23'49,74"	2,17	-1,43			Sm-Nd	Rocha Total	Pimentel - 2.001

GRANITO TELES PIRES										
	Granito						1.757 ± 16	U-Pb		Santos et al - 2.000
	Riodacito Foliado	09° 20' 55"	59° 19' 33"				1.766 ± 02	U-Pb		Pinho et al. - 2.001
	Riodacito Milonitizado	09° 19' 09"	59° 20' 55"				1.761 ± 05	U-Pb		Pinho et al. - 2.001
	Biotita Monzogranito	09° 17' 19"	59° 20' 55"				1.761 ± 11	U-Pb		Pinho et al. - 2.001
	Hornblenda Monzogranito	09° 16' 07"	59° 22' 29"				1.786 ± 11	U-Pb		Pinho et al. - 2.001
	Gnaisse	09° 13' 56"	59° 22' 50"				1.760 ± 03	U-Pb		Pinho et al. - 2.001
	Hornblenda Monzogranito	09° 23' 25"	59° 21' 30"				1.799 ± 16	U-Pb		Pinho et al. - 2.001
	Hornblenda Monzogranito	09° 23' 25"	59° 17' 40"				1.765 ± 05	U-Pb		Pinho et al. - 2.001
	Granodiorito Foliado	09° 23' 14"	59° 08' 26"				1.690 ± 20	U-Pb		Pinho et al. - 2.001 OBS: Idade Cristaliz.
	Titanita-Biotita Monzogranito	09° 21' 15"	59° 06' 56"				1.762 ± 06	U-Pb		Pinho et al. - 2.001
	Monzonito Alterado	09° 09' 14"	59° 07' 09"				1.791 ± 10	U-Pb		Pinho et al. - 2.001

GRUPO ROOSEVELT										
	Metadacito						1.762 ± 06	U-Pb	Zircão	Neder et al - 2.000
	Metadacito						1.740 ± 08	U-Pb	Zircão	Santos et al. - 2.000
	Dacito						1.755 ± 05	U-Pb		Neder et al - 2.000

GRANITO ZÉ DO TORNO										
							1.757 ±	U-Pb	Zircão	Jaime D. Leite - 2.004

SUÍTE NOVA CANAÃ										
	Granito						1.755 ± 06	U-Pb		Neder et al - 2.000
HG-60	Granito	10°52'2,04	55°45'11,80"				1.743 ± 04	U-Pb	Zircão	Pimentel - 2.001

GRANITO FONTANILLAS										
JV - 122	Biotita metagranito	11°09'00,8"	57°14'36,4"				1.800 ± 20	U-Pb	Zircão	Lacerda Filho - 2.004

SUÍTE INTRUSIVA FIGUEIRA BRANCA									
	Gabro					1.688 ± 46	Sm-Nd		Geraldes et al - 1.986
	Gabro					2.8 Ga	K-Ar	Plagioclásio	Monteiro et al 1986

GRUPO BENEFICENTE									
	Ignimbrito	10° 17' 42"	54° 11' 46"			1.790 ± 02	Rb-Sr		Leite, Jayme A. D.
	Siltito					1.485 ± 32	Rb-Sr		Tassinári et al. - 1.978
	Siltito					1.331 ± 28	Rb-Sr		Tassinári et al. - 1.978
	Conglomerado basal					1.714 ± 39	Pb-Pb	Zircão	Saes & Leite - 2.002

SUÍTE INTRUSIVA SANTA CRUZ									
	Granito					1.587 ± 04	U-Pb	Zircão	Geraldes - 2.000

COMPLEXO METAMÓRFICO RIO NOVO									
	Ortognaisse					1.552 ± 03	U-Pb	Zircão	Ruiz, et al - 2.004

SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PROVIDÊNCIA									
						1600 à 1547	U-Pb		Bettencourt et al. - 1.999
	Monzogranito					1.573 ± 15	U-Pb		Bettencourt et al. - 1.999
	Sienogranito					1.606 ± 24	U-Pb		Bettencourt et al. - 1.999
	Piterlito					1.566 ± 05	U-Pb		Bettencourt et al. - 1.999
	Viborgito					1.566 ± 03	U-Pb		Bettencourt et al. - 1.999
	Biotita Sienogranito					1.554 ± 17	U-Pb		Bettencourt et al. - 1.999
	Quartzo-Sienito					1.532 ± 05	U-Pb		Bettencourt et al. - 1.999
	Granito	11° 26' 50"	59° 06' 36"	1,81	1.81 Ga		Sm-Nd	Rocha Total	SOPEMI-UnB
	Granito	11° 28' 26"	59° 09' 09"	1,8	1.80 Ga		Sm-Nd	Rocha Total	SOPEMI-UnB
GR 333	Metagranito				-69	1.677	U-Pb	Zircão	Giklmar et al. - 2002
	Ortogn. monzogranítico					1.547 ± 13	U-Pb		Santos et al. - 2002
	Asugen-gnaisse					1.569 ± 18	U-Pb		Santos et al. - 2002
	Gnaisse monzogranítico					1.570 ± 17	U-Pb		Tasinari et al. - 1996
JV - 69	Hor. Bio. sienonito	11°19'38,2"	58°59'52,9"			1.542 ± 02	U-Pb	Zircão	Lacerda Filho - 2004

GRANITO ARIPUANÃ									
MQ-33	Sienogranito					1.537 ± 07	U-Pb	Zircão	Rizzotto et al. - 2.002
MQ-33	Granito					1.546 ± 05	Pb-Pb	Zircão	Rizzotto et al. - 2.002

COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO ALEGRE									
	Metadacítico			1,67	4,8	1.509 ± 10	U-Pb	Zircão	Matos et al - 2.004
	Metadacítico			1,48	4,3	1.503 ± 14	U-Pb	Zircão	Matos et al - 2.004
	Gabro			1,7	4,1	1.481 ± 47	U-Pb	Zircão	Matos et al - 2.004
	Granito			1,5	2,6	1.449 ± 07	U-Pb	Zircão	Matos et al - 2.004
	Metadacitos					1.449 ± 07	U-Pb	Zircão	Matos et al - 2.004 In Ruiz - 2.004

COMPLEXO GRANULITO SANTA BARBARA									
	Anfibolito					1.330 ± 33	Rb-Sr		Menezes, et al - 1.993
	Granulito					1.494 ± 10	U-Pb	Zircão	Geraldes - 2.000

SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA CLARA									
	Granodiorito			1,77		1.485 ± 04	U-Pb		Matos, et al - 1.996
	Granodiorito					1400	Rb-Sr		Monteiro et al - 1.986

SUÍTE INTRUSIVA SANTA HELENA									
				1,48		1.422 ± 04	U-Pb		Geraldes et al. - 2.001
				1,63		1.456 ± 34	U-Pb		Geraldes et al. - 2.001
						1.308 ± 13	Rb-Sr		Menezes et al. - 1.993
						1.464 ± 25	U-Pb		Geraldes et al. - 2.001
	Granito gnaissico					1.456 ± 10	U-Pb	Zircão	Ruiz et al - 2.003
	Sienogranito					1.419 ± 09	U-Pb	Zircão	Ruiz et al - 2.003
	Monzogranito					1.318 ± 24	Rb-Sr		Ruiz et al - 2.003

SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA									
	Monzogranito					1.444 ± 13	U-Pb	Zircão	Ruiz et al - 2.003
	Granodiorito					1.436 ± 04	U-Pb	Zircão	Ruiz et al - 2.003
	Granito					1.462 ± 07	U-Pb	Zircão	Ruiz et al - 2.003

SUÍTE INTRUSIVA RIO BRANCO									
	Granito					1.423 ± 02	U-Pb	Zircão	Geraldes et al. - 2.000
	Quartzo-Sienito					1.126 ± 38	Rb-Sr		Geraldes et al. - 2.000
	Granito					1.46 à 1.42	U-Pb	Zircão	Geraldes et al. - 2.001
						1.472 ± 24	U-Pb		Geraldes et al. - 2.001
	Granito pórfiro					1.423 ± 04	U-Pb	Zircão	In Ruiz et al. - 2.003
	Granito					1.546 ± 05	Pb-Pb		Rizzoto et al - 2.002
	Granito					1.537 ± 07	U-Pb		Rizzoto et al - 2.002

SUÍTE INTRUSIVA SANTA RITA									
	Tonalito					1.384 ± 40	U-Pb	Zircão	Ruiz et al - 2.004
	Granodiorito					1.412 ± 05	U-Pb	Zircão	Geraldes - 2.004
	Granito					1.400 ± 24	U-Pb	Zircão	Geraldes - 2.004
	Tonalito					1.379 ± 31	U-Pb	Zircão	Colombo et al.- 2.001

SUÍTE INTRUSIVA ALVORADA									
						1.440 ± 80	Rb-Sr		Monteiro et al 1.986
	Granito					1.546 ± 15	U-Pb		Geraldes - 2.000
	Granito					1.394 ± 37	U-Pb	Zircão	Geraldes - 2.000
	Granito					1.423 ± 15	U-Pb		Geraldes - 2.001

SUÍTE METAMÓRFICA COLORADO									
	Ortognaisse					1.360 ± 45	Rb-Sr		Rizzotto et al. - 2.002
	Anfibolito					1.315 ± 06	Ar-Ar		Rizzotto et al. - 2.002
	Monzogranito					1.313 ± 03	Ar-Ar		Rizzotto et al. - 2.002
	Monzogranito					1.319 ± 02	Ar-Ar		Rizzotto et al. - 2.002
	Leucogranito					1.314 ± 06	Ar-Ar		Rizzotto et al. - 2.002
	Metagabro					1.352 ± 03	U-Pb		Rizzotto et al. - 2.002

GRANITO LAJES									
	Granito					1.608 ± 200	U-Pb	Zircão	Geraldes - 2.000
	Granito					1600	U-Pb		Ruiz & Tassinári - 2.001
	Sienogranito fino					1.310 ± 44	U-Pb	Zircão	Geraldes - 2.000

ALCALINAS CANAMÁ									
						1.608 ± 200	Rb-Sr		Dall'agnol & Santos - 1996

SUÍTE INTRUSIVA CACOAL									
						1.260 ± 56	Rb-Sr		Leal et al - 1978

FORMAÇÃO ARINOS									
	Basalto					1.225 ± 20	K-Ar		Silva et al - 1.980
	Basalto					1.416 ± 14	K-Ar		Silva et al - 1.980
	Granito Foliado F.	10° 07' 00"	59° 09' 00"	2.201			Sm-Nd	Rocha Total	Rizzotto et al - 2.002

FORMAÇÃO DARDANELOS									
	Arenito					1.710 ± 11	Pb-Pb	Detritico	Saes & Leite - 2.002
	Arenito					1.367 ± 149	Pb-Pb	Detritico	Saes & Leite - 2.002
						1.848 ± 17	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
						1.755 ± 05	U-Pb		JICA/MMAJ - 2.000
						1.653 ± 42	U-Pb		Pimentel - 2.001
	Conglomerado basal					1.987 ± 04	Pb-Pb	Detritico	Saes & Leite - 2.003
	Conglomerado					1.377 ± 13	Pb-Pb	Detritico	Saes & Leite - 2.003
						1.383 ± 04	Pb-Pb	Detritico	Saes & Leite - 2.001

SUÍTE INTRUSIVA RIO PARDO									
						1005	U-Pb		Rizzotto et al - 1999

GRUPO AGUAPEÍ								
					1400	Rb-Sr		Barros et al - 1.982
	Veios hidrotermais				946 à 908 ± 0,9	Ar-Ar	Sericita	Fernandes et al. - 2.003
	Metarenito				1.453 ± 10	U-Pb	Detritico	Santos, et al. - 2.001
	Metarenito				1.420 ± 16	U-Pb	Detritico	Santos, et al. - 2.001
	Metarenito				1.350 ± 19	U-Pb	Detritico	Santos, et al. - 2.001
	Metarenito				1.327 ± 15	U-Pb	Detritico	Santos, et al. - 2.001
	Metarenito				1.271 ± 15	U-Pb	Detritico	Santos, et al. - 2.001
	Metarenito				1.231 ± 14	U-Pb	Detritico	Santos, et al. - 2.001
	Milonito				964 ± 40	K-Ar	Muscovita	Santos, et al. - 2.001
	Fro. Morro Cristalino				936 ± 20	K-Ar		Litherland et al. - 1.986
	For. Vale da Promissão				1.039 ± 23	K-Ar		Litherland et al. - 1.986
					950 ± 23	K-Ar		Bloomfield & Litherland - 1.979
					876 ± 28	K-Ar		Bloomfield & Litherland - 1.979
	Metarenito				912 ± 0,7	Ar-Ar		Ruiz et al. - 2004
					948 à 843 ± 17	K-Ar		Geraldes et all - 1997

FORMAÇÃO PALMEIRAL								
					1030	U-Pb	Detritico	Bahia - 1.997
					1154	U-Pb	Detritico	Santos, J. O. - 2.002

SUÍTE INTRUSIVA RONDÔNIA								
					995	U-Pb		

SUÍTE INTRUSIVA GUAPÉ								
					939 à 914	U-Pb		Barros et al - 1.982 In coluna estr. ant.
	Granito				1490	Rb-Sr		Hasui & Almeida - 1.970
	Granito				745 ± 14	Rb-Sr		Barreto & Montovani - 1.975
	Granito				706 ± 31	Rb-Sr		Tassinári - 1.981
	Gabro				656 ± 10	K-Ar		Tassinári - 1.981
	Granito				698 ± 21	K-Ar		Tassinári - 1.981
	Granito				900 à 850	Rb-Sr		Barros et al - 1.982
	Granito			1,2	950 ± 40	U-Pb		Menezes et al. - 1.993
					852 ± 14	K-Ar		Menezes et al. - 1.993

SUÍTE INTRUSIVA SÃO DOMINGOS								
	Granito				914 ± 15	U-Pb	Zircão	Babinski et al - 2.001 - In Ruiz et al. 2.003
	Granito				930	U-Pb	Zircão	Babinski et al - 2.001
	Granito				916 ± 20	U-Pb	Zircão	Babinski et al - 2.001
97-118a	Granito				939± 19	U-Pb	Zircão	Mauro Cesar Geraldes - 2000
97-118b	Granito				914± 15	U-Pb	Zircão	Mauro Cesar Geraldes - 2000

GRANITO SARARÉ									
	Granito					906 ± 03	Ar-Ar	Biotita	Araujo Ruiz - 2.003

ORTOGNAISSES DO OESTE DE GOIÁS									
	Gnaisse					899 À 856	U-Pb	Zircão	Pimentel & Fuck - 1.992
	Ortognaisse					675 ± 75	Rb-Ar		Rodrigues - 1.996
	Gnaisse tonalítico					600 ± 136	Rb-Ar		Viana - 1.995
						853 ± 13	U-Pb	Zircão	Viana - 1.995

GRUPO CUIABÁ									
4034/AM-OC/196	Filito					746 ± 28	Rb-Sr		Barros et al - 1.982
4034/AM-OC/194	Filito					752 ± 26	Rb-Sr		Barros et al - 1.982

SUÍTE INTRUSIVA SERRA NEGRA									
						462 à 576 Ma	U-Pb		

GRUPO ALTO PARAGUAI - FORMAÇÃO DIAMANTINO									
						660 À 547	Rb-Ar		Cordani et al. - 1.985

SUÍTE SÃO VICENTE = GRANITO SÃO VICENTE									
	Granito					504	K-Ar		Almeida - 1.964
	Granito					503	K-Ar		Hasui & Almeida - 1.970
	Granito					483 ± 08	Rb-Ar		Almeida & Montovani - 1.975
	Granito					514 à 498	Rb-Ar		Adalberto Maia Barros et al - 1.982
	Granito					506	K-Ar		Hasui & Almeida - 1.970
	Granito					504 ± 05	U-Pb		Pinho, F. E. - 2.004

UNIDADE ARAGUINHA									
						247 -243 Ma	Ar-Ar		

FORMAÇÃO TAPIRAPUÃ									
						198	Ar-Ar		Minioli et al. - 1.999
						112 ± 03	K-Ar		Adalberto Maia Barros et al - 1.982
						123 ± 13	K-Ar		Minioli et al. - 1.971
	Basalto					112 ± 04	K-Ar		Minioli et al. - 1.971
	Basalto					126 ± 04	K-Ar		Minioli et al. - 1.971
	Basalto					196 ± 1,8	Ar-Ar		Minioli et al. - 1.999

FORMAÇÃO SERRA GERAL

	Basalto					138 à 129	Ar-Ar		Cordani & Vandomos - 1.967
						112,3 à 125,7	K-Ar		Minioli et al - 1.971
						130	Rb-Sr		Teixeira - 1.980

FORMAÇÃO PAREDÃO GRANDE

	Arenito					83,9 ± 04	Ar-Ar		Gibson et al - 2004
--	---------	--	--	--	--	-----------	-------	--	---------------------

SUÍTE PONTA DO MORRO

	Sienito					84 ± 06	Rb-Sr		Del'Arco et al. - 1.982
--	---------	--	--	--	--	---------	-------	--	-------------------------