Numero:



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE METALOGÊNESE

ANTONIO JOÃO PAES DE BARROS

GRANITOS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO - NOVO MUNDO E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS RELACIONADAS - PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA (MT)

Tese apresentada no Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do tÍtulo de Doutor em Ciências, Área de Metalogênese.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier (IG/UNICAMP) **CO-ORIENTADORES**: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho (IG/UNICAMP), Prof. Dr. Jayme Alfredo Dexheimer Leite (DRM / UFMT).

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto de 2007

	Barros, Antônio João Paes de.
B278g	Granitos da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo
	e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera
	Alta Floresta (MT) / Antônio João Paes de Barros
	Campinas, SP : [s.n.], 2007.
	Orientadores: Roberto Perez Xavier, Carlos Roberto
	de Souza Filho, Jayme Alfredo Dexheimer Leite.
	Tese (doutorado) - Universidade Estadual de
	Campinas, Instituto de Geociências.
	1. Granito - Peixoto de Azevedo (MT). 2. Granito - Novo
	Mundo (MT). 3. Granito - Alta Floresta (MT). 4. Ouro. I. Xavier,
	Roberto Perez. II. Souza Filho, Carlos Roberto de. III. Leite,
	Jayme Alfredo Dexheimer. IV. Universidade Estadual de
	Campinas. Instituto de Geociências. V. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: ANTÔNIO JOÃO PAES DE BARROS

GRANITOS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO - NOVO MUNDO E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS RELACIONADAS - PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA (MT)

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Jayme Alfredo Dexheimer Leite

Aprovada em: <u>3010812007</u>

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

Prof. Dr. Caetano Juliani

Prof. Dr. José Carlos Frantz

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Prof. Dr. Wanilson Luiz silva

Carla 23 CIL - Presidente

Campinas, 30 de agosto de 2007

UNICAMP Biblioteca Central César Lattes Desenvolvimento de Coleção

0 T 200800

iii



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS Pós-Graduação em Metalogênese

GRANITOS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO - NOVO MUNDO E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS RELACIONADAS - PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA (MT).

RESUMO

Tese de Doutorado

Antonio João Paes de Barros

A Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) localiza-se na porção sul do Cráton Amazônico. Dentro desta província a região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo tem se constituído no principal distrito produtor de ouro. Nessa região, ortognáisses tonalíticos do embasamento forneceram idades que variam de 2816 ±4 Ma (Pb-Pb evaporação), em zircões de paleossoma, a 1984 ±7 Ma (U-Pb zircão), além de T_{DM} = 2,62 Ga e ϵ Nd (1984) = -4,35. Esses dados evidenciam a presença de um embasamento heterogêneo e de caráter predominantemente crustal para essas rochas. A idade argueana é correlacionável ao embasamento da Província Amazônia Central (Complexo Xingu) e a idade paleoproterozóica marca um episódio de retrabalhamento. Com base nas relações de campo, geoquímica e geocronologia, cinco corpos graníticos foram individualizados na região de estudo: Novo Mundo, Nhandu, Peixoto, Santa Helena Antigo e Santa Helena Jovem. O Granito Novo Mundo tem composição de sienogranito-monzogranitomonzonito, é sub-alcalino a cálcio-alcalino, levemente peraluminoso e com médio a alto potássio. Idades Pb-Pb entre 1970 ± 3 Ma e 1964 ± 1 Ma foram obtidas para o monzogranito e sienogranito, respectivamente. O monzonito foi datado por SHRIMP (U-Pb em zircão), revelando uma idade de 1956 ±12 Ma. O sienogranito apresenta idade T_{DM} = 2,76 Ga e ϵ Nd (1964) = -7,62, enquanto o monzonito T_{DM} =2,55 Ga e ϵ Nd (1956) = -4,58. O Granito Nhandu, constituído principalmente por biotita monzogranito, é peraluminoso a metaluminoso, de médio potássio e natureza cálcioalcalina, e idade de cristalização estimada em 1848 ±17 Ma (U-Pb em zircão). O Granito Peixoto é representado por monzogranito, granodiorito e tonalito, com biotita e hornblenda, sendo metaluminoso a levemente peraluminoso, de médio potássio e natureza cálcio-alcalina. Datação Pb-Pb por evaporação de zircão forneceu uma idade de 1792 ±2 Ma. A ocorrência restrita de terrenos gnáissicos de idade Arqueana com intrusões de granitos tardi a pós-tectônicos de idades > 1,95 Ga e T_{DM} >2,4 Ga, evidenciam eventos de geração de crosta mais antiga que os definidos para a Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga e T_{DM} entre 2,2 a 1,9 Ga). As mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo compreendem os seguintes estilos: (i) filões sinuosos, extensos, em milonitos formados ao longo de zonas de cisalhamentos dúctil; (ii) disseminadaa nos granitos Novo Mundo e Santa Helena Jovem (1967±3 Ma); e (iii) veios de quartzo e *stockwork* alojados em granitos do tipo Nhandu e Peixoto. O granito Novo Mundo é um marco temporal para mineralizações de ouro disseminado na PAAF, tendo como exemplo o depósito Novo Mundo (alvo Luizão). A mineralização nesse depósito constitui-se de quartzo (5-20%), sericita (40-50 %), clorita (5-20 %) e pirita (5-35 %). O granito Santa Helena Antigo (GSHA - 1986 ± 6 Ma) e o granito Santa Helena Jovem (GSHJ - 1967 ± 3 Ma) são os principais hospedeiros da mineralização aurífera do depósito de Santa Helena. Ambos são cálcio-alcalinos, de médio a alto K. Dois tipos de mineralização ocorrem nesse depósito hospedadas preferencialmente no GSHJ: filão de quartzo com bandas de pirita em rochas miloníticas; venular (minério granítico) com sulfetos (pirita ± calcopirita ± galena) e sulfossais (Bi+S+Cu±Ag±Te±Se±Mo±Pb). Tanto o sistema hidrotermal de Novo Mundo, como o do GSHJ assemelham-se em vários aspectos aos sistemas hidrotermais auríferos associados a rochas intrusivas (*Intrusion Related Gold Deposits*).

GRANITES OF THE PEIXOTO DE AZEVEDO - NOVO MUNDO REGION AND AURIFEROUS MINERALIZATION RELATION – ALTA FLORESTA AURIFEROUS PROVINCE (MT).

Abstract

PhD Thesis

ANTONIO JOÃO PAES DE BARROS

The Alta Floresta Auriferous Province (MT) is located in the south of the Amazonian Craton. Within this province, the Peixoto de Azevedo-Novo Mundo region has been one of the main gold- producing district. In this region, basement gneisses yielded ages varying from 2816 ± 4 Ma (Pb-Pb zircon), in paleossoma, to 1984 \pm 7 Ma (U-Pb zircon), as well as T_{DM} = 2.62 Ga and ϵ Nd (1984) = -4,35. These data suggest the occurrence of an heterogeneous basement which formed predominantly by crustal-sourced rocks. The Archean age is correlated with the basement (Xingu Complex) of the Central Amazonian Province, whereas the Paleoproterozoic age marks an episode of reworking. On the basis of field relationships, geochemistry and geochronology, five granite suites have been recognized in the region and coined as Novo Mundo, Nhandu, Peixoto, Santa Helena Antigo e Santa Helena Jovem. The Novo Mundo Granite is sub-alkaline to calcalkaline, slightly peraluminous, with medium to high potassium, and shows compositions of syenogranite-monzogranite-monzonite. The syenogranite yielded a Pb-Pb age of 1964 Ma, whereas the monzogranite an age of 1970 Ma. The monzonite dated by SHRIMP (U-Pb zircon) displayed an age of 1956 Ma. The syenogranite presented $T_{DM}=2,76$ Ga and $\epsilon Nd(1964) = -7,62$, whereas the monzonite yielded $T_{DM}=2.55$ Ga and ϵ Nd (1956) = -4.58. The Nhandu granite is dominated by biotite monzogranite and is commonly calc-alkaline, metaluminous to peraluminous and with medium potassium. The age of the Nhandu biotite monzogranite was defined at 1848±17 Ma (U-Pb on zircon). The Peixoto granite is epresented by isotropic, equigranular to porphyritic biotite monzogranite, hornblende-biotite granodiorite and biotite tonalite of calc-alkaline nature, slightly peraluminous to metaluminous and with medium potassium. A Pb-Pb zircon age of 1792 ±2 Ma was obtained for the biotite monzogranite. The occurrence of restricted gneisses of Archean age intruded by late to post tectonic Paleoproterozoic granite suites with ages > 1.95 Ga and T_{DM} > 2.4 Ga, suggest that crustal generation in the region may have locally taken place at ages older than previously defined for the Ventuari Tapajós Province (1.95-1.8 Ga and T_{DM} of 2.2-1.9 Ga). The gold deposits hosted by the granitic and gneissic terranes of the Peixoto de Azevedo - Novo Mundo region comprise the following styles: (i) lodes in milonites along shears zones; (ii) disseminated, particularly in the Novo Mundo and Santa Helena Jovem granites (1.967±3 Ma); and (iii) quartz veins and stockworks hosted by the Nhandu and Peixoto granites. The Novo Mundo granite is an important temporal marker for disseminated gold mineralization in the Alta Floresta Province, having as example the Novo Mundo gold deposit (Luizão Prospect). The mineralization consists of quartz (5-20%), sericite (40- 50%), chlorite (5- 20%) and pyrite (5- 35%). The Santa Helena Antigo granite (1986 \pm 6 Ma) and the Santa Helena Jovem granite (1967 \pm 3 Ma) are the main hosts of the Santa Helena gold deposit. Both are calc-alkaline, medium to high K. The Santa Helena gold deposit comprises two types of mineralization: auriferous quartz lodes with pyrite and mylonite rock bands; vein systems (granitic ore) with sulfides (pyrite \pm chalcopyrite \pm galena) and sulfosalts (Bi+S+Cu±Ag±Te±Se±Me ±Pb), hosted preferentially by the Santa Helena Jovem granite. Both the Novo Mundo and the Santa Helena gold deposits reveal a series of similarities to Intrusion Related Gold Systems.

A Letícia pelos momentos que lhe furtei por conta dessa paixão chamada geologia

AGRADECIMENTOS

O fazer de uma tese é um percurso repleto de relacionamentos, tempos de fazer amigos e crescer no convívio com pessoas que têm a missão de educar e ensinar. Assim por mais que eu tente agradecer a todos, seria impossível nomeá-los sem incorrer em esquecimentos, portanto começo agradecendo a todas as pessoas com as quais convivi e aprendi neste caminhar.

Agradeço em especial:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier, que orientou com profissionalismo, amizade, paciência, sabedoria e conhecimento.

Prof. Dr. Jayme Leite, co-orientador desse trabalho, pelas importantes contribuições ao trabalho e amizade fraterna.

Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira, pelas reflexões criativas e criticas apontadas com relação a evolução geológica da região de estudo, e pelo empenho pessoal para obter parte dos dados geocronológicos dessa tese.

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza, pela dedicação e participação nos trabalhos de mapeamento e orientação nos estágios finais de conclusão e apresentação desta tese.

Aos técnicos Christhiane Carvalho, Darlan e Ricardo Araújo pelo apoio na formatação e editoração das figuras que fazem parte deste trabalho, expresso meu reconhecimento.

Aos geólogos Rafael Moura, Ana Carla Bizzoto, Cleciani Comelli, Marcio Abreu e Patrícia Nalon, parceiros nos trabalhos de campo, pelas contribuições resultantes dos TCCs.

Dr. Marco Antonio Galarza pela cordialidade e apoio efetivo na obtenção dos dados geocronológicos e datações Pb-Pb, gerados no laboratório Para-Iso da UFPA.

Aos técnicos e funcionários do IG, Rosana, Cristiano, Valdirene e Edinalva pelo apoio e orientação em diversos momentos, e em especial ao Ms. Dailto Silva, pela amizade e companheirismo.

Aos professores⁻ do IG-UNICAMP, e em especial a: Elson de Oliveira, Jacinta Enzweiler e Alfonso Schrank.

A geóloga Elisa Froes pela dedicação ao trabalho de separação de zircões; ao Prof. Dr. Elton Dantas pelo apoio na geração dos dados Sm-Nd; ao Prof. Dr. Armstrong (ANU) pela análise dos resultados dos dados SHIRIMP; ao geólogo e amigo Pérsio Mandetta pelos momentos de reflexões e renovada inspiração de não conformidade com modelos pré-concebidos e ao Prof. Mauro Geraldes pelas idéias apontadas sob a evolução crustal da região estudada.

Aos amigos e colegas que convivi nessa Pós-graduação, em especial: Emerson, César Kazzuo, Juliana, Marcelo, Rosemery, Juliano, Clayton e Diego.

Aos companheiros, geólogos e colaboradores da Companhia Matogrossense de Mineração - METAMAT em especial: Gercino, Coutinho, Salatiel, Lisboa, José Roque, Antonio Adolfo, Admirdo, Wanderlei, Mamoré, Jesué, Wilce, Lázaro, Marcos Vinicius, Léo, Rogério, Elvis, Shelma, Vanda, Rosa, Newton, Carmem, Divina, Alessandra, Rodrigo, Ademar, Elionai, Welington e João Justino.

Aos proprietários de áreas onde se encontram as inúmeras ocorrências e depósitos estudados, em especial aos senhores Cláudio Barbosa, Dionísio Barbosa e Edu de Almeida.

À companheira Letícia, aos filhos Rafael e Pedro, meu pai Martinho, tia Laís e aos irmãos Telma, Lutero, Marcelo e Daniela, pela presença sempre constante, solidária e motivadora da família.

As instituições que financiaram a execução desta tese, caso do CNPq através do Auxílio para Pesquisa (Proc. Nº. 475152/03-4) e da bolsa de Pós-Graduação; a FAPESP pelo auxílio financeiro à execução do projeto de pesquisa (Proc. Nº. 2003/09584-3).

As instituições METAMAT, IG-UNICAMP, UFMT e UFPA pelo apoio em diversos momentos, proporcionando auxílios materiais, logísticos e operacionais, fundamentais para a consecução dessa tese.

SUMÁRIO

ÍNDICE	XI
ÍNDICE DE FIGURAS	XIII
ÍNDICE DE TABELAS	XVII
I. INTRODUÇÃO	1
II. GRANITOGÊNESE DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO - NOVO	
MUNDO, PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA (MT): TECTÔNICA E	
IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS	19
III. MINERALIZAÇÕES DE OURO DISSEMINADO NO GRANITO NOVO	
MUNDO-(MT)	59
IV. O DEPÓSITO DE OURO DE SANTA HELENA, PROVÍNCIA AURÍFERA DE	
ALTA FLORESTA (MT): GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS	
ENCAIXANTES E MINERALIZAÇÃO	98
V. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	135
VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	143

ÍNDICE

1. CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 ESTRUTURA DA TESE	1
1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	1
1.4 CONTEXTO HISTÓRICO E OBJETIVOS	3
1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	4
1.5.1 Província Aurífera Tapajós (PAT)	5
1.5.2 Província Aurífera Alta Floresta (PAAF)	8
1.6 UNIDADES LITOLOGICAS	12
2. CAPITULO II - GRANITOGÈNESE DA REGIÃO DE PEIXOTO DE	19
AZEVEDO - NOVO MUNDO, PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA	
(MT): GEOCRONOLOGIA, GEOQUÍMICA E IMPLICAÇÕES	
METALOGENÉTICAS	
2.1 INTRODUÇAO	19
2.2 GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES AURIFERAS DA REGIÃO DE PEIXOTO	20
DE AZEVEDO – NOVO MUNDO	
2.3 MATERIAIS E METODOS	23
2.4 ASSOCIAÇÕES GRANITICAS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO -	27
NOVO MUNDO	• •
2.5 GEOCRONOLOGIA U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd	39
2.6 DISCUSSAO	46
2.6.1 Embasamento da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo	46
2.6.2 Comparação com a Província Tapajós e o Arco Juruena	49
2.6.3 Granitogênese	51
2.6.4 Metalogênese	53
2.7 CONCLUSOES	56
3. CAPITULO III - MINERALIZAÇÕES DE OURO DISSEMINADO NO	59
GRANITO NOVO MUNDO	
3.1 INTRODUÇÃO	59
3.2 MATERIAIS E METODOS	61
3.3 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL	63
3.4 GRANITO NOVO MUNDO	64
3.4.1 Petrografia do granito Novo Mundo	70
3.5 MINERALOGIA DO MINERIO E GEOQUIMICA DA ALTERAÇÃO	80
HIDROTERMAL	05
3.5.1 Balanço de Massa	85
3.0 MIINEKALIZAÇUES AUKIFEKAS ALUJADAS NU GKANITU NUVU	89
MUNDU - DEPUSITU DE NUVU MUNDU (ALVU LUIZAU)	02
5.7 DISCUSSAU – GKANITU NUVU MUNDU E MINEKALIZAÇAU AURIFERA.	92
3./.1 Proposta de modelo genetico para a mineralização do depósito do Novo Mundo -	94
AIVO LUIZAO	

4. CAPITULO IV - O DEPÓSITO DE SANTA HELENA, PROVÍNCIA	98
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT): GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA	
DAS ROCHAS ENCAIXANTES E CARACTERÍSTICAS DA	
MINERALIZAÇÃO	
4.1 INTRODUÇÃO	98
4.2 GEOLOGIA DO DEPOSITO AURIFERO DE SANTA HELENA	100
4.3 MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS	104
4.4 PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOS SANTA HELENA	105
ANTIGO E JOVEM	
4.4.1 Granito Santa Helena Antigo	105
4.4.2 Granito Santa Helena Jovem	109
4.5 GEOQUÍMICA DOS GRANITOS SANTA HELENA ANTIGO E JOVEM	111
4.6 GEOCRONOLOGIA	113
4.7 PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS MINERALIZAÇÕES	115
4.8 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS	125
4.9 DISCUSSÃO	125
4.10 CONCLUSÕES	131
5. CAPITULO V - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	135
6. CAPITULO VI - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	143

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização das áreas mapeadas e de vias de acesso	2
Figura 1.2: Mapa de domínios geológicos das províncias Tapajós e Alta Floresta	7
Figura 2.1: Mapa com o limite aproximado das províncias geocronológicas (PRNJ e	
PVT), da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) e da área de estudo, intitulada	21
região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo.	
Figura 2.2: Perfil geológico mostrando uma seqüência litológica característica do	22
embasamento, a norte de Alto Alegre, localidade destacada no mapa da Figura 2.3.	
Figura 2.3: Mapa geológico da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo (MT)	24
Figura 2.4: Diagrama QAP - Granitóides do Embasamento	28
Figura 2.5: Diagramas de classificação geoquímica da unidade Granitóides do	
Embasamento e dos granitos Novo Mundo, Nhandu e Peixoto	31
Figura 2.6: Diagramas de variação tipo Harker da unidade Granitóides do	33
Embasamento e dos granitos Novo Mundo, Nhandu e Peixoto	
Figura 2.7: Dia gramas de Correlação Geoquímica a) Rb x Sio ₂ ; b) Ba x SiO ₂ ; c) Sr x	
SiO ₂ , d) K/Rb x SiO ₂ ; e) Rb/Sr x SiO ₂ e f) Diagrama Rb-Ba-Sr (El Bouseily & El-	
Sokkary 1975)	34
Figura 2.8: Padrões de fracionamento de elementos terras raras (ETR) normalizados	
em relação ao condrito C1 (McDonough 1989), para granitos Nhandu e Novo Mundo	
e diques de rochas intermediarias a básicas	35
Figura 2.9: Amostras dos granitos Novo Mundo e Nhandu plotadas em diagrama de	
variação de elementos normalizados ao manto primordial segundo padrões de Wood	
(1979)	36
Figura 2.10: Diagramas indicativo de ambiente tectônico de colocação dos granitos da	
região Peixoto de Azevedo - Novo Mundo. Figura a: Diagrama Rb x Y + Nb.	36
Indicativo de ambiente tectônico de colocação de granitos (Pearce <i>et al.</i> 1984); Figura	
b: Diagrama indicativo de região fonte para magmatismo colisional (Harris <i>et al.</i>	
1996); Figura c: Diagrama $Zr+Nb+Ce+Y \times (K2O+Na2O) / CaO (Whalen et al. 1987).$	
Figura 2.11: Diagrama idade versus etapas de aquecimento para gnaisse tonalítico do	40
Complexo Aingu	40
Figura 2.12: Diagrama convencional de concordia U-Pb em zircao mostrando	41
regressao dos dados analíticos para gnaisse do Complexo Xingu (amostra NM 41)	41
Figura 2.13: Diagrama idade versus etapas de aquecimento de amostras do	40
Sienogranito Novo Mundo	42
Figura 2.14: Diagrama idade versus etapas de aquecimento de monzogramito	12
Eigune 2.15: Diagrama consérvita para a amostra ENIV5. 50.27 (Cranita Nava Munda	43
Figura 2.15: Diagrama concordia para a amostra FIN v 5-50,57 (Gramio Novo Mundo -	11
Figure 2.16: Diagrama Idada Vargus Etanos da Aquasimanto norre a Crenita Deixota	44
Pigura 2.10. Diagrama idade Versus Etapas de Aquecimento para o Oramio Perxolo,	15
Figure 2.17. Diagrame de evolução isotónico aNd (t) versus terros moltaise T (Ca)	4J
de associações litelógicas da Província Aurífera Alta Eleresta, comparado com reches	
da Provincia Ventuari - Tanaiós e do Arco Juruena	50
	50

Figura 3.1: Mapa de localização da região de Novo Mundo com destaque para as	60
ocorrencias de ouro primario no alinnamento Peru – Trairao	(5
Figura 3.2: Mapa geologico da região do granito Novo Mundo	65
Figura 3.3: Mapa geológico de detalhe - Alvos Luizão e Cláudio	6/
Figura 3.4: Perfis de testemunhos de sondagem	60
(a) - Furos FNV 04 - 05 - 09 (porção centro - sul do granito Novo Mundo)	68
Figura 3.4: Perfis de testemunhos de sondagem	69
(b) - Furos FRJK 04 - 05 - 06 - 11 (porção norte do granito Novo Mundo)	
Figura 3.5: Diagramas de composição modal e normativa para rochas do Granito Novo	
Mundo	72
Figura 3.6: Fotos de litologias representativas da porção centro-sul do granito Novo	
Mundo	74
Figura 3.7: Microfotografias de laminas delgadas do granito Novo Mundo; Foto (a)	
amostra FNV05-79,80c nx 2,0x 10 - sienogranito; Foto(b) amostra FNV09-102,80 nx	
2,5x 10 sienogranito com porfiroclasto de plagioclásio sendo substituído por	
microclínio; Foto(c) amostra FNV04d-117,7 np 2,5x 10 sienogranito com clorita e	
plagioclásio sericitizado, arqueados; Foto (d) amostra FNV04-47,98 nx 1,6x 10	
monzonito; Foto (e) amostra FNV04c-95,00 nx 2,5x10 - detalhe do processo de	
serecitização e clorotização, intergranular; Foto (f) FRJK11 -38,15 np 2,5x10 -	
serecita e clorita substituindo feldspatos.	75
Figura 3.8: Documentário microfotográfico apresentando feições de alteração	
associadas as fases de albitização e microclinização do granito Novo Mundo	78
Figura 3.9: Diagramas de variação tipo Harker e de correlação química para o granito	
Novo Mundo	79
Figura 3.10: Documentário microfotográfico apresentando feições de alteração e	
morfologia de minerais em zona mineralizada (Au) do granito Novo Mundo	81
Figura 3.11: Diagramas geoquímicos de rochas do granito Novo Mundo e associações	
hidrotermais. (a) Diagrama ternário K2O - CaO*5 - Na2O e (b) Diagrama de ETR	
normalizado ao padrão condrito de McDonough (1989)	82
Figura 3.12: Detalhes observados em lâmina delgada da mineralogia da zona	
mineralizada, com destaque para as fases silicáticas, óxidos e sulfetadas associadas a	
deposição do ouro	83
Figura 313: Diagramas ternários com a composição química semi-quantitativa de	00
cloritas associadas a paragênese do minério granítico do deposito do Luizão (granito	
Novo Mundo). Dados obtidos através de microscopia eletrônica de varredura (MEV)	84
Figura 3.14: Dagrama de <i>isocon</i> geometria básica (eg. K_2). Cálculo de balanço	07
geoquímico de massa de amostras do sienogranito Novo Mundo - Protólito (Fixo "X")	
am releção aos termos alterados Minário (Eixo "V") Obs: A P C D o C	97
eni relação aos termos anerados - Minieno (Eixo I). Obs., A, D, C, D e O -	07
Eigune 2.15. Este grafica de una des leuros energidas non communica sobre o denésito	
rigura 5.15. Fotogranas de una das lavras operadas por garinipeiros sobre o deposito	01
Eiser 4 1. Mars de lessioner de maine de maine de lession de lession de lession de lession de lession de maine de lession de lessio	91
Figura 4.1: Mapa de localização da região de Santa Helena com destaque para o	00
alinnamento de ocorrencias e regiões garimpeiras na borda do graben dos Calabis.	99
Figura 4.2: Mapa geologico de deposito de Santa Helena	100
Figura 4.3: Mapa geológico da região de Santa Helena	102

Figura 4.4: Diagrama QAP com a composição modal dos granitos Santa Helena	
Antigo e Jove m	106
Figura 4.5: Diagrama com a composição normativa Na - Ab - Or para os granitos	
Santa Helena Antigo e Jovem	108
Figura 4.6: Fotos do GSHA - A (FTN5-116,10) granodiorito cloritizado, B (FTN5-	
36,90) monzogranito na zona propilítica, com alteração a Kf e discreto zoneamento	
em fratura preenchida por Kf, epidoto, sericita e clorita. C (FTN5-116,10) detalhe da	
alteração clorítica, distal (cl-clorita, p-plagioclásio, q-quartzo). D (FTN5 34,67)	
porfiroclasto de plagioclásio, circundado por quartzo em subgrão e sericita	108
Figura 4.7: Fotos do GSHJ - A (FTN5 107,77) monzogranito com veios de quartzo	
sulfetados; B (FTN5 100,26) detalhe de um contato difuso entre GSHJ e GSHA. C	
(FTN5 41,96) detalhe de contato entre GSHJ e GSHA. D (FTN5 85,77) contato	
brusco entre o granito não deformado e zonas de micro catáclase; E (FTN5 107,77)	
detalhe da mineralogia do granito Santa Helena Jovem (Kf-microclinio, S-sericita, q-	
quartzo, P-plagioclásio)	110
Figura 4.8: Composição dos granitos Santa Helena Antigo e Jovem. Diagramas: (A)	
ACNK*ANK, Maniar & Piccoli (1989); (B) K ₂ O x SiO ₂ ; (C) Índice de Alcalinidade	
(Brown 1982); (D) N&O+K2O-CaO*SiO2 (Frost et al. 2001)	111
Figura 4.9: Granitos Santa Helena Antigo e Jovem nos diagramas: (A) Hf - Rb/10 -	
Ta*3, de Harris et al. (1986); (B) Rb x Y+Nb, de Pearce et al. (1984); (C)	
(K ₂ O+Na ₂ O)/CaO x Zr+Nb+Ce+Y, Whalen et al. (1987). (FG) Granitos Félsicos	
fracionados, (OGT) Granitos tipos I, S e M não fracionados. Composição média:	
Granitos Tipo-I, Granitos Tipo-S, Granitos Tipo I - Félsicos, Granitos Tipo S -	
félsicos, Granitos Tipo-M e Granitos Tipo-A	112
Figura 4.10: Padrões de fracionamento de elementos terras raras (ETR) normalizados	
em relação ao condrito C1 (McDonough 1989, in Minpet 2002), para granitos Santa	
Helena Antigo e Jovem	112
Figura 4.11: Diagrama idade versus etapas de aquecimento para as amostras AJ-76 e	
SH-05 representantes dos granitóides do embasamento	114
Figura 4.12: Diagrama idade versus etapas de aquecimento, granito Santa Helena	115
Antigo - Amostra FTN1	
Figura 4.13: Perfil do furo de sondagem FTN 5 - Depósito de Santa Helena	117
Figura 4.14: Diagramas tipo Harker e de correlação química. Óxidos de elementos	
maiores em % peso; As, Cu e Bi em ppm e Au em ppb	119
Figura 4.15: Fotos (A) Amostra FTN5 75,94 - Sericita-quartzo milonito com lentes de	
silicificação. (B) Amostra FTN5 / 72,67 - Imagem de MEV mostrando filmes de pirita	
em sericita-quartzo milonito com sericita (p1,p6,p7); quartzo (p2,p3), clorita (p4) e	
pirita (p5). (C) Amostra FTN5 77,20 - Zona de silicificação com espaços	
intergranulares preenchidos por rutilo (r), sericita fibroradiada (s), clorita rica em	
ferro (c) e carbonato;. (D) Imagem do MEV amostra FTN5 / 77,20, zona menos	
deformada em sericita quartzo milonito, com rutilo (p1), calcita (p2), sericita fibro-	
radiada (p3, p4); clorita rica em ferro (p5, p9); zircão (p6); quartzo (p7) e apatita (p8).	120

Figura 4.16: Fotos (A) Amostra FTN5 / 72,67 - sericita-quartzo milonito com pirita	
acompanhando a foliação, interceptado por veio de quartzo sulfetado;. (B) Amostra	
FTN5 / 80,90 - brecha de contato com fragmentos do GSHJ cimentados por quartzo,	
(C) Amostra FTN5 / 83,30 - brecha hidrotermal em andesito pórfiro. (D) Amostra	
FTN5 / 108,00 - GSHJ interceptado por veios de quartzo sulfetado (Au)	122
Figura 4.17: Foto A (FTN5 35,70) granito propilítico com uma alteração potássica (kf)	
superimposta; Foto B Imagem do MEV (FTN5 34,67) detalhe da alteração com	
formação de albita hidrotermal substituindo Kf e definindo um padrão de zoneamento	
com albita (ab) mais na borda, e epidoto (ep) e carbonato (c) mais ao centro; Foto C	
Imagem do MEV (FTN5-94,65). Óxidos e sulfetos cristalizados ao redor de cristal de	
Kf (1:Hematita, 2:Kf, 3:Covelita, 4:Calcosita, 5:Calcopirita, 6:Pirita e 7:Galena	123
Figura 4.18: Foto A (FTN5-94,65) veio de quartzo sulfetado no GSHJ; Foto B	
imagem do MEV (FTN5 94,65) Tetradymita (p1); Pirita (p2); Wittichenita (p3);	
Sulfossal com S + Bi + Cu + Mo (p4); Sulfossal com S + Bi + Cu + Ag + Se (p5);	
Foto C imagem do MEV (FTN5 94,65) Emplectita (p1); Bismutinita (p2);	
wittichenita (p3); electrum (p4); Foto D (FTN 94,65) sulfossais de S, Bi, Cu e Mo,	
com inclusões de ouro e electrum	123
Figura 4.19: Diagrama de evolução isotópica ɛNd versus tempo geológico T(Ga) das	
associações litológicas do granito Santa Helena comparado com outros granitos e	
províncias regionais	127

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1: Composições químicas e razões médias dos Granitoides do Embasamento.	29
Óxido em % peso; elemento traço e terras raras em ppm; ouro em ppb.	
Tabela 2.2: Composições químicas e razões médias dos Granitos Novo Mundo,	
Nhandu e Peixoto. Óxido em % peso; elemento traço e terras raras em ppm; ouro em	32
ppb.	
Tabela 2.3: Dados isotópicos Sm-Nd de gnaisses, granitos e diques da região de	
Peixoto de Azevedo - Novo Mundo (MT).	41
Tabela 2.4: Principais unidades geológicas e idades, comparativo das PAT (PA) e	
PAAF (MT).	46
Tabela 3.1: Seqüência de cristalização e da alteração hidrotermal - Granito Novo	
Mundo	76
Tabela 3.2: Resultados obtidos do balanço geoquímico de massa a partir de amostras	
do granito Novo Mundo (protólito) em relação aos termos alterados (hidrotermalito).	86
Tabela 3.3: Comparativo entre as principais feições diagnosticas de mineralizações do	
tipo IRGD com as identificadas para o depósito de ouro do Luizão alojado no granito	
Novo Mundo.	97
Tabela 4.1: Composições quimicas e razões médias dos granitoides do Embasamento e	
dos granitos Santa Helena Antigo e Santa Helena Jovem. Óxido em % peso, elemento	
traço e terras raras em ppm e ouro em ppb.	107
Tabela 4.2: Dados isotópicos Pb-Pb do Granito Santa Helena Antigo - Amostra FTN1	114
Tabela 4.3: Dados isotópicos Sm Nd de granitos, andesito (dique) e minério do	
depósito de ouro de Santa Helena-MT.	115
Tabela 4.4: Análises semi-quantitativas (wt %) em microscópio eletrônico de	
varredura (MEV).	124
Tabela 4.5: Análises semi-quantitativas (wt %) em microscópio eletrônico de	
varredura (MEV).	124
Tabela 4.6: Comparação entre as principais características dos depósitos de ouro de	
Santa Helena, Novo Mundo e típicos IRGD.	133

1. CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1. 1. APRESENTAÇÃO

O objetivo principal desta tese de doutorado foi o de gerar, integrar e interpretar dados geológicos para avançar no entendimento da evolução de alguns granitos que têm relação espacial com mineralizações auríferas, e concomitantemente, promover o estudo de caso de dois depósitos de ouro, com mineralizações semelhantes as do tipo relacionada a intrusivas félsicas. O mapeamento geológico efetuado nas regiões de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo e Santa Helena resultou na individualização de cinco novos corpos graníticos, denominados Novo Mundo, Nhandu, Peixoto, Santa Helena Antigo e Santa Helena Jovem. Os mapas geológicos gerados com base nas relações de campo, e em dados estruturais, geoquímicos e geocronológicos, constituem um referencial para a exploração mineral, considerando-se o nível atual do conhecimento geológico da Província Aurífera Alta Floresta.

1.2. ESTRUTURA DA TESE

A presente tese está estruturada em seis capítulos. O Capítulo I tem como finalidade introduzir e discutir a geologia da Província Aurífera de Alta Floresta, com ênfase na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo. Nesse capítulo inserem-se as premissas que norteam as interpretações e hipóteses consubstanciadas nos três capítulos seguintes, estruturados em um formato prévio de artigos científicos. O Capítulo II enfoca a granitogênese da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, com ênfase para a geocronologia, geoquímica e os contextos tectônicos de colocação dos granitos, e as implicações metalogenéticas. O Capítulo III trata das mineralizações de ouro disseminado alojado no Granito Novo Mundo. O Capítulo IV compreende estudos conduzidos no depósito de ouro de Santa Helena, na extremidade sul da Província Aurífera Alta Floresta (MT), com destaque para o entendimento do contexto geológico, geocronologia das rochas encaixantes e gênese da mineralização. Os dois últimos capítulos englobam as conclusões, considerações finais e referências bibliográficas.

1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A região estudada situa-se na porção centro norte do Estado de Mato Grosso. A Figura 1.1 ilustra a localização da área, com destaque para as duas quadrículas onde se efetuou trabalho

demapeamento geológico. Na quadricula a norte localiza-se o depósito de ouro de Novo Mundo (Luizão) e naquela ao sul está o depósito de ouro de Santa Helena.

O acesso à área é facultado por estradas de rodagem asfaltadas com razoáveis condições de manutenção. A partir de Cuiabá - MT, o acesso é feito pela rodovia BR-364 (Cuiabá - Santarém) que intercepta as principais cidades e corta a área estudada longitudinalmente. As vias de acesso e os principais centros urbanos da região estão indicados na Figura 1.1.



FIGURA 1.1 - Mapa de localização das áreas mapeadas e de vias de acesso

1.4. CONTEXTO HISTÓRICO E OBJETIVOS.

A região de Peixoto de Azevedo registra um histórico de produção de ouro que teve início em 1980 através do garimpo. A produção atingiu o auge em 1989, entrando em franco declínio a partir de 1999. Entre 1980-1999 a produção de ouro nos limites da Província Aurífera Alta Floresta (Fig. 1.2) foi da ordem de 160 toneladas.

Apesar da relativa exaustão dos depósitos aluvionares e de enriquecimento supérgeno, essa região ainda dêtem relevante potencial exploratório para depósitos de ouro primário. Inúmeros corpos de minério aurífero primário, representados principalmente por filões de quartzo, foram expostos e explotados parcialmente através de técnicas e procedimentos intrínsecos à atividade garimpeira. Trabalhos de pesquisas conduzidas em alguns destes prospectos por empresas de mineração estatais (e.g. Companhia Matogrossense de Mineração - METAMAT e Companhia de pesquisa e Recursos Minerais - CPRM) e privadas (e.g. Companhia Estanifera do Brasil - CESBRA, Mineração PENERY, Rio Tinto Desenvolvimento Mineral - RTDM, West Mining Corporation - WMC, etc.) têm mostrado que esta tipologia de depósito é capaz de propiciar a geração de depósitos de pequeno a médio porte (< 5 t de ouro contido).

Esses filões mostram marcante controle estrutural, ocorrem preferencialmente associados a zonas de cisalhamento (Paes de Barros 1994) e muitos têm feições típicas dos depósitos classificados como do tipo orogenético, de acordo com as características estabelecidas por Groves *et al.* (1998) e Goldfarb *et al.* (2001). Adicionalmente, existem mineralizações que ocorrem na forma de disseminações e *stockworks*, bem como veios e vênulas, alojados, sobretudo, em granitos de idade paleo a mesoproterozóica. Esses depósitos sugerem, em alguns casos, a existência de granitos mais especializados que durante a cristalização, podem ter contribuído para a geração de fluidos e desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais capazes de formar depósitos de ouro. Na literatura, depósitos dessa natureza estudados em diversas provinvias auríferas do mundo vêm sendo tipificados como do tipo ouro associado a intrusivas félsicas ou *Intrusion related gold (Sillitoe 1991); intrusion related gold veins* (Sillitoe & Thompson 1998); *Intrusion related gold deposits in Sn-W provinces* (Thompson *et al.* 1999); *reduced intrusion-related gold systems* (Thompson & Newberry 2000; Lang & Backer 2001 Backer & Lang 2001); *granite-hosted gold mineralization* (Mustard 2001;); ou ainda *gold porphyry* (Sillitoe 2000).

A perspectiva de existirem depósitos dessa categoria, com associação espacial e temporal com granitos, pode contribuir para ampliar o potencial exploratório da Província Aurífera Alta Floresta, sobretudo, por apontar modelos alternativos que permitam a descoberta de depósitos de grande porte (>100 t ouro). Neste contexto, essa tese de doutorado buscou obter dados e centrar a pesquisa em dois aspectos principais:

a) Caracterização de corpos graníticos previamente selecionados, principalmente aqueles que apresentam associação espacial com depósitos auríferos, introduzindo novos dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos. Esses novos dados têm implicação regional relevante, pois contribuem para uma melhor avaliação dos limites das províncias geocronológicas e dos modelos evolutivos atuais propostos por diversos autores (Tassinari & Macambira 1999; Santos 2000). Esta abordagem propicia ainda a correlação com províncias adjacentes, principalmente com unidades da Província Aurífera Tapajós (PAT), notadamente para o entendimento da evolução dos granitos, que têm relação espacial com mineralizações auríferas.

b) Estudo de caso de dois depósitos de ouro da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, que apesar de apresentarem associação espacial com corpos graníticos, mostram estilos de mineralizações distintos. No primeiro depósito, denominado Novo Mundo (Luizão), situado na borda sul do gráben do Cachimbo, a mineralização aurífera ocorre de forma disseminada exclusivamente no granito Novo Mundo. No depósito Santa Helena, situado na borda norte do gráben dos Caiabis, a mineralização encontra-se confinada em uma zona de cisalhamento que intercepta rochas graníticas e vulcânicas intermediárias e félsicas.

No estudo desses dois depósitos a pesquisa objetivou a definição dos tipos de alteração hidrotermal envolvidas, a paragênese associada ao minério, assinaturas geoquímicas, assim como os tipos de fluidos. Em conjunto com os estudos geológicos, geoquímicos e geocronológicos realizados na escala regional em diversos corpos graníticos, os resultados obtidos nesses dois depósitos fornecerão subsídios importantes para um melhor entendimento na Província Aurífera Alta Floresta da relação genética granitos - fluidos hidrotermais - mineralizações auríferas.

1.5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As regiões auríferas do norte do Estado de Mato Grosso vêm recebendo denominações geológicas diversas. Moura & Botelho (2002) denominaram como Província Aurífera Juruena - Teles Pires uma área compreendida entre Matupá e Paranaíta (MT). Dardene & Schobbenhaus

(2001), em um contexto mais amplo, denominaram como Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) uma faixa que se estende por mais de 500 km no norte do Estado de Mato Grosso, entre as nascentes do rio Peixoto de Azevedo, a leste e o rio Aripuanã, a oeste.

Os domínios tectônicos e respectivos domínios geológicos ilustrados no mapa da Figura 1.2 sintetizam o nível atual de entendimento sobre a compartimentação das principais assembléias graníticas e vulcânicas das províncias auríferas Tapajós (PAT) e Alta Floresta (PAAF). Esse mapa foi elaborado a partir dos levantamentos efetuados pela CPRM, tendo como referência os trabalhos de síntese de Rizzotto *et al.* (2004) e Ferreira *et al.* (2004). Neste mapa é possível verificar que os terrenos arqueanos TTGs configuram uma faixa orientada segundo a direção norte-sul, diferindo do traçado NW, proposto por Tassinari e Macambira (1999) para o limite da Província Amazônia Central (PAC).

Nota-se ainda que os limites definidos para a Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) estendem-se sobre porções do cráton consideradas parte das províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga). Na concepção de Tassinari & Macambira (1999) essas províncias representam vastas regiões de crosta continental juvenil, formadas a partir de rochas derivadas do manto, acrescidas por meio de sucessivos arcos magmáticos, provavelmente gerados por subducção de litosfera oceânica sob a Província Amazônia Central (PAC = 2,3 Ga), seguido por colisão de massas continentais.

Santos *et al.* (2000; 2001) propuseram a existência de duas províncias geológicas denominadas Tapajós-Parima (2,1-1,87 Ga) e Rondônia-Juruena (1,8-1,5 Ga), que correspondem, com pequenas modificações em área, respectivamente, às províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (PVT) e Rio Negro-Juruena (PRNJ), de Tassinari & Macambira (1999). Santos *et al.* (2004) admitem que a faixa paleoproterozóica Tapajós-Parima (2040-1880 Ma) foi gerada a partir de duas orogêneses distintas (Mundurucus e Tropas), envolvendo ainda, segundo esses autores, cinco arcos magmáticos (Cuiú-Cuiú, Jamanxim, Creporizão, Tropas e Parauari) e quatro domínios (Peixoto de Azevedo, Tapajós, Uaimiri e Parima). Segundo os autores supracitados, essas quatro regiões correspondem aos domínios orogênicos do orógeno Tapajós-Parima formado entre 2,05 e 1,88 Ga.

Ao se comparar os domínios tectônicos e geológicos, representados de forma simplificada na Figura 1.2, percebe-se que a caracterização do ambiente tectônico de alojamento das diversas

associações de rochas graníticas e vulcânicas e o correspondente evento magmático, constituem elementos cruciais para o entendimento da evolução de ambas as províncias.

1.5.1. Província Aurífera Tapajós (PAT)

Na Província Aurífera Tapajós (PAT) a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Jacareacanga, o Complexo Cuiú-Cuiú e a Suíte Intrusiva Creporizão representam uma associação orogênica que vem sendo reconhecida, com modificações e sob denominações diversas, ora como orógeno Mundurucus (2,1-1,95 Ga), segundo Santos (2000) e Santos *et al.* (2004), ou ainda, arco Cuiú-Cuiú (2033-2005 Ma), na concepção de Vasquez *et al.* (2001), Ferreira *et al.* (2004) e Lamarão & Dall'Agnol (2006).

Klein *et al.* (2001) compartimentaram o Pré-Cambriano da região central da Província Tapajós em dois domínios, um orogênico e outro extensional, pós-orogênico a anorogênico. O primeiro, de idade 2100 a 1960 Ma, engloba conjuntos rochosos paleoproterozóicos, representados por associações pré-colisionais, colisional e pós-colisional transcorrente, compreendendo a seqüência meta- vulcano-sedimentar do Grupo Jacareacanga, as rochas granitognáissicas do Complexo Cuiú-Cuiú e os granitóides sin-a tardi-orogênicos, da Suíte Intrusiva Creporizão. O segundo domínio caracteriza-se por duas gerações de granitóides paleoproterozóicos (<1900 Ma), com vulcanismo associado: Suíte Intrusiva Parauari (1881-1893 Ma), de afinidade cálcio-alcalina, e Suíte Intrusiva Maloquinha (1870-1880 Ma), de quimismo alcalino do tipo-A. Os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha vêm sendo associados às vulcânicas ácidas do Grupo Iriri (1870-1890 Ma).

Vasques *et al.* (2003) reconheceram no embasamento da região Iriri - Xingu quatro períodos de formação de granitóides paleoproterozóicos (2,21 Ga; 2,10 Ga; 2,08 Ga e 1,99 Ga) relacionados a diferentes estágios de um ou mais eventos orogênicos do Ciclo Transamazônico. Segundo os autores, a deformação dúctil impressa nos granitóides de 2,21 Ga e 2,10 Ga indica que esses corpos foram posicionados em períodos francamente orogênicos, enquanto o tipo de deformação nos corpos de granitóides de 2,08 Ga e 1,99 Ga aponta para uma colocação em condições metamórficas mais amenas, típica dos períodos mais tardios.

Lamarão & Dall'Agnol (2001) e Lamarão *et al.* (2002) reportam que a atividade magmática na região de Vila Riozinho, próximo ao depósito de ouro São Jorge, está representada por uma seqüência vulcânica mais velha (2000 ±4 Ma, 1998 ±3 Ma), denominada seqüência



vulcânica Vila Riozinho, cálcio-alcalina a shoshonítica, a qual se associa uma fase mais antiga do granito São Jorge (1981 \pm Ma), e uma seqüência mais nova denominada Formação Moraes Almeida, de natureza metaluminosa a peraluminosa, com similaridades a associações magmáticas tipo A. Segundo os autores, frequentemente associado a Formação Moraes Almeida ocorrem intrusões graníticas da Suíte Maloquinha (1880 \pm 9 Ma) e outros granitos mais jovens compreendendo os granitos Jardim de Ouro (1880 \pm 3 Ma) e uma fácies mais jovem do granito São Jorge (1891 \pm 3 Ma). Apesar de ambas as seqüências vulcânicas serem admitidas como pertencentes ao Grupo Iriri, os dados geocronológicos e geoquímicos demonstram que essas seqüências não são contemporâneas e nem cogenéticas. Os autores, supracitados, consideraram a seqüência Vila Riozinho e a Formação Moraes Almeida como formações independentes e admitiram que o extenso vulcanismo Paleoproterozóico (evento Uatumã) é mais complexo do que se previa e carece de ser revisto.

Lamarão *et al.* (2005) reportam que as rochas vulcânicas e plutônicas da região de Vila Riozinho apresentaram valores homogêneos de 147 Sm/ 144 Nd entre 0,0840 a 0,1178 e ϵ Nd entre -0,72 e - 5,21, com idade T_{DM} entre 2.495 e 2.227 Ma. Segundo os autores, estes dados indicam que independente das idades e afinidades geoquímicas, os magmas que originaram essas rochas não foram produzidos somente por retrabalhamento de crosta siálica arqueana, mas sim evidênciam a presença de uma fonte eminentemente paleoproterozóica, restringindo a probabilidade de uma fonte exclusivamente mantélica.

Juliani *et al.* (2002) caracterizaram o granito Batalha (1,88 Ga) como sendo subalcalino a cálcio-alcalino, tardio a pós-colisional, intensamente alterado por fluidos hidrotermais pósmagmáticos, e com potencial aurífero. Os autores o correlacionaram ao granito Rosa de Maio, admitido como pertencente ao evento magmático Parauari (1,92 a 1,88 Ga), que gerou os granitos cálcio alcalinos mais jovens do arco Ventuari-Tapajós (PVT). Juliani *et al.* (2005) realçam que a ausência de associação litológica característica de arcos de ilhas e a formação das rochas do Grupo Iriri em caldeiras, em um possível ambiente de *back arc* em 1,87 Ga, não são passíveis de compreensão dentro do atual modelo proposto de colisão arco de ilha-continente entre a PVT e PAC, ao redor de 1,80 Ga.

As discussões e conclusões extraídas dos trabalhos acima reportados evidênciam que apesar da quantidade e qualidade dos dados disponíveis para a PAT dúvidas ainda persistem,

sobretudo no que se refere a melhor definição dos limites dos terrenos arqueanos (PAC) e das seqüências litológicas correspondentes aos eventos orogenéticos propostos.

1.5.2. Província Aurífera Alta Floresta (PAAF)

A Província Aurífera Alta Floresta configura uma área alongada na direção W-NW, limitada a norte pelo gráben do Cachimbo e a sul pelo gráben dos Caiabis (Fig. 2.1). O seu embasamento, ora denominado Complexo Xingu, ainda é pouco conhecido devido à escassez de afloramentos e os limites da Província Amazônia Central (PAC) imprecisos, sobretudo em face da carência de dados de isótopos de Nd.

No contexto da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), a região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo (Fig 2.1) não mostra associações orogênicas típicas, similares às citadas para o arco Cuiú-Cuiú, as rochas gnáissicas nessa região são restritas e não se tem registro de associações características de arcos vulcânicos de margem continental, nem de granitos que tipifiquem uma tectônica colisional. Nesta região predominam granitos e vulcânicas de idade Proterozóica, com seqüências sedimentares associadas, enquanto a deformação concentra-se principalmente ao longo de zonas de cisalhamento. Algumas dessas constatações induziram Paes de Barros (1994) a presumir a existência de porções de crosta arqueana na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, provavelmente correlacionável à região de Rio Maria (PA), na porção sul da Província Amazônia Central (PAC), onde são reconhecidos terrenos arqueanos.

Santos (2000) e Santos *et al.* (2001) inseriram a Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) no contexto da Província geológica Tapajós-Parima (PTP), estruturada no período entre 2,1-1,87 Ga e Rondônia-Juruena (1,8-1,5 Ga). Lacerda Filho *et al.* (2004) redefiniram a Província Rondônia-Juruena, posicionando-a no intervalo de 1,85-1,72 Ga e reconheceram a existência de três domínios: Juruena (1,85-1,72 Ga), Roosevelt-Aripuanã (1,76-1,74 Ga) e Jauru (1,79-1,72). O Domínio Juruena constituído por rochas plutônicas e vulcânicas félsicas, de filiação cálcio-alcalina e alto potássio foi denominado pelos referidos autores de arco magmático Juruena (Fig. 2.2). No arco magmático Juruena (1,85-1,75 Ga), Lacerda Filho *et al.* (2004) e Souza *et al.* (2004) descreveram dois terrenos, un acrescionário, deformado em regime dúctil, de médio a alto grau metamórfico, e outro plutono-vulcânico, pós-colisional, sin-a tardi-orogênico. Segundo esses autores, o terreno acrescionário é representado pelas unidades denominadas complexos

Nova Monte Verde e Bacaeri-Mogno. Anfibolitos deste último complexo, interpretados como de origem oceânica, mostraram idade T_{DM} de 2,24 Ga, com ϵ Nd= +2,5.

Notam-se assim interpretações divergentes que impossibilitam estabelecer no momento o ambiente geotectônico da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo. As hipóteses atuais contemplam ainda evidências geológicas que sugerem retrabalhamento de terrenos mais antigos, vinculados à evolução da Província Amazônia Central (Paes de Barros *et al.* 2006), enquanto os trabalhos citados atestam evolução durante o Paleoproterozóico, associado a arcos magmáticos e geração de crosta juvenil.

Na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo observam-se inúmeros corpos de granitos e vastos segmentos afetados por episódios vulcano-plutônicos, estes admitidos, no nível de entendimento do presente trabalho, como correlacionáveis ao magmatismo do Grupo Iriri, no contexto da Província Aurífera Tapajós, e da Suíte Vulcâno-Plutônica Teles Pires, no âmbito da Província Aurífera Alta Floresta .

O estágio de conhecimento dos granitos da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo se resume a uma situação onde se procura correlacionar esses granitos aos mapeados por trabalhos de cunho regional, caso dos granitos Nhandu (Souza *et al.* 1979), Juruena e Teles Pires (Silva *et al.* 1974 e 1980) e, mais recentemente, aos denominados Paranaíta, Apiacás e São Pedro (Lacerda Filho *et al.* 2004 e Souza *et al.* 2004). Em outra linha, estão os trabalhos que resultaram no reconhecimento de corpos específicos, com afinidade para mineralizações auríferas, caso dos granitos Matupá (Paes de Barros 1994 e Moura 1998), Novo Mundo (Paes de Barros *et al.* 2004), Pombo (Franke *et al.* 2004), Peixoto (Paes de Barros *et al.* 2006) e Santa Helena (Paes de Barros *et al.* 2004), in prep.).

As rochas vulcânicas que ocorrem principalmente nas bordas dos grábens do Cachimbo e Caiabis (Fig. 1.2), anteriormente admitidas como Grupo Iriri (1870-1880 Ma), vêm sendo denominadas como Vulcânicas Teles Pires (Leite *et al.* 2002; Pinho 2002), pois mostram idades relativamente mais jovens (1760-1800 Ma).

Moreton & Martins (2003) adotaram a denominação de Suíte Colíder para o vulcanismo ácido a intermediário que ocorre no âmbito da Folha Vila Guarita (SC.21-Z-B), com seção tipo na borda do gráben dos Caiabis, onde reportam riolitos com idades U-Pb de 1796 ±3 Ma e 1773 ±9 Ma. Lacerda Filho *et al.* (2004) estenderam a denominação Suíte Colider às rochas vulcânicas félsicas, de composição ácida a intermediária que ocorrem acompanhando a borda dos grábens

dos Caiabis e Cachimbo. Estes autores descrevem estas vulcânicas como de afinidade cálcioalcalina, alto–K, metaluminosa a peraluminosa, e reportam riolitos por firíticos com idade U-Pb de 1781 ±8 Ma, idade T_{DM} = 2344 Ma e ɛNd = -3,75. Moreton & Martins (2004) e Lacerda Filho *et al.* (2004) admitem que a Suíte Colider é uma unidade distinta do Grupo Iriri e a correlacionam à evolução do arco magmático Juruena (Fig. 1. 2).

Esse cinturão de rochas vulcânicas com expressivo aporte de piroclásticas, e que acompanha aproximadamente o contato estabelecido entre as províncias PVT e PRNJ, constitui na Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) a principal evidência da existência de um limite de placas convergentes, em parte compatível com o modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999).

Na borda sul do gráben do Cachimbo essas vulcânicas são dominantemente ácidas, de geoquímica pouco conhecida. Pinho (2002) constatou na região do Mureru (MT), uma associação vulcânica de natureza bimodal, com termos basálticos, cálcio-alcalinos. Segundo a autora citada, essas rochas apresentaram idades U-Pb entre 1,76 Ga e 1,8 Ga e forneceram idades modelo entre 2,0 e 2,3 Ga (ɛNd +3,0 a –3,5), e foram reunidas sob a denominação de Suite Vulcano-Plutônica Teles Pires.

No segmento mais deformado, que marca a discordância da borda do *graben* do Cachimbo, essa unidade vulcano-plutônica mostra nítido predomínio de piroclásticas, juntamente com rochas sedimentares que aparecem localmente cisalhadas e configurando dobras descontínuas, truncadas por zonas de trancorrências de direção aproximada E-W (Fig. 1.2). No caso, essas rochas podem tanto representar uma manifestação vulcânica do tipo intra-arco, conforme sugerido por Souza *et al.* (2004), desenvolvida sobre porção de plataforma mais antiga, provavelmente associado a evolução do arco magmático Juruena (1,85-1,72) ou, em parte, constituir uma manifestação precoce de uma fase pré-rift, nesse caso já associado a evolução do gráben do Cachimbo.

A faixa de ocorrência desse magmatismo se estende por cerca de 500 km, limitada a norte por zonas de transcorrências, que caracterizam o segmento de borda mais deformado, e a sul por terrenos graníticos, que hospedam a maioria das mineralizações auríferas conhecidas na Província Aurífera Alta Floresta (Fig. 1.2). Ao longo desta faixa nota-se um nítido predomínio de rochas de composição riolítica a riodacítica, sendo que a leste predominam depósitos de fluxo piroclástico, na porção mais central se constata principalmente domos subvulcânicos, enquanto no segmento mais a oeste, observa-se uma associação de lavas e tufos. A associação de domos riolíticos e rochas piroclásticas, com corpos intrusivos de álcali-feldspato granitos e granitos rapakivi, sugerem que as rochas expostas nesta faixa representem um magmatismo eminentemente continental.

As vulcânicas Teles Pires ou Suíte Colider, por sua vez, são cortadas por intrusões graníticas do tipo Teles Pires, com idade U-Pb de 1757 ±16 Ma (Santos 2000) e com idade T_{DM} de 2,10 Ga (Lacerda Filho *et al.* 2001). Os granitos Teles Pires são de coloração avermelhada, isotrópicos, de granulação fina a grossa, equigranulares a porfiríticos, por vezes granofíricos e predominantemente alaskíticos (Souza *et al.* 1979; Silva *et al.* 1980). As vulcânicas e os granitos Teles Pires são recobertos por sedimentos plataformais do reo-paleoproterozóico (Leite & Saes 2003), correlacionáveis ao Grupo Beneficente, depositado em uma bacia do tipo graben, orientada na direção NW-SE (Fig. 1.2).

O limite sul da Província Alta Floresta é representado por dois importantes acidentes fisiográficos: a Serra dos Caiabis e a Chapada dos Dardanelos, sustentadas por uma seqüência sedimentar epicontinental do Mesoproterozóico, representada pela Formação Dardanelos, que segundo Leite & Saes (2003), encontra-se sobreposta às vulcânicas Teles Pires e ao Grupo Beneficente.

1.6. UNIDADES LITOLÓGICAS

Na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo as principais unidades litológicas reconhecidas e reportadas na literatura serão descritas a seguir.

a) Granitóides do Embasamento

São raros os afloramentos dessas rochas devido ao aplainamento do relevo e o desenvolvimento de espesso solo. Esses granitóides são cálcio-alcalinos e de composição quartzo diorítica, tonalítica a granodiorítica. Mostram variações desde termos isótropos, com recristalização incipiente, para litotipos que exibem marcante orientação de biotita e hornblenda, até granitos gnáissicos. Nota-se ainda nesses granitóides, fácies ricas em magnetita, além de mega-encraves de xistos, metapiroxenitos e metabásicas, bem como bandas ou lentes de anfibolitos. Inúmeros corpos máficos de diorito e gabro são intrusivos nesses granitóides.

b) Granito Novo Mundo

O granito Novo Mundo forma um corpo intrusivo em rochas do Complexo Xingu com dimensões de aproximadamente 12x5 km, alongado preferencial segundo W-NW, orientação essa que coincidente com a direção das principais zonas de cisalhamento dúcteis e lineamentos regionais que afetam os terrenos mais antigos da região.

A principal fácies do granito Novo Mundo consiste de um sienogranito equigranular, leucocrático, rão magnético, com estrutura orientada, evidênciada pelo estiramento de cristais de quartzo com tonalidade azulada, particularmente na condição de hospedeira mais proximal das mineralizações auríferas do depósito de ouro de Novo Mundo.

A forma alongada deste corpo, associado à presença de incipiente, mas persistente orientação da matriz (cristais de quartzo recristalizados e orientados) sugere que seu alojamento deva ter ocorrido com controle estrutural, sob regime de tensões. A deformação visível nas rochas do corpo granítico é aparentemente homogênea, de caráter dúctil-rúptil, não se observando zonas de maior concentração de deformação (e.g., milonitização). De forma similar, Pawley & Collins (1998) descrevem estruturas do tipo foliação, fraturamento e segregação de fundidos, gerados durante o resfriamento de um plúton sin-orogênico, de idade arqueana, no cráton de Pilbara (Austrália), cristalizado sob um campo de tensões cisalhantes. McCuaig & Kerrich (1998) reportam que a formação de barras de quartzo em granitos alojados nessas condições, indica que a taxa de recristalização dinâmica excedeu a de crescimento, gerando grãos alongados com extinção ondulante, sub-grãos e grãos serrilhados.

Com base em descrições de testemunhos de sondagem, nota-se m porção norte do granito Novo Mundo ocorrências de rochas máficas na forma de múltiplos e espessos diques de gabro e diorito. Ainda neste contexto, observam-se rochas com bandamento composicional, porém sem recristalização metamórfica ou mesmo orientação de cristais, caracterizadas pela alternância de bandas leucocráticas, de composição sienogranítica, com bandas mesocráticas granodioríticas.

c) Granito Juruena

Silva *et al.* (1974) propuseram a unidade granito Juruena para "corpos graníticos remobilizados do Complexo Xingu", com expressão topográfica positiva, conformação elíptica em mapas e orientação NW-SE, aflorante nas bacias dos rios Juruena, Aripuanã, Apiacas, Teles Pires, Curuaes e Jamanxim.

As descrições petrográficas efetuadas por Souza *et al.* (1979) dos granitos tipo Juruena, identificados nas proximidades da cidade de Alta Floresta, compreendem "rochas graníticas e granodioríticas, isótropas, leucocráticas, de coloração cinza claro, geradas a partir de fusões parciais em núcleos reomórficos dentro do Complexo Xingu".

Paes de Barros (1994) mapeou o Granito Juruena na região de Peixoto de Azevedo, como "corpos irregulares, com diâmetro da ordem de 3 a 5 km, frequentemente circundados por gnaisses do Complexo Xingu e Granitóides Arqueanos". Segundo esse autor o granito Juruena é representado principalmente por biotita monzogranito e biotita granodiorito com hornblenda, de cor cinza, leucrocrático, isótropo, equigranular de granulação média a porfirítica, com cristais centimétricos de plagioclásio zonados.

Lacerda Filho *et al.* (2001) caracterizaram a Suíte Intrusiva Juruena nos limites da Folha Juruena (SC21), como uma associação magmática expandida, cálcio-alcalina, tardi-tectônica, formada por biotita granito, biotita monzonito, quartzo diorito, granodiorito e tonalito. Esses autores admitiram a idade U/Pb de 1848 - 1817 Ma para esta suíte e reconheceram como principal área de ocorrência a região de Alta Floresta. Entretanto, cumpre realçar que as idades referendadas por esses autores, obtidas do Projeto Alta Floresta (MMAJ/JICA 2001), referem-se, respectivamente, às amostras F2008 (1848 ±17 Ma) e F2009 (1817 ±57 Ma). No âmbito desse projeto, essas amostras foram coletadas entre a localidade de Novo Mundo e o rio Nhandu, na área de exposição do corpo individualizado como granito Nhandu, descrito por Souza *et al.* (1979). Assim, o entendimento, neste trabalho, é de que estas rochas e, portanto as idades obtidas, pertencem aos granitos do tipo Nhandu.

Datações de rochas preliminarmente mapeadas como pertencentes ao granito Juruena por Paes de Barros (1994) apresentaram idades 1792 ± 2 Ma (Paes de Barros *et al.* 2006). Este dado, associado às premissas iniciais que induziram Silva *et al.* (1974) a caracterizar as intrusões do tipo granito Juruena, a inexistência de um corpo típico e as freqüentes confusões geradas em trabalhos de correlação geológica, permitem recomendar no momento o abandono da terminologia "Granito Juruena". Fica como sugestão, para trabalhos futuros, o estudo do único corpo de granito Juruena individualizado em mapa no Estado de Mato Grosso, por Silva *et al.* (1974), localizado no médio curso do rio Apiacás. Esse corpo, após devidamente caracterizado e datado, trará subsídios para decidir sobre a pertinência ou não de se manter este nome.

d) Granito Matupá

Os corpos mapeados como granito Matupá por Paes de Barros (1994) têm formas irregulares e ocorrem principalmente em uma faixa alongada segundo o *trend* NW-SE. Localmente, destacam-se sobre a superfície arrasada da região como pequenas serras alongadas, segundo a direção N50-70E, às vezes balizadas por diques de diabásio, vulcânicas ácidas e microgranitos. Segundo esse autor, o granito Matupá é cálcio-alcalino, tem composição granodiorítica, monzogranítica e quartzo monzonítica, localmente transformado por fluídos hidrotermais e com mineralizações de ouro que ocorrem de forma disseminada.

Moura (1998) e Moura & Botelho (2002), no entanto, definem esse granito como constituído predominantemente por biotita granito e monzogranito, equigranular a porfirítico. Além disso, ainda acrescentam que exibem características de granito *subsolvus*, afinidade cálcioalcalina e idade Pb-Pb de 1872 ±12 Ma, assemelhando-se aos granitos tipo I oxidados, especialmente granitos de arco vulcânico ou pós-colisionais. Segundo esses autores a ocorrência de depósitos de ouro disseminado relacionados com granitos oxidados do tipo I é análoga às observadas em depósitos do tipo pórfiro.

Moreton & Martins (2003) adotaram a denominação Suíte Intrusiva Matupá para um agrupamento de corpos compreendendo quatro fácies graníticas, individualizadas principalmente com base em assinaturas gamaespectométricas.

Além dos aspectos petrológicos e metalogenéticos reportados nos trabalhos citados, o granito Matupá (i) é alojado na forma de pequenos corpos subordinados a sistemas transcorrentes, registrado por zonas discretas de deformação dúctil-rúptil de direção EW; (ii) apresenta significativa variação litológica de sienogranito, monzogranito, monzodiorito, granodiorito a tonalito, (iii) é intrusivo em gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica do embasamento.

e) Granito Nhandu

Descrito inicialmente por Souza *et al.* (1979) na região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo. Segundo os autores supracitados, o granito Nhandu diferencia-se do Complexo Xingu por suas características estruturais e texturais, sendo caracterizado como "granitóides porfiroblásticos, isótropos, com fenoblastos ovóides de feldspato alcalino imersos em uma matriz de composição granodiorítica a tonalítica, que ocorrem em estreita associação com os gnaisses do Complexo Xingu". O mesmo batólito mapeado por Souza *et al.* (1979) como granito Nhandu foi denominado pelo Projeto Alta Floresta (JICA/MMAJ 2001) como Granito GrIII, representado por biotita granito, biotita monzogranito e álcali-feldspato granito, com uma idade de 1848 ±17Ma (U-Pb).

Lacerda Filho *et al.* (2001) ao mapearem a Folha Juruena (SC21), caracterizaram o granito Nhandu como granitos cálcio-alcalinos de alto potássio, do tipo I oxidado, representado por magnetita-biotita granito, avermelhado, com encraves de quartzo diorito, que ocorrem na forma de batólitos e/ou stocks passando gradativamente nas bordas para granito fino porfirítico e granito subvulcânico, granófiro e aegirina granito. Moreton & Martins (2003) concluiram que as rochas do Granito Nhandu representam magmas de composição shoshonítica com tendência alcalina, originadas de uma evolução contínua desde termos calcialcalinos até alcalinos.

Lacerda Filho et al. (2004), em trabalho de síntese, reportam que o Granito Nhandu é álcali-cálcico, com um trende próprio de rochas de arcos mais maduros, e apesar de não se dispor de dados geocronológicos admitem que este granito é relativamente mais jovem que a Suíte Intrusiva Paranaíta, cujas datações U-Pb situam se em torno de 1.8 Ga.

Porção do corpo individualizado por Souza *et al.* (1979) como granito Nhandu, que aflora a leste do rio homônimo, foi revisitada e descrita em detalhe nesse trabalho. Trata-se de monzogranito a granodiorito de cor cinza, com tonalidades creme a róseo, isótropo, leucocrático, equigranular grosseiro a localmente porfirítico. Mostra fenocristais de feldspato alcalino (3 a 4 cm), subeuhedrais, zonados, com inclusões de plagioclásio e biotita, textura pseudo rapakivi e biotita fina (<5%) disseminada, parcialmente cloritizada. Apresenta-se ainda com enclaves ovalados de dioritos e é cortado por diques de micro-granito.

f) Básicas e Intermediárias Indiferenciadas

Esta denominação foi incorporada nesse trabalho para agrupar corpos intrusivos de rochas máficas e intermediárias de pequenas dimensões e contornos diversos, constituídos predominantemente por olivina gabro, microgabro, diorito, quartzo diorito e diabásio. Estas rochas ocorrem preferencialmente como corpos alongados alinhados segundo a direção WNW.

Moreton & Martins (2003) incluíram essas rochas na Suíte Flor da Serra, a qual é descrita como constituída predominantemente por gabro, gabrodiorito, diorito, monzogabro, monzodiorito e diabásio. Essas rochas apresentam se sob a forma de corpos homogêneos, sem metamorfismo de cunho regional e com deformações restritas a zonas de falhas discretas. Datação Sm-Nd em gabro revelou idade T_{DM} de 2336 Ma e ϵ Nd (T)= -2.08, indicando contaminação crustal, sendo

correlacionável segundo esses autores à Suíte Ingarana, com idade Pb-Pb em zircão de 1.887 ±3 Ma (Klein *et al.* 2000), ou 1879 ±3 Ma, idade U-Pb em zircão (Santos 2000)

A porção norte do Granito Novo Mundo mostra estreita associação espacial com essas rochas. Os testemunhos do furo de sonda FRJK F4 (Az 180°/45°) investigado nesse trabalho (ver Capítulo III) interceptou nove intervalos de quartzo diorito, diorito e gabro, com espessuras variando de 1 a 27 metros. A mineralogia principal está representada por plagioclásio, augita, hiperstênio e hornblenda, e como acessórios quartzo, feldspato potássico, epidoto e clorita. Essas rochas máficas descritas acima são aqui interpretadas como diques compostos, descontínuos, alojados ao longo de zonas de falhas. Eventualmente, no caso de serem diques sin-plutônicos ao alojamento do granito Novo Mundo, pode-se supor tratar de uma feição característica da coexistência de dois magmas: um máfico, representado pelos corpos de rochas máficas e um félsico, representado pelo corpo granítico hospedeiro. Localmente, estas rochas apresentam-se cisalhadas e brechadas, porém não hospedam mineralizações auríferas.

g) Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires

Na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, como em grande parte da Província Aurífera Alta Floresta, devido as divergências interpretativas e significativas diferenças temporais, optou-se por utilizar a denominação Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires (Pinho 2002) para agrupar neste momento um conjunto de litologias vulcânicas, plutônicas e pirocláticas. Assim, a Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires, nesse trabalho, foi compartimentada nas seguintes unidades: (a) vulcânicas Teles Pires (VTP), que consistem de derrames de lavas félsicas a intermediárias; (b) tufos Braço Sul (TBS); (c) sedimentos Braço Sul (SBS), contendo ortoquartzitos, arenitos arcoseanos, arenitos lito-feldspáticos e grauvacas líticas e; (d) granitos do tipo Teles Pires.

Diques e pequenos corpos intrusivos de composição andesítica e basáltica foram interpretados como gerados em um contexto diferente e, a princípio, excluídos da Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires, posto que esta Suíte, em principio, agrupa litotipos de natureza sub-alcalina a alcalina. Das unidades citadas e reconhecidas como parte da Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires, apenas o granito Teles Pires será objeto de descrição detalhada, considerando que o enfoque principal deste trabalho é a compreensão da evolução das intrusões graníticas deste segmento cratônico.

h) Granito Teles Pires

Esse tipo de granito foi definido inicialmente por Silva *et al.* (1974, 1980) para caracterizar batólitos e *stocks* circulares em mapa, subvulcânicos, de tendência alasquítica e com homogeneidade de texturas petrográficas. São rochas freqüentemente de cor avermelhada, granulação fina a grossa, equigranulares a porfiríticas, por vezes granofíricas e leucocráticos (biotita < 3%). Sua composição modal frequentemente enquadra-se entre álcali-feldspato granito e sienogranito e, subordinadamente, monzogranito.

Assinaturas geofísicas reportadas por Moura (2004), em combinação com observações de campo e alguns dados petrográficos e químicos, permitiram individualizar na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo três tipos de granitos Teles Pires:

TP1. É o tipo que mais se assemelha com os típicos granitos Teles Pires de Silva *et al.* (1979). São rochas freqüentemente equigranulares, com matriz de granulação média a grossa, cor rósea a branco e com composição modal de álcali-feldspato granito a sienogranito, e de forma subordinada, monzogranito. A matriz contém microfenocristais de microclínio, biotita de 3 a 5%, assim como hospedam encraves de microgranito. Termos monzograníticos por vezes mostram microfenocristais zonados de plagioclásio.

TP2. Formam corpos de álcali-granito de granulação fina, de cor vermelha intensa. A matriz contém < 2% de máficos e geralmente mostra textura porfirítica, com fenocristais de feldspato potássico, quartzo bipiramidado, anfibólio sódico (arfvedsonita) de hábito tabular, assim como encraves máficos microgranulares.

TP3. São corpos de composição eminentemente sienogranítica e textura equigranular fina a média, com cores róseas. Na matriz ocorrem microfenocristais de feldspato potássico de cor creme e máficos e biotita, usualmente em concentrações < 5 %.

Além desses corpos citados, existem ao longo da descontinuidade do Cachimbo, inúmeros outros granitos que também vêm sendo correlacionados aos granitos Teles Pires, compreendendo, sobretudo, termos de coloração cinza, de granulação grossa a porfiriticos, em grandes batólitos de rochas com textura rapakivi, e outros de coloração avermelhada, em corpos restritos de composição quartzo sienito a quartzo monzonito.

2. CAPITULO II - GRANITOGÊNESE DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO -NOVO MUNDO, PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA (MT): GEOCRONOLOGIA, GEOQUÍMICA E IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS.

2.1. INTRODUÇÃO

A região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo (MT) se insere no contexto da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), que se encontra separada da Província Aurífera Tapajós (PAT) pelo gráben do Cachimbo. A importância metalogenética da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) é atestada pela ocorrência de centenas de pequenos depósitos de ouro, que vem sendo objeto de exploração desde 1980.

Em termos de compartimentação geotectônica, a Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) é considerada como parte das províncias geocronológicas Ventuari - Tapajós (PVT), entre 1,95-1,8 Ga, e Rio Negro - Juruena (PRNJ), entre 1,8-1,55 Ga, na concepção de Tassinari & Macambira (1999). De acordo com esses autores ess as províncias representam vastas regiões de crosta continental juvenil, formadas a partir de rochas derivadas do manto, acrescidas por meio de sucessivos arcos magmáticos, provavelmente gerados por subducção de litosfera oceânica sob a Província Amazônia Central (PAC = 2,3 Ga), seguido por colisão de massas continentais.

No contexto da Província Aurífera Tapajós (PAT), em uma proposta de compartimentação geotectônica mais recente, Santos (2000) e Santos *et al.* (2004) definem o orógeno Tapajós-Parima (2040-1880 Ma) como uma faixa paleoproterozóica gerada a partir do desenvolvimento de duas orogenias, Mundurucus (2040-1957 Ma) e Tropas 1906-1886 Ma).

Lacerda Filho *et al.* (2004) e Souza *et al.* (2004) reconheceram na porção sul da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) o arco magmático Juruena, com idade U-Pb entre 1,85 - 1,75 Ga e idade-modelo Sm-Nd de 2,2 Ga. Esse arco foi subdividido em dois segmentos: (1) terreno plutono-vulcânico deformado em regime rúptil a rúptil-dúctil (suítes Paranaíta, Nhandu, Flor da Serra, Matupá, Juruena e Colíder), com idades no intervalo de 1,85-1,80 Ga; e (2) terreno acrecionário granito-gnáissico, de médio a alto grau metamórfico, deformado em regime dúctil (Complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, Suíte Intrusiva Vitória e granitos São Pedro, São Romão e Apiacás), com idade entre 1,80-1,75 Ga. Ainda segundo esses autores a região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo constitui parte do terreno plutono-vulcânico.
As ocorrências e depósitos auríferos da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) encontram-se limitados e aparentemente controlados por descontinuidades estruturais, de amplitude regional e direção aproximada W-NW, definindo dois alinhamentos principais, um acompanhando a borda sul do gráben do Cachimbo e outro, a borda norte do gráben dos Caiabis. Por outro lado, as mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo evidênciam outro alinhamento segundo a direção NW, estendendo-se da região garimpeira do Trairão, a norte, até a região garimpeira do Peru (Fig. 2.1). Como ponto em comum essas ocorrências e depósitos auríferos mostram relação espacial com corpos graníticos, à exceção de algumas regiões garimpeiras, localizadas ao longo da descontinuidade do Cachimbo, onde se verificou associação espacial de mineralizações auríferas com rochas vulcânicas e subvulcânicas (eg.: Mureru, Planeta, Bonfim e Cajueiro).

Nesse contexto, este trabalho promove uma revisão sobre os granitos que ocorrem na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, introduzindo novos dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos. Esses novos dados têm implicação regional relevante, pois contribuem para uma melhor avaliação dos limites das províncias geocronológicas e geológicas propostas, permitem uma melhor correlação com unidades da Província Aurífera Tapajós, notadamente para o entendimento da evolução dos granitos, que em princípio têm relação com mineralizações auríferas.

2.2. GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA REGIAO DE PEIXOTO DE AZEVEDO – NOVO MUNDO

Os dados gerados e as interpretações geológicas efetuadas neste trabalho foram consolidados em um mapa geológico (Fig. 2.3), que reflete o estado de arte do conhecimento geológico na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo.

O Complexo Xingu, nessa região citada, compreende unidades gnáissicas, de composição tonalítica a granodiorítica, e foliação metamórfica segundo NNE a NNW. Associado a esses gnaisses, encontram-se por vezes talco-clorita xistos, flogopita xistos, clorita-sericita xistos e anfibolitos, bem como granitóides isótropos a foliados, localmente com bandamento composicional, incluindo litotipos como biotita granito, clinopiroxênio-biotita granodiorito, hornblenda granito e biotita tonalito (Paes de Barros 1994).



Um perfil descrito a norte do lugarejo de Alto Alegre (Fig. 2.2), que se localiza no quadrante sudeste do mapa geológico (Fig. 2.3), mostra uma passagem gradacional de termos graníticos, isotrópicos, até gnaisses. Neste mapa geológico (Fig. 2.3), porções mais homogêneas desses granitos foram individualizadas como Granitóides do Embasamento.



Figura 2.2: Perfil geológico mostrando uma seqüência litológica característica do embasamento, a norte de Alto Alegre, localidade destacada no mapa da Figura 2.3.

Zonas de cisalhamento dúctil, transcorrentes, com cinemática sinistrógiras afetam as rochas desse embasamento, configurando faixas alinhadas de direção NW-SE, com espessura variável, formas sinuosas e anastomosadas que contornam porções menos deformadas. Esse arranjo estrutural constitui um dos principais controles determinantes para o alojamento de grande parte dos depósitos auríferos filoneanos, de maior porte e admitidos como os mais antigos da região.

Nessa região notam-se vastas áreas afetadas por um ou mais episódios vulcanoplutônicos, admitidos ainda em alguns trabalhos como parte do Grupo Iriri. Entretanto, como essas rochas têm sido datadas entre 1.760 e 1.800 Ma, idades estas relativamente mais jovens que as do Grupo Iriri (1.970-1.880 Ma) em sua área tipo (PAC - Bloco Xingu), alguns pesquisadores as vêm denominando de Vulcânicas Teles Pires (Leite *et al.* 2002), e agrupadas neste trabalho com a denominação de Suíte Vulcâno-Plutônica Teles Pires (Pinho 2002).

Lacerda Filho *et al.* (2004) e Souza *et al.* (2004) incorporaram essas rochas vulcânicas félsicas que ocorrem ao longo da borda do gráben do Cachimbo a Suíte Colider, de Moreton & Martins (2003). Estes autores descrevem estas vulcânicas como de afinidade cálcio-alcalina, alto-

K, metaluminosa a peraluminosa, e citam riolitos porfiríticos com idade U-Pb de 1781 ±8 Ma, idade T_{DM} de 2344 Ma e ϵ Nd = -3,75.

As Vulcânicas Teles Pires ou Suíte Colider, por sua vez, são cortadas por intrusões graníticas denominadas Teles Pires, com idade U-Pb de 1757 ±16 Ma (Santos 2000) e Tom de 2,10 Ga (Lacerda Filho *et al.* 2001). Os granitos Teles Pires são isotrópicos, de coloração avermelhada, granulação fina a grossa, equigranulares a porfiríticos, por vezes granofíricos, e predominantemente alaskíticos (Souza *et al.* 1979; Silva *et al.* 1980).

As vulcânicas e os granitos Teles Pires foram recobertas por sedimentos plataformais do Paleoproterozóico tardio (Leite & Saes 2003), correlacionáveis ao Grupo Beneficente. Esse Grupo foi depositado em um rifte continental orientado na direção NW-SE, realçado na morfologia da região por um extenso platô - a Chapada ou Serra do Cachimbo (Silva *et al.* 1980 e Dardene & Schobbenhaus 2001).

As ocorrências e depósitos auríferos da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo evidênciam um alinhamento na direção NW (Fig. 2.1), que reflete o traçado de zonas de cisalhamento, sobretudo, onde essas estruturas interceptam terrenos granito-gnáissicos (Fig. 2.3). A este contexto associa-se uma geração mais antiga de depósitos de ouro, localmente representada por filões sinuosos, com extensões médias de 200 a 700 metros, alojados principalmente em gnaisses, xistos e anfibolitos admitidos como do Complexo Xingu.

Em referência a modelos genéticos, as mineralizações primárias de ouro da PAAF, particularmente as hospedadas em suítes graníticas do Paleoproterozóico, têm sido interpretadas como similares às do tipo Cu-Au pórfiro (Coutinho *et al.* 1998; Moura 1998) e orogenético ou *lode* mesotermal (Paes de Barros 1994; Santos *et al.* 2001).

2.3. MATERIAIS E MÉTODOS

O mapeamento geológico da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo foi efetuado com o auxílio do processamento e integração de dados aerogeofísicos, e com produtos de sensores orbitais multiespectrais do TM/Landsat 5. Os dados de campo, estudos petrográficos e geoquímicos de rochas, juntamente com os padrões e assinaturas geofísicas extraído do trabalho de Moura (2004), permitiram elaborar o mapa geológico apresentado na Figura 2.3.





△ U-Pb

□ TDM (Sm-Nd)
▲ U-Pb (SHRIMP)

No mapa geológico (Fig 2.3) observa-se a ocorrência de diversos maciços graníticos cujas características descritas por diferentes autores foram reinterpretadas neste trabalho, à luz de novos dados de geoquímica e geocronologia, inclusive proporcionando a proposição de novas unidades.

Amostras representativas dos maciços graníticos de relevância regional foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras no laboratório de serviço ACMELABS (Canadá) e no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da UNICAMP. No ACMELABS os métodos analíticos empregados envolveram fusão em LiBO₂/digestão com ácido nítrico diluído e dosagem por ICP-ES para óxidos maiores e elementos traço. Para a determinação dos elementos de terras raras, alem da fusão, empregou-se digestão com ácido nítrico e análise por ICP-MS.

No Laboratório de Geoquímica da Universidade Estadual de Campinas as análises foram determinadas por fluorescência de raios X, utilizando um espectrômetro PW-2404 (Phillips), em pastilhas prensadas para os elementos traço e em discos de vidro para elementos maiores.

Em algumas amostras analisadas no laboratório GEOSOL, foram determinados: Cr₂O₃, NiO, V₂O₅, SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅ por FRX; S, Cl, Ga, W, Cs, Hf, Nb, Rb, Ta, Th e V por fusão com tetraborato de lítio e FRX; FeO por titulometria; F por eletrodo de íon especifico; PF por calcinação a 1000 °C e demais elementos por digestão com água regia/ICP.

Determinações de U-Pb em zircão e análises isotópicas de Sm-Nd em rocha total foram efetuadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Para as análises U-Pb utilizaram-se frações de monocristais de zircão, dissolvidas, seguindo procedimentos modificados de Krogh (1973) e Parrish (1987). A medição foi feita em espectrômetro de massa Finnigan 262. Isótopos de Pb radiogênico foram corrigidos para os brancos analíticos de Pb (moderno) e para Pb inicial (não radiogênico) segundo o modelo de Stacey & Kramers (1975), para a idade próxima da idade da amostra. As constantes de decaimento utilizadas foram as publicadas por Steiger & Jäger (1977).

Extrações de Sm e Nd foram efetuadas a partir de amostras de rocha total (50 mg) utilizando-se procedimentos propostos por Gioia & Pimentel (2000). As medidas isotópicas foram feitas no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262. As razões ¹⁴³Nd/ ¹⁴⁴Nd foram

normalizadas para 146 Nd/ 144 Nd por 0,7219. A constante de decaimento (?) usada foi de 6,54 x 10^{-12} e o cálculo das idades conforme o modelo do manto empobrecido de DePaolo (1988).

Datações Pb-Pb foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará. O método utilizado foi o de evaporação de chumbo em monocristais de zircão. Os procedimentos de preparação de amostras tiveram como referência os descritos por Arcanjo & Moura (2000). As análises isotópicas foram feitas no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262 que utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um filamento de "evaporação", o qual contém o zircão, e um filamento de "ionização", a partir do qual o Pb é analisado.

Por este método a razão 207 Pb/ 206 Pb é obtida por meio da evaporação de Pb do zircão em sucessivas etapas de aquecimento. O filamento de evaporação é aquecido gradativamente em temperaturas pré-estabelecidas, normalmente em três etapas. A primeira a 1450°C, a segunda a 1500 °C e a terceira a 1550 °C. A cada etapa de evaporação são obtidos até cinco blocos de dados nas análises em monocoletor, e dez nas análises em multicoletor. A média das razões 207 Pb/ 206 Pb desses blocos define uma idade correspondente para cada etapa, representada em um diagrama Idade (Ma) *versus* Etapas de evaporação. Ao final, as etapas de mais altas temperaturas, em geral, tendem a indicar maiores idades. Quando isso ocorre, são consideradas apenas as idades obtidas em temperaturas mais altas, que correspondem à composição isotópica do Pb evaporado das porções mais preservadas e retentivas da estrutura cristalina do zircão e, portanto, mais representativas da idade de cristalização do mineral. Os resultados são apresentados com desvios a 2 σ e as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão 204 Pb/ 206 Pb.

Os dados isotópicos obtidos por evaporação de zircão foram tratados segundo princípios metodológicos estabelecidos por Gaudette *et al.* (1998). Resultados de blocos, etapas ou cristais podem ser eliminados do cálculo final da idade com base nos seguintes critérios:

a) Blocos com razões isotópicas ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superiores a 0,0004 são desprezados, para tornar mínima a correção de Pb de contaminação ou inicial.

b) São eliminados blocos com desvios > 2σ em relação à média das idades dos cristais.

c) Eliminação subjetiva de blocos, etapas de evaporação, ou cristais que apresentem idades discordantes da média das idades obtidas nas altas temperaturas da maioria das análises.

Datações U-Pb através de SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*) foram efetuadas em zircões separados através de líquidos densos e enviados a *Australian National University* (ANU). As metodologias nesse caso, seguiram as rotinas usuais do Research School of Earth Sciences, através do equipamento SHRIMP I (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*), que utiliza um feixe de O_2 com 20 µm de diâmetro. Detalhes sobre os procedimentos analíticos e calibração do aparelho são reportados em Stern (1998). A análise dos dados foi feita pelo Prof. Dr. Richard Armstrong.

2.4 ASSOCIAÇÕES GRANÍTICAS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO - NOVO MUNDO

O mapeamento geológico, associado a estudos petrográficos, dados geocronológicos e geoquímicos permitiram individualizar em mapa (Fig. 2.3) as seguintes associações graníticas: Granitóides do Embasamento, Granito Novo Mundo, Granito Nhandu, Granito Peixoto e granitos Teles Pires

Os dados obtidos nesses granitóides e granitos forneceram informações adicionais sobre a natureza do embasamento desta porção da PAAF, enquanto os corpos graníticos de Novo Mundo, Nhandu e Peixoto mostram relação espacial com mineralizações auríferas, e, portanto constituem o foco principal desse estudo.

Granitóides do Embasamento

Constituem granitóides ainda não perfeitamente individualizados do complexo Xingu, com composição predominante de granitos, granodioritos e tonalitos (Fig. 2.4). Esses granitóides mostram estreita associação espacial com gnaisses e são admitidos em parte como produtos de retrabalhamento de rochas do Complexo Xingu (Fig. 2.2). A ocorrência desses granitóides está freqüentemente associada a superfícies arrasadas, formando um relevo de colinas.

Esses granitóides são observados principalmente em cavas profundas abertas ao longo de filões auríferos nas regiões garimpeiras conhecidas como Enforcado, Gavião, Peteca, Fartura, Novo Mundo, Mato Grosso, Alto Alegre, Lampião e Flor da Serra. Exibem variações desde termos isotrópicos, com recristalização incipiente, a anisotrópicos, com marcante orientação de quartzo, biotita e hornblenda. Nota-se ainda a ocorrência de porções ricas em magnetita, assim como mega-encraves de sericita xistos, clorita xistos, talco-clorita xistos, anfibolitos e metapiroxenitos.



Figura 2.4: Diagrama de composição modal (QAP) - unidade Granitóides do Embasamento

A Tabela 2.1 apresenta a composição química de amostras da unidade granitóides do Embasamento. Do ponto de vista geoquímico, os granitóides do embasamento são metaluminosos a levemente peraluminosos (Fig. 2.5a), mostram relativa variação na alcalinidade segundo parâmetros de Frost *et al.* (2001) (Fig. 2.5b), porém de natureza dominante cálcio-alcalina no diagrama de Brown (1982, Fig. 2.5c), baixo a médio potássio (Fig. 2.5d), com termos que se situam próximos ao limite entre o campo dos granitos magnesianos e ferrosos (Fig. 2.5e).

Os diagramas de variação tipo Harker e de correlação geoquímica, de forma geral, não permitem distinguir tendências evolutivas específicas para os quatro tipos de granitos estudados. Entretanto, o conjunto mostra uma tendência de distribuição relativamente coerente, evidênciando uma evolução geoquímica característica de magmas menos evoluídos para mais evoluídos, tipificado por linhas descendentes nos referidos diagramas, a exceção do potássio (Fig. 2.6) e do Rubídio (Fig. 2.7), que naturalmente se concentram nas fases residuais, definindo um padrão característico de series cálcio-alcalinas, de médio a alto potássio.

Os teores de Ba, Rb e Sr en diagrama ternário realçam a composição dominante de granodiorito a quartzo diorito (Fig. 2.7). Nos diagramas de correlação esses granitóides mostram uma assinatura diagnóstica com alto conteúdo de Sr e baixos teores relativos de Ba, Rb e K, o que implica em baixas razões Rb/Sr e padrões K/Rb, característicos de granitos menos evoluídos observados em associações orogênicas (Fig. 2.7).

en 70 perce, comence traço e terras taras em ppin, ouro em ppo.									
Amostras	AJ - 27	Gr 08	NM 31	NM 32	NM 33	NM 41	Pa -124	Pa - 129	Pa - 146
Litologia	tonalito	Hornbl.	diorito	tonalito	tonalito	tonalito	biotita	bi.otita	biotita
-	gnaíssico	granito	gnaissico	gnaíssico	gnaíssico	gnaíssico	tonalito	granodiorito	granodiorito
SiO2	65.23	65.80	56.58	60.67	74.63	63.59	68.00	65.90	65.20
TiO2	0.62	0.79	0.75	0.77	0.16	0.59	0.66	0.52	0.73
A1203	16.56	13 70	19.56	17 37	13.40	17.01	12.50	15.10	14 20
Fe2O3(t)	5.00	1 70	6.11	6.63	1 81	5.18	12,50	2.80	2 70
FeO	*	*	*	*	*	*	4,10	1 10	2,70
MnO	0.05	0.13	0.12	0.13	0.03	0.07	4,00	1,10	2,20
MaQ	0,05	1.40	0,12	1.06	0,03	0,07	1.40	0,05	0,10
MgO	1,57	1,40	2,23	1,90	0,30	2,28	1,40	0,99	1,70
CaO N-20	3,10	2,30	4,39	4,50	1,12	3,27	2,00	2,40	2,90
Na2O	4,70	5,40	0,04	4,/5	3,42	4,14	3,00	4,60	4,30
K20	2,58	3,40	2,35	1,85	4,04	2,08	1,90	4,40	3,10
P205	0,26	0,27	0,29	0,32	0,06	0,07	0,06	0,68	0,20
P.F.	0,20	2,17	1,10	1,00	0,20	0,90	1,06	1,40	2,10
Total	99,82	99,56	99,74	99,81	99,77	99,78	99,39	99,94	99,43
Ba	676,60	т 	550,40	506,10	743,20	/00,60	*	*	*
Rb	81,50	*	153,50	174,60	256,00	114,70	*	*	*
Sr	305,10	279,00	744,70	486,40	215,70	408,20	*	535,00	434,00
Ga	21,90	*	26,90	23,60	15,70	20,60	*	*	*
Ta	1,00	*	0,50	4,60	0,40	0,80	*	*	*
Nb	10,00	*	13,00	25,80	8,70	9,60	*	*	*
Hf 7.	6,40	*	9,10	6,60	3,80	1,20	*	*	*
Zr	252,40	* *	320,20	222,50	108,60	40,90	*	*	*
Y Th	10,90	*	41,80	54,00	9,80	12,00	*	*	*
In	7,10	*	13,20	8,00	23,70	94,50	*	*	*
U	0,50	*	2,50	7,50	2,80	2,00	*	*	*
NI Ca	12,00	*	15.60	9,90	9,00	12.00	*	*	*
V	8,40 48.00	*	13,00	12,20	1,70	12,90	*	*	*
V Cu	48,00	12.00	82,00 49,60	17.00	0,00 0,40	23.80	*	*	*
Ph	2 30	*	9.20	7 30	9,40 8 20	19.40	*	*	*
Zn	51.00	*	90.00	87.00	31.00	17, 4 0	*	*	*
	3 50	*	23 50	3 70	2 10	00,00	*	*	*
Au	*	*	23,30	1.50	2,10	0,80	*	*	*
Га	37.80	*	54.20	41.50	27.40	235 70	*	*	*
La Ce	70.30	*	106.60	117.00	55.00	412.00	*	*	*
Pr	7 30	*	12.05	14.72	5.60	40.02	*	*	*
Nd	26.50	*	42.00	56.30	17 50	133 30	*	*	*
Sm	4 60	*	7 30	10.80	3 10	16.40	*	*	*
En	1 11	*	1 51	1 85	0.66	1 75	*	*	*
Gd	3 34	*	5 72	8 40	2.05	7.21	*	*	*
Th	0.53	*	1.06	1 55	0.38	1 14	*	*	*
Dv	2 50	*	5.82	8 64	1.82	4 12	*	*	*
Ho	0.39	*	1 11	1 73	0.30	0.43	*	*	*
Er	1.09	*	3.51	5.40	0.84	1.45	*	*	*
Tm	0.14	*	0.48	0.83	0.11	0.09	*	*	*
Yb	0.68	*	2.89	5.33	0.90	0.57	*	*	*
Lu	0.10	*	0.50	0.75	0.13	0.06	*	*	*
* Não detec	ctado ou não	o determir	nado	3,73	5,15	0,00		1	1

Tabela 2.1 Composições químicas e razões médias dos Granitoides do Embasamento. Óxidoem % peso; elemento traço e terras raras em ppm; ouro em ppb.

Granito Novo Mundo

O granito Novo Mundo constitui um corpo com dimensões aproximadas de 12 x 5 km, com forma alo ngada segundo W-NW. A constatação de incipiente, mas conspícua orientação da matriz, denotada pela recristalização e orientação de cristais de quartzo, sugere que seu alojamento deve ter corrido com controle estrutural, sob regime de tensões, provavelmente associado a estágios tardios do desenvolvimento de zonas de cisalhamento, que delimitam as bordas NE e SW deste corpo (Fig. 2.3).

A deformação perceptível nesse corpo granítico é aparentemente homogênea, de caráter dúctil-rúptil, não se verificando zonas de maior concentração de deformação (milonitização). No entorno do Granito Novo Mundo predominam gnaisses granodioríticos a tonalíticos, que a luz dos dados disponíveis, foram mantidos ainda no Complexo Xingu (Fig. 2.3). Não se observou em campo relações de contato direto deste granito com as eventuais encaixantes descritas no entorno.

O mapeamento permitiu individualizar duas porções no corpo granítico Novo Mundo: (i) a porção norte onde predomina monzogranito, com granodiorito e sienogranito subordinados, com múltiplos e espessos diques de gabros e dioritos; e (ii) a porção sul, que hospeda mineralizações de ouro do tipo disseminado, onde predomina sienogranito, com monzogranito, quartzo monzonito e monzonito, subordinados. Nessa porção sul foram reconhecidos enxames de diques de composição basáltica e andesítica, sobretudo, balizando corpos de minério do depósito de Novo Mundo (Alvo Luizão e Cláudio).

A Tabela 2 apresenta a composição média das três principais fácies reconhecidas na porção sul do granito Novo Mundo, sendo os termos sienograníticos predominantes, enquanto os monzonitos foram reconhecidos apenas em intervalos restritos de testemunhos de sondagem.

A principal fácies do granito Novo Mundo consiste de sienogranito, equigranular, leucocrático, com estrutura orientada, evidência da pelo estiramento de cristais de quartzo, que se mostram de tonalidade azul, principalmente quando o sienogranito constitui hospedeiro mais proximal das mineralizações auríferas do depósito de Novo Mundo.

O sieno granito Novo Mundo mostra concentrações médias de SiO₂ entre 73 e 76%, Al₂O₃ 13,02 %, MgO = 0,61 %, CaO = 0,36 %, Na₂O= 2,63 % e K₂O= 7,15 %. Em média apresenta baixas concentrações de Sr (45-75 ppm), Zr (100-200 ppm), Nb (10-20 ppm), Y (10-30 ppm) e Ga (15-20 ppm), além de quantidades moderadas de Rb (200-250 ppm) e Ba (400-750 ppm).

Os dados geoquímicos ainda demonstram que o granito Novo Mundo é levemente peraluminoso (Fig. 2.5a), álcali-cálcico (Fig. 2.5b) a sub-alcalino (Fig. 2.5c), médio a alto potássio (Fig. 2.5d).

A distribuição das amostras do granito Novo Mundo no diagrama FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO) evidência que os termos mais ricos em ferro pertencem a porção norte ou se localizam na borda do corpo, enquanto os termos mais magnesianos estão na porção centro-sul (Fig. 2.5e), nas proximidades dos alvos Luizão e Cláudio, do depósito de Novo Mundo.



Figura 2.5: Diagramas de classificação geoquímica da unidade Granitóides do Embasamento e dos granitos Novo Mundo, Nhandu e Peixoto

Em diagramas de Harker (Fig. 2.6) o sienogranito mostra em amostras isoladas, ou mesmo em grupo de amostras, relativa variação nas concentrações de K₂O, Na₂O e MgO, sugerindo em alguns casos incrementos desses elementos, provavelmente associado a alterações tardi- a pós-magmáticas, ou mesmo já denotando alteração hidrotermal superimposta.

Granito		Novo Mundo		Nhandu	Dair
Eágico	Signamonita	Monzogranita	Monzonito	Innandu	Peix
Facles	Stenogramto	Monzogranito		(1(
SiO2	10 74 55		63.38	72.48	68
3102	74,55	75,40	03,38	0.25	08,
<u></u> <u></u> <u></u>	0,19	0,17	0,28	0,55	0,4
AI203	15,02	10,10	2.15	15,00	14,
Fe2O3	1,19	1,22	2,15	2,52	3,4
MIO	0,03	0,00	0,03	0,03	0,0
MgO	0,01	0,24	0,82	0,49	1,4
CaO N-20	0,30	0,70	1,25	1,57	2,2
Na2O K2O	2,63	5,73	4,96	3,60	3,8
K20	7,13	3,03	6,93	4,00	4,2
P205	0,03	0,03	0,09	0,09	0,2
P. F	1,05	0,29	1,90	0,65	0,6
Total	100,82	100,65	99,67	99,90	99,
Rb	222,13	210,90	197,13	188,95	152
Ba	530,15	422,77	919,17	849,22	936,
Sr	53,39	72,33	102,83	173,18	405,
Zr	141,08	122,67	254,63	231,73	216
Nb	14,89	12,90	13,03	15,90	*
Y	18,51	19,13	18,17	50,90	*
Zn	18,59	29,77	16,00	54,50	43,
Ga	17,83	17,83	22,20	18,57	19,
Мо	0,59	1,60	1,77	0,95	*
Sn	1,61	2,50	1,33	3,47	3,0
Та	1,21	1,50	0,93	1,25	*
Hf	4,49	4,00	7,27	7,03	*
Th	17,30	19,87	20,97	17,98	13,
U	3,62	2,23	1,87	3,70	9,2
Cr	38,68	*	*	46,00	22,
Ni	7,23	7,47	9,03	7,60	10,
Co	2,03	0,90	2,20	2,78	*
V	10,73	7,37	17,67	20,75	34,
Cu	6,96	4,47	7,90	5,87	14,
Pb	18,94	25,73	2,23	15,88	14,
Au	2,04	2,40	1,77	3,45	*
Rb/Sr	4,16	2,92	1,92	1,09	0,3
Rb/Zr	1,57	1,72	0,77	0,82	0,7
Rb/Ba	0,42	0,50	0,21	0,22	0,1
K/Rb	230,00	199,00	292,00	208,00	209,
K2O/Na2O	2,55	1,36	1,99	1,31	1,1
La	38,05	47,50	76,07	66,60	59,
Ce	75,13	80,95	169,63	153,38	94,
Pr	7.11	7.63	15.76	16.07	*
Nd	26.18	23.60	50.00	58.58	35.
Sm	4.47	3.80	7.27	11.90	*
Eu	0.61	0.54	1.20	1 13	*
Gd	3.27	2.62	4.06	9.22	*
Th	0.54	0.52	0.77	1.70	*
Dv	3 19	2 76	3 25	9.10	*
Ho	0.62	0.62	0.53	1.84	*
Er	1 98	2 02	1.80	5 38	*
Tm	0.22	0.34	0.24	0.91	*
Vh	0,32	2 20	0,24	4 85	*
IU I.v	2,20	2,27	1,30	т,о <i>5</i>	ب
Lu	0,30	0,38	0,30	0,72	1 *

A fácies monzonítica do granito Novo Mundo evidência um padrão geoquímico bastante diferenciado, se comparado a distribuição das amostras do sienogranito e monzogranito, realçada principalmente por concentrações mais altas de $A_{P}O_{3}$, MgO e Sr. Por outro lado, as três amostras de monzonito mostraram uma ampla distribuição dos teores de $N_{\Phi}O$ e $K_{2}O$, com relação a SiO₂ indicando provavelmente, alterações tardi-a pós-magmáticas (Fig. 2.6).



Figura 2.6: Diagramas de variação tipo Harker da unidade Granitóides do Embasamento e granitos Novo Mundo, Nhandu e Peixoto.

O sienogranito Novo Mundo apresenta ainda razões medias Rb/Sr = 4,16 e K/Rb = 230, enquanto os monzonitos mostram razões Rb/Sr = 1,92 e K/Rb = 292 (Tabela 2.2). Essas razões, analisadas em conjunto com as razões K/Rb e Rb/Sr, plotadas em diagramas de evolução e diferenciação magmáticas (Fig. 2.7), sugerem a probabilidade do sienogranito representar o termo mais diferenciado desse corpo granítico, com um processo de diferenciação do monzonito para o sienogranito. Entretanto, as relações observadas em campo, o reduzido volume dos corpos de monzonito, natureza pouco evoluída e a constatação de que está restrito às porções mineralizadas, apontam para a hipótese de que o monzonito deve corresponder a um outro pulso magmático, mais tardio e especializado.



Figura 2.7:Diagramas de correlação geoquímica a) Rb x SiO2; b) Ba x SiO2; c) Sr x SiO2; d) K/Rb x SiO2; e) Rb/Sr x SiO2 e f) Diagrama Rb-Ba-Sr (El-Bouseily & El- Sokkary 1975)

No diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 2.7) o granito Novo Mundo encontra-se no campo dos granitos normais embora algumas amostras adentrem ao campo dos granitos extremamente diferenciados.

Em termos gerais, nota-se nos diagramas geoquímicos da Figura 2.7, que o granito Novo Mundo se diferencia dos demais granitos por ser empobrecido em Sr e Ba e enriquecido em K e Rb. Parâmetros que acentuam a natureza evoluída e fracionada desse granito, com elevadas razões Rb/Sr, com uma distribuição similar a dos granitos tipo S do cinturão Lachlan Fold Belt, bem como padrões de distribuição da razão K/Rb semelhantes a dos granitos fortemente evoluídos e fracionados (Fig. 2.7).

O sienogranito também se caracteriza por apresentar concentrações médias de elementos terras raras de 166 ppm, com 156 ppm de elementos de terras raras leves (ETRL) e 10 ppm de elementos terras raras pesadas (Fig. 2.8). O grau de fracionamento médio baseado na razão La_n/Yb_n é de 19, além de anomalia negativa, com valores de Eu/Eu* = 0,35. Esses dados refletem relativo enriquecimento em ETRL com relação ao condrito, com razão média La_n/Sm_n = 9,60 e enriquecimento menor em ETRP, com razão média Gd_n/Yb_n = 1,08.



Figura 2.8: Padrões de fracionamento de elementos terras raras (ETR) normalizados em relação ao condrito C1(McDonough 1989), para granitos Nhandu e Novo Mundo e diques de rochas intermediárias a básicas.

O monzonito mostra anomalia negativa de Eu menos acentuada, em comparação ao sienogranito, e padrão de distribuição de ETR semelhante ao observado nas amostras de rochas máficas a intermediárias, estas praticamente sem anomalia de Eu, o que reforça a natureza menos evoluída desse monzonito (Fig. 2.8).

Amostras do granito Novo Mundo, em diagrama multi-elementar, normalizados com padrões do manto primitivo (Fig. 2.9), caracterizam-se por acentuadas anomalias negativas de P, Tie Sr, moderadas de Nb e Ba, e ausência de anomalia de Y e Yb.



No diagrama Rb *versus* Y+Nb (Pearce *et al.* 1984), indicativo de ambiente geotectônico (Fig. 2.10a), as amostras do granito Novo Mundo estão posicionadas no campo dos granitos gerados em contexto de arcos magmáticos, com algumas amostras adentrando para o campo dos granitos sin-colisionais.



Figura 2.10: Diagramas indicativo de ambiente tectônico de colocação dos granitos da região Peixoto de Azevedo - Novo Mundo. Figura a: Diagrama Rb x Y + Nb. Indicativo de ambiente tectônico de colocação de granitos. Pearce et.al. (1984); Pearce (1996) Figura b: Diagrama indicativo de região fonte para magmatismo colisional (Harris et al 1996). Figura c: Diagrama Zr+Nb+Ce+Y x (K,O+Na,O) / CaO. (Whalen et al 1987). (FG) Granitos Félsicos fracionados, (OGT) Granitos tipos I, S e M não fracionados. Composição média: Granitos Tipo - I, E Granitos Tipo - S felsicos, Granitos Tipo - S felsicos, Granitos Tipo - A.

No diagrama de Harris *et al.* (1986), baseado nos teores de Hf - Rb/30 - Ta*3, e indicativo da fonte do magma em sistemas colisionais, a composição deste granito se alinha em parte com os granitos do grupo I, com algumas amostras plotando no campo dos granitos do grupo III. Segundo esses autores os granitos do grupo I são pré-colisionais, enquanto os do grupo III são tardi-a pós-colisionais, sendo ambas intrusões de natureza cálcio-alcalina (Fig. 2.10b).

A disposição dos resultados analíticos do granito Novo Mundo no diagrama $(K_2O+Na_2O)/CaO \ versus Zr+Nb+Ce+Y$, de Whalen *et al.* (1987) evidência que este não se alinha com os típicos granitos tipo A e se distancia dos campos definidos para os granitos tipo M, I e S. Apesar das amostras desse granito variarem em um amplo intervalo, essas em parte posicionam-se no campo dos granitos félsicos fracionados (Fig. 2.10c).

Granito Nhandu

Souza *et al.* (1979) denominaram de Granito Nhandu "granitóides porfiroblásticos, isotrópicos, com fenoblastos ovóides de feldspato potássico imersos em uma matriz de composição granodiorítica a tonalítica". O único batólito mapeado por Souza *et al.* (1979) como granito Nhandu aflora ao longo do curso médio do rio homônimo (Fig. 2.3). Este corpo foi denominado pelo Projeto Alta Floresta (JICA/MMAJ 2001) de granito Gr III, sendo constituído por biotita monzogranito, datado por U-Pb em 1848 \pm 17 Ma.

Lacerda Filho *et al.* (2001; 2004) definiram o granito Nhandu como formado por granitos cálcio-alcalinos de alto potássio, do tipo I oxidado, representado por magnetita-biotita granito, de cor vermelha. Moreton & Martins (2003) descrevem no granito Nhandu uma fácies subvulcânica com granito e monzonito, fino porfirítico, bem como enclaves e sills de gabro e diorito, que segundo os autores é indicativo de atividade magmática bimodal.

Neste trabalho, o corpo individualizado como granito Nhandu, corresponde ao mesmo reconhecido por Souza *et al.* (1979). É um granito cinza, com gradações para cores creme a róseo, isótropo, leucocrático, equigranular grosso a porfirítico. Os fenocristais de feldspato alcalino (3 a 4 cm) são de cor creme, sub-euedrais, zonados com inclusões de plagioclásio e biotita. A composição modal dominante é de monzogranito com biotita fina disseminada (<5%), com encraves ovalados de diorito e diques de micro-granito. Localmente ocorre biotita granodiorito, com fenocristais de feldspato potássico e monzogranito com textura rapakivi.

No mapa geológico (Fig. 2.3) é possível verificar que o contato que delimita a borda N-NE do batólito mapeado como granito Nhandu, coincide com o traçado de antigas zonas de cisalhamento que afetaram o embasamento no seu entorno.

O granito Nhandu é metaluminoso a peraluminoso (Fig. 2.5a), alcali-cálcico (Fig. 2.5b) a cálcio-alcalino (Figs. 2.5b e 2.5c), de médio K (Fig. 2.5d) e enriquecido em FeO_{tot} (Fig. 2.5e). Sua composição química média mostra SiO₂ = 72,5%, Al₂O₃ = 13,7%, Na₂O=3,6%, K₂O=4,7%, CaO=1,4% e MgO = 0,49%, assim como razões medias K₂O/Na₂O = 1,31; K/Rb = 208; Rb/Sr = 1,09 e Ga/Al₂O₃ = 1,09 (Tabela 2.2).

Nos diagramas de Harker (Fig. 2.6) e nos diagramas de correlação geoquímica (Fig. 2.7) o granito Nhandu se apresenta geralmente em uma posição intermediária no alinhamento definido pelos granitos Peixoto e Novo Mundo.

O granito Nhandu apresenta padrão de distribuição de terras raras semelhante a do granito Novo Mundo, entretanto mostra maior enriquecimento em ETR (335 ppm) que o granito Novo Mundo (166 ppm), conforme Figura 2.8. O grau de fracionamento baseado na razão $La_n/Yb_n =$ 11,63 pode ser considerado médio e a anomalia negativa de Eu/Eu* = 0,27 é similar a do Granito Novo Mundo. Nota-se, ainda, relativo enriquecimento em ETRL com relação ao condrito, com razão média $La_n/Sm_n = 4,38$ e enriquecimento menor em ETRP, com razão média $Gd_n/Yb_n =$ 1,45.

De forma similar ao granito Novo Mundo, o granito Nhandu caracteriza-se por acentuadas anomalias negativas de Sr, Ti e P; moderadas de Nb e Ba, e ausência de anomalia de Y e Yb (Fig. 2.9). Esses dados sugerem condições de moderada a baixa pressão para a geração desses granitos, segundo critérios propostos por Wyborn (2003).

Em diagramas Rb *versus* Y+Nb, indicativo de ambiente geotectônico, o granito Nhandu estende-se entre o campo dos granitos de arcos magmáticos (VAG) e dos intraplaca (WPG), porém dentro do limite estabelecido para os corpos pós-colisionais (Fig. 2.10a).

No diagrama [Hf - Rb/30 - Ta*3], indicativo da fonte do magma em sistemas colisionais, esse granito se alinha com os granitos do tipo I, intrusões cálcio-alcalinas, pré-colisionais (Fig. 2.10b). No diagrama (K_2O+Na_2O)/CaO x Zr+Nb+Ce+Y (Fig. 2.10c), esse granito alinha-se relativamente com o campo dos granitos tipo A.

Granito Peixoto

Esse granito aflora nas proximidades da cidade de Peixoto de Azevedo (MT), constituindo um corpo de dimensão batolítica intrusivo em rochas do embasamento (Fig. 2.3). O granito Peixoto compreende biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, de cores cinza a localmente cinza-rosadas, leucrocráticos, isotrópicos, equigranulares de granulação média a porfirítico, com cristais centimétricos de plagioclásio zonado, geralmente com os núcleos mais cálcicos saussuritizados. Nos termos porfiríticos, com matriz de composição monzogranítica, é comum a presença de encraves alongados de diorito.

Localmente, notam se matacões com orientação de minerais máficos e rochas com bandamento composicional, entre biotita granodiorito a biotita tonalito, com fenocristais de feldspato potássico orientados e diques de diorito boudinados. Ao microscópio nas amostras com leve orientação, observam-se grãos de quartzo recristalizados, com sub-grãos, lamela s de geminações do plagioclásio, palhetas de biotita com clivagens arqueadas e feldspato com as bordas fraturadas. As feições citadas, perceptíveis principalmente na forma de bandas de cisalhamento de natureza dúctil-rúptil, estão associadas a eventos deformacionais, que ainda não foram devidamente posicionados no tempo geológico.

A mineralogia essencial é representada por oligoclásio, andesina, pertita, ortoclásio, microclínio pertítico, quartzo e biotita. Como acessórios ocorrem biotita, hornblenda, titanita, apatita e zircão. A titanita, por vezes alterada para leucoxênio, ocorre na forma de cristais idiomórficos ou como inclusões em hornblenda e biotita, por vezes associada à magnetita.

O granito Peixoto é metaluminoso a levemente peraluminoso (Fig. 2.5a), álcali-cálcico a cálcio-alcalino (Fig. 2.5b e 2.5c), de médio potássio (Fig. 2.5d). No diagrama FeOt / (FeOt + MgO) versus SiO₂ (Fig. 2.5e) esse granito posiciona-se no campo dos granitos mais ricos em magnésio, segundo Frost *et al.* (2001), admitidos para granitos relacionados a processos orogênicos.

2.5 GEOCRONOLOGIA U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd

Idades em monocristais de zircão foram obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação em amostras de gnaisses do Complexo Xingu, Granito Novo Mundo e Granito Peixoto. Uma amostra de gnaisse do Complexo Xingu foi datada pelo método UPb em zircão, uma amostra de monzonito do granito Novo Mundo foi datada por SHRIMP (U-Pb zircão) e seis amostras de granitos e diques (andesíticos e diorito) foram analisadas para Sm-Nd (Fig. 2.3 e Tabela 2.3).

Complexo Xingu

Uma amostra do gnaisse tonalítico, localmente migmatítico, denominado Gavião (PXT 101) foi selecionada para datação pelo método Pb-Pb (evaporação). Os zircões datados foram obtidos da banda mesocrática (paleossoma) e mostraram predomínio de formas prismáticas bipiramidais, típicas de zircão ígneo, com eixo maior de comprimento entre 0,15 e 0,5 mm. Esses cristais em maior parte são límpidos e translúcidos, sendo raros os grãos com arestas arredondadas e feições de sobrecrescimento. Os zircões do gnaisse Gavião apresentaram uma idade média de 2816 ±4 Ma (2s e USD=2,65) com base em 200 blocos de razões isotópicas 207 Pb/ 206 Pb (Fig. 2.11). Outra amostra do gnaisse Gavião com bandamento mais homogêneo apresentou idade T_{DM} = 2,65 Ga e ϵ Nd (1984 Ma) = – 4,35 (Tabela 2.3), indicando idade arqueana e natureza predominantemente crustal das fontes destas rochas.



Etapas de aquecimento



Blocos de razões isotópicas da 1ª etapa de evaporação eliminados por apresentarem desvio > 2s.

Tabela 2.3: Dados isotópicos Sm-Nd de gnaisses. granitos e rochas básicas a intermediarias da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo (MT).										
Amostras	Domínio / Tipo rocha	Sm	Nd (ppm)	147Sm/ 144Nd	143Nd/144Nd	eNd(0)	TDM (Ga)	T (Ga)	e (T)	
	Complexo Xingu	(ppm)								
AJ 27	gnaisse Gavião	3,875	20,219	0,1159	0,511361+/-11	-24,9	2,62	1,984	-4,35	
NM 41	gnaisse Alto Alegre	22,05	54,376	0,2452	0,511121+/-18	-29,6	nd	1,984	nd	
	Granito Novo Mundo									
RJK F2 137,50	Sienogranito	7,433	43,372	0,1036	0,511046+/-12	-31,05	2,76	1,964	-7,62	
RJK F5 50,37	Monzonito	5,815	33,361	0,1054	0,511229+/-7	-27,48	2,55	1,956	-4,58	
	Diques									
RJK F4 103	Diorito	7,613	44,835	0,1026	0,511607+/-11	-20,12	1,96	1,964	3,64	
RJK F9 116,35	Andesítico	2,818	15,729	0,1083	0,511506+/-10	-22,08	2,21	1,964	0,25	
Obs.: nd- valores não determinados.										

O gnaisse proveniente da localidade conhecida como Alto Alegre (amostra NM 41), com bandamento fino, forneceu zircões com formas prismáticas curtas (0,1-0,3 mm) e com uma população de cristais denotando sobrecrescimento. O alinhamento dos pontos é excelente quando lançado no diagrama de concórdia, o que adicionado de um ponto concordante, garante uma boa precisão para a idade obtida.



Figura 2.12: Diagrama convencional de concórdia U - Pb em zircão mostrando regressão dos dados analíticos para gnaisse do Complexo Xingu (amostra NM 41).

Os cristais selecionados dessa amostra (NM 41) datados pelo método UPb em zircão forneceram uma idade no intersepto superior de 1984 ± 7 Ma (Fig. 2.12). Em principio esses gnaisses foram mantidos no Complexo Xingu, apesar da idade do gnaisse Alto Alegre indicar que um evento mais jovem deve ter afetado este embasamento dito heterogêneo.

Granito Novo Mundo

Quatro amostras do granito Novo Mundo foram datadas por Pb-Pb por evaporação, todas provenientes da porção centro-sul do corpo (Fig. 2.3). Dessas amostras, duas são de sienogranito, obtidas de testemunhos de sondagem do depósito aurífero Luizão (FNV4-120,30 e FNV2-91,8) e duas de afloramentos, de sienogranito (NM-15) e monzogranito (AJ-33).

Os cristais de zircão selecionados de amostras de sienogranito mostram formas prismáticas bipiramidais, curtas (0,1 a 0,2 mm) e arredondadas. Alguns grãos são relativamente límpidos, porém a maioria se apresenta em diferentes estágios de metamictização, mas mantendo as características de zircão ígneo, levemente zonados, porém sem feições de sobrecrescimento.



Etapas de aquecimento



Blocos de razões isotópicas da 1ª etapa de evaporação eliminados por apresentarem desvio >2s. Blocos de razões isotópicas utilizadas no calculo da idade

Blocos de razões isotópicas da 2^a etapa eliminados por apresentar razão ${}^{204}Pb/{}^{206}Pb > 0,0004$.

Em função da similaridade entre as idades apresentadas pelos cristais das três amostras de sienogranito, calculou-se uma idade média Pb-Pb de 1964 ±1 Ma (2s e USD=0,81) resultante da integração das 6 melhores idades individuais e de 110 razões isotópicas (Fig. 2.13).

Um cristal de uma das amostras de sienogranito mostrou uma idade de 1984 ±3 Ma, que foi interpretada como herdado de unidades mais antigas.

A partir do monzogranito (AJ-33) separaram se cristais de zircão com formas de prismas e tamanho de 0,2 a 0,3 mm. Os grãos apresentam faces piramidais arredondadas, relativamente límpidos, alguns com zonação magnática preservada e raros metamícticos. Apesar da relativa variação mos dados analíticos, os resultados permitiram estabelecer uma idade Pb-Pb de 1970 \pm 3 Ma, a partir de 3 cristais que forneceram 60 razões isotópicas (2s e USD=0,68) (Fig. 2.14).

As idades Pb-Pb obtidas no granito Novo Mundo de 1964 ± 1 Ma, em sienogranito da porção mais central e de 1970 ± 3 Ma, no monzogranito da borda sul do corpo, foram interpretadas como representativas do intervalo de cristalização deste granito.



Figura 2.14. Diagrama idade versus etapas de aquecimento de monzogranito pertencente ao granito Novo Mundo, Província Aurífera Alta Floresta.

Blocos de razões isotópicas utilizadas no calculo da idade

Blocos de razões isotópicas da 1ª etapa de evaporação eliminados por apresentar desvio > 2s.

Blocos de razões isotópicas da 2^a etapa eliminados por apresentar razão ${}^{204}Pb/{}^{206}Pb > 0,0004$.

O sienogranito (amostra FNV2-137,50) apresentou uma idade $T_{DM} = 2,76$ Ga e ε Nd (1964 $_{Ma)} = -7,62$. O monzonito (FNV5-50,37) apresentou uma idade $T_{DM} = 2,55$ Ga e ε Nd (1956 $_{Ma)} = -4,58$ (Tabela 2.3). As idades modelo T_{DM} do granito Novo Mundo sugerem que a fonte geradora do fundido que originou o granito é arqueana, enquanto os valores negativos de ε Nd (t) e a razão 147 Sm/ 144 Nd (Tabela 3) indicam que a fonte tem importante contribuição crustal. A variação observada nas idades modelo Sm-Nd, provavelmente decorre da heterogeneidade das fontes que geraram o magma granítico.

Uma amostra de monzonito (FNV5-50,37) proveniente de testemunho de sondagem também da porção mais central e proximal das mineralizações auríferas, foi datada por SHRIMP (U-Pb zircão). Os zircões datados apresentaram-se fragmentados, em geral com formas anedrais, fraca zonação oscilatória, com alguns núcleos presentes, porém sem feições de sobrecrescimento.

Os dados U-Pb apesar de serem em parte discordantes tendem a definir um alinhamento ao longo da discórdia, com intercepto superior na curva concórdia fornecendo uma idade média ²⁰⁶Pb/²³⁸U de 1956 ±12 Ma, com MSWD=1,7 (Fig. 2.15). Os zircões analisados foram considerados ígneos e esta idade interpretada como de cristalização da fácies monzonito do granito Novo Mundo.



Figura 2.15: Diagrama concórdia para o monzonito - FNV5-50,37 (Granito Novo Mundo)

Granito Peixoto

Uma amostra de biotita monzogranito (AJ-118) deste corpo foi datada por Pb-Pb (método evaporação de zircão). Os cristais de zircão separados mostraram formas bipiramidais, com prismas longos e límpidos, zonados (0,3 a 0,5 mm) e outros, formas bipiramidais curtas, arredondadas, com tamanho entre 0,2 e 0,4 mm, translúcidos, fraturados e em diferentes graus de metamictização.

A idade obtida a partir de 288 razões isotópicas provenientes da análise de 7 cristais de zircão foi de 1792 ± 2 Ma (2s e USD=1,73) (Fig. 2.15). Essa idade é interpretada como correspondente à idade de cristalização deste granito, o que implica em excluir este granito da suíte intrusiva denominada Granito Juruena, conforme inicialmente proposto por Paes de Barros (1994), bem como da Suíte Intrusiva Matupá, conforme proposta mais recente de Lacerda Filho *et al.* (2004).



Figura 2.16: Diagrama idade versus etapas de aquecimento para o Granito Peixoto, região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, Província Aurífera Alta Floresta.

Blocos de razões isotópicas utilizadas no calculo da idade

d Blocos de razões isotópicas da 1^a etapa de evaporação eliminados por apresentar desvio > 2s.

2.6. DISCUSSÃO

2.6.1 Embasamento da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo.

As colunas estratigráficas apresentadas na Tabela 2.4 sintetizam o nível atual de entendimento e de compartimentação das principais associações litológicas, sobretudo das assembléias graníticas, e estabelece um paralelo entre as unidades litológicas propostas para æ províncias auríferas Tapajós (PA) e Alta Floresta (MT).

Prin	ncipais unidades geológi rífera Tapajós - PA.	Principais unidades geológicas da Província Aurífera Alta Floresta - MT						
Unidade Geológica		Idade (Ma)	Fontes para Datação	Unidade Geológica		Idade (Ma)	Fontes para Datação	
Granito Maloquinha		1870 ±4	1	Grupo Ben	Grupo Beneficente		<1714 U-Pb	7
Granito Rosa de Maio		1879 ±11	1			1700 - 1300 Pb-Pb	6	
Granito Batalha		1883 ±4	1	Suite	Granito	Tp 1		
	Formação Aruri	1877 ±4	4	vulcano	Pires	Tp 3	1757 ±16 U-Pb	3
Grupo	Formação Salustiano	1870 ±8 -1880 ±2	3 - 7	plutônica	Sedimo	entos Sul		
Inn	Formação Bom Jardim	1888 ±7 -1893 ±5	4 - 8	plantin	Tufos	Sul		
Suite Ir	utrusista Ingarana	1893 ±3	6	Teles	Vulcânicas		1760 -1800 U-Pb	
Sune intrusiva ingarana		1887 ±3	4	Pires	Teles P	ires		4
Granito Parauari		$1883 \pm 3 - 1893 \pm 2$	3 - 4	Básicas Indiferenciadas 📑				
Granito São Jorge Jovem		1891 ± 3	5	Granita Paivata		1702 + 2 Ph Ph	1	
Seq. Vulc. Moraes Almeida		$1875 \pm 4 - 1890 \pm 6$	1	Granito Peixoto		1/92 ±2 F0-F0	1	
Granito São Jorge Antigo		1981±2 - 1983±8	5	Granito Nhandu		1848 ±17 U-Pb	3	
Saa Vola Vila Diaainka		2000 - 1998	5	Granito Matupá		1872 ±12 Pb-Pb	2	
Granito Creporizão		1997±3 - 1957±6	3-4	Granito Novo Mundo		1970 - 1964 Pb-Pb	1	
		1968 ±7	9	Granito Santa Helena Antigo		1986 ±6 Pb-Pb	8	
Complexo Cuiú-Cuiú		2033 ±7 - 2011 ±23	1-3	Zonas de Cisalhamento Dúctil		1009 ± 1 Db Db	0	
Grupo Jacareacanga		2125 - 2106	1-2	Granitoides do Embasamento Complexo Xingu		2816 +4 Pb-Pb	8	
1. Santos 4-Klein e 7-Bahia e	et al. (2000); 2 Ferreira et. / Vasquez (2000); 5-Lamarão quadros (2000); 8- Almeida	 (2000); 3-Vasquez e Kl et al. (2002); 6-Quadros et et al. (2000); 9- Santos et al. 	ein (2000); al. (1999); al. (2004)	Referências: 1- Este trabalho: 5- Santos (2000);	2- Moura (1 6-Leite e Saes	998); 3- (2003);7	JICA/MMAJ (2000); 4- J - Rizzotto et al. (2002); 8- N	rinho (2002 lão Publicad

Tabela 2.4: Principais unidades geológicas e idades, comparativo das PAT (PA) e PAAF (MT)

Um dos pontos críticos para o entendimento da evolução da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), tendo a região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo como referência, diz respeito ao estabelecimento dos limites da Província Amazônia Central (PAC). Nota-se no mapa de domínios geológicos, que o limite dos terrenos tipo TTG (Fig. 1.2), representativos de crosta arqueana se estendem segundo uma faixa de direção aproximada norte - sul, enquanto as províncias geocronológicas (Tassinari e Macambira 2004) e geológicas (Santos 2000), interpretadas como acrescidas a esse núcleo cratônico, estão estruturadas segundo direções NW a

W-NW. Essa diferença de traçado pode refletir o estágio embrionário do conhecimento geológico da região, porémé sugestivo para se estabelecer um novo traçado para o limite oeste da PAC.

Na região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo são poucas as datações disponíveis e mais raro ainda obter exposições de rochas gnáissicas, admitidas como pertencentes ao Complexo Xingu. A Idade de 2816 ±4 Ma (Pb-Pb zircão) obtida de paleossoma do gnaisse Gavião, os dados Sm-Nd desse gnaisse indicando idade $T_{DM} = 2,65$ Ga e ϵ Nd (1984) = -4,35 (Tabela 2.3), assim como a idade de 1984 ±7 Ma (U-Pb zircão) obtida para o gnaisse Alto Alegre (Fig. 2.3) sinalizam a presença de um embasamento heterogêneo, que incorpora porções de crosta arquena. Dessa forma, optou-se por correlacionar o embasamento da região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo ao Complexo Xingu.

O monzogranito e o sienogranito da porção sul do granito Novo Mundo, datados por Pb-Pb (método evaporação de zircão), apresentaram idades 1970 ±3 Ma (USD=0,68) e 1964 ±1 Ma (USD=0,81) Ma, respectivamente. Uma amostra de sienogranito apresentou uma idade T_{DM} = 2,76 Ga e ɛNd (1964) = -7,62. Um monzonito, também da porção sul do corpo, apresentou idade U-Pb (SHRIMP) de 1956 ±12 Ma (MSWD=1,7), idade T_{DM} = 2,55 Ga e ɛNd (1956) = -4,58.

Esses dados indicam uma 6nte predominantemente crustal e arqueana para o granito Novo Mundo. Por sua vez, as feições estruturais sugerem condições de colocação tardi a póstectônica compatível com os padrões geoquímicos observados, ou seja, de um granito cálcioalcalino, altamente fracionado, com assinatura similar a granitos de arco vulcânico pós-colisional (cf. Pearce *et al.* 1984, Fig. 2.10). Esse conjunto de dados revela, pelo menos localmente, que a geração de crosta ocorreu ainda no Arqueano, ou seja, é mais antiga que as idades referendadas para a Província Ventuari-Tapajós, gerada entre 1,95-1,8 Ga (Tassinari e Macambira 1999).

Dados adicionais como (a) cristal de zircão proveniente do granito Novo Mundo (NM-15), com idade de 1984 ±3 Ma, interpretado como herdado de unidades mais antigas; (b) idades Pb-Pb em zircão obtidas para o granito Santa Helena Antigo (1986 ±6 Ma) e granito Santa Helena Jovem (1967 ± 6 Ma), intrusivos em um granitóide do embasamento com idade 1998 ±1 Ma (USD=0,67), cf. Paes de Barros *et al.* (dados não publicados); (c) ortognaísse, a norte da cidade de Alta Floresta datado em 1992 ±7 Ma (U-Pb SHRIMP), (Oliveira & Albuquerque 2003); e (d) diques múltiplos de composição andesítica (FNV9-116,35) associados ao granito Novo Mundo com uma população de zircões, provavelmente herdados, de idade 1993 ±5 Ma (U-Pb SHRIMP), cf. Paes de Barros *et al.* (dados não publicados), sugerem que o intervalo entre 1984 Ma e 1998 Ma pode indicar um período importante para a evolução crustal da região, provavelmente de deformação, metamorfismo e magmatismo.

O citado intervalo (1984-1998 Ma) diverge temporalmente da fase orogênica da Província Ventuari - Tapajós (1,95-1,8 Ga), admitida por Tassinari & Macambira (1999, 2004) como responsável pela formação de terrenos granito-gnáissicos, gerados a partir de processos de diferenciação mantélica, que ocorreram pouco tempo antes da formação dessas rochas, caracterizando a atuação de um arco magmático.

Além do aspecto temporal, existem outras evidências que não se coadunam com o modelo acrescionário juvenil proposto, sobretudo para a região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo. Neste contexto, os seguintes aspectos merecem reflexão:

 a) Os terrenos gnáissicos são restritos e a deformação perceptível é concentrada em zonas de cisalhamento, não se conhecendo até o momento complexos metamórficos, nem terrenos de alto grau;

b) No caso de um modelo acrescionário, associado a uma margem continental ativa, algumas questões carecem de melhor esclarecimento. Onde estava a outra massa cratônica a oeste da PAC? Se a presumível massa continental a oeste da PAC era pouco desenvolvida ou distante, subentende-se uma maior participação de crosta oceânica no processo, eventualmente com formação de arcos e bacias. Nesse contexto, onde estão os registros dos arcos vulcânicos, ou mesmo possíveis fragmentos da litosfera oceânica subductada?;

c) A relativa contemporaneidade do arco magmático Juruena (1,85 e 1,75 Ga) e do orógeno Jauru (1,79-1,75) ambos nos limites temporais da PRNJ (1,8-1,55 Ga), porém separados por uma distância da ordem de 700 km, sugere a existência de fragmentos de crosta antiga separando esses cinturões;

d) No caso da existência de outra massa continental, com a zona de acresção evoluindo para uma tectônica colisional, indaga-se onde estão as associações representativas do magmatismo sin-colisional, caso de granitos aluminosos formados durante períodos de espessamento crustal, e os gnaisses, resultantes da anatexia de massas sedimentares?; e

e) O granito Novo Mundo (1970-1964 Ma), cálcio-alcalino, tardi-tectônico, gerado a partir de uma fonte crustal arqueana, possui idade incompatível com os limites temporais propostos para a PVT (1,95-1,8 Ga), bem como para o arco magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga), proposto por Souza *et al.* (2004).

Apesar de restritos, os gnaisses com intercalações de anfibolitos e mega-enclaves de supracrustais e os granitóides de embasamento descritos na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo podem representar testemunhos de crosta arqueana retrabalhada. No entanto, as idades obtidas nesses gnaisses (1984 ±7 Ma e 1992 ±7 Ma) sugerem uma correlação temporal, ou mesmo um registro, ainda que localizado, dos estágios finais da tectônica relacionada à evolução do orógeno Mundurucus (arco Cuiú-Cuiú) reconhecido na Província Tapajós, bem como do granito Novo Mundo com os granitos da suíte Creporizão.

Esta correlação significaria admitir um evento acrecionário para a região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo, similar ao de um arco continental, contemporâneo ao arco Cuiú-Cuiú, porém, e provavelmente, com menor contribuição de material juvenil. Registra-se ainda, que este possível arco não evoluiu para uma tectônica colisional, isto posto, que os granitos reconhecidos na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, alguns desses abordados em diferentes níveis neste trabalho (Novo Mundo, Matupá, Nhandu, Peixoto e Teles Pires), não tipificam um contexto colisional.

Entretanto, apesar das idades obtidas nos gnaisses sugerir atuação de evento acrescionário entre 1998 e 1984 Ma, o conjunto de dados apresentados favorece a hipótese que a região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo já constituía um fragmento de crosta relativamente estável à época de colocação do granito Novo Mundo (1970-1964 Ma) e que a granitogênese subseqüente, deve provavelmente representar registro de processos ocorridos à margem desse terreno.

2.6.2. Comparação com a Província Tapajós e Arco Juruena.

Na região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo os dados geocronológicos em zircões e isótopos de Nd em rocha-total demonstram a existência de crosta continental com idade arqueana (Fig. 2.17). As idades $T_{DM} > 2,4$ Ga corroboram a tese de que o embasamento dessa região tem uma assinatura isotópica diferente, seja da Província Tapajós, onde predominam idades $T_{DM} < 2,2$ (Sato 1998, in Pimentel 2005), como da região mais a sudoeste, ou seja, do arco magmático Juruena, compreendendo os complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, com idade modelo $T_{DM}=2,1$ Ga e idade U-Pb entre 1,85 e 1,75 Ga (Souza *et al.* 2004).

A constatação de que alguns granitos da região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo têm idades $T_{DM} > 2,3$ e valores ϵ Nd (t) entre -2,7 e -4,3 (Moura & Botelho 2002; Lacerda Filho *et al.*

2001), corrobora a tese de que o embasamento dessa região tem uma assinatura isotópica (Sm-Nd) diferente da Província Tapajós.

Apesar das similaridades e mesmo da presumível continuidade com a Província Tapajós, a geologia da região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo diverge desta, principalmente nas idades das associações graníticas e vulcânicas, correlatas, (Tabela 2.4) e assinaturas Sm-Nd dos respectivos embasamentos (Fig. 2.17).



Dessa forma, interpreta-se a região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo como um terreno peri-cratônico que tem uma evolução distinta, quer da contígua Província Tapajós, com seu orógeno Mundurucus (2040-1957 Ma) ou arco Cuiú-Cuiú (2033-2005 Ma), assim como do terreno gerado a partir do arco magmático Juruena (1,85 e 1,75 Ga). Uma hipótese é de que essa região represente um fragmento de crosta continental (terreno Peixoto) limitado por descontinuidades estruturais, que foi acrescido ao cráton Amazônico quando da consolidação da Província Amazônia Central (PAC).

De modo similar à Província Tapajós, o padrão estrutural da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo é marcado principalmente por estruturas orientadas segundo a direção NNW que definem sistemas de cisalhamento dúctil, com movimentação predominante transcorrentes e sinistrógira, e que provavelmente exerceram um papel relevante no controle da colocação de inúmeras intrusões graníticas, em especial do granito Novo Mundo.

As idades obtidas para o granito Novo Mundo (1970 ± 3 Ma e 1964 ± 1 Ma) podem ser correlacionadas temporalmente ao magmatismo que gerou a Suíte Intrusiva Creporizão (1957 ± 6

Ma a 1997 ± 3 Ma) na Província Tapajós (Tabela 2.4). Outra característica comum entre os granitos Creporizão e Novo Mundo são as texturas deformacionais e feições estruturais que indicam condições análogas de alojamento, sujeito a campo de tensões cisalhantes.

O entendimento é que essas estruturas cisalhantes representem os estágios finais de um evento compressivo, com componente transpressivo. Não há idades confiáveis para essas estruturas, entretanto alguns autores as associam aos estágios finais do evento Transamazônico (2,2 e 1,95 Ga), (Dardenne & Schobbnhaus 2001). De forma análoga, Vasques *et al.* (2001) associaram o alojamento de granitos da Suíte Intrusiva Creporizão (1997 - 1957 Ma), na Província Tapajós, às zonas de cisalhamento transcorrentes, que marcam, segundo esses autores, o estágio pós-colisional do arco Cuiú-Cuiú (2033 - 2005 Ma).

2.6.3. Granitogênese

O mapeamento geológico, subsidiado pelos dados geocronológicos, permitiram propor um ordenamento estratigráfico (Fig. 2.3), assim como individualizar a unidade granitóides do Embasamento e três corpos de granitos, Novo Mundo, Nhandu e Peixoto (Fig. 2.3).

Os diagramas geoquímicos utilizados para a classificação desses granitos (Fig. 2.5) evidenciam, de forma geral, um contínuo químico, porém sem caracterizar trendes específicos. A princípio, uma correlação temporal não procede, posto que além da significativa diferença de idade entre esses granitos (Tabela 2.4), nota-se que o granito Peixoto, menos evoluído e cálcio-alcalino, é mais jovem que o granito Novo Mundo, mais evoluído e fracionado. Entretanto, a disposição relativa desses corpos cm relação a geometria do arco Juruena, permite considerar uma fonte relativamente comum para os mesmos, provavelmente em contextos de reologia crustal e de colocação distintos.

O alinhamento das amostras dos granitóides do Embasamento e dos granitos Novo Mundo (1970 Ma), Nhandu (1848 Ma) e Peixoto (1792 Ma) nos diagramas de Harker (Fig.2.6) evidência muma correlação negativa dos elementos maiores e de alguns elementos traço (Ba e Sr) com SiO₂. Por outro lado, esses granitos mostram uma correlação positiva do K₂O, sugerindo um enriquecimento contínuo desse elemento com os teores de SiO₂. Essas tendências observadas são características de series cálcio-alcalinas e sugerem uma evolução geoquímica de magmas me nos evoluídos, de baixo-K, representado pelo s tonalitos dos granitóides do Embasamento, até termos evoluídos e extremamente diferenciados, de alto potássio, caso do granito Novo Mundo. Nos diagramas Rb/Sr versus SiO₂ e K/Rb versus SiO₂, indicativos da evolução e de tendências de diferenciação do magma (Fig. 2.7) a disposição desses granitos também se dá em direção a termos cada vez mais evoluídos, não obstante as diferenças de idades.

O enriquecimento em Sr nos granitóides do Embasamento e no granito Peixoto, ambos com termos variando entre tonalito, granodiorito e granito, refletem provavelmente o fracionamento de fases minerais como plagioclásio, hornblenda e biotita, presentes nessas rochas. Por outro lado, a natureza cálcio-alcalina e dominantemente metaluminosa (Fig. 2.5), as elevadas concentrações de Sr, CaO, Na₂O e TiO₂ (Fig. 2.6 e 2.7) e o empobrecimento em Rb, observado nesses dois granitos, quando comparado com os granitos tardi - a pós-tectônicos (Novo Mundo e Nhandu), indicam afinidade com granitos do tipo I, sugerem um vincúlo com processos formadores de orógenos, e provável origem a partir do manto. A estreita associação entre gnaisses e granitóides do Embasamento (Fig. 2.2), além da presença nesses granitóides de feições texturais e estruturais características de corpos sin-tectônicos, sugere que essas rochas devem ter sido geradas entre 1984-1998 Ma, admitido como de referência para o período de deformação e metamorfismo dessas rochas.

O granito Novo Mundo (1970 - 1964 Ma), por sua vez, reflete condições de alojamento típica de um corpo tardi-tectônico, porém ainda sujeito a um campo de tensão. Os padrões nos diagramas geoquímicos (Fig. 2.5, 2.7 e 2.8) evidênciam ser um granito evoluído e fracionado, enquanto os padrões observados no diagrama de variação de elementos normalizado segundo o manto primordial (Fig. 2.9) sugere similaridade com granitóides do cinturão *Lachlan* interpretados como típicos fundidos crustais (Chappell & White 1992) e com a média dos granitóides gerados em arcos continentais maturos (Brown *et al.* 1984). Ainda, com base em critérios estabelecidos por Chappell & White (1974, 2001) o granito Novo Mundo mostra semelhanças com granitos tipo I pela sua natureza cálcio-alcalina a subalcalina, associação com intrusivas básicas e vulcânicas andesíticas e titanita como fase acessória, bem como com granitos tipo S, pela ausência de encraves microgranulares e restitos, ausência de hornblenda e biotita, teores altos de K₂O (5,6-7,1 %), médios de Rb (197-222 ppm) e baixos de Sr (53-103 ppm).

Esse conjunto de dados, somado as evidências petrográficas, indicam que o Granito Novo Mundo cristalizou por fracionamento, o que sugere semelhanças com os granitóides altamente fracionados cristalizados próximo ao do mínimo granítico, estudados por Chappell & White (2001). O incremento de feldspato potássico e a relativa ausência de minerais máficos na moda dos granitos Nhandu e Novo Mundo indicam que durante a cristalização desses granitos o fundido foi empobrecido em Ba e Sr e enriquecido em Rb e K (Fig. 2.7). Esta hipótese se coaduna com os padrões de distribuição de ETR (Fig. 2.8) sugerindo um líquido com plagioclásio residual ou plagioclásio como fase fracionada na câmara magmática.

Neste contexto, o granito Nhandu (1.848 Ma) apesar de sua natureza cálcio-alcalina (Fig. 2.5), apresenta localmente textura rapakivi e aparece em diagramas indicativos de ambiente tectônico com padrões similares aos granitos tipo A (Fig. 2.10c). O padrão de distribuição e a concentração de ETR do granito Nhandu é similar ao dos granitos Maloquinha (Vasquez *et al.* 2002) e Batalha (Juliani *et al.* 2002). De forma análoga, Lamarão *et al.* (2002) reportaram que os granitos Maloquinha apresentaram-se em alguns diagramas como do tipo intraplaca ou tipo A, porém em outros mostraram características químicas ambíguas. Esta constatação sugere similaridade com os padrões observados para o granito Nhandu, e permite interpretá-lo como um granito gerado em condições de crosta relativamente estável, semelhante às admitidas para o granito Maloquinha.

O granito Peixoto (1792 Ma) representa uma série magmática mais expandida, e provavelmente está associado à evolução do arco magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga), exposto na porção sudoeste da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), o que é compatível com sua natureza, idade e posicionamento geotectônico.

Para autores como Vasquez *et al.* (2001), Santos *et al.* (2001) e Klein *et al.* (2001) a Suíte Granítica Maloquinha (1893 a 1870 Ma) representa um magmatismo alcalino, com alto potássio, típico de ambiente extensional, que marca o início do estágio cratônico na Província Tapajós. Na Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) a granitogênese cálcio-alcalina orogênica, associada a evolução do arco Juruena, pode ter se estendido até a colocação do granito Peixoto (1792 Ma), enquanto o granito Teles Pires, com 1757 Ma (Santos 2000), provavelmente marca o registro inicial da estabilização crustal do Terreno Peixoto.

2.6.4 Metalogênese

Embora as idades de formação dos depósitos auríferos da região de Peixoto de Azevedo -Novo Mundo ainda não tenham sido determinadas, vários trabalhos têm sugerido que a instalação de zonas de cisalhamento e a granitogênese paleoproterozóica devem ter tido papel relevante na formação das mineralizações de ouro (Paes de Barros 1994; Siqueira 1997; Moura 1998; Bizotto 2004; Abreu 2004, Souza *et al.* 2004). As zonas de cisalhamento como sistemas canalizadores de fluidos, enquanto a colocação e cristalização de granitos, principalmente como fonte termal, de metais e fluidos.

Na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo a disposição das mineralizações auríferas primárias (Fig. 2.3) evidência um alinhamento segundo a direção NW, estendendo-se da região garimpeira do Trairão, a norte, até o garimpo do Peru (Fig. 2.1). Esse alinhamento reflete principalmente a direção das zonas de cisalhamento, sobretudo, onde as estruturas de cisalhamento dúcteis interceptam terrenos granito-gnáissicos.

Em termos gerais é possível reconhecer três importantes estágios de geração de depósitos auríferos na PAAF, em especial no terreno Peixoto de Azevedo - Novo Mundo.

O estágio mais antigo encontra-se localmente representado por filões sinuosos e de maior porte, alojados principalmente em rochas do Complexo Xingu, com desenvolvimento de expressivas zonas de alteração hidrotermal e bandas miloníticas. Esse caso agrupa os filões conhecidos como Paraíba (N10W), Mineiro (N60-70W), Olerindo (N75W), Teto (E-W), Sede (N60W), Micharia (N10-20E), Melado (30-40E) e Domingos (N55W). Essa primeira geração de filões preenche sistemas de fraturas subordinadas e tardias com relação à evo lução das zonas de cisalhamento dúctil (Fig. 2.3), sem evidências de significativas rotações dos eixos deformacionais. Zircões retirados do veio de quartzo bandado e sulfetado, que constitui o minério principal do depósito de ouro do filão do Paraíba apresentaram uma idade Pb-Pb de 1979 \pm 3 Ma, obtida a partir de 3 idades individuais de cristais, que forneceram 76 razões isotópicas (cf. Paes de Barros *et al.* dados inéditos). Esta idade foi interpretada como a idade máxima dessa mineralização, posto que esses zircões, pela sua morfologia, provavelmente são herdados de rochas do embasamento granito-gnáissico.

O estágio intermediário se associa ao alojamento de corpos graníticos e tem como referência temporal o intervalo de idades dos granitos Novo Mundo (1970 - 1964 Ma), Santa Helena Jovem (1967 Ma, cf. Paes de Barros *et al.* dados inéditos) e Matupá (1870 Ma) e como exemplo os depósitos conhecidos como Novo Mundo, Santa Helena, Serrinha e Pezão. Esse estágio se caracteriza por mineralizações disseminadas em granitos e mostra similaridade com alguns depósitos da Província Aurífera Tapajós, associados aos granitos Batalha (1,88 Ga) e Parauari (1,83-1,87 Ga) (cf. Juliani *et al.* 2002; Santos *et al.* 2001).

O terceiro estágio compreende uma diversidade de pequenos corpos filoneanos, veios e *stockwork* reconhecidos principalmente em contextos de borda e cúpula de granitos do tipo Nhandu (1848 Ma), Peixoto (1792 Ma), bem como de outros granitos ainda não diferenciados, caso dos granitos que hospedam mineralizações auríferas nas regiões garimpeiras conhecidas como Trairão, Bonfim, Planeta, Pé Quente, Uru, Pé Frio, Tapajós e Pombo (Fig 2.1).

Granitos Teles Pires (1757 Ma), mantidos neste trabalho como parte da Suite Vulcâno-Plutônica Teles Pires, podem em tese representar um último evento de granitogênese com relevância metalogenética na Provincia Aurífera Alta Floresta (PAAF), porém não há registros de mineralizações auríferas associadas a esses granitos.

Considera-se ainda ser possível existirem mineralizações de ouro mais jovens, vinculadas a eventos tectônicos que imprimiram as estruturas de borda dos *grabens* do Cachimbo e Caiabis, e que têm como referência temporal as idades máximas definidas por Rizzotto *et al.* (2002) para o início da sedimentação dos grupos Beneficente (<1714 Ma) e Dardanelos (<1383 Ma), respectivamente.

Na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo nota-se que a borda do gráben do Cachimbo é marcada por uma importante zona de descontinuidade crustal (Fig. 2.1), que separa os terrenos granito gnáissicos, a sul, das seqüências vulcânicas (Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires) e sedimentares (Grupo Beneficente), a norte (Fig. 2.3). Este limite é marcado principalmente por sistemas de falhas transcorrentes, geradas em regime transpressivo. As principais mineralizações de ouro reconhecidas na borda desse grabén encontram-se hospedadas na zona de contato entre os referidos terrenos graníticos e vulcânicos (Fig. 2.1).

Outro aspecto metalogenético relevante a ser considerado pode ser extraído das conclusões acerca dos granitos proterozóicos australianos. Wyborn (2003) concluiu que esses granitos foram gerados sob condições de gradientes geotermais crustais elevados (>30°/km) e que os granitos mineralizados são de alta temperatura, empobrecidos em Sr, não empobrecidos em Y e enriquecidos relativamente em K, Th e U. O citado autor admite que os gradientes geotermais elevados requeridos para gerar estes granitos não podem ser produzidos por condução de calor do manto ou por influência de grandes intrusões máficas, e acredita ser plausível considerar uma fonte de calor radiogênica.

Esta interpretação de Wyborn (2003) para os granitos australianos tem fundamentação em pesquisas atuais sobre fluxo de calor e nos teores elevados de K, Th e U desses granitos.
Observação esta que se coaduna com os padrões gama-espectrométricos encontrados nos granitos tipo Novo Mundo e Matupá, mineralizados a ouro, que mostram assinatura geofísica característica de granitos enriquecidos em K, Th e U (Moura 2004).

2.7. CONCLUSÕES

As relações geológicas, juntamente com os dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos obtidos nesse trabalho permitem propor uma compartimentação dessa porção do Cráton Amazônico em três terrenos.

Terreno Tapajós, constituído pela seqüência vulcâno sedimentar do Grupo Jacareacanga (2,1 Ga), Complexo Cuiú-Cuiú (2,01 Ga) e Suíte intrusiva Creporizão (1,97-1,95 Ga). Estas associações vêm sendo reconhecidas como um orógeno, com modificações e sob denominações diversas (Santos *et al.* 2001; 2004; Vasquez & Klein 2000; Vasques *et al.* 2001; Ferreira *et al.* 2003 e Tassinari & Macambira 2004). Dados de Sm-Nd mostram que o embasamento do Tapajós tem uma assinatura isotópica marcada pelo predomínio de idades $T_{DM} < 2,2$ Ga (Sato 1998, Pimentel 2005, Santos *et al.* 2001).

Terreno Peixoto, que apesar das similaridades e mesmo da presumível continuidade com o Terreno Tapajós, diverge deste principalmente pela assinatura isotópica do seu embasamento (T_{DM} entre 2,3 - 2,6 Ga) e idade do vulcâno-plutonismo Teles Pires, entre 1,80 e 1,76 Ga (Fig. 2.2 e Tabela 2. 4). No terreno Peixoto não se observa complexos metamórficos, rochas gnáissicas são restritas e a deformação perceptível é concentrada em zonas de cisalhamento. Não se tem registro neste terreno de associações características de arcos vulcânicos, associado a margem continental ativa, nem granitos que tipifiquem uma tectônica colisional. Nesse terreno, a idade de 2.816 ±4 Ma (Pb-Pb zircão) obtida em paleossoma de ortognaisses, e idade de 1.984 ±7 Ma (U-Pb zircão) obtida em gnaisse tonalítico, indicam a existência de embasamento heterogêneo, em parte arqueano com idade T_{DM} = 2,65 Ga e ε Nd (t) = -4,35. O intervalo entre as idades obtidas para o gnaisse Alto Alegre 1.984 ±7 Ma (U-Pb zircão) e para o gnaisse Alta Floresta 1.992 ±7 Ma (U-Pb zircão), sugerem um período importante de deformação e metamorfismo, provavelmente associado a um evento acrescionario, ainda não devidamente documentado. Nesse terreno foram caracterizadas intrusões de granitos paleoproterozóicos, tardi-a pós-tectônicos, cálcio-alcalinos a subalcalinos, mapeados como dos tipos Novo Mundo, Nhandu, Peixoto e Teles Pires. **Terreno Alta Floresta**, corresponde em parte ao arco magmático Juruena descrito por Souza *et al.* (2004), com idade modelo T_{DM} de 2,1 Ga e idade U-Pb entre 1,85 e 1,75 Ga. Esses autores interpretam o Complexo Bacaeri-Mogno (ϵ Nd=+1,25) como um segmento da placa oceânica subductada.

Muito embora os dados Sm-Nd tenham se mostrado consistentes para indicar a existência desses três terrenos, além de explicarem de forma razoável a natureza do embasamento e a granitogênese do Terreno Peixoto, dúvidas ainda permanecem quando se tenta estabelecer os limites físicos e temporais e a natureza das suas relações, sobretudo entre o Arqueano e o Paleoproterozóico.

As idades U-Pb (1984-1992 Ma) obtidas para os gnaisses do Complexo Xingu na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo são plausíveis de correlação temporal às citadas para o orógeno Mundurucus (2,1-1,95 Ga), no Terreno Tapajós contíguo, ou ao evento Transamazônico (2,2 -1,95 Ga) nos limites da PAC. Por outro lado, (i) o retrabalhamento da crosta arqueana indicado pelos dados Sm-Nd dos gnaisses do Complexo Xingu e do granito Novo Mundo (Tabela 2.3); (ii) as exposições restritas de rochas poli-deformadas; (iii) a inobservância de idades representativas das fases de deformação e metamorfismo reportadas para o Complexo Cuiú-Cuiú (2005-2033 Ma); e (iv) a deformação concentrada em zonas de cisalhamento; sugerem que no Terreno Peixoto essa colagem correspondente aos eventos supracitados, provavelmente se desenvolveu sem acresção significativa, ou menos prova velmente, teve seu registro suprimido, em face ao nível de arrasamento do relevo.

A hipótese mais provável é de que o Terreno Peixoto já constituía um fragmento de crosta relativamente estável que foi justaposto a PAC ao fim da orogênese Transamazônica (2,2 e 1,95 Ga). No caso, as estruturas cisalhantes representariam um componente transpressivo associado aos estágios finais desse evento compressivo, sendo a idade do granito Novo Mundo uma referência temporal do período em que o Terreno Peixoto foi justaposto a PAC.

O granito Novo Mundo (1970-1964 Ma), tardi a pós-tectônico, com idade T_{DM} entre 2,55 e 2,76 Ga, ε Nd (1964 Ma) = -7,62 e -4,48 (Tabela 3), gerado provavelmente a partir da fusão de crosta arquena pré-existente, constitui um marco na evolução geológica do Terreno Peixoto. A forma circunscrita e as feições estruturais desse granito indicam uma condição de alojamento associado a estágios tardios de desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil, transcorrentes, de direção NW (Fig. 2.3). O granito Novo Mundo é considerado nesse trabalho como de

referência temporal e genética para a formação de mineralizações auríferas disseminadas na região de Peixoto de Azevedo Novo Mundo.

O granito Nhandu (1.85 Ga) e o granito Peixoto (1,79 Ga) marcam condições de crosta relativamente consolidada, porém sujeita a processos magmáticos decorrentes da condição em um contexto do tipo margem convergente, para a evolução de uma província adjacente, no caso o arco Juruena. Nesse caso, o granito Peixoto (1792 Ma) por representar uma série magmática cálcio-alcalina expandida, provavelmente mostra uma ligação maior com o arco magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga), desenvolvido na porção sudoeste da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), o que é compatível com sua natureza, idade e posicionamento geotectônico. A intrusão desses granitos é admitida como a idade máxima para mineralizações auríferas estruturalmente controladas e filonianas, aparentemente com vínculos a eventos geradores de granitos.

Alguns granitos admitidos como Teles Pires (1,75 Ga), principalmente os mapeados como dos tipos TP1 e TP2 (Fig. 2.3) evidenciam condições de crosta estável. Os granitos do tipo TP1, apesar de preferencialmente se apresentarem como corpos isolados, levemente alongados segundo a direção W-NW, mostram-se dispostos segundo duas direções preferenciais, N45E e N45W, sugerindo um controle estrutural quando do alojamento desses corpos, que em tese são representativos de uma granitogênese anorogênica.

O alojamento preferencial de mineralizações auríferas tipo orogenético segundo determinados padrões estruturais, subordinados às zonas de cisalhamentos transcorrentes, bem como a disposição de corpos ígneos alojados segundo esses padrões, reforçam o caráter recorrente dessas zonas e sua importância na granitogênese da Província Aurífera Alta Floresta.

3. CAPITULO III - MINERALIZAÇÕES DE OURO DISSEMINADO NO GRANITO NOVO MUNDO

3.1 INTRODUÇÃO

A região aurífera de Peixoto de Azevedo, ora entendida em termos geográficos como parte da Província Aurífera Alta Floresta (cf. Dardenne & Schobbenhaus 2001), hospeda mais de uma centena de ocorrências e cerca de uma dezena de pequenos depósitos de ouro primário de pequeno porte (< 5 t Au).

As mineralizações conhecidas podem ser agrupadas em três conjuntos principais, aparentemente controlados por descontinuidades estruturais, de amplitude regional. Em dois destes conjuntos, as mineralizações de ouro acompanham em parte estruturas alinhadas segundo a direção W-NW, reconhecidas principalmente como zonas de transcorrência, que limitam a borda sul do gráben do Cachimbo e a borda norte do gráben dos Caiabis (Fig. 2.1). O terceiro conjunto agrupa mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo (Fig. 3.1), dispostas segundo um alinhamento de direção NW, que se estende da região garimpeira do Trairão, a norte, até a região garimpeira do Peru. Este alinhamento reflete o padrão de zonas de cisalhamento, sobretudo, onde estas estruturas interceptam terrenos granito-gnaíssicos de idade arqueana a paleoproterozóica.

Estas mineralizações auríferas em sua grande maioria são do tipo *lode* mesotermal cu orogenético, segundo critérios propostos por Kerrich (1991), Hodgson (1993), Kerrich & Cassidy (1994), Groves *et al.* (1998; 2003) e Goldfarb *et al.* (2001). Os corpos de minério ocorrem preferencialmente em terrenos granito-gnáissicos, geralmente em fraturas associadas e/ou subordinadas a zonas de cisalhamento (Paes de Barros 1994; Siqueira 1997; Madruci 2000; Moreton & Martins 2003).

Trabalhos mais recentes relatam tanto na Província Alta Floresta (MT) como na Província Tapajós (PA), mineralizações auríferas do tipo *stockwork* e disseminado, que apresentam relação espacial e genética com corpos graníticos. Estas mineralizações estão alojadas em granitos conhecidos como Cumaru (Santos *et al.* 1988), Matupá (Moura & Botelho 1998), Batalha (Juliani *et al.* 2002), São Jorge (Lamarão *et al.* 2002), Planeta (Paes de Barros *et al.* 1999), Pombo (Franke *et al.* 2004) e Novo Mundo (Paes de Barros *et al.* 2004).

Como referência para a proposição de modelos metalogenéticos para essas mineralizações de ouro relacionadas a granitos, os autores supra citados vêm se baseando nos sistemas tipo *intrusion related gold deposits* (Thompson *et al.* 1999; Baker & Lang 2001 e Maloof *et al.* 2001), Cu-Au *porphyry* (Hedenquist *et al.* 1998, Rowins 2000 e Kesler et al. 2002) e *porphyry* gold (Sillitoe 2000).



Mineralizações auríferas alojadas no granito Novo Mundo, objeto deste trabalho, compreendem cerca de uma dezena de ocorrências de ouro que foram lavradas por garimpeiros, entre os anos de 1990 e 1993. Dentre estas ocorrências, dois prospectos conhecidos como alvos

Luizão e Cláudio, constituem o depósito de Novo Mundo, e foram objetos de campanhas de exploração mineral pelas empresas RJK e RTDM, nos anos de 1997 e 2001, respectivamente.

Os levantamentos efetuados e dados disponíveis permitiram constatar que a mineralização aurífera no depósito de Novo Mundo encontra-se disseminada em rochas graníticas intensamente hidrotermalizadas, sem veios de quartzo. Este estilo de mineralização diferencia o depósito de Novo Mundo da maioria dos depósitos auríferos reportados na região de Peixoto - Novo Mundo, eminentemente filonianos, e sugere a existência de mineralização associada ao alojamento de corpos graníticos.

Nesse contexto, este trabalho enfoca a geologia, petrografia, geoquímica e geocronologia do granito Novo Mundo, com ênfase para o estudo da alteração hidrotermal associada a formação das mineralizações auríferas nele hospedadas, sobretudo do Alvo Luizão no depósito do Novo Mundo. Com esse estudo, o trabalho pretende (1) definir os principais indicadores composicionais e geoquímicos que permitam diferenciar o granito Novo Mundo de outros granitos da Província Alta Floresta; (2) comparar esses indicadores com os reportados na literatura para granitos especializados em Sn, W e Au-Bi; (3) agrupar os principais atributos da mineralizações do tipo *lode* mesotermal, associadas a intrusivas félsicas e do tipo pórfiro aurífero; e (4) avaliar possíveis modelos genéticos.

No seu conjunto, os resultados contribuem para uma melhor avaliação do potencial exploratório desta região, que já foi uma importante produtora de ouro, em um passado recente.

3.2 MATERIAIS E MÉTODOS

O mapa geológico (Fig. 3.2) foi elaborado a partir dos evantamentos de Paes de Barros (1994), aos quais foram somados mapas mais recentes elaborados por empresas (e.g., RJK 1997), mapas lito-geofísicos e de lineamentos magnéticos (Moura 2004), cartografia geológica de detalhe do granito Novo Mundo e descrição de testemunhos de sondagem.

As amostras foram coletadas nos limites do corpo e na zona mineralizada do granito Novo Mundo. Ademais, testemunhos de sondagem de seis furos foram descritos e amostrados para estudos petrográficos, químicos e geocronológicos. Um total de 31 amostras representativas do contexto geológico investigado foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras, no laboratório de serviço ACMLABS e no Laboratório de Geoquímica Analítica da UNICAMP. No ACMLABS os métodos analíticos empregados envolveram fusão em LiBO₂/digestão com ácido nítrico diluído e dosagem por ICP-ES para óxidos maiores e elementos traço. Para a determinação dos elementos de terras raras, alem da fusão, empregou-se digestão com ácido nítrico e análise por ICP-MS. No Laboratório de Geoquímica da UNICAMP as análises de rochas graníticas menos alteradas foram determinadas por fluorescência de raios X.

Determinações de U-Pb em zircão e análises isotópicas de Sm-Nd em rocha total foram efetuadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Para as análises U-Pb utilizaram-se frações de monocristais de zircão, dissolvidas, seguindo procedimentos modificados de Krogh (1973) e Parrish (1987). A medição foi feita em espectrômetro de massa Finnigan 262. Isótopos de Pb radiogênico foram corrigidos para os brancos analíticos de Pb (moderno) e para Pb inicial (não radiogênico) segundo o modelo de Stacey & Kramers (1975), para a idade próxima da idade da amostra. As constantes de decaimento utilizadas foram as publicadas por Steiger & Jäger (1977).

Extrações de Sm e Nd foram efetuadas a partir de amostras de rocha total (50 mg) utilizando-se procedimentos propostos por Gioia & Pimentel (2000). As medidas isotópicas foram feitas no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262. As razões ¹⁴³Nd/ ¹⁴⁴Nd foram normalizadas para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd por 0,7219. A constante de decaimento (?) usada foi de 6,54 x 10⁻¹² e o cálculo das idades conforme o modelo do manto empobrecido de DePaolo (1988).

Datações Pb-Pb (evaporação de zircão) foram efetuadas no laboratório de geologia isotópica Pará-Iso da Universidade Federal do Pará. Os procedimentos de preparação de amostras tiveram como referência os descritos por Arcanjo & Moura (2000), enquanto o tratamento estatístico dos resultados analíticos, bem como os cálculos da idade média e do erro, foram baseados em Gaudette *et al.* (1998). Os resultados são apresentados com desvios a 2σ e as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão 204 Pb/²⁰⁶Pb.

Cristais de zircão extraídos de uma amostra de monzonito do granito Novo Mundo e uma de dique de composição andesítica, que ocorre com enxames nesse granito, foram datadas por U-Pb (Shrimp). As metodologias nesse caso, seguiram as rotinas usuais do Research School of Earth Sciences, através do equipamento SHRIMP I (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*), na *Australian National University* (ANU), que utiliza um feixe de O₂ com 20 µm de diâmetro.

Detalhes sobre os procedimentos analíticos e calibração do aparelho são reportados em Stern (1998). A análise dos dados foi feita pelo Prof. Dr. Richard Armstrong.

3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O granito Novo Mundo localiza-se na porção centro-sul do Cráton Amazônico, norte do Estado de Mato Grosso, em um interflúvio entre o rio Braço Norte, afluente do rio Peixoto de Azevedo, e o rio Nhandu, afluente da margem direita do rio Teles Pires (Fig. 3.2).

Quanto à compartimentação geotectônica, esta região situa-se no limite entre as províncias geocronológicas Ventuari Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), propostas por Tassinari & Macambira (1999).

Neste mesmo contexto, Santos *et al.* (2000; 2001) propuseram a existência de duas províncias geológicas denominadas Tapajós-Parima (2,1-1,87 Ga) e Rondônia-Juruena (1,8-1,5 Ga). Trabalhos mais recentes, caso de Lacerda Filho *et al.* (2001; 2004), denominaram de arco magmático Juruena o segmento leste da Província Rondônia-Juruena, subdividindo-o em dois segmentos crustais: (1) terreno plutono-vulcânico deformado em regime rúptil a rúptil-dúctil (suítes Juruena, Matupá, Paranaíta, Colíder, Alcalina Rio Cristalino e Granito Nhandu), com idade no intervalo de 1850-1750 Ma e (2) 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 entre 1.780-1.750 Ma. Na região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo, os citados autores reconheceram litotipos pertencentes às suítes intrusivas Matupá, Flôr da Serra e Juruena, admitidas como parte do terreno plutono-vulcânico que integra o Arco Juruena (1,85 a 1,75 Ga).

Trabalhos anteriores, de cunho mais restrito (Paes de Barros 1994 e Paes de Barros *et al.* 2004), apresentaram evidências de que a região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo tem uma evolução mais antiga que as propostas supracitadas. Segundo os autores, existe um embasamento heterogêneo nessa região, com terrenos gnáissicos restritos e granitos paleoproterozóicos (1964 a 1998 Ma), com ɛNd (t) entre - 3,3 e -7,62, evidenciando uma fonte predominantemente crustal. Este embasamento denominado ainda como Complexo Xingu encontra-se interceptado por zonas de cisalhamento dúctil, transcorrentes e anastomosadas, com movimentação predominantemente sinistrógiras. Localmente, estas zonas definem um conjunto de cristas alinhadas na direção N-NW, sustentadas principalmente por quartzo milonito s, brechas e granitóides cisalhados.

Nota-se uma correlação direta de ocorrências de ouro com essas estruturas dúcteis, inclusive com inúmeros filões ocupando fraturas de cisalhamento subordinadas e tardias com relação à evolução das zonas de cisalhamento. Estes filões, admitidos como de primeira geração são frequentemente sinuosos, com extensão maior que 500 metros, alojados principalmente em gnaisses, xistos e anfibolitos, e acompanhados de expressivas zonas de alteração hidrotermal (p.ex. Paraíba, Mineiro, Teto, Sede, Micharia, Olerindo, Gaúcho e Domingos).

Na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo o embasamento denominado de Complexo Xingu (Silva *et al.* 1980) está representado por gnaisses, xistos, meta-ultrabásicas, anfibolitos e corpos de biotita granito, clinopiroxênio-biotita granodiorito, biotita tonalito e quartzo diorito, freqüentemente gnaissificados. Intrusivos neste Complexo ocorrem diversas gerações de granitos, em sua maioria pouco estudados e mesmo indivisos, no atual estágio de conhecimento, caso do granito Novo Mundo, objeto deste trabalho.

3.4 GRANITO NOVO MUNDO

O Granito Novo Mundo constitui um corpo com dimensões aproximadas de 12 x 5 km, alongado segundo W-NW, que reflete provavelmente um alojamento controlado por estruturas subordinadas às zonas de cisalhamento dúctil que afetam os terrenos mais antigos (Fig. 3.2).

A deformação visível nesse corpo granítico é aparentemente homogênea, indicada pela recristalização e reorientação de cristais de quartzo; não há registros de zonas de maior concentração de deformação (milonitização) nesse granito.

Os termos menos intemperizados do granito Novo Mundo têm como principais características: cor rósea a avermelhada, textura equigranular fina a média, índice de cor hololeucocrático, estrutura orientada, evidenciada por lineação de estiramento de quartzo (Lx= N15W/10°), ausência de encraves e homogeneidade composicional. Localmente, na condição de hospedeira mais proximal das mineralizações auríferas, o sienogranito apresenta grãos de quartzo de tonalidades azuladas.

As relações **I**to-estruturais verificadas durante o mapeamento geológico do depósito do Novo Mundo, associadas à descrição dos testemunhos de sondagem, observações petrográficas e análises químicas, permitiram propor a compartimentação do granito Novo Mundo em duas porções, denominadas Centro-Sul e Norte (Fig. 3.2).



Na porção Centro-Sul, que hospeda as mineralizações, predomina sienogranito, com monzogranito, quartzo monzonito e monzonito, subordinados. Enxames de diques de composição basáltica e andesítica foram reconhecidos principalmente nos testemunhos de sondagem, mas também, balizando os corpos de minério (Fig. 3.2).

Na porção Norte predomina monzogranito, com granodiorito e sienogranito subordinados. Nesta porção, nota-se uma intrigante associação do granito com rochas básicas, estas na forma de múltiplos e espessos diques de gabro e diorito. Estes corpos básicos foram observados apenas nos testemunhos de sondagem, caso dos Furos RJK 4, 5, 7 (Figs. 3.3 e 3.4a). O furo FRJK 4, inclinado (Az180⁰/45⁰), com uma profundidade total de 200 metros, inicia com estreito nível de monzonito, segue interceptando nove intervalos de diorito e gabro, com espessuras entre 1 até 27 metros, e alcança no fim da sondagem, sienogranito do granito Novo Mundo (Fig. 3.3 e 3.4b).

O monzongranito e o sienogranito da porção sul do corpo Novo Mundo, datados por Pb-Pb (método evaporação de zircão), apresentaram idades 1970 ±3 Ma (USD=0,68) e 1964 ±1 Ma (USD=0,81) Ma, respectivamente. O sienogranito apresentou uma idade $T_{DM} = 2,76$ Ga e ϵ Nd (1964) = -7,62; o monzonito apresentou uma idade $T_{DM} = 2,55$ Ga e ϵ Nd (1956) = -4,58.

Corpos de diorito, interceptando o monzogranito da porção norte do granito Novo Mundo (FRJK4-103), apresentaram idade T_{DM} de 1,96 Ga, com ϵ Nd (1964)= 3,64 (Tabela 2.3). Esses dados indicam contribuição de fontes juvenis, associado a esse magmatismo básico. Corpos métricos de monzonito e quartzo monzonito (Fig. 3.4a) foram observados principalmente na porção centro-sul, em intervalos restritos de testemuhos de sondagem, e nas proximidades da zona mineralizada (ex. furos FNV 4, 5 e 9). Localmente, zonas discretas de microbrechação são observadas em alguns intervalos de quartzo monzonito e monzonito.

Na porção sul, a sondagem no furo FNV 09 mostra no intervalo de profundidade entre 80,40 a 90,60 metros, inúmeros diques de composição andesítica incorporando fatias de sienogranito. Esses diques, ao interceptarem o monzonito no testemunho da sondagem FNV 04 (Fig. 3.4a), no intervalo entre 57,00 a 67,00 metros, mostraram expressiva sulfetação na zona de contato (Fig. 3.6 - Foto f). Uma amostra de outro dique, também de composição andesítica (FNV9-116,35), apresentou idade T_{DM} de 2,21 Ga, com ε Nd (1967) = 0,25, o que reforça as observações de campo, de que esses corpos são intrusivos no granito, além de indicar contribuição de material juvenil. Ainda no furo de sondagem FNV 09 (Fig. 3.4a) existe um intervalo expressivo com brechas, descritas na zona de contato entre o sienogranito e um dique



Figura 3.3 - Mapa geológico de detalhe - Alvos Luizão e Cláudio

de composição andesítica, entre 90,60 a 96,00 metros. No entanto, apesar dessas brechas apresentarem fraturas preenchidas por carbonato de cálcio e quartzo, além de sulfetação nas

zonas de contato, essas não se encontram mineralizadas, sugerindo serem geradas a partir de sistemas de falhas, que reativou estruturas pretéritas, e favoreceu a circulação de fluidos mais tardios, provavelmente posteriores ao alojamento desses diques.



Essas brechas de falha foram observadas em superfície, apenas na porção Centro Sul, formando corpos descontínuos (Fig. 3.3), em marcante relação espacial com diques de composição andesítica a basáltica e, por vezes, balizando corpos de minério. Nos perfis de sondagem, intervalos com brechas, aparecem tanto na porção Norte (Fig. 3.4b - furos de sondagem RJK 05, 06 e 11), como na porção Centro-Sul (Fig. 3.4a – furo de sondagem FNV 09).



3.4.1 Petrografia do Granito Novo Mundo

No diagrama modal QAP (Fig. 3.5a) as amostras do granito Novo Mundo permitem distinguir três concentrações principais, distribuídas nos campos do sienogranito, monzogranito e monzonito (Tabela 2.2). Monzogranito foi observado apenas em alguns intervalos da sondagem (FNV 9 e FRJK 11) e em afloramento na porção sudoeste do corpo. Nota-se nessas rochas orientação de quartzo recristalizado (Fig. 3.6 - foto c), e composição modal com conteúdo de plagioclásio entre 35 a 42%; feldspato potássico entre 35 a 40% e quartzo 22 a 30% (Fig. 3.5).

Nos diagramas normativos (Fig. 3.5) é possível observar que os termos graníticos apresentam-se agrupados mostrando variações composicionais restritas entre sienogranito e monzogranito, enquanto as três amostras de monzonitos mostram maior variação. No caso, o monzonito da amostra [FNV05- 51,80m], com elevado teor de potássio, alinha-se com o grupo de sienogranitos mais enriquecidos em ortoclásio normativo (Fig. 3.5b), enquanto o monzonito da amostra [FNV05-86,85m], que aparece no furo com uma intersecção métrica, agrupa com os de médio potássio (Fig. 3.5b). O monzonito da amostra [FNV05-56,10] é mais proximal a zoma mineralizada e mostra-se enriquecido em sódio, denotando albitização.

A constatação de que o plagioclásio, observado como relíquiar, por vezes subeuhedral, encontra-se incluso em feldspato potássico pertítico, e no caso não constituindo uma exsolução, é principalmente de composição albítica, sugere que eventuais termos menos evoluídos podem fazer parte da associação magmática. Por outro lado, é mais provável, que alguns termos, mesmo em um contexto mais distal da zona mineralizada, tiveram a sua química modificada por uma fase de albitização, que antecedeu o metassomatismo potássico, amplo e marcante no corpo granítico (Tabela 3.1). Esta segunda hipótese é corroborada pela química do granito que mostra teores mais altos de sódio nas amostras mais distais da zona mineralizada, freqüentemente com teores de albita normativa acima de 20%, enquanto a maioria das amostras mais proximais da zona mineralizada têm valores de albita normativa menor que 20% (Fig. 3.5 – Tabela em anexo). Entretanto, esta diminuição de albita normativa na porção mais proximal da mineralização também pode ser explicada pelo metassomatismo potássico, que em condições mais extrema pode ter removido quase que toda albita, principalmente dos termos alterados intermediários.

Nos diagramas normativos (Fig. 3.5), ainda é possível observar a variação da composição normativa do granito por interação com fluidos hidrotermais, transformando-se de forma

gradativa para granito a sericita, granito a sericita e clorita, até o termo extremo denominado hidrotermalito, constituido basicamente por pirita, sericita e clorita (Fig. 3.5 c,d).

As paragêneses e transformações minerais observadas em amostras do granito Novo Mundo e da mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo permitiram identificar as principais associações, representativas dos diversos estágios de formação de minerais. No caso, comprendendo as paragêneses magmáticas, e outras superimpostas, geradas a partir de processos deformacionais, metassomáticos e hidrotermais.

Estágio Magmático

A associação feldspato potássico, plagioclásio e quartzo é majoritária nos termos graníticos considerados menos alterados, da porção centro-sul do granito Novo Mundo (Fig. 3.6).

A textura ígnea é denotada nesse granito por cristais subidiomórficos de oligoclásio e albita, em contato ou incluso em cristais de feldspato potássico, sugerindo cristalização próximo ao cotético, inclusive com nítida passagem para fases pertíticas já sob condições sub-solvus (cf. fotos nas Figuras 3.7 e 3.8). O quartzo aparece normalmente recristalizado em finos grãos, com raros grãos não recristalizados de maior dimensão relativa (20 a 30 µm).

A mineralogia assessória do estagio magmático do granito Novo Mundo está representada por titanita, subidiomórficos, na forma de cristais isolados, raros e; biotita, rara, de tonalidade marrom esverdeada (Fig. 3.7 - Foto c); zircão zonado, como cristais prismáticos a arredondados; apatita; monazita e thorita. Estes últimos observados ao MEV (microscópio eletrônico de varredura)

Estágio Protomilonítico

A deformação impressa nas rochas graníticas, admitida como gerada durante o resfriamento do plúton, é caracterizada pela seguinte associação: quartzo recristalizado e poligonizado em subgrãos; plagioclásios arqueados (Fig. 3.7 - Fotos a, d), com lamelas de geminação falhadas e/ou formando *kink band*s; cristais de clorita verde com clivagem arqueada (Fig. 3.7 - Foto c); grãos reliquiares de plagioclásio assemelhando-se a porfiroclastos; cristais de plagioclásio e feldspato potássico fraturados e com bordas fragmentadas (Fig. 3.7 - Foto b).



Figura 3.5: Diagramas de composição modal e normativa para rochas do Granito Novo Mundo.

O quartzo ocorre como pequenos grãos (< 10 μ m), anhedrais, recristalizados em subgrãos, com extinção ondulante, em descontinuidades lenticulares, sinuosas a anastomosadas, assemelhando-se a *ribbon-quartz*, e localmente envolvendo cristais de sericita e plagioclásio reliquiares, pré-cisalhamento, realçando a anisotropia da rocha (Fig. 3.7 - Fotos b, c).

Atribui-se ainda a esse estágio, a intensa sericitização dos plagioclásios, caracterizada por uma sericita fina pouco cristalizada, que permite ainda observar as maclas do plagioclásio.

Outra feição desse estágio é a silicificação fissural e penetrativa, onde quartzo aparece preenchendo fraturas e, por vezes, em associação com sericita ao longo de planos de geminação e clivagem (Fig. 3.7 - Fotos a, b).

Estágio Metassomático

Localmente, evidências de una fase de albitização precoce são notadas principalmente nos termos monzoníticos. A observação em um pequeno intervalo do furo de sondagem FNV5 de quartzo monzonito (F5-51,80), rico em feldspato potássico (~45%) passando para monzonito (F5-56,10) rico em albita (~50%), evidência um estágio precoce de alteração sódica (albitização), que não se encontra bem documentada nas demais litologias estudadas, devido à carência de exposições, ou mais provavelmente, à superposição de outros processos de alteração, notadamente microclinização e sericitização (Figs. 3.5 e 3.8).

Termos pertíticos sugerem um contínuo de cristalização, provavelmente em condições tardi-magmáticas, já sem evidências de deformação. Ao microscópio observam-se, em poucas secções, microfenocristais de pertita, com inclusões de cristais euedrais a subeuedrais de albita e quartzo não recristalizado, denotando que a formação destas fases pertíticas ocorreu incorporando cristais pré-existentes. Nota-se ainda que outros cristais de albita dispostos na pertita apresentam-se por vezes como fases exsolvidas típicas de desmisturas, não se tratando nesse caso, em principio, de feições de substituição (Fig. 3. 8 - Foto c).

As feições de substituição, que sinalizam o início do processo de circulação de fluidos hidrotermais, são observadas localmente, em porções irregulares mais enriquecidas em albita sobre as pertitas, e pela inversão do feldspato pertítico para microclínio (Fig. 3.8 - Fotos c, c`).

Dados de microscopia eletrônica de varredura (MEV) em minerais (Fig. 3.8 - Foto c) mostram que plagioclásios (pl1), observados como pequenos cristais de forma subeuhedral, inclusos nos grandes cristais de microclínio pertítico e admitidos como magmáticos, tem composição química com cerca de 90% de Na₂O e 10% de CaO; enquanto as fases lamelares,

exsolvidas na pertita (pl2 e pl3), e os plagioclasios incipientemente albitizados (pl4 e pl5), têm composição média com 95% de Na₂O e 5% de CaO.

Outra observação obtida ao MEV é que os plagioclásios (pl1, pl4 e pl5) não apresentam traços de K₂O, enquanto as fases ex-solvidas da pertita (p2 e p3) têm concentrações de K₂O entre 0,2 a 0,34%. Isto sugere que os plagioclásios pl1, pl4 e pl5, podem representar formas reliquiares de uma fase de albitização, que antecedeu a potassificação.



Figura 3.6: Fotos de litologias representativas da porção centro sul do Granito Novo Mundo



Figura 3.7: Microfotografias de laminas delgadas do granito Novo Mundo; Foto (a) amostra FNV05-79,80c nx 2,0x 10 - sienogranito, detalhe de microfenocristais de plagioclásios arqueados, banda de quartzo recristalizado e sericita; Foto(b) amostra FNV09-102,80 nx 2,5x 10 sienogranito com porfiroclasto de plagioclásio sendo substituído por microclínio; Foto(c) amostra FNV04d-117,7 np 2,5x 10 sienogranito com clorita e plagioclásio sericitizado, arqueados, orientados segundo banda definida por quartzo recristalizado; Foto (d) amostra FNV04-47,98 nx 1,6x 10 monzonito com cristais de plagioclásios, sericitizados, parcialmente substituídos por Kf; Foto (e) amostra FNV04c-95,00 nx 2,5x10 detalhe do processo de sericitização e cloritização, intergranular; Foto (f) FRJK11 -38,15 np 2,5x10 - sericita e clorita substituíndo feldspatos.

Estágio Hidrotermal

O entendimento é que o estágio metassomático passou gradualmente ao hidrotermal com uma fase enriquecida em sódio, particularmente notada nos termos pertíticos, onde pequenos cristais de albita, por vezes com as bordas corroídas, aparecem inclusos em feldspato pertítico. A formação de grandes cristais de feldspato potássico marca o inicio da transformação da paragênese magmática por fluidos hidrotermais (Fig. 3.8 - Fotos c, c`).

Tabela 3.1 - Sequência de cristalização e da alteração hidrotermal - Granito Novo Mundo

Rocha 🖘	Sienogranito, Monzogranito Quartzo-Monzonito	Granito a Sericita	Granito a Sericita e Clorita	Hidrotermalito
Estágio Mineral	Magmático Protomilonítico	Metassomático	Hidrotermal 1	Hidrotermal 2
Plagioclásio	1			
K feldspato	2	3		
Quartzo	4	5	6	
Biotita	7			
Titanita, Apatita Zircão, Monazita	8			
Albita	9			
Sericita	10	11	12	
Clorita	13	14	15	
Monazita, Thorita			16 -	
Hematita, Titanita Rutilo, Ilmenita				17
Carbonato de Cálcio e Manganês, Epidoto				18
Calcopirita, Galena Esfalerita			19	-
Pirita		20 Py1 -	Py2	- Py3
Ouro			21 -	

01- Plagioclásio, reliquiar, micro fenocristais sericitizados e micro fraturados, substituido por sericita e quartzo, porfiroclastos com maclas arqueadas e plagioclásio não sericitizado, grãos limpos não deformados, raros cristais.

02 - K-Feldspato pertítico, sericitizado, fraturado, reliquiar, com inclusão de cristais subdiomórficos de albita.

- 03 Microclíneo, fenocristais, cristais limpos, com maclas xadrez e carlsbad substituindo plagioclásio, com inclusão de albita e quartzo hexagonal.
- 04 Quartzo anhedral, raro (0,2 a 0,3 mm) e quartzo, recristalizado em subgrãos (protomilonito).
- 05 Quartzo, fino como intercrescimento na matriz.
- 06 Quartzo hidrotermal (hexagonal > 03 mm).
- 07 Biotita fina rara, moda <1%.
- 08 Titanita, apatita, zircão e monazita; cristais subidiomórficos, raros e isolados.
- 09 Albita com formas irregulares associado à pertitas e como cristais subdiomórficos inclusos em microclínio.
- 10 Sericita fina, palhetas orientadas junto com o quartzo em sub-grão, substituindo bordas de feldspatos.
- 11 Sericita fina, substituindo feldspatos e preenchendo descontinuidades e intersticios.
- 12 Sericita em placas, fibroradial, enriquecida em ferro (Hidrotermal).
- 13 Clorita verde com clivagem arqueada.
- 14 Clorita marrom, manchada, associada a quartzo fino, preenchendo descontinuidades.
- 15 Clorita de tonalidades azul e verde, prismática (Hidrotermal).
- 16 Monazita e Thorita inclusas em pirtita e em grãos sub-arredondados disseminadas na paragênese hidrotermal.
- 17 Rutilo, titanita, hematita e ilmenita, associados a clorita e carbonatos.
- 18 Carbonato de cálcio e manganês associados a epidoto, em venulações.
- 19 Calcopirita, galena, esfarelita, monazita, inclusos em pirita.

20 -Pirita. py1: cristais pequenos isolados, associada a clorita; py2: agregados de cristais subidiomórficos, associado a sericita fibroradiada, clorita tabular e quartzo hidrotermal; e py3: pirita fragmentada em microbrecha de fluxo. 21 - Ouro. A alteração hidrotermal por fluidos ricos em potássio é a feição mais marcante do granito Novo Mundo. Nota-se nos cristais de plagioclásio sódico um contínuo de substituição por feldspato potássico, com estágios intermediários onde o plagioclásio é reduzido a remendos isolados dentro do feldspato potássico. Traços de clivagens e geminação passam de forma contínua de um mineral ao outro, denotando que a orientação do feldspato potássico é controlada pela estrutura cristalina do cristal que está sendo substituído (Fig. 3.8 - Fotos a', b'). Os remanescentes do plagioclásio gradativamente ficam mais isolados, menores e separados no feldspato potássico, até um estágio mais tardio, onde os fragmentos desaparecem, sendo óbvio a origem desse feldspato potássico por substituição do plagioclásio (Fig. 3.8 - Fotos b, b').

A alteração evoluiu para uma fase definida de ampla microclinização tardia, observada: (i) pela formação de microclínio não pertítico, com geminação em grade, fina e descontínua, que se desenvolveu substituindo porções mais cálcicas de plagioclásios, (Fig. 3.8 - Foto b); e (ii) microclínio não pertítico, com geminação em grade, bem desenvolvida, de aspecto límpido, nitidamente posterior, que cresce substituindo e englobando toda a paragênese pretérita, formando grandes placas com tamanho maior que 1 mm (Fig. 3.8 - Foto c).

Na seqüência, observa-se a formação de sericita, bem desenvolvida, arranjada em placas curtas, preenchendo interstícios e substituindo de forma gradativa e ampla os feldspatos. Esta fase é reconhecida apenas em rochas mais proximais a mineralização, sendo representada em termos petrográficos como um granito a sericita (Fig. 3.6 - Foto c). O entendimento é de que esta fase pode já se associar com a circulação de fluidos potencialmente mineralizados.

Finalmente, já nos corpos de minério, observa-se um padrão de alteração, inicialmente com a formação de sericita fibroradiada (rica em ferro), passando em seguida para a formação de clorita, circundando cristais de feldspato e preenchendo interstícios e micro cavidades. Este estágio gerou em termos petrográficos um granito a sericita e clorita (Fig. 3.6 - Foto d). Em determinado momento e em contextos específicos (corpos de minério), esta alteração evoluiu para uma transformação quase que total da paragênese do granito, gerando uma rocha de tonalidade esverdeada (Fig. 3.6 - Foto e), constituída essencialmente de quartzo, sericita, clorita, pirita e ouro, aqui denominada de hidrotermalito (corpos de minério).

A precipitação do ouro, provavelmente se relaciona a esse estagio de alteração hidrotermal marcada pelo aparecimento de clorita, em cristais placóides, em associação com

sericita, predominantemente fibroradiada rica em ferro, quartzo hidrotermal, de contorno hexagonal, e pirita como agregados de cristais sub-idiomórficos (Fig. 3.10 - Fotos b, c, d).



Figura 3.8: Foto a: amostra fnv9 - 36,97 nx 0,8x10 - sienogranito com cristal de albita incluso em Kf; Foto a': detalhe nx 2,0x10; Foto b: amostra fnv9- 36,97 nx 0,8x10 - sienogranitos, aspecto da substituição da albita por Kf; Foto b': fnv9 - 36,97 nx 2,5x10 - detalhe do cristal de albita sendo substituído; Foto c: amostra fnv4 - 117,70 nx 2,5x10 - feldspato pertítico com inclusões de albita; Foto c': detalhe da imagem de MEV realçando textura de ex- solução de albita em Kf, e albita magmática reliquiar.



Figura 3.9 Diagramas de variação tipo Harker e de correlação química para o granito Novo Mundo

Alterações associadas à circulação de fluidos tardios, certamente a temperaturas mais baixas e de caráter mais restrito, foram caracterizadas pela formação de epidoto, apatita e carborato de cálcio e manganês. Estes minerais ocorrem preferencialmente com formas alongadas ou mesmo fibrosas, preenchendo fraturas e, mais raramente, associados a hematita, rutilo e ilmenita,. (Fig. 3.10 - Fotos a, c, e, f). Por fim, registra-se vênulas de calcita que cortam todos os outros minerais.

3.5. MINERALOGIA DO MINÉRIO E GEOQUÍMICA DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

As paragêneses de alteração, os dados petrográficos e químicos lançados em diagramas de multi-elementos (Fig. 3.9), em diagramas ternários e de ETR (Fig. 3.11) e em perfis de sondagem (Fig. 3.4) indicam que a alteração hidrotermal causou intensa transformação mineralógica e química nas rochas do granito Novo Mundo.

Os comportamentos dos elementos químicos observados nos diagramas de correlação denotam em uma análise preliminar que a alteração hidrotermal resultou na quase completa lixiviação de sódio e cálcio do granito, com enriquecimento relativo e progressivo em K, Al e Mg. Com relação aos metais introduzidos no sistema, nota-se uma correlação positiva do ouro com As, Cu, e Zn (Fig. 3.9).

No diagrama ternário $K_2O \ge CaO^{*5} \ge Na_2O$ (Fig. 3.11), nota-se que algumas amostras de termos alterados intermediários, caracterizados como granito a sericita e clorita, mostram ainda teores de cálcio quantificáveis. Os teores dessas amostras podem ter sido influenciados pela precipitação de carbonato de cálcio, por vezes preenchendo microfraturas, e formação de apatita, associados a fases tardias e de ocorrência restrita.

O diagrama de ETR para rochas do granito Novo Mundo (Fig. 3.11) mostra um padrão de enriquecimento com incremento da alteração, perceptível no minério granítico e principalmente em alguns ETRL (La, Ce, Pr e Nd), o que eventualmente pode refletir a presença de monazita na paragênese hidrotermal. Nota-se ainda atenuação da anomalia negativa de Eu, nos termos mais alterados, certamente devido a remoção dos plagioclasios.

Nos corpos de minério foram reconhecidos três tipos de pirita. O **tipo 1** compreende piritas finas, cristais isolados dispersos na matriz, associadas à clorita e presentes nos termos de alteração intermediários; **o tipo 2**, mais tardio, ocorre como agregados de cristais subidiomórficos que alcançam dimensões da ordem de milímetros, circundados por sericita fibroradiada e clorita, em associação com quartzo hidrotermal, característico dos termos mais alterados (Fig. 3.10); e o **tipo 3** ocorre associado à micro brecha de fluxo, que preenche intersticios e fraturas, e engloba cristais subidiomórficos a angulosos de pirita, cimentados por clorit a (3.12 - Fotos e, f).

Ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), nota-se que grandes cristais de pirita (**tipo 2**) mostram linhas de crescimento, com zonas claras mais ricas em arsênio (1,13%) em relação àquelas mais escuras (As=0,74%). Essas piritas mostram ainda inclusões de calcopirita, esfalerita, galena, monazita, thorita, telureto de prata e ouro (Fig. 3.12 - Fotos a, b, c, d).



Figura 3.10: Microfotografias mostrando feições de alteração e os principais minerais formados na zona mineralizada do depósito de ouro de Novo Mundo.



A pirita **tipo 2** (subidiomórfica), desenvolveu-se incorporando as demais fases minerais, mostrando inclusões de plagioclásio, sericita e clorita (enriquecidas em ferro e magnésio). Nesses grandes cristais de piritas nota-se, de forma restrita, inclusões de agregados minerais de forma lamelar, constituídos principalmente por óxidos de ferro e titânio, em associação com clorita, monazita e apatita (Fig. 3.12 - Fotos a, b).

O ouro ocorre incluso na pirita, como micro pepitas isoladas (Fig. 3.12 - Fotos c, d), em fraturas associado à clorita ((Fig. 3.12 - Foto d) ou disseminado na massa de clorita que cimenta a brecha (Fig. 3.12 - Foto f).

Ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) foi possível verificar que a clorita gerada durante a alteração hidrotermal apresenta significativas variações composicionais, conforme sintetizado na Fig. 3.13.



Foto a: Amostra FNV09D-69,35 imagem MEV; Foto b: FNV09DA1-69,35_imagem MEV; Foto c: amostra 09D-69,35 - np 2,5x10 - micropepitas de ouro inclusas em pirita; Foto d: amostra JA09D1F1-69,36_imagem MEV-clorita rica em Mg preenchendo fratura; Foto e: amostra FRJK11-68,50 nx 2,5 x 10 - brechas, fragmentos de pirita; Foto f: FRJK11-68,50 - imagem MEV- micropepitas de ouro em clorita.

Figura 3.12: Detalhes observados em lâmina delgada da mineralogia da zona mineralizada, com destaque para as fases silicáticas, óxidos e sulfetadas associadas a deposição do ouro.

Os dados semiquantitativos da composição química de clorita (Fig. 3.13) permitem constatar que não existe uma relação direta da composição da clorita com a deposição do ouro, posto que tanto clorita rica em ferro (amostra FRJK 11-68,50 p5), como aquela com teores altos de magnésio (amostra FNV09-69,35 p2) aparecem em contato direto com micro pepitas de ouro (Fig. 3. 12).



(5) Clorita Cl1em zona de brecha proximal a particula de ouro

(6) Clorita Cl2 em zona de brecha distal a particula de ouro

Figura 3.13: Diagramas ternários com a composição química semi-quantitativa de cloritas associadas a paragênese do minério granítico do deposito do Luizão (granito Novo Mundo). Dados obtidos através de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Entretanto, nota-se nos testemunhos de sondagem do furo RJK11, clorita lamelar, levemente azulada, enriquecida em ferro (Fe₂O₃ > 35%), por vezes associada à hematita e rutilo, ambos de hábito lamelar, evidênciando uma fase mais tardia de geração de cloritas ricas em ferro, sugerindo relevância no processo de deposição do ouro. Isto considerendo-se que os teores de ouro nessas rochas com pirita brechada são relativamente mais altos. Veios zonados, com calcita e epidoto, bem como a cristalização de clorita, calcita e rutilo em forma de leque evidência um estágio tardio de alteração fissural (Fig. 3.11 - Fotos e, f).

3.5.1 Balanço de Massa

O balanço geoquímico de massa foi realizado a partir de amostras de dois furos de sondagem da zona mineralizada aurífera do Alvo Luizão (FNV 04 e FNV 09).

Os cálculos de perdas e ganhos relativos de elementos maiores, traço e ETR que ocorreram durante alteração hidrotermal do granito hospedeiro da mineralização foram realizados através da utilização do método Isocon ou do diagrama das isóconas (Grant, 1986).

Grant (1986) ajustou a metodologia para analisar o balanço de massa, estabelecendo uma resolução gráfica (isocon) para a equação fundamental proposta por Gresens (1967), ou seja, $C^{i} = [(M^{t}/M^{o})Ci^{t} - Ci^{o}]$, onde: Ci representa a quantidade de substância introduzida ou eliminada do sistema, M^o e M^t são respectivamente, a massa do sistema antes e após a transformação e C^o e Ci^t a concentração de um elemento (i) antes (^o) e após (^t) a transformação.

O balanço foi realizado comparando-se amostras da paragênese característica da alteração hidrotermal com amostras menos alteradas, admitidas como representativas da composição química mais próxima a original do Granito Novo Mundo. Utilizou-se para os cálculos apresentados na Tabela 3.2, a média dos valores analisados de três amostras menos alteradas do sienogranito (FNV9 36,97; FNV4 81,20; FNV4 117,7) e de três amostras da zona mineralizada (FNV4 76,70; FNV9 68,33; FNV9 112,10), denominadas de hidrotermalito.

Os indicativos de grau de alteração para as amostras supra relacionadas foram obtidos principalmente a partir das descrições petrográficas e da observação do comportamento químico de alguns elementos, que se mostraram extremamente sensíveis a alteração e puderam ser utilizados como indicadores, caso dos elementos terras raras (ETR), arsênio, magnésio, ferro, enxofre, cobre, ouro e perda ao fogo.

A paragênese de alteração e as evidências petrográficas indicam que a alteração hidrotermal que afetou o granito Novo Mundo não causou mudanças significativas no volume da

rocha original, porém resultou em relativa alteração no seu peso específico, evidênciado pelos elevados percentuais de pirita na mineralização (5 a 35%). Esta constatação se coaduna com as observações de Grant (1986), que associou mudanças no peso específico a introdução de sulfetos, enquanto mudanças de volume foram associadas pelo autor a reações de hidratação e carbonatização.

Amostras (m)	SiO2	A1203	Ti02	Fe2O3	MnO 1	MgO 1	CaO	Na2O	K20	P2O5 1	P.F.
	74	79	79	79	79	76	70	70	70	70.	76
Alterado (média de três amostras)	53,53	16,87	0,24	8,75	0,23	5,83	0,12	0,10	5,97	0,07	0,73
Protolito (média de três amostras)	73,80	12,93	0,21	1,53	0,05	0,65	0,38	1,97	6,63	0,04	0,46
Variação relativa (%)	72,54	130,41	115,87	569,57	437,50	902,06	30,70	5,08	89,95	175,81	1462,32
Variação / massa constante Cº = Cº											
Variação / vol. constante Cº = 0,95xCº (%)	-23,11	38,24	22,83	503,74	363,75	856,19	-67,46	-94,61	-4,65	86,35	1450,06
incremento de densidade de - 5,5 %		-					_		-		
Variação/melhor isocona C* = 1,24xC* (%)	-41,97	4,33	-7,30	355,65	250,00	621,65	-75,44	-95,93	-28,04	40,65	1069,86
decrescimo de massa ~20% ? Iso Aluminio						100	0.07				
Amostras (m)	P.F.	CO2	Au	F	S	Ga	Nb	Rb	Th	V	Ba
	%	%	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Alterado (média de três amostras)	6,73	2,27	269,33	1080,00	8000,00	17,67	19,00	234,67	37,67	15,00	11,00
Protolito (média de três amostras)	0,46	0.99	2,00	426,67	61,00	19,67	15,67	242,67	11,00	15,67	28,67
Variação relativa (%)	1462,32	228,86	13466,67	253,13	13114,75	89,83	121,28	96,70	342,42	95,74	38,37
Variação / massa constante C ^a = C ^o											
Variação / vol. constante C* = 0.95xC* (%)	1450,06	142,59	14174,67	168,31	13801,64	-4,78	28,55	2,51	262,97	1,49	-59,33
incremento de densidade de ~ 5,5 %											
Variação/melhor isocona C* = 1,24xC* (%)	1069,86	83,09	10673,33	102,50	10391,80	-28,14	-2,98	-22,64	173,94	-23,40	-69,30
decrescimo de massa ~20% ? Iso Aluminio											
Amostras (m)	St	Y	Zr	Cu	Zn	As	La	Li	Mg	Ni	Pb
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Alterado (média de três amostras)	6,37	9,23	13,67	101,00	137,67	172,00	37,67	38,00	2,27	20,93	51,33
Protolito (média de três amostras)	5,17	7,17	10,07	4,30	17,00	2,00	43,00	9,00	0,31	2,27	11,73
Variação relativa (%)	123,23	128,84	135,76	2348,84	809,80	8600,00	87,60	422,22	723,40	923,53	437,50
Variação / massa constante Cº = Cº											
Variação / vol. constante C* = 0,95xC* (%)	30,62	36,57	43,91	2389,77	758,39	9016,00	-7,15	347,56	666,81	878,94	363,75
incremento de densidade de ~ 5,5 %											
Variação/melhor isocona C* = 1,24xC* (%)	-1,42	3.07	8,61	1779,07	547.84	6780,00	-29,92	237,78	478,72	638,82	250,00
decrescimo de massa ~20% ? Iso Aluminio											
	-										

Tabela 3.2: Resultados obtidos do balanço geoquímico de massa a partir de amostras do granito Novo Mundo (protólito) em relação aos termos alterados (Hidrotermalito)

Obs.: Densidade de protolito = 2,68 ; Densidade do alterado = 2,83

A densidade das amostras do sienogranito e dos termos mais alterados (hidrotermalito) foram medidas por deslocamento de volume de água, e resultaram em valores de densidade médias de 2,68 e 2,83 g/cm³, respectivamente, indicando incremento de massa da ordem de 5,5%.

A Tabela 3.2 sintetiza os cálculos efetuados para se chegar aos resultados de balanço de massas, apresentando uma simulação utilizando-se parâmetros obtidos para três tipos de *isocons*. A primeira (isovolume), considerada mais próximo do real, foi definida a partir do incremento de massa calculado, onde $C^a = 0.95xC^o$. A segunda foi definida a partir do alinhamento de elementos admitidos como pouco móveis (Al, Ti, Nb, Zr e Y), também conhecida como *isocon* iso-

alumínio, onde $C^a = 1,24xC^o$. A terceira, *isocon* isomassa, certamente é a menos representativa do caso estudado, e se baseia na relação $C^a = C^o$. Cumpre destacar que quando ocorre incremento de massa no sistema, mais provável para o caso, normalmente diminuí em termos relativos a percentagem dos elementos imóveis.

Assim, adotou-se a *isocon* $C^a = 0.95 x C^o$, admitida sob volume constante, como sendo a mais apropriada para a análise das perdas e ganhos decorrentes da alteração hidrotermal

O diagrama de *isocon* ilustrado na Fig. 3.14 foi elaborado com base nos parâmetros propostos por Grant (1986). Esse diagrama destaca, no campo acima e abaixo da linha das *isocons* traçadas, os elementos que, a princípio, ganharam e perderam massa, respectivamente.



Figura 3.14: Diagrama de *isocon*, geometria básica (eg. K2O). Cálculo de balanço geoquímico de massa de amostras do sienogranito Novo Mundo - Protólito (Eixo "X") em relação aos termos alterados - Minério (Eixo "Y"). Obs.: A,B,C,D e G - parâmetros referendados por Grant (1986).

Este diagrama usualmente é feito de forma gráfica, isoladamente para cada composto ou elemento químico. Apenas para ilustrar o método foi apresentado na Figura 3.14 o traçado gráfico para se obter o balanço de massas do K₂O. Nota-se que os valores apontados de forma gráfica para K₂O correspondem aos obtidos por cálculos, sintetizados na Tabela 3.2.

As mineralizações alojadas no granito Novo Mundo evidênciam um contínuo de alteração hidrotermal, marcado pela desestabilização dos feldspatos e quartzo. A análise dos dados de balanço de massa (Fig. 3.14), variação da composição química das rochas em diagramas (Fig. 3.9) e em perfis de litotipos dos testemunhos de sondagem (Fig. 3.4), permitem destacar os seguintes comportamentos dos elementos:

a) O Al aparentemente manteve-se constante, indicando apenas sua redistribuição na formação das assembléias de alteração, migrando dos feldspatos para formar sericita e clorita;

b) O Na apresenta ganho inicial associado a albitização precoce, sendo gradativamente removido do sistema, substituído pelo K durante o metassomatismo tardi-a pós-magmático, e quase desaparecendo com a intensificação da alteração, com reflexo nas concentrações de Na₂O que decrescem no minério (hidrotermalito) para quantidades < 1% (Fig. 3.9).

c) O Ca tem comportamento análogo ao sódio, porém mostra ainda teores relativos nos estágios intermediários de alteração, certamente após a desestabilização dos plagioclásios, onde parte do cálcio foi provavelmente remobilizado para formar carbonatos e epidoto, observado principalmente nos granitos a sericita e clorita (Fig. 3.9 e 3.11);

d) O K durante a alteração, aparentemente migrou dos feldspatos potassicos para sericita, mostrando apenas empobrecimento relativo no fim do processo, ou seja, no minério.

e) O Mn presente no sistema hidrotermal entrou na estrutura de minerais como carbonato de cálcio e clorita;

f) Elementos como magnésio e ferro, provavelmente entraram no sistema para formar minerais como clorita, pirita, ilmenita e hematita. Analises semiquantitativas feitas no MEV indicaram quantidades significativas de Fe na estrutura da sericita fibroradiada, da ordem de 5,6 % Fe₂O₃ (amostra FNV4 / 95,00) a 11,98% Fe₂O₃ (amostra FNV9 / 69,35), esta ultima com traços de titânio (TiO₂=1,2%).

f) Houve empobrecimento relativo de Na₂O, CaO, SiO₂, Rb, Ba, Ga e enriquecimento relativo emS, Au, As, Cu, MgO, Fe₂O₃, Pb e F.

3.6 MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS ALOJADAS NO GRANITO NOVO MUNDO – DEPÓSITO DE NOVO MUNDO (ALVO LUIZÃO)

Três contextos mineralizados se destacam no granito Novo Mundo - o depósito de Novo Mundo (alvo Luizão) na porção central e dois prospectos na porção norte do corpo, denominados Luís Cuiabano e Edmar (Fig. 3.3). O alvo Edmar constitui um tipo de depósito com morfologia filoneana, com veios de quartzo bandados, microbrechados e ricos em pirita, entretanto nas proximidades do filão também existem mineralizações de ouro disseminado em granito.

O depósito do Luizão, objeto principal deste estudo, compreende dezenas de corpos de minério de ouro disseminado, hospedados no granito Novo Mundo. Os corpos de minério se estendem ao longo de 2000 metros, segundo um alinhamento de direção N75-85W (Fig. 3.3). Esse alinhamento é evidenciado no terreno pelas cavas abertas pelos garimpeiros (Fig. 3.15 - Fotos a, b), que expressam, em superfície, o arranjo geométrico dos corpos de minério, em parte coincidente com o principal sistema de fraturamento observado na cava do garimpo. Os corpos de minério são balizados por diques de composição andesítica a basática, de direção E-W. Zonas de brechas de falha foram observadas no contato desses diques com o granito; entretanto, estas brechas não estão mineralizadas, apesar da intensa percolação de fluidos hidrotermais, marcado por ampla cloritização e sulfetação (pirita), carbonatação (preenchimento de fraturas por calcita) e silicificação (matriz de fragmentos formada por quartzo).

Os corpos de minério são descontínuos, fragmentados pelas fraturas e configurando blocos em forma de romboedros. Nos planos dessas fraturas são visíveis halos hidrotermais e marcante a circulação de fluidos ao longo das fraturas, os quais penetraram ao longo das anisotropias existentes no granito, alterando-o de forma progressiva. Estes sistemas de fraturas podem ter sido formados durante a prevalência do campo de tensões que atuou quando do alojamento do granito Novo Mundo e posteriormente terem sido reativados a época da circulação dos fluidos mineralizados.

Os blocos de minério expostos na cava são de uma rocha de cor cinza-esverdeado, granular, isótropa, que preserva a estrutura de uma rocha granítica (Fig. 3.14 - Foto f). Entretanto, essa rocha não possui mais feldspatos e tem pouco quartzo, de natureza hidrotermal (5-20%), associado a sericita (40-50 %), clorita (5-20 %) e pirita (5-35 %). Não se constata no minério feições deformacionais, ou mesmo orientações, que evidencie fluxo cataclástico. Observa-se na cava um marcante padrão estrutural com fraturas sub-horizontalisadas, anastomosadas e

conjugadas, com atitude N60W/30SW e N80W/10NE. Entretanto, é nítido o predomínio de sistemas rúpteis com fraturas segundo as direções preferenciais: N45W/90, N80W/75NE e N25E/45-80NW (Fig. 3.15 - Foto d) e ainda falhas inversas, com atitude N60W/65NE, com rejeitos modestos. Este padrão de fraturamento, sub-horizontal, é similar ao descrito em alguns corpos de minério hospedados no granito Matupá (Paes de Barros 1994).

A paragênese de alteração verificada no granito Novo Mundo permitiu constatar a seguinte evolução do sistema hidrotermal: a) estágio inicial de remoção de Na e Ca e mobilização de K; b) entrada de CO2, Mg, Fe, Ti e Mn caracterizado pela formação de clorita associado à sericita fibroradiada e de forma restrita, carbonato e epidoto (Estágio de alteração filica intersticial), e c) estágio sulfetado, com entrada de fluidos enriquecidos em S, As, Zn, Cu e Au, restrito aos corpos de minério. A coloração intensa vermelha do granito a sericita e clorita e do monzonito é atribuída ao conteúdo de ferro presente na sericita fibroradiada.

Óxidos de ferro e titânio, na forma de hematita e rutilo, localmente com fases que indicam a existência de soluções sólidas intermediarias, com composições variáveis em Fe e Ti, e com traço de Nb e V, ocorrem tanto em meio à massa de sericita e clorita hidrotermais, como na forma de inclusões em grandes cristais de pirita. Esta associação reflete um provável incremento na fugacidade de oxigênio no sistema hidrotermal, de forma a tornar estável a associação rutilo + hematita.

O ouro no minério ocorre disseminado em meio a clorita ou incluso em pirita (Fig 3.12). Análises de grãos de ouro efetuadas por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV) indicaram composição de 79 a 93% de Au e 4 a 22% para Ag.

Um estudo efetuado por Assis (2006), em granito hidrotermalizado do depósito de Novo Mundo, mostrou a existência de inclusões fluidas aquo-salinas dos tipos I, bifásicas (L + V) e II, trifásicas (L + V + S); inclusões aquo-carbônicas não foram verificadas. As do tipo I contêm salinidades entre 2,2 e 13,6% e média de 5,67% eq. NaCl; as do tipo II entre 32 e 36,7% eq. NaCl. As inclusões dos tipos I e II mostram temperaturas de homogeneização (Tht) entre 61 °C e 185 °C, com uma média de 129 °C, e entre 200 e 255 °C, respectivamente. A pressão e temperatura de aprisionamento das inclusões bifásicas (L+V) foi estimada entre 110-130 °C e 0,9-1,2 kbar, respectivamente. A interpretação do autor é de que prevaleceu no depósito um regime de fluidos essencialmente aquoso, onde fluidos de alta salinidade (magmáticos?) se misturaram com fluidos externos de mais baixa temperatura, provavelmente meteóricos.



a e b - Aspectos gerais da cava, (a) abandonada e (b) reativada.

c - Aspectos gerais dos sistemas de fraturas sub-horizontalizadas.

d - Fraturas W-NW, sub-verticais, interceptando o sistema de fraturas sub-horizontais.

e - Detalhe das fraturas sub-verticais.

f - Detalhe do minério, realçando piritas sub-idiomorficas disseminadas.

Figura 3.15: Fotografias de uma das lavras operadas por garimpeiros sobre o depósito de ouro de Novo Mundo (alvo Luizão).
Nota-se ainda que o sistema envolvendo a mineralização de ouro alojada no granito Novo Mundo difere significativamente das mineralizações filoneanas de primeira geração, caso do depósito de ouro do Paraíba. No filão do Paraíba os estudos efetuados identificaram três tipos distintos de inclusões fluidas nos veios de quarto sulfetados: tipo I - inclusões aquosas com 1,6-14,5% em peso equivalente de NaCl; tipo II - inclusões aquosas saturadas contendo pelo menos um sal e com salinidade de 40,3% em peso equivalente de NaCl; tipo III - inclusões aquocarbônicas com heterogeneidade quanto ao grau de preenchimento e salinidade em torno de 5-10,5% em peso equivalente de NaCl. As inclusões deste depósito apresentaram temperaturas de homogeneização médias de 285 °C (homogeneização para o líquido) e 360 °C (dissolução do sal). A coexistência de fluidos ricos em CO₂ com fluidos de moderada salinidade indicam um sistema em imiscibilidade e uma origem magmática ou metamórfica (?) para esse depósito (Assis 2006). Neste caso, a se considerar os dados geológicos, é mais provavel, que esses dois regimes de fluidos possam vir a indicar uma superposição de eventos mineralizantes, ou seja: um mais antigo, ao qual se associa o filão, e outro mais jovem, provavelmente relacionado a intrusões graníticas, que interseptam a estrutura filoneana.

3.7 DISCUSSÃO – GRANITO NOVO MUNDO E MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

A existência de terrenos gnáissicos, restritos, de idade arqueana (Paes de Barros *et al.* 2006), intrudidos por granitos paleoproterozóicos, tardi-a pós-tectonicos, cálcio-alcalinos a subalcalinos (granito Novo Mundo, com idade $T_{DM} > 2,55$ Ga), gerados por fusão de material crustal, evidenciam, localmente, geração de crosta mais antiga que a referendada para a Província Ventuari-Tapajós, admitida como gerada entre 1,95-1,8 Ga e com idade $T_{DM} < 2,2$ Ga (Tassinari & Macambira 1999).

Estruturas de cisalhamento dúcteis, transcorrentes, anastomosadas, que interceptam esse embasamento, representam os estágios finais de um evento tectônico com componente transpressional, responsável pela geração de zonas transpressivas que acomodaram um relativo encurtamento crustal (Paes de Barros 1994). Não há idades precisas para este evento, mas associa-se esta fase aos estágios finais do evento Transamazônico (2,2 e 1,95 Ga), o que se coaduna com a idade do Granito Novo Mundo (1970 - 1956 Ma).

O Granito Novo Mundo, pela sua natureza cálcio-alcalina, associação com intrusivas básicas e diques de composição andesítica, titanita como fase acessória, mostra similaridades

com os granitos tipo I (cf. critérios de Chappell & White 1974, 2001). A presença de titanita reflete condições iniciais de cristalização que permitiram a cristalização de titanita ao invés de ilmenita, processo comum em granitóides metaluminosos tipo I, sob condições de moderado grau de oxidação.

Monzonitos da porção centro sul do granito Novo Mundo têm ocorrência restrita e mostram assinatura geoquímica semelhante a dos sienogranitos e monzogranitos; porém, definem campos específicos nos diagramas de correlação química (Fig. 3.9), sugerindo tratar-se de uma faciologia diferenciada. Estes monzonitos podem representar fácies mais tardias, formadas como uma resposta as mudanças composicionais decorrentes da cristalização ou mesmo da entrada de novos pulsos magmáticos.

Apesar da evidente variação composicional e mineralógica entre o monzonito e o sienogranito, não foi possível detectar nos afloramentos e em testemunhos descritos indícios de que a geração e/ou colocação desses corpos ocorreram em épocas distintas. Isso sugere que os monzonitos podem representar termos gerados a partir de líquidos residuais, enriquecidos em fluidos, cristalizados como apófises ou bolsões, que por vezes interagiu e transformou os termos sienograníticos, tendo importante papel na circulação de fluidos e talvez na geração da mineralização.

Segundo Baker *et al.* (2005), dados analíticos dos granitos hospedeiros da mineralização de Timbarra indicam que existe um continuo composicional que varia entre 63 e 78% SiO₂, sem que se note nenhuma sistemática variação química com a distribuição espacial das amostras, do núcleo do plúton à sua margem, o que segundo os autores citados requer múltiplos pulsos separados do magma envolvido para explicar essa descontinuidade compositional.

O conhecimento atual sobre o Granito Novo Mundo, apesar de não se dispor de elementos para estabelecer parâmetros conclusivos de alojamento crustal permite constatar os seguintes aspectos:

(i) relações diretas de contato do granito com o embasamento granito-gnaíssico não foram verificadas; entretanto, o modelo de colocação proposto, vinculado aos estágios finais de evolução de zonas de cisalhamento, além das feições de deformação descritas, sugerem condições de crosta próximas ao do limite dúct il-rúptil, em profundidades mesozonais. Segundo Billings (1972), plútons de mesozona consolidam-se a profundidades entre 5 a 15 km, com temperatura das rochas encaixantes entre 300 a 500 $^{\circ}$ C;

(ii) a ausência de encraves máficos, a existência de anomalia negativa de Eu, o empobrecimento em Sr e o padrão não empobrecido em Y verificados em diagramas multielementares normalizados ao manto primordial, sugerem que os magmas formadores desse granito foram gerados numa área fonte onde a granada é ausente e o plagio clásio é estável. Segundo Wyborn (2003), essa situação é característica de fundidos graníticos que se formam sob pressões < 1,0 GPa (~10 kb).</p>

3.7.1 Proposta de modelo genético para a mineralização do depósito do Novo Mundo -Alvo Luizão

A grande maioria dos depósitos de ouro primários explotados na Província Aurífera Alta Floresta (MT), assim como na Província Tapajós (PA) apresentam características típicas de depósitos do tipo *lode* mesotermal.

Dentre as inúmeras feições comuns para depósitos do tipo *lode* mesotermal apresentadas por Kerrich & Cassidy (1994), pode-se destacar com algumas modificações, as seguintes: (i) tratam-se de corpos tipo filoneanos alojados em fraturas vinculadas ou subordinadas à zonas de cisalhamento; (ii) mostram deposição sin-cinemática, principalmente em deslocamentos de 2^a a 3^a ordens, geralmente ocupando falhas sub-verticais; (iii) têm dimensões e halos hidrotermais restritos, sem zonamento ou com fraco zonamento, dentro do depósito; (iv) são geralmente restritos à zona de transição dúctil/rúptil; (v) têm uma paragênese dominada por quartzo, carbonato, mica, albita, clorita, epidoto e pirita; (vi) os metais em associação com ouro são Ag, As, Sb e Te, e em menor grau, Cu, Pb, Zn, Mo e Bi; e (vii) compreendem inclusões fluidas de baixa salinidade (= 5 wt% NaCl), com conteúdo de CO₂ + CH₄ de 5 a 30 mole % e por vezes com fases aquo-carbônicas imiscíveis.

Por outro lado, trabalhos recentes nas citadas províncias apontam a existência de mineralizações auríferas apresentando relação espacial e genética com corpos graníticos, com morfologias do tipo *stockwork* (Santos *et al.* 1988, Paes de Barros *et al.* 1999 e Dreher *et al.* 1998) e mineralizações do tipo ouro disseminado, tipificados pelos pesquisadores como *lode* porfirítico (Santos *et al.* 1988), *Intrusion Related Gold Systems* (Santos *et al.* 2001 e Juliani *et al.* 2002), Cu-Au *porphyry* (Juliani *et al.* 2002 e Lamarão *et al.* 2002) ou *porphyry gold* (Coutinho *et al.* 1988 e Moura & Botelho 1988).

Segundo Kesler *et al.* (2002), depósitos de cobre pórfiro são epitermais de baixa temperatura e constituem importantes fontes de ouro. As razões Cu/Au nos cobre pórfiros formam um contínuo que varia entre 5.000 a 5.000.000, com a média em torno de 40.000, espectro esse que segundo os autores separa depósitos ricos e pobres em ouro. Sillitoe (1993) e Kesler *et al* 2002 denominam os ricos em ouro, como do tipo cobre pórfiro rico em ouro (*goldrich porphyry copper deposits*).

Groves *et al.* (2003) aceitam como geneticamente relacionados a intrusões de pórfiros depósitos do tipo: Cu-Mo e Cu-Au pórfiros, epitermais de alta sulfetação e *skarns* auríferos.

Segundo Sillitoe (1993) a maioria dos depósitos tipo cobre pórfiro auríferos do mundo localizam-se na região do Pacífico, alojados em arcos vulcano-plutônicos gerados durante ou imediatamente após a subducção de litosfera oceânica, geneticamente relacionados a corpos intrusivos de dimensões aproximadas 0,25 a 2 km². Para Kesler *et al.* (2002), depósitos de cobre pórfiro auríferos são produtos de sistemas hidrotermais que se desenvolvem em um contexto de cúpula e/ou ao redor de intrusões félsicas, alojadas em níveis relativamente rasos da crosta (1-2 km). Esses depósitos encontram-se freqüentemente associados a sistemas magmáticos compreendendo múltiplas intrusões, com sobreposição de estágios de deposição e alteração em uma ampla faixa de variação de temperatura.

Intrusion Related Gold Deposits (IRGD) ou Intrusion Related Gold Systems são considerados como uma classe específica de depósitos auríferos que apresentam as seguintes características (cf.: Sillitoe 1991; Sillitoe e Thompson 1998; Thompson *et al.* 1999; Lang *et al.* 2000; Lang e Baker 2001): a) associação com intrusões metaluminosas, sub-alcalinas, de composição félsica a intermediária, fraca a moderadamente reduzidas (baixa fO_2); b) gerados em ambiente de arcos magmáticos continentais em áreas notoriamente mineralizadas com Sn e W; c) alojamento como batólitos moderadamente profundos (> 5 km) ou como pequenos corpos em níveis mais rasos (< 2 km); d) enriquecimento variável em Bi, Mo, Sb, Te e W; f) fluidos hidrotermais de composição variável, a depender do nível crustal de formação do depósito; g) baixo conteúdo de minerais sulfetados (< 5%) e reduzida assembléia mineral sulfetada incluindo pirrotita, pirita, arsenopirita; e h) halos hidrotermais restritos controlados por sistemas de fraturas e cavidades miarolíticas, no caso de intrusões mais rasas. Estas características são baseadas principalmente nos depósitos conhecidos na Província Aurífera de Tintina (TGP), no Alaska. Os granitos com mineralizações do tipo IRGD descritos por Mustard (2001) na região de Timbarra, Austrália, apresentam as seguintes características: a) formam um plúton de composição leucomonzogranítico (~175 km²), do tipo I, com magnetita e ilmenita, zonado e texturalmente complexo; b) o ouro encontra-se disseminado na zona de *roof* em uma fácie mais fracionada; c) os corpos mineralizados ocorrem como lentes ou formas tabulares, que mergulham suavemente, balisados por carapaças de aplito; d) o minério é disseminado com uma baixa densidade de veios, ocorre ainda preenchendo cavidades primárias miarolíticas dentro do leucomonzogranito; e) o ouro encontra-se em paragênese com muscovita, clorita e carbonato e associado com Bi, Ag e Te, em menor grau com Mo, As e Sb; f) a distribuição da mineralização dentro do plúton Timbarra é fortemente controlada pelas fácies graníticas e fases texturais, não se discernindo veios, juntas ou fraturas que concorressem para algum tipo de controle; e g) os cinco depósitos conhecidos possuem recursos minerais da ordem de 16,8 Mt a 0,73 g/t ouro.

Um dos mais importantes depósitos do tipo IRGD, o de Fort Knox, no Alaska, contem acima de 225 t de ouro, com teor médio de 0,77 g/t. Segundo Thompson *et al.* (1999) este depósito está hospedado na cúpula, de um pequeno *stock*, com cerca de 1.100 x 600 m (~0,7 km²), que mergulha fortemente no contato. O granito é do tipo I, gerado em profundidades de 4 a 5 km e a pressões de 1,25 a 1,5 kbar. Segundo os autores o pequeno tamanho do *stock* e o mergulho das paredes parece ter contribuído para concentrar a atividade hidrotermal, gerando apenas um grande depósito.

Mustard (2001) reporta no caso de Timbarra que a grande área ocupada pela cúpula, a existência de um *roof* relativamente plano e a ausência de cúpulas menores e mais confinadas pode ter contribuído para a dispersão dos fluidos hidrotermais e a formação de um grande número de pequenos depósitos. Hipótese consistente com interpretações de outros trabalhos, que sugerem ser os IRGD formados por sistemas hidrotermais com fluxo de fluido relativamente modesto.

Os trabalhos reportados acima sobre os IRGD denotamque a profundidade de alojamento, estado de oxidação e salinidade dos fluidos não são critérios diagnósticos para se definir essa categoria de depósitos. Caso dos depósitos associados ao granito Timbarra (Austrália) interpretado como sendo mais oxidado e fracionado que as intrusões que tipicamente hospedam depósitos IRGD (Thompson *et. al.* 1999).

Na Província Tapajós, Juliani *et al.* (2002) admitiram que o sistema Batalha apresenta características tanto de *intrusion related gold* como de depósitos do tipo Cu-Au pórfiro. Segundo

os autores, assemelha-se aos pórfiros por apresentar extensa alteração hidrotermal, especialização aurífera e teores não detectáveis ou muitos baixos de Bi, Mo e As e se difere destes, pela profundidade de alojamento (3,6 a 4,8 kbar) e fO_2 refletindo condições relativamente reduzidas.

O entendimento a partir dos dados e dos modelos apresentados é que a evolução do sistema hidrotermal do granito Novo Mundo difere relativamente do sistema pórfiro e assemelhase em alguns pontos aos do tipo IRGD, conforme Tabela 3.3.

Tabela 3.3: Comparativo entre as principais feições diagnosticas de mineralizações do tipo									
IRGD, com as i	dentificadas para o depósito de ouro de	Novo Mundo (alvo Luizão).							
Características	ICRD	Denésito de Novo Mundo							
Caracteristicas	Blevin 2005 (a) Baker et al. 2005 (b)	(alvo Luizão)							
Idade	Fanerozoico (b)	Paleopreoterozoico							
Posicionamento	Cinturões orogênicos, margem de placa	Terreno peri cratônico ou margem de placa.							
tectônico	convergente. <i>back</i> -arco (a)	Granito tardi a pós tectônico							
	Intrusões tipo I, fracionadas, intermediarias	Granito tipo I, altamente fracionado,							
Associação	a félsicas, alto K, fracamente reduzida a	félsico, médio a alto K, levemente reduzido							
litológica	moderadamente oxidada (FMQ – NNO)	a moderado oxidado (titanita)							
	(a)								
Contorto	Estruturas antigas reativadas e	Alojamento sob campo de tensão, corpo							
contexto	desenvolvidas pelo sistema magmático	circunscrito, minério controlado por							
estruturai	hidrotermal. (a)	estruturas herdadas							
Estilo da	skarns, disseminações e veios mesozonais.	Disseminada em granito, sem presença de							
mineralização	veios e brechas 1 a 3 km da intrusão. (a)	veios e venulações quartzosas.							
Tempo da	Tardi-magmática (a)	Tardi magmática, provavelmente associada							
mineralização		a fases especializadas.							
Complexidade	Anisotropias pretéritas, fraturas, falhas,	Sistema de fraturas subhorizontalizadas,							
estrutural	juntas, sills, diques, etc (a)	para o minério, e fraturas sub-verticais para							
0.501 4.044		os corpos de minério.							
Associação	Au± Bi, As, W, Mo, sb, Te. Metais base	Paragênese sulfetada reduzida, Au ± As e							
metálica	são altamente variáveis (Cu-Zn-Pb) (a)	pequenas quantidades de metais base (Cu-							
		Zn-Pb)							
Zonamento	Proximal a intrusão (W-Mo) a distal (Au-	Imperceptível com os dados disponíveis.							
metálico	As-Bi). assemelhando-se ao estilo ouro								
	orogenenico. (a)								
	Variavel no estilo e na intensidade:	Halos de alteração restritos: feldespato							
Alteração	K feldespato, albita, sericita, (a)	potassico, sericita, clorita e pirita							
-	Clorita, sericita, a ibita, fluorita, calcita (b)	(carbonato, rutilo, nematita, epidoto, calconirtia esfalerita e galena)							
Condições de	Timbarra - 7 km / 2 kb. moderada T	$2.5.3.5$ kbar $7 \approx 10$ km (2) para mesozona							
P / T	Tintina \sim 7 km / 2 k0, moderada T Tintina \sim 2-5 km / 0 5-1 7 kb moderada T	na transição dúctil-runtil: ou 0.9 a 1.2 khar							
.,.		para o aprisionamento de inclusões							
		bifásicas (L+V) entre 110 a 130 °C.							
	(a) Fluidos de alta T, proximais da	Aquo salina com 32-36,7 % eq.NaCl e THt							
Flatter	intrusão, magmáticos e mais salinos (> 30	entre 200-255°C, sem aquo-carbônicas.							
riuldos	wt%). a menor T fluidos menos salinos	Obs.: alvo Edmar, aquo salina com 2,9-9,5							
	(<10wt %) e com CO ₂	% eq. NaCl e THt entre 226-259 °C.							
Fonte de	Sistema magmático, granitos	Sistema magmático (?)							
metais	especializados (a)								

4. CAPITULO IV - O DEPÓSITO DE OURO DE SANTA HELENA, PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT): GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES E CARACTERÍSTICAS DA MINERALIZAÇÃO

4.1 INTRODUÇÃO

O depósito de ouro de Santa Helena localiza-se na região centro norte do Estado de Mato Grosso, na altura do km 625 da BR 163 (Cuiabá - Santarém), a cerca de 3 km a oeste do eixo dessa rodovia (Fig. 4.1). O mapa da Figura 4.1 mostra a distribuição dos principais depósitos e ocorrências de ouro primário na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), com destaque para o depósito de ouro de Santa Helena, que se posiciona ao longo da borda do gráben do Caiabis (Fig. 4.1). Trata-se de um depósito de ouro filoneano cuja explotação iniciou em 1991 pela CCO Mineração Ltda., por meio de uma campanha de sondagem com 13 furos de profundidade média de 80 m, totalizando 873 m. Nessa campanha foi definido um corpo de minério com 7,5 metros de espessura, teor médio de 3,57 g/t, e uma reserva medida de 3 t de ouro.

Posteriormente a empresa RTDM executou 13 furos, a profundidades em torno de 100 m, totalizando 1.326 m. Nessa nova campanha foram definidos dois tipos de reserva (RTDM 2000): uma restrita apenas à porção mais central e mais rica do depósito, com teor médio de 3,5 g/t em uma espessura média de 3,08 m, equivalente a uma reserva de 0,52 Mt e 1,8 t de ouro; e outra com base em um corpo com espessura média de 6,42 m e teor médio de 2,51 g/t, resultando em reserva de 1,08 Mt e 2,7 t. de ouro.

Dessa forma, no âmbito da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), o depósito de Santa Helena agrupa-se na categoria de depósitos de médio porte (1 a 5 t Au) que são bem mais subordinados em comparação com os de pequeno porte (< 1 t Au) na província.

Em referência a modelos genéticos, as mineralizações primárias de ouro da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), particularmente as hospedadas em suítes graníticas do Paleoproterozóico, têm sido interpretadas principalmente como do tipo *lode* mesotermal ou orogenético (Paes de Barros 1994; Siqueira 1997; Madruci 2000; Santos *et al.* 2001; Moreton & Martins 2004) e, localmente, como semelhante ao do tipo Cu-Au pórfiro (Moura 1998).

O depósito de Santa Helena se encontra alojado em uma fratura de segunda ordem, provavelmente vinculada aos sistemas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo, de direção W-NW, natureza dúctil-rúptil e extensão regional. Esses sistemas transcorrentes são recorrentes no tempo geológico e permaneceram ativos até quando do estabelecimento do gráben dos Caiabis e deposição dos sedimentos da Formação Dardanelos, estes com idade mínima de 1383 Ma, segundo Rizzotto *et al.* (2002).

Apesar da mineralização aurífera principal do depósito de Santa Helena estar associada a possante veio de quartzo em zona milonítica, verifica-se também veios e venulações de quartzo auriferos hospedados em um granito hidrotermalizado, porém não milonitizado, o que diferencia este depósito dos típicos filoneanos da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF).



Assim, este trabalho enfoca a geologia, petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas hospedeiras e encaixantes proximais do depósito de Santa Helena, com os seguintes objetivos: (1) definir os principais indicadores composicio nais e geoquímicos dos diversos tipos de granitos; (2) comparar esses indicadores com os reportados na literatura para granitos mineralizados a ouro, nas citadas províncias; (3) agrupar os principais atributos da mineralização

aurífera do depósito e compará-los a aqueles definidos para mineralizações do tipo lode mesotermal e associadas a rochas intrusivas; (4) avaliar possíveis modelos genéticos.

4.2 GEOLOGIA DO DEPÓSITO AURÍFERO DE SANTA HELENA.

O depósito de ouro de Santa Helena localiza-se na porção sul da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), centro-sul do Cráton Amazônico, próximo à zona limítrofe entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, de Tassinari e Macambira (1999). Na figura 4.1 é possível observar que o depósito de Santa Helena se alinha com outras mineralizações auríferas, dispostas segundo zonas de descontinuidade estrutural que delimitam a borda norte do gráben dos Caiabis.

O depósito de ouro de Santa Helena tem a forma de um filão alojado em uma fratura de cisalhamento de direção N25-30E, provavelmente subordinada aos referidos sistemas transcorrentes. A figura 4.2 mostra um mapa geológico elaborado pela empresa RTDM (2000) com o traço do filão, a disposição das sondagens, bem como as litologias reconhecidas em superfície à época.



O mapeamento geológico do entorno do depósito, associado à descrição de testemunhos de sondagem, observações petrográficas e análises químicas, permitiu o reconhecimento de dois tipos de granito no contexto do depósito de Santa Helena (Fig. 4.3), sendo ambos hospedeiros principais da mineralização aurífera. Um de cor cinza com tons avermelhados, equigranular, de grão médio e composição que varia de monzogranito a granodiorito, denominado de Granito Santa Helena Antigo (GSHA); Outro, de coloração rósea e granulação fina, composição monzogranito a sienogranito, reconhecido principalmente nos testemunhos de sondagem, denominado Granito Santa Helena Jovem (GSHJ). Esse último ocorre como corpos de dimensões restritas, sobretudo na forma de múltiplos diques que interceptam o GSHJ em inúmeros intervalos de espessura reduzida, conforme constatado em furos de sondagem (e.g. FTN1 - 66,29 a 78,08 m; FTN2 - 17,00 a 18,90 m; FTN4 - 59,70 a 63,85 m; FTN5 - 38,50 a 38,80m, 41,05 a 47,70 m, 79,50 a 83,15 m e 100,20 a 108,85 m).

A oeste da área de ocorrência desses dois granitos predominam vulcânicas ácidas a intermediárias, mesoproterozóicas, denominadas como vulcânicas Teles Pires (Leite *et al.* 2002 e Pinho 2002), em associação com rochas tufáceas e sedimentos (arenitos, ortoquartzitos arcoseanos, arenitos lito-feldspáticos e grauvacas) correlacionados às unidades tufáceas e sedimentares do Braço Sul (TBS e SBS), conforme empilhamento proposto por Paes de Barros *et al.* (2006).

Ao norte e sul, os GSHA e GSHJ fazem contato com granitos de coloração avermelhada, isótropos, de granulação fina a grossa, equigranulares a porfiríticos, por vezes granofíricos e predominantemente alaskíticos, inseridos na suíte dos granitos tipo Teles Pires (Souza *et al.* 1979; Silva *et al.* 1980).

Alguns dos termos graníticos reconhecidos durante o mapeamento mostram similaridades com os granitos Teles Pires dos tipos TP1, TP2 e TP3 (Fig. 2.3 e Fig. 4.3), descritos na região de Guarantã do Norte, por Paes de Barros *et al.* (2006). Esses granitos cortam as vulcânicas Teles Pires e tem como referencia a idade de 1757 ± 16 Ma (U-Pb de Santos 2000) e a idade T_{DM} de 2,10 Ga (Lacerda Filho *et al.* 2001).



A leste, ambos os granitos (GSHA e GSHJ) são recobertos por uma seqüência sedimentar epicontinental do Mesoproterozóico representada pela Formação Dardanelos (Leite & Saes 2003).

O GSHA, apesar da falta de registro de suas relações de contato no campo e da inobservância de formas intrusivas em imagens geofísicas e de sensoriamento remoto, deve ser intrusivo nos granitóides do embasamento.

A geologia do entorno do depósito de Santa Helena mostra, ainda que localmente, a ocorrência de granitóides levemente orientados (amostra AJ-76) e outros com bandamento composicional e dobras localizadas (amostra SH-05), que foram interpretados por Paes de Barros *et al.* (2006) como representantes do embasamento (Fig. 4.3). Esses granitóides interpretados como representantes de uma janela do embasamento, têm coloração rósea a creme, são leucocráticos, equigranulares, de granulação fina a média, por vezes porfiríticos, com microfenocristais de feldspato potássico e incipiente orientação dada por grãos de quartzo recristalizados. A sua mineralogia principal é dada por quartzo (28%), plagioclásio (38%) e feldspato potássico (25%), apresentando composição de monzogranito (amostra AJ-76). Quando mostram bandamento composicional, as bandas leucocráticas são de composição granodiorítica, enquanto às mesocráticas são de quartzo diorito, com anfibólio (±20%) e clinopiroxênio (augita), que imprimem a rocha uma foliação (amostra SH-05). A porção granodiorítica é maciça e constituída por quartzo, recristalizado (20-28%), plagioclásio (24-37%), feldspato alcalino (18-23%), biotita (3-10%) e, subordinadamente, titanita (1-4%), hornblenda (1-3%), sericita (1-5%), clorita (1-3%), epidoto (1- 3%), opacos (1-3%) e zircão (traço).

Esses granitóides, localmente gnaissificados e dobrados, são de ocorrência restrita e aparecem com dimensões reduzidas como mega encraves dentro do GSHA, o que impossibilitou a representação cartográfica desses granitóides no mapa geológico da Figura 4.3.

Ainda na área do depósito, observam-se diques pouco espessos, de composição andesítica e basática, localmente cisalhados, e diques de composição riodacítica, não deformados. Corpos irregulares alongados de gabro e diorito, além de diques mais possantes de composição riolítica, ocorrem a leste do depósito (Figs. 4.2 e 4.3). O gabro mostra textura sub-ofítica sendo constituído por plagioclásio, hornblenda, augita e opacos.

Os diques de composição basáltica a andesítica ocorrem geralmente como corpos subverticais, subparalelos à direção da fratura que aloja o veio aurífero principal (N25-30E).

4.3 MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS

Amostras dos granitos Santa Helena Antigo (GSHA) e Jovem (GSHJ) foram coletadas em afloramentos e testemunhos dos furos de sondagem FTN1, FTN2, FTN4, FTN5 e FTN9, para estudos petrográficos, geoquímicos e de geocronologia. Para equacionar a relação temporal entre esses granitos hospedeiros da mineralização aurífera e os granitóides do embasamento, amostras desses últimos (AJ-76 e SH-05) foram também datadas. Estudos petrográficos e geoquímicos foram também conduzidos em equivalentes hidrotermalizados dos GSHA e GSHJ, assim como nas zonas de minério, com o objetivo de se estabelecer o padrão da alteração hidrotermal e a mobilidade de elementos nesse depósito.

Para a geoquímica, 28 amostras foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras em dois laboratórios: ACMLABS e Laboratório de Geoquímica Analítica da UNICAMP. No ACMLABS os métodos analíticos empregados envolveram fusão em LiBO₂/digestão com ácido nítrico diluído e dosagem por ICP-ES para óxidos maiores e elementos traço. Para a determinação dos elementos de terras raras, alem da fusão, empregou-se digestão com ácido nítrico e análise por ICP-MS. No Laboratório de Geoquímica da UNICAMP as análises de elementos maiores e traço foram realizadas em discos de vidro e pastilhas prensadas, respectivamente, por meio de um espectrômetro PW-2404 (Phillips)

Determinações de U-Pb em zircão e análises isotópicas de Sm-Nd em rocha total foram efetuadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Para as análises U-Pb utilizaram-se frações de monocristais de zircão, dissolvidas, seguindo procedimentos modificados de Krogh (1973) e Parrish (1987). A medição foi feita em espectrômetro de massa Finnigan 262. Isótopos de Pb radiogênico foram corrigidos para os brancos analíticos de Pb (moderno) e para Pb inicial (não radiogênico) segundo o modelo de Stacey & Kramers (1975), para a idade próxima da idade da amostra. As constantes de decaimento utilizadas foram as publicadas por Steiger & Jäger (1977).

Extrações de Sm e Nd foram efetuadas a partir de amostras de tocha total (50 mg) utilizando-se procedimentos propostos por Gioia & Pimentel (2000). As medidas isotópicas foram feitas no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262. As razões ¹⁴³Nd / ¹⁴⁴Nd foram normalizadas para ¹⁴⁶Nd / ¹⁴⁴Nd por 0,7219. A constante de decaimento (?) usada foi de 6,54 x 10^{-12} e o cálculo das idades conforme o modelo do manto empobrecido de DePaolo (1988).

Datações Pb-Pb pelo método da evaporação de chumbo em monocristais de zircão foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso da Universidade Federal do Pará. Os procedimentos de preparação de amostras tiveram como referência os descritos por Arcanjo & Moura (2000), enquanto o tratamento estatístico dos resultados analíticos, bem como os cálculos da idade média e do erro, foram baseados em Gaudette *et al.* (1998). Os resultados são apresentados com desvios a 2σ ê as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão 204 Pb/²⁰⁶Pb.

4.4 PETROGRAFIA DOS GRANITOS SANTA HELENA ANTIGO E JOVEM

4.4.1 Granito Santa Helena Antigo

A composição modal do GSHA revela que monzogranito e granodiorito são seus principais representantes (Fig. 4.4). Os termos de composição granodiorítica são de cor cinza com tons avermelhados, equigranular, médio a grosso, com microfenocristais de pla gioclásio, com dimensões de até 5 mm (Fig. 4.6 - Fotos A e B).

O monzogranito tem granulação fina a média, coloração cinza, com microfenocristais de feldspato potássico que aparecem como pontuações de cor vermelha, sobretudo nas zonas de contato com o GSHJ. Entretanto, em diagrama normativo (Fig. 4.5) algumas amostras posicionam-se no campo dos trondhjemitos (FTN4/32,00; FTN4/64,42; FTN5/ 60,23), refletindo teores um pouco elevados de Na₂O, que nessas rochas varia m entre 3,75 e 4,76 % (Tabela 4.1).

Esses granitos ricos em sódio, observados apenas em testemunhos, são de ocorrência restrita e distais com relação as zonas mineralizadas e no caso podem representar protólitos primários ricos em sódio. Entretanto, por outro lado, observações em lâmina delgada e ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) permitiram constatar nesses granitos ricos em sódio uma fase de albitização, tardi-magmática a pré-cisalhamento dúctil. Essa fase é denotada por grandes cristais subeuhedrais de albita (37-40%), com geminação do tipo albita mostrando lamelas arqueadas, que se tornam descontínuas para o centro desses cristais.

De uma forma geral, no GSHA, quartzo aparece fino intercrescido na matriz, recristalizado em subgrão, ou como lentes *(ibbon-quartz)*, grãos anédricos com os contatos intergrãos, em geral serrilhados e com junção tríplice. O plagioclásio ocorre como cristais

menores, anédricos, com geminação albita, e raros com intercrescimento mirmequítico, ou ainda reliquiar, como microfenocristais, sericitizados, com lamelas arqueadas, *kinks*, fraturas e microfalhas preenchidas por sericita, clorita e epidoto (Fig. 4.6 - Foto D). Feldspato potássico também aparece como grãos anédricos ou como microfenocristais de microclínio pertítico, formado a partir da substituição do plagioclásio. Biotita ocorre disseminada na forma de palhetas de pequena dimensão e, por vezes, na forma de agregados, associada à titanita. O GSHA apresenta ainda apatita, zircão (em prismas curtos, zonado, com alguns grãos inclusos em clorita) e allanita (grãos isolados e subédricos).

Ao microscópio a deformação se reflete principalmente em fenocristais de plagioclásio (albita) que mostram bordas arredondadas e fraturadas (Fig. 4.6 - Foto D), maclas encurvadas, lentes ou microvê nulas preenchidas por quartzo recristalizado. Localmente nota-se nas rochas mais deformadas intercrescimento mirmequítico, o que sugere uma formação por processos de dissolução e transferência de massa, associado à deformação cisalhante.



Figura 4.4: Diagrama QAP com a composição modal dos granitos Santa Helena Antigo e Jovem.

Tabela 4.1: Cor	mposições quimica	as e razões médias	dos granitoides	do Embasamento e	e dos granitos Sant	ta Helena Antigo e		
Granito Embasamento GSHA GSHA								
Granno	1	Empasaments		tonalito +		sienogranito -		
Facies	monzogranito	granodiorito	sienogranito	granodiorito 6	monzogranito 5	monzogranito 4		
SiO2	70.65	64.01	73.24	67.11	70.03	74.23		
TiO2	0,27	0,55	0,18	0,39	0,32	0,18		
A12O3	15,03	15,49	14,31	14,67	14,83	13.20		
Fe2O3	2,18	5,09	1,38	3,98	2,60	1,86		
MnO	0,04	0,09	0,02	0,07	0,04	0,02		
MgO	0,55	2,21	0,45	1,60	1,08	0,40		
CaO	1.82	3,85	1.80	2,84	1.75	0.99		
Na2O	4,07	3,95	3,63	4,20	4,27	3,54		
K20	4,55	3,51	4,54	3.04	3.61	4,30		
P2O5	0,09	0,16	0,06	0,14	0,09	0,05		
LOI	*	0.90	*	1.27	1.63	1.15		
Total	99,25	99,81	99,61	99,31	99,60	99,90		
Ba	2015.00	886.90	1689.00	1021.93	1299,70	1271.43		
Rb	151,00	130,80	114,00	/1,03	105,08	110,00		
Sr	470.00	505.10	450.00	400.85	405.08	198,23		
Cs	16.80	22.60	14.20	17.10	17.12	12 73		
Ga Ta	10.00	1 50	14.40	0.85	0.87	0.57		
Nh	13.10	13.40	6.30	10.33	7.80	5.60		
Цf	13,10	5.00	0,50	3.85	4 13	3,50		
пі 7r	186.00	148.40	116.00	138.05	130.16	132.35		
v	6 50	20.20	11.00	13 37	9.48	5.05		
ı Th	15.40	18.50	5.60	12.62	10.38	14.08		
IJ	2.00	5.00		2.72	3.05	4.33		
Cr	60,00		41,00	93,00	42,00	10,00		
Ni	10.20	31.00	7,60	24,06	14,88	6,30		
Co	*	13,30	*	4,33	7,40	8,30		
Sc	*	13.00	*	6.53	6.33	1.03		
V	18,00	86.00	25,80	56,67	31,06	19,40		
Cu	8,60	*	7,80	84,52	160,35	74,78		
Pb	23,10	*	22.60	8,62	13.05	8,30		
Zn	27,40	*	17,10	40,80	39,25	16,75		
Bi	*	*	*	1,40	1.95	2,90		
W	*	0,20	*	1,25	1,13	3,17		
Mo	*	*	*	4,60	12,25	1.07		
Be	^	^ •	*	14,00	5,6/	2,03		
Ag A	*	*	*	0,17	1,33	0,50		
Au	*	*	*	12,70	0.50	0.67		
As Rh/Sr	0.32	0.26	0.25	0.15	0,30	0,57		
Rb/Zr	0,81	0,88	0,98	0,51	0,81	0,83		
Ph/Ra	0.07	0.15	0.07	0.07	0.08	0.09		
K0/Ba K/Rh	250.10	222.73	330.54	355.21	285.14	324.08		
	1 12	0.90	1.25	0.72	0.95	1.01		
K20/Na20	1,12	0,89	1,23	0,72	0,83	1,21		
La	82.00	<u>32.80</u> 69.90	52.00	54.97 67.23	<u> </u>	<u> </u>		
Ce D.,	02,00	7.61	32,00	7 30	6.13	4 37		
PI Nd	27.00	28.10	19.00	23 57	23 32	20.18		
Sm	*	4.90	*	4.10	3.83	2.27		
БШ Е.,	*	1.05	*	1.00	0.80	0.42		
Cd	*	3.95	*	2.61	2.87	1 23		
Th	*	0.62	*	0.48	0.39	0.20		
Dv	*	2.99	*	2.30	1.98	1.01		
Ho	*	0,59	*	0,39	0,37	0,18		
Er	*	1,78	*	1,24	1,17	0,55		
Tm	*	0,25	*	0,18	0,16	0,09		
Yb	*	1,87	*	1,26	1.20	0,62		
Lu	*	0,28	*	0,18	0,18	0,13		
Obs · Toda ·	ferro encontro se r	a_0 forma de Ee $2O_2$	* N	ão detectado ou não	determinedo			



Figura 4.5:Diagrama com a composição normativa An-Ab-Or para os granitos Santa Helena Antigo e Jovem



Figura 4.6: Fotos do GSHA - A (FTN5-116,10) granodiorito cloritizado, B (FTN5-36,90) monzogranito na zona propilí tica, com alteração a Kf e discreto zoneamento em fratura preenchida por Kf, epidoto, sericita e clorita. C (FTN5 -116,10) detalhe da alteração clorítica, distal (cl -clorita, p -plagioclásio, q quartzo). D (FTN5 34,67) porfiroclasto de plagioclásio, circundado por quartzo em subgrão e sericita

4.4.2 Granito Santa Helena Jovem

A composição modal do Granito Santa Helena Jovem encontra-se concentrada predominantemente no campo dos monzogranitos e apenas uma amostra no campo dos sieno granitos, conforme diagrama QAP com a composição modal dos granitos Santa Helena Antigo e Jovem (Fig. 4.4). Em relação a sua composição normativa, o GSHJ tem composição essencialmente de granito. (Fig. 4.5).

O GSHJ caracteriza-se por ser de coloração rósea a avermelhada, equigranular, de granulação fina a média e localmente com microfenocristais de feldspato potássico e plagioclásio (Fig. 4.7 - Foto A, amostra FTN5 / 107,77). O contato com o GSHA normalmente é brusco, entretanto, por vezes, se dá de forma difusa (Fig. 4.7 - Foto B, amostra FTN5 / 100,26), sugerindo ter havido uma possível interação entre o fundido (GSHJ) e a encaixante (GSHA). Nessas porções onde se observa contatos difusos entre esses granitos, não se observa bordas de reação ou outras feições características de contatos intrusivos, sugerindo uma relação de contato envolvendo a interação de fluidos hidrotermais.

Localmente observa-se que o GSHJ apresenta feições de deformação em regime rúptil, desenvolvendo particularmente zonas de micro cataclase, que devem ter favorecido a geração de uma rede de fraturas sub-verticais e a colocação de veios e venulações quartzosas (amostras FTN5 / 85,77 / 89,46 / 90,17 / 117,77 / 101,80). Nota-se nessas zonas de microcataclase a formação de agregados de sericita e quartzo fino recristalizado, em contato brusco com setores do GSHJ não afetados por essa deformação eminentemente rúptil (Fig. 4.7 - Foto D).

O estágio magmático do GSHJ encontra-se representado por uma associação de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, com textura hipidiomórfica, denotada por cristais subidiomórficos de albita e oligoclásio, em contato ou incluso em cristais de feldspato potássico (Fig. 4.7 - Foto E, microfoto da amostra FTN5 107,77 do GSHJ).

No GSHJ o plagioclásio ocorre disseminado na matriz em grãos entre 0,1 a 0,3 mm, subédricos, com geminação albita, assim como forma microfenocristais (1 a 3 mm) tabulares, sericitizados e, freqüentemente, de composição albítica. Quartzo ocorre em grão fino e intersticial, como agregados de grãos finos recristalizado, sobretudo onde a rocha encontra-se mais fraturada, e em grãos maiores (0,2 a 0,3 mm), levemente alongados e com os contatos intergrãos serrilhados. Feldspato potássico aparece principalmente como cristais anédricos. Entretanto, nos termos sienograníticos (amostra FTN5 / 89,46) nota-se, com freqüência, nas

porções menos fraturadas, microfenocristais tabulares, pertíticos, por vezes com macla Carlsbad, evidenciando uma fase tardia de metassomatismo potássico.

A mineralogia acessória do estágio magmático do GSHJ está representada por titanita, na forma de cristais isolados, raros e subidiomórficos; biotita, em grandes cristais parcialmente cloritizados; zircão, apatita e monazita.



Figura 4.7: Fotos do GSHJ - A (FTN5 107,77) monzogranito com veios de quartzo sulfetados; B (FTN5 100,26) detalhe de um contato difuso entre GSHJ e GSHA; C (FTN5 41,96) detalhe de contato entre GSHJ e GSHA; D (FTN5 85,77) contato brusco entre o GSHJ não deformado e zonas de micro catáclase; E (FTN5 107,77) detalhe da mineralogia do GSHJ (Kf-microclinio, S-sericita, q-quartzo, P- plagioclasio).

4.5 GEOQUÍMICA DOS GRANITOS SANTA HELENA ANTIGO E JOVEM

Em termos geoquímicos, o GSHJ é levemente peraluminoso, enquanto o granito GSHA transiciona entre metaluminoso e peraluminoso (Fig. 4.8A). Ambos concentram-se predominantemente no campo dos granitos de alto K (Fig. 4.8B); entretanto o GSHJ se diferencia do GSHA por apresentar concentrações um pouco mais elevadas de K_2O e SiO₂. Apesar dos GSHA e GSHJ serem de natureza cálcio-alcalina, esse último mostra concentrações mais elevadas de álcalis e de sílica, indicando ser mais evoluído do que o GSHA (Figs. 4.8 - C e D).



(D) $Na_2O+K_2O-CaO*SiO_2$ (Frost *et al.* 2001).

Em diagramas indicativos de ambiente geotectônico, ambos os granitos (GSHA e GSHJ) estão posicionados no campo dos granitos gerados em contexto de arcos vulcânicos (Fig. 4.9 A e B). No diagrama (K₂O+Na₂O)/CaO *versus* Zr+Nb+Ce+Y (Fig. 4.9 C) a composição do GSHA coincide, em parte, com a do campo dos granitos tipo I e S não fracionados, enquanto que o GSHJ tem uma composição que se ajusta em parte ao campo dos granitos félsicos fracionados.





O GSHJ apresenta concentrações de elementos de terras raras relativa mente mais baixos que o do GSHA (Fig. 4.10). No conjunto, ambos mostram uma concentração média com 128,4 ppm de ETRL e 7,15 ppm de ETRP, e anomalia pouca acentuada de Eu (Eu/Eu* =0,58). Nota-se ainda um padrão com destacado fracionamento de ETR, similar para os dois granitos, porém mais acentuado nos ETRL com La_n/Yb_n = 24,3 e menor nos ETRP, com razão média Gd_n/Yb_n = 1,79.



Esse conjunto de dados indica relativa similaridade com o padrão de distribuição de ETR dos granitos Matupá e São Jorge (Fig. 4.10), os quais apresentam, respectivamente, conforme Moura & Botelho (2002) e Lamarão & Dall'Agnol (2001), assinaturas geoquímicas que mostram semelhanças com granitos de arco vulcânico ou pós-colisionais.

4.6 GEOCRONOLOGIA

Três amostras oriundas de testemunhos de sondagens e de afloramentos provenientes das proximidades do depósito de ouro de Santa Helena foram datadas pelo método Pb-Pb utilizandose da técnica de evaporação de monocristais de zircão. Inicialmente foram separados zircão de quatro amostras, sendo três de granitóides do Embasamento (monzogranito AJ-76, granodiorito SH-05 e monzogranito SH-05A) e uma de monzogranito do GSHA (FTN1).

O monzogranito (amostra AJ-76), correlacionado a unidade Granitóides do Embasamento, forneceu zircões com predomínio de formas prismáticas curtas (0,1 a 0,2 mm), arestas arredondadas, com grãos maiores relativamente limpos e os menores em avançado estágio de metamitização. Quatro cristais de zircão dessa amostra forneceram 112 razões isotópicas (USD=0,67), sendo obtida uma idade média de 1998 ± 1 Ma, interpretada como representativa da idade de cristalização desse granitóide (Fig. 4.11).

A porção mesocrática do granodiorito (amostra SH-05), com bandamento composicional, não forneceu zircões em quantidade e tamanho apropriado para datação pelo método Pb-Pb. No entanto, a porção félsica dessa amostra de composição monzogranítica (amostra SH-05A) mostrou duas populações, sendo uma de zircões mais arredondados e escurecidos e outra com cristais mais claros, sendo alguns de hábitos prismáticos curtos (0,1 a 0,2 mm). Três cristais de zircão da população clara e de prisma curto forneceram uma idade média de 1978 ±3 Ma (Fig. 4.11), gerada com base em 56 razões isotópicas (USD=1,07).

A Tabela 4.2 sintetiza os resultados isotópicos obtidos em zircões do granito Santa Helena Antigo. Os cristais de zircão selecionados para datação do monzogranito, representante do GSHA foram retirados de amostras de testemunho de sondagem do furo FTN1, no intervalo entre 77,4 e 77,7 m. Os zircões selecionados mostraram predomínio de formas prismáticas curtas (0,1 a 0,2 mm), com arestas arredondadas. Esses cristais forneceram duas idades: uma mais antiga de 1986 ± 6 Ma (USD=3,13), obtida a partir de idades de quatro cristais individuais, compreendendo zircões de maior tamanho e outra mais jovem de 1967 ± 3 Ma (USD=1,85), gerada a partir de cinco cristais individuais de menor tamanho (Fig. 4.12).



Figura 4.11: Diagrama idade versus etapas de aquecimento para as amostras AJ-76 e SH-05 representantes dos Granitóides do Embasamento.

Blocos de razões isotópicas utilizadas no cálculo da idade

 $\frac{1}{2}$ Blocos de razões isotópicas da 1ª etapa de evaporação eliminados por apresentarem desvio > 2s.

Tabela 4.2: Dados isotópicos Pb-Pb do Granito Santa Helena Antigo - Amostra FTN1												
Zircão	Temp.	Razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c	2s	Idade	2s
FTN1/1	*1450	0/6	0,000277	82	0,1913	691	0,1229	3	0,11919	114	1945	17
	1500	16/16	0,000154	69	0,20054	221	0,12423	154	0,12231	83	1991	12
FTN1/2	*1450	0/6	0,000044	5	0,14042	176	0,11508	206	0,11449	217	1872	34
	1500	32/32	0,000019	2	0,23195	55	0,12183	19	0,12156	21	1980	3
FTN1/4	1500	20/20	0,000059	45	0,2152	421	0,12236	87	0,12167	13	1981	19
FTN1/5	*1450	0/30	0,000033	1	0,19979	6	0,12142	22	0,12094	21	1971	3
	1500	36/36	0,000067	1	0,31382	518	0,12329	32	0,12227	17	1990	2
		104/146							Idade média =		1986	6
FTN1/6	1450	16/16	0,000095	5	0,23204	127	0,12233	35	0,12099	41	1971	6
	1500	30/30	0,000078	2	0,20984	605	0,12185	24	0,12075	21	1968	3
FTN1/7	1450	24/24	0,000049	4	0,19427	398	0,12167	2	0,12097	21	1971	3
FTN1/9	*1450	0/14	0,000075	105	0,14806	542	0,12203	237	0,12106	375	1972	55
	1500	0/4	0,000191	32	0,25363	169	0,12290	34	0,12034	55	1962	8
FTN1/13	1450	40/40	0,000228	4	0,15451	49	0,12344	22	0,12042	22	1963	3
	#1500	0/4	0,000450	2	0,22557	25	0,12708	92	0,12107	92	1972	14
FTN1/14	#1450	0/16	0,002021	105	0,2085	459	0,13759	69	0,10955	238	1792	40
	1500	4/4	0,000296	15	0,20777	555	0,12412	32	0,12016	204	1959	30
		118/152							Idade média =		1967	3

(c) - razão $^{207}\!\text{Pb}\!/^{\!206}\!\text{Pb}$ corrigida do Pb comum

(*) - Blocos de razões isotópicas eliminados por apresentarem 207 Pb/ 206 Pb muito superiores ou inferiores em relação à média dos cristais analisados.

(#) - Blocos de razões isotópicas eliminados por apresentar razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superior a 0,0004.



Figura 4.12: Diagrama idade versus etapas de aquecimento, granito Santa Helena Antigo-Amostra FTN1 Blocos de razões isotópicas utilizadas no calculo da idade

Blocos de razões isotópicas da 1ª etapa de evaporação eliminados por apresentarem desvio > 2s.

Os dados Sm-Nd obtidos no monzogranito do embasamento (amostra AJ-76 - 1998 Ma) e do GSHA (amostra FTN05/119,46m), são similares quanto a idade modelo (T_{DM}) e ϵ Nd (Tabela 4.3). O primeiro apresentou valores de $T_{DM}=2,4$ e ϵ Nd₍₁₉₉₈₎= -3,40; o segundo $T_{DM}=2,4$ e ϵ Nd₍₁₉₈₆₎=-3,49. Esses dados, se analisados conjuntamente, sugerem relativa contemporaneidade na diferenciação do magma que gerou ambos os granitos, envolvendo uma provável fonte comum.

Tabela 4.3: Dados isotópicos Sm-Nd de granitos, dique de composição andesítica e minério do depósito de ouro de Santa Helena-MT.											
Amostras	Tipo de rocha	Sm (ppm) Nd (pp		147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	eNd(0)	TDM (Ga)	T (Ga)	e(T)		
	Granito										
AJ 76	Sienogranite (G. Embasamento)	5,858	44,559	0,0795	0,510923+/-8	-33,45	2,4	1,998	-3,40		
FTN 05 119.46	Monzogranito (GSHA)	3.883	28,453	0.0825	0.510967+/-4	-32.6	2.4	1,986	-3,49		
	Diques										
FTN 05 71,96	Andesítico	3,783	20,26	0,1129	0,511376+/-7	-24,62	2,51	1,986	-3,26		
	Minerio granitico										
F 05 SH-00	Depósito Santa Helena	3,46	21,722	0,0963	0,511773+/-26	-16,88	1,64	nd	nd		
abound valares	não datarminadas										

4.7 PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS MINERALIZAÇÕES.

Os diversos litotipos reconhecidos no depósito aurífero de Santa Helena, já descritos anteriormente, assim como a distribuição das zonas mineralizadas e as respectivas concentrações de vários óxidos, Au, Bi e Cu, estão representados em perfil esquemático obtido a partir da descrição de testemunhos de sondagem do furo FTN5 (Fig. 4.13) e em diagramas tipo Harker e de correlação química (Fig. 4.14).

As relações geológicas observadas em campo e na descrição de testemunhos de sondagem mostram que a mineralização aurífera ocorre sob duas formas principais: (1) como um possante veio de quartzo cisalhado, hospedado em quartzo-sericita milonito, denominado de minério milonítico; e (2) veios e vênulas espacialmente associados ao GSHJ, com a porção mais rica configurando um halo com espessura entre 2 a 7 metros, representado em perfil como minério granítico (Fig. 4.13), que acompanha principalmente a zona de *footwall* do minério milonítico.

Rochas sub-vulcânicas na forma de diques de composição basáltica, andesítica a riodacítica ocorrem geralmente como corpos sub-verticais, subparalelos à direção da fratura que aloja o veio principal (N25-30E). Os diques andesíticos são porfiríticos, com fenocristais sub-idiomórficos de plagioclásio imersos em matriz com plagioclásio (40-45%), quartzo (1-5%), clorita (10-15%), epidoto (5-15%), sericita (2 a 10%) carbonato (3 a 5%) e pirita (1 a 3%). Entre as sub-vulcânicas observadas, apenas os termos andesíticos encontram-se localmente afetados pela deformação, transformando-se por vezes em quartzo-sericita-clorita milonito.

As transformações ocorridas no GSHA associadas à deformação milonítica são marcantes nas adjacências da estrutura filoniana e bem documentadas no pacote de rochas incluídas como minério milonítico. Nas porções mais distais do filão, as variações observadas nos teores de Na, Ca, Mg e Fe refletem transformações ocorridas na paragênese primária, decorrentes de processos de alteração, envolvendo principalmente cloritização, albitização precoce e propilitização (clorita+epidoto ± carbonato de calcio).

A alteração clorítica no GSHA, intergranular a fissural e ampla (Fig. 4.6 - Fotos A e C), é perceptível nas porções mais distais, em relação a zona mais intensamente deformada, sendo associada a fase de cisalhamento, que gerou o minério milonitico. Nessas porções também se constatou evidências petrográficas de um estágio de albitização, com formação de grandes cristais de albita com lamelas arquedas e *kinks*.

Outro padrão de alteração hidrotermal verifica-se nas zonas de contato do GSHJ com o GSHA. Nestas zonas de contato o GSHA, já frequentemente como uma rocha tonalidade verde escuro, devido a alteração propilítica superimposta, apresenta-se com feldspatos potássicos disseminados, realçados por pontuações avermelhadas, registando uma fase importante de alteração potássica. Ainda ressas porções, clorita, sericita e epidoto ocorrem como minerais de alteração substituindo biotita e plagioclásio, preferencialmente preenchendo fissuras (fig. 17 - Foto A), e por vezes configurando discreto zoneamento, (Fig. 4.6 - Foto B).



Fig. 4.13: Perfil do furo de sondagem FTN 5 - Depósito de Santa Helena

Nos diagramas de Harker e de correlação química (Fig. 4.14) é possível verificar que tanto as rochas transformadas pela deformação (quartzo - sericita milonito), como aquelas mais intensamente alteradas (hidrotermalito) são relativamente empobrecidas em K_2O , Na_2O e Al_2O_3 , refletindo em parte a remoção dos feldspatos. Amostras de granito alterado (hidrotermalito) com teores elevados de MgO, Fe_2O_3 e CaO, refletem provavelmente, a formação de minerais como clorita, sericita fibroradiada, epidoto, calcita e pirita. Nos veios de quartzo sulfetados é marcante a correlação dos teores mais elevados de ouro com Bi, Cu e As (Fig. 4.14).

As análises realizadas nos veios amostrados na zona mineralizada principal dos testemunhos de sondagem do furo FTN 5 (85,39 a 98,85 metros) mostraram a seguinte variação de teores: a) minério milonítico - Cu (69 a 225 ppm), Bi (1,9 a 5,1 ppm), As (2,3 a 20 ppm), Au (0,72 a 1,14 ppm) e Ag (0,3-2,7 ppm); b) granito hidrotermalizado - Cu (20 a 1471 ppm), Bi (0,4 a 2,0 ppm), As (< 0,5 ppm), Au (0,014 a 0,35 ppm) e Ag (0,10-1,0 ppm) e c) veios de quartzo - Cu (2.000 a 5.000 ppm), Bi (118 a 1.948 ppm), As (2,4 a 14,3 ppm), Au (5 a 84 ppm) e Ag (11,7-97,2 ppm). Esses dados demonstram que a maior concentração desses metais esta diretamente relacionada a presença dos veios de quartzo.

Minério Milonítico

O minério milonítico constitui a parte da mineralização que corresponde à estrutura filoniana (Fig. 4.2), sendo representado principalmente por rochas do tipo quartzo-sericita milonito, resultantes da deformação do GSHA (Fig. 4.13). Em afloramento é possível reconhecer no minério milonítico porções remanescentes de granitos e, em lâmina, porfiroclastos de plagioclásio de origem ígnea. A foliação forma uma clivagem espaçada, delineada por sericita que contorna bandas ricas em quartzo recristalizado ou porfiroclastos de quartzo, definindo um padrão anastomosado. Notam-se ainda veios de quartzo paralelos à foliação milonítica, também afetados pela recristalização. A lineação é predominantemente sub-horizontal e com atitude de N10-20E /10°. Estruturas S-C identificadas no quartzo-sericita milonito são realçadas em lâminas pelo alinhamento de cristais de pirita. A relação entre essas estruturas sugere uma cinemática sinistrógira à fratura de cisalhamento hospedeira da mineralização aurífera.



Figura 4.14: Diagramas tipo Harker e de correlação química. Óxidos de elementos maiores em % peso; As, Cu e Bi em ppm e Au em ppb

O minério milonítico contém quartzo (40-70%), sericita (15-35%), pirita (5-30%) e clorita (1-3%). Localmente, observa-se epidoto (1%), calcita (1%) e apatita, porém sem feições deformacionais. Nessa rocha, os grãos de pirita aparecem como um agregado de pirita fina, exibindo, ao microscópio, cristais anedrais a sub idiomórficos, que se alinham segundo à foliação, formando bandas. Esses cristais não mostram sinais de deformação, indicando que a precipitação da pirita deve ter ocorrido em uma fase tardia do cisalhamento (Fig. 4.15 - Foto B e Fig. 4.16 - Foto A).

Nas zonas menos de formadas, a presença de plagioclásios com *kinks* e maclas arqueadas, porfiroclastos com composição eminentemente albítica e mirmequita refletem provavelmente reações sin-deformacionais, decorrentes da substituição do feldspato potássico pela albita. Albita aparece ainda localmente como manchas coalescentes preenchendo descontinuidades estruturais e



Figura 4.15: Fotos (A) Amostra FTN5 75,94 - Sericita-quartzo milonito com lentes de silicificação. (B) Amostra FTN5 / 72,67 - Imagem de MEV mostrando filmes de pirita em sericita-quartzo milonito com sericita (p1,p6,p7); quartzo (p2,p3), clorita (p4) e pirita (p5). (C) Amostra FTN5 77,20 - Zona de silicificação com espaços intergranulares preenchidos por rutilo (r), sericita fibroradiada (s), clorita rica em ferro (c) e carbonato;. (D) Imagem do MEV amostra FTN5 / 77,20, zona menos deformada em sericita quartzo milonito, com rutilo (p1), calcita (p2), sericita fibroradiada (p3, p4); clorita rica em ferro (p5, p9); zircão (p6); quartzo (p7) e apatita (p8).

substituindo microfenocristais reliquiares de feldspato potássico. Zonas de silicificação se destacam como corpos lenticulares de quartzo, segregados e depositados sub-paralelo à foliação milonítica principal (Fig. 4.15 - Foto A). O quartzo observado nessas zonas silicosas é de granulação fina e envolve cristais de quartzo de contorno hexagonal. Localmente, nota-se micro cavidades preenchidas por minerais em arranjos acicular-radiais compreendendo: sericita fibroradiada rica em ferro, clorita fibrosa, de cor verde, carbonato e rutilo acicular (Fig. 4.15 - fotos C e D). Essas feições e associações minerais sugerem que esses minerais foram gerados sob condições tardi a pós-milonitização.

O minério milonítico, particularmente onde as rochas cisalhadas não apresentam veios e vênulas, encontra-se fracamente mineralizado e com teores de ouro da ordem de 0,14 e 0,72 ppm (Fig. 4.13). Os teores mais elevados de ouro observados no minério milonítico, da ordem de 5,4 ppm, estão associados à maior incidência de veios de quartzo sulfetados (Fig. 4.13).

Minério Granítico

O minério granítico esta representado pela mineralização aurífera na forma de veios e vênulas quartzosas com sulfetos, que se alojam preferencialmente em rochas do granito Santa Helena Jovem (Fig. 4.13). De forma subordinada os veios interceptam tanto o GSHA, como o quartzo milonito (Fig. 4.16 - foto A).

Nos perfis elaborados para os diversos testemunhos dos furos de sondagem é notório a separção física do intervalo que agrupa o minerio milonítico daquele descrito como minério granítico (Fig. 4.13). A mineralização agrupada como minério granítico está espacialmente associada a uma faixa que acompanha preferencialmente o *footwall* da estrutura filoniana (minério milonítico). Nessa faixa se verifica uma marcante alteração propilítica superimposta ao GSHA, com clorita + carbonato + epidoto (Fig. 4.13). Essa alteração propilítica também é perceptível em contextos mais distais dessa zona de *footwall*, em um intervalo descrito como monzogranito propilítico (Fig. 4.13), onde se observa a formação de epidoto, clorita, carbonato e rutilo preenchendo interstícios (Fig. 4.17 - Fotos A e B), inclusive com venulações nos intervalos do GSHJ (Fig. 4.16 - Foto D).

A paragênese sulfetada constatada nessa rocha propilítica (Fig. 4.17 - Foto A) é restrita, sendo constituída principalmente por calcopirita, calcocita e covelita, com pirita e galena subordinadas. Raros cristais de barita, hematita e rutilo ocorrem associados a esses sulfetos (Fig. 4.17 - Foto C).

O minério granítico, de forma similar ao milonítico, apresenta teores relativamente baixos de ouro (e.g. FTN5/94,65=0,34 ppm e FTN5/96,33B=0,014 ppm), particularmente onde os granitos encontram-se hidrotermalizados (propilítico ± feldspato potássico), mas pobres em vênulas. Os maiores teores de ouro observados no minério granítico apresentados no perfil (Fig. 4.13) se refere a veios de quartzo sulfetados, caso das amostras FTN5/90,17A (33,48 ppm); FTN5/94,65A (84,62 ppm) e FTN5/96,33A (50,84 ppm), obtidas no intervalo caracterizado como minério granítico (85,39 a 98,85 metros).

Brechas

Zonas de brechas ocorrem localmente afetando tanto o GSHJ como as sub-vulcânicas de composição andesítica (diques). No primeiro caso, observa-se brechas no contato entre o GSHJ e o milonito, com cimento silicoso soldando fragmentos do GSHJ (Fig. 4.16 – Foto B). No segundo caso aparecem preenchendo fraturas pré-existente em rochas de composição andesitica, porfiríticas, cujos fragmentos são soldados por uma massa de clorita, epidoto e carbonato (Fig. 4.16 – foto C).



Figura 4.16: Fotos (A) Amostra FTN5 / 72,67 - sericita-quartzo milonito com pirita acompanhando a foliação, interceptado por veio de quartzo sulfetado;. (B) Amostra FTN5 / 80,90 - brecha de contato com fragmentos do GSHJ cimentados por quartzo, (C) Amostra FTN5 / 83,30 - brecha hidrotermal em andesito porfíritico. (D) Amostra FTN5 / 108,00 - GSHJ interceptado por veios de quartzo sulfetado (Au).

Veios de quartzo auríferos

Os veios de quartzo sulfetados são observados particularmente nos testemunhos de sondagem onde se apresentam com aspecto leitoso, são maciços e ocorrem preenchendo uma rede de fraturas dominantemente sub-verticais dispostas preferencialmente no GSHJ (e.g. FTN5-94,65 A e FTN5-96,33 A) e subordinadamente, no granito GSHA, nas rochas de composição andesítica e no minério milonítico (e.g. FTN5-76,30 A; Figs. 13 e 16A) (Figs. 16D e 18A).

Esses veios e vênulas contêm cristais de quartzo fino em contatos irregulares, sem orientação ou feições de recristalização, além disso, cortam a foliação das rochas miloníticas indicando serem representantes de uma geração mais tardia.



Figura 4.17: Foto A (FTN5 35,70) granito propilítico com uma alteração potássica (kf) superimposta; Foto B Imagem do MEV (FTN5 34,67) detalhe da alteração com formação de albita hidrotermal substituindo Kf e definindo um padrão de zonamento com albita (ab) mais na borda, e epidoto (ep) e carbonato (c) mais ao centro; Foto C Imagem do MEV (FTN5-94,65) Óxidos e sulfetos cristalizados ao redor de cristal de Kf (1:Hematita, 2:Kf, 3:Covelita, 4:Calcosita, 5:Calcopirita, 6:Pirita e 7:Galena.



Figura 4.18: Foto A (FTN5-94,65) veio de quartzo sulfetado no GSHJ; Foto B imagem do MEV (FTN5 94,65) Tetradymita (p1); Pirita (p2); Wittichenita (p3); Sulfossal com S + Bi + Cu + Mo (p4); Sulfossal com S + Bi + Cu + Ag + Se (p5); Foto C imagem do MEV (FTN5 94,65) Emplectita (p1); Bismutinita (p2); wittichenita (p3); electrum (p4); Foto D (FTN 94,65) sulfossais de S, Bi, Cu e Mo, com inclusões de ouro e electrum

A paragênese metálica presente nesses veios e vênulas de quartzo é constituída por sulfetos e sulfossais, tais como, pirita, wittichenita, emplectita, bismutinita, tetradymita e tsumoita. Os sulfossais incluem proporções não estequiométricas de bismuto, cobre e enxofre, com quantidades subordinadas de prata, telurio, selênio, molibdênio e chumbo (normalmente mostrando texturas de intercrescimentos), assim como ouro, por vezes com ligas de prata e cobre (Fig. 4.18 – Fotos B, C e D).

Cristais xenomorfos a subidiomórficos de pirita (Fig. 4.18 - Fotos B e D) dispersos na massa quartzosa mostram-se microfraturados e fragmentados, aparecendo usualmente contornados e com fraturas preenchidas por sulfetos, teluretos e sulfossais. O ouro ocorre principalmente como inclusões e ao longo de fraturas na pirita, incluso em sulfossais e na ganga, freqüentemente junto a clorita rica em ferro (Fig. 4.18 - Foto D). As tabelas 4 e 5 mostram a composição química aproximada dos diversos sulfossais identificados através do microscópio eletrônico de varredura (MEV), com os respectivos pontos de análise.

Tabela 4.4: Análises semi-quantitativas (<i>wt %</i>) em microscópio eletrônico de varredura (MEV).										
Amostra/ponto	S	Cu	Bi	Те	Fe	Мо	Ag	Se	Mineral	Fórmula
F5 94,65 / p1	4,59		59,13	34,02	2,26				Tetradymita	Bi ₂ Te ₂ S
F5 94,65 / p2	53,47				46,53				Pirita	FeS ₂
F5 94,65 / p3	18,81	38,02	43,17						Wittichenita	Cu ₃ BiS ₃
F5 94,65 / p4	11,28	17,82	56,33			14,57			nd	nd
F5 94,65 / p5	20,51	7,99	62,47				7,70	1,33	nd	nd
Obs.: Minerais de	Obs.: Minerais de Bi-teluretos, Bi-telurosulfetos e sulfossais são em geral não estequiométricos (nd - não determinado).									

Tabela 4.5: Análises semi-quantitativas (<i>wt %</i>) em microscópio eletrônico de varredura (MEV).										
Amostra/ponto	S	Cu	Bi	Au	Ag	Mineral	Fórmula			
F5 94,65/p1	18,86	18,02	63,13			Emplectita	CuBiS ₂			
F5 94,65 / p2	18,17	1,11	80,72			Bismuthinita	Bi ₂ S ₃			
F5 94,65/p3	19,59	36,02	44,39			Wittichenite	Cu ₃ BiS ₃			
F5 94,65 / p4		1,61		70,81	29,19	Electrum	AuAg			

4.8 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS

Estudos de inclusões fluidas efetuados por Assis (2006) em amostras de veios de quartzo hospedados no granito propilitizado (minério granítico) e no quartzo milonito (minério milonítico) permitiram identificar dois grupos distintos de inclusões fluidas, ora denominadas tipos I e II:

Tipo I: inclusões aquo-salinas (L + V), homogêneas, com dimensões entre 0,5 e 2,0 μ m e predomínio de morfologias arredondadas e sub-arredondadas. Essas inclusões apresentaram salinidade media de 21-23% em peso equivalente de NaCl e temperaturas de homogeneização concentradas principalmente entre 100 e 120 °C.

Tipo II: Inclusões trifásicas aquo-carbônicas, com formas predominantemente subarredondadas a sub-angulares e dimensões entre 0,8 - 2,5 µm. As inclusões tipo II apresentaram salinidades entre 11 e 13% em peso equivalente de NaCl e temperatura de homogeneização média de 330 °C. Localmente, percebe-se sua coexistência com inclusões aquo-salinas (Tipo I).

Assis (2006) estima que o aprisionamento das inclusões aquo-carbônicas deve ter ocorrido sob condições de pressão entre 1,1 a 2,3 kbar e temperaturas entre 263 e 368 °C, em um sistema imiscível, aproximando-se das condições reais de formação da mineralização aurífera do depósito de Santa Helena.

4.9 DISCUSSÃO.

Geologia e Geocronologia das Rochas Hospedeiras

Os GSHA e GSHJ, principais hospedeiros da mineralização aurífera do depósito de Santa Helena, possuem composição modal e assinaturas geoquímicas que evidenciam um relativo contínuo químico, conforme revelam a distribuição dos óxidos de elementos maiores dessas rochas nos diagramas tipo Harker (Fig. 4.14) e a distribuição dos elementos de terras raras (Fig. 4.10). Nota-se, entretanto, que o GSHJ é exclusivamente peraluminoso e mostra concentrações mais elevadas de SiO₂ e K₂O. Ambos são cálcio-alcalinos de médio a alto K (embora o GSHJ tenda para subalcalino) (Fig. 4.8), e comparáveis aos granitos gerados em contexto de arcos vulcânicos, pós-colisionais (Figs. 4.9 A e B).

Segundo critérios de Chappell & White (1974, 2001), o GSHA mostra similaridade com os granitos tipo I, por ter natureza cálcio-alcalina, por estar associado à corpos sub-vulcânicos de composição andesítica, por conter titanita como fase acessória, e apresentar elevados teores de

Na₂O. Por outro lado, o GSHJ se diferencia por mostrar uma composição que se aproxima do campo dos granitos félsicos fracionados (Fig. 4.9 C) e por conter concentrações um pouco mais elevadas de K_2O e SiO₂ do que aquelas verificadas no GSHA (Fig. 4.8 B).

Adicionalmente, as relações geológicas observadas em furos de sondagem revelam que o GSHJ mostra contatos difusos com o GSHA (e.g. testemunho de sondagem furo FTN1 / 66,29-78,08 m) ou mesmo corta esse granito, sendo, portanto, de colocação relativamente mais tardia. Nesse contexto, a idade Pb-Pb mais antiga de 1986 ±6 Ma obtida por evaporação de monocristais de zircão do GSHA é interpretada como de cristalização desse granito, enquanto a idade Pb-Pb, mais nova, de 1967 ± 3 Ma, provavelmente representa a idade máxima de cristalização do GSHJ.

Apesar do GSHJ ter sido representado em mapa (Fig. 4.3) como um pequeno corpo circunscrito, sua verificação, com poucas exceções, foi restrita aos furos de sondagem, onde usualmente encontra-se limitado por litotipos admitidos como pertencentes ao GSHA. Esta situação sugere um mecanismo de alimentação do magma através de pequenos reservatórios que ascenderam rapidamente através de condutos relativamente estreitos (Petford *et al.* 2000), nesse caso, representados pela fratura de cisalhamento ocupada anteriormente pela mineralização filoneana.

As idades Pb-Pb de 1998 ±1 Ma e de 1978 ±3 Ma obtidas para as amostras de monzogranito, AJ-76 e SH-5, respectivamente, indicam de forma similar ao constatado na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, que essas rochas podem sinalizar a presença de um embasamento heterogêneo, incorporando porções do embasamento (Complexo Xingu). Essa possibilidade é suportada pelo fato de que o intervalo entre a idade mais antiga, da amostra AJ-76 (1998 ±1 Ma) e a de colocação do GSHA (1986 ±6 Ma) é em torno de 12 Ma. Ademais, o monzogranito (amostra AJ-76) e o GSHA têm idades modelo ($T_{DM} = 2,4$) e valores de ε Nd (ε Nd = - 3,4) similares, o que reflete uma possível fonte comum para o magma gerador dessas rochas. Essa observação pode ser estendida ainda para as rochas de composição andesítica associadas, que também tem assinatura isotópica Sm-Nd similar à dos granitos (Tabela 4.3).

Outro aspecto a destacar é que de modo análogo aos granitos reconhecidos na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo (Paes de Barros *et al.* 2006), os granitos da região de Santa Helena apresentam idades incompatíveis com os limites propostos para a PVT (1,95-1,8 Ga), bem como para o arco magmático Juruena (1,85-1,75 Ga). Acrescenta-se ainda que os dados Sm-

Nd diferem dos padrões reconhecidos no Tapajós com $T_{DM} < 2,2$ e do arco magmático Juruena, na região oeste de Alta Floresta, com $T_{DM} = 2,1$ e ϵ Nd (t)= + 1,25 (Fig. 4.19)

Este conjunto de dados permite correlacionar as litologias descritas na região de Santa Helena com as do terreno Peixoto, interpretado como um fragmento de crosta arqueana que foi amalgamado a PAC, ao término do evento Transamazônico (2,2-1,95 Ga).



Figura 4.19: Diagrama de evolução isotópica Nd versus tempo geológico T(Ga) das associações litológicas do granito Santa Helena comparado com outros granitos e províncias regionais.

Geoquímica, Alteração Hidrotermal e Fluídos

As paragêneses de alteração, os dados petrográficos e químicos lançados em perfis de sondagem (Fig. 4.13) e em diagramas de correlação química de multi-elementos (Fig. 4.14) indicam o desenvolvimento de duas zonas principais de propilitização, sugerindo a existência de um halo mais distal, associado à circulação de fluidos hidrotermais, provavelmente tardios com relação a evolução do cisalhamento. Outro aspecto interessante observado nos testemunhos e em parte ressaltado no perfil é que a mineralização venular (minério granítico) encontra-se interpolada na secção onde se observa um maior adensamento de intersecções de GSHJ, sugerindo não somente um vínculo espacial, mas também uma possível relação genética.
Dados obtidos através de MEV indicam uma predominância de sulfetos (pirita e calcopirita) e sulfossais na paragênese dos veios mineralizados. Alguns sulfossais de composição não estequiométricas mostram composições intermediárias entre calcosita (Cu_2S) e bismitunita (Bi_2S_3), com quantidades subordinadas de prata, molibdênio, telúrio, selênio e chumbo, além de teluretos de bismuto (tetradimita e tsumóita).

O ouro observado nas secções estudadas encontra-se na forma particulada, incluso frequentemente em pirita e em sulfossais, ou em meio à clorita rica em ferro. A composição química média das partículas de ouro, obtida a partir de diversas medidas no MEV, situa-se entre 70 a 83 % de Au; 16 a 30 % de Ag; 0,0 a 2,1 % de Bi e 0,0 a 1,8 % de Cu.

Os sulfossais e teluretos de bismuto, em geral formam minerais com múltiplas fases intercrescidas, combinando elementos em uma ampla faixa de equilíbrio eutético, e por vezes gerando compostos de composição não estequiométrica. Segundo Cook & Ciobanu (2004) esta característica possibilita a extração de outros metais quando da formação desses minerais, sobretudo no sistema Cu-Fe-S. Os autores realçam o caso do ouro, que freqüentemente é incorporado em fases ricas em bismuto, vindo a se precipitar como partículas em equilíbrio com o hospedeiro.

Estas observações são consistentes com experimentos recentes que constataram a partição do ouro entre fluidos hidrotermais e líquidos ricos em bismuto, mostrando que acima de seu ponto de fusão (271 °C), o bismuto fundido é um poderoso coletor de ouro dos fluidos hidrothermais (Douglas *et al.* 2000).

Cook & Ciobanu (2004) reportam, com base em dados experimentais, que bismuto nativo e maldonite (Au_bBi) não são estáveis dentro do campo de estabilidade da pirita, que só se cristaliza a partir de fluidos hidrotermais sob condições de fS_2 elevadas. Esta constatação experimental se coaduna com os dados petrográficos, onde se constatou as seguintes relações: a) os sulfossais (Bi+S+Cu±Ag±Te±Se±Mo±Pb) encontram-se associados a pirita e mais raramente a calcopirita; b) os bismuto-teluretos encontram-se inclusos na pirita; e c) não se observou nas seções estudadas bismuto nativo, ouro com bismuto e telúrio constituindo minerais (e.g. maldonite, calaverite), e nem mesmo, ouro ex-solvido em sulfossais.

Ainda segundo Cook & Ciobanu (2004), a formação de teluretos de bismuto, com Bi/Te(+Se+S)=1 (e.g tetradimita, tsumóita, telurobismutinita) é consistente com a zona tampão da pirita e representa uma assembléia que é estável em condições de fTe₂ intermediárias e temperaturas que excedem a 400 °C. Neste contexto a paragênese sulfetada e os sulfossais (Bi+S+Cu \pm Ag \pm Te \pm Se \pm Mo \pm Pb) registrados na mineralização de Santa Helena, que se deu após a cristalização dos bismuto-teluretos, provavelmente refletem condições de fS₂ mais elevadas e temperaturas mais baixas.

Essas condições são compatíveis com a faixa de temperatura estabelecida para as inclusões do Tipo II, trifásicas aquo-carbônicas, com salinidade de 11-13% em peso equivalente de NaCl, T_{ht} de 330 °C e com condições limites de P-T estimadas para o aprisionamento dos fluidos mineralizados entre 263-368 °C e 1,1 a 2,3 kbar.

Baker *et al.* (2005), em um estudo de revisão e comparação sobre depósitos de Au-Bi em *Intrusion Related Gold Systems* (IRGS), demonstrou uma variação no regime de fluidos com o nível crustal, semelhante àqueles observados em sistemas a Sn-W - em níveis crustais mais rasos (< 5 km), inclusões aquosas de alta salinidade são dominantes, embora inclusões aquo-carbônicas também possam ocorrer de forma subordinada; em níveis crustais mais profundos (> 5 km) inclusões aquo-carbônicas de baixa salinidade passam a ser abundantes e as aquosas salinas subordinadas.

Modelagem do Depósito

O contexto evolutivo interpretado permitiu reconhecer dois eventos mineralizantes principais, que correspondem, em princípio, aos dois tipos de minérios tipificados: quartzo milonítico e veios de quartzo em granito. Esses dois tipos refletem provavelmente dois estágios de desenvolvimento da mineralização aurífera, com estilos distintos e certamente separados no tempo. O primeiro decorre da instalação de uma fratura de cisalhamento afetando um granito mais antigo (GSHA), seguido de intensa circulação de fluidos e formação de um depósito filonar. O segundo, relacionado ao alojamento do GSHJ, com imposição de um padrão de alteração mais restrito, é caracterizado pela formação de veios de quartzo sulfetados, múltiplos e de pequena possança.

A mineralização filoniana associada ao desenvolvimento da fratura de cisalhamento e formação de quartzo milonito gerou um minério bandado, com a paragênese metálica (Au + pirita) introduzida nos estágios finais da deformação cisalhante e que se tipifica por apresentar teores na média de ouro inferiores a 0,7 g/t. O minério granítico, representado pelos veios e venulações de pequenas dimensões, constitui a fase rica do depósito, apresentando teores

elevados de ouro nos veios (> 33 g/t), sendo que o ouro encontra-se em estreita associação com sulfetos e sulfossais de Cu e Bi (Tabelas 4.4 e 4.5; Fig. 4.18).

Assim, o entendimento é de que a mineralização venular provavelmente está relacionada à intrusão e circulação de fluidos graníticos, a partir de um sistema de veios e venulações quartzosas com quantidades subordinadas de sulfetos e sulfossais (< 10%).

Os Intrusion Related Gold Deposits (IRGD) são considerados como uma classe específica de depósitos auríferos que apresentam muitas similaridades com a classe ouro orogênico. Entretanto, algumas características são admitidas como marcantes para os IRGD, ou seja: (i) associação com intrusões metaluminosas, sub-alcalinas, de composição félsica a intermediária, tipo I, fraca a moderadamente reduzidos (baixa fO_2); (ii) geração em ambiente de arcos magmáticos continentais, em áreas notoriamente mineralizadas com Sn e W; (iii) alojamento como batólitos moderadamente profundos (> 5 km) ou como pequenos corpos em níveis mais rasos (< 2 km); (iv) enriquecimento variável em Bi, Mo, Sb, Te e W; (v) associação à fluidos hidrotermais aquosos a aquo-carbônicos, de baixa salinidade, a depender do nível crustal de formação do depósito; (vi) baixo conteúdo de minerais sulfetados (< 5%) e reduzida assembléia mineral sulfetada incluindo pirrotita, pirita, arsenopirita; e (vii) presença de halos hidrotermais restritos controlados por sistemas de fraturas e cavidades miarolíticas, estas no caso de intrusões mais rasas. Tais características são baseadas principalmente nos depósitos conhecidos na Província Aurífera de Tintina (TGP), no Alaska, conforme os trabalhos de Sillitoe (1991); Sillitoe & Thompson (1998); Thompson *et al.* (1999); Lang *et al.* (2000) e Lang & Baker (2001).

Apesar dos elevados percentuais de cobre, não tão comuns em depósitos do tipo orogenético (lodes) e mesmo em IRGD, a associação ouro-bismuto, a paragênese dominante com sulfetos (pirita ± calcopirita ± galena) e sulfossais (Bi+S+Cu±Ag±Te±Se±Mo±Pb), o regime de fluidos, o estilo da mineralização na forma de veios e venulações hospedadas no GSHJ, indicando uma relação espacial com fundidos félsicos fracionados, e por último, o sistema hidrotermal restrito, constituem elementos indicativos de que o depósito de Santa Helena tem similaridade com os IRGD (Lang *et al.* 2000, Logan 2001, Baker 2002, Baker *et al.* 2005).

Outro aspecto interessante é a assinatura geofísica do GSHJ (Moura, 2004), que aparece como uma anomalia de alto K-U-Th, similar a anomalia apresentada pelo granito Novo Mundo, característica de granitos altamente fracionados, considerados por Blevin (2005) como um atributo geofísico típico de sistemas *Intrusion Related* (IRGS).

4.10 CONCLUSÕES

Os dados geocronológicos obtidos pelo método da evaporação de chumbo em monocristais de zircão marcam três eventos distintos de colocação de granitos na área do depósito aurífero de Santa Helena em um intervalo de aproximadamente 40 Ma.

O primeiro evento compreende a colocação dos granitóides do Embasamento representado pela idade mais antiga do monzogranito (1.998± 1 Ma, amostra AJ-76), que provavelmente é intrusivo em rochas do Complexo Xingu e tipifica uma janela do embasamento no contexto geológico considerado.

O segundo evento engloba a colocação do GSHA, com idade Pb-Pb de 1986 \pm 6 Ma (FTN1 / 66,29-78,08 m), que se encontra afetado por estruturas de cisalhamento dúcteis, com desenvolvimento de uma mineralização tipo lode, mesotermal, característica dos depósitos de primeira geração descritos na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo. Esse tipo de depósito é interpretado como os mais antigos da PAAF, tendo como referência a idade máxima obtida a partir da datação de cristais de zircão do veio de quartzo do filão do Paraíba com idade Pb-Pb de 1979 \pm 3 Ma (Paes de Barros, dado não publicado).

O terceiro evento relaciona-se ao alojamento do GSHJ cuja idade máxima de cristalização 1967 ± Ma, é interpretada como representativa de um pulso magmático tardio, gerado sob condições relativamente extensionais e aparentemente especializado em ouro.

Com relação ao depósito de ouro de Santa Helena o entendimento é que esse se formou em dois estágios, relativamente diferenciados no tempo e no espaço, compreendendo contextos litoestruturais e regimes de fluidos distintos. O primeiro representado por uma mineralização filoniana (minério milonítico) mais antiga, alojada principalmente no GSHA e a segunda, venular (minério granítico), mais jovem, em marcante relação espacial com o GSHJ.

A mineralização filoniana preenche uma fratura de cisalhamento, de cinemática transcorrente sinistral, que transformou rochas graníticas em quartzo-sericita milonito, e de forma mais restrita, rochas de composição andesítica (diques), em milonitos com clorita e carbonato. Essas rochas deformadas, extremamente silicosas e micáceas, também se mostram hidrotermalizadas em face da intensa percolação de fluidos ao longo desse conduto. Ainda a esse primeiro estágio, se associou uma fase de alteração clorítica mais distal, que afetou principalmente protólitos do GSHA, evidênciada pela formação de clorita, intersticial e intergranular, que acentuou a coloração cinza escura desse granito.

A. descrição dos testemunhos e a petrografia demonstram mineralização venular (minério granítico) tem um arranjo mais complexo e esta espacialmente relacionada ao GSHJ. Entretanto, nota-se que a zona mineralizada principal esta alojada preferencialmente em um nível do GSHJ que aparece nos testemunhos de sondagem configurando uma superfície planar, que tem a forma de um halo descontínuo, acompanhando a preferencialmente a zona de *footwall* do filão.

O monzogranito propilítico descrito em dois intervalos principais e distais com relação a mineralização filonar (Fig. 4.13) apresenta uma alteração propilítica bem desenvolvida notadamente sobre o GSHA, sendo preferencialmente fissural. A constatação nesses dois intervalos supracitados de intersecções discretas do GSHJ no GSHA e uma forte alteração potássica superimposta, sugere que este padrão de alteração pode estar associado a intrusão do GSHJ (Fig. 17 - Foto A).

A constatação de relações de contato mostrando que o GSHJ também se encontra brechado (Fig. 4.17 - Foto B), venulado (Fig. 4.18 - Foto A) e mineralizado (Fig. 4.13), a associação metálica e o regime de fluidos sugerem ainda que esse segundo estágio de mineralização (venular) pode estar associado à entrada de fluidos mais especializados, eventualmente pertencentes ao sistema magmático que gerou o GSHJ.

O GSHJ, apesar de sua reduzida área de exposição, foi interpretado como o magmatismo responsável pelo aporte de fluidos hidrotermais e, talvez, pela introdução de ouro associado a Bi e Cu com traços de Mo e Pb no sistema, principalmente considerando que é marcante a assinatura desses metais nos veios e venulações, que constituem a fase rica do depósito.

A constatação de uma deformação eminentemente dúctil afetando o GSHA (1986 ±6 Ma) e de uma deformação eminentemente rúptil associada a alojamento dos corpos do GSHJ (1967 ±3 Ma) é compatível com as idades obtidas nesses granitos. Essa verificação evidencia a evolução do sistema a partir de uma condição envolvendo a atuação de um campo de tensão transpressivo (Granitóides do Embasamento) para um estágio relativamente extensional, que permitiu a ascensão do GSHJ como corpos restritos preenchendo fraturas, seguido pelos veios e venulações quartzosas e brechas.

A evolução do sistema hidrotermal do granito Santa Helena Jovem assemelha-se em vários pontos aos dos sistemas do tipo *Intrusion Related*. Na Tabela 4.6 é apresentada uma síntese comparativa entre as características mais marcantes dos IRGD e dos depósitos de Santa Helena e Novo Mundo.

Tabela 4.6: Comparação entre as principais características dos depósitos de ouro de Santa Helena, Novo Mundo e típicos IRGD.			
Características	IGRD- Blevin 2005 (a) Baker et al. 2005(b)	Depósito de Santa Helena	Depósito de Novo Mundo
idade	Fanerozoico (b)	Paleopreoterozoico	Paleopreoterozoico
Posicionamento	Cinturões orogênicos, margem de placa	Terreno peri cratonico ou margem de	Terreno peri cratônico ou margem de
tectônico	convergente, zonas extensionais <i>back</i> -arco (a)	placa convergente	placa convergente
Associação	Intrusões tipo I, fracionadas, intermediarias a	Granito tipo I, fracionado, félsico, médio	Granito tipo I, fracionado, félsico,
litológica	félsicas, alto K, magmas fracamente reduzido	a alto K, pouco reduzido a moderado	médio a alto K, reduzido a moderado
	a moderadamente oxidado (FMQ – NNO) (a)	oxidado (titanita); razões médias de	oxidado (titanita); Rb/Sr=1,9 a 4,1
	Rb/Sr = 0,2 a 100 e K/Rb = 100 a 250 (b)	Rb/Sr=0,55 e K/Rb=324.	K/Rb=230 a 292
Contexto	Estruturas antigas reativadas e desenvolvidas	Estruturas antigas reativadas, minério	Granito alojado sob campo de tensão,
estrutural	pelo sistema magmático hidrotermal. (a)	venular rico associado ao sistema magmático hidrotermal	corpos de minério controlado por estruturas herdadas.
Estilo da	skarns, disseminações e veios mesozonais.	Veios e venulações quartzosas alojadas	Disseminada em granito, maciço, sem
mineralização	veios e brechas 1 a 3 km da intrusão. (a)	em granito	veios e venulações quartzosas
Tempo da	Tardi magmática (a)	Tardi magmática, provável associação	Tardi magmática, provável associação
mineralização		com fundidos especializados	com monzonitos
Complexidade	Anisotropias pretéritas, fraturas, falhas,	Anisotropias pretéritas, fraturas, juntas,	Sistema de fraturas sub-
estrutural	juntas, sills, diques, etc (a)	diques, contatos, etc	horizontalizadas
Associação	Au± Bi, As, W, Mo, Sb, Te. Metais base são	Au+Bi±Te±Cu±Ag; Traço (Mo, Pb, As);	Au±As; Paragênese sulfetada
metálica	altamente variáveis (Cu-Zn-Pb) (a)	Óxidos (rutilo e hematita);	essencialmente pirita (5-30 % vol.);
		Cobre anômalo	traço de metais base (Cu-Zn-Pb)
Zonamento	proximal a intrusão (W-Mo) a distal (Au-As-	Não observado	Não observado.
metálico	Bi). Similar ao estilo ouro orogenenico. (a)		
Alteração	variável no estilo e na intensidade	Halos de alteração restritos: propilítico	Halos de alteração restritos: Kf,
	K feldspato, albita, sericita, (a)	(distal), K feldespato (proximal com	sericita, clorita e pirita (carbonato,
	Clorita, sericita, albita, fluorita, calcita (b)	relação ao GSHJ). Clorita, epidoto,	rutilo, hematita, epidoto, calcopir ita,
		sericita, pirita e calcopirita, calcosita	esfalerita e galena).
		(carbonato, rutilo, molibdenita e galena).	
Condições de	Timbarra ~ 7 km (± 2 kb), moderada T	Estimado 263-368 °C (1,1 a 2,3 Kb).	Estimado $2,5 - 3,5$ kb (7 a 10 km);
P/T	Tintina 2-5 km $(0,5-1,7 \text{ kb})$, moderada T	3,8 a 8 km	Mesozonal / transição dúctil-ruptil
	Fort Knox 4-5 km $(1,25-1,5 \text{ kb}),305\pm25^{\circ}\text{C}$		~
Fluidos	Fluidos de alta T, proximais da intrusão,	Inclusões trifásicas aquo-carbônicas, 11-	Luizão:aquo-salino /aquo-carbônico
	magmáticos e mais salinos (> 30 wt%).	13% eq. NaCl e Tth = 330° C.	Edmar: 2,9 a 9,5 % eq. NaCl e Tht
	Corpos profundos fluidos menos salinos		entre 259° a 226°C
	$(<10wt\%) \operatorname{com} \mathrm{CO}_2 \operatorname{H}_2 \mathrm{O}$ (a)		
Fonte de metais	Sistema magmático, granito especializado (a)	Sistema magmático	Sistema magmático (?)

O depósito de Santa Helena, de forma similar ao de Novo Mundo, apresenta características que o aproxima dos tipos ouro orogenético, pórfiros ricos em ouro e *intrusion ralated*. Esta similaridade se traduz: a) com os orogenéticos, pelo marcante controle estrutural da mineralização e contexto tectônico, admitido como de um provável limite de placas convergentes ou províncias geocronologicas (borda do Caiabis); b) com relação aos pórfiros, as principais semelhanças são a expressiva alteração potássica tardí-magmática e a associação metálica com cobre; e c) com os *intrusion ralated*, pela natureza relativ amente reduzida do granito hospedeiro admitido como provável fonte dos fluídos, pela associação metálica Au-Bi-Te-Cu-Ag, e profundidade de alojamento (1,1 a 2,3 Kbar).

Na literatura existem inúmeras citações, revisões e interpretações que reportam a dificuldade de definir e distinguir depósitos com estilos de mineralizações, que se assemelham aos três tipos de depósitos supracitados. Esta dificuldade se deve ao fato que em maior, ou menor grau, estas tipologias são produtos de sistemas hidrotermais que se desenvolvem dentro e/ou sob influência de intrusões félsicas. Groves *et al.* (2003) realça que os maiores problemas para a classificação dos IRGD são: a) inequívocas evidências de uma relação com a fonte granítica proposta; b) expressiva variação na composição e estado de oxidação atribuídas a fonte intrusiva; c) o mecanismo para ex-solução de fluídos aquo-carbônicos em níveis crustais mais rasos (< 7 km de profundidade), a partir de granitóides tardios na historia de diferenciação do magmatismo que gerou a fonte granítica; e d) a diferença entre o tempo de geração das estruturas que hospedaram a mineralização, do tempo que estabeleceu os controles estruturais e tectônicos determinantes do estilo do depósito.

Esta superposição de atributos e feições diagnósticas entre essas tipologias, sobretudo entre os IRGD e os pór firos, tem levado autores conceituados a classificar depósitos combinando modelos. Caso do depósito de Shotgun (30 t Au, com teor médio de 1,4g/t, 6.1 ppm Ag, 0.5% As, 0.07% Cu, 40 ppm Mo, e 8 ppm Bi), onde Cameron & Newberry (2004) admitiram tratar-se essencialmente de um depósito tipo *intrusion related* Au-As-Bi, alojado em pressões e temperaturas típicas de um sistema pórfiro. Contexto este muito similar ao observado para o depósito de Santa Helena.

5. CAPITULO V - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.

A região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, parte da Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), localiza-se na porção sul do Cráton Amazônico, em uma situação limítrofe entre terrenos arqueanos, admitidos como pertencentes a Província Amazônia Central (PAC) e orógenos paleoproterozóicos, interpretados por alguns autores como arcos juvenis, porém ainda não perfeitamente individualizados, nem documentados.

Nessa região os terrenos gnáissicos são restritos, a deformação perceptível é concentrada em zonas de cisalhamento e dominam as associações graníticas. Não se conhece até o momento complexos metamórficos ou terrenos de alto grau que tipifiquem uma tectônica colisional, nem registro comprovado de arcos vulcânicos associados a margem continental, ou mesmo possíveis fragmentos da litosfera oceânica subductada. Domina nesse contexto associações graníticas, enquanto mais ao sul, prevalece uma faixa com rochas sub-vulcânicas, vulcânicas e piroclásticas, que se estendem por cerca de 500 km, segundo a direção aproximada EW, acompanhando o limite do gráben do Cachimbo (Fig. 1.2).

Na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo são raras as exposições de rochas gnáissicas. Os dados disponíveis, caso da idade de 2.816 ±4 Ma (Pb-Pb zircão) obtida a partir de zircões do paleossoma do gnaisse Gavião, os dados Sm-Nd desse gnaisse indicando idade T_{DM} = 2,65 Ga e ɛNd (1984) = - 4,35 (Tabela 2.3), a idade de 1984 ±7 Ma (U-Pb zircão) obtida do gnaisse Alto Alegre (Fig. 2.3) e uma idade de 1.992 ±7 Ma, citada em gnaisse por Oliveira e Albuquerque (2003), sinalizam a presença de um embasamento heterogêneo, incorporando porções de crosta arqueana.

Apesar de restritos, os gnaisses com intercalações de anfibolitos e mega-encraves de supracrustais e os granitóides de embasamento descritos na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo podem representar testemunhos de um fragmento de crosta arqueana retrabalhada, razão pela qual se optou por correlacionar o embasamento da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo ao Complexo Xingu.

O granito Novo Mundo, intrusivo nesse complexo, apresenta termos monzogranito e sienogranito com idades 1970 ±3 Ma e 1.964 ±1 Ma, respectivamente, enquanto o sienogranito mostra uma idade T_{DM} = 2,76 Ga e ɛNd (1964) = -7,62. Um monzonito, também da porção sul do Granito Novo Mundo, apresenta idade U-Pb (SHRIMP) de 1956 ±12 Ma e idade T_{DM} = 2,55 Ga com ɛNd (1956) = -4,58. Esses dados indicam uma fonte predominantemente crustal e arqueana

para o granito Novo Mundo. Por sua vez, as feições estruturais sugerem condições de colocação tardi-a pós-tectônica, com padrões geoquímicos de um granito cálcio-alcalino, altamente fracionado (F ig. 2.10c).

Enxames de diques de composição andesítica a basáltica e de diorito/gabro foram notados, respectivamente, nas porções centro sul e norte do Granito Novo Mundo. Uma amostra de dique andesítico apresentou idade T_{DM} de 2,21 Ga, com ϵ Nd (1964)= 0,25; outra (FNV9-116,35), da porção sul do granito Novo Mundo, mostrou uma população de zircões, provavelmente herdados, de idade 1.993 ±5 Ma (U-Pb SHRIMP). O diorito revelou uma idade T_{DM} de 1,96 Ga, com ϵ Nd (t)= 3,64 (Tabela 2.3). Além de sugerir uma relativa contemporaneidade com a cristalização do granito, essas intrusões podem representar antigos condutos de lavas, indicando a entrada de material juvenil.

As idades obtidas para o Granito Santa Helena Antigo (1986 ± 6 Ma) e para o Granito Santa Helena Jovem (1967 ± 6 Ma), ambos cálcio-alcalinos (Fig. 4.8) e intrusivos em um granitóide do embasamento com idade 1998 ± 1 Ma, suportam a existência, na borda do gráben do Caiabis (porção sul da PAAF), de um contexto geológico similar ao registrado na região de região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, sugerindo a continuidade desse terreno (Fig. 1.2).

Os dados Sm-Nd obtidos em monzogranito do embasamento, amostra AJ-76 (1998±1 Ma), com valores de T_{DM} =2,4 e ϵ Nd(t)= -3,40, e no Granito Santa Helena Antigo (GSHA), com T_{DM} =2,4 e ϵ Nd(t)=-3,49 (Tabela 4.3) sugerem relativa contemporaneidade na diferenciação do magma que gerou ambos os granitos, envolvendo uma provável fonte comum. Em princípio, com importante contribuição de material de uma crosta antiga, com ϵ Nd(t) entre -3,4 e -3,49, porém um pouco mais jovem, se comparada com os valores de ϵ Nd(t) entre -4,58 e -7,62 observados no contexto do granito Novo Mundo.

Nota-se ainda, no contexto do granito Santa Helena, enxame de diques andesíticos, localmente cisalhados, dispostos de forma sub-paralela ao eixo da fratura onde se alojou o depósito homônimo. Uma amostra desse andesito revelou valores de $T_{DM}=2,51$ e $\epsilon Nd(t)=-3,26$, sugerindo contemporaneidade na diferenciação do magma que gerou os granitos da região de Santa Helena, envolvendo uma provável fonte comum.

Esse conjunto de dados indica localmente processos de geração de crosta mais antiga que os definidos para a Província Ventuari-Tapajós, gerada entre 1,95-1,8 Ga (Tassinari & Macambira 1999), assim como para o arco magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga). As idades T_{DM} >

2,4 Ga corroboram a tese de que o embasamento dessa região tem uma assinatura isotópica diferente, quer da Província Tapajós, onde predominam idades $T_{DM} < 2,2$ (Sato 1998, in Pimentel 2005), como da região mais a sudoeste, ou seja, do arco magmático Juruena, que inclui os complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, com idade modelo $T_{DM}=2,1$ Ga e idade U-Pb entre 1,85 e 1,75 Ga (Souza *et al.* 2004).

Por outro lado, na porção norte da PAAF (Fig. 1.2), o reconhecimento de um cinturão de rochas vulcânicas denominadas Teles Pires com idades entre 1,76-1,8 Ga, limitado a norte por zonas de trancorrências e a sul por terrenos graníticos (hospedeiros de mineralizações auríferas), constitui uma evidência relevante da existência de um limite de placas convergentes nessa região (Fig 1.2). Em parte, esse contato, corresponde ao limite estabelecido entre as províncias PVT e PRNJ, proposto por Tassinari & Macambira (1999).

A significativa diferença de idades entre os gnaisses da região de Peixoto de Azevedo -Novo Mundo (1984 ±7 Ma) e as vulcânicas Teles Pires (1760-1800 Ma) e o reconhecimento de que no referido cinturão de rochas vulcânicas predominam piroclásticas, domos riolíticos e vulcânicas de composição ácida (com raras exposições de rochas andesiticas), constituem elementos adicionais que carecem de serem elucidados. Inclusive considerando-se hipóteses que relacionam essas vulcânicas a uma manifestação do tipo intra-arco, associado à evolução do arco Juruena (1,85-1,72), conforme sugerido por Souza *et al.* (2004).

A idade obtida nos gnaisses (1984 ±7 Ma), sugere uma correlação temporal, ainda que localizado, aos estágios finais da tectônica relacionada à evolução do orógeno Mundurucus (Arco Cuiú-Cuiú), reconhecido na Província Tapajós. A luz desses dados, essa correlação implica em admitir para a região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, a atuação de um evento acrescionário, similar ao de um arco continental e que certamente não evoluiu para um regime colisional. Isto se considerando que os granitos reconhecidos na região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo, alguns desses abordados em diferentes níveis neste trabalho (Novo Mundo, Santa Helena Antigo, Santa Helena Jovem, Matupá, Nhandu, Peixoto e Teles Pires) não tipificam um contexto colisional.

Por outro lado, os dados obtidos sobre a idade, natureza e assinatura Sm-Nd dos granitos estudados, favorecem a hipótese de que a região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo já constituía um fragmento de crosta continental (denominado terreno Peixoto), relativamente estável à época da orogênese Mundurucus reconhecida na PAT. Assim, essa granitogênese pode

representar o registro de processos ocorridos a margem desse terreno, muito provavelmente relacionada ao processo de amalgamação que consolidou a PAC ao término do evento Transamazônico.

Sener *et al.* (2005) descrevem um contexto similar no quadro evolutivo do continente australiano durante o Paleoproterozóico, envolvendo a amalgamação de vários blocos mais antigos. Os autores reportam que a ausência de feições e registros característicos de uma tectônica tipo margem convergente, tais como subducção, colisão e/ou escape tectônico, tem induzido a proposta de acresção vertical e retrabalhamento em contexto intracratônico. Os autores realçam que existe consenso apenas no fato de que a amalgamação do protocontinente australiano ocorreu em torno de 1700 Ma. Este período, ainda segundo os autores coincide em parte com o intervalo de idade (1740 -1730 Ma) que representa um amplo e relevante evento formador de mineralizações auríferas, provavelmente associado a esse tectonismo de escala continental.

A análise e interpretação dos dados geológicos da região de Peixoto de Azevedo - Novo Mundo e Santa Helena, independente da definição de um modelo evolutivo, permitem propor uma compartimentação desta porção do cráton Amazônico em três terrenos:

(1) O **Terreno Tapajós,** constituído por três unidades principais: seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Jacareacanga (2,1 Ga), Complexo Cuiu-Cuiu (2,01 Ga) e Suíte intrusiva Creporizão (1,97-1,95 Ga). Os dados Sm-Nd mostram que o embasamento do Tapajós tem uma assinatura isotópica marcada pelo predomínio de idades $T_{DM} < 2,2$ Ga (Sato 1998, Pimentel 2005, Santos *et al.* 2001);

(2) O **Terreno Peixoto**, um embasamento heterogêneo, em parte arqueano, intrudido por granitos paleoproterozoicos, tardi a pós-tectônicos, cálcio-alcalinos a sub-alcalinos, com idade T_{DM} entre 2,3 - 2,6 Ga e ϵ Nd (t) entre -3,4 e -7,62 Ga (Tabelas 2.3 e 4.3); e

(3) o Terreno Alta Floresta, que corresponde, em parte, ao arco magmático Juruena descrito por Souza *et al.* (2004), com idade modelo T_{DM} de 2,1Ga e idade UPb entre 1,85 e 1,75 Ga. A existência desse arco favorece a hipótese de que uma parcela das rochas vulcânicas que ocorrem ao longo da borda do gráben do Cachimbo constituam uma manifestação vulcânica do tipo intraarco ou *back arc*, desenvolvida sobre porção de plataforma mais antiga, provavelmente associado a evolução do arco Juruena; ou ainda, em parte, constituam uma manifestação precoce de uma fase pré-*rift*, eventualmente associada a evolução do gráben do Cachimbo.

O granito Peixoto (1.792 Ma), metaluminoso a levemente peraluminoso, cálcio-alcalino, representa uma série magmática mais expandida com ocorrência circunscrita ao terreno Peixoto. Esse granito foi interpretado como sendo uma manifestação magmática plataformal vinculada a evolução do arco magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga), no terreno contíguo, denominado Alta Floresta.

Muito embora os dados geocronológicos e isotópicos tenham se mostrados consistentes no sentido de indicar a existência desses três terrenos e explicar a natureza do embasamento e a granitogênese do terreno Peixoto, dúvidas ainda permanecem quando se tenta estabelecer a natureza das associações litológicas, sobretudo se considerarmos a provável existência de um evento acrecionário, bem como os limites físicos e temporais, que separem os terrenos Peixoto e Alta Floresta.

As ocorrências e depósitos auríferos da Província Alta Floresta encontram se limitados e, aparentemente, controlados por descontinuidades estruturais, de amplitude regional e direção aproximada E-W, definindo dois alinhamentos - um acompanhando a borda sul do graben do Cachimbo e outro, a borda norte do graben dos Caiabis (Fig 1.2). Por outro lado, as mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo evidenciam um alinhamento segundo a direção NW, estendendo-se da região garimpeira do Trairão, a norte, até a região garimpeira do Peru. Este alinhamento reflete o padrão zonas de cisalhamento, sobretudo, onde estas estruturas interceptam terrenos granito-gnáissicos.

Em termos gerais é possível reconhecer três importantes estágios de geração de depósitos auríferos no terreno Peixoto.

Um estágio mais antigo, localmente representado por filões sinuosos e de maior porte, alojados principalmente em rochas do Complexo Xingu, com desenvolvimento de expressivas zonas de alteração hidrotermal e bandas miloníticas, porém sem evidências de significativas rotações dos eixos deformacionais, eg.: Paraíba (N10W), Mineiro (N60-70W), Olerindo (N75W), Teto (E-W), Sede (N60W), Micharia (N10-20E), Domingos (N55W) e Santa Helena (N25E). Essa primeira geração de filões preenche sistemas de fraturas subordinadas e tardias com relação a evolução das zonas de cisalhamentos dúcteis (Fig. 2.3). Devido a isso tiveram sua idade máxima relacionada ao alojamento do granito Novo Mundo (1970-1964 Ma), tendo ainda como referência temporal a idade máxima obtida a partir da datação de cristais de zircão retirados do veio de quartzo mineralizado do filão do Paraíba (Pb-Pb de 1979 ±3 Ma).

O estágio de geração intermediário foi associado ao alojamento de corpos graníticos e tem como referência temporal o intervalo de idades dos granitos Novo Mundo (1970-1964 Ma), Santa Helena Jovem (1967 Ma) e Matupá (1870 Ma) e como exemplo os depósitos conhecidos como Luizão, Serrinha, Santa Helena e Pezão. Esse estágio se caracteriza por mineralizações disseminadas em intrusivas félsicas e mostra semelhanças com alguns depósitos descritos na Província Aurífera Tapajós, associados aos granitos Batalha (1,88 Ga) e Parauari (1,83-1,87 Ga), cf. Juliani *et al.* (2002) e Santos *et al.* (2001).

O terceiro estágio compreende uma diversidade de pequenos corpos filoneanos, veios e *stockwork* reconhecidos principalmente em contextos de borda e cúpula de granitos do tipo Nhandu (1848 Ma) e Peixoto (1792 Ma). O alojamento do granito Peixoto é admitido como a idade limite para mineralizações auríferas estruturalmente controladas e filonianas, aparentemente com vínculos a eventos geradores de granitos.

A mineralização de ouro do depósito do Luizão é do tipo disseminada em granito, estruturalmente controlada por anisotropias pré-existentes no Granito Novo Mundo. Os corpos de minério são descontínuos e alongados, com dimensões entre 20 a 80 metros, dispostos preferencialmente segundo a direção N85W (Fig. 3.3). Não se constata no minério feições deformacionais, ou mesmo orientações, que evidenciem fluxo cataclástico.

O minério exposto na cava é cinza esverdeado, granular, isótropo, que preserva a estrutura de uma rocha granítica (Fig. 3.14 - Foto f). Entretanto, essa rocha não mais possui feldspatos e têm pouco quartzo, de natureza hidrotermal (5-20%), associado a sericita (40-50 %), clorita (5-20 %) e pirita (5-35 %). A alteração é restrita aos corpos de minério. Aparentemente, existe um zoneamento sutil dentro desses corpos, onde se observa que o minério, uma rocha hid rotermal de cor cinza erverdeada, esta envelopado por uma rocha de cor avermelhada, representada por um granito a sericita e clorita e monzonito. A coloração avermelhada intensa dessas rochas foi atribuída ao conteúdo de ferro presente na sericita fibroradiada.

A paragênese de alteração verificada no depósito de Novo Mundo (Alvo Luizão) superimposta as rochas do granito Novo Mundo evidência a seguinte evolução do sistema hidrotermal: a) estágio inicial de remoção de Na e Ca e mobilização de K; b) entrada de CO₂, Mg, Fe, Ti e Mn caracterizado pela formação de clorita associado à sericita fibroradiada e de forma restrita, carbonato e epidoto (fase filica intersticial) e c) estágio sulfetado, com entrada de fluidos enriquecidos em S, As, Zn, Cu e Au, restrito aos corpos de minério.

A inexistência no minério do depósito de Novo Mundo de feições deformacionais, ou mesmo orientações, que evidencie fluxo cataclástico, a alteração hidrotermal, o contexto geológico e o regime de fluidos essencialmente aquoso, com fluidos de alta salinidade (magmáticos?), possibilitam propor que a mineralização é associada à intrusivas félsicas, particularmente à fases fluidas tardias, apesar de não se verificar uma associação direta desta com fundidos graníticos.

Sobre a mineralização aurífera do depósito de Santa Helena, os dados permitem identificar dois tipos de mineralização distintos e gerados em contextos geológicos diferentes, certamente separados no tempo.

Um primeiro tipo de mineralização é associado à geração de uma fratura de cisalhamento e o preenchimento desta por um filão de quartzo aurífero. Esse filão foi submetido à deformação dúctil, com geração de rochas miloníticas. A mineralização aurífera hospedada nesse quartzomilonito ainda preserva a assinatura do arsênio, típica de depósitos filoneanos, e se caracteriza por apresentar teores baixos de ouro, entre 0,14 e 0,72 ppm (Fig. 4.13). As transformações ocorridas no GSHA associadas a esse estágio de deformação são marcantes, sobretudo nas adjacências da estrutura filo niana, com a transformação dessas rochas em milonitos (Fig. 4.13). Nas porções mais distais notam se evidências petrográficas de um estágio de albitização precoce no GSHA (com formação de grandes cristais de albita com lamelas arquedas e kinks) associado a uma alteração clorítica, intergranular a fissural, ampla, que gerou rochas com tonalidades cinzaesverdeadas (Fig. 4.6 - Fotos A e C). Ainda associado a este estágio, nota-se uma alteração propilítica desenvolvida notadamente em algumas porções do GSHA (Fig. 4.13), também distal com relação à mineralização filonar e preferencialmente fissural, com uma forte alteração potássica superimposta, já sugerindo um ligação com o sistema magmático inerente ao GSHJ. Esta evidencia foi do umentada nos testemunhos, com intervalos restritos do SSHJ cortando porções propilitizadas desenvolvidas sobre o GSHA (Fig. 4.17-Foto A).

O segundo estágio da mineralização aurífera do depósito de Santa Helena é representado por um estilo de mineralização dominantemente venular. Essa mineralização venular (minério granítico) constitui um sistema de veios e venulações sulfetadas, hospedado preferencialmente no GSHJ. Entretanto, a zona mineralizada principal configura um halo descontínuo, acompanhando preferencialmente a zona de *footwall* do filão (Fig. 4.13).

A constatação de relações de contato mostrando uma estreita relação espacial dos veios (minério granítico) com o GSHJ, sobretudo onde este se encontra brechado (Fig. 4.16 - Foto B) e venulado (Fig. 4.18 - Foto A), a associação ouro-bismuto, a paragênese dominante com sulfetos (pirita ± calcopirita ± galena) e sulfossais (Bi+S+Cu±Ag±Te±Se±Mo±Pb), o regime de fluidos, sugerindo uma relação com fundidos félsicos fracionados e o sistema hidrotermal restrito, constituem elementos indicativos de que o depósito de Santa Helena têm similaridades com os IRGD (Lang *et al.* 2000, Logan 2001, Baker 2002, Baker *et al.* 2005).

6. CAPITULO VI - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, M.C. 2004. Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT) Trabalho de conclusão de curso. IGE - UNICAMP.
- ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L., FERREIRA, A.L., MONTEIRO, M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da *Folha Mamãe Ana* (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Para. Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM.
- ARCANJO, S.H.S. & MOURA, C.A.V.M. 2000. Geocronologia Pb-Pb em zircão (método de evaporação) das rochas do embasamento do setor meridional do cinturão Araguaia - região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências* **30**(4): 665-670.
- ASSIS, R.R. 2006. Estudo de inclusões fluidas nos depósitos auríferos de Novo Mundo e Santa Helena na região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta. UNICAMP - Relatório PIBIC/ CNPq. 18p.
- ASSIS, R.A. & XAVIER, R.P. 2006. Estudo de inclusões fluidas nos depósitos auríferos de Novo Mundo e Santa Helena na Região de Teles Pires - Peixoto Azevedo (Mato Grosso). Província de Alta Floresta. XIV Congresso Interno de Iniciação Científica PIBIC/CNPq. Resumo.
- BAKER, T. & LANG, J. R. 2001. Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada: *Mineralium Deposita*, **36**: 563-582.
- BAKER, T. 2002. Emplacement depth and CO2-rich fluid inclusions in intrusion related gold deposits. *Econ. Geol.* **97**:1109-1115.
- BAKER, T., POLLARD P.J., MUSTARD, R., MARK, G., GRAHAM, J.L. 2005. A comparison of graniterelated tin, tungsten and gold-bismuth deposits: implications for exploration. *SEG Newsletter* **61**:5-17.
- BAHIA, R.B.C. & QUADROS, M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da *Folha Caracol* (SB.21-X-C). Estado do Para. Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília.
- BILLINGS, M.P. 1972. Structural Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 606 p.

- BIZOTTO, A.C. 2004. Mineralizações auríferas na região de Teles Pires Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena. Trabalho de conclusão de curso. IGE - UNICAMP.
- BLEVIN, P.L. 2004. Metallogeny of granitic rocks Abstract and Presentation. Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium on granites and related metallogenesis. Australian. 37p. Disponível em http://www.ga.gov.au/image_cache/GA3671.pdf. Acessado em 09 jun 2005.
- BLEVIN, P. L. 2005 Intrusion Related Gold Deposits. http://www.ga.gov.au/ about/ corporate/ga_authors/Expl_models/PL_Blevin_IRGD.jsp
- BROWN, G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites/Orogenic andesites and Related Rocks. Wiley, Chichester, pp. 437-461.
- BROWN, G.C., THORPE, R.S., WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. J. Geol. Soc. Lond., 141: 413-426.
- CAMERON S.R. & RAINER J.N. 2001. Shotgun deposit: granite porphyry-hosted gold-arsenic mineralization in southwestern Alaska, USA. *Mineralium Deposita*, 36 (6): 592-605.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- CHAPPELL B.W.; WHITE A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* **83**: 1 -26
- CHAPPELL B.W.; WHITE A.J.R. 2001. Two Contrasting Granite types: 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**: 489-499.
- CORRÊA-SILVA, R.H., JULIANI, C., NUNES, C.M.D., BETTENCOURT, J.S. 2000. Petrographic characterization of the hydrothermal alteration zones associated with gold mineralization in granitic rocks of the Batalha Gold Field, Tapajós (Pará), Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30** (2): 242-245.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- CHAPPELL B.W.; WHITE A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **83**: 1-26.

- CHAPPELL B.W.; WHITE A. J. R. 2001. Two Contrasting Granite types: 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**: 489-499.
- CHAPPELL, B.W. 2003. *Granites of the Lachlan Fold Belt*. Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium on granites and related metallogenesis. Australian.
- COOK N.J. & CIOBANU C.L. 2004. Bismuth tellurides and sulphosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi Mts., Romania: Paragenesis and genetic significance. *Mineralogical Magazine*, **68** (2): 301–321.
- COUTINHO, M.G., ROBERT, F., SANTOS, R.A. 1998. Província Mineral do Tapajós, Amazônia, Brasil: Novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. *Anais..*, SBG, Belo Horizonte, p. 160.
- DARDENE, M. A.; SCHOBBENHAUS, C. 2001. Metalogênese do Brasil. Brasília, Ed. Universidade de Brasília, 392p.
- DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, N.P.; RA"MO", O.T., MOURA, C.A.V., MACAMBIRA, M. J.B.; OLIVEIRA, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajas metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80:101-129.
- DePAOLO, D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. New York, Springer-Verlag. 187p.
- DOUGLAS, N., MAVROGENES, J., HACK, A. AND ENGLAND, R. 2000. The liquid bismuth collector model: an alternative gold deposition mechanism. Geological Society of Australia, AGC Abstract volume, **59**, p.135.
- DREHER, A.M., VLACK, S.R.F., MARTINI, S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. Rev. Bras. Geociências **28** (3): 397-404.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, **16**: 207-219.
- FERREIRA, A.L., ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L., MONTEIRO, M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da *Folha Jacareacanga* (SB.21-Y-B). Estados do Amazonas e Para. Escala 1:250.000. CPRM, Manaus.
- FERREIRA, A.L., RIZZOTTO, G.J., QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C., OLIVEIRA, M.A. 2004. Folha SB.21-Tapajós. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Brasília.

- FRANKE, N.D., CARVALHO, P.R.S., VILLANOVA, S.N.; BIONDI, J.C. 2004. Contrasting Mineral Deposit Styles from Peixoto de Azevedo Region, Mato Grosso, Brazil. Applied Mineralogy, Pecchio *et al.* (eds). ICAM-BR, São Paulo.
- FROST, R.B.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033-2048.
- FIGUEIREDO, M.A.B.M., DALL'AGNOL, R., LAMARÃO C.N., OLIVEIRA, D.C. 2003. Petrologia magnética do granito São Jorge Antigo, Província Aurífera do Tapajós. *Revista Brasileira de Geociências*, **33** (2): 149-158.
- GAUDETTE, H.E., LAFON, J.M., MACAMBIRA, M.J.B., MOURA, C.A.V., SCHELLER, T.
 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional
 U/Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. J. South Am. Earth Sci., 11:351-363.
- GERALDES M.C., TASSINARI C.C.G., TEIXEIRA W., VAN SCHMUS W.R. 2002. Geocronologia U-Pb convencional SHRIMP e Sm-Nd de rochas granitóides na Serra Santa Bárbara (SW do Estado do Mato Grosso): Uma possível extensão do orógeno San Ignácio da Bolívia (?). Contribuições à Geologia da Amazônia 3: 143-151.
- GIOIA, S.M.L.C. & PIMENTEL, M.M. 2000. The Sm-Nd method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 72, n. 2, p. 219-245.
- GOLDFARB, R.J., GROVES, D.I., GARDOLL, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews*, **18**: 1-75.
- GRANT, J.A. 1986. The isocon diagram-a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81: 1976-1982.
- GRESENS, R.L., 1967. Composition volume relations of metasomatism. Chem. Geol., 2: 47-65.
- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., GEBRE-MARIAM, H., HAGEMANN, S.G., ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Reviews*, **13**: 7-27.
- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., ROBERT, F., HART, C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, **98**:1-29.

- HARRIS N.B.W., PEARCE J.A., TINDLE A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *In*: Coward, M.P., Ries, A. C. (ed.) *Collision Tectonics*. London, The Geological Society, Special Publ., **19**: 67-81.
- HEDENQUIST, J.W., ARRIBAS, A., REYNOLDS, T.J. 1998. Evolution of an intrusion centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Econ. Geol.* **93**: 373-404.
- HODGSON, C. J. 1993. Mesothermal lode-gold deposits. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M. (eds.) Mineral Deposit Modeling. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 40: 635-678.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**: 523-546.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- JICA/MMAJ. 2001. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Federative Republic of Brazil, phase III, 307 p.
- JULIANI, C., CORRÊA SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D. 2002. The Batalha Au-granite system Tapajós gold Province, Amazonian cráton, Brazil: hidrotermal alteration and regional implications. *Precambrian Research* 119: 223-256.
- JULIANI, C., CORRÊA-SILVA, R.H., MONTEIRO LV.S., FREITAS F.C., BETTENCOURT J. S., TEIXEIRA N. P., CHISSINI G. B.; SILVA J.M. 2002. Implicações para estratigrafia do vulcanismo ácido no Cráton Amazônico decorrentes da identificação de ASH-FLOW Caldeiras na Província Aurífera do Tapajós. II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados.
- JULIANI, C., BETTENCOURT, J.S., MONTEIRO, L.V.S. 2005. Ash-flow caldera and porphyry-related Paleoproterozoic gold and base metal mineralizations in the Tapajós Gold Province: potencialities and exploration guidelines. Anais do I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado. [CD-ROM].

- KERRICH, R. 1991. Mesothermal gold deposits A critique of genetic hypotheses. In: Robert, F., Sheahan, P.A., Green, S.B. (Eds), Greenstone Gold and Crustal Evolution. Geol. Assoc. Can., Mineral Deposits Div. Publ., pp. 13–31.
- KERRICH, R. & CASSIDY, K.F. 1994. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation, Archean to present: A review. *Ore Geol. Rev.*, 9: 263–310.
- KESLER, S.E., CHRYSSOULIS, S.L., SIMON, G. 2002. Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate. *Ore Geology Reviews*, **21**: 103-124
- KLEIN, E.L. & VASQUEZ, M.L, ORG. 2000. Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha *Vila Riozinho (SB.21-Z-A)*, Estado do Pará. CPRM.
- KLEIN, E.L, ORG. et al. 2001. Projeto especial Província Mineral do Tapajós PROMIM TAPAJÓS. Folhas: Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. CPRM (CD-ROM).
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 485-494.
- LACERDA FILHO, J., SOUZA, J. O, OLIVEIRA, C. C., RIBEIRO, P. S., BOAS, P.F.V., ALBUQUERQUE, M.C., PIMENTEL, M.M., BOTELHO, N.F. Geologia e evolução tectônica da região norte de Mato Grosso-Projeto Alta Floresta. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, 2001, Belém. CD ROM. Belém: SBG Núcleo Norte, 2001. p. 3-6.
- LACERDA FILHO, J.V. *et al.* (ORG.). 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Programa Geologia do Brasil. Goiania: CPRM, 200 p. Il.
- LAMARÃO, C.N. & DALL' AGNOL, R. 2001. Granitóide São Jorge Antigo e São Jorge Jovem: petrografia e geoquímica de magmatismo cálcico-alcalino alto-K Paleoproterozóico na Província Auríferas do Tapajós, Cráton Amazônico. VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-Pa, Resumos Expandidos.
- LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J-M., LIMA, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb/Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajo's Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.

- LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R. PIMENTEL, M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon cráton. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 277-292.
- LAMARÃO C.N. & DALL'AGNOL, R. 2006. Magmatism of the Tapajós Geochronological Province Amazonian Craton. Symposium on Magmatism, Crustal Evolution and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, 150p.
- LANG J.R., BAKER T., HART C.J.R., MORTENSEN J.K. 2000. An exploration model for intrusion-related gold systems. *Soc. Econ. Geol. Newsletter*, **40**:6-15.
- LANG, J.R. and BAKER, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita* **36**: 477-489.
- LEITE, J.A.D., SOUZA M.Z.A., SAES, G.S., GOMES, M.F. 2002. The Teles Pires Volcanic Province in southwest Amazon cráton, Northern Mato Grosso, Brazil: geology, geochemistry, geochronology and tectonic implications. II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados.
- LEITE, J.A.D. & SAES, G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP*: Série Científica, v. 3, n. 1, p. 113-127.
- LOGAN, J.M. 2001. Intrusion-Related Gold Mineral Occurrences of the Bayonne Magmatic Belt. *http://www.em.gov.bc.ca/DL/GSBPubs/GeoFldWk/2001/17-JL-p237-246.pdf*
- MADRUCI, V. 2000. 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. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto. INPE.
- MCCUAIG, T.C. & KERRICH, R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geol. Rev.*, **12**: 381-453.
- MALOOF, T.L., BAKER, T., THOMPSON, J.F.H. 2001. The Dublin Gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon Territory, Canada. *Miner. Deposita*, **36** (6), 583-593.

- MANIAR, P.D., PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101** (5): 635-643.
- MORETON, L.C. & MARTINS, E.G. 2003. Geologia e Recursos Minerais da *Folha Vila Guarita Folha SC.21-Z-B*. Estado de Mato Grosso.Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.
- Moura, M.A. 1998. O maçiço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrometal e metalogenia. Instituto de Geociências, UNB. Brasília. Tese de Doutorado. 238 p.
- MOURA, M.A., BOTELHO, N.F. 1998. A mineralização do tipo Au pórfiro de Serrinha (MT).In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais, p.16.
- MOURA, M.A., BOTELHO, N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro a província aurífera Juruena -Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 32(3): 377-386.
- MOURA, R. 2004. Integração de dados aerogeofísicos, multiespectrais e geoquímicos no segmento leste da Província aurífera Alta Floresta (MT); implicações geológicas e metalogenéticas regionais. Trabalho de conclusão de curso. IGE UNICAMP.
- MUSTARD, R. 2001. Granite-hosped gold mineralization at timbarra, northern New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 36: 542-562.
- OLIVEIRA, C.C., ALBUQUERQUE, M.C. 2003. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). Geologia e Recursos Minerais da *Folha Alta Floresta-SC. 21-Z-X-C*. Brasília: CPRM.
- PAES DE BARROS, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145 p.
- PAES DE BARROS, A.J., LAET, S.M., RESENDE, W.M. 1999. Províncias auríferas do norte do Estado do Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos... Manaus:. v. 1. p. 124-127.
- PAES DE BARROS, A.J., XAVIER, R.P., LEITE, J.A.D., MACAMBIRA, M.J. 2004. O granito Novo Mundo e suas mineralizações auríferas - MT. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa. Anais....SBG/Núcleo Nordeste.
- PAES DE BARROS, A.J., XAVIER, R.P., LEITE, J.A.D., MACAMBIRA, M.J. 2006. Granitogenesis of The Peixoto de Azevedo-Novo Mundo Region, Alta Floresta Auriferous

Province (MT): Tectonic and Metallogenetic Implications. Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Belem-PA.

- PARRISH, R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **66**: 99-102.
- PEARCE J.A.; HARRIS N.B.W.; TINDLE A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**: 956-983.
- PEARCE J. A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4): 120-125.
- PAWLEY, M.J. & COLLINS W.J. 1998. Development of constrasting strutures during the colling and crystallisation of a syn-kinematic pluton, in: http://www.cseg.ca/conferences/2000/2000abstracts/128.PDF.
- PETFORD, N., CRUDENT, A.R., MCCAFFREY, K.J.W., VIGNERESSE, J. L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the earth's crust. Nature, in: < http://www.nature.com/nature/journal/v408/n6813/pdf/ 408669a0.pdf.
- PIMENTEL, M.M. 2005. Curso Geologia de Isótopos Radiogênicos. Recife, UFPE.
- PINHO, M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcanoplutônicas Paleoproterozóicas do norte do Estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do cráton amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32** (1):153-156.
- QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ALMEIDA, M.E.; RICCI, P.S.F.; MONTEIRO, M.A.S. 1999. As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PMT) e possibilidades de mineralizações associadas. 6th Simp. Geol. Amazonia, Manaus, Brasil. Anais... SBG/N, p. 567-569.
- RIZZOTTO, G.J., QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C., FERREIRA, A.L., CORDEIRO, A.V. 2004. Folha SC.21-Juruena. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Brasília.
- RJK. 1997. Relatório Geofísico Projeto Novo Mundo.
- ROWINS, S.M., 2000. Reduced porphyry copper-/gold deposits: a new variation on an old theme. *Geology*, **28**: 491- 494.
- RTDM 2001. Prospecto Novo Mundo. Relatório Final.
- SANTOS, J.O.S. 2000. Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p.

- SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I., MCNAUGTHON N.J., FLETCHER I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of Amazon Craton Based on integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd. Geochronology. *Gondowana Research*, v.3, n.4.
- SANTOS, J.O.S.; GROVES, D. I.; HARTMANN, L. A.; MOURA, M. A.; MC NAUGHTON, N. J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**: 278-299.
- SANTOS J.O.S., BREEMEN O.B.V., GROVES D.I., HARTMANN L.A., ALMEIDA M.E., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**: 73-109.
- SANTOS, M. D.; M. D.; LEONARDOS, O. H.; FOSTER, R. P. & FALLICK, A. E. 1998. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Para, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28** (3):327-338.
- SATO, K. 1998. Evolução Crustal da Plataforma Sul Americana, com Base na Geoquímica Isotópica Sm/Nd. São Paulo, 299 P. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SENER, A.K., YOUNG, C., GROVES, D.I., KRAPEZ, B., FLETCHER, I.R. 2005. Major orogenic gold episode associated with Cordilleran-stile tectonics related to the assembly oj Paleoproterozoic Australia?. *Geology*, **33** (3): 225-228.
- SILLITOE, R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Gold Metallogeny and Exploration Ed.: Foster, R. P., London, p. 165-209.
- SILLITOE, R.H. 1993. Gold-rich Porphyry Copper Deposits: Geological Model and Exploration implication. In: kirkham, R. V.; Sinclair, W. D.; Thorpe, R. I. e Duke, J. M. (eds.). Mineral deposit modeling. GAC special Paper, n. 40, pp 465-478.
- SILLITOE, R.H. & THOMPSON, J.F.H.; 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, **48** (7): 237-250.
- SILLITOE, R.H. 2000. Role of gold-rich porphyry models in exploration, *in* S.G. Hagerman and P. H. Brown, eds. Gold in 2000, *Reviews in Economic Geology*, 13:311-346.

- SILVA, G.H. *et al.* 1974. Esboço geológico de parte da folha SC.21 Juruena. In: Congresso Brasileiro de Geolo gia, 28. Porto Alegre. Anais..... SBG, v. 4, p. 309-320.
- SILVA, G.H. et al. 1980. Geologia In: DNPM Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21 Juruena. Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, v. 20: 21 – 116.
- SIQUEIRA, A.J.B. 1997. Geologia da mina de ouro Filão do Paraíba, região de Peixoto de Azevedo, norte de Mato Grosso. Rio de Janeiro: 98p. Dissertação (Mestrado em Geologia).
 Instituto de Geociências-Universidade Federal do Rio de Janeiro.

STEIGER, R.H., JÄGER, E. 1977. Subcommission on Geochronology- convention and use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36:** 359-362.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sei. Rev., 12:1-16.

SOUZA, A.M.M. *et al.* 1979. Projeto São Manuel, Reconhecimento geológico do limite Pará -Mato Grosso. Brasília. DNPM. 27 p.

SOUZA, J. O., FRASCA, A.A.S., OLIVEIRA, C.C. 2004. Relatório integrado. *Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C, Alta Floresta; SC.21-Z-A, Ilha 24 de Maio; SC.21-Z-B, Vila Guarita.* Brasília: CPRM. CD-ROM.

- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planetary Science Letters*, **26**: 207-221.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. 1977. Subcommission on Geochronology- convention and use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**: 359-362.
- STERN, R. A. 1998. High-resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In: CABRI, L. J.; VAUGHAN, D. J. (Eds.) Modern approaches to ore and environmental mineralogy. Mineralogical Association of Canada, Short course, Série, 27, p. 241-268.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22: 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. In: Geologia do Continente Sul Americano, Cap. XXVIII. A Evolução tectônica do Cráton Amazônico: p. 471-486.

STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planetary Science Letters*, 26: 207-221.

- Thompson JFH & Newberry RJ. 2000. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Society of Economic Geologists*, Review Series, **13**: 377–397.
- THOMPSON, J.F.H., SILLITOE, R.H., BAKER, T., LANG, J.R., MORTENSEN, J. K.; 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334.
- VASQUEZ, M. L., KLEIN E. L. (ORG). 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da *folha Rio Novo (SB.21-Z-C)*. Pará. Belém: CPRM.
- VASQUEZ, M.L, KLEIN, E.L., RICCI, P.S. 2001. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. VII *Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-Pa*, Resumos Expandidos.
 In: Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: SBG - Núcleo Norte, Vol.3, p. 67-83.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.N., CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and petrology*, 95: 407 - 419.
- WOOD, D.A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for midocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7: 499-503.
- WYBORN, L. 2003. Assessing the Metallogenic Potential of Proterozoic Granite Suites from First Principles. Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium on granites and related metallogenesis Australian. Disponível em: http://www.ga.gov.au/about/corporate/ga_authors/ Ishihara/index.jsp#.