



Faculdade de Geologia



Universidade Federal do Pará



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

LEONARDO BRUNO MARREIRA DE AQUINO

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO GRANITO PALITO E DE
SUA MINERALIZAÇÃO, DEPÓSITO AURÍFERO DO PALITO,
PROVINCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, ITAITUBA - PA.

BELÉM - PARÁ
ABRIL - 2013

LEONARDO BRUNO MARREIRA DE AQUINO

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO GRANITO PALITO E DE
SUA MINERALIZAÇÃO, DEPÓSITO AURÍFERO DO PALITO,
PROVINCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, ITAITUBA - PA.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito de cumprimento às exigências para obtenção do grau de Geólogo - Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marcio Dias Santos.

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

A657g Aquino, Leonardo Bruno Marreira de

Geologia e geocronologia do Granito Palito e de sua mineralização, depósito aurífero do Palito, Província Aurífera do Tapajós, Itaituba - PA / Leonardo Bruno Marreira de Aquino; Orientador: Marcio Dias Santos – 2013

70 f.: il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.

1. Geocronologia. 2. Granito Palito. 3. Província Aurífera do Tapajós (PA). I. Santos, Marcio Dias, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 558.115

LEONARDO BRUNO MARREIRA DE AQUINO

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO GRANITO PALITO E DE
SUA MINERALIZAÇÃO, DEPÓSITO AURÍFERO DO PALITO,
PROVINCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, ITAITUBA - PA.

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará (UFPA), como requisito
de cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Geólogo - Bacharel
em Geologia.

Data de Aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

Banca Examinadora:

Prof. Marcio Dias Santos – Orientador

Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Evaldo Pinto da Silva – Membro

Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas – Membro

Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

*À minha família e amigos,
minha motivação, orgulho e razão de tudo.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a DEUS por ter colocado em meu caminho pessoas que tanto me amam e me apoiam, amigos, familiares e minha noiva. Deus, obrigado pela vida de cada um deles, pois sem eles a execução deste trabalho seria praticamente impossível.

Em especial aos meus pais Leo Aquino e Ivaneide, que sempre me incentivaram nos estudos, deram tudo de si, e por sempre acreditar que esse momento seria possível. As minhas irmãs Ivlla e Lívia que sempre estiveram comigo, e me apoiando do seu jeito. Às crianças, que muito, me trouxeram alegria e descontração, meu irmão Ivan e meus sobrinhos Ana Cláudia e Luís Bernardo. Aos meus tios e tias que sempre estiveram comigo e acreditaram em mim, amo vocês!

Em seguida, à minha grande amiga, companheira e noiva Maria Deniele por toda ajuda, paciência, amor e fé depositado durante dois anos, e que perdue por muito mais. Te Amo!

À Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências e ao Grupo de Metalogênese, por proporcionar, através do fornecimento de equipamentos e instalações, a realização das atividades. Ao GEOCIAM que colaborou em diversas etapas deste trabalho. Ao Laboratório Pará-isso e seus técnicos, que me ajudaram durante os trabalhos laboratoriais. Igualmente aos professores Marco Toro e Lafon.

Aos meus professores, futuros colegas e amigos de profissão: Márcio Santos (orientador), Cláudio Lamarão, Maurício Borges, Roberto Vizeu, Osmar Guedes, Moacir Macambira e Joelson Soares por repassarem com humildade e ética um pouco de suas tão exemplares experiências à respeito do mundo geológico.

Aos verdadeiros amigos, aos quais agradeço à Geologia: Paulo Henrique A. Lima, Rafael M. Marques, Cesar Cardoso, Lúcius Campos, Francisco Chagas Neto, Felipe Sanches, Rudson Negrão, Érika Lobato, Renan Feitosa, Débora Aguiar, Hudson Santos, Francisco Romero, Pedro Augusto, Isaac, João, Priscila e Ana Claudia por todos os momentos de alegria, tristeza e principalmente de superação dentro dos meus sete anos de graduação. Serei sempre grato a todos por marcarem minha vida com gestos tão verdadeiros e fraternos. E a todos os amigos do curso, aos antigos e aos novos.

A todos os que contribuíram com mesma intensidade, de forma direta ou indireta, para que essa etapa da minha vida fosse superada. E digo que Deus me presenteou com esses sete anos de Geologia não por acaso!

RESUMO

O depósito aurífero do Palito consiste em um sistema de veios de quartzo sulfetados mineralizado a Au e Cu, hospedado nos granitos paleoproterozóicos Palito e Rio Novo e localizado na região do rio Jamanxim, extremo leste da Província Aurífera Tapajós, município de Itaituba, sudoeste do Estado do Pará. O Granito Palito é intrusivo no Granito Rio Novo e ambos cortam o Granodiorito Fofquinha. Dados geocronológicos anteriores forneceram as idades Pb-Pb do Granodiorito Fofquinha (1946 ± 57 Ma), do Granito Rio Novo (1881 ± 4 Ma), da unidade gabróica (1872 ± 3 Ma) e do minério (1793 ± 18 Ma). Entretanto, a idade do granito Palito, objetivo central deste TCC e fundamental para melhor definir o modelo genético do depósito, permanecia desconhecida. Os Granitos Palito e Rio Novo são constituídos por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e titanita e como acessórios ocorrem apatita, zircão, rutilo, pirita e esfalerita. Os dois granitos foram caracterizados petrograficamente como monzogranito, de caráter cálcio-alcálico, típicos de arco magmático. O minério do Palito é constituído por pirita, calcopirita, esfalerita, bismutinita, além de pirrotita, galena e ouro e os principais minerais de ganga são quartzo, sericita, clorita e carbonato. Os veios mineralizado são controlados por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral rúptil-ductil de direção principal NW-SE que faz parte de uma estrutura regional denominada Lineamento Tocantinzinho. As análises isotópicas para a determinação da idade do Granito Palito foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando a metodologia da evaporação de Pb em cristais de zircão. Os resultados geocronológicos obtidos, revelaram uma idade média de 1883 ± 11 Ma para a cristalização do Granito Palito que se superpõe à idade de 1881 ± 4 Ma obtida anteriormente para o Granito Rio Novo. As idades dos granitos Palito e Rio Novo permitem interpretá-los como granitos orogênicos tarditectônicos do evento Parauari de idade Orosiriana. Como o depósito do Palito é controlado por uma zona de cisalhamento, a idade desta última não deve divergir muito da idade da mineralização que é mais nova que suas rochas hospedeiras e também mais nova que o evento mineralizante mais jovem reconhecido na Província Tapajós, contemporâneo a granitogênese Parauari-Maloquinha. Tal situação não suporta uma relação genética entre o depósito aurífero Palito e os granitos hospedeiros e favorece o modelo orogênico para a gênese desse depósito.

Palavras-chave: Geocronologia, Granito Palito, Província Aurífera do Tapajós.

ABSTRACT

The Palito gold deposit comprises an Au-Cu bearing quartz vein system, hosted in Palito and Rio Novo Paleoproterozoic granites and located in Jamanxim river region, eastern end of the Tapajos gold province, southwestern of Para state. The Palito granite crosscuts the Rio Novo granite and both cut the Fofquinha Granodiorite. Previous Pb-Pb geochronological data provide the ages of Fofquinha granodiorite ($1946 \pm 57\text{Ma}$), Rio Novo granite ($1881 \pm 4\text{Ma}$), gabbroic unit ($1872 \pm 3\text{Ma}$) e also the ore age ($1793 \pm 18\text{Ma}$). However, the age of Palito granite, main aim of this work and essential to model the genesis of Palito deposit, would stay unknown. The Palito and Rio Novo granites are composed of alkali feldspar, plagioclase, quartz, biotite, hornblende and sphene, and also apatite, zircon, rutile, pyrite and sphalerite as accessory minerals. The two granites were characterized as oxidized calc-alkaline monzogranite, typical of magmatic arc. The Palito ore consists of pyrite, chalcopyrite, sphalerite, bismutinite, and also pyrrhotite, galena and gold, being quartz, sericite, chlorite and carbonate the main gangue minerals. The mineralized veins are controlled by a brittle-ductile sinistral strike-slip shear zone of NW-SE main direction which belongs to a regional structure so called Tocantinzinho lineament. The isotopic analyzes to determine the age of the Palito granite were performed at the Laboratory of Isotope Geology (Pará-Iso) of the Geosciences Institute of UFPA, using the evaporation of Pb methodology in crystals of zircon. The geochronological results obtained have showed an average age of $1883 \pm 11\text{Ma}$ for the crystallization of Palito granite which overlays the previously obtained age for the Rio Novo granite. The ages of Palito and Rio Novo granites are consistent to late tectonic orogenic granites of the Parauari Orosirian event. Since the Palito deposit is controlled by a shear zone, the age of the shear should be similar to the age of the mineralization event which is younger than the age of the host rocks and also than the age of the younger mineralizing event recognized in the Tapajos Province, coeval to Parauari-Maloquinha granitogenesis. Such a situation does not support a genetic relationship between the Palito gold deposit and the host granites and favors the orogenic model for the genesis of the Palito deposit.

Keywords: Geochronology, Palito granite, Tapajós gold province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 –	Mapa de localização da mina do Palito	13
Figura 02 –	Províncias geocronológicas do cráton Amazônico, com destaque para a cinturão Tapajós-Paima (em lilás). A Província Tapajós está realçada (hachurada) e a figura menor mostra a localização do cráton Amazônico (em vermelho) na América do Sul.	24
Figura 03 –	Mapa geológico da Província Aurífera do Tapajós.	28
Figura 04 –	Evolução tectono-geológica proposta para a Província Mineral do Tapajós e sua relação com a mineralização de ouro.	39
Figura 05 –	Mapa geológico do depósito Palito.	40
Figura 06 –	Fotografia de testemunho de sondagem do granodiorito Fofuquinha com magnetita	42
Figura 07 –	Fotografia de testemunho de sondagem do granito Rio Novo com porções de riolito (a) e de dacito (b).	42
Figura 08 –	Fotografia de testemunho de sondagem do granito Palito	43
Figura 09 –	Foto de testemunho de sondagem do contato entre o granito Palito e o granito Rio Novo	43
Figura 10 –	Fotografia de veio de quartzo mineralizado com halo de alteração hidrotermal entre o veio e o granito, em galeria da mina do Palito.	44
Figura 11 –	Fotografias de veios de quartzo mineralizados com sulfetos do depósito Palito (interior de galeria subterrânea).	45
Figura 12 –	Seção geológica B-B' do depósito Palito, transversal (NE-SW) à zona de cisalhamento.	45
Figura 13 –	Fotomicrografia de textura hipidiomórfica granular no granito Palito (10X- LT, NP).	46
Figura 14 –	Fotomicrografia de feldspato potássico peritítico zonado (10X-LT, NP).	46
Figura 15 –	Fotomicrografias de cristais prismáticos piramidais de zircão (Zr) do granito Palito, bastante alterados e associados com clorita (Cl), feldspato potássico (KF) e carbonato (Cb) (LT, NP, 20X).	47
Figura 16 –	Composição modal monzogranítica do granito Palito no diagrama QAP.	48
Figura 17 –	Cristais laminares radiados de fengita (20X-LT, NP).	50
Figura 18 –	Cristal reliquiar de K-feldspato sericitizado. (10X-LT, NC).	50
Figura 19 –	Textura brechoide com matriz microcristalina e cristais de quartzo (10X-LT, NP).	50
Figura 20 –	Massa microcristalina de clorita com pseudoforma euédrica (20X-LT, NC).	50
Figura 21 –	Cristal de pirita sendo substituído por esfalerita (50X-LR, NP).	51
Figura 22 –	Cristal de pirita sendo substituído por calcopirita (50X-LR, NP).	51

Figura 23 –	Vênula de pirita 3 (50X-LR, NP)	52
Figura 24 –	Formação de ilhas de calcopirita dentro de cristais de esfalerita por processo de substituição (50X-LR, NP).	52
Figura 25 –	Cristais de pirita1 sendo substituído por esfalerita (20X-LR, NC).	53
Figura 26 –	Massa poiquilítica de pirita2 com ilhas de calcopirita (10X-LR, NP).	53
Figura 27 –	Relações de substituição envolvendo Calcopirita, esfalerita e galena (20X-LR, NP).	53
Figura 28 –	Cristal de ouro associado a bismutinita e bismuto nativo e inclusos em calcopirita (50X-LR, NP).	53
Figura 29 –	Cristais de zircão do Granito Palito, obtidos nas frações granulométricas de 180-125µm.	56
Figura 30 –	Diagrama de idade Pb-Pb em cristais de zircão do Granito Palito, elaborado no programa ISOPLOT (Ludwig, 2004), com cinco grãos.	57
Figura 31 –	Diagrama de idade Pb-Pb em cristais de zircão do Granito Palito, confeccionado no programa ISOPLOT (Ludwig, 2004), com três grãos.	58
Figura 32 –	Posicionamento geocronológico das rochas hospedeiras do minério do Palito (granitos Palito e Rio Novo), do monzogabro, granodiorito Fofuquinha e da mineralização aurífera e zona de cisalhamento em relação aos principais eventos geológicos das duas orogêneses da Província Tapajós.	61

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
1.1	APRESENTAÇÃO	11
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	12
1.3	JUSTIFICATIVA DO TRABALHO	13
1.4	OBJETIVOS	14
2	MATERIAIS E MÉTODOS	15
2.1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	15
2.2	COLETA DE AMOSTRAS	15
2.3	TRABALHOS DE LABORATÓRIO	15
3	ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO	23
4	GEOLOGIA REGIONAL	25
4.1	GRUPO JACAREACANGA	25
4.2	COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ	26
4.3	FORMAÇÃO VILA RIOZINHO	27
4.4	SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO	30
4.5	SÍTE INTRUSIVA TROPAS	30
4.6	SUÍTE INTRUSIVA PARAUARÍ	31
4.7	SUÍTE INTRUSIVA INGARANA	32
4.8	MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO PÓS-TECTÔNICOS	33
4.8.1	Grupo Iriri	33
4.8.2	Suíte Intrusiva Maloquinha	34
4.8.3	Formação Buiuçu	35
4.8.4	Diabásio Creporí	35
4.8.5	Granito Teles Pires	35
4.8.6	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	36
4.9	EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA PROVÍNCIA TAPAJÓS	36
5	CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO PALITO	40
5.1	GRANODIORITO FOFOQUINHA	41
5.2	GRANITO RIO NOVO	41
5.3	GRANITO PALITO	42
5.4	UNIDADE MÁFICA	43
5.5	VEIOS MINERALIZADOS	44
6	PETROGRAFIA	46
6.1	GRANITO PALITO	46

6.2	HALO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	48
6.3	VEIOS MINERALIZADOS	52
7	GEOCRONOLOGIA DO GRANITO PALITO	55
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	59
	REFÊRENCIAS	62

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós, definida por Silva (1984), compreende uma área com mais de 100 000 km² no sudoeste do Estado do Pará, entre as cidades de Jacareacanga (a oeste), Itaituba (ao norte) e Castelo dos Sonhos (ao sul). A Província Tapajós foi a região mais produtora de ouro do país nas três últimas décadas do século passado, chegando a alcançar metade da produção anual brasileira, com uma produção oficial acumulada de 211,5t naquele período (FARACO, CARVALHO e KLEIN, 1997). Essa extraordinária produção aurífera, que pode ter ultrapassado 900t segundo estimativas não oficiais, foi resultado da lavra de depósitos aluvionares e coluvionares por meio de uma legião de mais de 80 000 garimpeiros, atuando em torno de 360 garimpos. Entretanto, a baixa tonelagem dos depósitos residuais não permitiu vida longa para este ciclo que começou a declinar nos anos 1990 com a exaustão desses depósitos, abrindo perspectivas para a mineração empresarial nos depósitos primários.

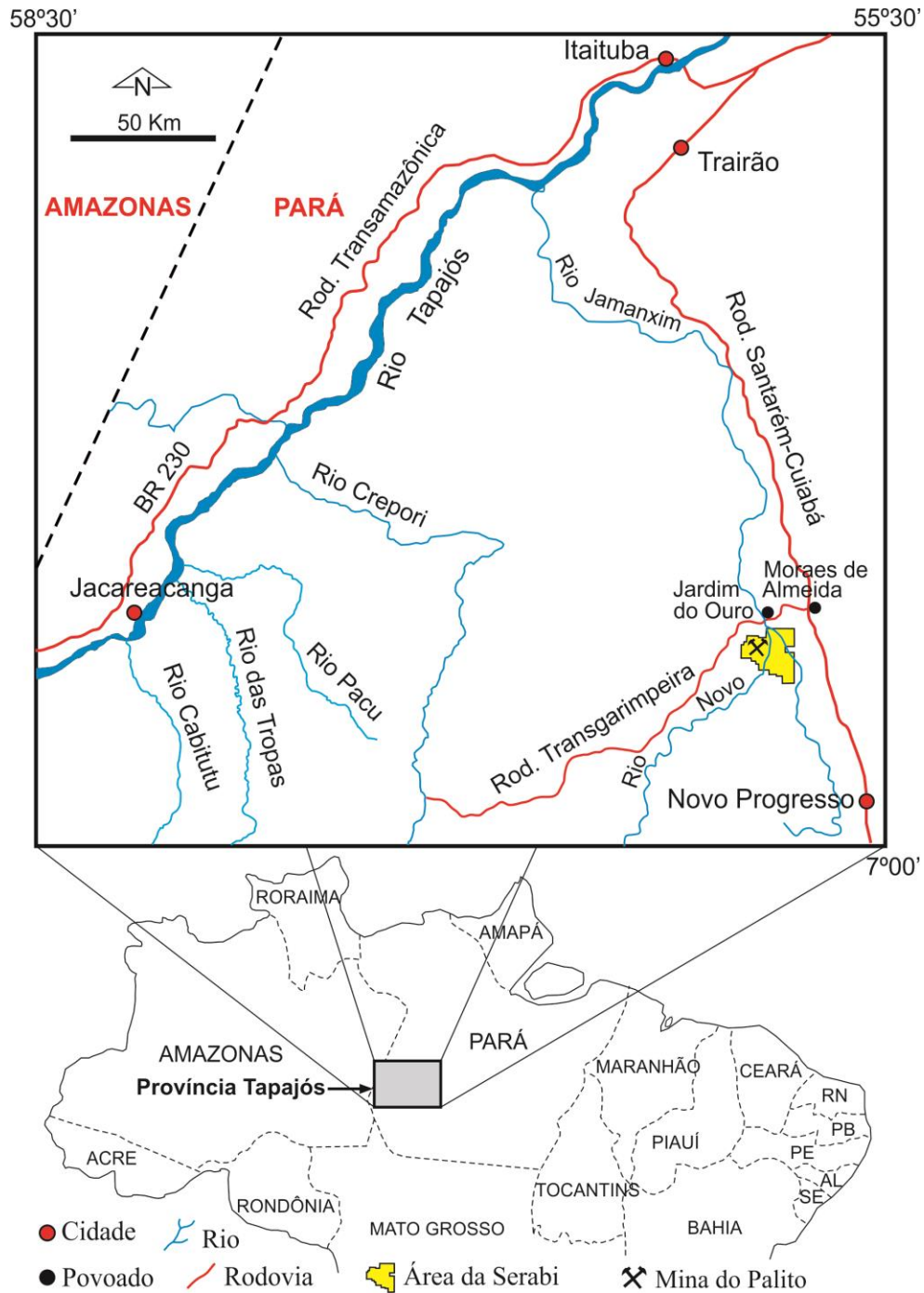
A necessidade de maior conhecimento geológico para explorar os depósitos primários resultou em trabalhos sistemáticos de mapeamento geológico básico executado pela CPRM a partir da década de 1990 (FARACO, CARVALHO e KLEIN, 1997; ALMEIDA *et al.* 2000; KLEIN e VASQUEZ 2000; BAHIA e QUADROS, 2000; FERREIRA *et al.* 2000; VASQUEZ e KLEIN, 2000). Embora já tenham sido cadastrados pela CPRM em torno de 140 depósitos primários de ouro na Província Tapajós, o depósito do Palito, localizado na região do rio Jamanxim, extremo leste daquela Província, e objeto do presente trabalho de conclusão de curso, é a única mina em operação até o momento na Província Tapajós. Esse depósito é caracterizado por um sistema de veios de quartzo auríferos hospedado em rochas graníticas paleoproterozóicas e controlado por uma zona de cisalhamento subvertical de direção principal NW-SE. Apesar do depósito Palito se encontrar em fase de lavra pela Mineração Serabi e de seu alto grau de conhecimento geológico, existe ainda necessidade de dados isotópicos e geocronológicos que possam aprimorar o modelo genético do depósito.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito do Palito, no extremo leste da Província Aurífera do Tapajós, está localizado na região do rio Jamanxim, município de Itaituba, porção SW do Estado do Pará, distante cerca de 250 km da sede deste município (**Figura 01**).

O acesso ao depósito do Palito pode ser feito por via aérea em vôos comerciais até o município de Novo Progresso, localizado na rodovia Cuiabá-Santarém e, a partir daí, segue-se por meio rodoviário, pela rodovia Cuiabá-Santarém, até a localidade de Moraes de Almeida, seguindo-se pela rodovia Transgarimpeira até a localidade de Jardim do Ouro, de onde se segue por uma estrada vicinal até a mina do Palito. Outra forma de acesso é por via rodoviária, partindo-se do município de Itaituba pela rodovia Cuiabá-Santarém até a localidade de Moraes de Almeida, seguindo-se, a partir daí, o mesmo trajeto mencionado acima.

Figura 01 - Mapa de localização da mina do Palito.



1.3 JUSTIFICATIVA DO TRABALHO

A grande maioria dos depósitos auríferos da Província do Tapajós mostram dois principais controles das mineralizações, estando relacionadas com magmatismo graníticos e/ou zonas de cisalhamento.

Embora muitos depósitos tenham sido classificados com base em dados insuficientes e alguns permaneçam sem classificação, o depósito do Palito chega à fase de lavra com um considerável volume de conhecimento geológico acumulado

ao longo das últimas três décadas, com três TCCs concluídos (SILVA, 2004; SERRA, 2007 e LIMA, 2010), uma dissertação de mestrado concluída (COSTA, 2008) e uma em andamento (SERRA, comunicação pessoal).

Dados geocronológicos destes trabalhos permitiram obter idades Pb-Pb das rochas hospedeiras da mineralização do depósito Palito (LIMA, 2010). Entretanto, com relação às rochas hospedeiras do minério, apenas a idade do granito Rio Novo foi obtida por Lima (2010), faltando a idade da rocha hospedeira mais importante (granito Palito) que empresta o nome ao depósito do Palito. Além disso, Serra (comunicação pessoal) determinou a idade da mineralização com base em razões isotópicas de Pb em sulfetos em apenas uma amostra, o que nos rendeu uma idade diferente da prevista pelo grupo. A meta principal do presente TCC foi preencher esta lacuna geocronológica nos dados geológicos do depósito Palito com a obtenção da idade do granito Palito e confirmar a idade de sua mineralização com mais duas amostras de sulfetos, o que certamente é muito importante para avançar na compreensão da geologia e do modelo genético do depósito e justifica plenamente a presente proposta de trabalho.

1.4 OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo determinar a idade de cristalização do granito Palito pelo método da evaporação de Pb em zircão (Pb-Pb em zircão), e confirmar a idade da formação da mineralização por meio de análises de isótopos radiogênicos do minério (lixiviação de Pb-Pb em sulfetos), permitindo estabelecer, com maior precisão, a evolução dos eventos geológicos envolvidos na formação do depósito aurífero do Palito e, com isso, aperfeiçoar o modelo genético do depósito.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos, foram adotados os seguintes procedimentos metodológicos de investigação:

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Durante todas as etapas deste trabalho foram realizadas pesquisas bibliográficas sobre a geologia da Província Tapajós e seus depósitos auríferos, sobre depósitos orogênicos e aqueles relacionados com sistemas graníticos (depósitos auríferos relacionados a intrusões), sobre sistemas hidrotermais, sobretudo aqueles relacionados a depósitos auríferos. Foram igualmente consultados os trabalhos que tratam dos princípios geocronológicos do método Pb-Pb em monocristais de zircão (KOBBER, 1987), e da técnica de lixiviação de Pb empregada em sulfetos para a obtenção de idades isotópicas (FREI E KAMBER 1995; GULSON 1986; HO, McNAUGHTON E GROVES, 1994). Em função do tema do trabalho, foi dada ênfase na pesquisa bibliográfica sobre os dados geocronológicos mais recentes, obtidos pelos métodos acima citados, referentes às unidades geológicas da Província Aurífera do Tapajós.

2.2 COLETA DE AMOSTRAS

A fim de assegurar a obtenção de um quantidade suficiente de cristais de zircão com qualidade necessária para aplicação do método geocronológico, foram coletado em torno de 7 kg de amostras do Granito Palito de testemunhos de furos de sondagem realizados pela empresa SERABI, e 5 kg de amostras de veios de quartzo mineralizados do depósito Palito.

2.3 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

Petrografia

Foram confeccionadas 15 lâminas polidas das amostras do minério e da rocha hospedeira (Granito Palito) para análise petrográfica no laboratório de metalogênese do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando um microscópio petrográfico Zeiss Axioplan 2. As lâminas foram examinadas sob luz transmitida e refletida para definir a composição mineralógica e as relações texturais entre as

fases minerais metálicas e de ganga do minério, além de feições de alteração do granito.

Preparação das amostras

A preparação inicial das amostras para as análises isotópicas foi realizada na Oficina de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFPA (OPA). As amostras foram inicialmente trituradas com auxílio de um triturador de mandíbulas e a seguir pulverizadas em um moinho de rolo.

No Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA (Pará-Iso), as amostras, já desagregadas, foram deslamadas para eliminação da fração muito fina e em seguida secadas em estufa. As amostras secas foram peneiradas, utilizando-se o jogo de peneira entre 0,250 mm e 0,066 mm. A separação densimétrica, por meio dos processos de elutriação com água e de líquidos pesados, foi realizada nas frações 0,250-0,180 mm e 0,180-0,125 mm. A elutriação é uma técnica baseada em um fluxo ascendente de água em uma coluna de vidro, visando à separação dos minerais de acordo com suas densidades. Os minerais mais pesados afundam no interior da coluna de vidro e, em várias etapas, são recolhidos e secados em estufa, enquanto que os minerais leves ficam em suspensão e também são recuperados, secados e guardados para um eventual retrabalhamento.

Após a separação densimétrica procede-se a separação magnética, utilizando-se primeiramente um ímã de mão para a eliminação da fração de minerais fortemente magnéticos. Em seguida, as amostras são tratadas no Separador Magnético Isodynamic Frantz Vertical e Horizontal. Esse aparelho cria um campo magnético que permite a separação dos minerais de acordo com suas características magnéticas. A fração não magnética é levada para o tratamento com líquidos pesados. O líquido pesado utilizado foi o bromofórmio ($D=2,89 \text{ g/cm}^3$), no qual os minerais mais densos que o líquido, como é o caso do zircão, afundam e os leves, fundamentalmente entre eles quartzo e feldspatos, flutuam. O material mais denso é coletado, lavado com álcool para retirar o bromofórmio e secado na estufa. Após este processo, é feita uma triagem cuidadosa dos cristais de zircão, utilizando-se uma lupa binocular, e o agrupamento dos mesmos em sub-populações de acordo com suas características morfológicas.

As amostras de veios de quartzo mineralizados, para análises de isótopos radiogênicos do minério (lixiviação Pb-Pb), acompanham o processo acima até a

fase de peneiramento, após a amostra segue para seleção de sulfetos em lupa binocular, onde os grãos são acondicionadas em frascos, para serem levados a análise.

Método da evaporação de Pb em zircão (Pb-Pb em zircão)

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório Pará-Iso do Instituto de Geociências da UFPA, pelo método Pb-Pb por evaporação direta em monocristais de zircão selecionados das amostras (ou Pb-Pb em zircão). Este método baseia-se na desintegração radioativa de dois isótopos de U (^{235}U e ^{238}U), originando dois isótopos de Pb (^{207}Pb e ^{206}Pb). Este processo ocorre com uma série de reações de decaimento espontânea no núcleo do átomo de U radioativo (elemento pai), transformando-o em uma sequência de elementos radioativos até chegar ao átomo de Pb radiogênico (elemento filho), através principalmente de decaimentos alfa (α) e beta (β). Este método sustenta-se no princípio pelo qual o zircão, contendo U e Pb na sua estrutura, é capaz de preservar informações isotópicas (U/Pb) do momento da sua cristalização, resistindo a eventos como alteração hidrotermal e metamorfismo. Além disso, o zircão apresenta uma alta razão U/Pb, com baixa quantidade de Pb comum (Pb não radiogênico). Esta característica, juntamente com o fato de as constantes de desintegração dos isótopos do urânio serem conhecidas com precisão, tornam o zircão um ótimo geocronômetro para a determinação da idade de formação de rochas.

Kober (1986, 1987) foi quem elaborou o método utilizando filamentos duplos para a obtenção de idades a partir da evaporação do Pb radiogênico contido no zircão. De acordo com esse autor, a evaporação de Pb em etapas sucessivas permite obter um conjunto de idades pela razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a partir de porções distintas do cristal. Em cada incremento de temperatura, um conjunto de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é definido, a partir do qual é calculada a idade. As idades mais jovens correspondem às razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em temperaturas mais baixas a partir das porções mais frágeis dos cristais de zircão (bordas). À medida que a temperatura sofre novos incrementos, é liberado o Pb de porções mais preservadas dos zircões (núcleos), que geram razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ correspondentes à idades mais antigas e geralmente similares, tendendo a formar um platô de idades. Essas diferenças de idade são normalmente interpretadas como consequência da perda de Pb radiogênico nas porções periféricas do cristal, enquanto que nas porções

internas o sistema permanece preservado. Nessas condições somente o Pb extraído nas etapas de alta temperatura deve ser utilizado para o cálculo das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, as quais são obtidas pelas equações de desintegrações seguintes dos isótopos radioativos do urânio:

$$(^{235}\text{U} \text{ e } ^{238}\text{U}): ^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} \times (e^{\lambda_5 \cdot t} - 1) \quad (1)$$

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} \times (e^{\lambda_8 \cdot t} - 1) \quad (2)$$

Onde, λ_5 : constante de desintegração do $^{235}\text{U} = 9,8485 \times 10^{-10}$ anos⁻¹ (STEIGER e JÄGER, 1977), λ_8 : constante de desintegração do $^{238}\text{U} = 1,55125 \times 10^{-10}$ anos⁻¹ (Steiger & Jäger, 1977), e t : tempo decorrido desde o fechamento do mineral para o sistema U-Pb.

Dividindo-se a equação (1) por (2) obtém-se a seguinte equação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em função da idade (t):

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1/137,88 \times [(e^{\lambda_5 \cdot t} - 1)/(e^{\lambda_8 \cdot t} - 1)] \quad (3)$$

Considerando a razão atual $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$.

A principal limitação do método Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão é que a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida é uma idade aparente, pois a razão U/Pb não é determinada e, portanto, não se pode construir o diagrama Concórdia que permite avaliar o grau de discordância dos pontos analíticos e identificar situações em que ocorre a perda de Pb pelo processo de metamictização ou, ainda, a presença de Pb herdado. Os resultados mais confiáveis são obtidos quando o conjunto de cristais de uma amostra fornece idade similar em todas as etapas de evaporação, o que ocorre com maior frequência em rochas magmáticas. Entretanto, a determinação das idades Pb-Pb, obtidas no Pará-Iso a partir de zircões de rochas magmáticas, tem mostrado uma boa correspondência com as idades U-Pb obtidas de zircões das mesmas rochas, atestando a confiabilidade do primeiro método.

As análises isotópicas deste TCC foram realizadas no espectrômetro Finnigan MAT 262 do Pará-Iso que possui dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um filamento de evaporação (normalmente de rênio) em forma de canoa, no qual é introduzido o cristal de zircão, e outro filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. O filamento de evaporação é aquecido gradativamente em temperaturas pré-estabelecidas, pela passagem de corrente elétrica pelo filamento. Com o aquecimento, o zircão se desestrutura e libera Pb que é fixado no filamento de ionização, localizado a frente do primeiro. Normalmente são realizadas três

etapas de evaporação com duração de 3 a 5 minutos cada; a primeira a 1450°C, a segunda a 1500°C e a terceira a 1550°C. Dependendo da quantidade de Pb contido no zircão, podem ser realizadas até cinco etapas de evaporação. Durante as etapas de evaporação, o filamento de ionização, onde é depositado o Pb liberado do zircão, é mantido em temperatura ambiente. Após cada etapa de evaporação do Pb, o filamento de evaporação é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C (aumentando-se progressivamente até no máximo 1200°C), quando o Pb ali depositado é ionizado e tem a sua composição isotópica medida. As intensidades das emissões dos diferentes isótopos de Pb são medidas através de um coletor de íons, seguindo uma varredura na seguinte sequência de massa: 206, 207, 208, 206, 207 e 204. Cada conjunto de varreduras define um bloco, com 18 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A cada etapa de evaporação são obtidos, em geral, até cinco blocos de dados no modo monocoletor ou 10 blocos no modo multicoletor. Em seguida, a partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos define-se uma idade para cada etapa de evaporação.

Os dados são filtrados e tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos estabelecidos no Pará-Iso (GAUDETTE *et al.* 1998) e processados em programas adequados (programa zircão 04 elaborado por Scheller, Pará-Iso) e Isoplot (LUDWIG, 2004) que permitem o cálculo da idade e a sua representação gráfica, respectivamente. Os dados são representados em um diagrama idade (Ma) versus etapas de evaporação. Quando as idades de diferentes etapas são similares, a idade do grão é calculada a partir da média dessas idades. Quando as idades são diferentes, apenas a idade obtida na etapa de mais alta temperatura é considerada para a idade do grão, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura. Os resultados são apresentados com desvio de 2σ e as correções do Pb comum (não radiogênico), são feitas utilizando-se a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Stacey & Kramers, 1975).

Análises isotópicas radiogênicas do minério (lixiviação de Pb-Pb em sulfetos)

As análises isotópicas de Pb em sulfetos do depósito Palito, foram realizadas pelo método da lixiviação do Pb, com o objetivo de obter a assinatura isotópica de Pb e a idade da mineralização. A metodologia Pb-Pb baseia-se na desintegração radioativa em cadeia dos isótopos radioativos ^{238}U e ^{235}U , originando respectivamente dois isótopos urogênicos de Pb (^{206}Pb e ^{207}Pb), e do ^{232}Th originando o isótopo toriogênico ^{208}Pb . Além desses, existe o isótopo ^{204}Pb ,

normalmente expresso em razões em relação aos demais isótopos de Pb, pois ele é considerado relativamente estável, com uma meia vida muito elevada ($t^{1/2} = 1,4 \times 10^{17}$ anos, segundo Faure (1977)). Desse modo, o ^{204}Pb é usado como isótopo de referência para a avaliação dos acréscimos sofridos pelos outros três, já que sua abundância é considerada inalterada desde a formação da Terra (Pb primordial). A técnica de lixiviação de Pb tem sido empregada em sulfetos, óxidos e outros minerais para a obtenção de idades isotópicas, por meio das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (FREI e KAMBER, 1995). Segundo estes autores, se houver equilíbrio entre as fases e o sistema isotópico for fechado, é possível determinar a idade do material se as frações lixiviadas do material analisado alinharem no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Em depósitos minerais sulfetados, a galena é o mineral ideal para os estudos da composição isotópica do Pb. Na ausência da galena, a assinatura isotópica de muitos depósitos minerais tem sido determinada com eficiência em feldspatos e sulfetos de ferro (GULSON, 1986; HO, McNAUGHTON E GROVES, 1994). Essa evolução da composição isotópica do Pb pode ser expressa na forma de três equações fundamentais:

$$(1) \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_h = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)_h (e^{\lambda_8 t} - 1)$$

$$(2) \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_h = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)_h (e^{\lambda_5 t} - 1)$$

$$(3) \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_h = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} \right)_h (e^{\lambda_2 t} - 1), \text{onde:}$$

O primeiro membro representa as razões isotópicas do Pb no mineral hoje, o segundo membro corresponde às razões isotópicas iniciais do Pb no momento da formação do mineral e o último representa a quantidade de Pb radiogênico produzido pela desintegração do U ou Th, sendo t o tempo decorrido desde o fechamento do mineral para o U ou idade de cristalização, e λ (λ_2 , λ_5 e λ_8) a constante de desintegração para cada isótopo de U e Th.

Observadas essas equações, certas premissas são fundamentais para o funcionamento do método, tais como: as rochas investigadas devem ser cogenéticas, apresentar a mesma idade e ter evoluído dentro de um sistema fechado, onde as mudanças das razões isotópicas sejam causadas somente pelo decaimento radioativo.

As idades das rochas podem ser determinadas quando as razões isotópicas atuais de um conjunto de amostras cogenéticas são plotadas em um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e definem um alinhamento cuja inclinação é dada por uma expressão matemática correspondente à equação de uma reta linear $(Y - Y_0)/(X - X_0) = A$, obtida pela divisão da equação **(2)** pela equação **(1)** (acima), gerando a equação abaixo:

$$\text{(4)} \quad ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} \times (e^{\lambda_{235}t} - 1)/(e^{\lambda_{238}t} - 1) \text{ ou, considerando que } ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 137,88$$

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 137,88 \times (e^{\lambda_{235}t} - 1)/(e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

As análises isotópicas em sulfetos do depósito Palito foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA (Pará-Iso), utilizando um espectômetro de massa com fonte de plasma acoplado indutivamente (ICP-MS). O cálculo das regressões e das idades foi feito segundo York (1969) e Ludwid (1980), com base nos programas Isoplot (v. 2.70) e PbDat (v. 1.24) de Ludwid (1993), do próprio Pará-Iso. As composições isotópicas do Pb foram corrigidas do efeito de discriminação de massa utilizando-se o fator $0,12 \pm 0,03\%$ por u.m.a. As razões isotópica e as idades foram calculadas com desvio padrão de 2σ e os resultados lançados nos diagramas isocrônicos convencionais.

Para minimizar os efeitos da contaminação, durante a lixiviação de Pb, foi utilizado aproximadamente 1g da amostra analisada, a qual foi dissolvida para produzir solução sobrenadante que foi lixiviada em 5 etapas (L1 – L5). O procedimento utilizado foi modificado de Frei e Kamber (1995) e Bjorlykke, Cumming e Krestic (1990), conforme indicado na Tabela 1. O resíduo da amostra analisada foi solubilizado com HBr (0,5N) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Dowex AG 1X8 (200-400 mesh), condicionada com HBr (0,5N). A coleta de Pb foi feita com HCl (6N). Ao final desse processo, a amostra seria concentrada em HNO_3 . O concentrado final de Pb seria depositado em filamento simples de rênio para a análise isotópica no ICP-MS, porém, não foi possível devido à indisponibilidade técnica do equipamento.

Tabela 1 - Abertura química para as amostras de sulfetos do depósito Palito.

	Lixiviados	Reagente	Tempo	T°C
Abertura	L1	4 ml mistura forte*	15 min	~110
	L2	4 ml HBr (1N)	4 h	~110
	L3	4 ml HCl (2N)	12 h	~110
	L4	4 ml HCl (6N)	6 h	~110
	L5	4 ml água régia (50%)	24 h	~110

*Mistura forte = 12 HBr (1,5): 1 HCl (2N)

3 ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

A Província Aurífera do Tapajós está localizada na porção centro-sul do Craton Amazônico (**Figura 02**). Evidências geocronológicas, petrológicas, estruturais e metalogenéticas indicam que a Província Tapajós faz parte de uma unidade geotectônica maior denominada cinturão orogênico Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2000), equivalente à província geotectônica Ventuari-Tapajós (TASSINARI e MACAMBIRA, 1999), de idade paleoproterozóica e que atravessa o Cráton Amazônico de NW a SE. Santos *et al.*(2006) propõem a expansão dos limites geográficos do cinturão Tapajós-Parima para leste e norte, cujas dimensões alcançam aproximadamente 2500 km de comprimento e 260 a 520 km de largura.

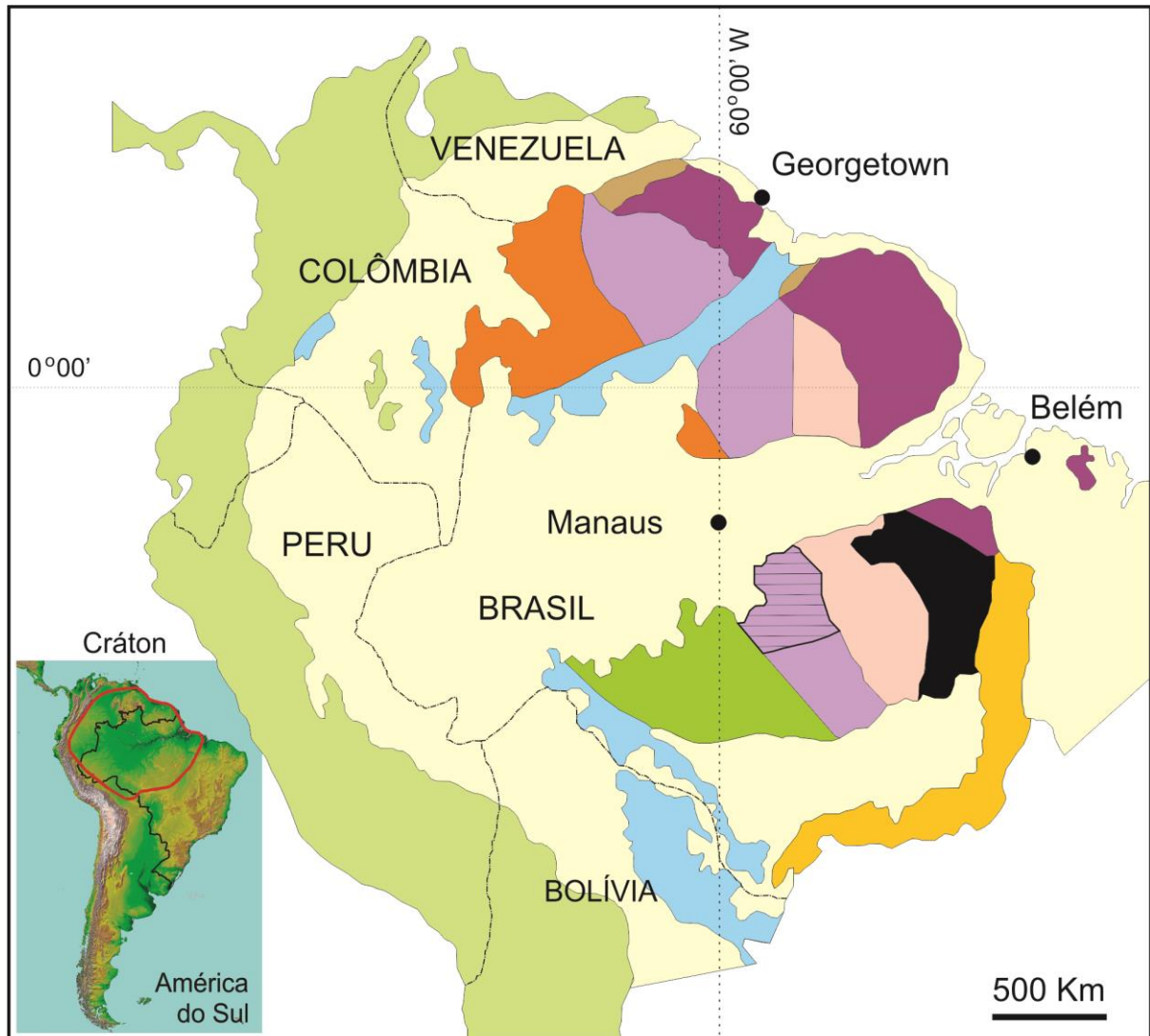
Compõem o cinturão Tapajós-Parima quatro domínios, separados por bacias sedimentares e pelo cinturão K'Mudku: Domínio Parima (em Roraima e Venezuela), Domínio Uaimiri (em Roraima e Amazonas), Domínio Tapajós (no Pará) e Domínio Alta Floresta (em Mato Grosso), este último redefinido por Santos *et al.* (2006) como domínio Matupá. Os dois primeiros domínios ocorrem no Escudo das Guianas e os dois últimos no Escudo Brasil Central, separados pela sinéclise do Amazonas, que encobriu boa parte do cinturão Tapajós-Partima. Segundo Santos *et al.* (2000, 2001), os quatro domínios compartilham as seguintes feições geológicas semelhantes:

- 1) evolução no período Orosiriano do Paleoproterozóico, entre 2,1 e 1,87 Ga;
- 2) orientação geral NNW-SSE;
- 3) são constituídos principalmente por rochas graníticas cálcio-alcalinas típicas de arcos magmáticos e;
- 4) apresentam semelhante metalogenia aurífera.

A oeste do cinturão Tapajós-Parima, ocorrem duas províncias paleoproterozóicas mais jovens (Rio Negro e Rondônia-Juruena) que foram acrescentadas ao cráton entre 1,82 e 1,54 Ga. O cinturão Tapajós-Parima representa crosta nova adicionada ao continente arqueano situado a leste (Província Amazônia Central), durante o Orosiriano (2.1- 1.87 Ga) em um sistema de subducção oceano-contidente. Além dos arcos magmáticos graníticos, ocorrem mais restritamente, na parte oeste da Província Tapajós, rochas sedimentares e basaltos oceânicos.

Granitos intracratônicos tipo A da Suíte Maloquinha (1,87-1,87 Ga) e Teles Pires (~1,76Ga) e Cachoeira Seca (~1,19 Ga) cortam rochas do Cinturão Tapajós-Parima.

Figura 02 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, com destaque para a cinturão Tapajós-Paima (em lilás). A Província Tapajós está realçada (hachurada) e a figura menor mostra a localização do cráton Amazônico (em vermelho) na América do Sul.



Sunsás e K'Mudku (1,45-1,10 Ga)	Amazônia Central (Arqueano-Paleoproterozóico)	
Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga)	Carajás (3,0-2,5 Ga)	Domínio Tapajós
Rio Negro (1,82-1,52 Ga)	Faixa Orogênica Andina	
Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga)	Faixa Orogênica Araguaia	
Transamazonas (2,26-2,01 Ga) Incluindo Imataca e Bakhuis	Fanerozóico, indiscriminado	

Fonte: Santos *et al.* (2006).

4 GEOLOGIA REGIONAL

Até a década de 1970, grande parte das unidades litológicas da região do Tapajós estava reunida no Complexo Xingú como embasamento indiferenciado (SANTOS *et al.* 1975). O detalhamento dos trabalhos na região (BIZINELLA *et al.* 1980) permitiu individualizar, no lugar do Complexo Xingu, uma seqüência supracrustal (Grupo Jacareacanga), duas suítes de granitóides (Complexo Cuiú-Cuiú e Suíte Intrusiva Parauari) e uma suíte máfica intrusiva, denominada Ingarana-Jutaí (**Figura 03**). Posteriormente, Ricci *et al.* (1999) e Santos *et al.* (2001) identificaram, respectivamente, a Suíte Intrusiva Creporizão e a Suíte Intrusiva Tropas, ambas de granitóides (Tabela 2). Além disso, as características geológicas e metalogenéticas da região do Tapajós levaram Faraco, Carvalho e Klein (1997) a definir aquela região como Província Aurífera do Tapajós, de idade paleoproterozóica.

4.1 GRUPO JACAREACANGA

É considerada a unidade mais antiga da Província Tapajós, com idade entre 2 100 e 2 000 Ma (período Riaciano do Paleoproterozóico). Como esta unidade é uma seqüência supracrustal vulcanossedimentar, deve ter sido depositada sobre uma unidade ainda mais antiga (embasamento) ainda não identificada na Província Tapajós.

O Grupo Jacareacanga ocorre restritamente na parte oeste da Província Tapajós com direção geral NNW-SSE (**Figura 03**), constituído por três unidades litológicas principais:

- 1 - Metabasaltos oceânicos: actinolita e clorita xistos que ocorrem mais a oeste e são considerados como a seqüência inferior do grupo;
- 2 - Sequência meta-turbidítica: sericita xistos, sericita quartzitos e filitos (xistos Sai-Cinza) que ocorrem na porção leste da área de abrangência do Grupo Jacareacanga, sendo considerada como a seqüência superior do grupo; e
- 3 - Rochas metassedimentares químicas: *chert* e formação ferrífera intercaladas nos turbiditos.

Os dois principais minerais metamórficos nas rochas do Grupo Jacareacanga são a actinolita (nos metabasaltos) e a sericita (nas rochas metassedimentares), indicando metamorfismo de fácies xisto verde para as rochas deste grupo que foi

considerado inicialmente como uma seqüência do tipo *greenstone belt* (BIZINELLA *et al.* 1980), mas o restrito volume de metabasaltos preservados e a ausência de típicos terrenos granito-*greenstone* levaram Santos *et al.* (2000) a considerar esta unidade como uma seqüência acrescionária. Segundo Santos *et al.* (2001, 2004), as idades U-Pb em zircões herdados na seqüência metaturbidítica entre 2875 e 2008 Ma podem ser indícios da crosta pré-Tapajós (embasamento) ainda não encontrada, provavelmente formada em ambiente trás-arco (SANTOS *et al.* 2001, 2004). Estes autores interpretaram as idades entre 2125 e 2098 Ma (período Riáciano do Paleoproterozóico) como possível intervalo para o magmatismo relacionado ao rifteamento das bacias oceânicas onde foram depositadas as rochas do Grupo Jacareacanga.

4.2 COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ

Pessoa *et al.* (1977) e Bizzinella *et al.* (1980) atribuíram idade arqueana a paleoproterozóica a um conjunto de granitóides que ocorrem na região dos rios das Tropas e alto rio Crepori e rio Novo, aos quais denominaram de Complexo Cuiú-Cuiú (**Figura 03**). Segundo Santos *et al.* (2001), esta unidade é constituída por grandes plútons cálcio-alcálicos sintectônicos de composição tonalítica, diorítica e granodiorítica, com xenólitos de meta-basaltos toleíticos e meta-andesitos cálcio-alcálicos, e cortados localmente por veios trondhjemíticos. Os xenólitos são constituídos principalmente por andesina, hornblenda e epidoto que indicam metamorfismo na fácies anfíbolito.

Os batólitos são bandados e alongados na direção NW-SE paralela à foliação das rochas do Grupo Jacareacanga. Santos *et al.* (1997, 2000) obtiveram, pelo método U-Pb em zircão, uma idade de 2006 ± 3 Ma para o Tonalito Conceição, um representante típico desta unidade. Entretanto, idades U-Pb em diversos granitóides desta unidade situam-se no intervalo 2040 e 1998 Ma (SANTOS *et al.* 2001). Os granitóides desta unidade foram interpretados como componentes de um arco de ilha primitivo da orogenia inicial que deu origem à Província Tapajós (SANTOS *et al.* 2001 e 2004).

No baixo curso do rio Jamanxim, Santos *et al.* (2004) descreveram um hornblenda monzogranito a quartzo monzonito metaluminoso com textura porfírica rapakivi, sem evidência de deformação e metamorfismo, e idade U-Pb em zircão (Shrimp e TIMS) de 1997 ± 5 Ma, o qual possivelmente representa a granitogênese

rapakivítica mais antiga no Craton Amazônico. O monzogranito Jamanxim é mais antigo que os granitoides Creporizão e foi interpretada por Santos *et al.* (2004) como um arco magmático continental formado nos últimos estágios do desenvolvimento do arco Cuiú-Cuiú, com idade intermediária entre aquelas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão. O Quartzo Monzonito Santa Helena e a Suíte Rapakivi Cumaru são rochas semelhantes descritas respectivamente por Pessoa *et al.* (1977) e Bizzinella *et al.* (1980). Outro exemplo deste evento é o batólito Rio Claro para o qual Vasquez e Klein (2000) obtiveram uma idade Pb-Pb por evaporação de 1997 ± 3 Ma.

4.3 FORMAÇÃO VILA RIOZINHO

Lamarão *et al.* (2002) definiram, no alto curso do rio Jamanxim e riozinho das Arraias, próximo à Vila Riozinho, uma seqüência vulcânica félsico-intermediária cálcio-alcálica denominada Formação Vila Riozinho, constituída por andesito basáltico, traquiandesito basáltico, traquito e riolito, com assinatura geoquímica cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica. As idades Pb-Pb em zircão de 2000 ± 4 e 1998 ± 3 Ma, obtidas pelos autores acima citados, indicam que essas rochas devem representar um evento vulcânico do arco Cuiú-Cuiú, possivelmente relacionado ao magmatismo Jamanxim. Lamarão, Dall'agnol e Pimentel (2005) argumentaram que a presença de cristais de zircão herdados de idade arqueana e a assinatura isotópica de Nd (ϵ_{Nd} 2,0 e TDM 2,28 Ga) sugerem que essas rochas podem ter se formado por mistura de magma juvenil paleoproterozóico contaminado pela assimilação com rochas arqueanas, ou pela interação com magma derivado de fonte arqueana, ou ainda por refusão de uma crosta siálica com idade em torno de 2,2 Ga, a partir de *underplating* de magmas máficos.

Figura 03 - Mapa geológico da Província Aurífera do Tapajós. Compilado e adaptado de Almeida *et al.* (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein & Vasquez (2000), Vasquez & Klein (2000).

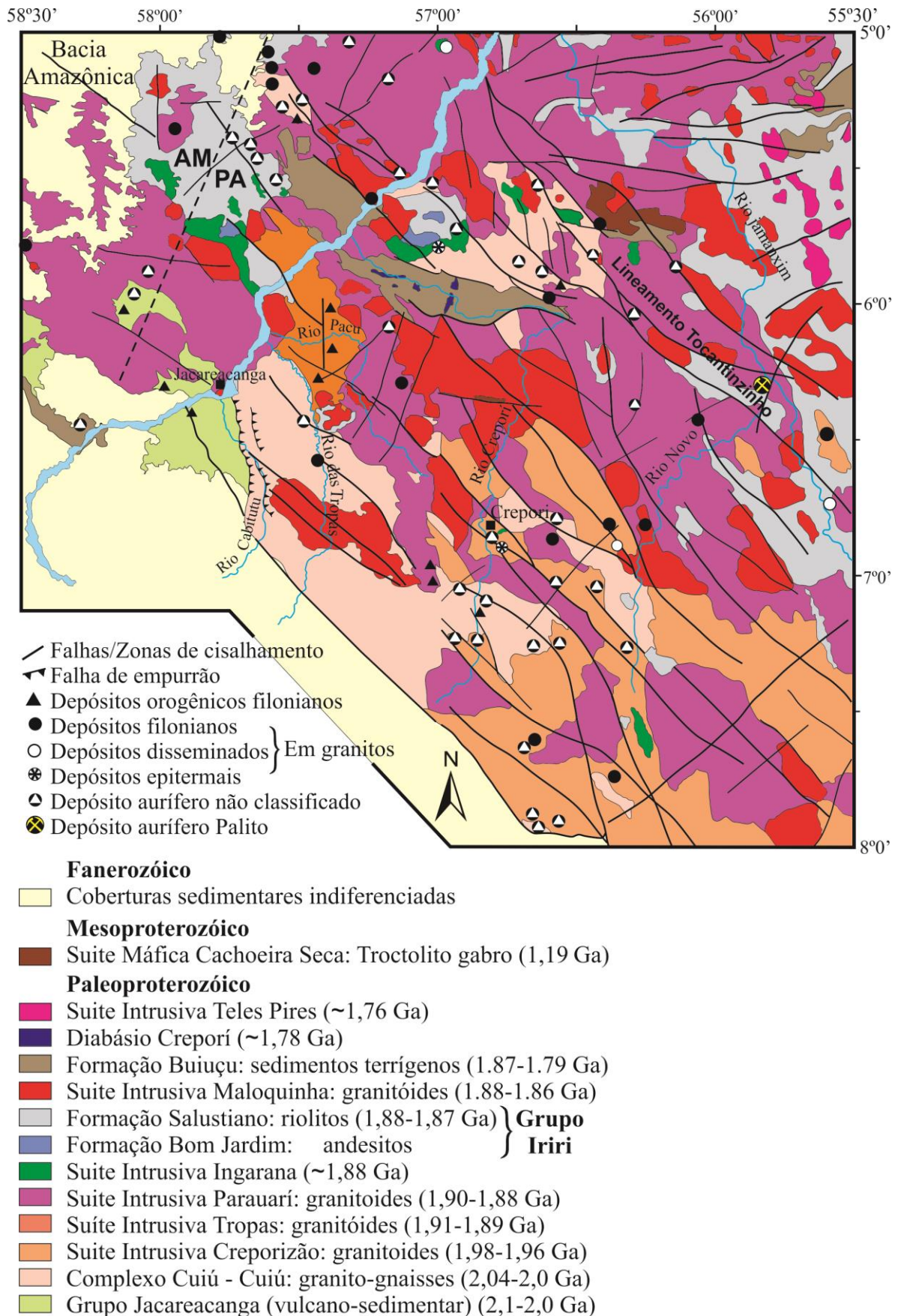


Tabela 2 - Coluna estratigráfica da Província Tapajós * Orogêneses Mundurucus e Tropas.

EON ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	UNIDADE	ROCHAS	AMBIENTE TECTÔNICO
Fanerozóico				Coberturas sedimentares indiferenciadas	Bacias continentais
Mesoproterozóico 1600-1000 Ma	Esteniano	1186	Suíte intrusiva Cachoeira Seca	Gabros e troctolitos	Rift
P	Estateriano	~1760	Suíte Teles Pires	Granitos tipo A e rochas vulcânicas associadas	Pluma relacionada a rift continental
	1,8 Ga	~1778	Diabásio Crepori	Diques e sills toleíticos	Rift continental
		1790-1870	Formação Buiçu	Rochas psamo-pelíticas	Rift continental
	Orosiriano Tropas*	1864-1877	Suíte Maloquinha	Granitos tipo A	Underplating pós-colisional
		1870-1880	Grupo Iri	Rochas Vulc. Fels./intem.	
		~1880	Suíte Ingarana	Gabro, anortosito	
		1879-1891	Suíte Parauari	Granito, granodiorito	Arco magmático 5
			Form. Abacaxis e Sequeiro	Siltitos e grauvas	Sedimentação intra-Arco
		1892-1907	Suíte Tropas	Tonalito, granito e meta-andesito	Arco de ilhas 4
		Mundurucus*	1957-1980	Suíte Creporizão	Monzogranitos
~1997			Granito Jamaxim	Monzogranitos	Arco magmático 2
~2000	Fm. V. Riozinho		Andesito, traquito, riolito		
2,05 Ga Riaciono	1998-2040	Complexo Cuiú-Cuiú	Tonalitos, meta-andesitos, metabasaltos	Arco de ilhas 1	
	2000-2100 (?)	Grupo Jacareacanga	Metaturbiditos, chert, Bif, metabasaltos.	Bacia trás-arco, magmatismo oceânico.	

Fonte: Modificada de Santos *et al.* (2001,2004), *(Santos *et at.* 2004).

4.4 SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO

Denominado por Ricci *et al.* (1999), a Suíte Intrusiva Creporizão é representada por um conjunto de plútons monzograníticos protomiloníticos na porção SW da Província Tapajós (**Figura 03**), com idade em torno de 40 Ma mais jovem que o Complexo Cuiú-Cuiú. Segundo Santos *et al.* (2001), a unidade é constituída por plútons cálcio-alcálicos tarditectônicos de composição monzogranítica e granodiorítica, intrusivos nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú. Estes autores identificaram rochas vulcânicas máficas e intermediárias metamorfisadas (meta-andesitos e meta-basaltos) associadas aos granitóides Creporizão, cuja associação mineralógica indica grau metamórfico no fácies anfíbolito baixo. Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão indicam idades entre 1980 e 1957 Ma (SANTOS *et al.* 2001) para esses granitóides. Os granitóides Creporizão foram interpretados por Santos *et al.* (2001, 2004) como componentes de um arco magmático continental, enquanto Vasquez, Klein e Ricci (2001) consideraram esses granitóides como pós-colisionais, relacionados à orogênese Cuiú-Cuiú.

Lamarão *et al.* (2002) obtiveram, pelo método da evaporação de Pb, idades Pb-Pb de 1981 ± 2 Ma e 1983 ± 8 Ma para um plúton granítico denominado por estes autores de Granito São Jorge Antigo, o qual parece representar atividade magmática precoce relacionada ao arco magmático Creporizão.

4.5 SUÍTE INTRUSIVA TROPAS

Santos *et al.* (2001) propuseram denominar de Suíte Intrusiva Tropas aos granitóides que ocorrem no baixo curso do rio das Tropas (depósito Ouro Roxo), na porção oeste da Província Tapajós, com idades mais antigas que os granitóides da Suíte Parauari (**Figura 03**). A Suíte Tropas é constituída por granodioritos, tonalitos, monzogranitos, quartzo dioritos, andesitos e basaltos cálcio-alcálicos, com xenólitos de metabasaltos e meta-andesitos do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Creporizão (FERREIRA *et al.* 2000). Datações U-Pb em zircão e titanita nessas rochas indicaram idades entre 1892 ± 6 a 1907 ± 9 Ma (SANTOS *et al.* 2001, 2004). Na área tipo desta unidade, Santos *et al.* (2004) obtiveram, pelo método U-Pb TIMS em zircão e titanita, uma idade de 1893 ± 3 Ma para o tonalito Ouro Roxo, hospedeiro do depósito aurífero homônimo, na região do rio Pacu, e idades de

1897 ± 3 e 1894 ± 3 Ma para o tonalito Tropas, mais ao sul, no baixo curso do rio das Tropas. Lamarão *et al.* (2002) denominaram a rocha hospedeira do depósito aurífero São Jorge, no alto curso do rio Jamanxim, porção leste da Província Tapajós, de granito São Jorge Jovem. Segundo estes mesmos autores trata-se de um monzogranito com idade Pb-Pb em zircão de 1891 ± 3 Ma, correlacionado, portanto, ao evento Tropas. Por outro lado, Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade U-Pb Shrimp em zircão e titanita de 1907 ± 9 Ma para o granito São Jorge, caracterizado pelos referidos autores como granodiorito.

Os granitóides da Suíte Tropas foram interpretados por Santos *et al.* (2001, 2004) como orogênicos e componentes de um arco de ilhas primitivo (arco Tropas) formado em torno de 1,9 Ga. Estes autores consideraram as formações sedimentares Abacaxis e Sequeiro (siltitos e grauvacas), que ocorrem localmente nas áreas dos depósitos Abacaxis e Maués, intrudidas pelos granitóides Parauari, como formações de bacias intra-arco, relacionadas ao arco Tropas. Por outro lado, Vasquez, Klein e Ricci (2002) interpretaram os granitóides da Suíte Tropas como pós-colisionais (pós-tectônicos) em relação à orogênese Cuiú-Cuiú.

4.6 SUÍTE INTRUSIVA PARAUARÍ

Santos *et al.* (1975) denominaram de Granito Parauari as rochas graníticas que hospedam a mineralização aurífera no depósito Rosa de Maio, situado a norte do rio Tapajós, na bacia do rio Parauari. Pessoa *et al.* (1977), Bizzinella *et al.* (1981) e Faraco, Carvalho e Klein (1997) salientaram que os granitóides Parauari não são deformados e ocorrem em toda a extensão da Província Tapajós (**Figura 03**), característica que os diferencia dos granitóides Cuiú-Cuiú, normalmente deformados e de ocorrência mais restrita (porção SW da Província Tapajós). Considerando a variedade composicional desta unidade, Faraco Carvalho e Klein (1997) a denominaram de Suíte Intrusiva Parauari, constituída por granitóides (granitos, granodioritos e tonalitos), rochas vulcânicas félsicas e rochas máficas plutônicas e vulcânicas.

Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão, realizadas por Santos *et al.* (2000, 2001) em rochas desta unidade, indicam tratar-se de dois eventos magmáticos. Foi mantida a denominação Suíte Parauarí para a unidade mais jovem (1891 a 1879 Ma) que ocorre nas áreas dos depósitos Rosa de Maio (área tipo), Penedo, Caroyal e Uruá, constituída por sienos e monzogranitos, e rochas

vulcânicas félsicas associadas, com assinatura geoquímica cálcio-alcálica. Idades de cristalização entre 1879 ± 11 e 1891 ± 3 Ma foram obtidas pelos métodos Pb-Pb e U-Pb em zircão em diversos corpos da Suíte Parauari (BRITO, ALMEIDA e MACAMBIRA, 1999; KLEIN e VASQUEZ, 2000; SANTOS *et al.*, 2000, 2001, 2004; e LAMARÃO *et al.* 2002). As rochas mais antigas, predominando granodioritos e tonalitos, foram incluídas por Santos *et al.* (2001) na Suíte Intrusiva Tropas com idades entre 1892 e 1907 Ma.

As rochas máficas intrusivas (gabro Ingarana, anortosito Jutaí) e extrusivas que ocorrem associadas, no tempo e no espaço, aos granitóides Parauari, foram incluídas em uma outra unidade denominada por Bahia e Quadros (2001) de Suíte Intrusiva Ingarana.

As rochas graníticas da Suíte Parauari foram interpretadas por Santos *et al.* (2001, 2004) como granitóides orogênicos tarditectônicos, componentes de um arco magmático continental formado entre 1877 e 1885 Ma. Por outro lado, Almeida *et al.* (2000) e Vasquez, Klein e Ricci (2002) consideraram estes granitóides como pós-tectônicos, relacionados ao estágio tardio da colisão do arco Cuiú-Cuiú.

4.7 SUÍTE INTRUSIVA INGARANA

As intrusões gabróicas aflorantes nos igarapés Ingarana e Bom Jardim, na porção centro-norte da Província Tapajós (**Figura 03**), denominadas de Gabro Ingarana por Pessoa *et al.* (1977), foram incluídas por Santos *et al.* (2001) na Suíte Intrusiva Parauari e posteriormente na Suíte Intrusiva Ingarana por Bahia e Quadros (2000). A Suíte Ingarana é constituída por augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, além de monzogabros, dioritos e monzodioritos subordinados, de caráter cálcio-alcálico (BAHIA e QUADROS, 2000; ALMEIDA *et al.* 2000).

Vasquez *et al.* (2000) obtiveram idade de cristalização de 1887 ± 3 Ma, pelo método Pb-Pb em zircão, para um leuconorito da Suíte Ingarana. Santos *et al.* (2004) dataram corpos da área tipo desta unidade, pelo método U-Pb SHRIMP em zircão e baddeleyita, e obtiveram idades entre 1880 ± 7 e 1881 ± 11 Ma. O Anortosito Jutaí, na porção norte da Província Tapajós, com idade U-Pb SHRIMP em titanita de 1878 ± 8 Ma (SANTOS *et al.* 2001), e o olivina gabro Rio Novo, na foz do rio Novo, afluente do rio Jamanxim, devem ser correlacionados à Suíte Intrusiva Ingarana.

4.8 MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO PÓS-TECTÔNICOS

Segundo Santos *et al.* (2001, 2004), diversas unidades na Província Tapajós formadas em ambiente intra-continental extensional foram afetadas somente por deformação rúptil, sem evidência de metamorfismo regional, como o Grupo Iriri (1,87-1,88 Ga), Suíte Intrusiva Maloquinha (1,86-1,88 Ga), Formação Buiçu (1,79-1,87 Ga), Diabásio Creporí (~1.78 Ga), Granito Teles Pires (~1.76 Ga) e Gabro Cachoeira Seca (~1.19 Ga).

4.8.1- GRUPO IRIRI

Forman *et al.* (1972) denominaram de Formação Iriri a um conjunto de rochas vulcânicas félsicas que ocorrem ao longo do rio Iriri, compreendendo riolitos, riodacitos e dacitos, normalmente porfiríticos, e rochas piroclásticas (tufos, ignimbritos e brechas), além de granófiros e andesitos subordinados. As rochas da Formação Iriri foram inicialmente incluídas, juntamente com os granitos Maloquinha, no Grupo Uatumã, considerado como um grande evento vulcano-plutônico anorogênico que teria afetado quase todo o cráton Amazônico (RAMGRAB e SANTOS, 1974; SILVA *et al.* 1974; SANTOS *et al.* 1975; PESSOA *et al.* 1977). A Formação Iriri foi elevada à categoria de grupo por Pessoa *et al.* (1977), que o subdividiram nas formações Salustiano (inferior), constituída por derrames félsicos a intermediários (riolitos, riodacitos, dacitos e latitos cálcio-alcálicos de alto K), e Aruri (superior), composta por rochas piroclásticas (tufos, ignimbritos e brechas vulcânicas), além de uma sequência híbrida, com derrames e rochas piroclásticas, incluída inicialmente na Formação Salustiano e posteriormente na Formação Aruri por Santos *et al.* (2000). Almeida *et al.* (2000) incluíram os derrames intermediários (andesitos e dacitos) em uma terceira formação denominada Formação Bom Jardim (**Figura 03**), sobreposta aos granitos Parauari e que constitui a parte basal do Grupo Iriri. Datações geocronológicas em riolitos da Formação Salustiano forneceram idades U-Pb Shrimp em zircão, de 1870 ± 8 Ma (SANTOS *et al.* 2000), e idades Pb-Pb, por evaporação em zircão, de 1888 ± 2 Ma (DALL'AGNOL, SILVA e SCHELLER, 1999).

Os diversos trabalhos sobre o vulcanismo Iriri atestam sua grande extensão no Cráton Amazônico e indicam a existência de mais de um evento vulcânico relacionado a esse vulcanismo (LAMARÃO, LAFON e LIMA, 1999; LAMARÃO *et al.*, 2002). Juliani *et al.* (2005) descreveram o Grupo Iriri como um sistema vulcano-

piroclástico gerado em complexos de caldeiras vulcânicas que alcançaram mais de 50 km de diâmetro, relacionados à colocação rasa de plútons cálcio-alcálicos tardi a pós-tectônicos do arco magmático da Suíte Parauari, contrapondo-se, portanto, à interpretação anorogênica deste expressivo vulcanismo. Segundo Juliani *et al.* (2005), as unidades pré-caldeira compreendem derrames intermediários da Formação Bom Jardim e as sin-caldeira correspondem a extensas e espessas camadas de derrames e rochas piroclásticas (tufos e ignimbritos) das Formações Salustiano e Aruri entre 1,87 e 1,88 Ga. O evento pós-caldeira é representado por vulcões compostos e domos de riolito e ignimbrito que se colocaram em torno e no interior das caldeiras. Esses *stocks* tardios geraram sistemas epitermais de baixa e alta sulfetação nas crateras dos vulcões anelares (JULIANI *et al.* 2005).

4.8.2- SUÍTE INTRUSIVA MALOQUINHA

A Suíte Intrusiva Maloquinha (ALMEIDA *et al.* 1977) compreende batólitos elípticos e circulares alinhados segundo lineamentos regionais de direção NW-SE, cuja área-tipo é a localidade Maloquinha no alto curso do rio das Tropas (**Figura 03**). Os batólitos são formados por granito alaskítico, biotita granitos, anfibólio granitos, granodioritos, granitos sódicos e granófiros (DALL'AGNOL *et al.* 1994, 1997, 1999).

Almeida *et al.* (2000) caracterizaram as fácies biotita granito e anfibólio biotita granito como predominantes na Suíte Maloquinha. Os granitos das duas fácies são subalcalinos a alcalinos, peraluminosos com características químicas compatíveis com os granitos tipo A, típicos de ambiente extensionais intracontinentais (BRITO *et al.* 1997; VASQUEZ, KLEIN e RICCI, 2002; LAMARÃO *et al.* 2002). Santos *et al.* (2000, 2001) obtiveram, pelo método U-Pb em zircão, idades entre 1864 ± 18 e 1877 ± 12 Ma para granitos da Suíte Maloquinha, enquanto que Vasquez *et al.* (1999) e Lamarão *et al.* (2002) obtiveram, pelo método da evaporação do Pb em zircão, idades Pb-Pb entre 1880 ± 9 e 1882 ± 4 Ma para essas rochas. Datações geocronológicas em zircões herdados em granitos desta unidade revelaram idades U-Pb de 2679 ± 10 Ma, indicando fonte crustal para esses granitos que apresentam idade modelo Sm - Nd arqueana entre 2535 a 2850 Ma (SANTOS *et al.* 2001).

4.8.3- FORMAÇÃO BUIUÇU

A Formação Buiuçu é uma seqüência predominantemente psamo-pelítica que ocorre nas margens do rio Tapajós, a NE e SW de Jacareacanga, nas margens do rio Creporí, e próximo ao rio Jamaxim (**Figura 03**). É constituída por corpos de arenitos e arenitos arcóseos, além de conglomerados, siltitos, argilitos e tufos com estratificação plano-paralela, localmente cruzada e com marcas de onda (ALMEIDA *et al.* 2000; KLEIN e VASQUEZ, 2000; BAHIA e QUADROS, 2000).

Conglomerados desta unidade contêm seixos de rochas vulcânicas do Grupo Irirí cuja idade (~1,87 Ga) representa a idade máxima da Formação Buiuçu, a qual é cortada por diques de Diabásio Creporí, cuja idade (~1,79 Ga) corresponde à idade mínima desta formação. Com base na baixa maturidade mineralógica e textural e nas estruturas primárias identificadas nas rochas da Formação Buiuçu, Bahia *et al.* (2001) sugeriram ambiente de deposição continental, possivelmente relacionado a canais fluviais entrelaçados, para esta unidade.

4.8.4- DIABÁSIO CREPORÍ

Originalmente denominado de Sill Creporí por Pessoa *et al.* (1977), o Diabásio Creporí (SANTOS e LOGUERCIO, 1984) é constituído por diques de direção predominante N-S e sills de diabásio, olivina diabásio e microgabro toleítico, que ocorrem nas margens do rio Creporí, próximo ao rio Tapajós, cortando rochas sedimentares da Formação Buiuçu. Santos *et al.* (2000) obtiveram idades U-Pb SHRIMP, em baddeleyíta de 1778 ± 9 Ma para o Diabásio Crepori. Almeida *et al.* (2000) identificaram uma assinatura alcalina para as rochas máficas atribuídas ao Diabásio Crepori, na porção oeste da Província Tapajós. Entretanto, a ocorrência de quartzo nessas rochas indica uma afinidade toleítica, típica de basaltos continentais.

4.8.5- SUÍTE INTRUSIVA TELES PIRES

A era Paleoproterozóica na Província Tapajós se encerra com um segundo pulso de magmatismo anorogênico representado por plútons graníticos circulares a elípticos alcalinos tipo A, denominados Suíte Intrusiva Teles Pires, que ocorrem na parte nordeste da Província Tapajós (**Figura 03**). Granitos rapakivi e rochas vulcânicas associadas também ocorrem mais restritamente. Datações geocronológicas em granitos desta unidade revelaram idade U-Pb em zircão em

torno de 1760 ± 12 Ma (SANTOS *et al.* 2001). Prazeres *et al.* (1979) denominaram de Granito Porquinho um batólito constituído por leucogranitos, localizado no interflúvio dos rios Branco e Aruri, com alta potencialidade para estanho. Santos *et al.* (2001) obtiveram uma idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão de 1786 ± 14 Ma para o Granito Porquinho, que o levaram a correlacioná-lo com o magmatismo da Suíte Teles Pires.

4.8.6- SUÍTE INTRUSIVA CACHOEIRA SECA

Quadros, Bahia e Almeida (1998) propuseram a denominação de Suíte Intrusiva Cachoeira Seca para um expressivo corpo que aflora entre os cursos dos rios Crepori e Jamanxim na porção centro-NE da Província Tapajós (Fig. 2), originalmente descrito por Pessoa *et al.* (1977). Segundo Bahia & Quadros (2000), esta unidade é constituída por diques de olivina gabro, olivina gabronorito, olivina diabásio, troctolito e diorito que cortam granitóides Parauarí e Maloquinha, além de rochas sedimentares da Formação Buiúçu. Pessoa *et al.* (1977) caracterizaram as rochas desta unidade como basaltos alcalinos, parcialmente saturados em sílica, enquanto que Quadros, Bahia e Almeida (1998) atribuíram a essas rochas uma natureza toleítica saturada em sílica. Datações geocronológicas em diabásios desta unidade indicaram idade U-Pb em zircão de 1099 ± 28 Ma e idades K-Ar em plagioclásio de 1072 ± 18 Ma (PESSOA *et al.* 1977) e idades U-Pb em baddeleyita de 1186 ± 12 Ma (SANTOS *et al.* 2001).

4.9- EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

As principais feições estruturais regionais da Província Aurífera do Tapajós são lineamentos de direção NNW-SSE a NW-SE retilíneos ou sinuosos, contínuos ou descontínuos, estendendo-se por dezenas a centenas de quilômetros e bem evidentes em imagens de satélites e dados geofísicos (KLEIN *et al.* 2002). Os lineamentos correspondem a falhas subverticais transcorrentes sinistrais e zonas de cisalhamento rúptil-ductil. Estes sistemas transcorrentes têm sido interpretados como resultantes de um evento compressivo progressivo e episódico com a tensão compressiva máxima (σ_1) de direção próximo de E-W (SANTOS *et al.* 2000; KLEIN e VASQUEZ, 2000). Essas estruturas regionais devem ter controlado a colocação dos plútons de granitóides paleoproterozóicos, bem como o estabelecimento das bacias

sedimentares da província Tapajós (KLEIN *et al.* 1997; ALMEIDA *et al.* 2000; KLEIN e VASQUEZ 2000).

Segundo Santos *et al.* (2001), as rochas do Grupo Jacareacanga exibem proeminente foliação metamórfica (S_1) de direção NNW-SSE com mergulhos fortes para SSW. O acamamento primário (S_0) é subparalelo à foliação S_1 , indicando forte transposição estrutural ao longo da seqüência. As grandes feições estruturais das rochas do Grupo Jacareacanga são interpretadas como uma sucessão regional de dobras isoclinais cujos eixos orientam-se na mesma direção da foliação S_1 . Os granitóides do Complexo Cuiú-Cuiú exibem um padrão de deformação similar e mesma orientação regional do Grupo Jacareacanga, indicando que as duas unidades foram deformadas sob o mesmo regime compressional (D_1) que ocorreu, segundo Klein *et al.* (2002), entre 2 005 e 1 997 Ma. A deformação D_1 pode ter sido simultânea ao pico do metamorfismo, que foi datado em torno de 2,0 Ga por Santos *et al.* (2001) pelo método Rb-Sr em turbiditos (rocha total).

Um segundo evento de deformação (D_2) é representado pela deformação rúptil-ductil que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão entre 1,97 e 1,95 Ga, por meio de um sistema de falhas transcorrentes de direção NW-SE (KLEIN *et al.* 2002). Esse evento afetou as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, mas não afetou os granitóides da Suíte Tropas e as unidades mais jovens da PAT.

Um terceiro evento de deformação (D_3) corresponde a zonas de cisalhamento dúctil-rúptil transcorrente sinistral de direção média N-S, que cortam as estruturas D_1 . A deformação D_3 afetou a Suíte Creporizão e a Suíte Tropas entre 1 894 e 1 883 Ma, mas não afetou a Suíte Parauari, cuja idade (1 887-1 885 Ma) representa a idade mínima da deformação D_3 (KLEIN *et al.* 2002). Eventos deformacionais mais jovens que D_3 são eminentemente rúpteis, gerados durante a colocação dos plutons graníticos Maloquinha e relacionados à tectônica extensional (SANTOS *et al.* 2001).

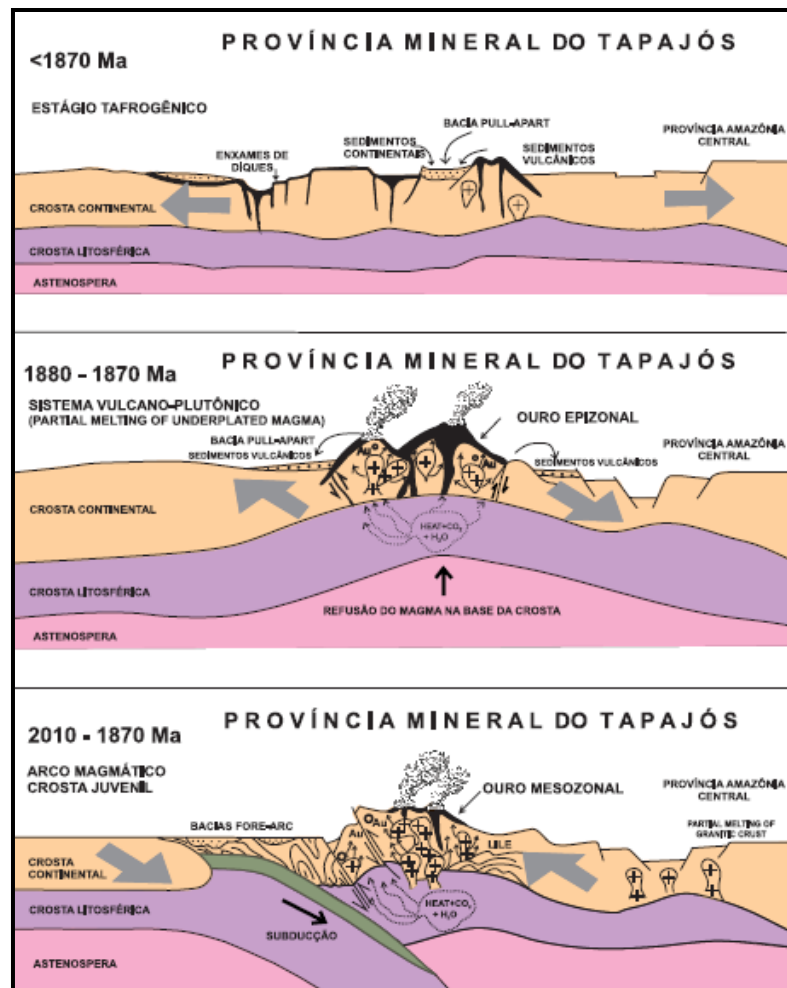
O cinturão orogênico Tapajós-Parima é um orógeno acrescionário do tipo andino (**Figura 04**), formado na era Paleoproterozóica entre 2,05 e 1,87 Ga, no qual uma crosta oceânica (a oeste) colidiu com um continente (a leste). Durante o ciclo orogênico Tapajós-Parima, cinco sucessivas granitogêneses (sin a tardi-tectônicas) ocorreram na Província Tapajós no período Orosiriano da era Paleoproterozóica e formaram arcos magmáticos relacionados à subducção oceano-continente, os quais migraram de oeste para leste, durante duas orogêneses distintas, segundo Santos *et al.* (2004). A primeira, denominada orogênese Mundurucus (2,04 a 1,96 Ga), iniciou-

se com a formação do arco de ilhas primitivo Cuiú-Cuiú (2,04 a 2,0 Ga), seguido da formação dos arcos magmáticos continentais Jamanxim ou Cumaru (~2,0 Ga) e Creporizão (1,98 a 1,96 Ma). Após um hiato de aproximadamente 50 Ma, começou a segunda orogênese, denominada Tropas, que também iniciou com a formação de um arco de ilhas primitivo (Tropas, 1,90 a 1,89 Ga), seguido da formação do arco magmático continental Parauari (1,89 a 1,88 Ga) que marca o fim do ciclo orogênico. Por outro lado, Vasquez *et al.* (2001) consideraram que houve apenas uma orogênese (Cuiú-Cuiú), sendo que os granitóides Creporizão, Tropas e Parauari foram interpretados como pós-colisionais (pós-tectônicos) em relação ao desenvolvimento do arco Cuiú-Cuiú.

Quase todas as datações geocronológicas em zircões herdados dos granitóides dos arcos magmáticos resultaram em idades paleoproterozóicas, somente 20 a 140 Ma mais antigas que as idades dos arcos, indicando que a contribuição da crosta arqueana para a geração dos arcos foi mínima ou ausente. Os dados isotópicos de Sm–Nd também indicam uma natureza juvenil para os granitóides dos arcos (SANTOS *et al.* 2000), os quais são compatíveis com idades modelo transamazônicas no intervalo 2,26 a 2,10 Ga.

Os eventos acrescionários foram seguidos por um sexto evento magmático vulcano-plutônico, intra-cratônico, tardi a pós-tectônico (pós-colisional) entre 1,88 a 1,86 Ga (Grupo Iriri e Suíte Maloquinha), relacionado com fusão parcial da crosta arqueana do cráton Amazônico. Atividades magmáticas e sedimentares intra-cratônicas pós-tectônicas ou anorogênicas, relacionadas com rifteamento da crosta, ocorreram no final do período Orosiriano e início do Estateriano, tais como a Formação Buiuçu (1,87 a 1,79 Ga), Diabásio Crepori (~1,78 Ga), Granito rapakivi Teles Pires (~1,76 Ga) e, já no Mesoproterozóico, os álcali basaltos da Suíte Cachoeira Seca (~1,19 Ga).

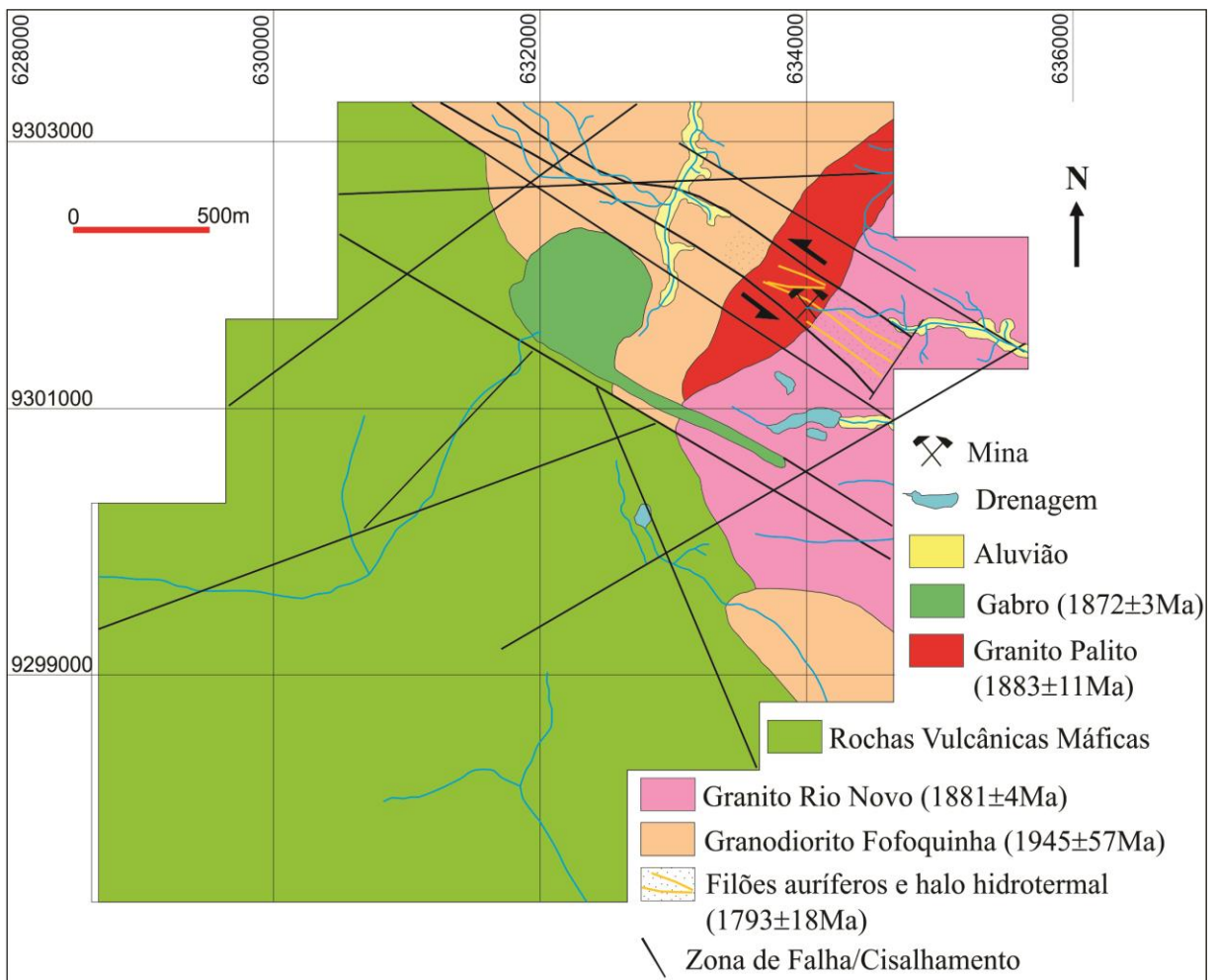
Figura 04 - Evolução tectono-geológica proposta para a Província Mineral do Tapajós e sua relação com a mineralização de ouro. Fonte: Coutinho, 2008.



5 CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO PALITO

O depósito aurífero do Palito (**Figura 05**) consiste em um sistema de veios de quartzo com sulfetos, mineralizado a ouro e cobre, hospedados em rochas graníticas e instalados ao longo de uma zona de cisalhamento (COSTA, 2008). Além das rochas hospedeiras dos corpos de minério (granitos Rio Novo e Palito), ocorrem na área do depósito Palito o granodiorito Fofuquinha e rochas máficas plutônicas (gabros) e vulcânicas. O Granodiorito Fofuquinha é a rocha encaixante dos granitos Rio Novo e Palito e este último ocorre na zona de contato entre o Granito Rio Novo e o Granodiorito Fofuquinha (**Figura 05**). O granodiorito e os granitos Rio Novo e Palito são as rochas hospedeiras da mineralização, os quais estão incluídos regionalmente na Suíte Intrusiva Parauari.

Figura 05 - Mapa geológico do depósito Palito. Modificado de Mineração Serabi por Costa (2008).



5.1 Granodiorito Fofuquinha

É a rocha mais antiga na área do depósito do Palito, ocorrendo principalmente mais ao norte e noroeste da mina. O granodiorito é a rocha encaixante dos granitos Rio Novo e Palito, ocorrendo este último na zona de contato entre o granodiorito e o granito Rio Novo (**Figura 05**). O granodiorito exibe coloração cinza e textura equigranular de granulação média a grossa, embora porções inequigranulares também ocorram. O mineral mais abundante é o plagioclásio, seguido do feldspato potássico e do quartzo (**Figura 06**). Hornblenda e biotita são os principais minerais máficos da rocha (15 a 20%). Os minerais opacos são relativamente abundantes e representados principalmente pela magnetita. Silva (2004) atribui a essa magnetita algumas anomalias magnéticas reconhecidas em levantamento aéreo feito pela empresa SERABI. Lima (2010) obteve uma idade Pb-Pb de 1946 ± 57 Ma, pelo método da evaporação do Pb em zircão. O erro muito elevado desta idade limita sua interpretação como idade de cristalização, devendo a mesma ser considerada apenas como idade de referência, tornando difícil correlacionar o granodiorito com algum evento magmático da Província Tapajós.

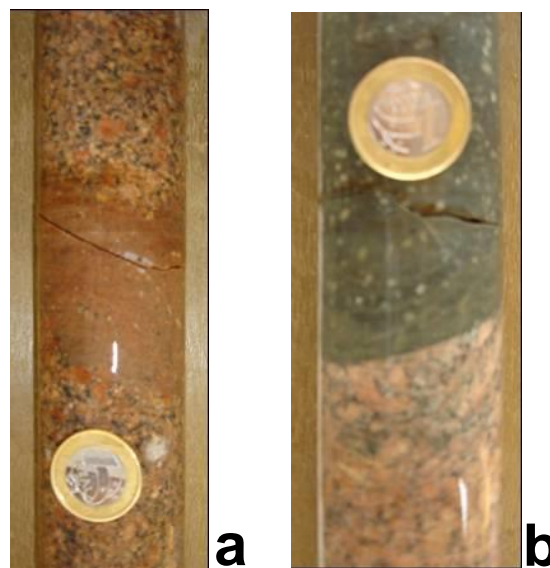
5.2 Granito Rio Novo

Este granito aflora principalmente nas margens do rio Novo, afluente direito do rio Jamanxim, na porção leste da área do depósito Palito (**Figura 05**). Xenólitos do granodiorito Fofuquinha no granito Rio Novo indicam ser este último intrusivo no primeiro. O granito Rio Novo é predominantemente porfirítico, de coloração rosa a rosa-alaranjada, localmente avermelhada e cinza. Fenocristais de feldspato potássico e quartzo ocorrem imersos em uma matriz de granulação média a fina constituída por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita, além de pirita e calcopirita como mineral opaco. Fácies equigranulares e brechadas também ocorrem, porém mais restritamente, além de cavidades preenchidas por carbonato e fluorita, tanto no granito Rio Novo como no granito Palito. O granito Rio Novo foi menos afetado pela alteração hidrotermal e, conseqüentemente, menos mineralizado em relação ao Granito Palito. A presença de rochas afaníticas (riolito e dacito), na forma de pequenos diques, é comum no granito Rio Novo (**Figura 07a e 07b**), sugerindo tratar-se de um magmatismo raso vulcano-plutônico (COSTA, 2008).

Figura 06 - Fotografia de testemunho de sondagem do granodiorito Fofuquinha com magnetita.



Figura 07 - Fotografia de testemunho de sondagem do granito Rio Novo com porções de riolito (a) e de dacito (b).



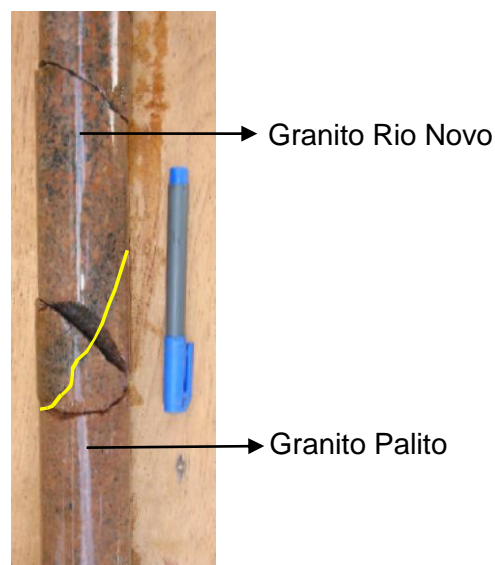
5.3 Granito Palito

O termo Granito Palito é usado para designar um granito de coloração vermelha, granulação variando de média a grossa, textura inequigranular (**Figura 08**), chegando a constituir importantes fácies porfíricas próximo ao contato deste com o granito Rio Novo. O corpo granítico exibe forma lenticular com a maior dimensão em torno de 1,5km, na direção NE-SW, e 300m de largura. É o principal hospedeiro da mineralização aurífera do depósito Palito e ocorre encaixado entre o Granodiorito Fofuquinha e o Granito Rio Novo, como um corpo intrusivo nestes dois granitóides (COSTA, 2008). As fácies porfíricas ocorrem no contato entre esses dois granitos apresentando uma superfície bastante irregular e em alguns casos difícil de ser estabelecido em função da semelhança entre os dois granitos (**Figura 09**). Silva (2004) interpretou esses corpos porfíricos como pulsos magmáticos posteriores ao Granito Palito, na forma de diques. Além do feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, ocorre a biotita, normalmente alterada, como principal mineral máfico, e minerais opacos. O granito Palito é intensamente alterado e principal hospedeiro dos corpos mineralizados.

Figura 08 - Fotografia de testemunho de sondagem do granito Palito.



Figura 09 - Foto de testemunho de sondagem do contato entre o granito Palito e o granito Rio Novo



5.4 Unidade Máfica

Esta unidade é representada por um corpo gabróico à oeste da mina do Palito e rochas vulcânicas máficas de composição basáltica que ocorrem em uma extensa área a oeste e SW da mina, ambas não se encontram mineralizadas (**Figura 05**). Próximo aos corpos mineralizados do Palito ocorre um corpo gabróico arredondado apresentando uma cauda alongada na direção principal do cisalhamento (NW-SE), constituindo uma forma sigmoidal compatível com a cinemática sinistral do cisalhamento, evidenciando que a colocação do gabro foi simultânea ou tardia em relação ao cisalhamento.

O gabro aflora principalmente como blocos na rede de drenagem e no solo vermelho. Outro corpo gabróico aflora mais ao norte da área, na estrada para a vila Jardim do Ouro, denominado Olivina gabro Rio Novo (Klein & Vasquez 2000). Diques gabróicos espessos ou delgados ocorrem encaixados no granodiorito Fofquinha e granito Rio Novo. São normalmente brechados, com magnetita como componente mineral eventualmente importante. Xenólitos de granodiorito e do Granito Palito ocorrem nesses diques, indicando ser a intrusão gabróica foi um evento magmático tardio na região do Palito. Por outro lado, em testemunhos de sondagem, o gabro apresenta-se também hidrotermalmente alterado e cortado por veios de riolito marrom, o que indica uma colocação posterior ao granito Palito, porém anterior aos riolitos porfíricos (SILVA, 2004).

5.5 Veios Mineralizados

Os veios apresentam dimensões métricas a centimétricas, com espessura média de 0,90m e profundidade conhecida até 80m, revelada pelo programa de sondagem realizado pela Mineração SERABI, e cortam indiscriminadamente rochas graníticas (Rio Novo e Palito) e granodioríticas. O ouro encontra-se associado aos sulfetos, principalmente pirita e calcopirita bastante abundantes nos veios de quartzo, esfalerita, pirrotita, bismutinita e bismuto nativo também ocorrem com menor abundância. Os veios de quartzo mineralizados estão sempre envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido, proporcional à dimensão dos veios, em parte brechado e constituído por sericita, clorita, carbonatos e sulfetos (**Figura 10 e 11**). Ocorrem também brechas hidrotermais, além de vênulas de carbonatos preenchendo pequenas fraturas, e fluorita ocorrendo localmente como mineral de ganga nos veios.

Segundo Costa (2008), os corpos mineralizados do depósito do Palito constituem um sistema de enxames de veios de quartzo mineralizados subverticais encaixados em uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral de direção NW-SE que faz parte de uma estrutura regional denominada Lineamento Tocantinzinho. Os filões estão hospedados nos granitos Palito e Rio Novo (principalmente no primeiro) e estendem-se até o granodiorito Fofquinha (**Figura 12**). Os veios principais estão orientados na mesma direção do cisalhamento (N40-50W), embora ocorram veios menores inclinados em relação à direção do cisalhamento (SERRA, 2007, SERRA e SANTOS, 2008).

Figura 10 - Fotografia de veio de quartzo mineralizado com halo de alteração hidrotemal entre o veio e o granito, em galeria da mina do Palito.



Figura 11 - Fotografias de veios de quartzo mineralizados com sulfetos do depósito Palito (interior de galeria subterrânea).

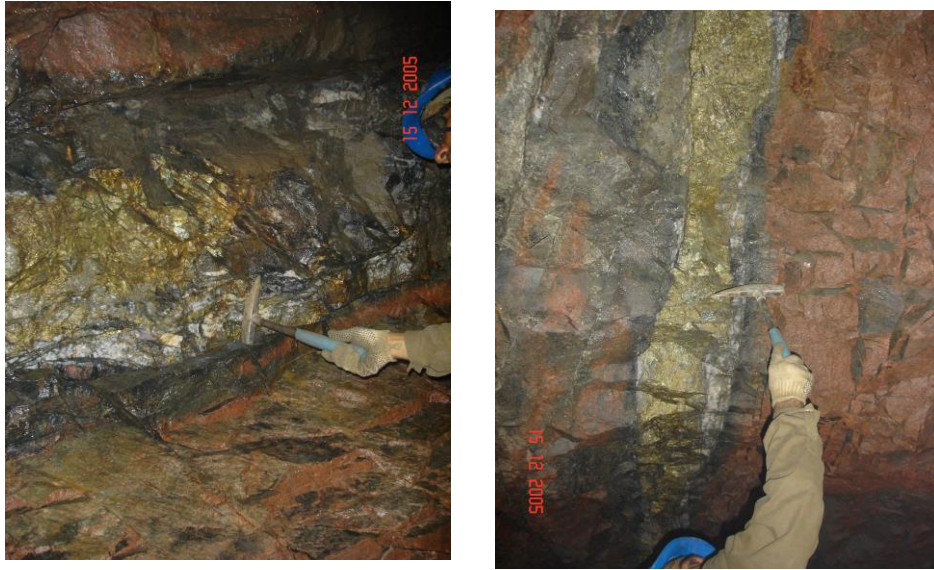
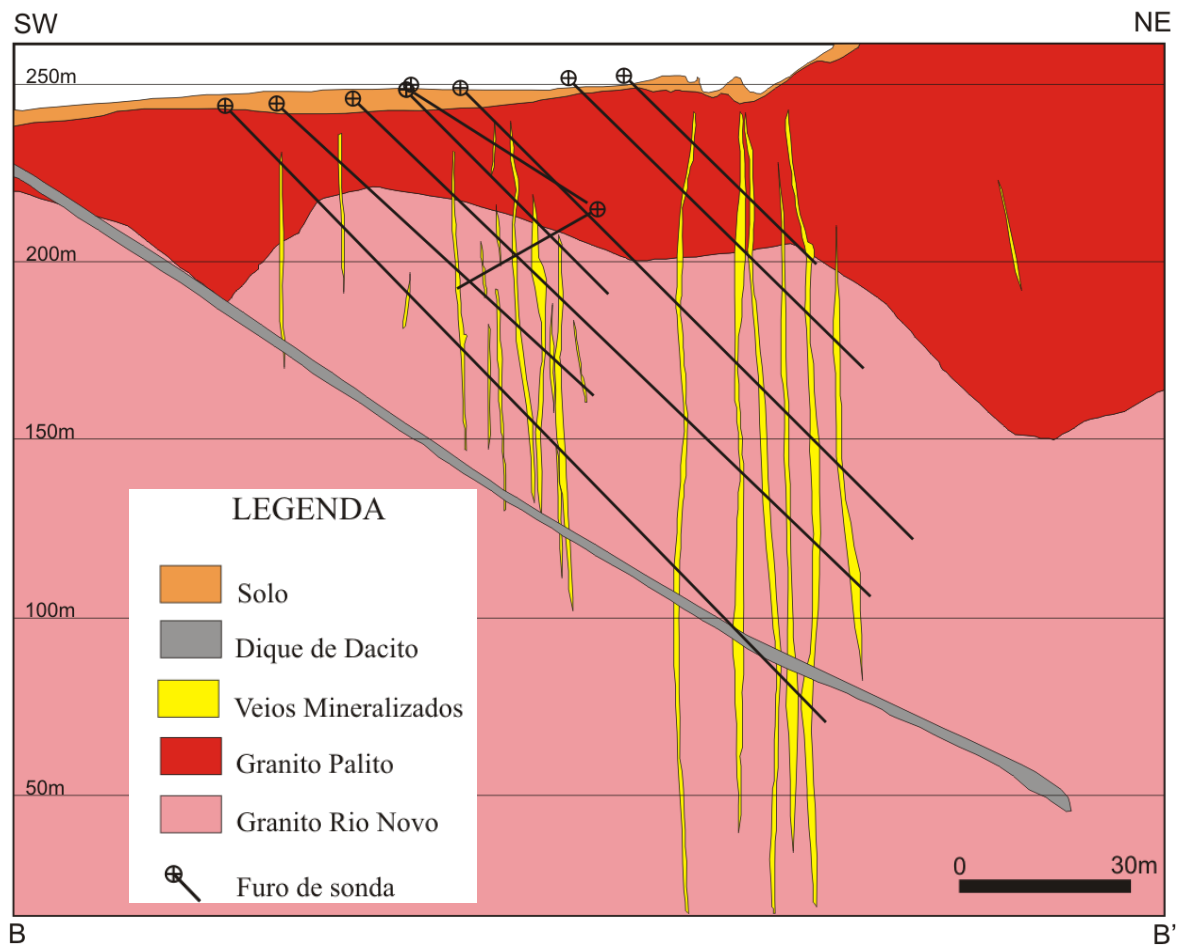


Figura 12 - Seção geológica B-B' do depósito Palito, transversal (NE-SW) à zona de cisalhamento. Modificado de SERABI Mineração (2007).



6 PETROGRAFIA

6.1 Granito Palito

O Granito Palito apresenta textura hipidiomórfica de granulação média a grossa (**Figura 13**), sendo constituído principalmente por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e em menor quantidade por clorita, biotita, fengita, apatita, zircão e minerais opacos, principalmente pirita e esfalerita. Veios de carbonatos ocorrem comumente associados com minerais opacos acima citados.

O feldspato potássico normalmente é o mineral dominante na rocha, com proporção modal de 33 a 35%. Ocorre como cristais inequigranulares anédricos a subédricos de hábito normalmente tabular e comumente com maclamento xadrez. Normalmente são pertíticos com lamelas de albita tipo *stringer* ou formando zoneamento concêntrico em certos cristais (**Figura 14**). Os cristais de feldspato potássico geralmente apresentam-se sericitizados, preservando, porém, sua forma e caráter primário.

Figura 13 - Fotomicrografia de textura hipidiomórfica granular no granito Palito (10X-LT, NP).

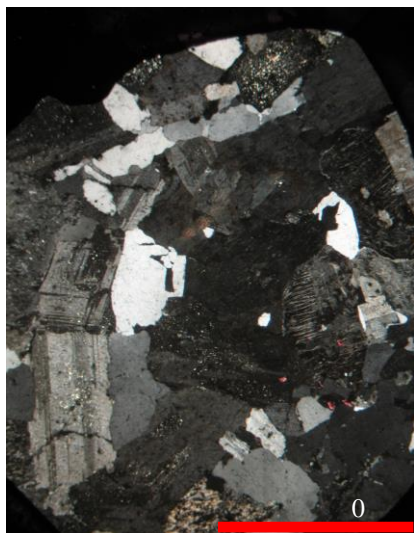
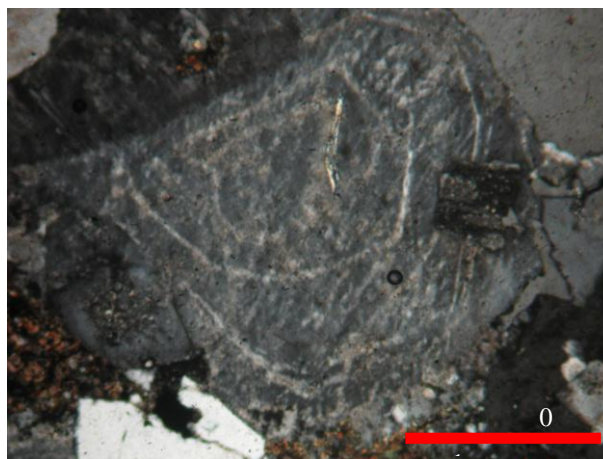


Figura 14 - Fotomicrografia de feldspato potássico pertítico zonado (10X-LT, NP).



O quartzo é um mineral abundante com proporção modal de 30 a 33%, e seus cristais são inequigranulares anédricos, apresentando granulação grossa e extinção ondulante. O plagioclásio corresponde a 29 a 34% do volume total da rocha, podendo ser o mineral mais abundante em algumas amostras. Ocorre como cristais inequigranulares, anédricos a subédricos, comumente com formas tabulares e encontram-se mais alterados (sericitizados) que os cristais de feldspato potássico. Alguns cristais estão totalmente alterados e feições primárias, como o maclamento

polissintético, só podem ser reconhecidas naqueles cristais em que a alteração é parcial.

A biotita ocorre como cristais placosos anédricos a subédricos, com clivagem basal bem desenvolvida e pleocroísmo variando de creme a marrom escuro ou verde escuro. Diminutos cristais de esfalerita e rutilo podem ocorrer ao longo dos planos de clivagem da biotita. A biotita apresenta-se normalmente alterada para clorita, exibindo relação de substituição normalmente a partir das bordas. Pseudomorfos de clorita a partir de biotita completamente alterada são comuns. A clorita ocorre também em vênulas que cortam o granito e em massas microcristalinas associadas com fengita o qual é o mineral responsável pela sericitização (COSTA, 2008). Alguns cristais bem desenvolvidos de clorita são anédricos a subédricos, com hábito placoso e clivagens basal.

Os minerais acessórios transparentes reconhecidos no granito Palito são a apatita, zircão e rutilo. A apatita ocorre muito restritamente como diminutos cristais prismáticos, inclusos em cristais de quartzo. Diminutos cristais de zircão e rutilo também ocorrem restritamente com formas subédricas a anédricas. O rutilo apresenta-se com formas mais irregulares, enquanto que o zircão exibe formas mais regulares, prismáticas piramidais (**Figura 15**), porém raramente bipiramidais.

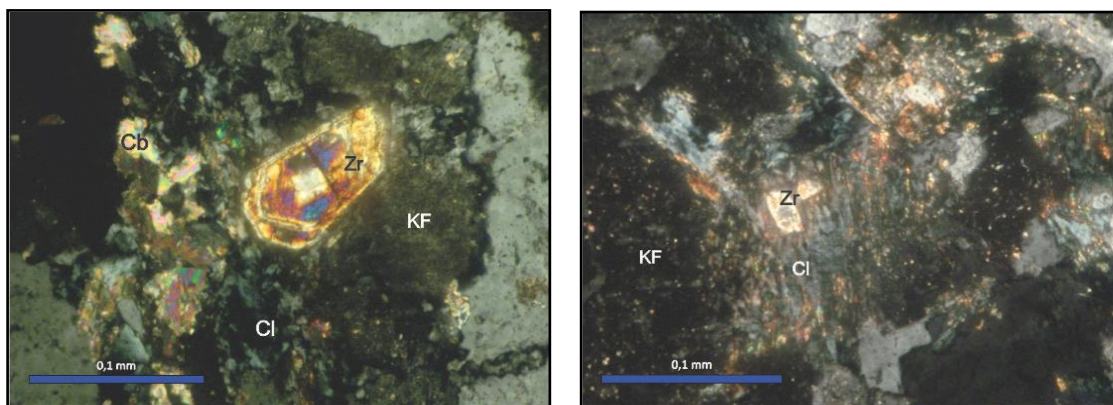


Figura 15 - Fotomicrografias de cristais prismáticos piramidais de zircão (Zr) do granito Palito, bastante alterados e associados com clorita (Cl), feldspato potássico (KF) e carbonato (Cb) (LT, NP, 20X).

Os minerais opacos são representado por diminutos cristais de pirita e esfalerita, normalmente anédricos e distribuídos aleatoriamente na rocha. Entretanto cristais euédricos de pirita, com forma cúbica, ocorrem restritamente, indicando tratar-se de outra geração deste sulfeto.

A composição modal do Granito Palito está indicada no diagrama QAP ocupando principalmente o campo dos monzogranitos, sendo que algumas amostras caíram no limite entre os campos dos monzogranitos e dos sienogranitos (**Figura 16**).

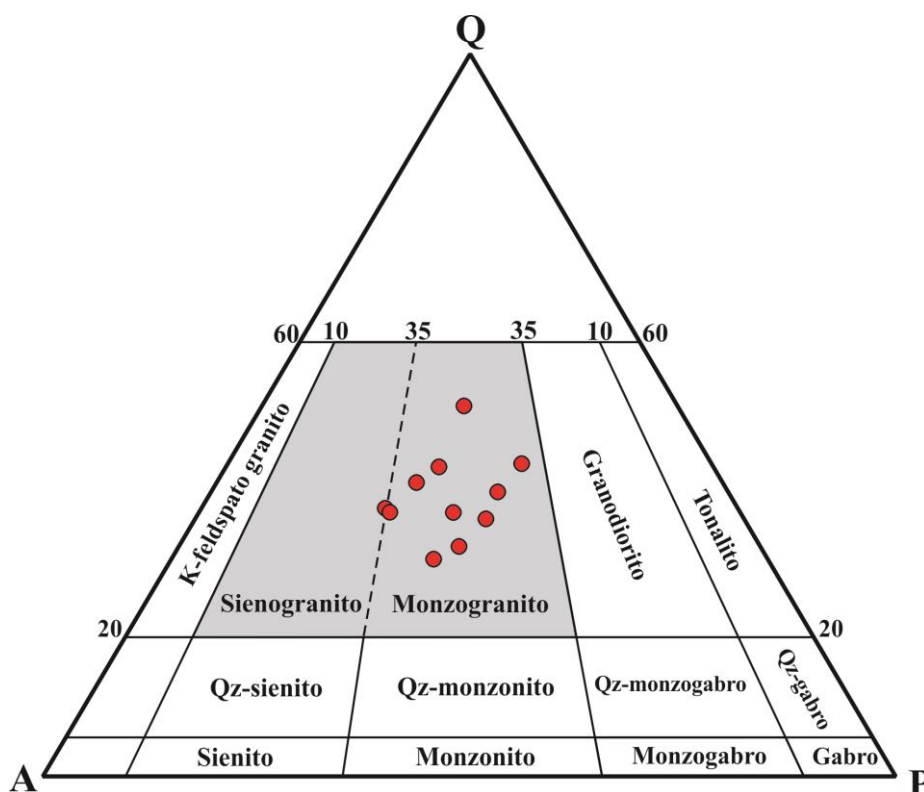


Figura 16 - Composição modal monzogranítica do granito Palito no diagrama QAP de Streckeisen (1967). Fonte: Costa (2008).

6.2 Halo de Alteração Hidrotermal

As rochas que hospedam os veios mineralizados são rochas hidrotermalizadas formados pela alteração dos Granitos Palito e Rio Novo, resultantes da interação dos fluidos que formaram os veios com os referidos granitos que são as rochas encaixantes do depósito do Palito. Mesoscopicamente as rochas alteradas hospedeiras apresentam-se envelopando os veios mineralizados (**Figura 10**), com dimensões variando de alguns centímetros até algumas dezenas de metros de espessura, ao longo do sistema de veios presentes na área.

As rochas apresentam coloração cinza escura a verde escura e granulação predominantemente fina. Microscopicamente essas rochas apresentam textura granular fina, frequentemente com porções brechóides e mais raramente filoniana. Não há grandes diferenças entre os halos de alteração do Granito Palito e do

Granito Rio novo, a não ser o maior conteúdo de minerais metálicos do primeiro, o que demonstra ser estas rochas produtos do mesmo processo geológico (COSTA, 2008).

Mineralogicamente essas rochas são constituídas por quartzo, mica branca (fengita) e clorita. Em menor proporção ocorrem esfalerita, calcopirita, pirita, pirrotita, galena, restícios de K-feldspato e plagioclásio, além de rutilo, apatita e zircão que são as fases minerais com menor proporção volumétrica. Minerais secundários como a covelita e oxi-hidróxido de ferro (hematita/ Goethita?) também ocorrem.

O quartzo é o mineral mais abundante nas rochas hidrotermalizadas, sendo em geral cristais xenomórficos de dimensões variadas. Uma geração mais tardia de quartzo ocorre preenchendo pequenas vênulas juntamente com outros minerais como mica branca (fengita) e clorita.

A mica branca corresponde ao segundo mineral mais abundante nessas rochas, resultante de um processo de sericitização da rocha encaixante. Trata-se de fengita e muscovita que ocorrem amplamente na rocha como cristais ripiformes e tabulares de granulação fina, envolvendo os cristais de quartzo. O processo de sericitização é evidenciado, também, por agregados de cristais microcristalinos de mica branca, com formas similares às dos feldspatos remanescentes, indicando o consumo quase que totalmente destes cristais. Mais raramente a mica branca ocorre como cristais laminares radiados com granulação fina (**Figura 17**) ou como cristais tabulares bem desenvolvidos.

O K-feldspato normalmente ocorre como cristais magmáticos reliquiares ainda preservados, porém bastante alterados por sericitização (**Figura 18**). Os cristais são normalmente xenomórficos, pertíticos, de granulação grossa. Biotita hidrotermal ocorre como cristais placosos de granulação fina, dispersos na rocha hidrotermal, associada com sericita e clorita.

Figura 17 - Cristais laminares radiados de fengita (20X-LT, NP).

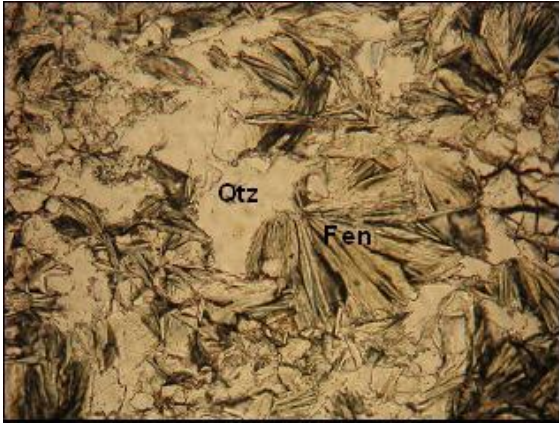
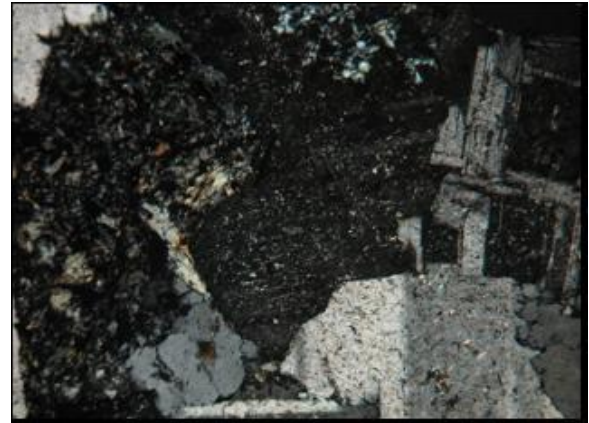


Figura 18 - Cristal reliquiar de K-feldspato sericitizado. (10X-LT, NC).



A clorita ocorre como massas microcristalinas, juntamente com a sericita, na matriz das brechas hidrotermais (**Figura 19**), correspondendo ao mineral mais abundante nestas rochas. Nas porções não brechadas das rochas hidrotemalizadas a clorita ocorre, em menor proporção, como massas microcristalinas inclusas nas massas de sericita bem mais abundantes. Algumas formas euédricas destas massas de clorita sugerem tratar-se de substituição do anfibólio (**Figura 20**). Uma geração mais tardia de clorita ocorre como massas microcristalinas preenchendo pequenas vênulas (COSTA, 2008).

Figura 19 - Textura brechoide com matriz microcristalina e cristais de quartzo (10X-LT, NP).

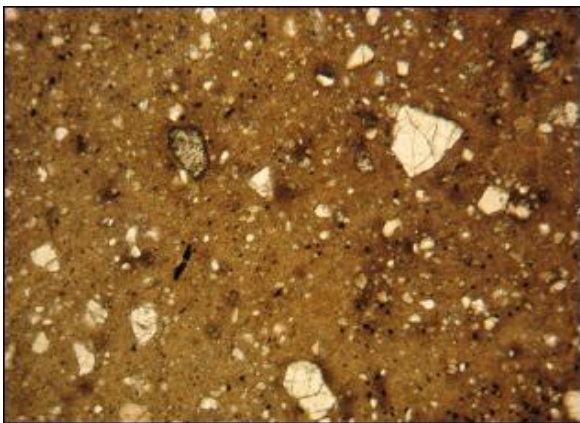
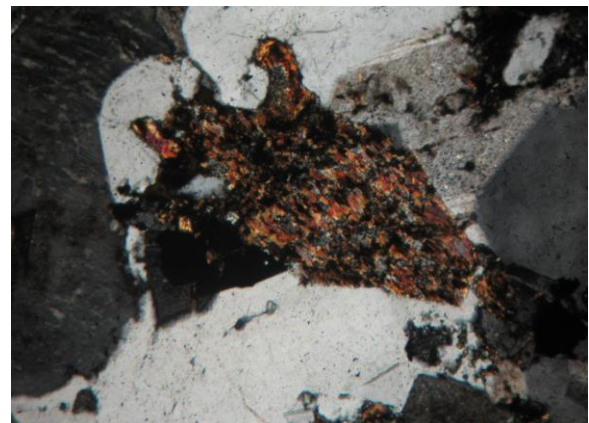


Figura 20 - Massa microcristalina de clorita com pseudoforma euédrica (20X-LT, NC).



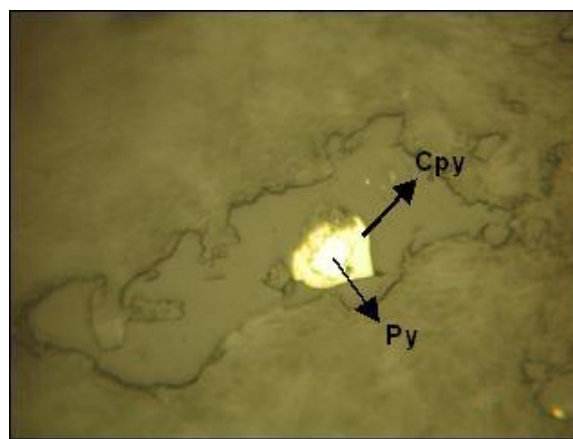
Os minerais opacos identificados nas rochas hidrotermalizadas, em ordem de abundância, são: pirita, esfalerita, calcopirita, covelita, pirrotita, galena e oxi-hidróxido de ferro (Goethita/hematita?). Eles ocorrem dispersos tanto nas rochas alteradas não brechadas como na matriz das brechas hidrotermais e também preenchendo vênulas. A pirita ocorre normalmente como cristais euédricos a subédricos, exibindo formas quadradas e triangulares, dispersos nas rochas

alteradas não brechadas e na matriz das brechas hidrotermais. As bordas desses cristais precoces euédricos de pirita apresentam-se frequentemente substituídas por esfalerita, (**Figura 21**) e por calcopirita (**Figura 22**). A situação inversa também ocorre com menor frequência, ou seja, uma segunda geração de pirita substituindo a calcopirita. Uma terceira geração de pirita ocorre preenchendo vênulas (**Figura 23**) e também como cristais anédricos com formas e dimensões bastante variadas.

Figura 21 - Cristal de pirita sendo substituído por esfalerita (50X-LR, NP).



Figura 22 - Cristal de pirita sendo substituído por calcopirita (50X-LR, NP).



A esfalerita ocorre como pequenos cristais xenomórficos com formas e dimensões bastante variadas. Ocorrem principalmente como cristais dispersos nas rochas alteradas não brechadas e na matriz das brechas hidrotermais juntamente com calcopirita e pirita, minerais com os quais possui uma relação de substituição (**Figura 22 e 24**), chegando a formar restos (ilhas) de calcopirita em cristais de esfalerita (**Figura 24**).

A situação inversa também ocorre com menor frequência, onde a calcopirita é observada substituindo as bordas de cristais de esfalerita. Essa situação pode indicar apenas uma geração de esfalerita cristalizando com calcopirita, quando o zinco é relativamente enriquecido em relação ao cobre. Quando a calcopirita está cristalizando o cobre é consumido do sistema, provocando a diminuição da razão Cu/Zn, com o conseqüente aumento do zinco, até o ponto de começar a cristalizar esfalerita substituindo calcopirita o que, por sua vez, provoca aumento da razão Cu/Zn, favorecendo novamente a cristalização da calcopirita substituindo a esfalerita.

Uma segunda geração de calcopirita ocorre preenchendo vênulas. A galena é um mineral de ocorrência bastante restrita, com cristais geralmente pequenos e

anédricos de dimensões variadas e ocorrem normalmente associados com pirita e calcopirita.

Figura 23 - Vênula de pirita 3 (50X-LR, NP)

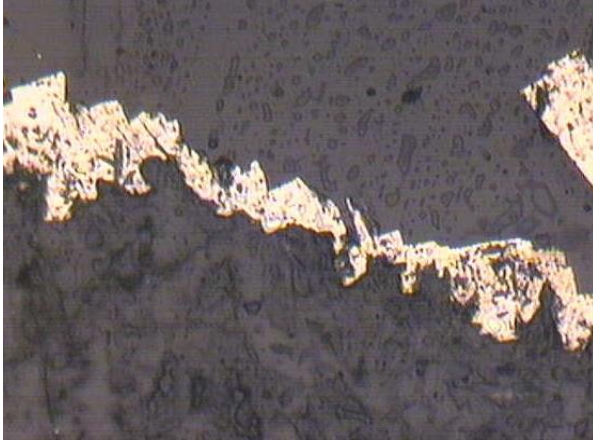
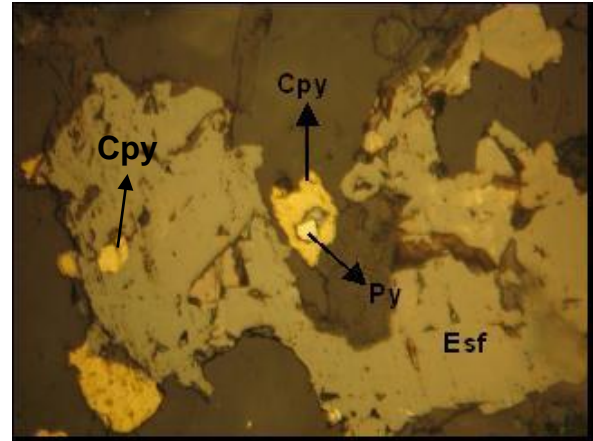


Figura 24 - Formação de ilhas de calcopirita dentro de cristais de esfalerita por processo de substituição (50X-LR, NP).



6.3 Veios Mineralizados

Os veios mineralizados são constituídos predominantemente de quartzo seguido por pirita, calcopirita, esfalerita, galena, pirrotita, clorita, fengita, fluorita, covelita, siderita, bismutinita, bismuto nativo, ouro, rutilo e ilmenita.

O quartzo ocorre como cristais anédricos a subédricos com granulação grossa, embora com acentuada diferença no tamanho dos cristais, os quais apresentam extinção ondulante.

A pirita precoce ocorre como cristais subédricos e euédricos com formas quadradas, retangulares e triangulares e dimensões bastante variadas. Tal como nas rochas alteradas, três gerações de pirita foram observadas. As bordas dos cristais de pirita precoce apresentam-se frequentemente substituídas por esfalerita (**Figura 25**). Uma segunda geração de pirita ocorre nos filões mineralizados como massas poiquilíticas que englobam cristais menores de calcopirita (**Figura 26**).

Figura 25 - Cristais de pirita1 sendo substituído por esfalerita (20X-LR, NC).

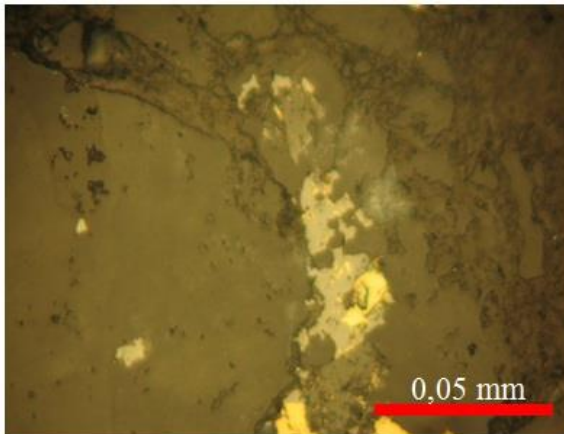
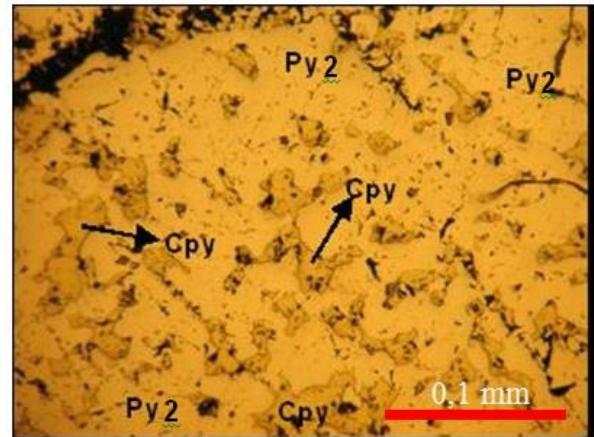


Figura 26 - Massa poiquilítica de pirita2 com ilhas de calcopirita (10X-LR, NP).



A calcopirita ocorre como ilhas reliquiárias dentro de pirita, exibindo formas muito irregulares com reentrâncias e pontas salientes (**Figura 27**) e também como cristais anédricos dispersos nos filões de quartzo e com acentuada diferença no tamanho dos grãos. Uma segunda geração de calcopirita ocorre preenchendo vênulas. Do mesmo modo que a pirita, a calcopirita também se encontra com menor frequência, envolvida por uma delgada auréola secundária de goethita. A calcopirita altera também para covelita que ocorre envolvendo os cristais de calcopirita em uma clara relação de substituição secundária (COSTA, 2008).

Figura 27 - Relações de substituição envolvendo Calcopirita, esfalerita e galena (20X-LR, NP).

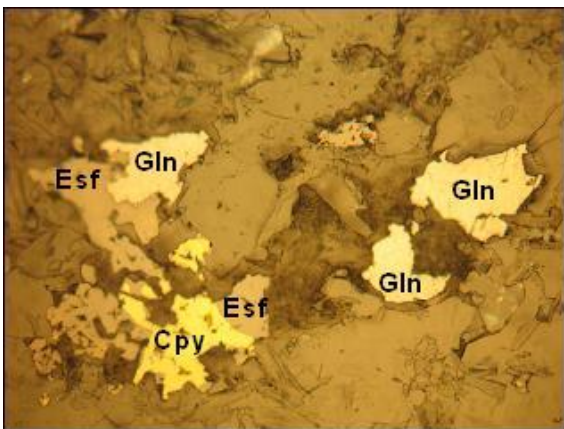
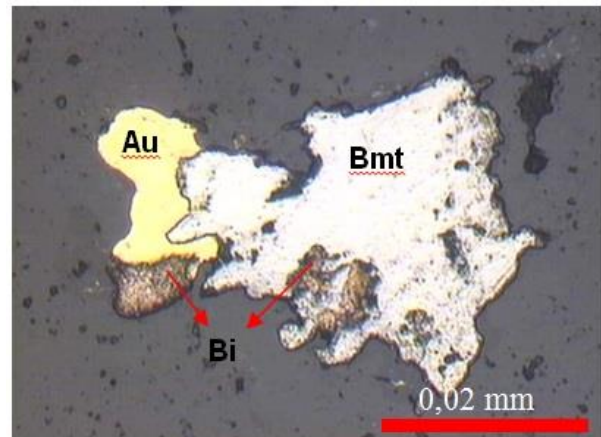


Figura 28 - Cristal de ouro associado a bismutinita e bismuto nativo e inclusos em calcopirita (50X-LR, NP).



O ouro livre é comum em lâmina nos veios mineralizados, ocorrendo, porém, em cristais anédricos de tamanho bastante reduzido, com os maiores exemplares atingindo 170 μ m (COSTA, 2008). Os cristais de ouro ocorrem sempre inclusos em calcopirita ou associados com bismutinita ou bismuto nativo (**Figura 28**).

A clorita ocorre em quantidades bastante reduzidas e principalmente como cristais muito finos, constituindo massas microcristalinas que preenche vênulas e pequenas fraturas. A fengita, também, ocorre em quantidades bastante reduzidas, como cristais ripiformes isolados ou associados à clorita. A fluorita ocorre de forma bastante restrita nos filões como cristais anédricos de tamanhos variados.

7 GEOCRONOLOGIA DO GRANITO PALITO

Os cristais de zircão do granito Palito foram separados e selecionados na lupa e fotografados em microscópio. São fraturados e exibem formas euédricas a subédricas, alguns com inclusões, e ocorrem na fração 0,125-0,180 mm. Os cristais de zircão apresentam-se, em sua maioria, quebrados, sendo alguns cristais subédricos alongados e finos, e alguns são curtos, enquanto que os cristais euédricos são prismáticos, finos, e com pirâmide preservada na terminação de alguns cristais (**Figura 29**). Foram selecionados 56 cristais de zircão e apenas doze análises foram realizadas, sendo que em alguns casos foi necessário depositar mais de um cristal em um mesmo filamento devido ao tamanho reduzido dos grãos. Em razão das condições não favoráveis de alguns cristais de zircão (tamanho reduzido, fraturados e metamictizados), os mesmos não apresentaram sinal significativo de chumbo, impossibilitando a obtenção de resultados para eles.

Das doze análises isotópicas realizadas, cinco forneceram sinal de Pb suficiente no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262, e destas, apenas duas apresentaram elevado valor de Pb comum na etapa de 1450°C e foram eliminadas (amostras PAL18/8 e PAL18/9). Na amostra PAL18/10 não se observou nenhum sinal de Pb a essa temperatura. Todas forneceram ainda sinal de Pb suficiente para a etapa de 1500°C. As amostras PAL18/12 e PAL18/17 não obtiveram sinal de Pb nas etapas de temperaturas de 1500°C e 1550°C, sendo considerado apenas as idades das etapas de 1450°C.

As análises que contribuíram na determinação da idade foram das amostras PAL18/8, PAL18/9 e PAL18/10, na etapa de aquecimento de 1500°C, fornecendo idades respectivas de 1878 ± 6 , 1884 ± 10 e 1886 ± 5 Ma, e as amostras PAL18/12 e PAL18/17 que tiveram apenas uma etapa de aquecimento (1450°C), com idades de 1861 ± 9 e 1843 ± 56 Ma respectivamente (**Tabela 03**). A partir desses dados foi definida uma idade média de 1880 ± 12 Ma com MSWD = 6,6 (**Figura 30**).

Devido ao valor elevado do MSWD e apenas uma etapa de aquecimento, optou-se por descartar duas análises (PAL18/12 e PAL18/17), no que resultou em uma idade média 1883 ± 11 Ma com MSWD = 2,1 que é um valor mais aceitável (**Figura 31**). Esta idade foi obtida a partir da média de três cristais de zircão (amostras PAL18/8, PAL18/9 e PAL18/10), fornecida pelo programa Isoplot

(LUDWIG 2004) e permitiu interpretar como sendo a idade de cristalização dos cristais de zircão durante a formação do Granito Palito.

Figura 29 - Cristais de zircão do Granito Palito, obtidos nas frações granulométricas de 180-125 μ m.

PAL-180 D408



Tabela 03 - Resultados isotópicos obtidos pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão.

Zircão	Temp.	Razões	^{206}Pb	(^{208}Pb)	2σ	^{207}Pb	2σ	(^{207}Pb)	2σ	Idade	2σ	Idade	2σ
			^{204}Pb	$^{206}\text{Pb})_c$		^{206}Pb		$^{206}\text{Pb})_c$					
PAL18/8	1450	24/24	5464	0,13146	0,00110	0,11092	0,00047	0,10846	0,00061	1774	10		
	1500	30/30	25641	0,15502	0,00302	0,11543	0,00037	0,11486	0,00038	1878	6	1878	6
PAL18/9	1450	24/32	7813	0,14123	0,00230	0,11471	0,00025	0,11289	0,00044	1847	7		
	1500	08/08	7463	0,15090	0,00152	0,11704	0,00060	0,11524	0,00062	1884	10	1884	10
PAL18/10	1500	30/30	14925	0,19893	0,00084	0,11626	0,00041	0,11538	0,00033	1886	5	1886	5
PAL18/12	1450	40/40	6211	0,14375	0,00129	0,11599	0,00063	0,11377	0,00057	1861	9	1861	9
PAL18/17	1450	08/08	>100000	0,14453	0,00335	0,11266	0,00346	0,11266	0,00346	1843	56	1843	56
									Idade Média	5 grãos - MSWD = 6.6		1880	12
									Idade Média	3 grãos - MSWD = 2.1		1883	11

Figura 30 - Diagrama de idade Pb-Pb em cristais de zircão do Granito Palito, elaborado no programa ISOPLOT (LUDWIG, 2004), com cinco grãos.

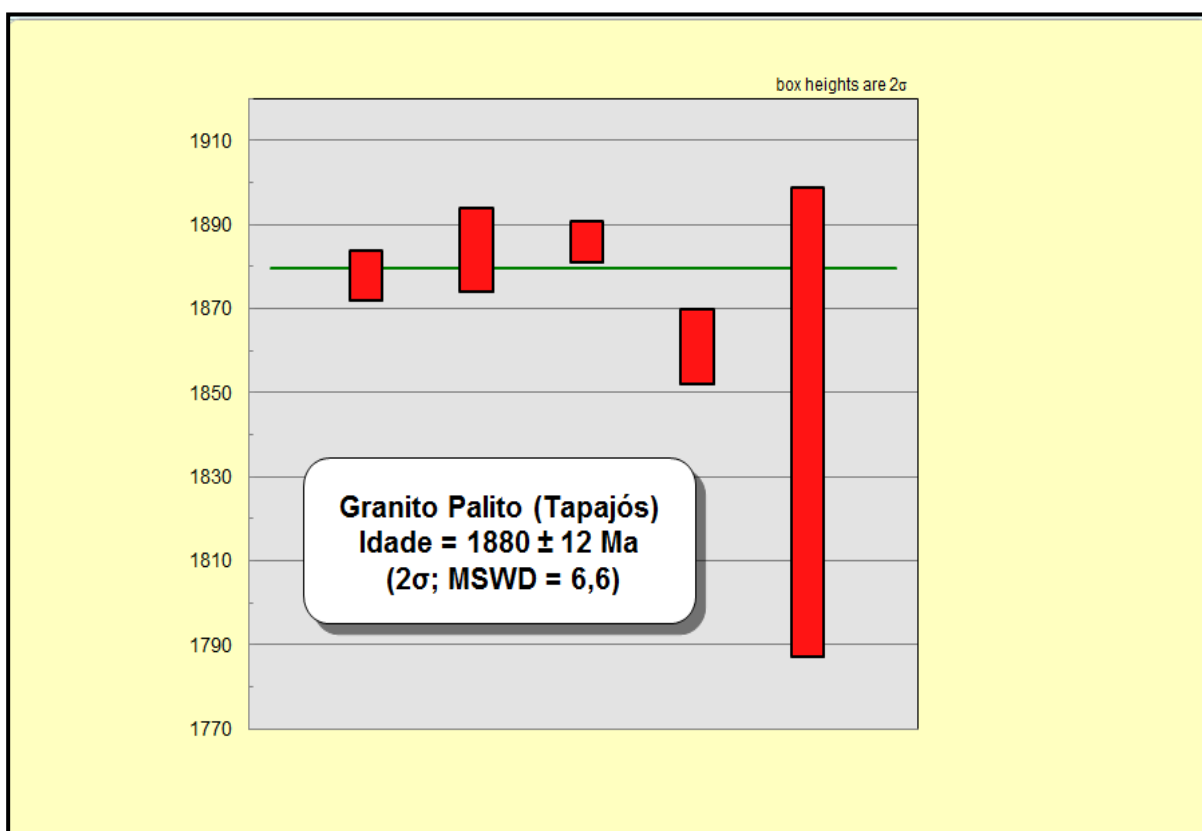
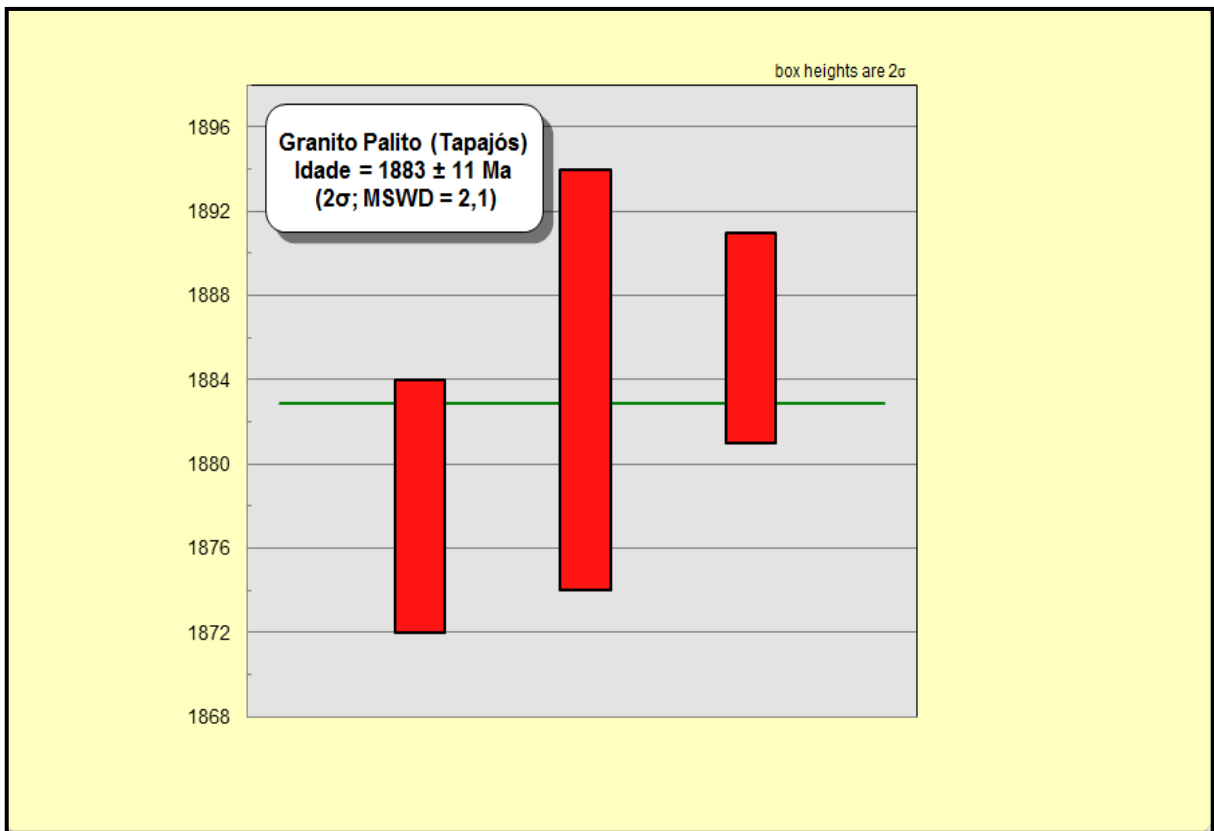


Figura 31 - Diagrama de idade Pb-Pb em cristais de zircão do Granito Palito, confeccionado no programa ISOPLOT (LUDWIG, 2004), com três grãos.



8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados da análise isotópica radiogênica do minério obtida pelo método de lixiviação de Pb-Pb em sulfetos, não puderam ser finalizados para este trabalho devido a indisponibilidade técnica do equipamento Espectômetro de Massa com fonte de plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA (Pará-Iso). Todas as fases de abertura (lixiviação), separação e coleta foram efetuadas com sucesso no mesmo laboratório, porém, a fase de leitura dos dados foi prejudicada devido a um vazamento de gás no ICP-MS, onde, este, apenas retornará a operar na semana seguinte a entrega deste Trabalho de Conclusão de Curso.

A Província Tapajós tem sido considerada como parte de uma unidade geotectônica maior denominada Cinturão Orogênico Tapajós-Parima (SANTOS *et al.* 2000) ou Ventuari-Tapajós (TASSINARI e MACAMBIRA, 1999), cuja evolução ocorreu entre 2,1 a 1,87 Ga (período Orosiriano da era Paleoproterozóica). Diversas gerações de rochas graníticas deste período, com assinatura geoquímica cálcio-alcalina, típica de arcos magmáticos e orientação geral NNW-SSE, são as principais características geológicas da Província Tapajós, a qual, em decorrência da sua pujança aurífera, foi denominada por Faraco, Carvalho Klein (1997) de Província Aurífera do Tapajós (PAT).

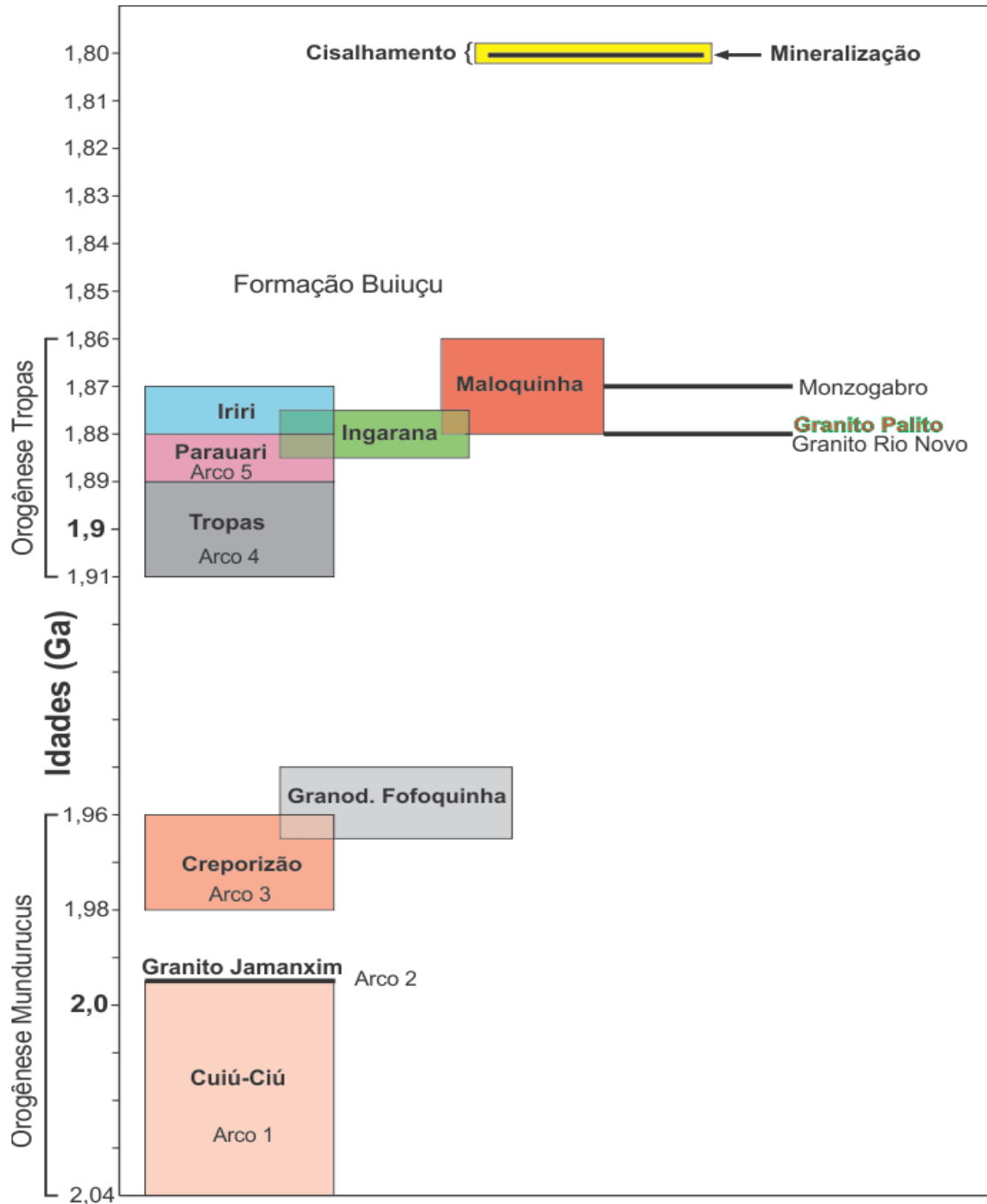
Dois eventos metalogenéticos auríferos já foram identificados nesta província; o mais antigo (~1,96 Ga) relacionado à fase tardia da Suite Intrusiva Creporizão e o mais jovem (~1,88 Ga) relacionado à Suite Intrusiva Maloquinha e Grupo Iriri (Coutinho *et al.* 2000). Estes dois eventos mineralizantes correspondem temporalmente aos dois eventos orogênicos identificados por Santos *et al.* (2004) e posicionados após o pico do metamorfismo nas duas orogêneses, em condições pós-colisionais.

Os estudos petrográficos e geocronológicos no granito Palito, principal rocha hospedeira do depósito aurífero Palito, realizados neste trabalho de conclusão de curso (TCC), não só confirmaram a correlação da granitogênese Palito com o evento Parauari (**Figura 32**), como também demonstraram que não há diferença de idade entre o granito Palito, com idade Pb-Pb de 1883 ± 11 Ma, e o granito Rio Novo, com

idade Pb-Pb de 1881 ± 4 Ma (Lima 2010), os quais podem representar fácies distintas da mesma granitogênese.

Estudos geocronológicos realizados por Serra (comunicação pessoal) no minério do Palito, pelo método Pb-Pb em sulfeto, revelaram uma idade de 1793 ± 18 Ma (MSWD=0,12), quase 90 Ma, portanto, mais nova que os granitos Rio Novo e Palito. Esta idade não se correlaciona com nenhum dos dois eventos mineralizantes já reconhecidos na Província tapajós e restringe a relação genética da mineralização com os granitos Palito e Rio Novo (**Figura 32**). Como o depósito do Palito é controlado por uma zona de cisalhamento, a idade desta última não deve divergir muito da idade da mineralização. As características geológicas do depósito Palito (filoneano, controlado por zona de cisalhamento) e a diferença de idade entre o minério e os granitos hospedeiros (Palito e Rio Novo) favorecem o modelo orogênico de Groves *et al.* (1998) para a gênese do depósito Palito.

Figura 32 - Posicionamento geocronológico das rochas hospedeiras do minério do Palito (granitos Palito e Rio Novo), do monzogabro, granodiorito Fofóquina e da mineralização aurífera e zona de cisalhamento em relação aos principais eventos geológicos das duas orogêneses da Província Tapajós.



REFERÊNCIAS

ALMEIDA, C.A.S.; COLLYER, T.A.; PERREIRA, J.A.L.; SEABRA, A.S.; FURTADO, A.M.M.; SOUBÉS, L.F. *Projeto Santarém-Cachimbo. Pesquisa Mineral. Pólo Amazônia/Pólo Tapajós*. São Paulo: Convênio SUDAM/IDESP, 1977. (Relatório final de reconhecimento-1).

ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S. *Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000*. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Brasília: PROMIM Tapajós/CPRM, 2000.

BAHIA R.B.C. & QUADROS M.L.E.S. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C). Estado do Pará. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM)*. Brasília: CPRM, escala 1:250.000, 2000.

BAHIA R.B.C., QUADROS M.L.E.S., PINHEIRO S. da S., ALMEIDA M.E., BRITO M. de F. L. de. Grupo Iriri - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: KLEIN, E.L. et al. (Org.). *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21- V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000*. Brasília: CPRM, 2001. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promim Tapajós).

BIZZINELLA, G.A.; SANTIAGO, A.F.; SANTOS, A.; BORGES, F.R.; SOUZA, F.J.C.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; OLIVEIRA, J.R.; OLIVEIRA, L.R. *Projeto Tapajós-Sucunduri, Relatório Final, partes I e II*. Manaus: DNPM/CPRM, V. Ia e Ib. 1980.

BJORLYKKE, A.; CUMMING, G.L.; KRESTIC, O. *New isotope data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold-copper deposit, Finmark, Northern Norway. Mineralogy and Petrology*, v. 43, p. 1-21. 1990.

BRITO, M.F.L.; ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S.; POPINI, M.V.F. *Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha, registro de magmatismo tipo-A na Província do Tapajós*. In: CONG. BRAS. GEOQUÍMICA, 6., 1997. Anais... [S.l.]: SBG, 1997. p. 847-857.

BRITO, M.F.L.; ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: South-American Symp. Isotope Geol. 2. Córdoba-Argentina. Extend Abstracts... Córdoba-Argentina, 1999. p. 40-43.

CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N. de. *Litoestratigrafia da bacia do Amazonas*: relatório 641 A. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1971. 92 p.

CORRÊA SILVA, R.H.; JULIANI, C.; BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D.; ALMEIDA, T.I.R. 2001. *Caracterização de um sistema epitermal low-sulfidation (ou adularia-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iri na Província Aurífera do Tapajós, PA*. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 7, Resumos. 1 CD-Rom.

COSTA, R.M. *Geologia e metalogênese do Depósito Aurífero do Palito*. 2008. Dissertação (Mestrado em Geoquímica) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

COSTA, R.M.; SANTOS, M.D.; SERRA, V.F.H. *Depósito aurífero do Palito: um exemplo de depósito híbrido na província tapajós relacionado a intrusão granítica e controlado estruturalmente*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho-RO. *Geociências e desenvolvimento regional sustentável*: anais Porto Velho-RO: SBG-NO, 2007. 1 CD-ROM.

COUTINHO, M.G.N.; SANTOS, J.O.S.; FALLICK, A.E.; LAFON, J.M. 2000. *Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil*, In: SBG, XXXI International Geological Congress, 1, CD Rom.

COUTINHO, M.G.N. *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em SIG*. Rio de Janeiro: CPRM, 2008. Cap. X, p. 299-326.

CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITHAN, T.H.L.; SOUZA JR, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G. 1981. *Geologia - Folha SC.22 Tocantins*. In: *Projeto RADAMBRASIL*. Levantamento de recursos minerais. Rio de Janeiro, MME – DNPM, 2, p. 21 – 196

DALL'AGNOL, R; LAFON, J.M; MACAMBIRA, M.J.B. *Proterozoic anarogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, geochemical aspects*. *Mineralogy and Petrology*, v. 50, n. 1-3, p.113–138. 1994.

DALL'AGNOL, R.; PICHAVANT, M.; CHAMPENOIS, M. *Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-Type granites*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69, p. 325-347. 1997.

DALL'AGNOL, R.; SILVA, C.M.G.; SCHELLER, T. *Fayalite-hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism*. In: SBG, Simp. Vulcan. Ambientes Associados, 1. *Boletim de Resumos*. 1999.

FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M de A.; KLEIN, E.L. *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós*. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p. 423 – 437. 1997.

FARACO, M.T.L; CARVALHO, J.M de A; KLEIN, E.L. *Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós*, Nota explicativa .Belém: CPRM, 1996. 13p.

FAURE, G. *Principles of isotope geology*. London, J. Wiley & Sons, 464 p. 1977.

FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A. S. *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará, Escala 1: 250.000*. Nota explicativa, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Manaus: PROMIM Tapajós; CPRM, 2000. 1 CD-ROM.

FORMAN, J.M.A.; NARDI, J.I.S.; MARQUES, J.P.M.; LIMA, M.I.C. *Pesquisa mineral no Iriri/Curuá*. Belém: SUDAM/GEOMINERAÇÃO. 62 p. 1972.

FREI, R. e KAMBER, B.S. *Single mineral lead dating*. Earth Plan Sci Letters, 129: 261-268. 1995.

GAUDETTI H.E., LAFON J.M., MACAMBIRA M.J.B., MOURA C.A.V., SCHELLER T. *Comparasion of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: exemples from Pre-cambrian of Brazil*. Jour. South. Amer. Earth. Scien. 1998. 11:351-363.

GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAN, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. *Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types*. Ore Geol. Rev, v.13, n. 1-5, p.7-27. 1998.

GULSON, B.L. *Lead isotopes in mineral exploration*. Elsevier Science Publishing B. V., 245 p. 1986.

HO, S.E.; McNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I. *Criteria for determining initial lead isotopic compositions of pyrite in Archaean lode-deposits: a case study at Victory, Kambala, Western Australia*. Chemical Geology. 1994. 111: 57-84.

JULIANI, C., CORRÊA SILVA, R.H., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S., NUNES, C.M.D. *Gênese e evolução da alteração hidrotermal no Granito Batalha, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. *Boletim de Resumos...*, Belém. 2001. [CD-ROM].

JULIANI, C.; RYE, R.O.; NUNES, C.M.D.; SNEE L.W.; CORRÊA SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMANN, R.; ALCOVER, A. *Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints*. Chemical Geology, 215: 95-125. 2005.

KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T.; CARVALHO, J.M.A. *Gelology of paleoproterozoic gneiss-and granitoid-hosted gold mineralization in southern Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil*. International Geology Review, 44: 544-558. 2002.

KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; SANTOS, A.; MARTINS, R.C. *Structural elements of the Maloquinha Intrusive Suite in Tapajós Mineral Province, northern Brazil, and the emplacement of the plutons. In: II Int. Symp. Granites And Associated Mineralizations*, p. 313-314. 1997.

KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho - SB.21-Z-A. Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. In: KLEIN, E.L. (Ed.), Projeto sspecial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/CPRM, Brasília, 2000. 1 CD-ROM.*

KOBER, B. *Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons sing a double-filamente thermal ion source.* Contrib. Mineral. Petrology, 93: 482-490. 1986.

KOBER, B. *Single zircon evaporatio combined with Pb^+ emitter-bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal íon mass spectrometry, and inplications to zirconology.* Contrib. Mineral. Petrology, 96: 63-71. 1987..

LAMARÃO, C.N.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. *As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. Boletim de resumos...*, 1999, Gramado: SBG, 1999. p. 93.

LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. *Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil.* Precambrian Research, 2002. 119: 189-223.

LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., PIMENTEL, M.M. *Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton.* Journal of South American Earth Sciences, 2005. v. 18, p. 277-292.

LIMA, M.V.G.R. *Geologia e Geocronologia do Depósito Aurífero do Palito, Província do Tapajós, Itaituba - PA.* Trabalho de conclusão de curso (inédito). Belém-PA, Curso de Graduação em Geologia, 2010. IG/UFPA.

LUDWIG, K. R. *Isoplot/Ex ver.3, a geochronological tool kit for Microsoft Excel, Berkeley, California*. Geochronology Center. 2004.

LUDWIG K.R. *Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data*. Earth Planet. Sci Letters. 1980. 46: 212-220.

LUDWIG K.R. *Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.70* Openfile report 91445. United States Geological Survey, 1993. 42 p.

PESSOA, M.R.; SANTIAGO, A.F.; ANDRADE, A.; NASCIMENTO, J.O.; SANTOS, J.O.; OLIVEIRA, J.R.; LOPES, R.C.; PRAZERES, W.V. *Projeto Jamanxim*. [S.l.]: DNPM/CPRM. 1977. (Relatório final, 1A).

PRAZERES, W.V.; SANTOS, A.J.; CAMPOS, M.J.F.; CAVALCANTE, O.A. *Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha*. Relatório final. Texto. Manaus: DNPM/ CPRM, 1979, v. 1-A, 301, p., II.

QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; ALMEIDA, M.E. *Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará*. In: Cong. Bras. Geol. 40. SBG, Belo Horizonte, MG. Anais, 1998. p. 468.

RAMGRAB, G.E. e SANTOS, J.O.S. *O Grupo Uatumã*. In: SBG, Cong. Bras. Geol.28, Porto Alegre. *Anais...*, Porto Alegre: SBG, 1974. p. 87-94.

RICCI, P.S.F.; SANTOS, A.; KLEIN, E.L.; JORGE JOÃO, X.S.; MARTINS, R.C. *Suíte intrusiva creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição*. In: Simp. de Geol. de Amaz., 6., 1999, Manaus. *Bol. de resumos expand*. Manaus: SBG, 1999. p. 519-522.

SANTOS, D.B.; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.B.; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. *Geologia - Folha SB.21 Tapajós*. In: Projeto RADAM, Levantamento de recursos naturais V.7. RJ, DNPM, 1975. p. 15-99.

SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. *A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu*. In: C.C. Schobbenhaus, D. A; Derze, G. R; Asmus, H. E. *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*. Brasília: DNPM/MME, 1984. p. 93-127.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E. *Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil*. In: Proceedings of The first South American Symposium on isotope Geology, *Extended Abstracts*, Campos do Jordão, Brazil, 1997. p. 280–282.

SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; MCNAUGHTON, N.J. *Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil*. *Mineralium Deposita*, 2001. v.36:453-488.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.; FLETCHER, I.R. *A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology*. *Gondwana Research*, 2000. **3**: 453-488

SANTOS, J.O.S.; VAN BREEMEN, O.B.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; ALMEIDA, M.E.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. *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*, 2004. **131**: 73-109.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.S.G.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.M.; ALMEIDA, M.E.; MCNAUGHTON, N.J. *A Compartimentação do Craton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006*. In: SBG-NO, simp. Geol. Amaz., 9, Belém, 2006. CD-Rom.

SERABI MINERAÇÃO. *Seção geológica do Depósito do Palito*. Disponível em: <<http://www.serabi.net>> Acesso em: 8 ago. 2007.

SERABI MINERAÇÃO. *Seção geológica do Depósito do Palito*. Disponível em: <<http://www.serabi.net>> Acesso em 8 de out. de 2010

SERRA, V.F.H. *Controle estrutural do Depósito Aurífero do Palito*. 2007. 72 f. Trabalho de conclusão de curso (graduação em geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2007. Inédito.

SERRA, V.F.H. & SANTOS, M.D. 2008. *Controle estrutural do Depósito Aurífero do Palito*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44. Curitiba-PR. Anais... Curitiba-PR: SBG, p.155.

SILVA, A.R.B. *Províncias auríferas do Estado do Pará e Território Federal do Amapá*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.8, p. 3945-3948.

SILVA, J.M. *Petrogênese da mineralização aurífera filoniana do Palito (SW do Estado do Pará) e de suas rochas hospedeiras: alteração hidrotermal e gênese*. 2004. 56f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A, F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. *Geologia - Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. Projeto RADAM, Levantamentos de recursos minerais 4*. Rio de Janeiro. 1974. p. 1-60

STACEY, J. S. e KRAMERS, J. D. *Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model*. Earth Planet. Sci. Letters. 1975. 26: 207-221.

STEIGER, R.H. e JAGER, E. *Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology*. Earth and Planetary Science Letters 36(3): 359-362. 1977.

STRECKEISEN, A.L. *Classification and nomenclature of igneous rock*. N.J.B Mineral abh, v. 107, n.213, p. 144-240. 1967

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. *Geochronological provinces of the Amazonia Craton. Episodes*, v.22, n.3, p.174-182, set. 1999.

VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; SANTOS, A.; RICCI, P.S.F.; SACHETT, R.C.; SILVA, C.M.G.; MACAMBIRA, M.J.B. *Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus-AM. *Boletim de resumos expandidos*. Manaus-AM: SBG-NO, 1999. p.471-474.

VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; RICCI, P.S.F. *Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós*. In: SBG, Simp.Geol. Amazônia. 2001. 1 CD-Rom.

VASQUEZ, M.L. e KLEIN, E.L. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo - SB.21 - Z- C, Estado do Pará Escala 1:250.000*. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Brasília, CPRM, PROMIM Tapajós. 2000. 1 CD-Rom.

VASQUEZ, M.L.; RICCI, P.; KLEIN, E.L.; SANTOS, A.; MARTINS, R.C. *Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas*. In: Klein, E.L. & Vasquez, M.L. (eds.) Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará, Escala 1:250.000*. Nota Explicativa, Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2000.

VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; RICCI, P. *Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós*. In: KLEIN, E.L., VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG, 2002. v. 3, p. 67-84.

YORK D. *Least-squares fitting of a straight line with correlated errors*. Earth Planet. Sci Letters, 1969. **5**: 320-324.