

## DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

# ROCHAS HOSPEDEIRAS, ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E AVALIAÇÃO DO BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA DO DEPÓSITO AURÍFERO TOCANTINZINHO, PROVÍNCIA DO TAPAJÓS-PA

Dissertação apresentada por:

ÉRIKA SUELLEN BARBOSA SANTIAGO Orientador: Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas (UFPA)

> BELÉM 2012



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

# ROCHAS HOSPEDEIRAS, ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E AVALIAÇÃO DO BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA DO DEPÓSITO AURÍFERO TOCANTINZINHO, PROVÍNCIA DO TAPAJÓS-PA

# DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

## ÉRIKA SUELLEN BARBOSA SANTIAGO

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

Data de Aprovação: 05 / 03 /2012

Banca Examinadora:

Prof. Dr. RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (Orientador-UFPA)

Hatwijourg

Prof. Dr. VALMIR DA SILVA SOUZA (Membro-UnB)

Prof. Dr. RÉGIS MUNHOZ KRAS BORGES (Membro-UFPA)

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP) Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

## S235r Santiago, Érika Suellen Barbosa

Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massa do Depósito Aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA / Érika Suellen Barbosa Santiago; Orientador: Raimundo Netuno Nobre Villas – 2012 xxii,125 f.: il.

Dissertação (mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Metalogenia – Província do Tapajós (PA). 2. Depósito Tocantinzinho. 3. Rochas graníticas. 4. Alteração hidrotermal. 6. Balanço de massa. I. Villas, Raimundo Netuno Nobre, *orient*. II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22° ed.: 553.1098115

Aos meus pais Emanoel (*in memoriam*) e Silvia Santiago, à minha irmã Ellen Santiago e à vovó Alcinda Barbosa

### AGRADECIMENTOS

 A Deus pelo dom da vida, por ter possibilitado mais esta graça alcançada, pelos dons do Espírito Santo, especialmente pelos dons da sabedoria, discernimento, ciência e fortaleza;

– À minha amada mãe, de quem serei eternamente grata pela educação dada, pelos momentos maravilhosos e pelos ruins, por ter me ensinado que, apesar das adversidades da vida, lutar com honra e dignidade a torna sublime. À minha, também amada, maninha Ellen não apenas pelo companheirismo e amor mútuo, mas também por sempre aturar minhas rabugices, chatices e nossas brigas rotineiras;

 A Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG), em especial, ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), pela infraestrutura disponibilizada;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos, aos projetos INCT de Geociências da Amazônia-Geociam (CNPq) e Mineralizações auríferas da região Jamanxim-Tropas, Província do Tapajós: tipologia e gênese (FAPESPA) pelo suporte financeiro;

 Ao Prof. Dr. Netuno Villas que, ao longo desses anos, sempre se dispôs a me ajudar, pelos seus ensinamentos, incentivos, orientações e, sobretudo, à sua amizade, paciência e confiança, os quais sempre carregarei comigo;

– Às empresas de mineração Jaguar Resources Corporation e Unamgen S/A, em particular aos geólogos Elton Pereira e Ruperto Castro, pelo apoio logístico, cessão dos testemunhos de furos de sondagem e material cartográfico viabilizando a execução deste trabalho;

 Aos técnicos do IG-UFPA: Ana Paula (LABMEV), Joelma Lobo (Laminação) e Natalino Siqueira (Laboratório de Hidroquímica) pela ajuda e disposição imprescindíveis para realização deste trabalho;

 Ao técnico Marcus Mansueto (Laboratório de Microssonda Eletrônica IG-USP) pelo apoio durante a seção de microssonda eletrônica;

 Aos professores Drs. Joel Macambira e Roberto Dall'Agnol pelo tempo reservado a me ajudar na petrografia e minerografia e Cláudio Lamarão pelas várias sessões de MEV que puderam ser a mim concedidas;

À banca avaliadora desta dissertação composta pelos professores Drs. Régis Munhoz
 Krás Borges (UFPA) e Valmir da Silva Souza (UnB);

 Às amigas geólogas Aline Vieira, Carla Barreto e Mayara Teixeira pela sincera amizade, paciência, tanto nos momentos sérios, como nos de descontração, e ao geólogo Fábio Domingos por seu suporte no ArcGis durante a confecção dos mapas;

 Por fim, àqueles que indiretamente colaboraram para que eu concluísse com êxito mais esta etapa da minha vida.

Grata!

"Foi o tempo que dedicastes à tua rosa que fez tua rosa tão importante." (O Pequeno Príncipe – Antoine De Saint-Exupéry)

#### **RESUMO**

O depósito Tocantinzinho localiza-se na porção central da Província Aurífera do Tapajós (PAT), dentro do lineamento Tocantinzinho (NW-SE), e dista cerca de 200 km a sudoeste da cidade de Itaituba (PA). O granito hospedeiro (2,0 Ga) é constituído por rochas granitoides diversas, porém monzogranitos são dominantes, os quais, juntamente com sienogranitos e álcali-feldspato granitos subordinados, representam suas fácies mais evoluídas. Trata-se de um stock alongado na direção NW-SE, interpretado como tardiorogênico a pós-colisional, cujo magma foi alojado a profundidades de 6-9 km e cristalizado em condições de  $fO_2$  intermediárias (tipo oxidado da série ilmenita). Foi relacionado aos estágios finais da orogênese Cuiú-Cuiú, à semelhança do Monzogranito Jamanxim, de mesma idade. Os granitoides foram agrupados, de acordo com o grau de alteração, em (1) pouco alterados (5-10% de minerais hidrotermais) e (2) moderadamente alterados (10-30% de minerais de alteração), estes designados informalmente de salame e smoky, e principais hospedeiros do minério. As variedades pouco alteradas revelam, em geral, textura hipidiomórfica a alotriomórfica média a grossa com arranjos poiquilítico e rapakivi locais. Essencialmente isótropas, são constituídas de microclina (41 a 50%), quartzo (21 a 33%) e oligoclásio (An<sub>28-29</sub>) (22 a 36%), além de biotita (1,5 a 8%) e Fe-edenita (0 a 2%) como minerais varietais. Zircão, magnetita, apatita, allanita, monazita, U-thorita e titanita formam a suíte de fases acessórias primárias. Essas rochas são meta a peraluminosas e de afinidade shoshonítica, mostram baixos teores de CaO (<1,6%) e MgO (<0,5%), razões Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO na faixa de 0,44-0,55 e razões K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O com valor médio de 1,29. Apesar das marcantes diferenças macroscópicas, as variedades salame e smoky revelam notáveis similaridades mineralógicas e químicas, à parte as razões Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO e conteúdos de Na<sub>2</sub>O e MgO. As texturas magmáticas foram moderada a severamente mascaradas, especialmente em zonas cataclasadas. A alteração hidrotermal das rochas granitoides, embora generalizada, é fraca a moderada. Foram descritos, em ordem cronológica, os seguintes tipos: cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação. Os dois primeiros foram ubíquos, enquanto que os dois últimos são de ocorrência mais local e estão representados por vênulas de preenchimento. Os produtos hidrotermais comumente substituem minerais primários ou são constituintes de veios/vênulas mono e poliminerálicos. A mineralização é representada por ouro, pirita, calcopirita, esfalerita e galena, estando intimamente associada à sericitização em estilo dominantemente stockwork. O estágio hidrotermal iniciou com a cloritização (chamosita) a temperaturas em torno de 315-330°C, evoluindo para sericitização, na qual os fluidos hidrotermais, que transportavam Cu-Zn-Pb-Au, teriam precipitado os sulfetos e ouro devido ao aumento do pH e das atividades das espécies de S. À medida que a alteração avançou, a sílica em solução foi precipitada como quartzo em vênulas em decorrência da diminuição da temperatura e aumento do pH. No estágio mais tardio (carbonatação), provavelmente houve mistura entre fluidos aquosos e aquocarbônicos, o que teria provocado a reação entre Ca2+ e CO<sub>2</sub> e formado calcita. Em geral, a pouca abundância de minerais de alteração é indicativa de que o paleossistema Tocantinzinho foi dominado pelo ambiente mineralógico, implicando baixas razões fluido/rocha. Diferenças químicas observadas na clorita mostram que ora os minerais destruídos, ora a composição dos fluidos, além da temperatura, foram os agentes controladores mais importantes para sua composição. Cálculos de balanço de massa mostraram que o paleossistema hidrotermal Tocantinzinho pode ter evoluído com variação de volume (redução seguida de expansão) sem, entretanto, ter excedido 10%. A transferência de componentes dependeu do tipo de alteração e variedade considerada, mas, em geral, as rochas registraram perdas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Na<sub>2</sub>O, CaO, Ba e Sr, e ganhos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, S, voláteis e Rb. Potássio foi pouco mobilizado durante a cloritização e sericitização, mas contabilizou perdas significativas na carbonatação e silicificação, enquanto que SiO<sub>2</sub> foi o componente mais suscetível ao fator volume escolhido. Os fluidos foram pouco eficazes para mobilizar os ETR, que exibem similar padrão de distribuição a despeito do grau de alteração. Foram estimados para cada m<sup>3</sup> de rocha alterada perdas ou ganhos entre 210 e 330 kg, registrando-se na variedade smoky maior troca de massa nos diversos tipos de alteração, exceto na cloritização. Principais contribuições à transferência de massa entre os fluidos e o corpo granítico são devidas a SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO. O depósito Tocantinzinho mostra características similares aos depósitos Batalha, São Jorge e do campo Cuiú-Cuiú da PAT. Embora ainda haja carência de importantes dados para consubstanciar um modelo genético, tipologicamente este depósito melhor se enquadra nos depósitos auríferos relacionados a intrusões graníticas.

Palavras-chave: Metalogenia – Tapajós, Província de (PA). Depósito Tocantinzinho. Rochas Graníticas. Alteração Hidrotermal. Balanço de Massa.

## ABSTRACT

The Tocantinzinho deposit is located in the central part of Tapajós Gold Province (TGP), within the Tocantinzinho shear zone (NW-SE), at about 200 km southwest of Itaituba city, Pará state. The host granite (ca. 2.0 Ga) is made up of several granitoid rocks, though monzogranites are the dominant type and represent together with subordinate syenogranites and alkali feldspar granites the most evolved facies. It is an elongated NW-SE-trending stock that has been interpreted as a late-orogenic to post-collisional intrusion, related to the final stages of the Cuiú-Cuiú orogeny likewise the coeval Jamanxim Monzogranite. The magma was emplaced at depths of 6 to 9 km and crystallized under intermediate  $fO_2$  conditions (oxidized type of the ilmenite series). Two varieties of monzogranite have been recognized according to the alteration degree: a weakly altered variety (5 to 10% of hydrothermal minerals) and a moderately altered variety (10 to 30% of hydrothermal minerals), the latter referred to informally as salami and smoky. In general, the weakly altered samples reveal medium- to coarse granulation and hypidiomorphic to allotriomorphic texture, with local poikilitic and rapakivi features. Essentially isotropic, they are composed of microcline (41 to 50%), quartz (21 to 33%) and oligoclase (An<sub>28-29</sub>) (22 to 36%), in addition to biotite (1,5 to 8%) and Fe-edenite (0 to 2%). Zircon, magnetite, apatite, allanite, monazite, U-thorite and titanite are the main magmatic accessory phases. The monzogranites are metaluminous to peraluminous and present shoshonitic character, low CaO (<1,6%) and MgO (<0,5%) contents, besides Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratios that range from 0,44 to 0,55 and from 1,22 to 1,57, respectively. The salami and smoky varieties show remarkable macroscopic differences, but they are mineralogically and chemically very similar, aside the Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO ratios and Na<sub>2</sub>O and MgO contents. The magmatic textures have been moderate to severely masked, especially in cataclastic zones. These rock varieties have been altered at different degrees, the most noticeable types being chloritization, sericitization, silicification and carbonatization. The first two are ubiquitous, whereas the others are represented by scattered filling veins/veinlets. The secondary minerals replace commonly primary minerals or are constituents of mono and polymineralic veins/veinlets. The mineralization is represented by gold, pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena, being closely related to sericitization. Stockwork is the most significant mineralization style. The hydrothermal stage started with chloritization at temperatures around 315-330°C when chamosite was produced. Then sericitization was set forth at the same time that the ore-bearing fluids precipitated pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena and gold in response to the increase of both solution pH and sulfur species activities. As the alteration advanced, silica-saturated solutions moved into fractures where decreasing temperature and H<sup>+</sup> activity favored the deposition of quartz. Later on, aqueous and aqueous-carbonic fluids might have mixed, allowing Ca<sup>2+</sup> e CO<sub>2</sub> to react to form calcite (carbonatization). Considering the relatively low amounts of hydrothermal products, the Tocantinzinho paleosystem seems to have evolved under low fluid/rock ratios. Chlorite formed continuously with distinct composition most likely controlled by the nature of the replaced mineral, fluid composition and temperature. Mass balance calculations showed that the Tocantinzinho hydrothermal palaeosystem did not evolve isovolumetrically, but may have experienced volume changes no greater than 10%. The transfer of components depended upon the alteration type and rock variety, but, in general, losses of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Na<sub>2</sub>O, CaO, Ba and Sr, and gains of  $Fe_2O_3$ , S, volatiles and Rb are recorded. Potassium was largely conserved during chloritization and sericitization, whereas significant losses occurred during silicification and carbonatization. SiO<sub>2</sub> was the most sensitive component to the volume factor chosen. The fluids seemed to have had low capacity of mobilizing REE, whose distribution patterns are very similar despite the alteration degree. Estimates of mass losses or gains per m<sup>3</sup> of rock yielded 210 to 330 kg, the larger amounts being detected in the salami variety, except for chloritization. SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and CaO were the components that have mostly contributed to the mass transfer between the fluids and the granitic intrusion. The Tocantinzinho deposit share many similarities with the Batalha and São Jorge deposits, and some prospects of the Cuiú-Cuiú goldfield of the TGP. From the typological point of view, it can be more properly classified as an intrusion-related gold deposit.

Keywords: Metallogeny – Tapajós, Province (PA). Tocantinzinho Deposit, Granitic Rocks, Hydrothermal Alteration, Mass Balance

# LISTA DE ILUSTRAÇÕES

# CAPITULO I

Figura 1 - Mapa de localização do depósito aurífero Tocantinzinho, PAT-PA	4
Figura 2 - Mapas geológicos do Cráton Amazônico baseados nos modelos tectono-	
geocronológicos	9
Figura 3 - Mapa de parte do cráton Amazônico destacando os quatro domínios da	
província Tapajós-Parima. A região hachurada corresponde à PAT	10
Figura 4 - Mapa geológico da PAT, com a indicação de alguns dos principais depósitos	
auríferos	12
Figura 5 - Vistas aéreas do depósito Tocantinzinho. No canto direito superior da foto à	
direita, o rio Tocantins, afluente do rio Jamanxim	29
Figura 6 - Mapa geológico da área do depósito aurífero Tocantinzinho	30
Figura 7 - Seções geológicas (A) 525 e (B) 700 do depósito Tocantinzinho. Intervalos	
em vermelho indicam zonas mineralizadas com respectivos teores médios de Au	30
Figura 8 - Fotografias de testemunhos de furos de sondagem representativos das	
variedades hidrotermalmente alteradas salame (A) e smoky (B) do plúton granítico	
hospedeiro do depósito Tocantinzinho	31
Figura 9 - Fotografias de zonas de stockwork em afloramentos do corpo granítico na	
área do depósito Tocantinzinho	32

# **CAPITULO II**

Figura 1 - Mapa de localização do depósito Tocantinzinho	40
Figura 2 - Mapa geológico (A) e seção SW-NE (B) do depósito Tocantinzinho. TOC 08-	
85 = furo de sondagem	42
Figura 3 - Fotografias de testemunhos de furos de sondagem representativos das	
variedades pouco alteradas (A), salame cortada por vênula de quartzo+hematita (B) e	
smoky cortada por vênula de quartzo+clorita (C) do depósito Tocantinzinho	43
Figura 4 - Diagramas de classificação modal Q-A-P e Q-(A+P)-M' para as amostras	
estudadas	43

Figura 5 – Fotomicrografias dos granitoides pouco alterados em luz natural e nicois cruzados. A) Textura hipidiomórfica. B) Textura rapakivi. C) Intercrescimento pertítico tipo filete. D) Zoneamento concêntrico destacado pelo núcleo sericitizado. E) Lamelas de biotita cloritizadas, alteradas para fengita nos planos de clivagem e com inclusões de zircão, rutilo e apatita. F) Cristais de anfibólio. (Ap: apatita Clo: clorita; Fe-ed: Feedenita; Mic: microclina; Ms: muscovita; Olg: oligoclásio; Ph: fengita; Rt: rutilo e Zr: zircão)..... 45 Figura 6 - Minerais acessórios. A) Fotomicrografia de cristal de allanita (All) com zoneamento concêntrico. Nicois paralelos. Imagens de elétrons retroespalhados: B) Agregado de cristais de monazita (Mon); C) Cristal de uranotorita (U-tho) ..... 46 Figura 7 - Relações temporais entre os tipos de alteração hidrotermal e sequência paragenética dos minerais do minério do depósito Tocantinzinho ..... 47 Figura 8 - Fotomicrografias das variedades salame e smoky. Nicois cruzados, exceto em A. A) Zonas ricas em clorita presente em vênulas e em substituição à biotita; B) Cristais de plagioclásio com maclas contorcidas substituídos parcialmente por fengita e pirita; C) Porções brechoides ricas em sulfetos e densamente cortadas por finas vênulas de fengita; D) Veio de quartzo±clorita que corta zona sericitizada e mineralizada; E) Zona cataclasada rica em quartzo cortada por vênulas de calcita; e F) Zona sericitizada cortada por vênula de calcita. (Cal: calcita; Clo: clorita; Esf: esfalerita; Mag: magnetita; Mic: microclina; Olg: oligoclásio; Ph: fengita; Py: pirita; Qtz: quartzo) ..... 48 Figura 9 - Fotomicrografias de cristais de esfalerita: (A) com inclusões de pirita e lamelas de exsolução de calcopirita (nicois cruzados e luz refletida) e (B) de coloração amarronzada e hábito coloforme (nicois paralelos e luz transmitida). Imagens de elétrons retroespalhados de cristais de galena (C) e ouro (D) inclusos em pirita. (Au: ouro; Esf: esfalerita; Gl: galena; Py: pirita; Cpy: calcopirita; Qtz: quartzo) ..... 49 Figura 10 - Diagrama Ab-An-Or ilustrando a composição dos feldspatos das variedades salame e smoky do granito mineralizado ..... 51 Figura 11 - Variações composicionais do anfibólio presente no granitoide. A) diagrama discriminante dos quatro grandes grupos químicos de anfibólios e B) diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos de acordo com os parâmetros Ti<0,50; Ca<sub>B</sub>•1,5 e  $(Na+K)_A \bullet 0,5$  ..... 51

Figura 12 - Diagrama $Al_T$ - $M^{2+}$ -Si para as micas brancas das variedades salame e smoky.	
Os pontos referentes às análises se distribuem entre a muscovita (Mu) e a fengita (Ph)	
	53
Figura 13 - Diagrama Fe/(Mg+Fe) vs. Al <sup>IV</sup> que classifica as cloritas em clinocloro e	
chamosita, nas variedades pouco e moderadamente alteradas	54
Figura 14 - Diagrama Fe/(Fe+Mg) vs. $Al^{IV}$ de anfibólios mostrando as condições de $fO_2$	
dominantes durante a cristalização do monzogranito	55

## **CAPITULO III**

Figura 1 – Mapa geológico e seção SW-NE do depósito Tocantinzinho-PA	62
Figura 2 - Classificação geoquímica das amostras pouco alteradas. A) Índice de Shand	
situando-as predominantemente no campo metaluminoso. B) Diagrama $K_2O$ vs. $SiO_2$	
revelando a afinidade shoshonítica	64
Figura 3 - Amostras de granitoides pouco alterados. (A) Padrão de distribuição dos	
elementos traço normalizados ao condrito e (B) Diagrama de discriminação tectônica,	
posicionando-as no campo dos granitos pós-tectônicos	64
Figura 4 - Padrão de distribuição, nos granitoides pouco alterados, dos ETR (B)	
normalizados ao condrito	66
Figura 5 - Diagrama Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs. FeO com a distribuição das amostras graníticas pouco e	
moderadamente alteradas	67
Figura 6 - Padrão de distribuição de elementos traço das variedades salame (A) e smoky	
(B) em relação à média composicional das amostras de granitoides pouco alterados	
(GPA)	67
Figura 7 - Padrões de distribuição dos elementos terras raras. Variedades salame (A) e	
smoky (B) normalizadas ao condrito. (C) Algumas amostras normalizadas à média	
composicional dos granitoides pouco alterados (GPA)	69
Figura 8 - Balanço geoquímico de massa relacionado à cloritização das variedades	
salame e smoky. A) e B) Diagramas composição-volume retratando as perdas e ganhos	
dos componentes em função de fv; os pontos onde as retas cortam a abcissa (Xn=0)	
indicam o valor de fv para o qual o componente teria sido imóvel. C) e D) Perdas e	
ganhos dos componentes maiores, S, C e PF em função de fv=0,8-1,1	73

Figura 9 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos traço e ETR	
(ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média	
composicional dos granitos pouco alterados (GPA) (amostras 01-177 e 08-177) para	
cloritização nas variedades salame (A) e smoky (B)	74
Figura 10 - Balanço geoquímico de massa dos componentes maiores, S, C e PF	
relacionado à sericitização das variedades salame (A) e smoky (B) em função de	
fv=0,8-1,1	75
Figura 11 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos traço e ETR	
(ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média	
composicional dos granitos pouco alterados (GPA) para sericitização nas variedades	
salame (A) e smoky (B)	76
Figura 12 - Balanço geoquímico de massa dos componentes maiores, S, C e PF	
relacionado à silicificação das variedades salame (A) e smoky (B) em função de fv=0,8-	
1,3	77
Figura 13 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos traço e ETR	
(ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média	
composicional dos granitos pouco alterados (GPA) para silicificação nas variedades	
salame (A) e smoky (B)	78
Figura 14 - Balanço geoquímico de massa dos componentes maiores, S, C e PF	
relacionado à carbonatação das variedades salame (A) e smoky (B) em função de	
fv=0,9-1,1	79
Figura 15 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos traço e ETR	
(ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média	
composicional dos granitos pouco alterados (GPA) para carbonatação nas variedades	
salame (A) e smoky (B)	80

# LISTA DE TABELAS

CAPITULO I	
Tabela 1 - Síntese da litoestratigrafia da PAT	13
CAPITULO II	
Tabela 1 - Composição média (% em peso e a.f.u.) de anfibólio e microclina do depósito	
Tocantinzinho	50
Tabela 2 - Composição média (% em peso e a.f.u.) da fengita e clorita do depósito	
Tocantinzinho	52
Tabela 3 - Pressões de cristalização indicadas para os granitoides do depósito	
Tocantinzinho obtidas por meio de diferentes geobarômetros do $Al_T$ na hornblenda	55
Tabela 4 - Temperaturas médias de formação da clorita (T°C) obtidas pelas equações	
geotermométricas de diversos autores	56
CAPITULO III	
Tabela 1 - Composição química das amostras graníticas pouco alteradas	65
Tabela 2 - Composição química de amostras da variedade salame	68
Tabela 3 - Composição química de amostras da variedade smoky	70
Tabela 4 - Valores de densidade (•=g/cm <sup>3</sup> ) das amostras pouco alteradas e	
representativas dos diferentes tipos de alteração hidrotermal descritos nas variedades	
salame e smoky	71
Tabela 5- Perdas (-) e ganhos (+) totais de massa em kg/m <sup>3</sup> de rocha nas variedades	
salame e smoky de acordo com o tipo de alteração	82

# SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	XV

## **CAPÍTULO I**

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	3
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	3
1.4	OBJETIVOS	4
1.5	MATERIAIS E MÉTODOS	5
1.5.1	Pesquisa bibliográfica	5
1.5.2	Campanha de campo e amostragem	5
1.5.3	Petrografia	5
1.5.4	Geoquímica	6
1.5.4.1	Balanço geoquímico de massa	6
1.5.5	Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	7
1.5.6	Microssonda eletrônica	7
1.5.7	Geotermometria	7
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	8
2.1	CRÁTON AMAZÔNICO	8
2.2	PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PAT)	10
2.2.1	Litoestratigrafia	15
2.2.1.1	Grupo Jacareacanga	15
2.2.1.2	Complexo Cuiú-Cuiú	15
2.2.1.3	Formação Vila Riozinho	16
2.2.1.4	Suíte Intrusiva Creporizão	16
2.2.1.5	Suíte Intrusiva Tropas	17

2.2.1.6	Formação Sequeiros	17
2.2.1.7	Unidade Abacaxis	18
2.2.1.8	Suíte Intrusiva Parauari	18
2.2.1.9	Suíte Intrusiva Ingarana	19
2.2.1.10	Formação Moraes Almeida	19
2.2.1.11	Formação Bom Jardim	20
2.2.1.12	Grupo Iriri	20
2.2.1.13	Suíte Intrusiva Maloquinha	21
2.2.1.14	Granito Pepita	22
2.2.1.15	Granito Caroçal	22
2.2.1.16	Suíte Intrusiva Porquinho	23
2.2.1.17	Grupo Palmares	23
2.2.1.18	Formação Buiuçu	23
2.2.1.19	Diabásio Crepori	24
2.2.1.20	Suíte Teles Pires	24
2.2.1.21	Formação Novo Progresso	25
2.2.1.22	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	25
2.2.2	Evolução geotectônica	25
2.2.3	Principais tipos de depósitos auríferos	26
3	DEPÓSITO TOCANTINZINHO	29
4	BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA	34
4.1	INTRODUÇÃO	34
4.2	MÉTODO DE GRESENS	34
4.3	DIAGRAMA DAS ISÓCONAS	36

# CAPÍTULO II

DEPOSITO AURIFERO TOCANTINZINHO, PROVINCIA DO TAPAJOS-	
PARÁ: GRANITO HOSPEDEIRO, QUÍMICA MINERAL, ALTERAÇÃO	
HIDROTERMAL E MINERALIZAÇÃO	38
Resumo	38
Abstract	38
INTRODUÇÃO	39
PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS	40
DEPÓSITO TOCANTINZINHO	41

Contexto geológico	41
PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANTOIDES	42
Granitoides pouco alterados	43
Granitoides moderadamente alterados	46
CLORITIZAÇÃO	47
SERICITIZAÇÃO	47
SILICIFICAÇÃO	47
CARBONATAÇÃO	48
MINERALIZAÇÃO	49
QUÍMICA MINERAL	50
Microclina	50
Anfibólio	51
Mica Branca	52
Clorita	53
DISCUSSÕES	54
Rochas hospedeiras	54
Alteração hidrotermal	55
Comparações com outros depósitos auríferos da PAT e possível tipologia	56
CONCLUSÕES	57
Agradecimentos	57
Referências	57

# CAPÍTULO III

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO GRANITO HOSPEDEIRO E	
BALANÇO DE MASSA RESULTANTE DOS PROCESSOS HIDROTERMAIS	
RELACIONADOS AO DEPÓSITO AURÍFERO TOCANTINZINHO,	
PROVÍNCIA DO TAPAJÓS-PA	60
Resumo	60
Abstract INTRODUÇÃO	60 61
GEOLOGIA DO DEPÓSITO TOCANTINZINHO	62
GEOQUÍMICA DO GRANITO HOSPEDEIRO	62
Amostras pouco alteradas	63
ELEMENTOS MAIORES	63

ELEMENTOS TRAÇO	63				
ELEMENTOS TERRAS RARAS	65				
Amostras moderadamente alteradas	66				
ELEMENTOS MAIORES	66				
ELEMENTOS TRAÇO	67				
ELEMENTOS TERRAS RARAS	69				
BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA	71				
Cloritização	71				
Sericitização	72				
Silicificação	75				
Carbonatação	77				
DISCUSSÕES	81				
Rochas hospedeiras	81				
Balanço geoquímico de massa	81				
CONCLUSÕES	83				
Agradecimentos	84				
Referências	84				
CAPÍTULO IV					
~					

I. CONCLUS	UES	•••••	•••••	•••••	•••••
REFERÊNCI	AS	•••••	•••••	•••••	•••••
ANEXOS		•••••			
NEVO A	COMPDOVAN	TE DE 6	SUBMISSÃO		TICOS
NEAU A Referente			JUDNIISSAU	DOS AN	11605
NEXO R -	NÁLISES MODAI	S (%) DF AF	MOSTRAS DO	)S CRANIT	'OIDFS
POLICO ALT	ERADOS DO DEPĆ	S (70) DE AI	NTINZINHO		OIDES
ANEXO C -	ANÁLISES OUÍN	ICAS DO I	TELDSPATO	POTÁSSIC	$\bigcirc DAS$
VARIEDADE	S SALAME E SM	OKY DO BI	OTITA MON	ZOGRANI	
) EPÓSITO T	OCANTINZINHO	OKI DO DI		LOOKAN	
ANEXO D - A	NÁLISES OUÍMIO	'AS DO ANF	TRÓLIO DO (	<b>TRANITO I</b>	ουιο
ALTERADO	DO DEPÓSITO TO	CANTINZIN'			0000
ANEXO E -	ANÁLISES OUÍMI	CAS DA FE	NGITA DO (	RANITO I	ουιο
ALTERADO	DO DEPÓSITO TO	CANTINZIN'			0000
NEXO F - A	NÁLISES OUÍMIO	AS DA FEN	GITA DA VA	RIEDADE	ς ΜΟΚΫ
DO DEPÓSIT	O TOCANTINZINI	40			
ANEXO G - A	NÁLISES OUÍMIC	AS DA FENC	LITA DA VAR	IEDADE SA	LAME
DO DEPÓSIT	O TOCANTINZINI	40			
NEXO H -	ANÁLISES OUÍMI	CAS DA CI	ORITA DO (	RANITO I	POLICO
ALTERADO	DO DEPÓSITO TO	CANTINZIN'			0000
ANEXO I - A	NÁLISES OUÍMIC	AS DA CLO	RITA DA VA	RIEDADE	SMOKY

ANEXO J - ANÁLISES QUÍMICAS DA CLORITA DA VARIEDADE SALAME 109 DO DEPÓSITO TOCANTINZINHO..... ANEXO K - PERDAS E GANHOS DOS COMPONENTES OBTIDOS PELA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS **GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA** 110 A CLORITIZAÇÃO NA VARIEDADE SALAME..... ANEXO L - PERDAS E GANHOS DOS COMPONENTES OBTIDOS PELA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS **GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA** 111 A CLORITIZAÇÃO NA VARIEDADE SMOKY..... ANEXO M - PERDAS E GANHOS DOS COMPONENTES OBTIDOS PELA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967) EM RELAÇÃO Á MÉDIA DOS **GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA** 112 A SERICITIZAÇÃO NA VARIEDADE SALAME..... ANEXO N - PERDAS E GANHOS DOS COMPONENTES OBTIDOS PELA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967) EM RELAÇÃO Á MÉDIA DOS GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA 113 A SERICITIZAÇÃO NA VARIEDADE SMOKY..... ANEXO O - PERDAS E GANHOS DOS COMPONENTES OBTIDOS PELA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS **GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA** 114 A SILICIFICAÇÃO NA VARIEDADE SALAME..... ANEXO P - PERDAS E GANHOS DOS COMPONENTES OBTIDOS PELA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA 115 A SILICIFICACÃO NA VARIEDADE SMOKY..... ANEXO Q - PERDAS E GANHOS DOS COMPONENTES OBTIDOS PELA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA 116 A CARBONATAÇÃO NA VARIEDADE SALAME..... ANEXO R - PERDAS E GANHOS DOS COMPONENTES OBTIDOS PELA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA 117 A CARBONATAÇÃO NA VARIEDADE SMOKY..... ANEXO S - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES (G/100G), ELEMENTOS MENORES E ETR (PPM/100G) CALCULADOS A PARTIR DO MÉTODO DE GRANT (1986) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA Α 118 CLORITIZAÇÃO NA VARIEDADE SALAME..... ANEXO T - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES (G/100G), ELEMENTOS MENORES E ETR (PPM/100G) CALCULADOS A PARTIR DO MÉTODO DE GRANT (1986) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA Α 119 CLORITIZAÇÃO NA VARIEDADE SMOKY..... ANEXO U - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES (G/100G), ELEMENTOS MENORES E ETR (PPM/100G) CALCULADOS A PARTIR DO MÉTODO DE GRANT (1986) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES (AMOSTRAS POUCO ALTERADOS 01-177 E 08-177) PARA A 120 SERICITIZAÇÃO NA VARIEDADE SALAME.....

ANEXO V - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES (G/100G), ELEMENTOS MENORES E ETR (PPM/100G) CALCULADOS A PARTIR DO MÉTODO DE GRANT (1986) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA POUCO Α 121 SERICITIZAÇÃO NA VARIEDADE SMOKY. ANEXO W - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES (G/100G), ELEMENTOS MENORES E ETR (PPM/100G) CALCULADOS A PARTIR DO MÉTODO DE GRANT (1986) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) PARA Α 122 SILICIFICAÇÃO NA VARIEDADE SALAME..... ANEXO X - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES (G/100G), ELEMENTOS MENORES E ETR (PPM/100G) CALCULADOS A PARTIR DO MÉTODO DE GRANT (1986) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES (AMOSTRAS 01-177 E 08-177) POUCO ALTERADOS PARA 123 SILICIFICAÇÃO NA VARIEDADE SMOKY..... ANEXO Y - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES (G/100G), ELEMENTOS MENORES E ETR (PPM/100G) CALCULADOS A PARTIR DO MÉTODO DE GRANT (1986) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES POUCO ALTERADOS (AMOSTRAS 01-177 E **08-177**) PARA Α 124 CARBONATAÇÃO NA VARIEDADE SALAME..... ANEXO Z - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES (G/100G), ELEMENTOS MENORES E ETR (PPM/100G) CALCULADOS A PARTIR DO MÉTODO DE GRANT (1986) EM RELAÇÃO À MÉDIA DOS GRANITOIDES 01-177 E POUCO **ALTERADOS** (AMOSTRAS 08-177) PARA Α 125 CARBONATAÇÃO NA VARIEDADE SMOKY.....

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) destaca-se por ser uma importante região produtora de ouro, tendo sido retiradas em 2007 cerca de 2,2 t de Au, o que correspondeu a aproximadamente 65% da extração garimpeira do estado do Pará (Vasquez *et al.* 2008b). Por mais de 50 anos, a lavra de ouro de alto teor nesta província foi realizada por garimpeiros em depósitos aluvionares e coluvionares, atingindo a maior produção durante os anos de 1980 quando o preço do ouro no mercado internacional experimentou grande elevação.

Contudo, a baixa tonelagem de ouro contido nesses depósitos tornou cada vez mais inviável a atividade garimpeira, de que resultaram o declínio da produção aurífera a partir da década de 1990 e a necessidade de aplicação de técnicas mais apropriadas para definir e lavrar os corpos de minério primário.

São vários os depósitos que revelam importantes reservas de minério primário, a maioria hospedada em veios de quartzo. Dentre eles figura o depósito Tocantinzinho, localizado a 200 km a sudoeste da cidade de Itaituba – PA, que é o maior depósito de ouro conhecido até hoje na PAT. O início dos trabalhos neste depósito datam da década de 1970 com intensa atividade garimpeira. No ano de 1979, a Mineração Aurífera Ltda. obteve do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) licença de exploração da propriedade do Tocantinzinho. Pesquisas sistemáticas foram, entretanto, empreendidas apenas em 1997 quando as empresas Renison Goldfields e Minera Altoro formaram um consórcio (*join venture*) para explorar depósitos auríferos da PAT, incluindo o Tocantinzinho. Os bons resultados preliminares fizeram com que os programas de exploração fossem intensificados pela Minera Altoro, os quais consistiram de geoquímica de solos, mapeamento geológico, sondagem a trado mecanizado e amostragem geoquímica de canaletas. Dois anos mais tarde, a Solitario Resources Corporation adquiriu a Minera Altoro, mas em 2000, os baixos valores do ouro no mercado levaram ao fechamento do projeto Tocantinzinho.

Apostando no potencial da área, a Jaguar Resources do Brazil Ltda., subsidiária da Brazauro Resources Corp., então proprietária dos direitos de lavra do Tocantinzinho, iniciou, em 2003, programas de sondagem rotativa que até 2008 totalizaram 25.635 m em 97 furos. Em setembro de 2008, o consórcio Eldorado Gold Corporation - Brazauro Resources Corporation deram continuidade aos trabalhos de exploração executando 19.431 m em mais 62 furos de sondagem. Atualmente, os direitos minerários pertencem à empresa de mineração Eldorado Gold Corporation, representada no Brasil por sua subsidiária Unamgen Mineração e Metalurgia Ltda. As dimensões do depósito alcançam 300 m (profundidade), 700 m (extensão) e 150 m (largura), que lhe conferem reservas mínimas de 49 Mt com teor médio de 1,25 g/t de Au e tempo de vida de 11 anos.

O depósito Tocantinzinho tem sido classificado como um depósito aurífero relacionado à intrusão (*intrusion-related gold deposit*), que se encontra hospedado em *stock* granítico provavelmente tardi a pós-tectônico. A mineralização está associada a uma zona de falha que pode ter favorecido a canalização dos fluidos mineralizantes e a deposição de sulfetos e do ouro associado.

Por tratar-se de depósito epigenético, mostra comumente evidências de alteração hidrotermal que se manifesta com diferentes graus de intensidade, tendo gerado desde rochas pouco até moderadamente transformadas. Constitui, assim, um bom exemplo para se avaliar os processos de alteração e mineralização com base na transferência de massa entre fluidos e rochas de composição granítica em resposta ao desequilíbrio químico entre o ambiente mineral e as soluções aquosas. Conhecidos os ganhos e perdas, pode-se estimar a redistribuição dos componentes no sistema Tocantinzinho decorrentes dos processos hidrotermais e, assim, ter-se um melhor entendimento das transformações químicas e mineralógicas a que o granito hospedeiro foi submetido e, consequentemente, gerar importantes informações acerca da gênese do depósito.

A presente dissertação foi estruturada na forma integrada de artigos científicos intitulados: "Depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA: Granito hospedeiro, alteração hidrotermal e química mineral" e "Caracterização geoquímica do granito hospedeiro e balanço de massa resultante dos processos hidrotermais relacionados ao depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA", de acordo com as normas gerais definidas pela Comissão do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará. Optou-se por desenvolvê-la deste modo visando a publicação mais rápida dos resultados obtidos, uma vez que os mesmos serão imediatamente submetidos a revistas científicas.

### 1.2 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Os trabalhos existentes sobre o depósito Tocantinzinho correspondem a relatórios internos das empresas de mineração Eldorado Gold Corporation e Brazauros Resources Corporation (Mello 2007, Geller 2007), os quais são de divulgação restrita e, em geral, privilegiam dados de caráter exploratório e de viabilidade econômica. As informações geológicas são escassas e pouco se sabe a respeito dos processos e produtos da alteração hidrotermal que se associam à mineralização.

Atualmente são desenvolvidos trabalhos de cunho acadêmico acerca deste depósito, no âmbito do Instituto de Geociências da UFPA. Estes estudos envolvem caracterização petrográfica e geoquímica bem como datações geocronológicas da rocha hospedeira do minério e da própria mineralização. Dados de isótopos estáveis (C e O) já foram obtidos para melhor compreender a carbonatação, que marca os estágios finais da alteração hidrotermal no depósito Tocantinzinho. As investigações se estenderam aos tipos de alteração hidrotermal e à caracterização dos fluidos responsáveis pela alteração e mineralização, que forneceram subsídios básicos à compreensão da gênese do depósito, mas que precisam ser aprofundados.

A avaliação quantitativa da alteração hidrotermal torna-se relevante na medida em que fornece importantes informações para o entendimento da circulação de fluidos à época da formação do depósito. Além disso, avaliar o balanço de massa permite definir zonas onde houve perdas ou ganhos absolutos de componentes e, dessa forma, prever a ocorrência de certos minerais e inferir a composição daqueles fluidos, além de melhor descrever as mudanças químicas e mineralógicas experimentadas pelas rochas hospedeiras do minério.

### 1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito Tocantinzinho (Fig. 1) localiza-se no município de Itaituba, estado do Pará, e dista cerca de 200 km a sudoeste da sede municipal e aproximadamente 1150 km da capital Belém. A propriedade de exploração do Tocantinzinho está inserida na porção central da Folha Vila Riozinho (SB.21–Z–A) e ocupa uma área de aproximadamente 14.000 ha.

O acesso ao depósito Tocantinzinho, partindo-se de Belém-PA, pode ser feito por meio de voos comerciais até a cidade de Itaituba-PA, a partir de onde utilizam-se aviões monomotores fretados para pouso dentro dos domínios do projeto. Alternativamente, o acesso pode ser feito por pequenos barcos a motor ao longo do rio Jamanxim, afluente do rio Tapajós, subindo-se a seguir o tributário Tocantins.



Figura 1 - Mapa de localização do depósito aurífero Tocantinzinho, PAT-PA.

## **1.4 OBJETIVOS**

A presente dissertação teve como principal objetivo estudar a alteração hidrotermal que acompanhou a mineralização aurífera do depósito Tocantinzinho, enfocando as transformações mineralógicas e químicas a que as rochas graníticas foram submetidas e, em especial, as trocas de massa resultantes da interação entre aquelas rochas e os fluidos que por elas circularam.

Dentro do foco definido para este estudo, foram traçados alguns objetivos específicos:

- Definir diferentes tipos de alteração hidrotermal e investigar quais deles se associam mais diretamente com a mineralização;
- (2) Aprofundar o estudo da alteração hidrotermal caracterizando quimicamente fases minerais primárias e secundárias;
- (3) Estimar a temperatura do ambiente hidrotermal onde a clorita foi formada;
- (4) Inferir os principais componentes dos fluidos responsáveis pela mineralização e alteração;
   e
- (5) Estabelecer critérios que puderam distinguir mais precisamente as duas principais variedades de rochas graníticas alteradas e conhecidas informalmente como tipos salame e *smoky*.

#### 1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

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

#### 1.5.1 Pesquisa bibliográfica

O levantamento bibliográfico se estendeu por todas as etapas do trabalho e abrangeu, principalmente, o (1) contexto geológico do cráton Amazônico, com maior destaque dado à PAT e seus principais depósitos auríferos; (2) a geologia do depósito aurífero Tocantinzinho baseado em relatórios internos da empresa de mineração Eldorado Gold e Brazauros Resources Corporation; (3) processos hidrotermais relacionados a corpos graníticos e mineralizações associadas e (4) métodos de avaliação de balanço de massa.

#### 1.5.2 Campanha de campo e amostragem

Para esta pesquisa aproveitaram-se testemunhos de furos de sondagem (TOC-24, TOC-48, TOC-57, TOC-98 e TOC-102B) de rochas granitoides alteradas que já haviam sido disponibilizados pela empresa Brazauros Resources Corporation em campanhas de campo anteriores (2008 e 2009).

No período de 2 a 5 de novembro de 2010, realizou-se nova campanha de campo com o apoio logístico da empresa Eldorado Gold para complementar a amostragem, oportunidade em que foram descritos e amostrados os furos TOC-142, TOC-145, TOC-174A, TOC-175, TOC-177 e TOC-179, os quais continham intervalos bem pouco alterados e com diferentes graus ou tipos de alteração hidrotermal.

#### 1.5.3 Petrografia

As amostras de testemunhos de sondagem representativas do granito menos alterado e de seus equivalentes alterados foram descritos macroscópica e microscopicamente, e as principais feições documentadas em fotografias. A descrição macroscópica envolveu os principais aspectos das rochas visíveis a olho nu, tais como cor, forma, composição mineralógica e estruturas. Para a descrição microscópica, foram preparadas 39 lâminas delgadas polidas, na oficina de laminação do IG-UFPA, as quais foram examinadas em microscópio petrográfico *Zeiss* modelo Axioplan 2 de luz transmitida e refletida do

Laboratório de Geologia Econômica. As observações microscópicas consistiram no reconhecimento mais completo dos minerais e de suas relações texturais, com ênfase nas mudanças ocorridas durante a transformação hidrotermal do granito, bem como dos intercrescimentos e texturas de exsolução, preenchimento e/ou substituição e do modo de ocorrência (cristais isolados, vênulas). Nas rochas com poucos sinais de alteração foram feitas análises modais para fins classificatórios em um contador de pontos *Swift* pertencente ao Laboratório de Susceptibilidade Magnética do IG-UFPA, computando-se em média 2000 pontos em cada lâmina.

#### 1.5.4 Geoquímica

A preparação das amostras para geoquímica envolveu britagem e pulverização de 22 amostras representativas das variedades de rochas granitoides do depósito Tocantinzinho, e foi executada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG-UFPA.

As análises químicas em rocha total foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories* Ltda. (Vancouver, Canadá), sendo dosados os conteúdos de componentes maiores (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MnO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), elementos traços (Zn, Cu, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr e Bi), incluindo os terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), C, S e perda ao fogo (PF). Os componentes maiores, C e S foram analisados por *Inductively Coupled Plasma-Emission Espectroscopy* (ICP-ES), enquanto que os elementos traços e terras raras o foram por *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry* (ICP-MS). Perda ao fogo foi determinada por calcinação a 1000°C. As dosagens de FeO em 20 amostras de granitos foram realizadas por titulação no Laboratório de Análises Químicas do IG-UFPA. O conteúdo de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> foi obtido pela equação Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = FeO \* 1,1113 subtraído do Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-.

#### 1.5.4.1 Balanço geoquímico de massas

Os dados geoquímicos foram tratados em programas computacionais para confecção de diagramas que mostram a mobilidade relativa dos componentes químicos durante os processos hidrotermais e foi efetuado de acordo com os cálculos de perdas e ganhos absolutos de componentes, conforme os métodos tradicionais de Gresens (1967) e Grant (1986). As medidas de densidade das rochas (alteradas e menos alteradas) foram feitas no Laboratório de Mineralogia Aplicada do IG-UFPA, utilizando-se a balança de Jolly e obtidas por meio da

equação —, onde é a densidade, é a massa da amostra na água e equivale à massa da amostra no ar.

#### 1.5.5 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

A caracterização petrográfica das rochas granitoides foi complementada por microscopia eletrônica de varredura (MEV), sendo possível a identificação correta de minerais resultantes da alteração, observações detalhadas de relações texturais entre fases minerais e obtenção de imagens de elétrons retroespalhados. Foi utilizado microscópio eletrônico modelo LEO-1430, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do IG-UFPA, e as operações foram realizadas com voltagem de aceleração constante de 20 kv, corrente do feixe de elétrons = 90  $\mu$ A, distância de trabalho 15 mm, tamanho do *spot size* em torno de 350 - 400 microns e tempo de contagem para análises de elementos de 30 s. Lâminas polidas foram preparadas e metalizadas com carbono. Análises semiquantitativas em diferentes fases minerais essenciais e acessórias foram realizadas por espectroscopia de energia dispersiva de raios-X (EDS).

#### 1.5.6 Microssonda eletrônica

A composição química de clorita, anfibólio, mica branca e feldspatos de 10 lâminas polidas metalizadas com carbono foi determinada adicionalmente por meio de análises em microssonda eletrônica modelo JEOL superprobe JXA-8600, no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As condições operacionais usadas nas análises de WDS foram: tensão de aceleração de 15kv, corrente do feixe de 20 nA, diâmetro do feixe de 5 µm e tempo de contagem do feixe de 10 s.

#### 1.5.7 Geotermometria

Realizaram-se 65 análises pontuais de clorita hidrotermal do depósito Tocantinzinho por meio de microssonda eletrônica para fins geotermométricos, conforme critérios definidos por Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988) os quais estabeleceram relação entre o teor de Al<sup>IV</sup> da clorita e sua respectiva temperatura de formação obtida por meio da equação: com base em 14 átomos de oxigênio.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico (CA) faz parte da porção norte da plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981) e constitui um dos maiores terrenos pré-cambrianos do mundo. Cobrindo uma área de aproximadamente 4.500.000 km<sup>2</sup>, é constituído pelos escudos das Guianas e Brasil Central, que se acham separados pelas bacias sedimentares paleozóicas do Amazonas e Solimões. Limita-se a oeste pela cadeia andina, a leste, sul e sudeste pelos cinturões neoproterozóicos Araguaia-Tocantins e Paraguai e ao norte pelo oceano Atlântico.

Dois modelos têm sido propostos para a divisão do CA em províncias tectonogeocronológicas. O primeiro baseia-se em dados geofísicos (Costa & Hasui, 1997) e considera o CA como um mosaico de blocos arqueanos de constituição granito-*greenstone*, cuja evolução dar-se-ia apenas por processos colisionais, com retrabalhamento desde tempos paleoproterozóicos até o Fanerozóico. A outra proposta, mais aceita e utilizada por diversos autores, foi formulada inicialmente por Cordani *et al.* (1979), que interpretam o CA, apoiados em dados geocronológicos (especialmente Rb-Sr), como uma sucessão de arcos magmáticos paleoproterozoicos acrescidos a um núcleo arqueano.

Mais recentemente, a proposta de Cordani *et al.* (1979) foi rediscutida nos trabalhos de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000, 2006), que apresentaram definições, divisões e revisões com base em dados geocronológicos mais robustos (U-Pb e Pb-Pb) combinados com dados de mapeamentos geológicos. No geral, os dois modelos são muito similares, embora divirjam em relação a alguns limites temporais e espaciais das províncias que foram definidas.

Tassinari & Macambira (1999, 2004) dividiram o CA em seis províncias geocronológicas pré-cambrianas (Fig. 2A), a saber: Província Amazônia Central (>2,5 Ga); Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,90 Ga); Província Ventuari-Tapajós (1,90-1,80 Ga); Província Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga); Província Rodônia-San Ignácio (1,5-1,30 Ga) e Província Sunsás (1,25-1,0 Ga).

No modelo de Santos *et al.* (2000, 2006) são distinguidas sete províncias tectonogeocronológicas e um cinturão orogênico, dentre aquelas apenas uma de idade arqueana (Fig. 2B): Província Carajás (3,0-2,5 Ga); Província Amazônia Central (supostamente Arqueano); Província Transamazonas (2,26-2,01 Ga); Província Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga);



Província Rio Negro (1,82-1,52 Ga); cinturão orogênico K'Mudku (1,49-1,14 Ga) e Província Sunsás (1,45-1,10 Ga).

Figura 2 - Mapas geológicos do Cráton Amazônico baseados nos modelos tectono-geocronológicos.(A) Tassinari & Macambira (2004) e (B) Santos et al. (2006).

A Província Tapajós-Parima ou Ventuari-Tapajós, de maior interesse para este estudo, localiza-se na porção centro-sul do CA atravessando-o, de norte a sul, com 1900 km de comprimento e 180-280 km de largura. Nesta província, Santos *et al.* (2004) separaram quatro domínios (Fig. 3), a saber, de noroeste para sudeste, Parima (DP), Uaimiri (DU), Tapajós (DT), Alta Floresta (DAF), os dois primeiros cortados pelo cinturão orogênico K'Mudku e o domínio Uaimiri separado do domínio Tapajós pela bacia paleozóica do Amazonas. Esses domínios apresentam evolução geológica entre 2,03-1,87 Ga, *trend* estrutural NNW-SSE, rochas de arcos magmáticos de afinidade cálcio-alcalina, além de algumas rochas metassedimentares e metabasálticas e comparável metalogenia aurífera.

Tendo em vista que os limites da PAT praticamente coincidem com os do domínio Tapajós, serão abordados aqui somente aspectos da geologia deste domínio, deixando-se de lado os demais.



Figura 3 - Mapa de parte do cráton Amazônico destacando os quatro domínios da província Tapajós-Parima. A região hachurada corresponde à PAT. Modificado de Santos et al. (2004).

## 2.2 PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PAT)

A PAT (Fig. 4) é limitada a leste pelo domínio Iriri-Xingu da Província Amazônia Central, ao norte pela Bacia do Amazonas, e ao sul e oeste pela Bacia do Cachimbo. Situa-se no sudoeste do estado do Pará, com área em torno de 168.000 km<sup>2</sup>, e abrange os municípios de Itaituba, Jacareacanga, Brasil Novo e Novo Progresso, e uma pequena parte do sudeste do estado do Amazonas. Apresenta algumas feições metalogenéticas semelhantes a outras províncias auríferas como Peixoto de Azevedo (MT) e Parima (RR). A litoestratigrafia da PAT está apresentada na tabela 1 e segue-se uma síntese da geologia desta província.



Figura. 4 – Mapa geológico da PAT, com a indicação de alguns dos principais depósitos auríferos. Adaptado de Vasquez et al. (2008b).

ÉON/ <i>ERA</i>	PERÍODO	IDADE (Ma)	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	LITOTIPOS	AMBIENTE TECTÔNICO
Fanerozoico				Coberturas sedimentares indiferenciadas	Bacias continentais
Mesoproterozoico 1600-1000 Ma	Esteniano	1186 ± 12	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	Olivina gabros, olivina gabronoritos, olivina diabásios, troctolitos e olivina basaltos	Rift continental
		>1186 ± 12 - <1760 ± 12	Formação Novo Progresso	Conglomerados polimíticos; arenitos líticos e arcoseanos	
<b>Paleoproterozoico</b> 2500 – 1600 Ma		1760 ± 12	Suíte Teles Pires	Granitos tipo A e rochas vulcânicas associadas	Pluma relacionada à rift continental
		$1780 \pm 9$	Diabásio Crepori	Diabásios com/ sem olivina	Rift continental
		>1780 ± 9 - <1890	Formação Buiuçu	Arcóseos, arcóseos líticos e arenitos ortoquartzíticos, com conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos Arenitos arcoseanos, folhelhos, conglomerados, siltitos, argilitos e tufos FK granitos; Riebeckita granito e hastingsita granito Monzogranitos cálcico-alcalinos	Bacia intracratônica
		>1780 ±9- <1870 ±8	Grupo Palmares		
		1786 ± 14	Suíte Intrusiva Porquinho		
		$1870 \pm 4$	Granito Caroçal		
	Orosiriano	1872 ±4	Granito Pepita	FK granitos hipersolvus com riebeckita e arfvedsonita	
		$1864 \pm 18, \\1870 \pm 4$	Suíte Intrusiva Maloquinha	Granitos alaskíticos, biotita granitos, anfibólio granitos, granodioritos, granitos sódicos e granófiros	Pós-colisional,
		1870 ± 8 rosiriano 1881	Ignimbritos, Formação Aruri félsicos, congl	Ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos	"Underplating"
			Formação Salustiano	Riolitos, riodacitos e dacitos, porfiríticos, além de riolitos com faialita e hedenbergita	
			Formação Bom Jardim Andesitos a basaltos e Lam		
		$   \begin{array}{r}     1890 \pm 6,  1881 \\     \pm 4,  1875 \pm 4   \end{array} $	Formação Moraes Almeida	Ignimbritos, riolitos e traquitos	

Tabela 1 - Síntese da litoestratigrafia da PAT. Compilado de Lamarão et al. (2002 e 2005), Santos et al. (2000, 2001 e 2004) e Vasquez et al. (2008a).

<b>Paleoproterozoico</b> 2500 – 1600 Ma	Orosiriano	1878 ± 8, 1887 ± 3, 1881 ± 3	Suíte Intrusiva Ingarana	Gabros, gabronoritos, leuconoritos, anortositos, diabásios, quartzo monzogabros, quartzo monzonitos, microgabros e diques de quartzo sienito	Rift continental	
		1879 ± 11, 1882 ± 4, 1883 ± 2	Suíte Intrusiva Parauari	Granodioritos, monzogranitos, tonalitos, quartzo monzonitos, quartzo dioritos e dioritos, monzo a sienogranitos	Arco magmático	
		1895±9	Unidade Abacaxis	Siltitos intercalados por lentes de arenitos finos e argilitos	Davia integ anos	
		1895, 1898, 1902	Formação Sequeiros	Grauvacas	<i>Βαεια ιπιτα-ατεο</i>	
		1894 ± 3, 1897 ± 3	Suíte Intrusiva Tropas	Tonalitos a monzogranitos, andesitos e basaltos com xenólitos de metabasaltos		
		1981 ± 2, 1983 ± 8, 1997 ± 3	Suíte Intrusiva Creporizão	Sieno e monzogranitos, granodioritos, tonalitos e quartzo monzodioritos protomiloníticos	Area maamática	
		2000 ± 4 -1998 ± 3	Formação Vila Riozinho	Andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos, riolitos, tufos e brechas	Arco magmanco	
		$\begin{array}{c} 2033 \pm 7 - 2005 \\ \pm 7 \end{array}$	Complexo Cuiú-Cuiú	Tonalitos a granodioritos e ortognaisses		
	Riaciano	2098, 2106, 2125	Grupo Jacareacanga	Metabasaltos oceânicos; Metaturbiditos; quartzitos, cherts e FFB	Bacias retro-arco e fossas oceânicas	
## 2.2.1 Litoestratigrafia

#### 2.2.1.1 Grupo Jacareacanga

Exposto na porção oeste da PAT, com direção geral NW-SE, apresenta na base metabasaltos oceânicos (talco-clorita-tremolita xistos e actinolita xistos) e no topo metaturbiditos (sericita xistos, sericita quartzitos e filitos), intercalados a quartzitos, metassilexitos e formações ferríferas bandadas (Santos *et al.* 2000).

Com relação às condições metamórficas, os principais minerais índices, sericita nas sequências metaturbidíticas e actinolita nos metabasaltos, apontam para fácies xisto verde podendo ter alcançado a zona da biotita, onde a deformação foi mais intensa.

As rochas do Grupo Jacareacanga apresentam contato com o Complexo Cuiú-Cuiú marcado por falhas ou zonas de cisalhamento oblíquas e sinistrais, e são intrudidas por granitos da Suíte Intrusiva Parauari (Ferreira *et al.* 2000).

Santos *et al.* (2000) dataram cristais de zircão do metaturbidito Sai Cinza e obtiveram idades U-Pb em torno de 2,1 Ga (2098, 2106 e 2125 Ma), o que permitiu correlacioná-lo aos metabasaltos, os quais representariam magmatismo primordial de fundo oceânico associado à fase *rift*, seguido pela sedimentação de fossa oceânica e de bacia retroarco entre 2,1 e 2,01 Ga.

### 2.2.1.2 Complexo Cuiú-Cuiú

Representa o arco magmático mais antigo da região, sendo composto por grandes plútons cálcico-alcalinos sintectônicos de composição tonalítica, diorítica, quartzo diorítica e granodiorítica, pouco foliados a isótropos, além de ortognaisses bandados essencialmente tonalíticos e granodioríticos, alongados na direção NW-SE e localmente cortados por veios trondhjemíticos. Nessas rochas são reconhecidos xenólitos de metabasaltos e meta-andesitos.

Corpos das suítes intrusivas Creporizão, Parauari, Ingarana e Maloquinha cortam rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, as quais também mantêm relações de contato tectônico com as rochas sedimentares da Formação Buiuçú por meio de falhas rúpteis normais e transcorrentes.

Datações geocronológicas U-Pb (SHRIMP) em cristais de zircão forneceram idades entre 2033±7 e 2005±7 Ma para as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú (Santos *et al.* 2000 e 2001). Sato & Tassinari (1997) apresentaram dados de isótopos de Nd-Nd <sub>2,01 Ga</sub> de +2,6 a +1,8 e  $T_{DM}$  de 2,09 e 2,16 Ga) para tonalitos supostamente relacionados ao Complexo Cuiú-Cuiú, que marcariam assinatura juvenil paleoproterozoica.

# 2.2.1.3 Formação Vila Riozinho

No alto curso dos rios Jamanxim e Riozinho das Arraias, Lamarão *et al.* (2002) descreveram andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos, riolitos, tufos e brechas. Anteriormente atribuídos ao Grupo Iriri, apresentam, entretanto, assinaturas geoquímicas e idades distintas deste grupo, o que levou aqueles autores a reuni-las na Formação Vila Riozinho.

Segundo Lamarão (2002, 2005), essas rochas vulcânicas apresentam caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, assinatura cálcico-alcalina de alto K a shoshonítica, similar a associações de rochas geradas em arco magmático normal a maturo. Idades de  $2000 \pm 4$  e  $1998 \pm 3$  Ma (método de evaporação de Pb em cristais de zircão) obtidas para os traquitos foram interpretadas como idade do vulcanismo). Dados isotópicos de Nd ( $\bullet_{Nd 2,0Ga}$  de -3,71 a -1,09 e T<sub>DM</sub> de 2,49 a 2,28 Ga) dessas rochas vulcânicas sugerem que as mesmas podem ter derivado de mistura de magma juvenil paleoproterozoico, contaminado pela assimilação de rochas arqueanas ou pela interação com magmas gerados por uma fonte arqueana, o que é corroborado pela presença de cristais de zircão herdados com idade arqueana nos traquitos.

#### 2.2.1.4 Suíte Intrusiva Creporizão

Ricci *et al.* (1999) incluíram na Suíte Intrusiva Creporizão os batólitos de composição dominantemente sieno a monzogranítica e afinidade cálcico-alcalina, que estão orientados na direção NW-SE e são intrusivos nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú. Esses granitoides mostram-se em geral milonitizados e metamorfisados na fácies anfibolito. Apresentam textura porfiroclástica, porém ainda preservam localmente feições primárias como, por exemplo, a textura porfirítica.

São, por sua vez, seccionados por granitos das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha e pelo Gabro Serra Comprida, e comumente exibem contato tectônico com as coberturas sedimentares, por meio de falhas geralmente orientadas segundo NW-SE.

Idades U-Pb em cristais de zircão mostram variação entre 1980 e 1957 Ma, o que permitiu a interpretação de outro arco magmático (Santos *et al.* 2001). Vasquez *et al.* (2000b)

revelaram, adicionalmente, idade Pb-Pb (evaporação de zircão) de 1997  $\pm$  3 Ma para granitoides dessa suíte.

O corpo Granito São Jorge Velho, localizado na porção leste da PAT, que parece representar as primeiras atividades magmáticas da evolução do arco magmático Creporizão, caracteriza-se pela afinidade cálcico -alcalina de alto K e ausência de feições de deformação dúctil, além de idades Pb-Pb (evaporação de zircão) de  $1981 \pm 2$  Ma e  $1983 \pm 8$  Ma (Lamarão *et al.* 2002). Dados isotópicos de Nd para este granito indicam derivação do magma a partir de protólitos paleoproterozoicos, com alguma participação de fonte arqueana (Lamarão *et al.* 2005).

Vasquez *et al.* (2002) consideram a Suíte Intrusiva Creporizão como granitos tardios de ambientes colisionais, apesar de os padrões geoquímicos apontarem para granitos de arcos magmáticos.

## 2.2.1.5 Suíte Intrusiva Tropas

Inicialmente incluídos no Complexo Cuiú-Cuiú, os granitoides da porção oeste da PAT foram reunidos na Suíte Intrusiva Tropas por Santos *et al.* (2001), tendo em vista a naturez,0a ígnea das biotitas e as idades bem mais jovens que aquelas do Complexo Cuiú-Cuiú. Nesta suíte são descritos tonalitos, quartzo-dioritos, granodioritos, monzogranitos, andesitos e basaltos com xenólitos de metabasaltos.

Santos *et al.* (2004) revelaram idades U-Pb (SHRIMP), respectivamente, em cristais de zircão e titanita extraídos de rochas dessa suíte, entre  $1897 \pm 3$  e  $1894 \pm 3$  Ma. Tendo em vista a assinatura cálcico-alcalina, estes autores a interpretaram como relacionada a ambiente de arco de ilha formado em torno de 1,9 Ga.

## 2.2.1.6 Formação Sequeiros

Na porção oeste da PAT, localmente na área entre os rios Tapajós, Parauari e Abacaxis, foram reconhecidas grauvacas e quartzo grauvacas, os quais são cortados por veios de quartzo com pirita e ouro associado, todos previamente correlacionados ao Grupo Jacareacanga e posteriormente posicionados na Formação Sequeiros.

Santos *et al.* (2000) dataram quatro cristais de zircão clásticos, que acusaram idades U-Pb (SHRIMP) de 2065, 1902, 1898 e 1895 Ma. A primeira foi correlacionada ao Grupo Jacareacanga, enquanto que as outras indicaram similaridades com as idades da Suíte Intrusiva Tropas, a qual possivelmente foi a fonte de detritos para geração das rochas desta formação (Santos *et al.* 2004).

## 2.2.1.7 Unidade Abacaxis

Ocorre apenas no extremo oeste da PAT, na área do garimpo Abacaxis e Maués, e consiste de siltitos rosados com raras intercalações de lentes de arenitos finos e argilitos de ordem centimétrica e geralmente verticalizadas (Coutinho 2008, Santos *et al.* 2000). Essas rochas estão fraturadas e desenvolvem sistemas de veios tipo *stockwork* com quartzo, óxido de ferro e ouro. Assim como a Formação Sequeiros, a Unidade Abacaxis não está representada no mapa da figura 4, haja vista sua ocorrência local.

Programas de sondagem desenvolvidos na área do garimpo Abacaxis mostraram que granitoides das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha alojaram-se nesse pacote sedimentar. Estudos geocronológicos U-Pb (SHRIMP) em cinco cristais de zircão clásticos forneceram idades de 1895  $\pm$  9 Ma (Santos *et al.* 2000), as quais são interpretadas como idades de sedimentação, tendo sido relacionados à sedimentação de ante-arco correspondente ao arco Tropas.

# 2.2.1.8 Suíte Intrusiva Parauari

A Suíte Intrusiva Parauari é formada por batólitos de formas irregulares, orientados segundo o *trend* regional NW-SE (Almeida *et al.* 2000), não deformados, nos quais podem ser identificadas as fácies granodiorítica e granítica. A primeira caracteriza-se por granodioritos com biotita e/ou hornblenda, subordinadamente por monzogranitos e raramente por tonalitos, quartzo monzonitos, quartzo dioritos e dioritos. Em geral, apresentam enclaves microgranulares de composição diorítica. Na fácies granítica predominam monzo e sienogranitos com biotita e/ou hornblenda, ocorrendo tipos inequigranulares e porfiríticos, localmente com textura *rapakivi*.

Esses batólitos alojaram-se em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão e foram intrudidos por granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha e por gabros da Suíte Intrusiva Ingarana.

Klein & Vasquez (2000) e Bahia & Quadros (2000) obtiveram idades para rochas monzo e sienograníticas da Suíte Parauari de 1883  $\pm$  2 Ma e 1882  $\pm$  4 Ma, respectivamente. Santos *et al.* (2000) dataram cristais de zircão de granitoides desta suíte, obtendo idades de

1880  $\pm$  12 Ma (U-Pb SHRIMP). Santos *et al.* (2000) dataram em 1879  $\pm$  11 Ma cristais de zircão do monzogranito Rosa de Maio na área do garimpo homônimo e constataram que se trata de intrusão mais tardia e evoluída pertencente a esta suíte.

Segundo Vasquez *et al.* (2002), as rochas da Suíte Parauari apresentam afinidade cálcico-alcalina, o que levou Santos *et al.* (2004) a interpretá-las como produtos de arco magmático continental de 1885 a 1877 Ma.

#### 2.2.1.9 Suíte Intrusiva Ingarana

Os corpos desta suíte exibem formas irregulares, orientadas segundo os *trends* E-W e NW-SE, sendo compostos por augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, além de monzonitos, dioritos e monzodioritos que apresentam assinatura geoquímica cálcico-alcalina de alto K e caráter metaluminoso. Comumente apresentam-se alteradas, com substituição de hornblenda por actinolita e biotita, bem como por clorita. Cristais de pirita ocorrem disseminados em pequenos veios de quartzo.

Santos *et al.* (2001) apresentaram idade U-Pb (SHRIMP) em cristais de titanita de 1878±8 Ma. De acordo com Vasquez *et al.* (2000a) a idade de cristalização Pb-Pb (método de evaporação de cristais de zircão) obtida para leuconorito da suíte foi de 1887±3 Ma, ao passo que Santos *et al.* (2004) mostraram idades U-Pb (SHRIMP) de 1881±3 Ma obtidas em cristais de zircão para os gabros. Os dados isotópicos de Nd para gabros desta suíte sugerem fonte juvenil paleoproterozoica com alguma contaminação crustal.

Relações de campo revelam que rochas desta suíte alojaram-se em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Parauari, ao passo que granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha cortam esta unidade máfica.

Vários corpos máficos identificados na PAT foram agrupados ou correlacionados a esta suíte, destacando-se anortosito Jutaí (Bahia & Quadros 2000), olivina gabro Rio Novo com idade de 1878±3 Ma (Klein & Vasquez 2000), gabro São Domingos (Klein & Vasquez 2000), gabro Serra Comprida (Vasquez & Klein 2000) e quartzo monzogabro Igarapé Jenipapo (Klein & Vasquez 2000).

#### 2.2.1.10 Formação Moraes Almeida

Nas proximidades da localidade de Moraes Almeida, Lamarão *et al.* (2002) registraram ocorrências de ignimbritos, riolitos e localmente rochas traquíticas porfiríticas,

meta a peraluminosas. As primeiras mostram semelhanças com associações magmáticas tipo A e as últimas são, geoquimicamente, similares aos traquitos da Formação Vila Riozinho. Os ignimbritos provavelmente representam a sequência basal que preencheu uma antiga caldeira vulcânica. O contato dessas rochas com os granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha é marcado pela presença de grandes diques de granitos porfiríticos.

Lamarão *et al.* (2002) obtiveram idades por meio do método de evaporação de Pb em cristais de zircão para riolitos dessa unidade em torno de  $1890 \pm 6$  Ma, enquanto que para os traquitos e ignimbritos foram determinadas idades de  $1881 \pm 4$  Ma e  $1875 \pm 4$  Ma, respectivamente.

## 2.2.1.11 Formação Bom Jardim

Esta unidade é constituída por andesitos, basaltos, traquitos e latitos porfiríticos com matriz afanítica, possivelmente contemporâneos ao Grupo Iriri. É comum essas rochas apresentarem amígdalas preenchidas por quartzo e carbonatos. São também descritos nesta unidade diques andesíticos e lamprófiros denominados Joel-Mamoal (Vasquez *et al.* 2008a) e Jamanxim (Almeida *et al.* 2000), respectivamente, que estão orientados segundo os *trends* ENE-WSW e NNE-SSW, que mostram textura porfirítica a localmente glomeroporfirítica com matriz microgranular e cortam rochas da Suíte Intrusiva Creporizão. Em geral, as rochas da Formação Bom Jardim são metaluminosas e exibem assinatura geoquímica cálcico-alcalina de alto K a shoshonítica (Ferreira *et al.* 2000).

Lamarão *et al.* (2002) dataram, pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, traquito localizado próximo à localidade de Moraes Almeida, o qual foi incluído na Formação Bom Jardim, e indicaram idade de cristalização de 1881  $\pm$  4 Ma. Os dados de isótopos de Nd dos diques andesíticos  $\bullet_{Nd}$  1,9 Ga de -2,38 e T<sub>DM</sub> de 2,26 Ga (Santos *et al.* 2000) apontam fontes paleoproterozoicas para as rochas desta unidade, com pouca contribuição crustal.

## 2.2.1.12 Grupo Iriri

O Grupo Iriri pertence ao Supergrupo Uatumã que é considerado ser resultado do grande evento vulcano-plutônico anorogênico homônimo ocorrido entre 1880-1850 Ma, o qual teria afetado quase todo o Cráton Amazônico (Rambrag & Santos 1974, Pessoa *et al.* 1977).

Este grupo divide-se nas formações Salustiano e Aruri (Pessoa *et al.* 1977). A primeira (basal) constitui-se de riolitos, riodacitos e dacitos porfiríticos com matriz afanítica a microcristalina, além de riolitos com faialita e hedenbergita na porção nordeste da PAT (Dall'Agnol *et al.* 1999). A Formação Aruri (topo) é composta por ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos.

Granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha intrudiram nas rochas do Grupo Iriri e as relações de contato são marcadas por apófises graníticas, *stockworks* e zonas de alteração hidrotermal (Almeida *et al.* 2000, Bahia & Quadros 2000, Vasquez *et al.* 2002).

As rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iriri apresentam assinatura cálcico-alcalina a alcalina e caráter meta a peraluminoso e, localmente, peralcalino (Bahia e Quadros 2000). De modo geral, os riolitos apresentam assinatura alcalina aluminosa de ambiente intraplaca (Lamarão *et al.* 2002, Fernandes 2005).

Juliani *et al.* (2005a) interpretaram o Grupo Iriri como tendo sido gerado em complexos de *ash flow calderas* com mais de 50 km de comprimento, as quais corresponderiam a bacias ante-arco relacionadas aos últimos estágios do arco Parauari (Juliani *et al.* 2009).

Cristais de zircão de riolitos e ignimbritos do Grupo Iriri datam de 1870  $\pm$  8 Ma, conforme o método U-Pb SHRIMP (Santos *et al.* 2001). Lamarão *et al.* (2005) apresentam dados isotópicos de Nd para as rochas vulcânicas félsicas da porção leste da PAT, incluindo as que estes autores designaram de Formação Moraes Almeida, os quais sugerem fontes crustais paleoproterozoicas (•<sub>Nd</sub> 1,88 Ga de -2,26 a -3,05 e T<sub>DM</sub> de 2,44 a 2,30 Ga).

#### 2.2.1.13 Suíte Intrusiva Maloquinha

Assim como o Grupo Iriri, esta suíte é produto do evento magmático Uatumã (Pessoa *et al.* 1977). Compreende batólitos elípticos e circulares alinhados segundo *trend* regional NW-SE e formados por granitos alaskíticos, biotita granitos, anfibólio granitos, granodioritos, granitos sódicos e granófiros (Dall'Agnol *et al.* 1999).

Almeida *et al.* (2000) caracterizaram as fácies biotita-granito e anfibólio-biotitagranito como predominantes na Suíte Maloquinha, as quais mostram afinidades subalcalina a alcalina, com características químicas compatíveis aos granitos tipo-A. Os granitoides desta suíte cortam as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, Grupo Iriri e das suítes intrusivas Creporizão e Parauari, embora alguns corpos da Suíte Intrusiva Maloquinha apresentem idades próximas das obtidas para estas unidades. Diques de lamprófiros e andesitos da Formação Bom Jardim também mantém relações de contato com granitos desta suíte.

Idades de 1870  $\pm$  4 Ma (U–Pb/ SHRIMP) foram fornecidos por cristais de zircão destes granitos por Santos *et al.* (2000, 2001). Novas idades foram obtidas pelo método U–Pb/ SHRIMP, em cristais de zircão, as quais correspondem a 1877  $\pm$  12, 1874  $\pm$  7, 1871  $\pm$  8 e 1864  $\pm$  18 Ma (Santos *et al.* 2004). Datações geocronológicas em zircões herdados em granitos da Suíte Maloquinha revelaram idades U-Pb de 2679 $\pm$ 10 Ma, indicando fonte crustal para estes granitos que apresentam idades modelo Sm-Nd arqueana entre 2535 - 2850 Ma (Santos *et al.* 2001).

#### 2.2.1.14 Granito Pepita

Previamente incorporado na Suíte Intrusiva Maloquinha, Brito (2000) sugeriu separálo desta suíte e cunhá-lo de Granito Pepita. Este corpo é constituído de feldspato alcalino granitos *hipersolvus* com riebeckita e arfverdsonita. Apresenta granulação média, assinatura geoquímica alcalina a peralcalina e características de ter sido alojado em ambiente intraplaca continental (Almeida *et al.* 2000). Mostra forma circular, levemente alongado na direção NNW-SSE e é intrusivo nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, suítes intrusivas Parauari e Ingarana e nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Santos *et al.* (2004) apresentaram idade de colocação para este corpo de 1872  $\pm$  4 Ma, obtida pelo método U-Pb (SHRIMP) em cristais de zircão.

#### 2.2.1.15 Granito Caroçal

Almeida *et al.* (2000) denominou Granito Caroçal o batólito pós-Maloquinha orientado segundo *trend* NW-SE, composto de sieno e monzogranitos com biotita, leucocráticos, textura equigranular grossa a porfirítica e isótropos. Almeida *et al.* (1999) identificaram para este corpo assinatura cálcico-alcalina de alto K, que contrasta com a natureza alcalina dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha. Santos *et al.* (2001) obtiveram idade de cristalização para o Granito Caroçal de 1870  $\pm$  4 Ma por meio do método U-Pb (SHRIMP) em zircão, e identificaram populações de cristalis de zircão herdados de 2,71 e 1,94 Ga.

# 2.2.1.16 Suíte Intrusiva Porquinho

Bahia & Quadros (2000) propuseram a designação de Suíte Intrusiva Porquinho para batólito granítico pós-Maloquinha de forma subcircular, o qual apresenta mineralização estanífera e está situado na porção nordeste da PAT. Prazeres *et al.* (1979) identificaram duas fácies nesta suíte, sendo a primeira constituída por feldspato alcalino granitos e biotitagranitos e a segunda representada por riebeckita-granito e hastingsita-granito porfirítico com textura *rapakivi*.

Geoquimicamente, esses batólitos mostram afinidade predominantemente peraluminosa, com termos metaluminosos e peralcalinos na sua porção central e alcalina nas bordas.

Esta suíte alojou-se nas rochas piroclásticas da Formação Aruri e está em discordância erosiva com as rochas da Formação Buiuçu. O estilo *stockwork* é o mais comum para as mineralizações de Sn, Nb, Ta e topázio, que também se manifestam em zonas apicais greisenizadas, enriquecidas em Na e K (Bahia & Quadros 2000).

A idade de cristalização U-Pb/ SHRIMP em cristais de zircão para o corpo é de 1786  $\pm$  14 Ma (Santos *et al.* 2004).

#### 2.2.1.17 Grupo Palmares

O Grupo Palmares é uma sequência predominantemente psamo-pelítica que ocorre nas margens do rio Tapajós. Constitui-se por corpos de arenitos arcosianos, além de conglomerados, siltitos, argilitos e tufos com estratificação plano-paralela, localmente cruzada e com marcas de onda (Almeida *et al.* 2000). Os conglomerados desta unidade contêm seixos de rochas vulcânicas do Grupo Iriri, cuja idade de 1870±8 Ma representa a idade máxima do Grupo Palmares. Como este grupo é cortado por diques do Diabásio Crepori, 1780±9 Ma é considerada a idade mínima para a formação de suas rochas (Santos *et al.* 2002).

## 2.2.1.18 Formação Buiuçu

Vários autores reuniram as rochas sedimentares siliciclásticas que ocorrem na bacia do rio Crepori na Formação Buiuçu (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000, Klein *et al.* 2000, Bahia & Quadros 2000 e Vasquez & Klein 2000).

Trata-se de bacia de forma sigmoidal, controlada por falhas extensionais e transcorrentes, orientadas segundo *trend* NW-SE, onde predominam arcósios, arcósios líticos e arenitos ortoquartzíticos, com conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos subordinados. Almeida *et al.* (2000) sugeriram ambiente deposicional para as rochas siliciclásticas possivelmente relacionado a canais fluviais entrelaçados.

Esta unidade repousa discordantemente sobre as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, suítes intrusivas Parauari, Maloquinha e Porquinho, além do Grupo Iriri e são seccionados por soleiras e diques do Diabásio Crepori.

O intervalo de sedimentação foi estimado com base em dados obtidos por Santos *et al.* (2000), no qual a idade mínima corresponde à  $1780 \pm 9$  Ma (Diabásio Crepori) e a idade máxima (~1890 Ma) estaria relacionada à Suíte Parauari e ao Grupo Iriri, prováveis fontes daqueles sedimentos (Coutinho 1998).

#### 2.2.1.19 Diabásio Crepori

Incialmente denominado de *sill* Crepori (Pessoa *et al.* 1977) e posteriormente de Diabásio Crepori (Santos & Loguércio 1984), este corpo ocorre como soleiras orientadas segundo E-W e diques de direção N10°E. Os litotipos predominantes são diabásios, olivina diabásios e microgabros. Monteiro (2000) identificou assinatura alcalina para essas rochas máficas que se localizam na porção oeste da PAT. Santos *et al.* (2002) obtiveram idade de cristalização de 1780  $\pm$  9 Ma para o Diabásio Crepori por meio do método U-Pb (SHRIMP) em cristais de baddeleyíta.

#### 2.2.1.20 Suíte Teles Pires

A era Paleoproterozoica na PAT se encerra com um segundo pulso de magmatismo anorogênico representado por plútons graníticos alcalinos, circulares a elípticos, do tipo A, que ocorrem na parte nordeste da PAT, tendo sido incluídos na Suíte Intrusiva Teles Pires. Granitos *rapakivi* e rochas vulcânicas associadas também ocorrem, porém mais restritamente. Datações geocronológicas revelaram idade U-Pb em cristais de zircão em 1760  $\pm$  12 Ma (Santos *et al.* 2001).

#### 2.2.1.21 Formação Novo Progresso

As rochas vulcanoclásticas e epiclásticas que ocorrem nas proximidades da cidade de Novo Progresso, anteriormente atribuídas à Formação Aruri (Grupo Iriri), foram reunidas na Formação Novo Progresso por Ferreira *et al.* (2000). Esta unidade é constituída por conglomerados polimíticos, com seixos subangulosos e subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas e, subordinadamente, seixos arredondados de granito imersos em matriz arcosiana, os quais estão sotopostos por arenitos líticos e arcosianos de granulação fina, coloração cinza claro, maciços e/ou estratificados, intercalados com argilitos laminados e siltitos tufáceos. Apesar da semelhança com a Formação Aruri, sua proximidade com as rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho sugere que a Formação Novo Progresso esteja relacionada ao vulcanismo mais antigo (1998  $\pm$  3 Ma).

# 2.2.1.22 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

Pessoa *et al.* (1977) designaram de Suíte Intrusiva Cachoeira Seca as rochas máficas que constituem a serra homônima na porção centro-norte da PAT, orientado na direção E-W. Nesta unidade predominam olivina gabros, olivina gabronoritos, olivina diabásios, troctolitos e, subordinadamente, olivina basaltos (Bahia & Quadros 2000).

Ainda há controvérsias a respeito da natureza química desta suíte. Pessoa *et al.* (1977) haviam caracterizado essas rochas como basaltos de afinidade alcalina, porém Quadros *et al.* (1998) identificaram natureza toleiítica saturada em sílica.

Santos *et al.* (2001) registraram idade de 1186  $\pm$  12 Ma em troctolitos desta unidade, por meio do método U-Pb (SHRIMP) em cristais de baddeleyíta.

## 2.2.2 Evolução geotectônica

De acordo com Klein *et al.* (2002), imagens de sensores remotos e evidências geofísicas mostram que as principais estruturas da Província Aurífera do Tapajós seguem as direções NNW-SSE e NW-SE. Observações de campo mostram que essas estruturas representam, principalmente, falhas sinistrais transcorrentes, resultantes de um evento compressivo progressivo e episódico. Em escala regional, as estruturas controlaram não só a ascensão de magmas e colocação de vários corpos granitóides como também o desenvolvimento de bacias sedimentares.

O evento responsável pela formação da PAT é a orogenia Tapajós-Parima (~2,10-1,87 G.a), o qual produziu sequências metamórficas, ígneas e sedimentares que, atualmente, são muito bem conhecidas geocronologicamente. As mais antigas estruturas são encontradas na porção central-leste e são definidas pelo alinhamento NE-SW do bandamento gnáissico do Complexo Cuiú-Cuiú e pela xistosidade de rochas metavulcanossedimentares do Grupo Jacareacanga produzida por um evento compressivo e bem preservado nas rochas gnáissicas da área (Almeida *et al.* 2000).

Santos *et al.* (2001) definem o segundo evento deformacional na PAT como de caráter rúptil-dúctil em zona de cisalhamento transcorrente de alto ângulo, afetando especialmente a Suíte Intrusiva Tropas, na porção oeste e, localmente, as suítes intrusivas Creporizão e Parauari (Klein *et al.* 2002).

A formação do arco magmático Parauari foi resultado de uma orogenia colisional oceano-continente, com idade de ~ 1,9 Ga (Santos *et al.* 2000, 2001). Esse evento foi seguido por vulcanismo intermediário a ácido do Grupo Iriri e por intrusões graníticas tardias a pós-colisionais. Episódios de magmatismo máfico ocorreram por volta de 1,89, 1,78 e 1,1 Ga e, em menor escala, diques lamprófiros de 514-134 Ma (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000, Vasquez & Klein 2000, Santos *et al.* 2001).

Dois grandes domínios estruturais foram distinguidos por Vasquez & Klein (2000). O Domínio Orogênico, o qual abrange a porção sudoeste da PAT e é afetado por tectônica compressiva/ transpressiva e o Domínio Pós-tectônico a anorogênico dominantemente extensional situado a nordeste. O primeiro é composto por rochas mais antigas (Grupo Jacareacanga e o Complexo Cuiú-Cuiú) e os granitóides sin a tardi-tectônicos da Suíte Intrusiva Creporizão, alinhados segundo o *trend* regional NW-SE. No Domínio Anorogênico ocorrem os granitoides das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha e as rochas vulcânicas do Grupo Iriri.

### 2.2.3 Principais tipos de depósitos minerais

Desde a década de 1990, a PAT tem sido alvo de trabalhos geológicos mais sistemáticos, quer de mapeamento básico realizados pela CPRM (Almeida *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000, Bahia & Quadros 2000, Ferreira *et al.* 2000, Vasquez & Klein 2000), quer de exploração mineral levados a cabo por diversas empresas de mineração.

Já foram registrados em torno de 180 depósitos primários de ouro na região do Tapajós. Com base na integração de dados geológicos produzidos pela CPRM juntamente com dados de empresas de mineração, pode-se agrupar os depósitos da PAT em três grandes tipos genéticos.

- (1) Depósito de ouro tipo lode: este tipo de depósito é baseado na classificação adotada por Groves et al (1998). Santos et al. (2001), com base em feições mesoscópicas dos corpos de minério, controle estrutural, além de dados isotópicos e microtermométricos, distinguiram depósitos orogênicos e relacionados a intrusões (intrusion-related). Os depósitos orogênicos (ex: Buiuçú, Tapajós e Maués) ocorrem nas porções oeste e sudoeste da PAT, constituindo veios de quartzo auríferos em zonas de cisalhamento que estão hospedados em sequências metavulcanossedimentares do Grupo Jacareacanga. Os depósitos relacionados a intrusões predominam ao norte, leste e sudeste da PAT e neles o minério ocorre disseminado e em veios de quartzo, carbonato e pirita hospedados em gnaisses e granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú e Suíte Intrusiva Tropas (ex: Ouro Roxo, Cantagalo e Patinhas).
- (2) Depósitos relacionados a granitoides (*intrusion-related gold deposits*): Trata-se de classificação conforme os critérios de Sillitoe & Thompson (1998) e Sillitoe (1991). Estes depósitos ocorrem em veios de quartzo, pirita e ouro que se acham alojados em plútons graníticos das suítes Creporizão, Parauari e Maloquinha, e como disseminações de ouro em *stockwork* (ex: São Jorge, Batalha e Rosa de Maio).
- (3) Depósitos epitermais: constituem filões auríferos hospedados tanto em granitoides das suítes Creporizão, Parauari e Maloquinha como em rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iriri, sendo caracterizados como do tipo epitermal de alta e baixa sulfetação (Dreher *et al.* 1998, Jacobi, 1999, Juliani *et al.* 2001, 2002, 2004, Nunes *et al.* 2000, 2001, Nunes, 2001, Correa Silva *et al.* 2001). O minério ocorre em estruturas anelares e fraturas radiais de caldeiras, associado a crostas silicosas e cavidades preenchidas por sílica, hematita, pirofilita e alunita. Os tipos de alteração hidrotermal que caracterizam os depósitos de alta sulfetação são argílica avançada e propilítica, ao passo que alteração potássica (adulária) e sericitização caracterizam os depósitos de baixa sulfetação.

Dados de isótopos de Pb em galena e pirita sugerem duas fases mineralizantes em torno de 1,96 Ga e 1,88 Ga (Coutinho *et al.* 2000). Santos *et al.* (2001) consideram que houve apenas uma fase de mineralização, ocorrida há 1,86 Ga (Pb-Pb em galena e Ar-Ar em

muscovita). Klein *et al.* (2002), baseados em aspectos estruturais dos depósitos da porção sul da PAT, propõem a ocorrência de dois estágios distintos. O primeiro, com idade 1,97-1,95 Ga, estaria relacionado ao regime transcorrente NW-SE que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão e se encaixaria no modelo de depósitos orogênicos; e o outro, provavelmente mais jovem, estaria relacionado aos eventos rúpteis de reativação de estruturas e teria propiciado a geração de depósitos relacionado a intrusões. Esta última proposta é consistente com os dados isotópicos de Santos *et al.* (2001) e Coutinho *et al.* (2000).

# **3 DEPÓSITO TOCANTINZINHO**

O depósito Tocantinzinho (Fig. 5) localiza-se na porção central da PAT e está alinhado, junto com vários outros depósitos auríferos (Palito, São Jorge, Batalha, Bom Jardim e Cuiú-Cuiú), ao longo de um *trend* NW-SE (Fig. 4), sugestivo de que corresponda a zona de cisalhamento (Faraco *et al.* 1997), a qual possivelmente controlou a colocação dos corpos graníticos a eles relacionados (Juliani *et al.* 2002).



Figura 5 - Vistas aéreas do depósito Tocantinzinho. No canto direito superior da foto à direita, o rio Tocantins, afluente do rio Jamanxim

A ocorrência e distribuição dos litotipos estão apresentadas nas figuras 6 e 7 A e B. Ocorrem, principalmente, rochas granitoides de composição monzogranítica a sienogranítica que hospedam os corpos de minério. Registram-se, ainda, rochas granodioríticas e quartzo monzoníticas, bem como intrusões de aplitos e pegmatitos, provavelmente comagmáticos, além de diques andesíticos, que se sobrepõem parcialmente à zona mineralizada, e diques riolíticos que representam o último evento magmático registrado na área do depósito.

As rochas graníticas mostram granulação média a grossa e estão também alongadas na direção NW-SE. Sempre que mineralizadas, elas se mostram hidrotermalmente alteradas (Fig. 8A e B) e assumem duas variedades bem distintas. Uma exibe coloração rósea a fortemente avermelhada com cristais de quartzo em forma amebóide (*blebby*), motivos pelos quais essa variedade tem sido informalmente descrita como tipo salame (Fig. 8A). Muito embora ela não mostre foliação penetrativa, pode ser observada fraca orientação dos cristais de quartzo. A outra variedade, identificada como *smoky*, distingue-se por sua coloração cinza esverdeada a esbranquiçada (Fig. 8B).



Figura 6 – Mapa geológico da área do depósito aurífero Tocantinzinho (Adaptado de Juras et al. 2011).



Figura 7 – Seções geológicas (A) 525 e (B) 700 do depósito Tocantinzinho. Intervalos retilíneos indicam zonas mineralizadas com respectivos teores médios de Au (Adaptado de Juras et al. 2011).



Figura 8 - Fotografias de testemunhos de furos de sondagem representativos das variedades hidrotermalmente alteradas salame (A) e smoky (B) do plúton granítico hospedeiro do depósito Tocantinzinho.

São comuns, mas não ubíquas, as evidências de intenso fraturamento e brechação, os quais possivelmente estão relacionados a processos hidráulicos, explosivos ou pneumatolíticos. A ausência de bons afloramentos tem dificultado, entretanto, a determinação da distribuição padrão das fraturas. Intimamente associados ao granito ocorrem corpos de aplitos e pegmatitos de até 4 m de profundidade. Mostram intercrescimento gráfico e grãos de quartzo com forma de gotículas.

Estes corpos graníticos revelam afinidade cálcico-alcalina caracterizando ambientes de arcos vulcânicos (Castro *et al.* 2010). Datações por evaporação de Pb em monocristais de zircão do granito hospedeiro forneceram idades entre 2000±6 Ma e 1998±7 Ma e foram interpretadas como idades de cristalização do corpo (Castilho *et al.* 2010).

Os andesitos apresentam textura porfirítica com matriz afanítica intensamente alterada para carbonatos, clorita e sericita, os quais formam veios e, em menor proporção, registra-se veios de quartzo. Provavelmente essas rochas, que estão fracamente mineralizadas, funcionaram como barreira para a ascensão dos fluidos e, assim, é provável que tenham interferido no controle da distribuição do ouro nos sistemas de veios em profundidade.

Com menor expressão, diques de riolitos com até 5 m de espessura afloram na porção central do depósito e cortam todas as rochas descritas anteriormente. Apresentam coloração creme a verde claro, textura porfirítica cujos fenocristais de quartzo e feldspato potássico de até 2 mm se distribuem em matriz afanítica intensamente sericitizada. São cortados por veios e vênulas de quartzo e carbonatos de aproximadamente 1 cm de espessura. Quando os veios são abundantes, registram-se teores de 100-200 ppb de Au, embora tipicamente esses valores sejam < 5 ppb.

Os diques de andesitos e riolitos ainda não foram datados, contudo Mello (2007) os correlacionou à Formação Vila Riozinho com idade 2000±4 Ma e 1998±2 Ma por evaporação de Pb em monocristais de zircão (Lamarão *et al* 2005).

Embora a alteração seja intensa na zona de mineralização, muitas feições primárias do granito hospedeiro ainda podem ser reconhecidas. Os principais tipos de alteração hidrotermal são sericitização, cloritização, silicificação, carbonatação, hematitização e sulfetação. Análises isotópicas (C e O) revelaram valores de  $\cdot^{13}C_{PDB}$  entre -2,29% e -3,09% e de  $\cdot^{18}O_{SMOW}$  entre +7,13% e +13,19% em cristais de calcita representantes dos estágios finais do sistema hidrotermal Tocantinzinho, os quais Castilho *et al.* (2010) constataram que são relativamente homogêneos e típicos de magmas carbonatíticos primários ou derivados de fontes crustais profundas com pouca ou nenhuma contribuição de material ou fluido superficial.

Segundo Pereira (2006), os diferentes estilos da mineralização compreendem disseminações de sulfetos no granito hospedeiro e sistemas de veios em zonas de *stockwork* (Figura 3.5) que apresentam *trends* predominantemente N20-30°E e N70-80°E. Dois tipos principais de veios e vênulas são identificados: (1) vênulas milimétricas com quartzo-clorita  $\pm$  pirita e (2) veios centimétricos formados por quartzo-clorita-carbonato-pirita  $\pm$  calcopirita  $\pm$  galena  $\pm$  esfalerita.



Figura 9 – Fotografias de zonas de stockwork em afloramentos do corpo granítico na área do depósito Tocantinzinho. Py = pirita oxidada.

De acordo com Geller (2004), o ouro está intimamente associado à pirita, galena e esfalerita e, na presença destas duas últimas, exibem as maiores concentrações. São

reconhecidas três ocorrências de ouro no depósito: a) preenchimento de microfraturas em cristais de pirita e de quartzo; b) inclusões em cristais de galena; e c) inclusões em cristais de hessita.

# 4 BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA

# 4.1 INTRODUÇÃO

Processos metassomáticos resultam comumente da interação fluido-rocha e são caracterizados, sobretudo, por mudanças composicionais das rochas originais. Nesses processos, há transferência de massa em maior ou menor grau, sendo geradas rochas hidrotermalmente alteradas, as quais são alvos de estudos envolvendo, dentre outros, a avaliação de ganhos e perdas de componentes químicos que levam minerais primários a se converterem em fases secundárias (Leitch & Lentz, 1994).

Tendo em vista que as rochas passam por importantes mudanças texturais, mineralógicas e químicas quando expostas à ação de fluidos hidrotermais, alguns autores desenvolveram métodos quantitativos que permitem avaliar a quantidade de material adicionado ou subtraído durante os processos hidrotermais (Gresens, 1967; Grant, 1986). Amplamente utilizados na literatura (MacLean & Kranidiotis 1987; Leitch & Lentz, 1994; Trindade *et al.* 2008; Borges 2002; Souza 2007; Warren *et al.* 2007; Feio *et al.* 2007), esses métodos foram aplicados neste trabalho e serão descritos a seguir.

# 4.2 MÉTODO DE GRESENS

Gresens (1967) desenvolveu um método para quantificação das perdas e ganhos de componentes que ocorrem durante os processos de alteração hidrotermal com base no conhecimento das relações entre as mudanças composicionais e volumétricas das rochas envolvidas nesses processos. O princípio básico consiste em determinar quais elementos permaneceram imóveis na evolução do sistema fluido-rocha.

Comparações entre rochas originais e seus equivalentes alterados, quando há significativa modificação de massa ou volume, tornam-se inviáveis caso não se assuma que um ou mais elementos foram capazes de permanecer relativamente imóveis durante o hidrotermalismo. As razões das concentrações dos elementos imóveis em ambas as rochas devem ser constantes e, assim, podem ser utilizadas como variáveis fixas independentes para calcular as variações de volume ou massa sofridas pelas rochas alteradas em relação aos seus protólitos.

Gresens (1967) estabeleceu uma equação básica (1) que usa os teores dos componentes químicos das rochas e suas respectivas densidades para quantificar a transferência de massa de um dado componente durante um processo hidrotermal:

Onde:

 $\rightarrow$  ganho ou perda de massa (em g/100g) para um dado componente *n*;

→ fator volume. Quando = 1, a substituição é volume por volume, > 1, a substituição se deu com ganho de volume e < 1, implica perda de volume;

 $\rightarrow$  razão entre as densidades das rochas alterada e original; e

e  $\rightarrow$  concentrações do componente *n* nas rochas alterada e original, respectivamente.

O fator volume ( ) é o valor pelo qual o volume inicial deve ser multiplicado a fim de se obter o volume final correspondente à rocha alterada e seus valores podem ser deduzidos a partir de diagramas composição-volume (C-V), uma vez que nem sempre as evidências texturais e de campo podem ser precisas para se assumir um valor para ou e espera-se que alguns elementos tenham sido imóveis. Nesses diagramas é possível escolher um valor ou intervalo para nos quais as curvas para vários elementos interceptam, ao mesmo tempo, a linha = 0.

As relações de campo e petrográficas permitem, às vezes, concluir que houve adição de algum componente na rocha alterada. Para constatar se realmente houve alguma mudança, Gresens (1967) propôs que se fizessem comparações entre razões de dois componentes do protólito para o equivalente alterado, o que é muito útil, pois uma diminuição na percentagem de um determinado elemento em uma rocha metassomatizada em relação ao seu correspondente não alterado poderia significar que de fato houve remoção deste componente ou outros elementos adentraram no sistema.

O tratamento dado aos elementos traços é similar ao descrito acima para os elementos maiores, que, quando disponíveis, devem ser avaliados em termos de relações C-V. Uma tentativa de explicar seu comportamento geoquímico seria considerá-los como constituintes de minerais acessórios ou que eles foram removidos do sistema pelos fluidos hidrotermais. Se não há evidências petrográficas que indiquem uma das duas alternativas, os elementos traços servem como suportes para as reações postuladas, ou seja, em uma situação geológica real em

que se espera a formação de um dado mineral, seria escolhido o elemento traço mais adequado a constitui-lo, podendo-se assim prever o comportamento geoquímico desses componentes ao comparar-se com a sua distribuição real fornecida pelas análises químicas.

# 4.3 DIAGRAMA DAS ISÓCONAS

Um método simplificado de solucionar os cálculos de balanço de massa propostos por Gresens (1967) foi apresentado e revisado por Grant (1986, 2005) em que a densidade e o volume foram substituídos pela massa, permitindo comparação direta da troca de massa do protólito e das rochas alteradas utilizando-se o diagrama das isóconas.

Neste método, a equação (1) foi reformulada e os cálculos de balanço de massa devem ser efetuados por meio das equações (2) e (3) abaixo, sempre usando-se um componente imóvel como parâmetro de referência:



que é considerada a equação básica, e

— (3)

Onde:

e  $\rightarrow$  concentração de um componente i antes e após a alteração, respectivamente;

e  $\rightarrow$  massas das rochas original e alterada, respectivamente;

→diferença entre as concentrações inicial e final do componente i no sistema; e

 $\rightarrow$ ganho ou perda de massa de um componente i relativo à sua massa de referência.

Para cada componente aplica-se uma expressão igual à equação (2), cuja razão—é constante. Em situações que seja possível identificar os elementos imóveis para os quais = 0, pode-se obter aquela razão solucionando uma série de equações simultâneas da forma:

(4)

Este procedimento pode ser realizado lançando-se graficamente os valores de e , em que os componentes imóveis definirão, a partir da origem, uma linha reta de inclinação —, cuja equação é — , denominada isócona, e indica os elementos com igual concentração geoquímica. A inclinação da isócona revela mudança total na massa em relação à e pode ser determinada a partir de: 1) agrupamento dos dados obtidos de —; 2) melhor ajuste dos dados formando um arranjo linear através da origem; 3) hipótese que certos elementos permaneceram imóveis durante o processo de alteração (geralmente  $Al_2O_3$ ) (equação 5); 4) hipótese que a massa continuou constante (equação 6) ou 5) hipótese que o volume não sofreu modificações (equação 7). As espécies que estão acima da isócona foram adicionadas ao sistema, ao passo que aquelas que se encontram abaixo da reta foram removidas.

O autor sugere, ainda, para se calcular , a utilização de três isóconas de referência com base nos pressupostos assumidos de elementos imóveis, massa constante e volume constante, cujas expressões foram geradas a partir da equação (2):

— (5) (6) — (7)

Os diagramas das isóconas são utilizados para elementos maiores e traços para uma variação de 0-30% e 0-300 ppm. Os componentes cujas concentrações não se acomodarem dentro deste limite poderão ser escalonados como desejado. Por exemplo, em um diagrama qualquer, o ponto discriminado refere-se à concentração inicial de SiO<sub>2</sub> para 44,1% e o ponto corresponde à concentração original de 100 ppm para o cobre.

Quando se afirma que um elemento é relativamente imóvel e útil para se definir uma isócona, pode-se interpretar de duas maneiras diferentes: 1) significa que houve transferência de massa muita pequena dos componentes usados para definir a isócona e 2) a concentração de um componente relativo a outro não mudou, ou seja, eles formam um par geoquímico.

# **CAPÍTULO II**

# Depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapájós-PA: granito hospedeiro, alteração hidrotermal e química mineral

# Érika Suellen Barbosa Santiago<sup>1</sup>, Raimundo Netuno Villas<sup>2</sup>, Ruperto Castro Ocampo<sup>3</sup> Submetido à Revista Brasileira de Geociências (ANEXO I)

<sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do IG-UFPA (esbsantiago@gmail.com)

<sup>2</sup>Faculdade de Geologia do IG-UFPA (netuno@ufpa.br)

<sup>3</sup> Unamgen-Eldorado Gold (ruperto.castro@unamgen.com.br)

Abstract THE TOCANTINZINHO GOLD DEPOSIT, TAPAJÓS PROVINCE-PARÁ STATE: HOST GRANITE. geological. HYDROTHERMAL ALTERATION AND MINERAL CHEMISTRY This paper presents petrographic and mineralogical data about the granite that hosts the Tocantinzinho gold deposit and aimed at contributing to the understanding of the hydrothermal processes related to the ore genesis. The host granite is a late to post-tectonic biotite monzogranite that fits on the oxidized sub-type of the ilmenite series. It was emplaced at depths of 6-9 km and reveals no deformation other than fracturing and brecciation. This intrusion has undergone weak to moderate hydrothermal alteration that generated two main varieties (salame and smoky) with no significant mineralogical or chemical differences, though quite distinct macroscopically. Chloritization, sericitization, silicification and carbonatization were the most noticeable types of hydrothermal alteration, being represented by veins and/or replacement of primary minerals. The hydrothermal stage started with chloritization around 330°C having produced chamosite with  $X_{Fe}$  ranging from 0,55 to 0,70. Then it evolved to sericitization, during which the ore-bearing fluids precipitated pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena and gold. As alteration advanced, solutions saturated in silica and formed quartz veinlets. At the later stage (carbonatization), aqueous and aqueous-carbonic fluids might have mixed, allowing  $Ca^{2+} e CO_2$  to react to form calcite. Most sulfides are present in veinlets that crosscut the granite in a stockwork style. Gold is normally very fine-grained and occurs mainly as sub-microscopic inclusions or along micro-fractures in pyrite and quartz. The Tocantinzinho deposit is very similar to the Batalha and São Jorge deposits, and to Cuiú-Cuiú goldfield. Topologically, it has been classified as an intrusion-related gold deposit.

Keywords: Tocantinzinho deposit, hydrothermal alteration, intrusion-related deposits.

Este trabalho apresenta dados geológicos, petrográficos e mineralógicos referentes ao granito que Resumo hospeda o depósito aurífero Tocantinzinho e objetivou contribuir ao entendimento dos processos hidrotermais associados à sua gênese. O depósito ocorre em biotita monzogranito tardi a pós-tectônico, do subtipo oxidado da série ilmenita, que foi alojado a profundidades de 6-9 km. Esse granitoide encontra-se bastante fraturado e localmente brechado, tendo experimentado processos hidrotermais de grau fraco a moderado, os quais geraram duas principais variedades (salame e smoky) sem diferenças mineralógicas ou químicas importantes, porém macroscopicamente muito distintas. Os mais importantes tipos de alteração hidrotermal foram cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação representados por vênulas e pela substituição de minerais primários. O estágio hidrotermal iniciou com a cloritização, tendo produzido chamosita com X<sub>Fe</sub> na faixa de 0,55-0,70 a temperaturas de 330°C. Seguiu-se a sericitização, durante a qual os fluidos mineralizadores precipitaram pirita, calcopirita, esfalerita, galena e ouro. À medida que a alteração progrediu, as soluções se saturaram em sílica e precipitaram quartzo em vênulas. No estágio mais tardio (carbonatação), provavelmente houve mistura entre fluidos aquosos e aquocarbônicos, de que teria resultado a reação entre  $Ca^{2+}$  e  $CO_2$  e formação de calcita. A maioria dos sulfetos encontra-se em vênulas que cortam o granito em estilo stockwork. O ouro é normalmente muito fino e ocorre principalmente como inclusões submicroscópicas ou ao longo de microfraturas em pirita e quartzo. O depósito Tocantinzinho é muito similar aos depósitos Batalha e São Jorge e do campo Cuiú-Cuiú. Tipologicamente poderia ser classificado como depósito relacionado a intrusões.

Palavras-chave: Depósito Tocantinzinho, alteração hidrotermal, depósitos relacionados a intrusões

**INTRODUÇÃO** A Província Aurífera do Tapajós (PAT), porção centro-sul do Cráton Amazônico, apresenta evolução paleoproterozoica caracterizada por sucessão de arcos magmáticos de natureza cálcico-alcalina, seguida por expressivos pulsos vulcano-plutônicos intraplaca, que culminaram com enxames de diques toleíticos no estágio tafrogênico (Lamarão *et al.* 2002, Vasquez *et al.* 2002, Santos *et al.* 2004). É uma região de grande interesse para investigações petrológica, geotectônica e, principalmente, metalogenética, haja vista ser o ambiente geológico comprovadamente favorável à formação de depósitos auríferos.

A maioria desses depósitos ocorre em granitoides, os quais vêm sendo estudados desde o final da década de 1990 (Dreher *et al.* 1998, Coutinho *et al.* 2000, Klein *et al.* 2001, Juliani *et al.* 2002, Borges *et al.* 2009). Três modelos genéticos têm sido propostos para esses depósitos: 1) orogênicos tipo *lode*; 2) relacionados a intrusões graníticas; e 3) epitermais de alta e baixa sulfetação (Santos *et al.* 2001). Ademais, é aventada a hipótese da ocorrência de depósitos porfiríticos (Juliani *et al.* 2002).

A gênese do depósito Tocantinzinho (Fig. 1), situado na porção central da PAT, vem sendo atribuída a sistema hidrotermal relacionado ao magmatismo granítico que lá ocorreu. Trata-se de depósito epigenético com estilo *stockwork*, hospedado em corpo granítico fraturado e brechado, o qual se encontra alinhado a outros depósitos auríferos (Palito, São Jorge, Batalha, Bom Jardim e Cuiú-Cuiú) dentro do lineamento Tocantinzinho de direção NW-SE.

Os depósitos auríferos relacionados a granitos (Sillitoe 1991, Sillitoe & Thompson 1998, Lang & Baker 2001) são considerados como uma classe distinta dentro dos depósitos hidrotermais, a qual revela muitas feições similares às de depósitos orogênicos de ouro e porfiríticos de Cu-Au e Sn-W. Não sem razão, Lang & Baker (2001) recomendaram estudos mais aprofundados para estabelecer modelos genéticos e exploratórios mais consistentes para esses depósitos.

O presente trabalho apresenta dados geológicos, petrográficos e mineralógicos das rochas graníticas hospedeiras do depósito Tocantinzinho, que foram obtidos na expectativa de poderem contribuir ao entendimento dos processos hidrotermais associados a sua gênese e, por extensão, a de outros com características semelhantes.

O estudo tornou-se possível graças ao apoio logístico e cessão de testemunhos de furos de sondagem pelas empresas Brazauros Resources Corporation e Unamgem Mineração e Metalurgia Ltda., subsidiária da Eldorado Gold Corporation e atual detentora dos direitos de exploração. Bons afloramentos do corpo granítico são raros, de modo que as informações geológicas foram quase que exclusivamente baseadas em relatórios técnicos dessas empresas. Análises petrográficas complementadas por MEV-EDS foram realizadas nos laboratórios do IG-UFPA, enquanto que dados de química mineral foram obtidos no laboratório de microssonda eletrônica do IG-USP.

Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massa do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA



Figura 1 – Mapa de localização do depósito Tocantinzinho.

**PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS** A PAT tem a maior parte de seu território incluído no domínio Tapajós da província geotectônica Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira 2004) ou Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2006). Não há consenso acerca de sua evolução geotectônica. Santos *et al.* (2001) distinguem cinco arcos magmáticos baseados em evidências geoquímicas e geocronológicas. Por outro lado, Lamarão *et al.* (2002) e Vasquez *et al.* (2002) discutem a formação de um único arco magmático que teria evoluído em ambiente pós-colisional e, subsequentemente, em ambiente extensional. Apesar das divergências, dois domínios distintos podem ser separados (Santos *et al.* 2001): a oeste, o domínio orogênico, constituído por sequências de retroarco e basaltos oceânicos, além de plútons cálcico-alcalinos de arcos magmáticos; e a leste, o domínio anorogênico, de magmatismo alcalino intracontinental resultante do evento Uatumã.

Os primeiros eventos registrados nesta província referem-se à formação do Grupo Jacareacanga, o qual consiste de metaturbiditos que foram depositados entre 2,1 e 2,01 Ga (Santos *et al.* 2000), e às rochas granito-gnáissicas do Complexo Cuiú-Cuiú, cujas datações U-Pb (SHRIMP) acusam idades de 2,03-2,0 Ga (Santos *et al.* 2000). Lamarão *et al.* (2002 e 2005) descreveram um conjunto de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias de assinatura cálcico-alcalina típica de arcos maturos e as reuniram na Formação Vila Riozinho (2000±4 Ma e 1998±2 Ma).

Granitoides sin a tardi-orogênicos protomilonitizados constituem a Suíte Intrusiva Creporizão (Ricci *et al.* 1999), os quais apresentam natureza cálcico-alcalina de alto a médio K e idades entre 1997 e 1957 Ma (Santos *et al.* 2001). A Suíte Intrusiva Tropas também consiste de granitoides cálcicoalcalinos formados em torno de 1,9 Ga (Santos *et al.*2004). Em bacias intra-arco foram depositadas as formações Abacaxis e Sequeiros, cujas fontes detríticas apresentam idades de 1,89 Ga. Por volta de 1,88 Ga, registrou-se intenso magmatismo cálcico-alcalino tardi a pós-tectônico representado pela Suíte Intrusiva Parauari (Santos *et al.* 2000).

Os eventos magmáticos também foram caracterizados por magmatismo máfico, com destaque para as rochas gabroicas cálcico-alcalinas de alto K da Suíte Intrusiva Ingarana (Santos *et al.* 2001). São rochas com idades entre 1887 e 1878 Ma, e interpretadas como resultado de processos de *underplating*.

Várias unidades intracratônicas foram a seguir formadas, tendo sido afetadas apenas por deformação rúptil, dentre elas o Grupo Iriri e a Suíte Intrusiva Maloquinha, ambos com idade de 1,87 Ga e resultantes do evento vulcano-plutônico Uatumã. O primeiro é dividido nas formações Salustiano e Aruri e compreende rochas vulcânicas félsicas e piroclásticas alcalinas, enquanto que a outra é

40

formada por granitos alcalinos tipo A. A Formação Bom Jardim (1881 Ma) é composta por rochas vulcanoclásticas, lamprófiros, andesitos e dacitos.

A implantação de *rifts* continentais paleoproterozoicos no domínio Tapajós culminou com a deposição das coberturas sedimentares siliciclásticas da Formação Buiuçú e do Grupo Palmares. Os diques e soleiras do Diabásio Crepori cortam o embasamento orosiriano e mostram idade de  $1780\pm7$  Ma, a qual, além de datar esse evento magmático, indica a idade mínima de deposição das sequências sedimentares paleoproterozoicas. Os troctolitos da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (1186±12 Ma) marcam reativação do manto sob o domínio Tapajós, após hiato de 600 Ma. Santos *et al.* (2002) interpretaram esse evento como um magmatismo alcalino esteniano relacionado a *rifts* continentais, reflexo da orogênese Sunsás.

A evolução estrutural da PAT iniciou com evento compressivo dúctil a dúctil-rúptil que imprimiu foliação NE-SW nas rochas do Grupo Jacareacanga e Complexo Cuiú-Cuiú. Essas estruturas foram superpostas pelo evento compressivo, de caráter rúptil-dúctil a rúptil, o qual é facilmente reconhecido em imagens de radar e mapas aerogeofísicos. Registra as maiores estruturas da área e está relacionado à instalação de megalineamentos transcorrentes NW-SE, de cinemática sinistral, responsáveis pela colocação dos plútons das suítes intrusivas Creporizão, Tropas e Parauari e, provavelmente, do minério aurífero, pois a maioria dos depósitos hospeda-se nessas rochas. A tectônica extensional (E-W, NE-SW) posterior teria resultado de reativação de antigas zonas de fraqueza crustal ou da colocação da Suíte Intrusiva Maloquinha. São estruturas bem caracterizadas nas rochas do evento Uatumã, Suíte Intrusiva Ingarana e devem ter controlado o posicionamento das rochas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca e Formação Buiuçú.

Os três tipos clássicos de depósitos auríferos na PAT foram definidos com base em feições mesoscópicas, dados microtermométricos e de isótopos radiogênicos e estáveis. Assinaturas isotópicas de Pb em galena e pirita sugerem duas fases mineralizantes em torno de 1,96 Ga e 1,88 Ga (Coutinho *et al.* 2000). Santos *et al.* (2001) consideram que houve apenas uma fase de mineralização, ocorrida há 1,86 Ga (Pb-Pb em galena e Ar-Ar em muscovita). Klein *et al.* (2002), baseados em aspectos estruturais dos depósitos da porção sul da PAT, propõem a ocorrência de dois estágios distintos. O primeiro, com idade 1,97-1,95 Ga, estaria relacionado ao regime transcorrente NW-SE que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão e se encaixaria no modelo de depósitos orogênicos; e o outro, provavelmente mais jovem, estaria relacionado aos eventos rúpteis de reativação de estruturas e teria propiciado a geração de depósitos relacionado a intrusões. Esta última proposta é consistente com os dados isotópicos de Santos *et al.* (2001) e Coutinho *et al.* (2000).

**DEPÓSITO TOCANTINZINHO** O depósito Tocantinzinho dista cerca de 200 km a SW da cidade de Itaituba-PA e mostra dimensões mínimas de 150 m (largura), 300 m (profundidade) e 700 m (comprimento) com recursos totais estimados em 49 Mt de minério e teor médio de 1,25 g/t Au.

**Contexto geológico** O granito hospedeiro constitui um *stock* (granito Tocantinzinho) com orientação NW-SE, cujo alojamento foi controlado pelo lineamento Tocantinzinho, de caráter sinistral. Este *stock* é aparentemente intrusivo em rochas quartzo-monzoníticas que o bordejam (Fig. 2). Na área do depósito, dominam rochas monzograníticas, as quais geraram duas variedades hidrotermalizadas, informalmente designadas de salame e *smoky*. A primeira mostra coloração fortemente avermelhada a rósea em que sobressaem, principalmente, grossos cristais de feldspato potássico e quartzo, cujo aspecto justifica a denominação que lhe foi dada. Muito embora ela não mostre foliação penetrativa, observa-se fraca orientação dos cristais de quartzo. A outra variedade diferencia-se pela coloração esverdeada com tons acinzentados a esbranquiçados. Registram-se, ainda, subordinadamente, rochas granodioríticas, corpos de aplitos e pegmatitos, provavelmente comagmáticos.

42



Figura 2 – Mapa geológico (A) e seção SW-NE (B) do depósito Tocantinzinho. TOC 08-85 = furo de sondagem. Modificado de Juras et al. (2011).

Envolvendo a zona mineralizada, ocorrem rochas monzograníticas hematitizadas. A coloração rósea a avermelhada que adquiriram resultou da impregnação de cristais de feldspato potássico com óxido férrico. Essas rochas não mostram evidências de deformação ou brechação e não estão mineralizadas. As variedades quartzo-monzoníticas são geralmente magnéticas e cortadas por vênulas de epidoto e pirita sem ouro associado. Alguns contatos com as rochas hematitizadas são marcados por falhas E-W. Diques andesíticos formam um corpo que capeia parcialmente a zona mineralizada, hoje bastante erodido, o qual parece se afunilar e convergir em profundidade para possíveis condutos alimentadores do magma que o gerou. Os diques riolíticos mostram textura porfirítica e representam o último evento magmático registrado na área (Fig. 2A). Em profundidade, foram interceptadas rochas quartzo-latíticas porfiríticas (Melo 2007). Muito provavelmente, mesmo após o resfriamento do granito Tocantinzinho, alguma câmara magmática ainda permaneceu ativa para gerar essas várias rochas vulcânicas que ocorrem na área do depósito.

Datações por evaporação de Pb em monocristais de zircão do granito hospedeiro forneceram idades entre 2000±6 Ma e 1998±7 Ma, as quais foram interpretadas como idades de cristalização do corpo (Castilho *et al.* 2010). Os diques de andesitos e riolitos ainda não foram datados, contudo Mello (2007) os correlacionou à Formação Vila Riozinho.

A alteração hidrotermal é fraca a moderada e muitas feições primárias do granito hospedeiro na zona mineralizada ainda podem ser reconhecidas. Os tipos de alteração descritos são sericitização, cloritização, silicificação, carbonatação, hematitização e sulfetação. Segundo Pereira (2006), os diferentes estilos da mineralização no granito hospedeiro compreendem disseminações de sulfetos e zonas de *stockwork* que apresentam *trends* N20-30°E e N70-80°E. Dois tipos principais de veios/vênulas são encontrados nesta zona: (1) vênulas milimétricas com quartzo-clorita±pirita e (2) veios centimétricos formados por quartzo-clorita-carbonato-pirita±calcopirita±galena±esfalerita. Por seu turno, são reconhecidos três modos de ocorrência de ouro neste depósito (Geller 2004): a) preenchimento de microfraturas em cristais de pirita e de quartzo; b) inclusões em cristais de galena; e c) inclusões em cristais de hessita.

**PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANITOIDES** Os estudos petrográficos permitiram separar granitoides pouco alterados (Fig. 3A) e granitoides moderadamente alterados, estes últimos correspondendo às variedades salame e *smoky* (Fig. 3B e 3C). O primeiro grupo caracteriza-se por apresentar 5-10% de produtos hidrotermais e pouca evidência de deformação, ao passo que o outro exibe >10% de minerais de alteração, mas raramente ultrapassam 30%.

#### Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massa do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA

43

**Granitoides pouco alterados** Trata-se de rochas hololeucrocráticas a leucocráticas, faneríticas, que mostram composição predominantemente monzogranítica, porém variedades álcali-feldspato granítica e granodiorítica também ocorrem (Fig. 4) (ANEXO II). A variedade monzogranítica apresenta coloração rósea clara e granulação grossa a média, enquanto que a variedade granodiorítica mostra coloração cinza esbranquiçada e granulação média. Por seu turno, o álcali feldspato granito exibe coloração fortemente avermelhada e granulação grossa. O presente estudo foi realizado apenas nas rochas monzograníticas, as mais representativas na área do depósito.



Figura 3 – Fotografias de testemunhos de furos de sondagem representativos das variedades pouco alteradas (A), salame cortada por vênula de quartzo+hematita (B) e smoky cortada por vênula de quartzo+clorita (C) do depósito Tocantinzinho.



Figura 4 – Diagramas de classificação modal Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976) para as amostras estudadas.

44

Em geral, as rochas monzograníticas revelam textura granular hipidiomórfica a alotriomórfica média a grossa (Fig. 5A) com desenvolvimento local de texturas poiquilítica e *rapakivi* (Fig. 5B). Apesar de essencialmente isótropas, é comum a presença de discretas feições deformacionais. Feldspato potássico, quartzo e plagioclásio são os minerais essenciais, enquanto biotita e anfibólio são os minerais varietais. Zircão, magnetita, apatita, allanita, monazita, U-thorita e titanita, em ordem tentativa de abundância, constituem as fases acessórias primárias.

O feldspato potássico é dominante (41 a 50%), desenvolvendo cristais subédricos, raramente anédricos, finos a médios (0,15 a l,1 mm). Corresponde à microclina, cujos cristais mostram maclamento em grade e intercrescimentos pertíticos dos tipos filete (Fig. 5C) e retalho. Comumente são observadas inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita, emprestando a alguns cristais arranjo poiquilítico. Outros mostram incipiente substituição para fengita e argilominerais.

O plagioclásio, representado pelo oligoclásio  $(An_{28-29})$ , ocorre em quantidades de 22 a 36% e forma cristais finos a médios (0,15 a l, 1 mm), predominantemente subédricos, de hábito tabular, que apresentam maclamento dos tipos albita e albita-periclina. Outro modo de ocorrência é como lamelas de exsolução de albita, micrométricas a milimétricas, nas pertitas. Possível zoneamento oscilatório é indicado por núcleos sericitizados de alguns cristais (Fig. 5D). Argilominerais e carbonatos substituem localmente o plagioclásio.

O quartzo perfaz de 21 a 33% do volume da rocha e desenvolve, em geral, cristais xenomórficos, finos (0,15 a 0,5 mm), com extinção ondulante irregular, os quais contêm inclusões subédricas de oligoclásio. Localmente, os contatos intercristalinos são suturados entre si e retos com cristais de microclina e biotita. Alguns cristais apresentam microfraturas preenchidas por clorita e outros formam inclusões em cristais de anfibólio.

Palhetas subédricas, finas a médias (0,2-1,2 mm) de biotita (1,5 a 8 %) estão normalmente alteradas, ao longo dos planos de clivagem, para clorita esverdeada (Fig. 5D) e, em menor escala, para mica branca. Mesmo quando de coloração amarronzada, mostram grande perda de K<sub>2</sub>O, que registra teores • 0,21% (Tab. 2), indicando tratar-se de pseudomorfos de clorita, a que se juntam fengita e hematita. Comumente contêm inclusões de zircão, monazita e magnetita.

O anfibólio (Fig. 5H), identificado como Fe-edenita (Fig. 11B), exibe cristais essencialmente subédricos tabulares, finos a médios (0,15 a l, 1 mm), que perfazem 0 a 2% do volume da rocha. Raros cristais mostram-se maclados ou com inclusões de quartzo e magnetita.

Os minerais acessórios ocorrem em cristais isolados e dispersos pela rocha ou inclusos na biotita, exceto allanita e U-thorita. Zircão e apatita revelam cristais subédricos e hábito prismático, enquanto que os cristais de magnetita são anédricos e estão quase que totalmente martitizados. A allanita, por sua vez, revela cristais de coloração marrom avermelhada, nos quais é possível perceber zoneamento concêntrico (Fig. 6A). Evidências de metamictização são observadas em cristais de zircão e allanita. Monazita e U-thorita exibem cristais subédricos, tendo sido identificados por MEV-EDS (Fig. 6B e 6C). Alguns cristais com hábito bipiramidal e totalmente substituídos por rutilo e carbonato foram descritos como titanita.

Em relação aos minerais secundários, foram reconhecidos fengita, argilominerais e carbonatos, oriundos da desestabilização de feldspatos, e clorita provinda da alteração de biotita e encontrada em vênulas (clinocloro ou chamosita).



Figura 5 – Fotomicrografias dos granitoides pouco alterados em luz natural e nicois cruzados. A) Textura hipidiomórfica. B) Textura rapakivi evidenciada por bordas de oligoclásio (Olg) em torno de cristal de microclina (Mic). C) Intercrescimento pertítico tipo filete. D) Zoneamento oscilatório destacado pelo núcleo sericitizado. E) Lamelas de biotita cloritizadas, alteradas para fengita nos planos de clivagem e com inclusões de zircão, rutilo e apatita. F) Cristais de anfibólio. (Ap: apatita Clo: clorita; Fe-ed: Fe-edenita; Mic: microclina; Ms: muscovita; Olg: oligoclásio; Ph: fengita; Rt: rutilo e Zr: zircão).



Figura 6 – Minerais acessórios. A) Fotomicrografia de cristal de allanita (All) com zoneamento concêntrico. Nicois paralelos. Imagens de elétrons retroespalhados: B) Agregado de cristais de monazita (Mon); C) Cristal de uranotorita (U-tho) com reflectividade elevada.

**Granitoides moderadamente alterados** Embora com marcantes diferenças macroscópicas, as variedades salame e *smoky* revelam, em escala microscópica, notáveis similaridades texturais e composicionais. As texturas magmáticas foram mascaradas, especialmente em zonas cataclasadas, onde evidências de intenso fraturamento, brechação e cominuição dos cristais são muito comuns. As feições brechoides são caracterizadas pela angularidade dos cristais de minerais primários, que costumam estar circundados por finas palhetas de fengita.

A alteração hidrotermal, embora generalizada, é apenas moderada, os sinais mais fortes sendo observados onde a deformação foi mais intensa e ao longo de alguns veios. Quatro principais tipos de alteração foram descritos: cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação.

Os minerais hidrotermais ocorrem comumente em substituição a minerais primários na massa rochosa, entretanto são também encontrados ao longo de fraturas, gerando vênulas mono ou poliminerálicas, cuja distribuição espacial caracteriza o estilo *stockwork*. Constatou-se que o principal estágio da mineralização coincidiu com a sericitização e que os vários tipos de alteração hidrotermal se sucederam no tempo, conforme apresentado na figura 7.



Figura 7 – Relações temporais entre os tipos de alteração hidrotermal e sequência paragenética dos minerais do minério do depósito Tocantinzinho.

CLORITIZACÃO A formação de clorita foi mais abundante no início da história hidrotermal do depósito (Fig. 7) e se estendeu, embora subordinadamente, pelos estágios subsequentes. Independentemente do estágio, a clorita deriva em geral da substituição total ou quase total da biotita (Fig. 8A) e mostra coloração esverdeada e composição chamosítica. É, porém, também constituinte de vênulas mono ou poliminerálicas (quartzo±rutilo±carbonato±fengita±calcopirita±pirita). O rutilo é derivado da alteração da biotita e possivelmente da titanita, caso em que se associa à calcita, e forma raros cristais que ocorrem dispersos pela rocha. Nessas zonas ricas em clorita, cristais de microclina encontrados na variedade salame são cortados por vênulas de hematita. Assinalam-se, ainda, martitização da magnetita e oxidação da biotita ao longo dos planos de clivagem. No estágio caracterizado pela sericitização, a clorita desenvolve agregados de lamelas micrométricas, notadamente nas porções brechoides. Durante a silicificação e carbonatação, rara clorita (chamosita) foi precipitada, sendo ela encontrada em vênulas de quartzo e carbonato. Nas rochas pouco alteradas, ocorrem tanto clinocloro como chamosita, ambos derivados da biotita ou presentes em vênulas, porém não observados em uma mesma amostra. É possível que a ocorrência de clinocloro reflita temperaturas mais baixas ou maior interação dos fluidos com as rochas andesíticas, o que teria permitido a transferência para eles de maior quantidade de Mg.

SERICITIZACÃO À semelhança da clorita, a mica branca, identificada como fengita, se formou continuamente, mas a formação mais expressiva coincidiu com a mineralização. De todos os produtos hidrotermais, é o mineral mais abundante. A fengita ocorre em finas lamelas em substituição à biotita, clivagem, plagioclásio. ao longo dos planos de e ao А associação fengita+quartzo+pirita±calcopirita±esfalerita±galena±ouro é comumente encontrada em vênulas ou mesmo como disseminações na massa rochosa, especialmente quando a destruição do plagioclásio foi intensa. A sericitização parece ter sido grandemente favorecida nas zonas brechadas e fraturadas, onde a migração dos fluidos foi particularmente intensificada. Essas zonas, que se encontram mineralizadas, exibem cristais de plagioclásio com maclas deformadas (Fig. 8B) e são cortadas por densa rede de vênulas monominerálicas de fengita (Fig. 8C). O ouro está intimamente associado à pirita nas zonas sericitizadas. Nos estágios seguintes, a fengita tem pouca expressão e ocorre nas paredes de vênulas de quartzo (silicificação) e em vênulas junto com clorita±quartzo±calcita (carbonatação).

*SILICIFICAÇÃO* Embora tenha havido prévia geração de quartzo hidrotermal, é no estágio seguinte à sericitização que ocorre a formação de significativas quantidades deste mineral tanto em vênulas monominerálicas, nas quais exibe formas pseudo-hexagonais, quanto em vênulas poliminerálicas (fengita±clorita±rutilo±carbonatos±pirita±calcopirita), que cortam porções brechoides

mineralizadas (Fig. 8D), ou mesmo na massa rochosa onde é comum sobrecrescimento em quartzo magmático pré-existente. A silicificação foi mais intensa nas zonas cataclasadas (Fig. 8E), mas produziu quartzo, em menor abundância, durante a cloritização, sericitização ou carbonatação, estando nestes dois últimos estágios dominantemente presente em vênulas.

*CARBONATAÇÃO* Este processo marca o estágio de alteração hidrotermal mais tardio registrado no depósito. Vênulas monominerálicas de calcita são comuns e truncam as zonas sericitizadas (Fig. 8F). Outros modos de ocorrência deste carbonato são 1) em vênulas poliminerálicas acompanhado por fengita±clorita±quartzo, 2) como fase intersticial a minerais pré-existentes e 3) agregados monominerálicos. Vênulas de calcita também são comuns no contato entre os granitoides da variedade salame e o andesito.



Figura 8 – Fotomicrografias das variedades salame e smoky. Nicois cruzados, exceto em A. A) Zonas ricas em clorita presente em vênulas e em substituição à biotita; B) Cristais de plagioclásio com planos de maclas contorcidos e substituídos parcialmente por fengita e pirita; C) Porções brechoides ricas em sulfetos e densamente cortadas por finas vênulas de fengita; D) Veio de quartzo±clorita que corta zona sericitizada e mineralizada; E) Zona cataclasada rica em quartzo cortada por vênulas de calcita; e F) Zona sericitizada cortada por vênula de calcita. (Cal: calcita; Clo: clorita; Esf: esfalerita; Mag: magnetita; Mic: microclina; Olg: oligoclásio; Ph: fengita; Py: pirita; Qtz: quartzo)

#### Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massa do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA 49

MINERALIZAÇÃO A mineralização do depósito Tocantinzinho é representada por ouro, pirita, calcopirita, esfalerita e galena, e está, como já observado, intimamente associada à alteração sericítica. Dentre os sulfetos, destaca-se a pirita como o mais abundante, cujos cristais euédricos a subédricos, finos a médios (0,09-1,5 mm), encontram-se em vênulas poliminerálicas, disseminados nas porções brechadas (Fig. 8B) ou inclusos na esfalerita (Fig. 9A). A calcopirita ocorre de forma subordinada como exsolução na esfalerita (Fig. 9A), em vênulas poliminerálicas e em substituição à pirita. A esfalerita se apresenta como inclusões de coloração amarronzada e hábito coloforme (Fig. 9B) em cristais de pirita e calcopirita na variedade salame e, mais comumente, como cristais opacos disseminados pela rocha. A galena e o ouro ocorrem em finos cristais, inclusos ou em fraturas da pirita e disseminados pela rocha, tendo sido identificados apenas por análises de MEV-EDS (Fig. 9C e 9D).



Figura 9 - Fotomicrografias de cristais de esfalerita: (A) com inclusões de pirita e lamelas de exsolução de calcopirita (nicois cruzados e luz refletida) e (B) de coloração amarronzada e hábito coloforme (nicois paralelos e luz transmitida). Imagens de elétrons retroespalhados de cristais de galena (C) e ouro (D) inclusos em pirita. (Au: ouro; Esf: esfalerita; Gl: galena; Py: pirita; Cpy: calcopirita; Qtz: quartzo)

50

# QUÍMICA MINERAL

**Microclina** Foi somente analisada a microclina presente nas amostras moderadamente alteradas (Tab. 1) (ANEXO III), tendo-se determinado composições médias de  $Ab_{3,15} An_{0,06} Or_{96,79} e Ab_{2,01} An_{0,05} Or_{97,93}$  para as variedades salame e *smoky*, respectivamente (Fig. 10). Não há, para todos os efeitos práticos, diferenças químicas na microclina das duas variedades, mesmo para o Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, que poderia ser responsável pela coloração avermelhada dos cristais deste feldspato na variedade salame. Muito provavelmente aquelas são composições originais, que foram pouco afetadas pelos processos hidrotermais.

Tabela 1 – Composição média (% em peso e a.f.u.) de anfibólio e microclina do depósito Tocantinzinho.

Minerais/ Componentes	Fe-edenita	Microclina	
	Pouco alterado	Smoky	Salame
SiO <sub>2</sub>	44,14	64,09	64,20
$Al_2O_3$	6,39	18,23	18,40
TiO <sub>2</sub>	1,39	0	0,02
FeO	26,45	-	-
$Fe_2O_3$	-	0,04	0,06
MnO	0,93	0	0,01
MgO	6,02	0	0
CaO	10,02	0,01	0,02
BaO	-	0,19	0,13
SrO	-	0,04	0,01
Na <sub>2</sub> O	1,76	0,22	0,36
$K_2O$	0,71	16,79	16,45
Cl	0,08	-	-
F	0,26	-	-
Total	98,13	99,62	99,66
O=F	0,11	-	-
O=Cl	0,02	-	-
Total	98,0	99,62	99,66
Fórmula estrutural	23 átomos de O	32 átomos de O	
Si	6,93	11,96	11,95
$Al^{IV}$	1,07	0,04	0,05
$Al^{v_1}$	0,12	3,97	3,98
$Al_T$	1,18	4,01	4,04
Ti	0,16	0	0
$Fe^{+2}$	3,47	-	-
Fe <sup>+3</sup>	-	0,01	0,01
Mn	0,12	0	0
Mg	1,41	0	0
Ca	1,69	0	0
Ba	-	0,01	0,01
Sr	-	0	0
Na	0,54	0,08	0,13
K	0,14	4	3,91
Cl	0,03	-	-
F	0,13	-	-
Mg/(Mg+Fe)	0,29	-	-
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,22	-	-
(Na+K) <sub>A</sub>	0,68	-	-
Membro Final			
An	-	0,05	0,06
Ab	-	2,01	3,15
Or	-	97,93	96,79


Figura 10 – Diagrama Ab-An-Or ilustrando a composição dos feldspatos das variedades salame e smoky do granito mineralizado.

**Anfibólio** O anfibólio, descrito nas rochas pouco alteradas, mostra fórmula estrutural média  $(Na_{0,54}K_{0,14})$   $(Ca_{1,69}Mg_{0,09}Fe^{2+}_{0,22})$   $(Mg_{1,32}Fe^{2+}_{3,25}Mn_{0,12}Al^{VI}_{0,12}Ti_{0,16})$   $(Si_{6,93}Al^{IV}_{1,07})$  O<sub>22</sub>  $(F,Cl,OH)_2$ . Os valores de  $(K+Na)_A$ • 0,5, Ti<0,5 e Ca<sub>B</sub>• 1,5 permitem, de acordo com Leake *et al.* (1997), classificar este anfibólio como pertencente ao subgrupo edenita-Fe-edenita do grupo cálcico (Fig. 11A). Composicionalmente corresponde à Fe-edenita (Fig. 11B), haja vista a razão média de Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)<sub>atm</sub> ser igual a 0,29 e Al<sub>T</sub> variar entre 1,22 e 1,11 com média de 1,18 (Tab. 1) (ANEXO IV). É uma variedade deficiente em Ca, o qual ocupa pouco menos de 85% do sítio B, o restante sendo preenchido por Fe<sup>2+</sup> e Mg. Pelo fato de aquela fórmula estrutural indicar neutralidade elétrica, ou seja • cargas anions, foi inferida a ausência de Fe<sup>3+</sup> na estrutura deste anfibólio.



Figura 11 – Variações composicionais do anfibólio presente no granitoide. A) diagrama discriminante dos quatro grandes grupos químicos de anfibólios e B) diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos de acordo com os parâmetros Ti<0,50;  $Ca_B \cdot 1,5 e (Na+K)_A \cdot 0,5$ . Baseado em Leake et al. (1997).

Minerais/ Componentes	Fengi	ta/ Ven	Fengi	ta/ Plg	Fengi ta/ Bt	Clino cloro/ Ven	Clino cloro / Bt	Chamo sita/ Ven	Chamo sita/ Bt	Chamo sita/ Ven	Chamo sita/ Ven	Chamo sita/ Bt	Cham osita/ Bt
	Smoky	Salame	Smoky	Salame		Po	ouco alte	erado		Salame	Smoky	Salame	Smoky
SiO <sub>2</sub>	47,04	47,51	46,88	47,30	48,40	27,68	28,36	24,92	25,40	25,61	24,41	25,52	26,08
$Al_2O_3$	28,55	29,49	30,73	30,95	28,78	18,46	19,19	19,75	19,69	17,98	19,75	18,78	18,42
$TiO_2$	0,11	0,27	0,32	0,18	0,22	0,03	0,03	0,01	0,06	0,07	0,10	0,06	0,05
FeO	4,83	3,71	3,71	3,40	4,03	22,30	23,13	33,22	32,92	33,64	31,30	30,97	29,65
MnO	0,04	0,05	0,04	0,05	0,02	0,57	0,56	0,59	0,55	0,67	0,57	0,66	0,56
MgO	2,27	1,80	1,73	1,73	1,98	17,47	15,51	8,84	9,12	9,60	10,76	11,53	12,71
CaO	0,09	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,06	0,03	0,09	0,03
BaO	0,21	0,29	0,12	0,16	0,14	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,06	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,11	0,20	0,16	0,09	0,03	0,02	0,10	0,03	0,04	0,06	0,02	0,03
$K_2O$	11,06	11,02	11,14	11,14	10,75	0,02	0,63	0,01	0,37	0,08	0,13	0,06	0,08
Cl	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
F	0,18	0,09	0,16	0,14	0,26	0,22	0,24	0,13	0,13	0,11	0,08	0,08	0,16
Total	94,53	94,40	95,08	95,25	94,70	86,87	87,74	87,63	88,33	87,88	87,24	87,79	87,79
O=F	0,08	0,04	0,07	0,06	0,11	0,09	0,10	0,00	0,06	0,05	0,03	0,03	0,07
O=Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	94,45	94,35	95,01	95,19	94,59	86,78	87,64	87,58	88,27	87,83	87,21	87,76	87,72
Fórmula		22. á	ítomos de	0					28 áto	mos de O			
estrutural			uomos u						<b>_</b> 0 <b>u</b> to	nos de o			
Si	6,47	6,49	6,36	6,39	6,57	5,81	6,05	5,52	5,57	5,68	5,39	5,57	5,65
	1,53	1,51	1,64	1,61	1,43	2,19	1,95	2,48	2,43	2,32	2,61	2,42	2,35
Al	3,10	3,24	3,27	3,32	3,17	2,38	2,72	2,67	2,66	2,37	2,53	2,41	2,36
Al <sub>T</sub>	4,63	4,75	4,91	4,93	4,6	4,57	4,67	5,16	5,09	4,70	5,14	4,83	4,70
Ti _ +2	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe <sup>+2</sup>	0,56	0,42	0,42	0,38	0,46	3,92	3,77	6,15	6,04	6,24	5,78	5,66	5,37
Mn	0	0,01	0,00	0,01	0,00	0,10	0,12	0,11	0,10	0,13	0,11	0,12	0,10
Mg	0,47	0,37	0,35	0,35	0,40	5,47	4,84	2,92	2,98	3,17	3,54	3,75	4,11
Ca	0,01	0	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
Ba	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,05	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
K	1,94	1,92	1,93	1,92	1,86	0,00	0,25	0,03	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,09	0,01	0,00	0,00	0,01
F	0,08	0,04	0,01	0,01	0,01	0,15	0,18	0,00	0,00	0,07	0,05	0,05	0,11
Fe/(Fe+Mg)	0,54	0,54	0,55	0,52	0,53	0,42	0,44	0,68	0,67	0,66	0,62	0,60	0,57

Tabela 2 – Composição média (% em peso e a.f.u.) da fengita e clorita do depósito Tocantinzinho.

Bt: derivada da biotita; Plg: derivada do plagioclásio; e Ven: vênula.

**Mica Branca** Foram analisadas lamelas de mica branca oriundas da substituição do plagioclásio e de vênulas das zonas sericitizadas e mineralizadas (ANEXOS V, VI e VII). A mica branca das vênulas na variedade *smoky* é mais enriquecida em FeO e MgO do que a da variedade salame (Tab. 2) e apresenta teores relativamente iguais aos da mica branca de substituição da biotita nas rochas pouco alteradas. A mica branca da variedade *smoky* derivada de substituição do plagioclásio apresenta os maiores teores de TiO<sub>2</sub> (Tab. 2). As composições dessas micas se concentram ao longo da linha fengita-muscovita (Fig. 12). A fórmula estrutural média é (K<sub>1,91</sub>Na<sub>0,05</sub>Ca<sub>0,01</sub>Ba<sub>0,01</sub>) (Fe<sup>2+</sup><sub>0,45</sub>Mg<sup>2+</sup><sub>0,4</sub>Al<sup>VI</sup><sub>3,22</sub>Ti<sub>0,02</sub>) (Al<sup>IV</sup><sub>1,54</sub>Si<sub>6,46</sub>) O<sub>20</sub> com razão atômica Fe/(Fe+Mg) média de 0,53. Apesar da variação composicional, classificou-se a mica branca de fengita, pois os resultados analíticos atendem aos parâmetros de Cibin *et al.* (2008).



Figura 12 – Diagrama  $Al_T$ - $M^{2+}$ -Si para as micas brancas das variedades salame e smoky. Os pontos referentes às análises se distribuem entre a muscovita (Mu) e a fengita (Ph). Baseado em Monier & Robert (1986).

**Clorita** Foram analisadas cloritas de vênulas e resultantes da alteração da biotita presentes nas rochas pouco e moderadamente alteradas (Tab. 2) (ANEXOS VIII,IX e X). Duas variedades composicionais foram identificadas (Fig. 13A): chamosita  $[(Mg_{3,55}Fe_{5,83}Mn_{0,12}) (Si_{5,55}Al^{IV}_{2,45}) O_{20} (OH,F,Cl)_{16}]$ , que é a mais comum, e clinocloro  $[(Mg_{4,84}Fe^{2+}_{3,77}Mn_{0,12}) (Si_{5,66}Al^{IV}_{2,34}) O_{20} (OH,F,Cl)_{16}]$ , que ocorre somente nas rochas pouco alteradas e apresenta Fe/(Fe+Mg)<sub>atm</sub>=0,42-0,44. A chamosita ocorre em todas as rochas graníticas, independentemente do grau de alteração, e mostra valores de Fe/(Fe+Mg)<sub>atm</sub> entre 0,57 e 0,68 (média de 0,63). À exceção das rochas pouco alteradas, constatam-se diferenças químicas importantes entre a chamosita derivada da biotita e a presente em vênulas das variedades salame e *smoky*, particularmente na primeira. A chamosita das vênulas da variedade salame revela, no entanto, composição muito similar à chamosita encontrada nas rochas pouco alteradas, quer seja ela produto da alteração da biotita ou venular. Por outro lado, se for considerada apenas a chamosita oriunda da biotita, observa-se diminuição da razão Fe/(Fe+Mg)<sub>atm</sub> desde a rocha pouco alterada até a variedade *smoky*, cabendo à variedade salame os valores intermediários (Fig. 13B).



Figura 13 – Diagrama Fe/(Mg+Fe) vs.  $Al^{IV}$  (Bailey 1988), que classifica as cloritas em clinocloro e chamosita, nas variedades pouco e moderadamente alteradas, e ressalta a variação composicional de ambas as variedades de clorita (A) e somente da chamosita (B) de acordo com seus modos de ocorrência.

#### DISCUSSÕES

*ROCHAS HOSPEDEIRAS* As rochas graníticas são dominantes na área do depósito e formam um corpo que provavelmente se alojou no final ou após o segundo evento deformacional ocorrido na PAT. Este corpo, alongado na direção NW-SE, coincidente com o lineamento Tocantinzinho, mostra evidências de deformação rúptil provocadas por intenso fraturamento e brechação, principalmente na zona mineralizada, não tendo sido reconhecidas feições de caráter dúctil.

As rochas pouco alteradas apresentam composição dominantemente monzogranítica com termos granodioríticos e álcali-fedspato graníticos subordinados. Apesar do grau de alteração, foi possível deduzir, com base em análise modal, que as variedades salame e *smoky* provieram de biotita monzogranitos. Do ponto de vista macroscópico, como já ressaltado, essas variedades são muito distintas. Devido à coloração avermelhada, suspeitou-se ser a variedade salame mais rica em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, porém, em geral, as maiores razões Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO são detectadas exatamente em amostras da variedade *smoky*. Importante diferença foi apontada em recente estudo sobre balanço de massa que concluiu ter havido maiores ganhos de massa na variedade *smoky* do que na variedade salame, sobretudo nas zonas sericitizadas (Santiago *et al.* submetido).

A composição mineralógica dos monzogranitos aqui estudados (Qz+FK+Olg+Hb+Bt+Ttn+Ilm+Mag) é muito similar àquela considerada ideal por vários pesquisadores para uso em geobarometria, que, no presente caso, permitiu a obtenção dos resultados constantes da tabela 3. Os resultados derivados de Hammarstrom & Zen (1986), Blundy & Holland (1990) e Schmidt (1992) são mais confiáveis e acusam pressões médias superiores a 2 kbar, com valores mínimo e máximo aceitáveis de 1,9 kbar e 2,8 kbar, implicando profundidades de colocação para aqueles granitoides de 6-9 km.

No que concerne ao estado de oxidação do magma que gerou os monzogranitos, a composição da Fe-edenita indica condições moderadas de  $fO_2$  (Fig. 14), o que é consistente com as razões Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO na faixa de 0,44 a 0,56 em rocha total. A presença de titanita e magnetita (<0,2 vol.%), bem como a quase ausência de ilmenita entre os minerais acessórios primários, permitiria classificar os monzogranitos do depósito Tocantinzinho como granitoides da série magnetita (Ishihara 1981), porém, para tanto, era de se esperar  $fO_2$  mais altas. Se a fração molar Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg) das fases máficas for um bom indicador do estado redox de cristalização do magma, melhor enquadramento

daqueles granitoides seria no tipo oxidado da série da ilmenita, conforme proposta de Takagi & Tsukimura (1997).

Tabela 3 - Pressões de cristalização indicadas para os granitoides do depósito Tocantinzinho obtidas por meio de diferentes geobarômetros do  $Al_T$  na hornblenda.

P(±3kbar) Hammarstrom & Zen (1986)			P Scl	P(±0,6kbar) hmidt (199	) 2)	P (kbar) Blundy & Holland (1990)			
Mínima	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	
1,5	2,24	2,03	1,89	2,63	2,42	2,12	2,82	2,62	



Figura 14 - Diagrama Fe/(Fe+Mg) vs.  $Al^{IV}$  de anfibólios mostrando as condições de  $fO_2$  dominantes durante a cristalização do monzogranito. Baseado em Anderson & Smith (1995).

ALTERAÇÃO HIDROTERMAL Os processos hidrotermais nas rochas graníticas do depósito Tocantinzinho foram de intensidade fraca a moderada e, em geral, pouco modificaram as feições primárias. Cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação foram os principais tipos de alteração, os dois primeiros ubíquos e os dois últimos mais seletivos e representados por vênulas de preenchimento, se bem que a silicificação também esteja evidenciada no sobrecrescimento de cristais primários de quartzo (blebby quartz). Os fluidos inicialmente cloritizaram as rochas, destruindo preferencialmente os minerais máficos, dos quais foram liberados  $K^+$  e  $H_4SiO_4$  (p. ex. biotita+ $H^+$ + $H_2O$  $\Rightarrow$ clorita+ $K^+$ + $H_4SiO_4$ ). Em seguida, eles as sericitizaram ao percolarem fraturas e zonas brechadas, desestabilizando minerais pré-existentes, notadamente o oligoclásio, que foi substituído por fengita, e Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> e mais sílica foram disponibilizados para os fluidos (oligoclásio+K<sup>+</sup>+H<sup>+</sup>+H<sub>2</sub>O $\Rightarrow$ fengita+Na<sup>+</sup>+Ca<sup>2+</sup>+H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>). Esses fluidos, que transportavam metais base, provavelmente na forma de complexos de cloreto, além de ouro, passaram a precipitar pirita±calcopirita±esfalerita±galena±ouro em resposta ao aumento do pH (sericitização) e das atividades das espécies de enxofre. A sílica liberada por essas transformações foi, com a diminuição da temperatura, precipitada como quartzo na massa rochosa e em espaços abertos, vindo a caracterizar o estágio da silicificação da alteração hidrotermal.

Não há estudo disponível sobre os fluidos, mas dados preliminares revelam a presença de inclusões em quartzo que testemunham a circulação de fluidos aquosos e aquocarbônicos, de fontes, entretanto, ainda desconhecidas. É possível que os fluidos aquosos sejam de origem magmática e responsáveis pela cloritização, sericitização e silicificação, enquanto que os fluidos aquocarbônicos poderiam ser não magmáticos e estar relacionados à zona de cisalhamento. Em algum momento, deve ter havido mistura desses dois fluidos, de modo que o Ca<sup>2+</sup>, transportado pelos fluidos aquosos, e as espécies carbônicas, transportadas pelos fluidos aquocarbônicos, reagiriam e formariam a calcita do estágio de carbonatação, com a qual se encerra a história hidrotermal do depósito Tocantinzinho. Convém lembrar, contudo, que, apesar da baixa solubilidade de CO<sub>2</sub> em magmas félsicos, inclusões fluidos ricas neste gás têm sido interpretadas em vários granitoides como vapores magmáticos

primários (Lowenstern 2001), o que também permitiria admitir origem magmática comum para os fluidos aquosos e aquocarbônicos.

As temperaturas de formação da clorita foram estimadas pelas equações geotermométricas de Kranidiotis & MacLean (1987), Cathelineau (1988) e Zang & Fyfe (1995) Optou-se pelos dados obtidos com a equação de Kranidiotis & MacLean (1987), pelo fato de a composição das cloritas estudadas por estes autores ser majoritariamente (~70% das análises mostram  $X_{Fe}$ =0,4-0,64) similar à das cloritas do Tocantinzinho (0,57-0,68). Os cálculos indicaram temperaturas entre 313 e 327°C para a chamosita e 275°C para o clinocloro (Tab. 4). A menor temperatura talvez corresponda a alguma amostra que tenha sido coletada próximo da borda do corpo intrusivo, onde as isotermas já não eram elevadas e o fluxo dos fluidos menos intenso, o que teria favorecido a estabilização de clorita mais rica em Mg.

Considerando os dados experimentais de Monier & Robert (1986), a fengita do Tocantinzinho teria se formado na faixa de 300-400°C e a pressões de 2 kbar, embora estes autores ressaltem a pouca precisão deste filossilicato como geotermômetro em condições hidrotermais. Significativamente, entretanto, há compatibilidade dessa faixa termal com as temperaturas estimadas para a formação da clorita chamosítica e com o intervalo de pressão calculado pelo geobarômetro da hornblenda para o alojamento da intrusão granítica.

Em geral, a pouca abundância de minerais de alteração é indicativa de que o paleossistema hidrotermal Tocantinzinho foi dominado pelo ambiente mineralógico, implicando baixas razões fluido/rocha. No caso particular da clorita, esta razão deve ter sido menor que 1 (De Caritat et al. 1993) e sua composição controlada largamente pela composição da biotita da qual é derivada. Como já observado, a X<sub>Fe</sub> da chamosita decresce da rocha pouco alterada para a variedade smoky, passando pela variedade salame (Fig. 13B). Aparentemente, o alto teor annítico da biotita gerou chamosita com as mais altas X<sub>Fe</sub>, correspondendo à que ocorre nas rochas pouco alteradas, porém à medida que a alteração hidrotermal avançou, o fluido hidrotermal teria se enriquecido progressivamente em Mg e exercido maior influência na composição da clorita. Pressupondo-se que a composição da biotita primária era homogênea nas rochas monzograníticas, pode-se sugerir que os fluidos que alteraram a variedade salame durante a cloritização devem ter sido menos enriquecidos em Mg do que os que alteraram a variedade *smoky*. Por outro lado, a  $X_{Fe}$  da chamosita presente nas vênulas que atravessam as rochas pouco alteradas, bem como as variedades salame e smoky, é bem uniforme, variando de 0,6 a 0,7, intervalo este que também caracteriza a chamosita derivada da biotita nas rochas pouco alteradas (Fig. 13). Essa constatação é sugestiva de que a chamosita venular pode ter sido precipitada do mesmo fluido e sob as mesmas condições termais daquele que inicialmente alterou a biotita do protólito.

cri	mometrieus de diversos dinores.										
-	ROCHA	VARIEDADE DE CLORITA	Cathelineau (1988)	Kranidiotis & MacLean (1987)	Zang & Fyfe (1995)						
_	Smoky		476	325	257						
	Pouco alterada	Chamosita	323	327	249						
	Salame		467	313	249						
	Pouco alterada	Clinocloro	388	275	232						

Tabela 4 - Temperaturas médias de formação da clorita ( $T^{\circ}C$ ) obtidas pelas equações geotermométricas de diversos autores.

*COMPARAÇÕES COM OUTROS DEPÓSITOS AURÍFEROS DA PAT E POSSÍVEL TIPOLOGIA* O depósito Tocantinzinho mostra características similares aos depósitos Batalha (Juliani *et al.* 2002), São Jorge (Borges *et al.* 2009; Borges 2010) e do campo Cuiú-Cuiú (McMahon 2011) quanto às rochas hospedeiras, afinidades geoquímicas dos granitoides e ambientes tectônicos. De modo geral, o estilo de mineralização e o conteúdo metalífero são semelhantes, se bem que bismutinita tenha sido reconhecida somente no depósito São Jorge (Borges 2010). Tampouco foram identificadas no Tocantinzinho as alterações sódica e potássica, descritas nos depósitos Batalha e São Jorge, porém os demais tipos são comuns a todos, bem como a íntima associação da mineralização aurífera com a sericitização. Assinala-se, também, que o granito hospedeiro do depósito Tocantinzinho é mais antigo que os corpos graníticos que hospedam os demais depósitos, cujas idades são em torno de 1880 Ma.

Embora ainda haja carência de importantes dados para consubstanciar um modelo genético para o depósito Tocantinzinho, constatam-se muitas similaridades com os depósitos relacionados a intrusões (Baker 2005; Baker *et al.* 2005; Maloof *et al.* 2001; Hart & Goldfarb 2005). Dentre elas destacam-se: 1) a íntima relação com plútons graníticos, moderadamente reduzidos (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO<0,6) e associados a pegmatitos e aplitos; 2) alojamento em ambientes de margem continental ativa; 3) biotita como principal fase máfica e anfibólio subordinado; 4) magnetita, ilmenita, allanita e monazita como principais fases acessórias primárias; 5) altos teores de SiO<sub>2</sub> (67-76%; Santiago *et al.* submetido); 6) a mineralização ocorreu após o pico da deformação; 7) estilo disseminado e *stockwork*; e 8) inclusões fluidas aquosas e aquocarbônicas provavelmente de natureza magmática.

**CONCLUSÕES** O biotita monzogranito (2,0 Ga), hospedeiro do depósito Tocantinzinho, é um *stock* isótropo (NW-SE), tardi a pós-tectônico, alojado a profundidades de 6-9 km em condições de  $fO_2$  intermediárias, que permitem classificá-lo como do subtipo oxidado da série ilmenita.

Esse corpo foi submetido a processos hidrotermais de intensidade fraca a moderada, as quais geraram duas variedades principais de rochas alteradas (salame e *smoky*), similares mineralógica e quimicamente, porém bastante distintas no aspecto macroscópico. Os mais importantes tipos de alteração hidrotermal foram, sequencialmente, cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação. Os produtos hidrotermais ocorrem em substituição a minerais primários ou em vênulas de preenchimento e são representados principalmente por clorita (chamosita e clinocloro) e fengita. A mineralização coincidiu com a sericitização e caracteriza estilo dominantemente *stockwork*.

A cloritização dos minerais máficos foi o estágio de alteração inicial, tendo ocorrido a temperaturas de 330°C (chamosita). Mais distante das principais zonas de alteração, clinocloro foi também estabilizado, mas em torno de 275°C. As diferenças químicas observadas na clorita mostram que ora os minerais destruídos, ora a composição dos fluidos, além da temperatura, foram os agentes controladores mais importantes para sua composição. Seguiu-se a sericitização, durante a qual os fluidos que transportavam metais base e ouro, precipitaram pirita±calcopirita±esfalerita±galena±ouro em resposta ao aumento do pH e das atividades das espécies de enxofre. Com a queda progressiva da temperatura, a sílica em solução foi precipitada como quartzo em vênulas. No estágio mais tardio da evolução do sistema, houve provavelmente mistura de fluidos aquosos e aquocarbônicos, em decorrência de que teria se formado a calcita do estágio de carbonatação. O depósito Tocantinzinho é muito similar aos depósitos São Jorge e Batalha e do campo Cuiú-Cuiú, porém também guarda importantes diferenças. Aspectos geológicos, petrográficos e químicos do depósito Tocantinzinho constituem elementos indicativos de que ele seja provavelmente um exemplo de depósito relacionado a intrusões graníticas na PAT, porém uma melhor caracterização da tipologia requererá estudos microtermométricos e isotópicos dos fluidos mineralizantes.

*Agradecimentos* Este estudo é resultado parcial da dissertação de mestrado da primeira autora, que foi bolsista da CAPES enquanto estudante no PPGG-UFPA. Os autores são gratos a essas instituições, assim como aos geólogos da empresa Unamgem (André Santos, Juliano Ferreira e Wilson Bastos), ao prof. Dr. Cláudio Lamarão do LABMEV-UFPA e ao técnico de microssonda eletrônica Marcos Mansueto do IG-USP. Sincero reconhecimento é devido ao geólogo Elton Pereira, ex-gerente de exploração da Jaguar Resources do Brasil Ltda., que abriu as portas do depósito Tocantinzinho à UFPA. Este trabalho é uma contribuição ao INCT de Geociências da Amazônia–Geociam (CNPq) e ao projeto Mineralizações auríferas da região Jamanxim-Tropas, Província do Tapajós: tipologia e gênese (FAPESPA). A essas agências nossos agradecimentos especiais.

#### Referências

- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.*, **80**:549-559.
- Bailey S.W. 1988. Chlorites: structures and crystal chemistry. *In*: Bailey S.W. (ed.): Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of micas). Reviews in Mineralogy, 347-403 p.

Baker T. 2005. New constraints on the chemistry of magmas and fluids associated with intrusion-related gold deposits. *In*: New Zealand Conference, Abstracts, p. 56-64. [CD-ROM]

- Baker T., Pollard P.J., Mustard R., Mark G., Graham J.L. 2005. A comparison of granite-related tin, tungsten and gold-bismuth deposits: implications for exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 61:5-17.
- Blundy J.D. & Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.*, **104**: 208-224.
- Borges R.M.K., Dall'Agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B.M., Leite A.A. da S., Barros C.E. de M., Costi H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.* **39**: 375-393.
- Borges A.W.G. 2010. *Geologia e metalogênese do depósito aurífero São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Novo Progresso-PA*. Dissertação de mestrado, IG-UFPA. 92 p.
- Castilho M.P., Villas R.N., Galarza M.A. 2010. Estudo isotópico (Pb-Pb, C e O) do depósito aurífero Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, Pará-Brasil. *In*: Cong. Bras. Geol., 45, Belém, [CD-Rom].
- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**: 471-485.
- Cibin G., Cinque G., Marcelli A., Monttana A., Sassi R. 2008. The octahedral sheet of metamorphic 2M1phengites: A combined EMPA and AXANES study. *American Mineralogist*, **93**: 414-425.
- Coutinho M.G.N., Santos J.O.S., Fallick A.E., Lafon J.M. 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil [abs.]. *In*: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Brazil [CD-ROM].
- De Caritat P., Hutcheon I., Walshe J.L. 1993. Chlorite geothermometry: A review. *Clays and Clay Minerals*. **41** (2): 219-239.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **28**: 397-404.
- Geller B. 2004. Tocantinzinho Petrographic Report. Jaguar Resources Corporation. Relatório inédito. 25 p.
- Goldfarb R.J., Hart C.J.R., Miller M., Miller L., Farmer G.L., Groves D.I. 2000. The Tintina Gold Belt: A global perspective. British Columbia and Yukon Chamber of Mines, Special Volume 2, 5-34.
- Hammarstron J.M. & Zen E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**: 1297-1313.
- Hart C.J.R. & Goldfarb R.J. 2005. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. *In:* New Zealand Minerals Conference Proceedings, p. 125–133.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. Econ. Geol., 75: 458-484.
- Juliani C., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2002. The Batalha Au-Granite system-Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, 119: 225-256.
- Juras S., Gregersen S., Alexander R. 2011. *Technical Report for the Tocantinzinho Gold Project, Brazil.* Eldorado Gold Corporation. Relatório inédito. 174 p.
- Klein E.L, Vasques M.L, Rosa-Costa L. T. da, Carvalho J.M de A. 2002. Geology of Paleoproterozoic gneissand granitoid-hosted gold mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 44: 544-558.
- Kranidiotis P. & MacLean W.H. 1987. Systematic of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposits, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, 82: 1898-1911.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002.Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. J. South Amer. Earth Sciences, 18: 277-292.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita* 36: 477-489.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D, Guilbert W.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Lowenstern J.B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, **36**: 490-502.
- Maloof T.L., Baker T., Thompson J.F.H. 2001. The Dublin Gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon Territory, Canada. *Miner. Deposita*, **36** (6), 583-593.
- McMahon A.M.P.G. 2011. Resource estimate and technical report for the Cuiú Cuiú Project Tapajos region, North-Central Brazil. *Relatório inédito*. Magellan, p. 134.

#### Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massa do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA

- Mello R.B. 2007. A preliminary assessment of the Tocantinzinho Gold Project, Tapajós Gold District, Pará State, Brazil Three million tons/year scenario. *Relatório inédito*. Brazauros Resources Corporation, 104 p.
- Monier G. & Robert J.L. 1986. Muscovite solid solutions in the system K<sub>2</sub>O-MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O : an experimental study at 2 kbar P<sub>H2O</sub> and comparison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine*, **50**: 257-266.
- Pereira E. 2006.Tocantinzinho: Geology and mineralization of the first large gold deposit of the Tapajós-PA. In: SIMEXMIN, ADIMB. [CD-ROM].
- Ricci P.S.F., Vasquez M.L., Santos A., Klein E.L., Jorge João X.S. Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão-Província do Tapajós: proposta e critérios de definição. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Boletim de resumos expandidos*. Manaus, p. 519-522.
- Santiago E.S.B., Villas R.N., Ocampo R. C. Submetido. Caracterização geoquímica do granito hospedeiro e balanço de massa resultante dos processos hidrotermais relacionados ao depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA. Rev. Bras. Geoc.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of filed mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36: 453-488.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.T.; Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher, I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131: 73-109.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém. *Resumos Expandidos*. [CD-ROM].
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**:304-310.
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. *In*: Foster R.P. (ed.): *Gold Metallogeny and Exploration*. Blackie, Glasgow & London. 165–209 p.
- Sillitoe R.H. & Thompson J.F.H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, **48**: 237-250.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. Earth Science Reviews, 12: 1-33.

Takagi T. & Tsukimura K. 1997. Genesis of oxidized- and reduced-type granites. Economic Geology, 92: 81-86.

- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 471–485.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J. K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, **34**: 323-334.
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In*: Klein E.L.; Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (Org.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 1ª ed. Belém: SBG-Núcleo Norte, v. 3, p. 67-84.
- Zang W. & Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30**: 30-38.

## CAPÍTULO III

# Caracterização geoquímica do granito hospedeiro e balanço de massa resultante dos processos hidrotermais relacionados ao depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA

## Inpujos III

# Érika Suellen Barbosa Santiago<sup>1</sup>, Raimundo Netuno Villas<sup>2</sup>, Ruperto Castro Ocampo<sup>3</sup> Submetido à Revista Brasileira de Geociências (ANEXO I)

<sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do IG-UFPA (esbsantiago@gmail.com)

<sup>2</sup> Faculdade de Geologia do IG-UFPA (netuno@ufpa.br)

<sup>3</sup> Unamgen-Eldorado Gold (ruperto.castro@unamgen.com.br)

O granito Tocantinzinho (2,0 Ga), de alojamento tardiorogênico a pós-colisional, hospeda o Resumo depósito aurífero homônimo e é composto dominantemente por rochas monzongraníticas meta a peraluminosas e de afinidade shoshonítica. Essas rochas acham-se variavelmente alteradas, tendo sido cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação os mais importantes processos hidrotermais. Duas variedades de rochas alteradas, informalmente designadas de salame e smoky, apresentam marcantes diferenças macroscópicas, porém são mineralógica e quimicamente, à parte as razões Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO e conteúdos de Na<sub>2</sub>O e MgO, muito similares. Cálculos de balanço de massa mostraram que o paleossistema hidrotermal Tocantinzinho pode ter evoluído de início com redução e depois com expansão de volume, sem, contudo, ter excedido 10% em nenhum dos casos. A transferência de componentes dependeu do tipo de alteração e variedade considerada, mas, em geral, as rochas perderam Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Na<sub>2</sub>O, CaO, Ba e Sr, e ganharam Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, S, voláteis e Rb. Potássio foi pouco mobilizado na cloritização e sericitização, mas contabilizou perdas significativas na carbonatação e silicificação, enquanto que SiO<sub>2</sub> foi o componente mais suscetível ao fator volume escolhido, em qualquer dos tipos de alteração das duas variedades. Os fluidos foram pouco eficazes para mobilizar os ETR, que exibem similar padrão de distribuição a despeito do grau de alteração. Foram estimados para cada m<sup>3</sup> de rocha alterada perdas ou ganhos entre 210 e 330 kg, registrando-se na variedade smoky maior troca de massa nos diversos tipos de alteração, exceto na cloritização. Principais contribuições à transferência de massa entre os fluidos e o corpo granítico são devidas a SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO.

Palavras-chave: Granito Tocantinzinho, geoquímica, alteração hidrotermal, balanço de massa

Geochemical characterization of the host granite and mass balance resulting from Abstract hydrothermal processes related to the Tocantinzinho gold deposit, Tapajós Province, Pará state The Tocantinzinho granite (2.0 Ga) is a late-orogenic to post-collisional intrusion that hosts the Au Tocantinzinho deposit. It is dominantly composed of metaluminous to peraluminous monzogranitic rocks of shoshonitic affiliation that have been variably altered, especially by chloritization, sericitization, silicification and carbonatization. Two varieties of altered rocks have been recognized and referred to informally as salami and smoky, according to their distinct macroscopic aspects. They are, notwithstanding, mineralogically and chemically very similar, although differ with regard to the Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO ratios and Na<sub>2</sub>O and MgO contents. Mass balance calculations showed that the Tocantinzinho hydrothermal paleosystem did not evolve isovolumetrically, but may have experienced volume changes, first reduction then expansion, yet no greater than 10%. The transfer of components depended upon the alteration type and rock variety, but, in general, losses of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Na<sub>2</sub>O, CaO, Ba and Sr, and gains of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, S, volatiles and Rb are recorded. Potassium was largely conserved during chloritization and sericitization, although significant losses have occurred during silicification and carbonatization. SiO<sub>2</sub> was the most sensitive component to the volume factor chosen no matter the alteration type. The fluids seemed to have had low capacity of mobilizing REE, whose distribution patterns are very similar despite the alteration degree. Estimates of mass losses or gains per  $m^3$  of rock yielded 210 to 330 kg, the larger amounts detected in the salami variety, except for chloritization. SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and CaO were the components that have mostly contributed to the mass transfer between the fluids and the granitic intrusion.

Keywords: Tocantinzinho deposit, geochemistry, hydrothermal alteration, mass balance

**INTRODUÇÃO** Estudos acerca da interação de soluções aquosas com rochas são de grande importância para a compreensão dos mecanismos e fatores que controlam a mobilidade de elementos maiores ou traço no ambiente hidrotermal. O desequilíbrio químico entre o material rochoso e o fluido que por ele circula provoca alteração dos minerais, durante a qual ocorrem reações irreversíveis que envolvem transferência de massa do fluido para a rocha e vice-versa. Conhecidos os ganhos e perdas dos componentes, pode-se avaliar sua redistribuição no sistema e ter-se não só melhor entendimento das transformações químicas e mineralógicas que foram experimentadas pelos protólitos, como também de características composicionais do fluido que os alterou. Diversos estudos têm enfocado o balanço geoquímico de massa decorrente dessas transformações em grande variedade de ambientes geológicos e corpos rochosos, muitos deles aplicados a depósitos minerais epigenéticos com vista a contribuir à elucidação de sua gênese (Sinha *et al.* 1986; Baumgartner & Olsen 1995; Manatschal *et al.* 2000; Kolb *et al.* 2000; Lindenmeyer *et al.* 2002; Sheldon 2003; Lentz 2005; Somarin *et al.* 2009; Theart *et al.* 2011, Warren *et al.* 2007).

No depósito Tocantinzinho, localizado na porção central da Província Aurífera do Tapajós (PAT), a cerca de 200 km a SW de Itaituba-PA (Fig. 1), foi recentemente realizada investigação a respeito da alteração hidrotermal que afetou o granito hospedeiro, tendo sido descritas as mais importantes mudanças mineralógicas, definidos os principais tipos de alteração, bem como as relações temporais entre eles e com a mineralização (Santiago *et al.* submetido). Com os resultados obtidos, abriu-se a perspectiva de investigar ainda mais os processos e produtos da alteração, passando-se a avaliar a troca de massa que ocorreu entre as rochas graníticas e os fluidos hidrotermais que com elas interagiriam. Esses fluidos alteraram, em maior ou menor grau, o *stock* granítico hospedeiro levando à geração de duas variedades de rochas bastante distintas macroscopicamente, porém sem diferenças mineralógicas significativas. Informalmente designadas de salame e *smoky*, essas variedades registram os mesmos tipos de alteração, que se manifestam em substituição a minerais primários e em veios/vênulas mono ou poliminerálicos. Além de caracterizar quimicamente a alteração hidrotermal e de quantificá-la em termos de ganhos e perdas absolutos de componentes, buscou-se com o presente trabalho estabelecer critérios para distinguir mais precisamente as duas principais variedades de rochas graníticas alteradas.

Para tanto, contou-se com o apoio logístico e cessão de testemunhos de furos de sondagem pelas empresas Brazauro Resources Corporation, antiga detentora dos direitos de exploração, e Unamgem Mineração e Metalurgia Ltda, subsidiária brasileira da Eldorado Gold. As análises geoquímicas em rocha total foram conduzidas na *Acme Analytical Laboratories Ltd.* (Vancouver, Canadá). Os componentes maiores, C e S foram analisados por ICP-ES, enquanto os elementos traço e terras raras (ETR) o foram por ICP-MS. Perda ao fogo foi determinada por calcinação a 1000°C. A dosagem de FeO em 20 amostras de granito foi realizada por titulação no Laboratório de Hidroquímica do IG-UFPA. As medidas de densidade das amostras foram feitas no Laboratório de Mineralogia Aplicada do IG-UFPA, utilizando-se a balança de Jolly.



Figura 1 – Mapa geológico e seção SW-NE do depósito Tocantinzinho-PA (Fonte: Unamgem).

**GEOLOGIA DO DEPÓSITO TOCANTINZINHO** O contexto geológico regional e informações mais detalhadas sobre o depósito Tocantinzinho podem ser encontradas em Santiago *et al.* (submetido), de modo que se apresenta aqui apenas uma síntese acerca deste depósito.

O depósito Tocantinzinho está alinhado, ao longo de um *trend* NW-SE (lineamento Tocantinzinho), com outros depósitos auríferos (Palito, São Jorge, Batalha, Bom Jardim e Cuiú-Cuiú). Rochas granitoides de composição predominantemente monzogranítica, fraturadas e brechadas, hospedam o minério aurífero e revelam idades de 2000±6 Ma e 1998±7 Ma (Castilho *et al.* 2010). Estão associadas a corpos aplíticos e pegmatíticos, provavelmente comagmáticos. Granodioritos e álcali-feldspato granitos também ocorrem, porém são mais raros. No todo, essas rochas constituem o chamado granito Tocantinzinho, sendo os monzogranitos junto com sienogranitos e álcali-feldspato granitos subordinados, muito provavelmente, os termos mais diferenciados.

Rochas monzograníticas hematitizadas estéreis, sem evidências de deformação ou brechação, envolvem a zona mineralizada e contêm cristais de feldspato potássico de coloração rósea a avermelhada supostamente devido à impregnação com  $Fe_2O_3$ . Nas zonas mais externas, mostram contatos, alguns de caráter tectônico, com quartzomonzonitos, os quais são geralmente magnéticos e cortados por vênulas de epidoto e pirita sem ouro associado (Juras *et al.* 2011). Diques andesíticos formam corpos que recobrem parcialmente a zona mineralizada, enquanto que diques riolíticos representam o último evento magmático registrado na área.

Os principais tipos de alteração hidrotermal são cloritização, sericitização e silicificação, além da carbonatação. Os diferentes estilos da mineralização compreendem disseminações de sulfetos e sistemas de veios/vênulas em zonas de *stockwork* (Melo 2007). O ouro é muito fino e está intimamente associado à pirita, galena e esfalerita. O depósito Tocantinzinho é muito similar aos depósitos Batalha e São Jorge, e a alguns outros do campo Cuiú-Cuiú. Tipologicamente, poderia ser classificado como depósito relacionado a intrusões (Santiago *et al.* submetido).

**GEOQUÍMICA DO GRANITO HOSPEDEIRO** Foram analisadas amostras pouco e moderadamente alteradas (variedades salame e *smoky*) de rochas monzograníticas, que são as mais representativas da intrusão Tocantinzinho e principais hospedeiras do minério. Para fins comparativos, analisou-se também uma amostra de álcali-feldspato granito.

**Amostras pouco alteradas** Por amostras pouco alteradas subtendem-se aquelas que revelam quantidades de produtos hidrotermais entre 5 e 10%, cabendo à destruição da biotita a principal evidência da alteração que afetou inicialmente o granito Tocantinzinho, anterior, portanto, à mineralização. Foram selecionadas para análise três amostras de monzogranito (01-175, 01-177 e 08-177) e uma de álcali-feldspato granito (09-177), cujos resultados constam da tabela 1. Embora determinados, os teores de W foram excluídos por forte suspeita de contaminação durante a moagem.

*ELEMENTOS MAIORES* A variação composicional das amostras monzograníticas é pouco significativa e deve refletir fundamentalmente diferenças nas proporções modais dos minerais essenciais. Como principais características, destacam-se teores de CaO abaixo de 1,6%, de MgO não superiores a 0,5% e razões  $K_2O/Na_2O$  maiores que 1 (média de 1,29). Comparativamente à amostra de álcali-feldspato granito, as mais expressivas diferenças estão na razão Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO, cinco a sete vezes menor, na razão  $K_2O/Na_2O$ , em média cerca de 20% menor, e no teor de MgO, duas a seis vezes maior. Essas rochas mostram caráter metaluminoso a peraluminoso (Fig. 2A) e afinidade shoshonítica (Fig. 2B).

*ELEMENTOS TRAÇO* Bário e zircônio são os elementos traço que apresentam os mais elevados teores, com médias de, respectivamente, 1545 ppm e 338 ppm, a última certamente relacionada à quantidade de zircão presente nas amostras, as quais apresentam, também, altas razões Ba/Sr (5 a 15) e razão Rb/Sr média de 1,16. Aparentemente, houve maior substituição do Ca por Ba do que por Sr durante a cristalização do plagioclásio, a do Sr sendo comparável à do K pelo Rb no feldspato potássico. As amostras são ainda bem mais enriquecidas em Th do que em U (Th/U=1,7 a 7,9) e em Nb do que em Ta (Nb/Ta=12 a 23), porém revelam conteúdos de Sn que não ultrapassam 3 ppm. Os teores de Au variam desde valores abaixo do limite de detecção até em torno de 5-6 ppb. O padrão de distribuição dos elementos traço (Fig. 3A) é muito similar e caracterizado por acentuadas anomalias positivas de Rb, Th, Zr, Hf e Y, e negativas de Sr, P e Ti. Em diagramas de discriminação tectônica, as amostras situam-se no campo atribuído aos granitos pós-colisionais (Fig. 3B).



Figura 2 – Classificação geoquímica das amostras pouco alteradas. A) Índice de Shand situando-as predominantemente no campo metaluminoso. B) Diagrama  $K_2O$  vs. SiO<sub>2</sub> revelando a afinidade shoshonítica (Pecerillo & Taylor 1976).



Figura 3 – Amostras de granitoides pouco alterados. (A) Padrão de distribuição dos elementos traço normalizados ao condrito (Thompson 1982) e (B) Diagrama de discriminação tectônica, posicionando-as no campo dos granitos pós-tectônicos (Pearce 1996). Post-COLG= pós-colisional; ORG= cadeia meso-oceânica; syn-COLG= sin-colisional; VAG= arcos vulcânicos; WPG=intraplaca

Rocha	Biotita monzogranito		Anfibólio biotita monzogranito	Biotita álcali-feldspato granito	
Amostra	01-177	01-175	08-177	09-177	
Elementos maiores (%	peso)				
SiO <sub>2</sub>	67,99	75,44	66,83	75,07	
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,18	0,56	0,17	
$Al_2O_3$	14,88	13,08	15,8	12,51	
$Fe_2O_3$	1,06	0,43	0,98	1,3	
FeO	2,23	0,77	2,21	0,43	
MgO	0,47	0,18	0,5	0,08	
MnO	0,12	0,03	0,1	0,05	
CaO	1,18	0,41	1,53	0,36	
Na <sub>2</sub> O	4,52	3,75	4,54	3,57	
K <sub>2</sub> O	5,76	5,16	5,53	5,62	
$P_2O_5$	0,18	0,05	0,18	0,02	
H <sub>2</sub> O	0.5	0.4	0.6	0.7	
Total	99,81	100,02	99,69	100	
FeO <sub>t</sub> /(FeO <sub>t</sub> +MgO)	0.88	0.88	0.87	0.96	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0.48	0.56	0.44	3.02	
Elementos traco (ppm)	)	- ,	- 7	- , -	
Cu	4.9	1.3	5.7	18	
Pb	11.3	12.2	9.7	9.2	
Au (ppb)	1.1	< 0.5	5.2	5.6	
Sn	1	2	1	3	
Zn	47	29	51	35	
Ba	1982	465	2536	1200	
Sr	132.1	91.2	175.9	221.3	
Rh	108.2	190.6	103.6	232.9	
Ga	19.4	17.6	20.2	232,5	
Nb	23.2	14	10.6	17.1	
Та	1	1	0.7	1 4	
V	39.1	20.2	25	15 7	
Th	10.8	10.4	15.8	18.6	
II	15	6	2	3 3	
нf	10.5	52	94	87	
7r	466.2	162.1	414.8	309.2	
Rb/Ba	0.05	0.41	0.04	0.19	
Rb/Sr	0.82	2.09	0.59	1.05	
Ba/Sr	15	5	14 42	5 42	
Flamentos terras raras	(nnm)	5	17,72	3,12	
La	75 (ppm)	35	84.6	131.1	
	162.4	73.6	157	275.1	
Dr.	16.49	75,0	16 49	32.76	
Nd	62.3	26	57 /	125.7	
Sm	10.61	4.67	57,4 7.64	20.26	
Sili	2 41	4,07	7,04	20,20	
Eu	2,41	3.87	5.08	2,25	
	9,01	5,67	0.82	2.01	
10 Du	1,39	0,03	0,03	2,01	
Dy Ll-	7,51	5,00	4,50	10,11	
П0 Ба	1,42	0,72	0,93	1,88	
El Tm	4,09	2,23	2,03	3,34 0.75	
110 Vb	0,0	0,35	0,41	0,75	
ID I	3,81	2,4	2,6	4,63	
Lu	0,55	0,36	0,42	0,69	
ETR	357,39	101,63	344,67	62/,3/	
$(La/Yb)_N$	13,2/	9,83	21,94	40,2	
(Gd/YD) <sub>N</sub> Ex/Ex*	1,91	1,3	1,86	2,58	
EU/EU"	0.75	0.4	1,45	0.07	

Tabela 1 – Composição química das amostras graníticas pouco alteradas.

*ELEMENTOS TERRAS RARAS* As amostras de monzogranito revelam • <sub>ETR</sub> média de 288 ppm, que é menos da metade do valor registrado na amostra de álcali-feldspato granito. Todas são, entretanto, enriquecidas em relação ao condrito (Fig. 4) por fatores que variam de cerca de 10-20 (ETRP) até 100-450 (ETRL). O padrão é, assim, caracterizado por moderado a forte fracionamento

dos ETRL em relação aos ETRP, com razões  $(La/Yb)_N$  que variam de 9,83 a 21,94 e razão  $(Gd/Yb)_N$  entre 1,30 a 2,58. A amostra 08-177, que contém Fe-edenita, revela leve anomalia positiva de Eu (1,43), diferentemente das demais para as quais as anomalias são negativas (0,07 a 0,75).



Figura 4 – Padrão de distribuição, nos granitoides pouco alterados, dos ETR normalizados ao condrito (Boynton 1984). Mesma simbologia da figura 2.

**Amostras moderadamente alteradas** São consideradas amostras moderadamente alteradas aquelas cujo conteúdo de minerais hidrotermais foi estimado entre 10% e 30%. Os resultados das análises químicas constam das tabelas 2 (salame) e 3 (*smoky*).

*ELEMENTOS MAIORES* As amostras moderadamente alteradas revelam muitas similaridades químicas, ainda que sejam registradas grandes variações nos conteúdos dos componentes principais, as maiores, à exceção do MgO, na variedade salame. Isto também se estenderia ao Na<sub>2</sub>O caso fosse desconsiderada a amostra 04-142 da variedade *smoky*. Por sinal, os teores de Na<sub>2</sub>O são, via de regra, mais altos nas amostras da variedade salame (>3,2% em 90% delas) do que nas da variedade *smoky* (<3,2% em 70% delas) e devem certamente refletir diferentes proporções de oligoclásio primário, já que não há evidências, mesmo na amostra 04-142 (6,01% de Na<sub>2</sub>O), de metassomatismo sódico na área do depósito. Os teores de MgO são, de modo geral, mais elevados na variedade *smoky* com média de 0,99%, a qual é praticamente o dobro da obtida para a variedade salame (0,51%), isto por conta das maiores quantidades de chamosita com alta  $X_{Mg}$  que a primeira apresenta (Santiago *et al.* submetido). No que se refere aos teores de FeO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 5), observa-se que os de FeO são, em geral, mais altos na variedade salame (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO=0,36 a 4,76), enquanto os de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tendem a ser mais altos na variedade *smoky* (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO=1,94 a 9,29). Estes dados tornam difícil explicar a coloração avermelhada da variedade salame como devida à impregnação dos feldspatos por óxido férrico.

Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massas do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA



Figura 5 - Diagrama  $Fe_2O_3$  vs. FeO com a distribuição das amostras graníticas pouco e moderadamente alteradas. Os outros símbolos conforme figura 1.

*ELEMENTOS TRAÇO* Comparados com a média das amostras de granitoides pouco alterados (01-177 e 08-177), elementos traço selecionados mostram padrões muito similares nas variedades salame e *smoky* (Fig. 6A e 6B), com, em geral, empobrecimento em Ba, Hf, Nb, Sr e Zr, e enriquecimento em Rb e U, independentemente do tipo ou grau de alteração. Os mais expressivos empobrecimento (Ba e Sr) e enriquecimento (U) são registrados na amostra 19-24 da variedade *smoky* que se acha bastante silicificada. As razões Ba/Sr e Rb/Sr tendem a ser mais elevadas na variedade *smoky* (Tab. 2 e 3). Uma possível explicação seria o maior aporte de Rb acompanhando o K durante a sericitização, a qual foi mais expressiva nesta variedade, e menor mobilidade do Ba em relação ao Sr quando da desestabilização do plagioclásio.



Figura 6 – Padrão de distribuição de elementos traço das variedades salame (A) e smoky (B) em relação à média composicional das amostras de granitoides pouco alterados (GPA).

Rocha	Variedade Salame												
Amostra	05-177	04-175	01-174A	08-174A	02-139	01-142	02-142	03-142	02-24	10-24	24-24	26-24	39-24
Elementos	maiores	(% peso)											
$SiO_2$	64,37	73,59	69,97	68,66	62,25	71,43	71,82	72,24	74,77	73,5	73,05	81,2	73,7
$TiO_2$	0,61	0,26	0,36	0,28	0,43	0,34	0,28	0,28	0,15	0,26	0,11	0,17	0,24
$Al_2O_3$	15,79	12,98	14,32	15,33	18,39	14,77	13,77	11,72	12,95	13,08	13,9	9,85	13,3
$Fe_2O_3$	1,78	0,95	2,12	0,49	0,7	1,62	0,93	0,66	0,92	1,4	1,07	0,34	1,81
FeO	1,8	0,91	-	1,36	1,69	0,34	0,62	1,13	-	-	-	0,16	-
$Fe_2O_{3}$	3,58	1,86	2,12	1,85	2,39	1,96	1,55	1,79	0,92	1,4	1,07	0,5	1,81
MgO	0,58	0,3	0,89	0,72	1,11	0,59	0,39	0,73	0,19	0,27	0,25	0,16	0,4
MnO	0,12	0,05	0,06	0,04	0,06	0,02	0,04	0,08	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03
CaO	2,07	0,94	1,48	2,06	1,31	0,31	1,11	2,75	0,96	0,97	0,58	0,64	0,69
$Na_2O$	5,38	4,07	3,83	5,65	4,62	2,8	3,87	3,21	3,7	3,27	3,43	3,19	3,96
$K_2O$	4,86	4,57	4,83	2,76	6,78	5,88	5,38	4,13	5,26	5,66	6,52	3,42	4,66
$P_2O_5$	0,22	0,05	0,09	0,12	0,07	0,06	0,06	0,05	0,03	0,04	0,02	0,04	0,05
5 C	0,02	0,02	0,02	0,06	0,25	0,53	0,5	0,48	0,02	0,1	0,25	0,05	0,42
DE	0,37	0,15	0,27	0,30	0,27	0,07	0,22	0,59	0,17	0,19	0,15	0,15	0,15
rr Total	103.45	1,1	1,9	2,2	2,1 102 42	102 32	1,5	2,0	101.1	1,4	101.4	100.6	1,1
FeaOa/(Fea	105,45	101,8	102,20	101,94	102,42	102,32	102,04	102,04	101,1	101,0	101,4	100,0	102,3
$^{+}MgO)$	0,75	5 0,76	0,7	0,4	0,39	0,73	0,7	0,47	0,83	0,84	0,81	0,68	0,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub> /Fe	0.99	9 1.04	-	0.36	0.41	4.76	1.5	0.58	-	-	_	2.13	-
Elementos	traco (p	pm)		0,00	0,11	.,	1,0	0,00				2,10	
Cu	1,8	2,9	2,8	13,4	18	43,9	22,7	13,6	4,8	4,7	6,7	4,9	15.8
Pb	25,1	16	1,9	1.7	9,2	41	47,4	36,9	2,9	3,9	16,6	2,1	33.2
Au (ppb)	4,8	5	7,2	19,5	8597	1889	315,6	129,8	5	1,1	134,4	1203	175,8
Sn	1	3	5	1	3	4	2	2	1	3	1	1	2
Zn	98	43	44	18	35	22	34	16	8	18	11	9	32
Ba	1818	478	807	880	1200	915	803	631	378	527	465	405	648
Sr	187,8	114,2	151,5	512,7	221,3	115,2	141,8	167,7	74,3	115,1	88,9	80,3	131,6
Rb	100,6	147,1	149	92,9	232,9	235,9	157,2	126,6	173,8	174,4	233,1	103,7	168,6
Ga	18,7	19,3	18,2	14,1	22,7	20	15,9	14,1	13,8	15	18,2	9,8	15,3
Та	1	1,6	1,1	0,6	1,4	1	0,8	0,9	0,9	1,3	1,4	1,2	1
Nb	20,4	21,3	14,8	11.0	17,1	14,5	12,2	12,2	12	13,2	15,6	11,3	11,6
lh L	10	24,6	20,4	11,2	18,6	25	16	13,8	14,3	18,3	9,5	8,4	18,5
	4,5	5 70	3,9 5 7	5,7	3,3 0 7	5,0	5,4	3,1 7 1	4,5	3,3 5 5	0,9	2	1,5
	11,4 506.6	7,9 247 0	3,7 170	4,7	0,7 300 2	221.1	0,5	230.2	5 07	3,3 182.8	2,9	5,4 121.3	4,5
Zi Rh/Ba	0.06	0.31	0.18	0.11	0.10	0.26	0.2	0.2	0.46	0.33	04,0	0.26	0.26
Rb/Sr	0,00	1 29	0.98	0.18	1.05	2.05	1 11	0.75	2,34	1.52	2.62	1 29	1 28
Ba/Sr	9.68	4.19	5.33	1.72	5.42	7.94	5.66	3.76	5.09	4.58	5.23	5.04	4.92
Elementos	terras ra	aras (ppm)	)	1,7 2	0,12	.,,	0,00	5,70	0,05	.,	0,20	0,01	.,> _
La	41	55,5	58,2	27,8	131,1	65,5	55,1	39,3	34	46,7	18,4	22	26,6
Ce	92,6	115,3	115,7	53	275,1	140,1	118,6	87,5	72,2	107,1	11,6	44,3	66,6
Pr	11,59	12,48	12,79	5,44	32,76	16,72	13,5	9,71	7,82	12,99	4,79	5,34	8,24
Nd	44,2	46,4	46,7	18,7	125,7	60,1	50,4	38,7	28,9	47,7	18	19,7	30,8
Sm	8,57	8,14	7,48	2,82	20,26	10,68	8,8	6,68	4,84	8,9	3,35	3,66	5,94
Eu	2,19	0,66	1,01	0,61	2,23	1,28	1,04	0,92	0,65	0,94	0,38	0,46	0,7
Gd	7,75	7,02	6,04	2,04	14,81	8,62	6,91	5,46	3,59	7,32	3,06	3,09	4,94
Tb	1,16	1,21	0,99	0,29	2,01	1,38	1,07	0,86	0,59	1,23	0,54	0,47	0,83
Dy	6,72	6,9	5,72	1,57	10,11	8,45	5,88	4,69	3,24	6,86	3,14	2,58	4,63
Ho	1,35	1,45	1,23	0,31	1,88	1,63	1,19	0,92	0,67	1,42	0,69	0,53	0,96
Er	3,65	4,33	3,68	0,92	5,34	4,34	3,33	2,59	1,98	4,12	2,13	1,59	2,67
1 m Vh	0,52	0,68	0,58	0,14	0, 15	0,62	0,49	0,39	0,31	0,63	0,32	0,24	0,4
10 1.,	5,57 0,52	4,41	5,05	1,00	4,03	4,05	2,97	2,33	10,3	5,8 0.54	2,4 0.29	1,07	2,33
Lu ●	0,52 225 1	265.18	0,54 264 20	114.86	627 37	324 04	269 72	200.63	0,52 177 A	250.3	0,38 69 18	105 9	1562
-ETR (La/Vb)	223,4 7 71	205,10 8 / 8	10 81	17.68	19.00	10.0	12 51	200,05	1 25	200,0	5 17	8 8 8	7 00
$(Gd/Yh)_{N}$	1.75	1.28	1.34	1.55	2.58	1.72	1.88	1.74	0.16	1.55	1.03	1.49	1.58
Eu/Eu*	0.82	0.27	0.46	0.78	0.39	0.41	0.41	0.47	0.48	0.36	0.36	0.42	0.40
	- ,	- ,	- , • •	- , . 🗢	- 7 - 7	- ,	- ,	- , • •	- , - •	- ,	- ,	- , - =	- ,

Tabela 2 – Composição química de amostras da variedade salame.

#### Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massas do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA

69

*ELEMENTOS TERRAS RARAS* As amostras das variedades salame e *smoky* revelam valores médios de •<sub>ETR</sub> de 234,6 ppm e 239 ppm, respectivamente. Normalizadas ao condrito, exibem o mesmo padrão de distribuição com fracionamento fraco a moderado de ETRL em relação aos ERTP [(La/Yb)<sub>N</sub> entre 3,5 e 19,1] e, via de regra, moderada a forte anomalia negativa de Eu, entre 0,27 e 0,82 (Fig. 7A e 7B). Uma amostra da variedade salame registra, ademais, anomalia negativa de Ce e outra, anomalia positiva de Yb (Fig. 7A). Semelhantemente, duas amostras da variedade *smoky* exibem anomalia positiva de Eu, uma delas (19-24) com padrão dos ETRP diverso das demais com valores de (Yb/Gd)<sub>N</sub>>1 (Fig. 7B). Amostras utilizadas no balanço de massa normalizadas à média composicional dos monzogranitos pouco alterados (Fig. 7C) apresentam padrão não muito diferente da normalização ao condrito. Três amostras são inteiramente empobrecidas, dentre elas a amostra 19-24, a qual apresenta a menor concentração dos ETRL e única a exibir anomalia positiva de Eu e leve fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL, à exceção da amostra 08-174A, representativa da carbonatação, cujo comportamento é quase horizontal.



Figura 7 – Padrões de distribuição dos elementos terras raras. Variedades salame (A) e smoky (B) normalizadas ao condrito (Boynton 1984). (C) Algumas amostras normalizadas à média composicional dos granitoides pouco alterados (GPA).

7	n
1	υ

Rocha Variedade Smoky 04-03-04-03-17-Amostra 05-97A 04-142 02-48 16-24 19-24 30-24 38-24 44-24 102B 102B 174A 174A 102B Elementos maiores (% peso) 73,95 71,86 74,25 68,9 73,04 74,08 71,85 77,83 71,77 70,55 68,96 SiO<sub>2</sub> 76,08 72,22 TiO<sub>2</sub> 0,23 0,45 0,32 0,3 0,24 0,35 0,33 0,28 0,31 0,08 0,33 0,35 0,41 12,49 13,89 15,04 12,5 13,04 12,07  $Al_2O_3$ 14,4 13,79 13,47 11,99 14,63 13,46 14,76 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,89 1,22 1,25 1,02 1,48 1,61 1,23 2,97 1,93 0,44 1,45 1,95 3,16 FeO 0,49 0,34 0,83 0,5 0,16 0,34  $Fe_2O_{3_T}$ 0,89 1,71 1,59 1,02 1,48 2,44 1,73 2,97 1,93 0,6 1,45 1,95 3,5 MgO 0,23 0,77 0,79 0,56 2,34 3,58 1.25 0,52 0,53 0,08 0,49 1,22 0,58 MnO 0,01 0,02 0,01 0,03 0,01 0,05 0,03 0,02 0,05 0,04 0,03 0,08 0,02 0,14 0,19 0,39 1,48 0,72 0,58 2,2 0,53 CaO 0,41 0,36 1 0,86 0,62 Na<sub>2</sub>O 2,85 2,4 2,13 6,01 2,81 3,18 2,73 3,44 4,37 3,05 2,57 2,86 3,28  $K_2O$ 5,46 5,64 5,25 2,78 4,42 3,48 5,04 4,85 4,48 3,46 6,27 4,5 5,43  $P_2O_5$ 0,05 0,09 0,06 0,06 0,05 0,09 0,08 0,06 0,05 0,01 0,06 0,06 0,09 S 0,32 0,39 0,31 0,02 0,22 0,02 0,02 1,56 0,39 0,13 0,19 0,02 1,62 0,07 0,02 0,03 0,44 C 0,06 0,17 0,15 0,12 0,08 0,3 0,12 0,12 0,11  $H_2O$ 1,2 1,7 1,7 1,2 1,6 2,9 1,5 1,9 2,3 0,8 1,2 2,9 2,6 101,18 101,92 101,75 101,07 102,33 101,71 104,48 102,5 102,3 104,9 Total 101,62 100,8 101,6 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Fe<sub>2</sub>O 0,79 0,61 0,61 0,65 0,39 0,31 0,5 0,85 0,78 0,85 0,75 0,62 0,84 3+MgO) 2,46 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO 2,49 3,68 \_ 1,94 \_ \_ 2,75 \_ \_ 9,29 \_ Elementos-traço (ppm) 19 40,9 Cu 13,5 11,8 24,1 6,2 5,7 6,7 1,7 6,9 3,3 5,8 9,1 Pb 14,5 9.7 15.120,7 17.5 1.7 1.7 49,1 38.8 19.8 42,4 3.3 66,1 547 293 161,9 129,1 57,6 7,2 626,9 39 45,6 463,1 3,5 8624 Au (ppb) 3,1 2 3 5 Sn 4 4 2 2 4 3 2 1 3 3 5 20 16 27 20 54 20 25 46 12 44 25 15 Zn Ba 693 732 642 473 462 434 494 605 639 88 775 654 764 57,7 89,4 68,8 100,7 Sr 87,8 75,7 253,8 136,8 96,5 161,1 53,3 118,4 118 237,4 268,3 147,3 174,9 162,8 140,5 215,5 227.4 Rb 174,3 86,3 115,7 171 197 22,8 13,3 20,5 Ga 13,2 18,6 14,9 14,7 17,1 15 15,4 15,4 18,4 16,7 Та 0,8 1,8 1,4 0,9 0,9 1,2 1,1 1,3 1 0,7 1,2 1,2 1,4 13.2 14,3 Nb 21.2 16,9 12.6 11,5 15,8 16,2 16,8 13 15,7 16,3 11 Th 23,3 15,7 50,2 13.3 19 16,9 12,3 23,1 20,6 16.8 21,4 13.8 12,8 7,1 U 3,3 4,2 6,9 2,5 3 3.2 4,7 3,4 19,5 4,9 2 2,1 Hf 7,5 5,3 6,9 7,3 4,9 9.9 6,7 6,2 5,6 6,3 6,1 5,6 7,4 179,3 239,5 210,2 258,4 Zr 314,6 221,5 179 214 193,6 207,4 141,4 251,5 240,4 Rb/Ba 0,25 0,32 0,42 0,18 0,32 0,27 0,35 0,29 0,25 0,28 0,3 0,3 1.6 1,99 4,65 1,65 0,85 2,54 1,01 1,82 2,26 Rb/Sr 3.14 0,34 1,77 2,64 1,67 Ba/Sr 7,89 9,67 11,13 1,86 5,17 3,17 5,12 8,79 3,97 1,65 6,55 5,54 7,59 Elementos terras raras (ppm) 55,7 45 23,3 5,04 52,3 71 55,2 36,5 52,7 13,7 63,8 La 33 71.5 Ce 76,4 128,6 125,8 102,7 47,1 108,4 78,7 108,6 29.1 116,4 139.1 139.4 162,6 9,53 19,39 14,48 14,79 11,61 5,54 12,30 9,48 12,93 3,11 14,08 16,12 16,46 Pr Nd 35,1 75,7 53,8 54,9 41,8 20,9 42,8 33,1 45,6 10 51 55,3 59,2 9,28 9,38 9,74 10,59 6,38 13,46 9,67 7,82 4,43 7,19 6,33 8,15 1,68 Sm 1,03 0,82 0,94 0,74 4,18 Eu 0,68 1,5 1,13 0,86 1,07 1,62 1,28 1,27 7,58 Gd 5,33 11,18 8,03 7,15 6,46 5,82 5,57 5,18 6,23 1,53 7,3 8,15 0,88 1,28 0,87 0,9 1,29 1,29 1,37 Tb 1.8 1,14 1.05 1,15 0,26 1 10,01 7,23 5,37 7,32 7,47 Dy 5,42 6,46 5.89 6,71 5,28 5,46 1,68 7,18 Ho 1,13 2,09 1,44 1,26 1,16 1,51 1,06 1,15 1,07 0,45 1,45 1,5 1,53 6,09 4,06 2,99 3,07 1,62 4,18 4,12 4,18 Er 3.13 3,23 4,19 3,1 3.27Tm 0,45 0.87 0.65 0.49 0.51 0.56 0,44 0.46 1 0.32 0.62 0.6 0.6 Yb 5,25 4,05 3,28 3,35 3,72 3,2 3,22 2,89 2,65 3,81 3,78 3,66 3 0,46 0,42 0,78 0,45 0,54 0,58 0,46 0,55 0,46 0,42 0,57 0,56 0,53 Lu 180,9 382,22 290,1 285,1 231,9 126,3 196,54 184,78 250,1 68,29 273,7 319,3 318,2 • ETR (La/Yb)<sub>N</sub> 7,42 9,18 9,19 11,45 9,06 4,22 10,81 7,64 12,29 3,49 9,25 12,66 11,75 1,74 1,55 (Gd/Yb)<sub>N</sub> 1,43 1,72 1,6 1,76 1,56 1,26 1,4 1,3 0,47 1,62 1,8 Eu/Eu\* 0,36 0,37 0,36 0,42 0,37 0,49 0,45 0,40 0,46 3,09 1,54 0,46 0,42

Tabela 3 – Composição química de amostras da variedade smoky.

**BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA** A mobilidade geoquímica dos elementos durante os processos hidrotermais foi aqui estudada aplicando-se os métodos de Gresens (1967) e Grant (1986). Embora algumas amostras apresentem mais de um tipo de alteração hidrotermal, foram escolhidas, com base nos dados petrográficos, quatro amostras das variedades salame e *smoky*, julgadas mais representativas dos principais tipos de alteração. Cada amostra foi comparada à composição média dos monzogranitos pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177), de sorte que foram gerados oito pares para efeitos de cálculo. Dentre  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  e Zr, normalmente considerados componentes de pouca mobilidade, foi selecionado como isócona o primeiro (iso $Al_2O_3$ ), haja vista mostrar comportamento mais uniforme para diferentes valores do fator volume (fv). Nos diagramas das isóconas, as concentrações de quase todos os componentes foram reescalonados para melhor ajuste ao diagrama. Os valores de densidade constam da tabela 4.

Tabela 4 – Valores de densidade (• =  $g/cm^3$ ) das amostras pouco alteradas e representativas dos diferentes tipos de alteração hidrotermal descritos nas variedades salame e smoky.

apos de diferação fila etermai deservios has variedades salame e smony.										
Variedade smoky										
•										
2,66										
2,68										
2,68										
2,63										

**Cloritização** Simulações de perdas e ganhos de componentes indicam que as faixas de 0,83 a 1,06 (salame) e 0,82 a 1,08 (*smoky*) para *fv* seriam as mais representativas (ANEXOS XI e XII), pois delimitam, em diagramas composição-volume (Fig. 8A e 8B), as interseções com  $X_n=0$  das retas referentes a SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, MnO, Na<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> para a variedade salame e SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O para a variedade *smoky*.

Independentemente do valor de fv, a variedade salame (Fig. 8C) revelou perdas de FeO e K<sub>2</sub>O, e ganhos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, C e voláteis. Não houve ganhos ou perdas significativas de MgO, TiO<sub>2</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e S. Para a variedade *smoky* (Fig. 8D), registram-se perdas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, e ganho de voláteis, enquanto TiO<sub>2</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, S e C mostraram pouca mobilidade. SiO<sub>2</sub> foi o componente mais sensível à escolha de fv, seguido do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, este último especialmente na variedade salame. Assumindo-se condições isovolumétricas, SiO<sub>2</sub> mostra perda de massa e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pouca mobilidade na variedade salame, enquanto que há ganho de SiO<sub>2</sub> e perda de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> na variedade *smoky*.

Os diagramas isocônicos para cloritização (Fig. 9A e 9B) mostram que as isóconas iso $Al_2O_3$ , isomassa e isovolume na variedade salame são quase coincidentes. Na variedade *smoky*, a iso $Al_2O_3$ encontra-se minimamente deslocada, sugestivo de que não tenha havido grandes variações de volume e massa, de modo que qualquer daquelas isóconas seria adequada para avaliar a mobilidade relativa dos elementos. Isto pode ser corroborado pelos valores da densidade das amostras das variedades salame e *smoky* iguais ou muito próximas da média dos monzogranitos pouco alterados (Tabela 4). A escolha da iso $Al_2O_3$  implicaria, para a variedade salame (ANEXO XIX), diminuição de 1,74% de volume e 2,85% de massa, bem como aumento de 10,4% tanto de volume quanto de massa para a variedade *smoky* (ANEXO XX). Com relação às demais isóconas, apenas a variedade salame registraria ganhos de massa (isovolume) e volume (isomassa) de 1,14% em ambos os casos.

Considerando as três isóconas, constata-se que, na variedade salame, além dos elementos maiores já discutidos, Sr, Nb, Zr, Hf, U, Pb, Dy, Ho, Er e Yb também revelam ganhos de massa, enquanto que Ba, Rb, Cu, Th e os ETRL experimentaram perdas. Elementos como Al, Lu, Gd, Tm e Tb mostram-se alinhados às isóconas, sugerindo comportamento relativamente imóvel. Já a variedade *smoky* mostrou que TiO<sub>2</sub>, MnO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, C, Ba, Sr, Zr, Hf e ETRL (exceto Sm) foram empobrecidos durante a cloritização. Componentes como Si<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, H<sub>2</sub>O, S, Rb, Th, U, Cu, Pb, Sm e ETRP apresentaram ganhos de massa. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Pr e Nd alinham-se perfeitamente à isoAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, no entanto, Nb, Ho, Gd e Sm mostram-se alinhados às isoconas, estes elementos apresentaram baixa mobilidade geoquímica. Em relação à isoAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O mostra-se enriquecido, mas, comparativamente às outras duas, apresenta

perda de massa. Assinala-se, finalmente, que na variedade *smoky* houve maior ganho de MgO, porém menor aporte de  $Fe_2O_3$  e CaO do que na variedade salame.

**Sericitização** As perdas e ganhos ocorridos durante a sericitização puderam ser adequadamente avaliados para valores de fv dentro dos intervalos de 0,82 a 1,02 (salame) e de 0,93 a 1,06 (*smoky*) (ANEXOS XIII e XIV). Para qualquer valor de fv, ambas as variedades não apenas perderam expressivas quantidades de FeO, CaO e Na<sub>2</sub>O, como também foram enriquecidas em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, S e voláteis (Fig. 10A e 10B). Pouca variação foi constatada, por outro lado, nas concentrações de TiO<sub>2</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e C. Dependendo do valor de fv, foram registrados perdas ou ganhos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O. Em condições isovolumétricas, teria havido ganho de SiO<sub>2</sub> e perda de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, este especialmente na variedade *smoky*, e K<sub>2</sub>O teria sido, dos três, o componente menos móvel.

Os diagramas isocônicos para a sericitização (Fig. 11A e 11B) são muito semelhantes aos da cloritização, constatando-se não mais que irrisória variação de massa ou volume, o que é confirmado pela bem pequena diferença entre as densidades das amostras pouco alteradas e das variedades salame e *smoky* (Tab. 4). De fato, registram-se, com base na isomassa, perdas volumétricas de 1,48% (salame) e 0,75% (*smoky*) e, com base no isovolume, ganho de massa de 1,48% (salame) e e perda de massa de 0,75% (*smoky*) (ANEXOS XXI e XXII). Optando-se pela isoAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, os cálculos revelam, para a variedade salame, aumento de 2,32% e 3,86% de volume e massa, respectivamente, bem como aumento de 5,73% de volume e 6,53% de massa para a variedade *smoky* (ANEXOS XXI e XXII).

Comparando-se as três isóconas para as duas variedades, houve perda de massa de FeO, CaO, Na<sub>2</sub>O, Ba, Sr, Zr, La, dentre outros. Diferentemente, houve enriquecimento de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, S, voláteis, Rb, Cu, Pb, Yb, Sm, Tm e outros. Pequenas diferenças entre as variedades *smoky* e salame foram observadas com relação ao comportamento de K<sub>2</sub>O, Ce, Nd e Pr. Constatou-se, na variedade salame, que o melhor ajuste às tres isóconas se dá com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Nd, Pr e Ho, enquanto que na variedade *smoky* K<sub>2</sub>O, Ce e Pb alinham-se à isomassa e isovolume, e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Hf à isoAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, o que significa terem sido estes componentes praticamente imóveis durante a sericitização, dependendo da isócona de referência.



Figura 8 – Balanço geoquímico de massa relacionado à cloritização das variedades salame e smoky. A) e B) Diagramas composição-volume retratando as perdas e ganhos dos componentes em função de fv; os pontos onde as retas cortam a abcissa (Xn=0) indicam o valor de fv para o qual o componente teria sido imóvel. C) e D) Perdas e ganhos dos componentes maiores, S, C e PF para fv=0,8-1,1.



Figura 9 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos traço e ETR (ppm/100g)) em relação à média composicional dos granitos pouco alterados (GPA) (amostras 01-177 e 08-177) para cloritização nas variedades salame (A) e smoky (B).



Figura 10 – Balanço geoquímico de massa dos componentes maiores, S, C e PF relacionado à sericitização das variedades salame (A) e smoky (B) para fv=0,8-1,1. Símbolos conforme figura 8.

**Silicificação** Para este processo, os valores de *fv* mais apropriados (Fig. 12A e 12B) cobrem os intervalos de 0,84-1,14 (variedade salame) e 0,85-1,3 (variedade *smoky*) (ANEXOS XV e XVI).

Não há importantes diferenças no balanço de massa entre as duas variedades. Para aqueles intervalos de fv, ambas perderam Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, K<sub>2</sub>O e, em menor grau, CaO e Na<sub>2</sub>O, os dois últimos levemente mais na variedade salame. Pequenos aportes de voláteis também foram registrados. Houve, como esperado, substancial ganho de sílica, exceto para fv=0,8. De fato, qualquer valor de fv>0,84 teria redundado em ganho de sílica. Assumindo-se condição isovolumétrica, os componentes mais imóveis, em ambas as variedades, teriam sido TiO<sub>2</sub>, MgO, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, S e C.

Os diagramas das isóconas aplicados à silicificação (Fig. 13A e 13B) também evidenciam expressivas perdas de quase todos os componentes. Enquanto nas duas variedades as retas correspondentes à isomassa e ao isovolume quase se superpõem, a de iso $Al_2O_3$  delas se desloca, acarretando aumento tanto de volume como de massa em torno de 57% e de 55%, respectivamente, para a variedade salame (ANEXO XXIII), enquanto que na variedade *smoky* os aumentos corresponderiam a 29% para volume e 28% para massa. (ANEXO XIV). Caso fossem escolhidas as outras duas isóconas, em ambas as variedades registrar-se-ia aumento de 1,14% quer na massa quer no volume (ANEXOS XXIII e XIV).

Independentemente da isócona, para a variedade salame SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, S e C foram os que acusaram os maiores ganhos de massa. Os outros óxidos, além de Ba, Sr, Zr, Hf, Pb e ETR exibem perdas de massa. Idênticas observações podem ser feitas para a variedade *smoky*, na qual também são verificados ganhos absolutos de Pb, Rb, U e Th. Os melhores ajustes às isóconas de massa e volume são observados para Rb, Cu e U (variedade salame), enquanto que Th, Nb e Ho (o primeiro somente na variedade *smoky*) o são à isoAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, sugerindo que, em relação às respectivas isóconas, esses componentes foram praticamente imóveis. Comportamento ambiguo teria Na<sub>2</sub>O e Yb (Yb somente na variedade *smoky*), pois mostram ganho de massa quando comparados à isoAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e perda em relação às demais isóconas.



Figura 11 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos traço e ETR (ppm/100g) em relação à média composicional dos granitos pouco alterados (GPA) para sericitização nas variedades salame (A) e smoky (B). Símbolos conforme figura 9.



Figura 12 - Balanço geoquímico de massa dos componentes maiores, S, C e PF relacionado à silicificação das variedades salame (A) e smoky (B) para fv=0,8-1,3. Outros símbolos conforme figura 8.

**Carbonatação** As perdas e ganhos de componentes nas variedades salame e *smoky* durante a carbonatação puderam ser convenientemente avaliados considerando-se fv entre 0,9 e 1,1 (ANEXOS XVII e XVIII). Para qualquer valor dentro deste intervalo, a variedade salame (Fig. 14A) registrou perdas de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO e, especialmente, de K<sub>2</sub>O. Houve ganhos de MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, C e voláteis, enquanto que TiO<sub>2</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e S apresentaram pequenas perdas ou ganhos. A variedade *smoky* (Fig. 14B) acusou perdas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O e Na<sub>2</sub>O, e ganhos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, C e voláteis. Não foram constatadas perdas ou ganhos significativos de TiO<sub>2</sub>, MnO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e, por isso, pode-se assumir que tiveram comportamento relativamente imóvel. Valores de fv>0,95 induziriam a ganhos de SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, embora na variedade *smoky* qualquer valor de fv daquele intervalo levaria à perda de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Em condições isovolumétricas, os componentes menos móveis foram Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e MnO (variedade *smoky*).

Constatam-se, na variedade salame, superposição das isóconas de massa e  $Al_2O_3$  e um deslocamento mínimo para a de volume, diferentemente da variedade *smoky*, a qual mostra deslocamento acentuado da iso $Al_2O_3$ . Assim, qualquer uma delas seria adequada para o estudo da mobilidade relativa dos componentes. Caso a escolha recaísse na isócona de  $Al_2O_3$ , os cálculos indicariam diminuição de volume (1,05%) e ganho de massa (0,07%) para a variedade salame (ANEXO XXV). Por seu turno, na variedade *smoky* seria registrado aumento de cerca de 13,5% tanto no volume como na massa (ANEXO XXVI).

O diagrama das isóconas (Fig. 15A e 15B) mostra enriquecimento de CaO, MgO, C, voláteis e W, bem como empobrecimento de  $K_2O$ , MnO, TiO<sub>2</sub>,  $P_2O_5$ , Ba, Zr, Hf e Pb em ambas as variedades, porém Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb, Sr e ETRP comportaram-se contrariamente. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, La, Ce e Nb alinham-se perfeitamente à isócona de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, diferentemente de U, Th, Pr, Gd, Ho que se alinham às isóconas de massa e volume, evidenciando que, em relação às respectivas isóconas, estes componentes apresentaram baixa mobilidade geoquímica. Comportamento ambiguo seria apenas do Nd, pois mostra ganho de massa comparado à isoAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e perda de massa em relação às demais isóconas.





Figura 13 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos traço e ETR (ppm/100g) em relação à média composicional dos granitos pouco alterados (GPA) para silicificação nas variedades salame (A) e smoky (B). Símbolos conforme figura 9.



Figura 14 – Balanço geoquímico de massa dos componentes maiores, S, C e PF relacionado à carbonatação das variedades salame (A) e smoky (B) para fv=0,9-1,1. Símbolos conforme figura 8.



Figura 15 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos traço e ETR (ppm/100g) em relação à média composicional das amostras de granitos pouco alterados (GPA) para carbonatação nas variedades salame (A) e smoky (B). Símbolos conforme figura 9.

### DISCUSSÕES

Rochas hospedeiras As amostras mais representativas do granito Tocantinzinho pré-mineralização mostram-se ricas em  $K_2O$  (>5,10%), teores estes que poderiam ser ainda mais elevados se considerada a possível perda de potássio na transformação da biotita para clorita. Poderiam, até mesmo, corresponder proximamente aos teores originais, caso o potássio liberado pela biotita tivesse sido em grande parte reaproveitado na formação da fengita, que é o outro mineral hidrotermal a destacar nas rochas pouco alteradas. Os elevados teores de K<sub>2</sub>O conferem afinidade shoshonítica a essas rochas, o que é corroborado não somente pela razão K2O/Na2O>0,5 e (K2O+Na2O)>5%, mas também pelos baixos teores de TiO<sub>2</sub>, empobrecimento dos elementos de alto poder de ionização (HSFE, sigla em Inglês) comparativamente aos elementos litofílicos de grande raio iônico (LILE, sigla em Inglês), à exceção do Sr, e caráter predominantemente metaluminoso. De acordo com Nardi (1986) e Gest & McBirney (1979), o teor de Sr pode diminuir bruscamente em rochas mais diferenciadas da série shoshonítica (SiO<sub>2</sub>>65%), o que poderia explicar as baixas concentrações deste elemento nas amostras estudadas, as quais são prováveis representantes dos estágios mais evoluídos da cristalização fracionada do magma granítico que gerou o corpo Tocantinzinho. Outra característica das rochas da série shoshonítica é o enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP com comum ausência de anomalia de Eu. Nas rochas pouco alteradas do granito Tocantinzinho esse enriquecimento é constatado, porém estão evidentes anomalias negativas e positivas de Eu. Aparentemente, este elemento foi particularmente suscetível à mobilização, mesmo quando a razão fluido/rocha foi baixa.

As características geoquímicas e geológicas do granito Tocantinzinho indicam ser ele tardiorogênico a pós-colisional, podendo estar relacionado aos estágios finais da orogenia Cuiú-Cuiú da região do Tapajós, quando foram alojados corpos graníticos já sem deformação, a exemplo do Monzogranito Jamanxim (1996±4 Ma; Santos *et al.* 2004). Esse contexto geotectônico seria compatível, por exemplo, com o das associações shoshoníticas que ocorrem no Complexo Granítico de Lavras do Sul (Lima & Nardi 1998).

**Balanço geoquímico de massa** Os dados obtidos indicam que os monzogranitos foram não só as rochas que registraram as maiores evidências de alteração hidrotermal, como também as principais hospedeiras do depósito Tocantinzinho. Ao interagirem com essas rochas, os fluidos transferiram ou delas retiraram componentes em maior ou menor grau, dependendo do tipo de alteração e da variedade de rocha alterada.

Durante a cloritização da biotita (equação 1), deve ter ocorrido remoção de K, Mg e/ou Fe<sup>+2</sup> e sílica. Os cálculos de balanço de massa nas variedades salame e *smoky* revelam que isto somente teria sido possível para valores de fv entre 0,8 e 0,9 (Fig. 8A e 8B). A simultânea formação de sericita, em resposta à desestabilização do feldspato potássico e do oligoclásio, poderia justificar retirada adicional de K e sílica (equação 2), bem como as perdas de Ca e Na (equação 3) registradas na variedade *smoky*. Estes dois últimos metais teriam sido, no entanto, pouco mobilizados na variedade salame, na qual a alteração do plagioclásio parece ter sido pouco significativa.

$$2K(Mg,Fe)_{3}AlSi_{3}O_{10}(OH)_{2} + 4H^{+} + 6H_{2}O \rightarrow (Mg,Fe)_{5}Al_{2}Si_{3}O_{10}(OH)_{8} + (Mg,Fe)^{2+} + 2K^{+} + 3H_{4}SiO_{4} (1)$$

$$3\text{KAlSi}_{3}\text{O}_{8} + 2\text{H}^{+} + 12\text{H}_{2}\text{O} \rightarrow \text{KAl}_{2}\text{AlSi}_{3}\text{O}_{10}(\text{OH})_{2} + 2\text{K}^{+} + 6\text{H}_{4}\text{Si}\text{O}_{4} (2)$$

$$2,5(Na_{0,8} Ca_{0,2})Al_{1,2}Si_{2,8}O_8 + K^+ + 2H^+ + 8H_2O \rightarrow KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 2Na^+ + 0,5Ca^{2+} + 4H_4SiO_4 (3)$$

Quanto à sericitização, que envolveu essencialmente a alteração de feldspatos, são previsíveis perdas de K, Na, Ca e sílica, o que seria consistente novamente para *fv* de 0,8 a 0,9 (Fig. 9A e 9B). As menores perdas de K poderiam ser devidas a seu reaproveitamento na formação da sericita à custa do oligoclásio (equação 3).

Os esperados ganhos de sílica (silicificação) e de C e Ca (carbonatação) são constatados para  $fv \cdot 0,9$  (Figs. 10A, 10B, 11A e 11B). Durante a silicificação, teria havido adicionalmente perdas de K, Na e Ca, ligadas por certo à destruição de feldspatos, o mesmo tendo ocorrido com K durante a carbonatação. É surpreendente o ganho de sódio na variedade salame neste último processo, contrariamente ao que ocorreu na variedade *smoky*, pois não foi identificado nenhum mineral portador de Na nas associações minerais hidrotermais do sistema Tocantinzinho. Especula-se que inclusões

#### Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massas do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA

82

fluidas saturadas com halita possam ter contribuído com os elevados teores de Na, implicando que a amostra da variedade salame selecionada proveio de rocha que teria interagido, em algum estágio da alteração, com fluidos de elevada salinidade. Estudos em andamento comprovam a existência de fluidos salinos no paleossistema hidrotermal Tocantinzinho.

Com poucas exceções, todas relacionadas à variedade salame e para fv=1,1, os dados revelam remoção de Al qualquer que tenha sido o tipo de alteração ou variedade de rocha considerada. As reações 1 a 3 foram balanceadas com conservação do Al, de modo que elas não servem para explicar as perdas que foram computadas para este elemento. Alternativamente, a dissolução de minerais, promovida por hidrólise, poderia ter sido em grande parte responsável pela liberação de componentes, dentre eles o Al, para os fluidos (reações 4 a 6) durante os processos hidrotermais.

$$KAlSi_{3}O_{8} + 4H^{+} + 4H_{2}O \rightarrow K^{+} + Al^{3+} + 3H_{4}SiO_{4} (4)$$

 $(Na_{0.8} Ca_{0.2})Al_{1.2}Si_{2.8}O_8 + 4,8H^+ + 3,2H_2O \rightarrow 0,8Na^+ + 0,2Ca^{2+} + 1,2Al^{3+} 2,8H_4SiO_4 (5)$ 

 $K(Fe,Mg)_{3}AlSi_{3}O_{10}(OH)_{2} + 10H^{+} \rightarrow K^{+} + Al^{3+} + 3(Fe,Mg)^{2+} + 3H_{4}SiO_{4}$  (6)

Algumas discrepâncias foram observadas ao se comparar os dados obtidos pelos dois métodos. Pelo método de Grant (1986), por exemplo, constatam-se pequena perda e conservação de volume do granito, durante, respectivamente, a carbonatação (ambas as variedades) e a cloritização (variedade *smoky*). De fato, as mudanças de volume são pouco significativas também nos outros tipos de alteração e não ultrapassam 1,5%, permitindo admitir que, para todos os efeitos práticos, as condições reinantes durante a alteração poderiam ter sido isovolumétricas. Entretanto, a evolução a volume constante não se sustenta pelos argumentos anteriormente apresentados, pois implicaria ganho de SiO<sub>2</sub> no curso da cloritização e da sericitização de ambas as variedades, bem como imobilidade do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> relacionada à sericitização da variedade *smoky*, em contradição com o que se depreende das reações 4 a 6. As perdas e ganhos calculados pelo método de Gresens (1967) revelam, por outro lado, maior coerência com os processos e produtos hidrotermais identificados nas rochas do granito Tocantinzinho, apesar de persistirem certas inconsistências, e serviram então de base para subsidiar as interpretações que se seguem.

Assim posto, é plausível assumir que o paleossistema hidrotermal Tocantinzinho evoluiu desde condições em que teria havido redução de volume (cloritização e sericitização), até condições de expansão de volume, mais próprias dos estágios de silicificação e carbonatação. Sintomaticamente, foi ainda durante a sericitização que o granito Tocantinzinho experimentou mais intenso fraturamento e brechação, favorecendo a migração dos fluidos mineralizantes e daqueles relacionados com os estágios finais da alteração.

Com base no acima exposto, foram estimados os ganhos ou perdas de massa para 1 m<sup>3</sup> de rocha alterada (Tab. 5), assumindo-se *fv* igual a 0,9 para cloritização e sericitização, e a 1,1 para silicificação e carbonatação, ou seja, mudanças volumétricas em torno de 10%, que são condizentes com os valores calculados com a isócona de massa, mas bem distintos daqueles previstos pela isócona de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, que já denunciava mobilidade deste componente em decorrência da alteração do granito. Os resultados mostram que, durante a cloritização e sericitização, houve perdas de massa com médias de 247 kg/m<sup>3</sup> e 237 kg/m<sup>3</sup> nas variedades salame e *smoky*, respectivamente, cabendo os maiores valores ao SiO<sub>2</sub> (58 a 266 kg/m<sup>3</sup>) na primeira e ao Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (23 a 52 kg/m<sup>3</sup>) e Na<sub>2</sub>O (63 kg/m<sup>3</sup>) na outra. No decurso da silicificação e carbonatação ocorreram, por outro lado, ganhos de massa com médias de 286 kg/m<sup>3</sup> (variedade salame) e 294 kg/m<sup>3</sup> (variedade *smoky*). Os componentes que mais contribuíram para esses ganhos foram SiO<sub>2</sub>, estimados em 242 a 550 kg/m<sup>3</sup> (variedade salame) e 291 a 454 kg/m<sup>3</sup> (variedade *smoky*). Contribuíram, também, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (31 kg/m<sup>3</sup>) e CaO (29 kg/m<sup>3</sup>) na carbonatação da variedade *smoky*, à exceção da cloritização, a qual, não obstante, acusou a maior diferença entre as duas variedades.

Tabela 5 – Perdas (-) e ganhos (+) totais de massa em  $kg/m^3$  de rocha nas variedades salame e smoky de acordo com o tipo de alteração.

Variedade de rocha/ Tipo de alteração	Cloritização	Sericitização	Silicificação	Carbonatação
Salame	-281	-213	+253	+319
Smoky	-253	-221	+258	+330

Em termos de elementos traço, houve, em geral, empobrecimento em Ba, Nb e Sr, e enriquecimento em Rb, U e W, independentemente do tipo ou grau de alteração. Constatou-se, também, empobrecimento em Zr e Hf, porém é possível que ele seja aparente e reflita, bem mais, variação das quantidades modais de zircão nas amostras. A despeito da grande similaridade dos padrões de distribuição dos ETR entre as amostras das variedades salame e *smoky* (Fig.7A e 7B), elas revelam leve empobrecimento ou enriquecimento desses elementos em relação às amostras pouco alteradas (Fig. 7C), sugerindo que os fluidos hidrotermais só foram capazes de mobilizar ou transferir os ETR ao protólito granítico em pequena escala. As mais significativas variações referem-se ao Eu, La e Ce, as dos dois últimos muito provavelmente relacionadas à desestabilização da allanita.

**CONCLUSÕES** O corpo Tocantinzinho é constituído por granitoides diversos que mostram caráter meta a peraluminoso e afinidade shoshonítica, tendo sido interpretado como uma intrusão tardiorogênica a pós-colisional relacionada aos estágios finais da orogênese Cuiú-Cuiú, à semelhança do Monzogranito Jamanxim, de mesma idade (2,0 Ga). Monzogranitos são dominantes, os quais, juntamente com sienogranitos e álcali-feldspato granitos subordinados, representam as fácies mais evoluídas daquele corpo.

Os sinais de alteração são ubíquos, porém amostras pouco alteradas (5-10% de minerais hidrotermais) preservaram grandemente a composição mineralógica original, exceto pela substituição parcial a total da biotita por clorita e leve sericitização de alguns cristais de plagioclásio. Essas amostras são pobres em CaO e MgO, e apresentam razões  $K_2O/Na_2O>1$ . Dentre os elementos traço, bário e zircônio são os mais enriquecidos; as razões Ba/Sr, Th/U e Nb/Ta são altas e as de Rb/Sr alcançam média pouco acima da unidade. O padrão de distribuição dos elementos traço mostra acentuadas anomalias positivas de Rb, Th, Zr, Hf e Y, e negativas de Sr, P e Ti. Quanto aos ETR, o padrão é caracterizado por moderado a forte fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP, com razões (La/Yb)<sub>N</sub> normalmente superiores a 10. Anomalias de Eu são evidentes, a maioria negativa, no que difere das rochas da série shoshonítica clássica.

As rochas monzograníticas com maior grau de alteração estão representadas pelas variedades informais salame e *smoky*, que são as principais hospedeiras do depósito aurífero. Similares mineralogicamente, a variedade *smoky* mostra, em geral, maiores razões Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO e teores de MgO, e menores conteúdos de Na<sub>2</sub>O. A cor avermelhada da variedade salame não é devida à impregnação dos feldspatos por óxido férrico. Cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação são os mais importantes tipos de alteração identificados nas rochas do depósito.

O comportamento dos elementos traço nas amostras mais alteradas foi influenciado pelo tipo de alteração e variedade de rocha, mas, no geral, Ba, Nb e Sr foram empobrecidos e U, W e Rb enriquecidos. Houve, via de regra, remoção dos ETR em ambas as variedades, sem exceder, porém, uma ordem de grandeza e mantendo praticamente o mesmo padrão de distribuição das amostras pouco alteradas, o que denota terem sido os fluidos, certamente pela falta de ligantes adequados, pouco eficazes em mobilizar estes elementos do protólito granítico.

A avaliação do balanço de massa revelou que, independentemente da variedade alterada, os fluidos hidrotermais foram capazes de transferir ou remover componentes para o corpo granítico. A maior ou menor mobilidade dos componentes dependeu do tipo e do grau de alteração. Com valores do *fv* iguais a 0,9 (cloritização e sericitização) e a 1,1 (silicificação e carbonatação), as rochas, em geral, registraram perdas de  $Al_2O_3$ , FeO, Na<sub>2</sub>O, CaO, Ba e Sr, e ganhos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, S, voláteis e Rb. Potássio foi amplamente conservado na cloritização e sericitização, mas contabilizou perdas expressivas na carbonatação e silicificação. Naquela faixa de *fv*, ora houve perdas ora ganhos de SiO<sub>2</sub>. O paleossistema hidrotermal Tocantinzinho teria, então, inicialmente evoluído com redução de volume, durante os processos de cloritização e sericitização, e, em seguida, com expansão de volume, mais própria dos estágios de silicificação e carbonatação. Essa variação volumétrica, entretanto, não deve ter excedido 10%. As observações indicam que, ainda sob os efeitos da sericitização, o granito

#### Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massas do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA

Tocantinzinho experimentou intenso fraturamento e brechação, o que teria propiciado o aumento de volume e favorecido a migração dos fluidos mineralizantes e daqueles responsáveis pelos estágios finais da alteração. As reações de hidrólise podem ter sido importante mecanismo químico na liberação de componentes do corpo granítico para os fluidos.

Cálculos de perdas e ganhos de massa por m<sup>3</sup> de rocha acusaram valores que variaram de 210 e 330 kg. As trocas de massa foram maiores na variedade salame somente durante a cloritização, quando houve perda de aproximadamente 30 kg/m<sup>3</sup> a mais do que na variedade *smoky*. Nos outros tipos de alteração, as maiores trocas foram verificadas na variedade *smoky* e estimadas entre 5 e 10 kg/m<sup>3</sup> com ganhos na silicificação e carbonatação, e perda na sericitização. Em termos quantitativos, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO foram os componentes mais mobilizados no decurso da alteração hidrotermal.

Apesar de algumas inconsistências, a aplicação dos métodos de Gresens e Grant, particularmente o primeiro, se mostrou útil na avaliação do balanço de massa e os resultados compatíveis, de modo geral, com a abundância dos minerais hidrotermais encontrados nas rochas alteradas do granito Tocantinzinho, que foram produzidas pela ação de fluidos inicialmente ácidos, moderadamente oxidados e relativamente enriquecidos em espécies de S e C. Com o avanço da alteração, eles foram sendo progressivamente enriquecidos também em sílica, cuja precipitação mais tardia (silicificação) deve ter sido favorecida quando se tornaram alcalinos, menos quentes e diluídos (Rimstidt 1997).

**Agradecimentos** À CAPES, pela concessão de bolsa à primeira autora e ao PPGG-UFPA, onde foi estudante de mestrado. Os autores são gratos às empresas Unamgem S/A e Jaguar Resources do Brasil Ltda. pela permissão em estudar o depósito Tocantinzinho e pelo apoio recebido nas campanhas de campo. Agradecem, ainda, ao técnico Natalino Siqueira do Laboratório de Hidroquímica (IG-UFPA) por trabalhos analíticos realizados. Reconhecimento especial é devido aos garimpeiros, cujo trabalho pioneiro levou à descoberta daquele depósito. Esta pesquisa é uma contribuição ao INCT de Geociências da Amazônia-Geociam (CNPq) e ao projeto Mineralizações auríferas da região Jamanxim-Tropas, Província do Tapajós: tipologia e gênese (FAPESPA). A essas agências de fomento nossos sinceros agradecimentos.

#### Referências

- Baumgartner L.P. & Olsen S.N. 1995. A least-square approach to mass transport calculations using the isocon method. *Economic Geology*, 90: 1261-1270.
- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In*: Henderson P. (Ed.). *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63-114 p.
- Castilho M.P., Villas R.N.N., Galarza M.A.T., Pereira E. 2010. Estudo isotópico (Pb-Pb, C e O) do depósito aurífero Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, Pará-Brasil. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais. [CD-ROM]
- Gest D.E. & McBirney A.R. 1979. Genetic relations of shoshonitic and absarokitic magmas, Absaroka Mountains, Wyoming. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **6**: 85-104.
- Grant J.A. 1986. The isocon diagram a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**: 1976-1982.
- Gresens R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. Chemical Geology, 2: 47-65.
- Juras S., Gregersen S., Alexander R. 2011. *Technical Report for the Tocantinzinho Gold Project, Brazil.* Eldorado Gold Corporation. Relatório inédito. 174 p.
- Kolb J., Kisters A.F.M., Hoernes S., Meyer F.M. 2000. The origin of fluids and nature of fluid-rock interation in mid-crustal auriferous mylonites of the Renco mine, southern Zimbabwe. *Mineralium Deposita*, 35: 109-125.
- Lentz D.R. 2005. Mass-balance analysis of mineralized skarn systems: implications for replacement processes, carbonate mobility and permeability evolution. *Mineral Deposit Research-Meeting the Global Challenge*. New York, Elsevier, p. 421-424.
- Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(1): 67-77.
- Lindenmeyer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G., Fleck F., Galli C.P. 2002. Alteração hidrotermal das rochas intrusivas do depósito Cu-Au de Gameleira: uma comparação com a alteração das rochas intrusivas da mina

#### Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massas do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA

de Au do Igarapé Bahia e do depósito ferrífero de S11, Serra dos Carajás. *In*: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (ed.) Contribuições à Geologia da Amazônia, vol. 3, SBG-Núcleo Norte, p. 169-190.

- Manatschal G., Marquer D., Früh-Green G.L. 2000. Channelized fluid flow and mass transfer along a rift-related detachment fault (Eeastern Alps, Southeast Switzerland). *Geol. Soc. Amer. Bull.* **112**: 21-33.
- Mello R.B. 2007. A preliminary assessment of the Tocantinzinho Gold Project, Tapajós Gold District, Pará State, Brazil Three million tons/year scenario. *Relatório inédito*. Brazauros Resources Corporation, 104 p.

Nardi L.V.S. 1986. As rochas granitoides da série shoshonítica. Revista Brasileira de Geociênicas, 16(1): 3-10.

- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, **25**: 956-983.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib.Miner. Petrol.*, 58: 63-81.
- Rimstidt J.D. 1997. Gangue mineral transport and deposition. In: Barnes H.L. (Ed.) Geochemistry of Hydrothemal Ore Deposits, 3<sup>rd</sup> edition John Wiley & Sons, Inc. New York, p. 487-516.
- Santiago E.S.B., Villas R.N.N., Ocampo R. C. (submetido). Depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós (PA): Granito hospedeiro, alteração hidrotermal e química mineral. *Rev. Bras. Geoc.*
- Santos J.O.S., Van Breemen O.T.; Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher, I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Prec. Research*, 131: 73-109.
- Shand S.J. 1950. Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit. 4ed., London, 488p.
- Sheldon N.D. 2003. Pedogenesis and geochemical alteration of the Picture Gorge subgroup, Columbia River basalt, Oregon. Geol. Soc. Amer. Bull., 115: 1377-1387.
- Sinha A.K., Hewitt D.A., Rimstidt J.D. 1986. Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology*, **14**: 883-886.
- Somarin A.K., Kissin S.A., Heerema D.D., Bihan D.J. 2009. Hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope studies of the North Roby zone, Lac des Iles PGE mine, Ontario, Canada. *Resource Geology*, 59: 107-120.
- Theart H.F.J., Ghavami-Riabi R., Mouri H., Gräser P. 2011. Applying the box plot to the recognition of footwall alteration zones related to VMS deposits in a high grade metamorphic terrain, South Africa-a lithogeochemical exploration application. *Chemie der Erde-Geochemistry*, **71**: 143-154.

Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. Scott. J. Geol., 18: 49-107.

Warren I., Simmons S.F., Mauk J.L. 2007. Whole-rock geochemical techniques for evaluating hydrothermal alteration, mass changes, and compositional gradients associated with epithermal Au-Ag mineralization. *Economic Geology*, **102**: 923-948.

### **1. CONCLUSÕES**

O corpo Tocantinzinho (2,0 Ga) é constituído por várias fácies petrográficas. Os monzogranitos são dominantes, os quais, juntamente com sienogranitos e álcali-feldspato granitos subordinados, representam as fácies mais evoluídas daquele corpo. Trata-se de um *stock* alongado na direção NW-SE, tardi-orogênico a pós-colisional, cujo magma foi alojado a profundidades de 6-9 km e cristalizado em condições de  $fO_2$  intermediárias. Está relacionado aos estágios finais da orogênese Cuiú-Cuiú, da mesma forma que o contemporâneo Monzogranito Jamanxim, tendo sido classificado como do subtipo oxidado da série ilmenita.

As rochas monzograníticas apresentam caráter meta a peraluminoso e afinidade shoshonítica. Os sinais de alteração são ubíquos, porém amostras pouco alteradas preservaram a composição mineralógica original, exceto pela substituição parcial a total da biotita por clorita e leve sericitização de alguns cristais de plagioclásio. Essas amostras são pobres em CaO e MgO, e apresentam razões K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O>1. Dentre os elementos traço, Ba e Zr são os mais enriquecidos; as razões Ba/Sr, Th/U e Nb/Ta são altas e as de Rb/Sr alcançam raramente média >1. O padrão de distribuição dos elementos traço mostra acentuadas anomalias positivas de Rb, Th, Zr, Hf e Y, e negativas de Sr, P e Ti. Quanto aos ETR, o padrão é caracterizado por moderado a forte fracionamento dos ETRL em relação às ETRP, com razões (La/Yb)<sub>N</sub> normalmente >10. Anomalias de Eu são evidentes, a maioria negativa, no que difere das rochas da série shoshonítica clássica.

Os monzogranitos foram submetidos a processos hidrotermais de intensidade fraca a moderada, os quais geraram duas variedades principais de rochas alteradas, informalmente designadas de salame e *smoky*, que são as principais hospedeiras do depósito aurífero. Similares mineralogicamente, porém bastante distintas no aspecto macroscópico, a variedade *smoky* mostra, em geral, maiores razões Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO e teores de MgO, e menores conteúdos de Na<sub>2</sub>O. A cor avermelhada da variedade salame não é devida à impregnação dos feldspatos por óxido férrico. O comportamento dos elementos traço nas amostras mais alteradas foi influenciado pelo tipo de alteração e variedade de rocha, mas, no geral, Ba, Nb e Sr foram empobrecidos e U e Rb enriquecidos. Houve, via de regra, remoção dos ETR em ambas as variedades, sem exceder, porém, uma ordem de grandeza e mantendo praticamente o mesmo padrão de distribuição das amostras pouco alteradas, o que denota terem sido os fluidos,
certamente pela falta de ligantes adequados, pouco eficazes em mobilizar estes elementos do protólito granítico.

Os mais importantes tipos de alteração hidrotermal foram, sequencialmente, cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação. Os produtos hidrotermais ocorrem em substituição a minerais primários ou em vênulas de preenchimento e são representados principalmente por clorita (chamosita e clinocloro) e fengita. A mineralização coincidiu com a sericitização e caracteriza estilo dominantemente *stockwork*.

A cloritização dos minerais máficos foi o estágio de alteração inicial, tendo ocorrido a temperaturas de 330°C (chamosita). Mais distante das principais zonas de alteração, clinocloro foi também estabilizado, mas em torno de 275°C. As diferenças químicas observadas na clorita mostram que ora os minerais destruídos, ora a composição dos fluidos, além da temperatura, foram os agentes controladores mais importantes de sua composição. Seguiu-se a sericitização, durante a qual os fluidos que transportavam metais base e ouro, precipitaram pirita  $\pm$  calcopirita  $\pm$  esfalerita  $\pm$  galena  $\pm$  ouro em resposta ao aumento do pH e das atividades das espécies de enxofre. Com a queda progressiva da temperatura, a sílica em solução foi precipitada como quartzo em vênulas. No estágio de evolução mais tardio do sistema, houve provavelmente mistura de fluidos aquosos e aquocarbônicos, em decorrência de que teria se formado a calcita do estágio de carbonatação.

A avaliação do balanço de massa revelou que, independentemente da variedade alterada, os fluidos hidrotermais foram capazes de transferir ou remover componentes para o corpo granítico. A maior ou menor mobilidade dos componentes dependeu do tipo e grau de alteração. Com valores de fv iguais a 0,9 (cloritização e sericitização) e a 1,1 (silicificação e carbonatação), as rochas, em geral, registraram perdas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Na<sub>2</sub>O, CaO, Ba e Sr, e ganhos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3(total)</sub>, S, voláteis e Rb. Potássio foi amplamente conservado na cloritização e sericitização, mas contabilizou perdas expressivas na carbonatação e silicificação. Naquela faixa de fv, ora houve perdas ora ganhos de SiO<sub>2</sub>. O paleossistema hidrotermal Tocantinzinho teria, então, inicialmente evoluído com redução de volume, durante os processos de cloritização e sericitização, e, em seguida, com expansão de volume, mais própria dos estágios de silicificação e carbonatação. Essa variação volumétrica, entretanto, não deve ter excedido 10%. As observações indicam que, ainda sob os efeitos da sericitização, o granito Tocantinzinho experimentou intenso fraturamento e brechação, o que teria propiciado o aumento de volume e favorecido a migração dos fluidos mineralizantes e daqueles

responsáveis pelos estágios finais da alteração. As reações de hidrólise podem ter sido importante mecanismo químico na extração de componentes do corpo granítico.

Cálculos de perdas e ganhos de massa por m<sup>3</sup> de rocha acusaram valores que variaram de 210 e 330 kg. As trocas de massa foram maiores na variedade salame somente durante a cloritização, quando houve perda de aproximadamente 30 kg/m<sup>3</sup> a mais do que na variedade *smoky*. Nos outros tipos de alteração, as maiores trocas foram verificadas na variedade *smoky* e estimadas entre 5 e 10 kg/m<sup>3</sup> com ganhos na silicificação e carbonatação, e perda na sericitização. Em termos quantitativos, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO foram os componentes mais mobilizados no decurso da alteração hidrotermal.

Apesar de pequenas incoerências, a aplicação dos métodos de Gresens e Grant se mostrou útil na avaliação do balanço de massa e os resultados compatíveis, de modo geral, com a abundância dos minerais hidrotermais encontrados nas rochas alteradas do granito Tocantinzinho. Resultados mais consistentes teriam sido obtidos se as rochas alteradas pudessem ter sido confrontadas com rochas sem sinais de alteração, o que não foi possível observar, infelizmente, no granito Tocantinzinho.

O depósito Tocantinzinho é muito similar aos depósitos São Jorge e Batalha e a alguns do campo Cuiú-Cuiú, porém também guarda importantes diferenças. Aspectos geológicos, petrográficos e químicos do depósito Tocantinzinho permitem interpretá-lo como depósito relacionado à intrusão, no entanto uma melhor caracterização da tipologia requererá estudos microtermométricos e isotópicos dos fluidos mineralizantes, e obtenção de dados estruturais.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A. L., Monteiro M.A.S. 2000. 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/ PROMIM Tapajós. Brasília, CPRM.
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-inhornblende barometer. *Am. Mineral.*, **80**:549-559.
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C). Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós/ PROMIM - Tapajós. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 000 p.
- Bailey S.W. 1988. Chlorites: structures and crystal chemistry. *In*: Bailey S.W. (ed.): Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of micas). Reviews in Mineralogy, 347-403 p.
- Baker T. 2005. New constraints on the chemistry of magmas and fluids associated with intrusion-related gold deposits. *In*: New Zealand Conference, Abstracts, p. 56-64. [CD-ROM]
- Baker T., Pollard P.J., Mustard R., Mark G., Graham J.L. 2005. A comparison of graniterelated tin, tungsten and gold-bismuth deposits: implications for exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, **61**:5-17.
- Baumgartner L.P. & Olsen S.N. 1995. A least-squares approach to mass transport calculations using the isocon method. *Economic Geology*, **90**: 1261-1270.
- Blundy J.D. & Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.*, **104**: 208-224.
- Borges R.M.K. 2002. Greisens e epissienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): Um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizações estaníferas. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 383p.
- Borges R.M.K., Dall'Agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B.M., Leite A.A. da S., Barros C.E. de M., Costi H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.* **39**: 375-393.
- Borges A.W.G. 2010. *Geologia e metalogênese do depósito aurífero São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Novo Progresso-PA*. Dissertação de mestrado, IG-UFPA. 92 p.

- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In*: Henderson P. (Ed.). *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63-114 p.
- Brito M.F.L. 2000. Granito Pepita. In: Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A. L., Monteiro M.A.S. (Org.). Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D); Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). [CD-ROM]
- Castilho M.P., Villas R.N.N., Galarza M.A.T., Pereira E. 2010. Estudo isotópico (Pb-Pb, C e O) do depósito aurífero Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, Pará-Brasil. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, *Anais*. [CD-ROM].
- Castro A.A., Villas R.N.N., Pereira E.L.S. 2010. Geologia e alteração hidrotermal do depósito aurífero Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, *Anais*. [CD-ROM].
- Cathelineau M. & Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Cont. Mineral. Petrol.* **91**: 235-244.
- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.
- Cibin G., Cinque G., Marcelli A., Monttana A., Sassi R. 2008. The octahedral sheet of metamorphic 2M1-phengites: A combined EMPA and AXANES study. *American Mineralogist*, **93**: 414-425.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G. Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronólogicos. *In*: Congresso Chileno de Geologia, 11. Arica, Chile. *Actas*, p. 137-148.
- 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 adulária-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajó, PA. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Resumos*. [CD-ROM]
- Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. *In*: Rosa-Costa, M.L. & Angélica, R.S. (Coord.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG–Núcleo Norte, v. 5, p. 15-90.
- Coutinho M.G.N., Santos J.O.S., Fallick A.E., Lafon J.M. 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil [abs.]. *In*: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Brazil [CD-ROM].
- Coutinho M.G. da N. 2008. Geologia Geral da Província Mineral do Tapajós. *In*: Coutinho M.G. da N. (Ed) Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG. Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil. p. 33-76.

- Dall'Agnol R., Silva C.M.G., Scheller T. 1999. Fayalite-hendebergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism. *In:* Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. *Boletim de Resumos*, Gramado. [CD-ROM].
- De Caritat P., Hutcheon I., Walshe J.L. 1993. Chlorite geothermometry: A review. *Clays and Clay Minerals.* **41** (2): 219-239.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **28** (3): 397-404.
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1997. 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.
- Feio G.R.L., Dall'agnol R., Borges R.M.K. 2007. Greisens associados ao topázio-granito do pluton Água Boa, província estanífera de Pitinga: petrografia e balanço de massa. *Revista Brasileira de Geociências.* 37 (3): 607-624.
- Fernandes C.M.D. 2005. Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 130p.
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará, Escala 1:250.000. Nota explicativa, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós/ PROMIM -Tapajós. Manaus, CPRM.
- Geller B. 2004. *Tocantinzinho Petrographic Report*. Jaguar Resources Corporation. Relatório inédito. 25 p.
- Gest D.E. & McBirney A.R. 1979. Genetic relations of shoshonitic and absarokitic magmas, Absaroka Mountains, Wyoming. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **6**: 85-104.
- Goldfarb R.J., Hart C.J.R., Miller M., Miller L., Farmer G.L., Groves D.I. 2000. The Tintina Gold Belt: A global perspective. British Columbia and Yukon Chamber of Mines, Special Volume 2, 5-34
- Grant J.A. 1986. The isocon diagram a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**: 1976-1982.
- Grant J.A. 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, **30**: 997–1004.
- Gresens R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* **2**: 47-65.

- Groves D.I., Goldfarb M., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits types. *Ore geology reviews*, **13**: 7-27.
- Hammarstron J.M. & Zen E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**: 1297-1313.
- Hart C.J.R. & Goldfarb R.J. 2005. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. *In:* New Zealand Minerals Conference Proceedings, p. 125–133.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. Econ. Geol., 75: 458-484.
- Jacobi P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **29**: 277–279.
- Juliani C., Corrêa Silva R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Nunes, C.M.D. 2001. Gênese e evolução da alteração hidrotermal no Granito Batalha, Província Aurífera do Tapajós (PA). *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. *Boletim de Resumos*, Belém. [CD-ROM].
- Juliani C., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2002. The Batalha Au-Granite system-Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, **119**: 225 – 256.
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Corrêa Silva R.H. 2004. Paleoproterozoic epithermal high- and low-sulfidation and porphyry-related Au mineralizations in the Tapajós Gold Province, Brazil: Exploration prospectives. *In*: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral. ADIMB/ DNPM/ SBGf/ SBG, Ouro Preto. [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. 2005a. 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.
- Juliani C., Bettencourt J. S, Monteiro L.V.S. 2005b. Ash-flow caldera and porphyry-related Paleoproterozoic gold and base metal mineralizations in the Tapajós Gold Province: potencialities and explorations guidelines. *In*: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, I. *Anais*, Gramado.
- Juras S., Gregersen S., Alexander R. 2011. *Technical Report for the Tocantinzinho Gold Project, Brazil.* Eldorado Gold Corporation. Relatório inédito. 174 p.
- Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L. do E.S., Ferreira A.L. 2000. *PROMIN – Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000.* Nota explicativa. Belém: CPRM, 104 p.

- Klein, E.L. & Vasquez, M.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho -SB.21-Z-A. Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. In: E.L. Klein (Ed.), Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM - Tapajós, Brasília, CPRM. [CD-ROM].
- Klein E.L, Vasques M.L, Rosa-Costa L. T. da, Carvalho J.M de A. 2002. Geology of Paleoproterozoic Gneiss- and Granitoid-Hosted Gold Mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **44**: 544-558.
- Kolb J., Kisters A.F.M., Hoernes S., Meyer F.M. 2000. The origin of fluids and nature of fluid-rock interation in mid-crustal auriferous mylonites of the Renco mine, southern Zimbabwe. *Mineralium Deposita* **35**:109-125.
- Kranidiotis P. & MacLean W.H. 1987. Systematic of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposits, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**: 1898-1911.
- Lamarão C.N., Lafon J.M, Lima E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. *In:* Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, *Boletim de Resumos*, Gramado. [CD-ROM].
- Lamarão C.N. 2001. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo paleoproterozoico da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 285 p.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research* **119**: 189-223.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 277-292.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita* **36**: 477-489.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D, Guilbert W.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Leitch C.H.B. & Lentz D.R. 1994. The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems. *Geological Association of Canada Short Course Notes*, **11**: 161–192.

- Lentz D.R. & Gregoire C. 1995. Petrology and mass-balance constraints on major, trace, and rare-earth-element mobility in porphyry greisen alteration associated with the epizonal True Hill granite, southwestern New Brunswick, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, **52**: 303-33.
- Lentz D.R. 2005. Mass-balance analysis of mineralized skarn systems: implications for replacement processes, carbonate mobility and permeability evolution. *Mineral Deposit Research-Meeting the Global Challenge*. New York, Elsevier, p. 421-424.
- Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(1): 67-77.
- Lindenmeyer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G., Fleck F., Galli C.P. 2002. Alteração hidrotermal das rochas intrusivas do depósito Cu-Au de Gameleira: uma comparação com a alteração das rochas intrusivas da mina de Au do Igarapé Bahia e do depósito ferrífero de S11, Serra dos Carajás. In: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (ed.) Contribuições à Geologia da Amazônia, vol. 3, SBG-Núcleo Norte, p. 169-190
- Lowenstern J.B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, **36**: 490-502.
- MacLean W.H & Kranidiots P. 1987. Immobile Elements as Monitors of Mass Transfer in Hydrothermal Alteration: Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82: 951-962.
- Maloof T.L., Baker T., Thompson J.F.H. 2001. The Dublin Gulch intrusion-hosted gold deposit, Tombstone plutonic suite, Yukon Territory, Canada. *Miner. Deposita*, **36** (6), 583-593.
- Manatschal G., Marquer D., Früh-Green G.L. 2000. Channelized fluid flow and mass transfer along a rift-related detachment fault (Eeastern Alps, Southeast Switzerland). *Geol. Soc. Amer. Bull.* **112**:21-33
- McMahon A.M.P.G. 2011. Resource estimate and technical report for the Cuiú Cuiú Project Tapajos region, North-Central Brazil. *Relatório inédito*. Magellan, p. 134.
- Mello R.B. 2007. A Preliminary Assessment of the Tocantinzinho Gold Project, Tapajós Gold District, Pará State, Brazil three million tons/year cenario. *Relatório inédito*. Brasauro Resources Corporation, 104 p.
- Monier G. & Robert J.L. 1986. Muscovite solid solutions in the system  $K_2O$ -MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O : an experimental study at 2 kbar P<sub>H2O</sub> and comparison with natural Lifree white micas. *Mineralogical Magazine*, **50**: 257-266.
- Monteiro M.A.S. 2000. Diabásio Crepori. In: Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A. L., Monteiro M.A.S (Org.). Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D: Estados do Pará e Amazonas, escala 1:250.000: Brasília: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). [CD-ROM]

- Nardi L.V.S. 1986. As rochas granitoides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociênicas*, **16**(1): 3-10.
- Nunes C.M.D., Juliani C., Corrêa Silva R.H., Bettencourt J.S., Jacobi P. 2000. Paleoproterozoic quartz–alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil). *In*: International Geological Congress, 31 st. Rio de Janeiro, Brazil. [CD-ROM]
- Nunes C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 000 p.
- Nunes C.M.D, Juliani C., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A., Rye R.O. 2001. Caracterização de um sistema epitermal *high-sulfidation* vulcânico paleoproterozoico da Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In:* Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, *Resumos*, Belém. [CD-ROM].
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, **25**: 956-983.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib.Miner. Petrol.*, **58**: 63-81.
- Pereira E. 2006. Tocantinzinho: Geology and mineralization of the first large gold deposit of the Tapajós-PA. *In*: SIMEXMIN, ADIMB. [CD-ROM].
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A., Nascimento J.O., Santos J.O., Oliveira, J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. *Projeto Jamanxim. Relatório Final*. DNPM/CPRM.
- Prazeres W.V., Santos A.J., Campos M.J.F., Cavalcante, O.A. 1979. Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha. Relatório Final. CPRM. 11v. v. 1-A. Convênio DNPM/CPRM.
- Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Almeida M. E. 1998. Geologia, Petrografia e Geoquímica Preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, Sudoeste do Pará. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. *Anais.* p. 468.
- Rambrag G.E. & Santos J.O.S. 1974. O Grupo Uatumã. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, *Anais*, Porto Alegre, p. 87-94.
- Ricci P.S.F., Vasquez M.L., Santos A., Klein E.L., Jorge João X.S. Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Provínicia do Tapajós: Proposta e critérios de definição. *In:* Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Boletim de resumos expandidos*. Manaus, p. 519-522.
- Rimstidt J.D. 1997. Gangue mineral transport and deposition. *In*: Barnes H.L. (Ed.) Geochemistry of Hydrothemal Ore Deposits, 3<sup>rd</sup> edition John Wiley & Sons, Inc. New York, p. 487-516.
- Santiago E.S.B., Villas R.N.N., Ocampo R. C. (submetido). Depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós (PA): Granito hospedeiro, alteração hidrotermal e química mineral. *Rev. Bras. Geoc.*

- 96
- Santiago E.S.B., Villas R.N., Ocampo R. C. Submetido. Caracterização geoquímica do granito hospedeiro e balanço de massa resultante dos processos hidrotermais relacionados ao depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA. Rev. Bras. Geoc.
- Santos J.O.S. & Loguércio S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: Schobbenhaus C. et al. (Coord.). Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília: DNPM, p. 93-127.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of filed mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**: 453-488.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.T.; Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher, I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Prec. Research*, **131**: 73-109.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém. *Resumos Expandidos*. [CD-ROM].
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acresção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L. & Angélica R.S. (Coord.). Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: SBG. v. 1, p. 91-142.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**:304-310.
- Shand S.J. 1950. Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit. 4ed., London, 488p.
- Sheldon N.D. 2003. Pedogenesis and geochemical alteration of the Picture Gorge subgroup, Columbia River basalt, Oregon. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **115**:1377-1387.
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. *In*: Foster R.P. (ed.): *Gold Metallogeny and Exploration*. Blackie, Glasgow & London. 165–209 p.
- Sillitoe R.H. & Thompson J.F.H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectonomagmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, **48** (4): 237-250.

- Sinha A.K., Hewitt D.A., Rimstidt J.D. 1986. Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology*, **14**: 883-886.
- Somarin A.K., Kissin S.A., Heerema D.D., Bihan D.J. 2009. Hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope studies of the North Roby zone, Lac des Iles PGE mine, Ontario, Canada. *Resource Geology*, **59**: 107-120.
- Souza F.D.S. 2007. Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitoides e máficas da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 195p.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Reviews* 12:1-33.
- Takagi T. & Tsukimura K. 1997. Genesis of oxidized- and reduced-type granites. *Economic Geology*, **92**: 81-86.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22: 174-186.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 471–485.
- Theart H.F.J., Ghavami-Riabi R., Mouri H., Gräser P. 2011. Applying the box plot to the recognition of footwall alteration zones related to VMS deposits in a high grade metamorphic terrain, South Africa-a lithogeochemical exploration application. *Chemie der Erde-Geochemistry* **71**:143-154
- Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. Scott. J. Geol., 18: 49-107.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J. K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, **34**: 323-334.
- Trindade I.R, Sá J.M., Macedo M. H. de F. 2008. Comportamento de elementos químicos em rochas mineralizadas em ouro na Faixa Seridó, Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências* 38 (2): 303-318.
- Vasquez M.L & Klein E.L. 2000. 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/ PROMIM - Tapajós. Brasília: CPRM. [CD-ROM].
- Vasquez M.L., Klein, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, A., Bahia, R.B.C., Ricci, P.S.F., Quadros, M.L.E.S. 2000a. Geochronology of granitoids, mafic intrusions, and mineralizations of the Tapajós Gold Province – Amazonian Craton – Brazil [abs.], *In:* International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Brazil. [CD-ROM].

- Vasquez M.L., Klein, E.L., Bahia, R.B.C., Ricci, P.S.F., Quadros, M.L.E.S. 2000b. Descrição das unidades litoestratigrácas e litodêmicas. *In*: Klein, E.L. & Vasquez, M.L. (Org.). Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho SB.21-Z-A: Estado do Pará. Escala 1: 250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM. [CD-ROM].
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção Leste da Província Tapajós. *In*: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (Org.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 1 ed. Belém: SBG - Núcleo Norte, v. 3, p. 67-84.
- Vasquez M.L., Rosa Costa L.T., Silva, C.M.G., Klein E.L. 2008a. Compartimentação Tectônica. *In*: M.L. Vasquez; L.T. E Rosa-Costa (Orgs.) Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. p. 39-112.
- Vasquez, M.L., Sousa, C.S., Carvalho, J.M.A. (Orgs.). 2008b. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil, Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, [CD-ROM].
- Warren I., Simmons S.F., Mauk J.L. 2007. Whole-rock geochemical techniques for evaluating hydrothermal alteration, mass changes, and compositional gradients associated with epithermal Au-Ag mineralization. *Economic Geology*, **102**: 923-948.
- Zang W. & Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30**: 30-38.

## ANEXOS

## ANEXO A - Comprovante de submissão dos artigos referentes aos capítulos II e III.

## 22/02/12



ROCHA		Bi	otita mor	azogranito	)		Anfibólio biotita monzogranito	Biotita álcali- feldspato granito	Anfibólio biotita granodiorito
MINERAL /AMOSTRA	01-177	01-175	04-175	02-175	01- 175B	04- 178	08-177	09-177	05-101B
QUARTZO	27,6	33	28,7	21,1	34	22,6	12,3	29,7	23,6
FELDSPATO POTÁSSICO	41,4	41,8	42,4	46	38,1	29,7	45,9	64,1	6,6
PLAGIOCLÁSIO	22,3	23,3	27,4	29,2	26,1	39,4	29,1	2,2	57,8
BIOTITA	6,6	1,3	1,2	3	1,5	7,6	8,4	2,3	8,3
ANFIBÓLIO	-	-	-	-	-	-	2,1	-	0,9
OPACOS	0,4	0,4	-	0,2	0,2	0,6	1,4	1,6	0,4
ZIRCÃO	0,4	-	0,3	0,2	0,1	-	0,5	-	-
APATITA	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-
TITANITA	-	-	-	0,2	-	0,1	-	-	-
• M'	7,4	1,7	1,5	3,7	1,8	8,3	12,4	3,9	9,6
Q	30	34	28	25	33	21	21	36	21
А	45	43	42	46	41	43	45	62	28
Р	24	24	30	28	26	36	34	2	51
M' = BIOTITA+OF	PACOS+Z	ZIRCÃO+A	APATITA	+ANFIBO	ÓLIO+TI	<b>FANIT</b> A	A		

ANEXO B – Análises modais (%) de amostras dos granitoides pouco alterados do depósito Tocantinzinho.

(-): não contabilizado.

Rochas			V	ariedad	e salam	ie				Vari	iedade s	smoky	
Amostra/ Componentes				04-1	139						02-139	)	
SiO <sub>2</sub>	63,73	64,27	64,77	64,41	63,79	63,63	64,89	64,13	63,77	63,94	64,22	64,46	64,08
$Al_2O_3$	18,22	18,32	18,44	18,43	18,59	18,29	18,5	18,42	18,4	18,06	18,3	18,3	18,11
TiO2	0,04	0,01	0	0	0,03	0,07	0	0,01	0	0	0	0	0,01
$Fe_2O_3$	0,01	0,08	0,07	0,08	0,10	0,05	0,01	0,06	0,06	0	0,01	0	0,11
MnO	0,01	0,02	0	0,01	0	0,02	0,01	0	0	0,01	0	0	0
MgO	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0,02	0,01	0	0,01	0	0
CaO	0,04	0	0	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,26	0,62	0,31	0,15	0,35	0,79	0,17	0,37	0,15	0,22	0,19	0,17
$K_2O$	16,9	16,69	16,29	16,6	16,4	16,38	15,91	16,45	16,62	16,86	16,78	16,93	16,76
BaO	0	0,13	0,08	0,22	0,09	0,1	0,19	0,2	0,27	0,17	0,07	0,22	0,22
SrO	0	0	0	0	0,01	0,02	0,02	0,04	0,08	0,05	0,02	0	0,04
Total	99,18	99,79	100,27	100,08	99,17	98,93	100,34	99,52	99,61	99,25	99,63	100,11	99,49
		Fórm	ula estru	ıtural ba	aseada	em 32 á	tomos d	e oxigêı	nio				
Si	11,94	11,96	11,96	11,95	11,92	11,93	11,97	11,95	11,91	11,97	11,96	11,97	11,97
Al	0,06	0,04	0,04	0,05	0,08	0,07	0,03	0,05	0,09	0,03	0,04	0,03	0,03
$Al^{v_1}$	3,96	3,97	3,98	3,98	4,01	3,97	3,99	4	3,96	3,96	3,98	3,97	3,96
$Al_t$	4,02	4,02	4,02	4,03	4,09	4,04	4,02	4,04	4,05	3,99	4,02	4	3,99
Ti	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0
Fe <sup>+3</sup>	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0	0,01
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0
Na	0,08	0,09	0,22	0,11	0,05	0,13	0,28	0,06	0,14	0,06	0,08	0,07	0,06
K	4,04	3,96	3,84	3,93	3,91	3,92	3,74	3,91	3,96	4,03	3,99	4,01	3,99
Ba	0	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Sr	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0
				Μ	lembro	final							
Ab	1,94	2,22	5,41	2,72	1,26	3,2	6,97	1,50	3,4	1,46	1,97	1,72	1,48
An	0,24	0	0	0	0	0,25	0	0	0	0,24	0	0	0
Or	97,82	97,78	94,59	97,28	98,74	96,55	93,03	98,5	96,6	98,3	98,03	98,2	98,52

ANEXO C – Análises químicas do feldspato potássico das variedades salame e *smoky* do biotita monzogranito do depósito Tocantinzinho.

Rocha									Anf	ïbólio b	iotita m	onzogra	nito								
Amostra/ Componentes											08-177	0									
SiO <sub>2</sub>	43,79	44,32	44,45	44,36	44,81	43,92	44,56	44,25	44,96	44,12	43,9	44,05	44,21	44,08	44,1	44,22	44,05	44,06	43,21	43,93	43,55
$Al_2O_3$	6,33	6,05	6,32	6,48	5,82	6,54	6,55	6,53	6,31	6,37	6,47	6,5	6,52	6,45	6,35	6,4	6,35	6,44	6,48	6,47	6,54
TiO <sub>2</sub>	1,46	1,43	1,43	1,43	1,3	1,28	1,57	1,28	1,54	1,32	1,37	1,34	1,33	1,34	1,4	1,39	1,49	1,24	1,47	1,37	1,42
FeO	26,43	26,04	27,18	26,42	25,77	26,78	25,81	26,36	25,24	25,69	25,74	26,6	27,09	26,77	26,8	26,48	27,33	26,91	27,35	26,9	25,73
MnO	0,83	0,82	0,96	0,89	0,79	1	0,92	0,95	0,92	0,9	0,95	0,94	0,91	0,89	1,05	0,97	1,04	0,97	0,87	0,88	0,99
MgO	6,09	6,89	6,47	6,63	6,64	5,95	6,57	6,22	6,13	6,23	6,29	5,52	5,49	5,25	5,71	5,9	5,65	5,46	5,93	5,4	5,96
CaO	10,21	10,11	9,94	9,95	10,05	10,06	10,31	10	9,99	9,75	9,94	9,8	10,11	10,05	10,04	9,65	10,09	10,21	9,86	10,4	9,82
Na <sub>2</sub> O	1,84	1,94	1,77	1,97	1,56	1,86	1,75	1,82	1,57	1,74	1,84	1,49	1,76	1,8	1,7	1,77	1,83	1,74	1,88	1,43	1,87
$K_2O$	0,75	0,68	0,68	0,72	0,55	0,72	0,74	0,66	0,65	0,72	0,73	0,78	0,73	0,73	0,74	0,72	0,72	0,69	0,74	0,75	0,71
Cl	0,07	0,07	0,08	0,05	0,07	0,09	0,1	0,07	0,11	0,07	0,09	0,11	0,05	0,06	0,05	0,08	0,09	0,05	0,08	0,07	0,09
F	0,32	0,41	0,43	0,4	0,28	0,29	0,25	0,24	0,12	0,56	0,08	0,08	0,28	0,08	0,16	0	0,17	0,36	0,44	0,12	0,32
Total	98,13	98,76	99,71	99,3	97,63	98,49	99,12	98,39	97,53	97,47	97,4	97,22	98,47	97,48	98,1	97,57	98,79	98,14	98,29	97,72	96,98
O≡F	0,14	0,17	0,18	0,17	0,12	0,12	0,1	0,1	0,05	0,24	0,03	0,03	0,12	0,03	0,07	0	0,07	0,15	0,19	0,05	0,14
O≡Cl	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
•	0,15	0,19	0,2	0,18	0,13	0,14	0,13	0,12	0,07	0,25	0,05	0,06	0,13	0,05	0,08	0,02	0,09	0,16	0,2	0,07	0,16
Total	97,98	98,57	99,51	99,12	97,5	98,35	98,99	98,27	97,46	97,22	97,35	97,16	98,34	97,44	98,02	97,55	98,7	97,97	98,09	97,66	96,83
						Fórm	ula estru	utural b	aseada e	em 23 át	omos de	e oxigên	io								
Si	6,9	6,92	6,9	6,89	7,03	6,9	6,9	6,92	7,03	6,97	6,92	6,97	6,94	6,97	6,94	6,96	6,9	6,95	6,84	6,94	6,92
Al <sup>IV</sup>	1,1	1,08	1,1	1,11	0,97	1,1	1,1	1,08	0,97	1,03	1,08	1,03	1,06	1,03	1,06	1,04	1,1	1,05	1,16	1,06	1,08
$Al^{VI}$	0,07	0,03	0,05	0,08	0,11	0,11	0,1	0,13	0,2	0,15	0,12	0,18	0,14	0,17	0,11	0,15	0,08	0,14	0,04	0,14	0,14
Al <sub>total</sub>	1,17	1,11	1,16	1,19	1,08	1,21	1,2	1,2	1,16	1,19	1,2	1,21	1,2	1,2	1,18	1,19	1,17	1,2	1,21	1,2	1,22
Ti	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	0,18	0,15	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,18	0,15	0,17	0,16	0,17
$\mathrm{Fe}^{+2}$	3,48	3,4	3,53	3,43	3,38	3,52	3,34	3,45	3,3	3,39	3,39	3,52	3,56	3,54	3,53	3,49	3,58	3,55	3,62	3,55	3,42
Mn	0,11	0,11	0,13	0,12	0,1	0,13	0,12	0,13	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,12	0,14	0,13	0,14	0,13	0,12	0,12	0,13
Mg	1,43	1,6	1,5	1,54	1,55	1,39	1,52	1,45	1,43	1,47	1,48	1,3	1,28	1,24	1,34	1,38	1,32	1,28	1,4	1,27	1,41
Ca	1,72	1,69	1,65	1,66	1,69	1,69	1,71	1,68	1,67	1,65	1,68	1,66	1,7	1,7	1,69	1,63	1,69	1,72	1,67	1,76	1,67
Na	0,56	0,59	0,53	0,59	0,47	0,57	0,52	0,55	0,48	0,53	0,56	0,46	0,54	0,55	0,52	0,54	0,56	0,53	0,58	0,44	0,58
K	0,15	0,14	0,13	0,14	0,11	0,14	0,15	0,13	0,13	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,14
Cl	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,3	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
F	0,16	0,2	0,21	0,2	0,14	0,14	0,12	0,12	0,06	0,28	0,04	0,04	0,14	0,04	0,08	0	0,08	0,18	0,22	0,06	0,16
Mg/ (Mg+Fe)	0,29	0,32	0,3	0,31	0,31	0,28	0,31	0,3	0,3	0,3	0,3	0,27	0,27	0,26	0,28	0,28	0,27	0,27	0,28	0,26	0,29
Fe/ (Fe+Mg)	0,71	0,68	0,7	0,69	0,69	0,72	0,69	0,7	0,7	0,7	0,7	0,73	0,73	0,74	0,72	0,72	0,73	0,73	0,72	0,74	0,71
(Ca+Na) <sub>B</sub>	2,28	2,28	2,18	2,25	2,16	2,26	2,24	2,23	2,15	2,18	2,24	2,12	2,24	2,25	2,21	2,17	2,25	2,26	2,25	2,2	2,25
$(Na+K)_A$	0,71	0,72	0,67	0,74	0,58	0,71	0,67	0,68	0,61	0,68	0,71	0,62	0,68	0,7	0,67	0,68	0,7	0,67	0,72	0,59	0,72
$(Mg+Fe^{+2}+Mn^{2+}+Li)_B$	5,02	5,11	5,15	5,08	5,04	5,04	4,98	5,03	4,85	4,98	5	4,95	4,96	4,89	5	5	5,04	4,96	5,13	4,94	4,96

ANEXO D - Análises químicas do anfibólio do granito pouco alterado do depósito Tocantinzinho.

Rochas			Biotit	ta monzogranito		
Amostra/ Componentes				01-177		
Ocorrência			Subst	ituição da biotita		
SiO <sub>2</sub>	48,35	48,64	48,45	48,15	47,7	43,66
$Al_2O_3$	29,02	28,72	28,73	28,65	27,95	26,39
$TiO_2$	0,14	0,25	0,18	0,31	0,21	0,12
FeO	4,08	4,24	4,14	3,68	3,84	8,05
MnO	0	0,03	0,03	0,01	0,02	0,13
MgO	1,58	1,88	2,24	2,24	2,46	6,21
CaO	0,01	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04
BaO	0,07	0	0,23	0,24	0,08	0,12
$Na_2O$	0,08	0,09	0,08	0,1	0,05	0,05
$K_2O$	10,62	10,84	10,58	10,98	11,24	8,02
Cl	0	0	0	0,01	0,03	0,01
F	0,23	0,14	0,19	0,5	0,09	0,17
Total	94,17	94,85	94,87	94,9	93,68	92,97
O≡F	0,1	0,06	0,08	0,21	0,04	0,07
O≡Cl	0	0	0	0	0,01	0
Total	94,07	94,79	94,79	94,68	93,64	92,89
		Fórmula	a estrutural baseada em 22 a	átomos de oxigênio		
Si	6,61	6,61	6,59	6,58	6,59	6,18
Al <sup>IV</sup>	1,39	1,39	1,41	1,42	1,41	1,82
Al <sup>VI</sup>	3,29	3,21	3,2	3,19	3,14	2,58
Al <sub>total</sub>	4,68	4,6	4,61	4,61	4,55	4,4
Ti	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01
$\mathrm{Fe}^{+2}$	0,47	0,48	0,47	0,42	0,44	0,95
Mg	0,32	0,38	0,46	0,46	0,51	1,31
Sítio M	4,09	4,1	4,14	4,1	4,11	4,85
Mn	0	0	0	0	0	0,02
Ba	0	0	0,01	0,01	0	0,01
Ca	0	0,01	0	0	0	0,01
Na	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01
K	1,85	1,88	1,84	1,91	1,98	1,45
Intercamadas	1,88	1,91	1,86	1,94	2	1,46
Cl	0	0	0	0	0,01	0
F	0,1	0,06	0,08	0,22	0,04	0,08
M2 (Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,79	0,86	0,93	0,88	0,95	2,26
Fe/ (Fe+Mg)	0.59	0.56	0.51	0.48	0.47	0.42

ANEXO E – Análises químicas da fengita do granito pouco alterado do depósito Tocantinzinho.

105

Rochas									Var	riedade	smoky									
Amostra/ Componentes										02-13	9									
Ocorrência	V	'ênula c	om piri	ta	Vênula s	em pirita						Substi	tuição d	lo plagie	oclásio					
$SiO_2$	48,61	47,68	47,94	46,43	47,66	46,41	47,22	46,17	46,76	46,98	47,01	46,28	46,73	48,41	47,5	45,56	44,89	46,64	48,13	48,00
$Al_2O_3$	28,05	28,27	27,76	30,4	28,63	28,47	30,58	33,91	29,57	28,77	27,72	29,15	29,59	29,99	30,63	34,08	35,23	30,33	29,79	30,89
$TiO_2$	0,2	0,25	0,12	0,28	0,06	0,17	0,44	0,08	0,31	0,35	0,18	0,58	0,38	0,27	0,47	0,34	0,47	0,32	0,07	0,18
FeO	4,4	4,9	5,15	4,24	4,77	4,9	3,95	2,97	4,15	4,57	6,05	4,54	3,82	3,2	3,7	3,22	2,44	3,33	3,49	2,52
MnO	0,04	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0	0,02	0,03	0,09	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0,01	0,05	0,06	0,04
MgO	2,46	2,36	2,64	1,81	2,18	2,36	1,85	0,64	1,75	2,02	3,06	1,76	1,94	2	1,73	1,12	0,57	2	1,91	1,91
CaO	0,04	0,06	0,03	0,06	0,09	0,08	0,06	0,08	0,05	0,08	0,04	0,05	0,09	0,05	0,05	0,03	0	0,06	0,05	0,05
BaO	0,02	0,19	0,18	0,23	0,1	0,33	0,05	0,26	0,1	0,26	0,08	0,07	0,23	0,11	0,06	0	0,11	0,16	0,15	0,06
$Na_2O$	0,47	0,1	0,12	0,12	0,11	0,14	0,2	0,21	0,1	0,12	0,08	0,12	0,11	0,08	0,11	0,26	0,4	0,3	0,45	0,24
$K_2O$	11,15	11,23	11,14	10,93	10,86	11,26	11,19	10,95	11,2	11,21	11,97	10,94	11,2	11,07	11,07	11,13	10,99	10,98	11,01	10,9
Cl	0	0	0	0	0,01	0,03	0	0	0,02	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02
F	0,13	0,05	0	0,09	0,18	0,18	0	0	0	0,05	0,36	0,32	0,23	0,23	0,14	0,1	0	0,28	0,19	0,33
Total	95,57	95,09	95,11	94,64	94,68	94,37	95,57	95,26	94,03	94,43	96,66	93,84	94,35	95,45	95,51	95,87	95,11	94,44	95,28	95,2
O≡F	0,06	0,02	0	0,04	0,08	0,08	0	0	0	0,02	0,15	0,13	0,1	0,1	0,06	0,04	0	0,12	0,08	0,14
O≡Cl	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	95,51	95,08	95,11	94,6	94,6	94,29	95,57	95,26	94,02	94,41	96,5	93,7	94,26	95,35	95,45	95,83	95,11	94,32	95,2	95,1
					Fórı	nula estr	utural	baseada	a em 22	átomos	s de oxi	gênio								
Si	6,6	6,53	6,56	6,36	6,53	6,44	6,39	6,22	6,44	6,47	6,46	6,42	6,43	6,53	6,42	6,13	6,05	6,38	6,52	6,48
Al	1,4	1,47	1,44	1,64	1,47	1,56	1,61	1,78	1,56	1,53	1,54	1,58	1,57	1,47	1,58	1,87	1,95	1,62	1,48	1,53
$Al^{VI}$	3,08	3,09	3,04	3,27	3,16	3,09	3,26	3,61	3,24	3,15	2,94	3,19	3,23	3,29	3,3	3,52	3,65	3,27	3,28	3,38
Al <sub>total</sub>	4,49	4,56	4,48	4,91	4,63	4,66	4,87	5,39	4,8	4,67	4,49	4,77	4,8	4,76	4,88	5,4	5,6	4,89	4,76	4,9
Ti	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,01	0,03	0,04	0,02	0,06	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02
$Fe^{+2}$	0,5	0,56	0,59	0,49	0,55	0,57	0,45	0,33	0,48	0,53	0,7	0,53	0,44	0,36	0,42	0,36	0,28	0,4	0,39	0,28
Mg	0,5	0,48	0,54	0,37	0,45	0,49	0,37	0,13	0,36	0,41	0,63	0,36	0,4	0,40	0,35	0,22	0,11	0,41	0,39	0,38
Sítio M	4,1	4,15	4,18	4,16	4,16	4,17	4,12	4,08	4,11	4,12	4,28	4,14	4,11	4,08	4,11	4,14	4,09	4,12	4,06	4,07
Mn	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0,01	0
Ba	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01	0,01	0
Ca	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01	0,01
Na	0,12	0,03	0,03	0,33	0,03	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,07	0,1	0,08	0,12	0,06
К	1,93	1,96	1,95	1,91	1,9	1,99	1,93	1,88	1,97	1,97	1,94	1,94	1,97	1,90	1,91	1,91	1,89	1,92	1,9	1,89
Intercamadas	2,06	2	1,98	2,25	1,94	2,04	1,99	1,95	2	2,02	1,97	1,98	2,01	1,93	1,94	1,98	2	2,01	2,03	1,95
Cl	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F	0,06	0,02	0	0,04	0,08	0,08	0	0	0	0,02	0,16	0,14	0,1	0,1	0,06	0,04	0	0,12	0,08	0,14
M2 (Fe <sup>2+</sup> +Mg)	1	1,04	1,13	0,86	0,99	1,06	0,82	0,46	0,84	0,94	1,32	0,89	0,84	0,76	0,77	0,59	0,39	0,81	0,78	0,67
$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$	0.5	0.54	0.52	0.57	0.55	0.54	0.55	0.72	0.57	0.56	0.53	0.59	0.53	0.47	0.55	0.62	0.71	0.5	0.51	0.43

ANEXO F – Análises químicas da fengita da variedade smoky do depósito Tocantinzinho.

106

Rocha							V	ariedade sa	lame						
Amostra/ Com	ponentes							04	4-139						
Ocorrência	Vênula c	om pirita						Substitui	ção do plag	ioclásio					
SiO <sub>2</sub>	47,42	47,51	46,49	47,16	47,05	47,58	48,07	47,61	47,86	46,33	47,77	46,27	47,53	48,16	46,99
$Al_2O_3$	31,05	29,49	35,08	29,88	29,92	0,27	29,43	29,95	30,14	29,47	30,46	31,98	30,77	31,76	33,87
$TiO_2$	0,16	0,27	0,24	0,36	0,44	29,69	0,13	0,1	0,27	0,05	0,09	0,05	0,06	0,2	0,05
FeO	2,35	3,71	2,07	4,27	4,31	4,17	3,62	3,85	3,24	4,51	2,92	3,31	3,12	2,79	2,08
MnO	0,01	0,05	0,06	0,02	0,06	0,04	0,03	0,06	0	0,06	0,07	0,05	0,08	0,02	0,05
MgO	1,32	1,8	0,84	1,91	2,06	2,05	2,19	1,83	1,73	2,55	1,94	1,25	1,74	1,55	0,85
CaO	0,09	0,03	0,06	0,13	0,02	0,05	0	0,02	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0	0,02
BaO	0,24	0,29	0,15	0,21	0,07	0,27	0,19	0,21	0,13	0,23	0,09	0,02	0,11	0,2	0,21
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,11	0,18	0,11	0,14	0,16	0,16	0,12	0,08	0,2	0,16	0,18	0,15	0,2	0,22
$K_2O$	10,71	11,02	10,83	10,88	10,93	11,36	11,37	10,98	10,6	11,39	11,44	11,37	11,3	11,2	11,17
Cl	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0	0	0,02	0	0,02	0	0	0,01	0,02	0
F	0,14	0,09	0,18	0,01	0,14	0,14	0,19	0,18	0,09	0,32	0,32	0	0	0,18	0,05
Total	93,59	94,4	96,2	94,92	95,14	95,79	95,38	94,93	94,19	95,16	95,28	94,49	94,9	96,27	95,55
O≡F	0,06	0,04	0,08	0	0,06	0,06	0,08	0,08	0,04	0,13	0,14	0	0	0,08	0,02
O≡Cl	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	93,53	94,35	96,12	94,92	95,08	95,73	95,31	94,85	94,15	95,02	95,14	94,49	94,89	96,19	95,53
					Fórmul	a estrutura	l baseada e	m 22 átomo	s de oxigên	io					
Si	6,48	6,5	6,18	6,43	6,41	6,45	6,52	6,48	6,51	6,37	6,47	6,31	6,44	6,43	6,29
$Al^{IV}$	1,52	1,5	1,82	1,57	1,59	1,55	1,48	1,52	1,49	1,63	1,53	1,69	1,56	1,58	1,71
$Al^{VI}$	3,48	3,26	3,67	3,23	3,21	3,2	3,23	3,29	3,35	3,14	3,33	3,45	3,36	3,42	3,63
Al <sub>total</sub>	5	4,76	5,49	4,8	4,8	4,75	4,71	4,81	4,84	4,77	4,86	5,14	4,92	4,99	5,34
Ti	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0	0,01	0,02	0,01
$Fe^{+2}$	0,27	0,42	0,23	0,49	0,49	0,47	0,41	0,44	0,37	0,52	0,33	0,38	0,35	0,31	0,23
Mg	0,27	0,37	0,17	0,39	0,42	0,42	0,44	0,37	0,35	0,52	0,39	0,25	0,35	0,31	0,17
Sítio M	4,03	4,08	4,09	4,14	4,16	4,12	4,09	4,11	4,1	4,19	4,07	4,09	4,07	4,06	4,03
Mn	0	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ba	0,01	0,02	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,01	0	0,01	0,02	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0
Na	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06
K	1,87	1,93	1,84	1,89	1,9	1,96	1,97	1,91	1,84	2	1,98	1,98	1,96	1,91	1,91
Intercamadas	1,9	1,96	1,89	1,94	1,94	2,01	2,01	1,94	1,87	2,06	2,02	2,02	2	1,96	1,97
Cl	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F	0,06	0,04	0,08	0	0,06	0,06	0,08	0,08	0,04	0,14	0,14	0	0	0,08	0,02
M2 ( $Fe^{2+}+Mg$ )	0,54	0,79	0,4	0,87	0,91	0,89	0,85	0,81	0,72	1,04	0,72	0,63	0,71	0,62	0,4
Fe/ (Fe+Mg)	0,5	0,54	0,58	0,56	0,54	0,53	0,48	0,54	0,51	0,5	0,46	0,6	0,5	0,5	0,58

ANEXO G – Análises químicas da fengita da variedade salame do depósito Tocantinzinho.

					Biotita N	Ionzograni	ito						
Amostra/ Componentes					01-177							01-175	
Ocorrência	Vê	ènula				Substit	uição da bi	iotita				Vênula	
SiO <sub>2</sub>	27,5	27,87	27,02	28,37	26,22	25,6	25,48	33,76	28,53	31,9	25,33	24,75	24,69
$Al_2O_3$	18,8	18,13	19,31	16,43	19,2	20,39	20,16	21,41	17,47	19,11	19,22	20,25	19,79
$TiO_2$	0,04	0,02	0	0	0,03	0,06	0,05	0,02	0,02	0,03	0	0	0,04
FeO	21,11	23,49	23,78	26,44	23,78	24,77	24,66	16,3	25,54	19,81	32,56	33,22	33,88
MnO	0,6	0,54	0,54	0,4	1,72	0,26	0,4	0,43	0,47	0,3	0,53	0,56	0,68
MgO	18,29	16,64	16,84	14,92	15,9	14,92	15,36	12,89	16,83	16,39	9,38	8,98	8,15
CaO	0,05	0,05	0	0,03	0,05	0,03	0,02	0,07	0,04	0,09	0,01	0	0,09
BaO	0	0,06	0,04	0,06	0	0	0	0,05	0	0,02	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0	0,06	0,03	0,04	0
$K_2O$	0,02	0,02	0,02	0,04	0	0,04	0,01	3,25	0,07	1,66	0,16	0,09	0,05
Cl	0,01	0,02	0,02	0	0,01	0	0	0	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01
F	0,23	0,22	0,11	0,15	0,33	0,29	0,14	0,17	0,33	0,42	0,01	0,38	0
Total	86,68	87,06	87,71	86,85	87,25	86,36	86,3	88,38	89,29	89,79	87,23	88,3	87,37
O≡F	0,09	0,09	0,05	0,06	0,14	0,12	0,06	0,07	0,14	0,18	0	0,16	00
O• Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0
Total	86,59	86,97	87,66	86,78	87,11	86,23	86,24	88,31	89,15	89,62	87,23	88,13	87,37
			Fó	rmula estru	tural basea	nda em 28 a	átomos de	oxigênio					
Si	5,75	5,87	5,66	6,08	5,58	5,49	5,46	6,71	5,92	6,37	5,61	5,45	5,5
Al <sup>IV</sup>	4,43	4,3	4,52	4,1	4,6	4,69	4,72	3,47	4,26	3,8	4,57	4,72	4,68
$Al^{VI}$	0,21	0,2	0,24	0,05	0,22	0,46	0,38	1,55	0,01	0,7	0,44	0,53	0,52
$Al_{total}$	4,63	4,5	4,76	4,15	4,81	5,15	5,09	5,01	4,27	4,5	5,01	5,26	5,2
Ti	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0,01
$\mathrm{Fe}^{+2}$	3,69	4,14	4,16	4,74	4,23	4,44	4,42	2,71	4,43	3,31	6,03	6,12	6,31
Mn	0,11	0,1	0,1	0,07	0,31	0,05	0,07	0,07	0,08	0,05	0,1	0,11	0,13
Mg	5,7	5,23	5,26	4,77	5,04	4,77	4,91	3,82	5,2	4,88	3,09	2,95	2,71
Ca	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0	0	0,02
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0	0,01	0,02	0	0,02	0,01	0,02	0
К	0	0,01	0	0,01	0	0,01	0	0,82	0,02	0,42	0,05	0,03	0,02
Cl	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0
F	0,15	0,15	0,07	0,1	0,22	0,2	0,09	0,1	0,21	0,26	0,01	0,27	0
OH	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe/ (Fe+Mg)	0.5	0.56	0.56	0.63	0.58	0,61	0.6	0.53	0.58	0.51	0.84	0.86	0.89

ANEXO H – Análises químicas da clorita do granito pouco alterado do depósito Tocantinzinho.

Rocha				Va	riedade <i>smok</i>	y			
Amostra/ Componentes					07-177				
Ocorrência				Substituição d	da biotita				Vênula
SiO <sub>2</sub>	26,88	26,72	26,32	25,55	26,43	25,23	26,06	25,47	24,41
$Al_2O_3$	18,13	18,71	18,3	17,82	18,03	19,07	18,01	19,28	19,75
$TiO_2$	0,01	0,01	0,09	0,05	0,09	0,03	0,08	0,06	0,1
FeO	28,6	28,74	29,88	30,43	28,96	30,29	29,94	30,36	31,3
MnO	0,55	0,48	0,49	0,5	0,48	0,61	0,69	0,68	0,57
MgO	13,86	12,99	12,78	12,46	12,8	11,98	13,05	11,78	10,76
CaO	0,02	0,03	0,07	0,05	0,05	0,01	0,03	0,02	0,03
BaO	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,03	0	0,04	0,06	0,06	0	0,01	0,01	0,06
$K_2O$	0,06	0,08	0,03	0,07	0,07	0,07	0,11	0,11	0,13
Cl	0,01	0	0,02	0,02	0,04	0,01	0,04	0,01	0,01
F	0,28	0	0,18	0,24	0,14	0	0,35	0,11	0,08
Total	88,43	87,78	88,2	87,26	87,15	87,3	88,36	87,88	87,24
O≡F	0,12	0	0,08	0,1	0,06	0	0,15	0,04	0,03
O• Cl	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0
Total	88,31	87,78	88,12	87,15	87,08	87,3	88,2	87,83	87,21
		F	'órmula estrutu	ral baseada en	n 28 átomos d	e oxigênio			
Si	5,74	5,73	5,68	5,62	5,75	5,52	5,64	5,54	5,39
$Al^{IV}$	4,43	4,44	4,5	4,56	4,43	4,66	4,53	4,64	4,79
$Al^{VI}$	0,13	0,29	0,15	0,06	0,19	0,25	0,06	0,3	0,35
$Al_{total}$	4,57	4,73	4,65	4,62	4,62	4,92	4,6	4,94	5,14
Ti	0	0	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe <sup>+2</sup>	5,11	5,16	5,39	5,59	5,26	5,54	5,42	5,52	5,78
Mn	0,1	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11	0,13	0,12	0,11
Mg	4,42	4,16	4,11	4,08	4,15	3,91	4,21	3,83	3,54
Ca	0	0,01	0,17	0,01	0,01	0	0,01	0	0,01
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,01	0	0,01	0,03	0,03	0	0	0	0,02
K	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04
Cl	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0	0
F	0,19	0	0,12	0,17	0,1	0	0,24	0,07	0,05
OH	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe/ (Fe+Mg)	0.68	0.7	0.72	0.74	0.71	0.75	0.72	0.75	0.79

ANEXO I – Análises químicas da clorita da variedade smoky do depósito Tocantinzinho.

Rochas							Variedad	le Salame						
Amostra/ Componentes							05-	177						
Ocorrência				Vêi	nula						Substituiçã	o da biotita		
SiO <sub>2</sub>	25,19	25,46	25,89	25,63	25,69	24,99	25,81	26,25	24,96	26,11	25,68	26	24,96	25,41
$Al_2O_3$	17,9	17,39	17,69	17,88	18,53	18,57	18,17	17,69	19,54	17,76	19,05	17,94	19,23	19,18
$TiO_2$	0,05	0,07	0,02	0,14	0,09	0,13	0,08	0,03	0,06	0,05	0,16	0,01	0,03	0,05
FeO	34,68	34,61	33,95	33,73	33,57	33,96	32,67	31,92	30,99	30,33	31,21	30,69	31,16	31,43
MnO	0,62	0,64	0,6	0,68	0,72	0,73	0,71	0,64	0,59	0,6	0,64	0,63	0,75	0,73
MgO	8,23	9,16	8,76	10,07	9,84	9,69	10,46	10,54	11,48	11,9	11,46	11,81	11,49	11,06
CaO	0,1	0,08	0,06	0,04	0,06	0,02	0,08	0,05	0,08	0,07	0,12	0,1	0,03	0,12
BaO	0,02	0,01	0,02	0	0	0	0,01	0,05	0	0,01	0,04	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,05	0,07	0,01	0	0,04	0,04	0	0	0,02	0,01	0,03	0,02	0,05
$K_2O$	0,21	0,08	0,21	0,04	0,05	0,01	0,01	0,04	0,06	0,06	0,08	0,05	0,05	0,07
Cl	0,05	0,05	0	0	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0	0,02	0,03	0,04	0
F	0,04	0,04	0,04	0,1	0,17	0,13	0,17	0,17	0,03	0,14	0	0,14	0,14	0
Total	87,15	87,63	87,31	88,32	88,74	88,28	88,22	87,39	87,82	87,05	88,46	87,44	87,91	88,09
O≡F	0,02	0,02	0,02	0,04	0,07	0,06	0,07	0,07	0,01	0,06	0	0,06	0,06	0
O• Cl	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0
Total	87,12	87,6	87,3	88,28	88,66	88,22	88,14	87,32	87,8	86,99	88,46	87,37	87,84	88,09
				Fórmula es	strutural ba	aseada em	28 átomos o	de oxigênio						
Si	5,68	5,7	5,78	5,65	5,63	5,53	5,66	5,79	5,45	5,73	5,56	5,7	5,46	5,54
$Al^{IV}$	4,5	4,48	4,39	4,53	4,55	4,65	4,51	4,39	4,73	4,44	4,61	4,48	4,71	4,64
Al <sup>VI</sup>	0,25	0,1	0,26	0,12	0,24	0,19	0,19	0,21	0,3	0,15	0,25	0,15	0,25	0,29
Al <sub>total</sub>	4,75	4,58	4,66	4,65	4,78	4,84	4,7	4,6	5,03	4,6	4,86	4,63	4,96	4,93
Ti	0,01	0,01	0	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0,01	0,01	0,03	0	0,01	0,01
$\mathrm{Fe}^{+2}$	6,53	6,47	6,34	6,22	6,15	6,28	6	5,89	5,66	5,57	5,65	5,62	5,7	5,73
Mn	0,12	0,12	0,11	0,13	0,13	0,14	0,13	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12	0,14	0,13
Mg	2,77	3,06	2,92	3,31	3,22	3,19	3,42	3,47	3,73	3,89	3,7	3,86	3,75	3,59
Ca	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,03	0,02	0,03	0	0	0,02	0,02	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
K	0,06	0,02	0,06	0,01	0,02	0	0	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Cl	0,02	0,02	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0,01	0,01	0,02	0
F	0,03	0,03	0,03	0,07	0,12	0,09	0,12	0,12	0,02	0,09	0	0,1	0,1	0
ОН	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe/ (Fe+Mg)	0,89	0,86	0,87	0,83	0,84	0,84	0,81	0,80	0,77	0,75	0,77	0,75	0,77	0,78

ANEXO J – Análises químicas da clorita da variedade salame do depósito Tocantinzinho.

ANEXO K – Perdas e ganhos dos componentes obtidos pela equação de Gresens (1967) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a cloritização na variedade salame.

	Média	Salame								
	GPA	(05-177)								
Peso	100g	100g								
• $(g/cm^3)$	2,66	2,63	1	Perdas e gai	nhos dos co	mponentes	(Xn) para	diferentes f	v	Fator
% em peso	Co	$C^A$	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	(fv) para Xn=0
SiO <sub>2</sub>	67,41	64,37	-22,86	-16,49	-10,13	-3,77	2,6	8,96	15,33	1,06
$TiO_2$	0,58	0,61	-0,16	-0,1	-0,04	0,02	0,08	0,14	0,2	0,96
$Al_2O_3$	15,34	15,79	-4,41	-2,85	-1,29	0,27	1,83	3,39	4,96	0,98
FeO	2,22	1,8	-0,97	-0,8	-0,62	-0,44	-0,26	-0,08	0,09	1,25
$Fe_2O_{3t}$	1,02	1,78	0,21	0,39	0,56	0,74	0,92	1,09	1,27	0,58
MgO	0,49	0,58	-0,09	-0,03	0,03	0,08	0,14	0,2	0,26	0,85
MnO	0,11	0,12	-0,03	-0,02	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,93
CaO	1,36	2,07	0,07	0,28	0,48	0,69	0,89	1,1	1,3	0,66
Na <sub>2</sub> O	4,53	5,38	-0,81	-0,27	0,26	0,79	1,32	1,85	2,39	0,85
$K_2O$	5,65	4,86	-2,29	-1,81	-1,33	-0,84	-0,36	0,12	0,6	1,18
$P_2O_5$	0,18	0,22	-0,03	-0,01	0,02	0,04	0,06	0,08	0,1	0,83
PF	0,55	1,9	0,77	0,95	1,14	1,33	1,52	1,7	1,89	0,29
С	0,05	0,37	0,21	0,24	0,28	0,32	0,35	0,39	0,43	0,14
S	0,04	0,01	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	4,05

Peso	Média dos GPA	Smoky cloritização (05-97A) 100g								
$\bullet$ (g/cm <sup>3</sup> )	2.66	2.66	Perdas e	ganhos d	os compo	nentes ca	alculados	nara dife	rentes fv	Fator de
% em peso	2,00 C <sup>0</sup>	2,00 C <sup>A</sup>	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	volume (fv) para Xn=0
$SiO_2$	67,41	73,95	-15,65	-8,25	-0,85	6,54	13,94	21,33	28,73	0,91
$TiO_2$	0,58	0,32	-0,35	-0,32	-0,29	-0,26	-0,22	-0,19	-0,16	1,8
$Al_2O_3$	15,34	13,89	-5,62	-4,23	-2,84	-1,45	-0,06	1,33	2,72	1,1
$Fe_2O_3$	1,02	1,25	-0,15	-0,02	0,11	0,23	0,36	0,48	0,61	0,82
FeO	2,22	0,34	-1,98	-1,95	-1,91	-1,88	-1,85	-1,81	-1,78	6,53
MgO	0,49	0,79	0,07	0,15	0,23	0,31	0,38	0,46	0,54	0,61
MnO	0,11	0,01	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	11
CaO	1,36	0,14	-1,26	-1,24	-1,23	-1,22	-1,2	-1,19	-1,17	9,68
$Na_2O$	4,53	2,13	-3,04	-2,83	-2,61	-2,4	-2,19	-1,97	-1,76	2,13
$K_2O$	5,65	5,25	-1,97	-1,45	-0,92	-0,4	0,13	0,66	1,18	1,08
$P_2O_5$	0,18	0,06	-0,14	-0,13	-0,13	-0,12	-0,11	-0,11	-0,1	3
S	0,04	0,31	0,18	0,21	0,24	0,28	0,31	0,34	0,37	0,11
С	0,05	0,02	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	-0,02	-0,02	-0,02	2,25
PF	0,55	1,70	0,64	0,81	0,98	1.15	1.32	1,49	1.66	0,32

ANEXO L – Perdas e ganhos dos componentes obtidos pela equação de Gresens (1967) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a cloritização na variedade *smoky*.

Peso	Média dos GPA 100g	Salame sericitização (01-142) 100g								
• (g/cm <sup>3</sup> )	2,66	2,70	F	Perdas e gai	nhos dos co	mponentes	(Xn) para o	liferentes f	v	Fator
% em peso	Co	$C^A$	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	(fv) para Xn=0
SiO <sub>2</sub>	67,41	71,43	-16,66	-9,41	-2,16	5,09	12,34	19,59	26,85	0,93
$TiO_2$	0,58	0,34	-0,34	-0,3	-0,27	-0,23	-0,2	-0,17	-0,13	1,68
$Al_2O_3$	15,34	14,77	-4,85	-3,35	-1,85	-0,35	1,15	2,65	4,15	1,02
FeO	2,22	0,34	-1,98	-1,94	-1,91	-1,87	-1,84	-1,81	-1,77	6,43
$Fe_2O_3$	1,02	1,62	0,13	0,3	0,46	0,62	0,79	0,95	1,12	0,62
MgO	0,49	0,59	-0,07	-0,01	0,05	0,11	0,17	0,23	0,29	0,82
MnO	0,11	0,02	-0,1	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09	-0,08	5,42
CaO	1,36	0,31	-1,14	-1,11	-1,08	-1,05	-1,01	-0,98	-0,95	4,32
$Na_2O$	4,53	2,8	-2,54	-2,26	-1,97	-1,69	-1,4	-1,12	-0,84	1,59
$K_2O$	5,65	5,88	-1,47	-0,88	-0,28	0,32	0,92	1,51	2,11	0,95
$P_2O_5$	0,18	0,06	-0,14	-0,13	-0,13	-0,12	-0,11	-0,11	-0,1	2,96
PF	0,55	1,6	0,59	0,75	0,91	1,07	1,24	1,4	1,56	0,34
С	0,05	0,07	0	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,7
S	0,04	0,53	0,34	0,39	0,44	0,5	0,55	0,61	0,66	0,07

ANEXO M – Perdas e ganhos dos componentes obtidos pela equação de Gresens (1967) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a sericitização na variedade salame.

Peso	Média dos GPA 100g	Smoky sericitização (04-102B) 100g								
• $(g/cm^3)$	2,66	2,68	F	Perdas e gan	nhos dos co	mponentes	(Xn) para	diferentes f	v	Fator
% em peso	C <sup>O</sup>	C <sup>A</sup>	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	volume (fv) para Xn=0
SiO <sub>2</sub>	67,41	72,22	-16,48	-9,2	-1,92	5,35	12,63	19,91	27,18	0,93
$TiO_2$	0,58	0,45	-0,26	-0,22	-0,17	-0,13	-0,08	-0,04	0,01	1,28
$Al_2O_3$	15,34	14,4	-5,18	-3,73	-2,28	-0,83	0,62	2,07	3,52	1,06
FeO	2,22	0,49	-1,87	-1,83	-1,78	-1,73	-1,68	-1,63	-1,58	4,5
$Fe_2O_3$	1,02	1,77	0,23	0,41	0,58	0,76	0,94	1,12	1,3	0,57
MgO	0,18	0,77	0,05	0,13	0,21	0,29	0,36	0,44	0,52	0,63
MnO	0,11	0,02	-0,1	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09	-0,08	5,46
CaO	1,36	0,36	-1,11	-1,07	-1,03	-1	-0,96	-0,92	-0,89	3,75
$Na_2O$	4,53	2,4	-2,84	-2,6	-2,35	-2,11	-1,87	-1,63	-1,39	1,87
$K_2O$	5,65	5,64	-1,67	-1,1	-0,54	0,03	0,6	1,17	1,74	0,99
$P_2O_5$	0,18	0,09	-0,12	-0,11	-0,1	-0,09	-0,08	-0,07	-0,06	1,99
PF	0,55	1,7	0,65	0,82	0,99	1,16	1,33	1,51	1,68	0,32
С	0,03	0,06	-0,01	0	0	0,01	0,02	0,02	0,03	0,83
S	0,02	0,39	0,24	0,27	0,31	0,35	0,39	0,43	0,47	0,1

ANEXO N – Perdas e ganhos dos componentes obtidos pela equação de Gresens (1967) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a sericitização na variedade *smoky*.

Peso	Média dos GPA 100g	Salame silicificação (26-24) 100g								
• $(g/cm^3)$	2,66	2,63	I	Perdas e gai	nhos dos co	mponentes	(Xn) para	diferentes f	v	Fator
% em peso	C <sup>O</sup>	C <sup>A</sup>	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	volume (fv) para Xn=0
SiO <sub>2</sub>	67,41	81,2	-11,21	-3,18	4,85	12,87	20,9	28,93	36,96	0,84
$TiO_2$	0,58	0,17	-0,46	-0,45	-0,43	-0,41	-0,4	-0,38	-0,36	3,45
$Al_2O_3$	15,34	9,85	-8,52	-7,55	-6,57	-5,6	-4,63	-3,65	-2,68	1,58
FeO	2,22	0,34	-1,98	-1,95	-1,92	-1,88	-1,85	-1,82	-1,78	6,6
$Fe_2O_3$	1,02	0,16	-0,91	-0,89	-0,88	-0,86	-0,85	-0,83	-0,81	6,45
MgO	0,18	0,16	-0,07	-0,05	-0,04	-0,02	-0,01	0,01	0,03	1,14
MnO	0,11	0,02	-0,1	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09	-0,08	5,56
CaO	1,36	0,64	-0,92	-0,85	-0,79	-0,73	-0,66	-0,6	-0,54	2,15
$Na_2O$	4,53	3,19	-2,32	-2,01	-1,69	-1,38	-1,06	-0,75	-0,43	1,44
$K_2O$	5,65	3,42	-3,28	-2,94	-2,61	-2,27	-1,93	-1,59	-1,25	1,67
$P_2O_5$	0,18	0,04	-0,15	-0,15	-0,14	-0,14	-0,14	-0,13	-0,13	4,55
PF	0,55	0,7	-0,07	0	0,07	0,14	0,21	0,28	0,35	0,79
С	0,03	0,13	0,06	0,07	0,09	0,10	0,11	0,12	0,14	0,23
S	0,02	0.05	0,01	0,02	0,02	0.03	0.03	0,04	0,04	0,4

ANEXO O – Perdas e ganhos dos componentes obtidos pela equação de Gresens (1967) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a silicificação na variedade salame.

	Média dos GPA	Smoky silicificação (19-24)										
Peso	100g	100g	T				(\$7.)	1.6 4 (		T (		
• (g/cm <sup>*</sup> )	2,66	2,63	ľ	Perdas e gannos dos componentes (Xn) para diferentes JV								
% em peso	Co	$C^A$	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	(fv) para Xn=0		
SiO <sub>2</sub>	67,41	77,83	-13,54	-5,85	1,85	9,54	17,24	24,93	32,63	0,88		
$TiO_2$	0,58	0,08	-0,52	-0,52	-0,51	-0,5	-0,49	-0,49	-0,48	7,33		
$Al_2O_3$	15,34	11,99	-7,04	-5,86	-4,67	-3,49	-2,3	-1,11	0,07	1,29		
FeO	2,22	0,44	-1,92	-1,87	-1,83	-1,78	-1,74	-1,7	-1,65	5,1		
$Fe_2O_3$	1,02	0,16	-0,91	-0,89	-0,88	-0,86	-0,85	-0,83	-0,81	6,45		
MgO	0,18	0,08	-0,12	-0,12	-0,11	-0,1	-0,09	-0,09	-0,08	2,28		
MnO	0,11	0,04	-0,08	-0,08	-0,07	-0,07	-0,07	-0,06	-0,06	2,78		
CaO	1,36	0,72	-0,86	-0,79	-0,72	-0,65	-0,58	-0,51	-0,43	1,91		
$Na_2O$	4,53	4,37	-1,51	-1,07	-0,64	-0,21	0,22	0,65	1,09	1,05		
$K_2O$	5,65	3,46	-3,26	-2,91	-2,57	-2,23	-1,89	-1,54	-1,2	1,65		
$P_2O_5$	0,18	0,01	-0,17	-0,17	-0,17	-0,17	-0,17	-0,17	-0,17	18,21		
PF	0,55	0,8	0	0,08	0,16	0,24	0,32	0,4	0,48	0,7		
С	0,03	0,12	0,05	0,06	0,08	0,09	0,1	0,11	0,12	0,25		
S	0,02	0,13	0,07	0,08	0,1	0,11	0,12	0,13	0,15	0,16		

ANEXO P- Perdas e ganhos dos componentes obtidos pela equação de Gresens (1967) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a silicificação na variedade *smoky*.

Peso	Média dos GPA 100g	<b>Salame</b> carbonataça ( <b>08-174A</b> ) 100g	ão							
• $(g/cm^3)$	2,66	2,69		Perdas e gai	nhos dos co	mponentes	(Xn) para	diferentes f	v	Fator
% em peso	Co	C <sup>A</sup>	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	volume (fv) para Xn=0
SiO <sub>2</sub>	67,41	68,66	-18,81	-11,86	-4,92	2,02	8,97	15,91	22,85	0,97
$TiO_2$	0,58	0,28	-0,38	-0,35	-0,33	-0,3	-0,27	-0,24	-0,21	2,05
$Al_2O_3$	15,34	15,33	-4,49	-2,94	-1,39	0,16	1,71	3,26	4,81	0,99
FeO	2,22	1,36	-1,26	-1,12	-0,98	-0,84	-0,71	-0,57	-0,43	1,61
$Fe_2O_3$	1,02	0,49	-0,67	-0,62	-0,57	-0,52	-0,47	-0,43	-0,38	2,06
MgO	0,49	0,72	0,02	0,09	0,17	0,24	0,31	0,38	0,46	0,67
MnO	0,11	0,04	-0,08	-0,08	-0,07	-0,07	-0,07	-0,06	-0,06	2,72
CaO	1,36	2,06	0,1	0,31	0,51	0,72	0,93	1,14	1,35	0,65
$Na_2O$	4,53	5,65	-0,53	0,04	0,61	1,18	1,76	2,33	2,9	0,79
$K_2O$	5,65	2,76	-3,7	-3,42	-3,14	-2,86	-2,58	-2,3	-2,02	2,02
$P_2O_5$	0,18	0,12	-0,1	-0,08	-0,07	-0,06	-0,05	-0,03	-0,02	1,48
PF	0,55	2,2	1,01	1,23	1,45	1,67	1,9	2,12	2,34	0,25
С	0,05	0,36	0,2	0,24	0,28	0,31	0,35	0,39	0,42	0,14
S	0,04	0,06	0	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,66

ANEXO Q – Perdas e ganhos dos componentes obtidos pela equação de Gresens (1967) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a carbonatação na variedade salame.

Peso	Média dos GPA 100g	Smoky carbonataçã o (38-24) 100g								
• $(g/cm^3)$	2,66	2,68	Perd	as e ganhos	dos compo	nentes calc	ulados par	a diferent	es fv	Fator de
% em peso	Co	$C^A$	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	volume (fv) para Xn=0
SiO <sub>2</sub>	67,41	70,55	-17,65	-10,55	-3,44	3,67	10,78	17,89	24,99	0,95
$TiO_2$	0,58	0,35	-0,33	-0,29	-0,26	-0,22	-0,19	-0,15	-0,12	1,63
$Al_2O_3$	15,34	13,46	-5,85	-4,49	-3,13	-1,78	-0,42	0,93	2,29	1,13
$Fe_2O_3$	1,02	1,95	0,36	0,55	0,75	0,94	1,14	1,34	1,53	0,52
FeO	2,22	0,5	-1,87	-1,82	-1,77	-1,72	-1,67	-1,62	-1,57	4,41
MgO	0,49	1,22	0,38	0,5	0,62	0,74	0,87	0,99	1,11	0,39
MnO	0,11	0,08	-0,05	-0,05	-0,04	-0,03	-0,02	-0,01	-0,01	1,36
CaO	1,36	2,2	0,2	0,42	0,64	0,86	1,08	1,3	1,53	0,61
Na <sub>2</sub> O	4,53	2,57	-2,72	-2,46	-2,2	-1,94	-1,68	-1,42	-1,16	1,75
$K_2O$	5,65	4,5	-2,47	-2,02	-1,56	-1,11	-0,66	-0,2	0,25	1,25
$P_2O_5$	0,18	0,06	-0,14	-0,13	-0,13	-0,12	-0,11	-0,11	-0,1	2,98
S	0,04	0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	1,74
С	0,05	0,44	0,27	0,31	0,35	0,4	0,44	0,49	0,53	0,1
PF	0,55	2,9	1,5	1,79	2,08	2,37	2,66	2,96	3,25	0,19

ANEXO R – Perdas e ganhos dos componentes obtidos pela equação de Gresens (1967) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a carbonatação na variedade *smoky*.

Isóconas IsoAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Isomassa Isovolume •  $^{\rm O}({\rm g/cm^3}) = 2,66$  $M^{O}/M^{A} = (C^{A}Al_{2}O_{3}/C^{O}Al_{2}O_{3})$ 1,03 1 1,01  $C^{A} = C^{O}$ •  $^{A}(g/cm^{3}) = 2,63$  $C^{A} = (M^{O}/M^{A})C^{O}$  $C^{A}=1,10*C^{O}$  $C^{A}=0,99*C^{O}$ •  $M_i/M^0 = (M^A/M^0)C_i^A - C_i^0$  $V^{A}/V^{O} = (M^{A}/M^{O})(\bullet^{O}/\bullet^{A})$ 0,98 1,01 1 •  $C_i/C_i^{O} = (M^A/M^O)(C_i^A/C_i^O) - 1$ •  $V = (V^A/V^O) - 1$ -1,74% 1,14% 0%  $M^{A}/M^{O} = 1*(\bullet^{O}/\bullet^{A})$ • M=(M<sup>A</sup>/M<sup>O</sup>)-1 -2,85% 1,14% Média dos Salame **GPA** cloritização Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> constante Massa constante Volume constante 01/08-177 05-177 Intervalo  $C^{O}$ •  $C_i/C_i^0$ •  $C_i/C_i^0$  $C^{A}$ •  $C_i/C_i^0$ % em peso SiO<sub>2</sub> 67,41 64,37 -0,07 -7,23% -0,05 -4,51% -0,06 -5,59% TiO<sub>2</sub> 0,58 0,61 0,03 3,06% 0,06 6,09% 0,05 4,89%  $Al_2O_3$ 15,34 15,79 0 0% 0.03 2,93% 0,02 1,77% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,02 1,78 0,7 69,54% 0,75 74,51% 0,73 72,54% FeO 2.22 1.8 -0.21-21.23% -0.19-18.92% -0.2 -19.83% 19.59% MgO 0.49 0.58 0.16 16.18% 0.2 0.18 18.24% MnO 0,11 0,12 0,06 5,98% 0.09 9,09% 0,08 7,86% 0.48 48.41% CaO 1.36 2.07 0.53 52.77% 0.51 51.04% 4,53 5,38 0,15 15,38% 18,76% Na<sub>2</sub>O 0,19 0,17 17,42%  $K_2O$ 5,65 4,86 -0,16-16,36% -0,14-13,91% -0,15-14,88%  $P_2O_5$ 0,18 0,22 0,19 18,74% 0,22 22,22% 0,21 20,84% S 0,04 0,02 -0.44 -44,49% -0,43 -42,86% -0,44 -43.5% С 0,05 0,37 6,99 698,79% 7,22 722,22% 7,13 712,95% PF 0,55 1,9 2,36 235,61% 2,45 245,45% 2,42 241,56% Elementos-traço (ppm) 2259 1818 -0,22 -19,52% -0,2 Ba -21,82% -0,2-20,43% Rb 105.9 100.6 -0.08 -7.71% -0.05 -5% -0.06 -6.08% 0,18 18,47% 0,22 Sr 154 187.8 21,95% 0,21 20,57% Zr 440,5 506,6 0,12 11,73% 0,15 15,01% 0,14 13,71% Hf 9,95 11,4 0,11 11,31% 0,15 14,57% 0,13 13,28% Nb 16,9 20,4 0,17 17,27% 0,21 20,71% 0,19 19,35% Th 13,3 10 -0,27 -26,95% -0,25 -24,81% -0,26 -25,66% U 1,75 4,5 1,5 149,81% 1,57 157,14% 1,54 154,24% Cu 5,3 1,8 -0,67 -67,01% -0,66 -66,04% -0,66 -66,42% Pb 10,5 25,11,32 132,23% 1,39 139,05% 1,36 136,35% Terras-raras (ppm) 41 -0,5 -50,09% -0,49 -48,62% -0,49 -49,2% La 79,8 Ce 159.7 92,6 -0,44 -43,67% -0.42-42,02% -0.43-42,67% -31,72% -29,71% Pr 16,49 11,59 -0,32-0,3-0,31 -30,51% 59,85 -0,28 -28,25% Nd 44,2 -0,26 -26,15% -0,27 -26,98% -0,09 -6,08% Sm 9,13 8,57 -8,76% -0,06 -0,07 -7,14% Eu 2,79 2,19 -0,24 -23,61% -0,21 -21,36% -0,22 -22,25% Gd 7,5 7,75 0 0,46% 0,03 3,4% 0,02 2,24% Tb 1,11 1,16 0,02 1,53% 0,05 4,5% 0,03 3,33% Dy 5,94 6,72 0,1 10% 0,13 13,23% 0,12 11,95% Ho 1,18 1,35 0,12 11,62% 0,15 14,89% 0,14 13,6% Er 3,37 3,65 0,05 5,22% 0,08 8,31% 0,07 7,09% Tm 0,51 0,52 0 0,04% 0,03 2,97% 0,02 1,81% Yb 3,21 3,57 0,08 8,21% 0,11 11,39% 0,1 10,13% 0,49 0,52 0,04 4,16% 0,07 7,22% 0,06 Lu 6,01%

ANEXO S - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos menores e ETR (ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a cloritização na variedade salame.

ANEXO T - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos menores e ETR (ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a cloritização na variedade *smoky*.

							Isóconas	
						IsoAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Isomassa	Isovolume
• <sup>O</sup> (g/cn	$n^{3}$ ) = 2,66	Μ	$I^{O}/M^{A} = (C^{A}Al_{2})$	$O_3/C^0Al_2O_3)$		0,91	1	1
• <sup>A</sup> (g/cn	$n^{3}$ ) = 2,66		$C^{A} = (M^{O}/M^{A})C^{O}$			$C^A = 1, 1 * C^O$	$C^{A} = C^{O}$	$C^{A} = 0,99 * C^{O}$
• $M_i/M^0 = (M$	$^{A}/M^{O})C_{i}^{A}-C_{i}^{O}$		$V^{A}/V^{O} = (M^{A})$	$/M^{O})(\bullet^{O}/\bullet^{A})$		1,1	1	1
• $C_i/C_i^{O} = (M^{A})$	$^{A}/M^{O})(C_{i}^{A}/C_{i}^{O})$	)-1	• V=(V	<sup>A</sup> /V <sup>O</sup> )-1		10,44%	0%	0%
M <sup>A</sup> /M <sup>O</sup> =1*(•	<sup>0</sup> /• <sup>A</sup> )		• M=(M	<sup>A</sup> /M <sup>O</sup> )-1		10,44%	-	0%
	Média dos	Smokv						
	GPA	cloritização	$Al_2O_3$ co	onstante	Massa	constante	Volume	constante
Intervalo	01/08-177	05-9/A	_			0		0
% em peso	$C^{O}$	$C^{A}$	• C <sub>i'</sub>	$C_i^0$	• (	$C_i/C_i^O$	• (	$C_i/C_i^{O}$
$SiO_2$	67,41	73,95	0,21	21,15%	0,1	9,7%	0,1	9,7%
$TiO_2$	0,58	0,32	-0,39	-38,54%	-0,44	-44,35%	-0,44	-44,35%
$Al_2O_3$	15,34	13,89	0	0%	-0,09	-9,45%	-0,09	-9,45%
$Fe_2O_3$	1,02	1,25	0,35	35,34%	0,23	22,55%	0,23	22,55%
FeO	2,22	0,34	-0,83	-83,09%	-0,85	-84,68%	-0,85	-84,68%
MgO	0,49	0,79	0,8	79,89%	0,63	62,89%	0,63	62,89%
MnO	0,11	0,01	-0,9	-89,96%	-0,91	-90,91%	-0,91	-90,91%
CaO	1,36	0,14	-0,89	-88,59%	-0,9	-89,67%	-0,9	-89,67%
Na <sub>2</sub> O	4,53	2,13	-0,48	-48,07%	-0,53	-52,98%	-0,53	-52,98%
$K_2O$	5,65	5,25	0,03	2,71%	-0,07	-7%	-0,07	-7%
$P_2O_5$	0,18	0,06	-0,63	-63,19%	-0,67	-66,67%	-0,67	-66,67%
S	0,04	0,31	8,78	878,18%	7,86	785,71%	7,86	785,71%
С	0,05	0,02	-0,51	-50,92%	-0,56	-55,56%	-0,56	-55,56%
PF	0,55	1,7	2,41	241,36%	2,09	209,09%	2,09	209,09%
Elementos-	-traço (ppm)							
Ba	2259	642	-0.69	-68.61%	-0.72	-71.58%	-0.72	-71.58%
Rb	105.9	268.3	1.8	179.8%	1.53	153.35%	1.53	153.35%
Sr	154	57.7	-0.59	-58.62%	-0.63	-62.53%	-0.63	-62.53%
Zr	440.5	221.5	-0.44	-44.47%	-0.5	-49.72%	-0.5	-49.72%
Hf	9.95	7.5	-0.17	-16 75%	-0.25	-24 62%	-0.25	-24 62%
Nh	16.9	16.9	0.1	10.44%	0	0%	0	0%
Th	13 3	23.3	0.93	93 48%	0.75	75 19%	0.75	75 19%
II	1 75	<u> </u>	3 35	335 45%	2 94	294 29%	2 94	294 29%
Cu	53	24.1	4.02	402 10%	2,74	254,25%	2,74	354 72%
Dh	5,5 10.5	15 1	4,02	402,1970 58 820%	0.44	13 810%	0.44	13 81%
Torres r	10,3	15,1	0,39	56,6270	0,44	45,8170	0,44	45,8170
101145-14	70.9	- 55 0	0.24	22 610/	0.21	20 820/	0.21	20.820/
La	79,8 150 7	55,2 109.6	-0,24	-25,01%	-0,51	-30,85%	-0,51	-50,85%
Ce	159,7	128,6	-0,11	-11,07%	-0,19	-19,47%	-0,19	-19,47%
Pr	16,49	14,48	-0,03	-3,02%	-0,12	-12,19%	-0,12	-12,19%
Nd	59,85	53,8	-0,01	-0,72%	-0,1	-10,11%	-0,1	-10,11%
Sm	9,13	9,67	0,17	17,04%	0,06	5,97%	0,06	5,97%
Eu	2,79	1,03	-0,59	-59,16%	-0,63	-63,02%	-0,63	-63,02%
Gd	7,5	8,03	0,18	18,32%	0,07	7,14%	0,07	7,14%
Tb	1,11	1,28	0,27	27,35%	0,15	15,32%	0,15	15,32%
Dy	5,94	7,23	0,35	34,54%	0,22	21,82%	0,22	21,82%
Но	1,18	1,44	0,35	35,35%	0,23	22,55%	0,23	22,55%
Er	3,37	4,06	0,33	33,05%	0,2	20,47%	0,2	20,47%
Tm	0,51	0,65	0,42	42,15%	0,29	28,71%	0,29	28,71%
Yb	3,21	4,05	0,4	39,56%	0,26	26,37%	0,26	26,37%
Lu	0,49	0,58	0,32	32,07%	0,2	19,59%	0,2	19,59%

							Isóconas	
						IsoAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Isomassa	Isovolume
• <sup>O</sup> (g/cm <sup>3</sup> )	= 2,66		$M^{O}/M^{A} = (C^{A})$	$Al_2O_3/C^0Al_2O_3)$		0,94	1	0,99
• <sup>A</sup> (g/cm <sup>3</sup> ) :	= 2,68		C <sup>A</sup> =(N	$M^{O}/M^{A})C^{O}$		$C^{A} = 1,10 * C^{O}$	$C^{A} = C^{O}$	$C^{A} = 0,99 * C^{O}$
• M <sub>i</sub> /M <sup>O</sup> =	$= (M^{A}/M^{O})C_{i}^{A}$		V <sup>A</sup> /V <sup>O</sup> =(N	$(M^{A}/M^{O})(\bullet^{O}/\bullet^{A})$		1,06	0,99	1
• $C_{i}/C_{i}^{0} = 0$	$C_i$ M <sup>A</sup> /M <sup>O</sup> )(C; <sup>A</sup> /C;	<sup>0</sup> )-1	• V=(	$(\mathbf{V}^{\mathbf{A}}/\mathbf{V}^{\mathbf{O}})$ -1		5.73%	-0.75%	0%
$M^{A}/M^{O}=1$	*(• <sup>0</sup> /• <sup>A</sup> )	, –	• M=(	$M^{A}/M^{O}$ )-1		6,53%	-	-0,75%
	Média dos GPA	Smoky sericitização	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> constante		Massa constante		Volume constante	
% em	$C^{O}$	$C^{A}$	•	$C_i/C_i^o$	• $C_i/C_i^{O}$		• (	$C_i/C_i^o$
peso	67.41	72.22	0.14	14 13%	0.07	7 14%	0.08	7 94%
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,45	-0,17	-16,63%	-0,22	-21,74%	-0,21	-21,15%
$Al_2O_3$	15.34	14.4	0	0%	-0.06	-6.13%	-0.05	-5.42%
$Fe_2O_3$	1,02	1,22	0,27	27,42%	0,2	19,61%	0,21	20,51%
FeO	2,22	0,49	-0,76	-76,49%	-0,78	-77,93%	-0,78	-77,76%
MgO	0,49	0,77	0,69	69,13%	0,59	58,76%	0,6	59,96%
MnO	0,11	0,02	-0,81	-80,63%	-0,82	-81,82%	-0,82	-81,68%
CaO	1,36	0,36	-0,72	-71,7%	-0,73	-73,43%	-0,73	-73,23%
Na <sub>2</sub> O	4,53	2,4	-0,44	-43,56%	-0,47	-47,02%	-0,47	-46,62%
K <sub>2</sub> O	5,65	5,64	0,06	6,43%	0	-0,09%	0,01	0,66%
$P_2O_5$	0,18	0,09	-0,47	-46,74%	-0,5	-50%	-0,5	-49,62%
S	0,04	0,39	10,87	1087,02%	10,14	1014,29%	10,23	1022,66%
С	0.05	0.06	0.42	42.04%	0.33	33.33%	0.34	34.34%
PF	0,55	1,7	2,29	229,27%	2,09	209,09%	2,11	211,41%
Elemento	s-traco (ppm)							
Ba	2259	732	-0.65	-65.48%	-0.68	-67.6%	-0.67	-67.35%
Rb	105.9	237.4	1.39	138.81%	1.24	124.17%	1.26	125.86%
Sr	154	75.7	-0.48	-47.64%	-0.51	-50.84%	-0.5	-50.47%
Zr	440.5	314.6	-0.24	-23.92%	-0.29	-28.58%	-0.28	-28.04%
Hf	9.95	9.9	0.06	5.99%	-0.01	-0.5%	0	0.25%
Nh	16.9	21.2	0.34	33.63%	0.25	25 44%	0.26	26 39%
Th	13.3	19	0.52	52 18%	0.43	42.86%	0.44	43 93%
U	1 75	42	1.56	155 67%	14	140%	1 42	141.8%
Cu	53	11.8	1,30	137,18%	1 23	122.64%	1,12	124 32%
Ph	10.5	97	-0.02	-1 59%	-0.08	-7 62%	-0.07	-6 92%
Towwood	10,5 manag (nnm)	2,7	0,02	1,3970	0,00	7,0270	0,07	0,9270
Lo	-raras (ppm) 70.8	71.5	0.05	1 55%	0.1	10 40%	0.1	0 73%
La	19,0	162.6	-0,03	-4,55%	-0,1	-10,40%	-0,1	-9,73%
Dr	159,7	102,0	0,08	0,40% 25.26%	0,02	1,02%	0,03	2,38%
	10,49	19,39	0,25	23,20%	0,10	17,39%	0,18	10,47%
Nu Sm	59,85	13,1	0,35	54,74%	0,20	20,48%	0,27	27,43%
SIII	9,13	15,40	0,37	37,14%	0,48	47,31%	0,49	46,02%
Eu	2,19	1,3	-0,43	-42,02%	-0,40	-40,14%	-0,40	-43,74%
Ud Th	/,5	11,18	0,39	28,9%	0,49	49,1/%	0,5	50,29%
10	1,11	1,80	0,73	12,13%	0,62	02,10%	0,63	63,38%
Dy	5,94	10,01	0,8	/9,0/%	0,69	08,00%	0,7	70,93%
HO	1,18	2,09	0,89	89,48%	0,78	//,8/%	0,79	/9,21%
Er	3,3/	6,09	0,93	92,51%	0,81	80,71%	0,82	82,07%
1m	0,51	0,87	0,84	83,52%	0,72	72,28%	0,74	/3,5/%
Yb	3,21	5,25	0,74	/4,5%	0,64	63,81%	0,65	65,04%
Lu	0.49	0.78	0.71	/1.32%	0.61	60.82%	0.62	62.03%

ANEXO U - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos menores e ETR (ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a sericitização na variedade salame.

							Isóconas	
						Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> cte	Massa cte	Volume cte
• <sup>0</sup> (g/cm	<sup>3</sup> ) = 2,66		$M^{O}/M^{A} = (C^{A})$	$Al_2O_3/C^OAl_2O_3)$		0,96	1	0,99
• <sup>A</sup> (g/cn	$n^{3}$ ) = 2,7		C <sup>A</sup> =(N	$M^{O}/M^{A})C^{O}$		$C^A = 1, 1 * C^O$	$C^{A} = C^{O}$	$C^{A} = 0,99 * C^{O}$
• $M_{i}/M^{O} = (M^{A}/$	$M^{O})C_{i}^{A}-C_{i}^{O}$		$V^{A}/V^{O} = (N$	$(^{A}/M^{O})(^{O}/^{A})$		1.02	0.99	1
• $C_{i}/C_{i}^{0} = (M^{A}/I)$	$M^{0}(C;^{A}/C;^{0})-1$	ſ	• V=(	$\mathbf{V}^{\mathbf{A}}/\mathbf{V}^{\mathbf{O}}$ )-1		2.32%	-1.48%	0%
$M^{A}/M^{O} = 1*(\bullet^{O})$	/• <sup>A</sup> )		• $M = (M^{A}/M^{O}) - 1$			3.86%	-	1.48%
	Média dos GPA	Salame sericitização	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	constante	Massa	constante	Volum	e constante
Intervalo	01/08-177	01-142	. 23					
% em peso	$C^{O}$	$C^{A}$	• (	$C_i/C_i^o$	• (	$C_i/C_i^O$	• (	$C_i/C_i^O$
SiO <sub>2</sub>	67,41	71,43	0,1	10,05%	0,06	5,96%	0,08	7,56%
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,34	-0,39	-38,59%	-0,41	-40,87%	-0,4	-39,98%
$Al_2O_3$	15,34	14,77	0	0%	-0,04	-3,72%	-0,02	-2,27%
$Fe_2O_3$	1,02	1,62	0,65	64,95%	0,59	58,82%	0,61	61,21%
FeO	2,22	0,34	-0,84	-84,09%	-0,85	-84,68%	-0,84	-84,45%
MgO	0,49	0,59	0,26	26,34%	0,22	21,65%	0,23	23,48%
MnO	0,11	0,02	-0,81	-81,12%	-0,82	-81,82%	-0,82	-81,54%
CaO	1,36	0,31	-0,76	-76,24%	-0,77	-77,12%	-0,77	-76,78%
Na <sub>2</sub> O	4,53	2,8	-0,36	-35,8%	-0,38	-38,19%	-0,37	-37,26%
$K_2O$	5,65	5,88	0,08	8,18%	0,04	4,16%	0,06	5,73%
$P_2O_5$	0,18	0,06	-0,65	-65,38%	-0,67	-66,67%	-0,66	-66,17%
S	0,04	0,53	14,73	1472,72%	14,14	1414,29%	14,37	1437,06%
С	0,05	0,07	0,62	61,56%	0,56	55,56%	0,58	57,89%
PF	0,55	1,6	2,02	202,14%	1,91	190,91%	1,95	195,28%
Elementos-	traco (ppm)	,		,	,		,	
Ba	2259	915	-0.58	-57.93%	-0.59	-59.5%	-0.59	-58.89%
Rb	105.9	235.9	1.31	131.35%	1.23	122.76%	1.26	126.11%
Sr	154	115.2	-0.22	-22,31%	-0.25	-25,19%	-0.24	-24.07%
Zr	440.5	221.1	-0.48	-47 87%	-0.5	-49.81%	-0.49	-49.05%
Hf	9.95	6	-0.37	-37 37%	-0.4	-39.7%	-0.39	-38 79%
Nb	16.9	14.5	-0.11	-10.89%	-0.14	-14 20%	-0.13	-12 91%
Th	13.3	25	0.95	95 22%	0.88	87.97%	0,15	90.8%
II	1 75	5.6	2 32	232 35%	2 2	220%	2.25	224.81%
Cu	53	43.9	7.6	2 <i>52,55</i> % 760,27%	7 28	728 30%	7 41	740 76%
Ph	10.5	43,9	3.06	305 55%	2.9	290.48%	2.96	296 35%
Terras-ra	ras (nnm)		5,00	505,5570	2,9	290,4070	2,70	270,3370
Lo	70.8	- 65.5	0.15	14 75%	0.18	17 02%	0.17	16 60%
La	150.7	140.1	-0,15	-14,75% 8 80%	-0,10	-17,0270	-0,17	10,05%
Dr.	159,7	140,1	-0,09	-0,09%	-0,12	-12,2770	-0,11	-10,95%
FI Nd	10,49	10,72	0,03	5,31% 4,20%	0,01	1,39%	0,03	2,92%
INU Sm	59,85 0.12	10.68	0,04	4,29%	0 17	0,42%	0,02	1,95%
Síll E	9,15	10,08	0,22	21,30% 52,270/	0,17	17,04% 54.040/	0,19	10,0%
Eu	2,19	1,28	-0,52	-32,27%	-0,54	-34,04%	-0,55	-33,33%
UU TL	/,J	0,02	0,19	19,43%	0,15	13,01%	0,17	10,74%
10	1,11	1,38	0,29	29,12%	0,24	24,32%	0,26	20,19%
Dy	5,94	8,45	0,48	4/,8/%	0,42	42,38%	0,45	44,52%
HO	1,18	1,63	0,44	44,08%	0,39	38,72%	0,41	40,81%
Er	3,37	4,34	0,34	33,75%	0,29	28,78%	0,31	30,72%
1m	0,51	0,62	0,28	27,51%	0,23	22,77%	0,25	24,62%
Yb	3,21	4,05	0,31	31,24%	0,26	26,37%	0,28	28,27%
Lu	0,49	0,57	0,22	22,06%	0,18	17,53%	0,19	19,29%

ANEXO V - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos menores e ETR (ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a sericitização na variedade *smoky*.

ANEXO W - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos menores e ETR (ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a silicificação na variedade salame.

							Isóconas	
						IsoAl <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	Isomassa	Isovolume
· <sup>0</sup> (alam3)			$M^{O}/M^{A} = (O$	$C^{A}Al_{2}O_{3}/C^{O}Al_{2}O$		0.64	1	1.01
• $(g/cm^3) = 2$	2,00			3)		0,04	1	1,01
• $^{\mathbf{A}}(\mathbf{g/cm^3}) = 2$	2,63		$\mathbf{C}^{\mathbf{A}} = (\mathbf{M}^{\mathbf{O}} / \mathbf{M}^{\mathbf{A}}) \mathbf{C}^{\mathbf{O}}$			$C^{A}=1,10*C^{O}$	$C^{A} = C^{O}$	$C^{A}=0,99*C^{O}$
• $M_i/M^0 = (M^2)$	$^{A}/M^{O})C_{i}^{A}-C_{i}^{O}$		$\mathbf{V}^{\mathbf{A}}/\mathbf{V}^{\mathbf{O}} = (\mathbf{M}^{\mathbf{A}}/\mathbf{M}^{\mathbf{O}})(\bullet^{\mathbf{O}}/\bullet^{\mathbf{A}})$			1,58	1,01	1
• $C_i/C_i^{O} = (M^A)$	$(M^{0})(C_{i}^{A}/C_{i}^{O})$	)-1	• V=	=(V <sup>A</sup> /V <sup>O</sup> )-1		57,51%	1,14%	0%
$M^A/M^O = 1*(\bullet)$	<sup>0</sup> /• <sup>A</sup> )		• M=	(M <sup>A</sup> /M <sup>0</sup> )-1		55,74%	-	1,14%
	Média dos GPA	Salame silicificação	Al <sub>2</sub> O	3 constante	Mass	a constante	Volum	e constante
Intervalo	01/08-177	26-24						
% em peso	$C^{O}$	$C^{A}$	•	• $C_i/C_i^o$		$C_i/C_i^O$	• (	$C_i/C_i^O$
$SiO_2$	67,41	81,2	0,88	87,59%	0,2	20,46%	0,19	19,1%
$TiO_2$	0,58	0,17	-0,54	-53,96%	-0,7	-70,43%	-0,71	-70,77%
$Al_2O_3$	15,34	9,85	0	0%	-0,36	-35,79%	-0,37	-36,51%
$Fe_2O_3$	1,02	0,34	-0,48	-48,09%	-0,67	-66,67%	-0,67	-67,04%
FeO	2,22	0,16	-0,89	-88,78%	-0,93	-92,79%	-0,93	-92,87%
MgO	0,49	0,16	-0,49	-48,62%	-0,67	-67,01%	-0,67	-67,38%
MnO	0,11	0,02	-0,72	-71,68%	-0,82	-81,82%	-0,82	-82,02%
CaO	1,36	0,64	-0,26	-26,44%	-0,53	-52,77%	-0,53	-53,3%
Na <sub>2</sub> O	4,53	3,19	0,1	9,67%	-0,3	-29,58%	-0,3	-30,37%
$K_2O$	5,65	3,42	-0,06	-5,65%	-0,39	-39,42%	-0,4	-40,1%
$P_2O_5$	0,18	0,04	-0,65	-65,39%	-0,78	-//,/8%	-0,78	-78,03%
S	0,04	0,05	1,22	122,48%	0,43	42,86%	0,41	41,25%
C	0,05	0,13	3,5	349,9%	1,89	188,89%	1,86	185,63%
PF Flammer 4 and	0,55	0,7	0,98	98,21%	0,27	27,27%	0,26	25,84%
Elementos	-traço (ppm)		0.72	72 0.90/	0.92	82.070/	0.92	82 270/
Ва	2259	405	-0,72	-72,08%	-0,82	-82,07%	-0,82	-82,27%
RD	105,9	103,7	0,53	52,5%	-0,02	-2,08%	-0,03	-3,18%
Sr 7.	154	80,5	-0,19	-18,79%	-0,48	-47,80%	-0,48	-48,45%
	440,5	121,5	-0,57	-57,12%	-0,72	-72,40%	-0,75	-12,11%
TI Nh	9,95	5,4 11.2	-0,47	-40,78%	-0,00	-03,63%	-0,00	-00,21%
Th	10,9	11,3 8 4	0,04	4,13%	-0,33	-33,14%	-0,34	-33,69%
	13,3	0,4 2	-0,02	-1,04%	-0,37	-30,84%	-0,38	-37,33%
Cu	53	4.9	0,78	/1,98%	-0.08	-7 55%	_0.09	-8 59%
Ph	10.5	4, <i>)</i> 2 1	-0.69	-68 85%	-0,08	-80%	-0,02	-80.23%
Terras-r	aras (nnm)	2,1	0,0)	00,0570	0,0	0070	0,0	00,2370
La	79.8		-0.57	-57 07%	-0.72	-72 43%	-0.73	-72 74%
Ce	159.7	44.3	-0.57	-56.8%	-0.72	-72,75%	-0.73	-72,57%
Pr	16 49	5 34	-0,57	-49 57%	-0,72	-67 62%	-0,75	-67.98%
Nd	59.85	197	-0.49	-48 74%	-0.67	-67.08%	-0.67	-67 46%
Sm	9 13	3 66	-0.38	-37 53%	-0.6	-59 89%	-0.6	-60 34%
Eu	2.79	0.46	-0.74	-74.28%	-0.83	-83.48%	-0.84	-83.67%
Gd	7.5	3.09	-0.36	-35.79%	-0.59	-58.77%	-0.59	-59.24%
Tb	1.11	0.47	-0,34	-34,06%	-0.58	-57,66%	-0.58	-58.14%
Dv	5.94	2.58	-0,32	-32.3%	-0.57	-56,53%	-0.57	-57.02%
Ho	1.18	0.53	-0.3	-29,75%	-0.55	-54,89%	-0.55	-55.4%
Er	3,37	1,59	-0,27	-26,52%	-0,53	-52,82%	-0,53	-53,35%
Tm	0,51	0,24	-0,26	-25,99%	-0,52	-52,48%	-0,53	-53,01%
Yb	3,21	1,67	-0,19	-18,85%	-0,48	-47,89%	-0,48	-48,48%
Lu	0,49	0,27	-0,13	-13,3%	-0,44	-44,33%	-0,45	-44,96%
ANEXO X - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos menores e ETR (ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a silicificação na variedade *smoky*.

$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $								Isóconas		
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $							IsoAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Isomassa	Isovolume	
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	• $^{\rm O}({\rm g/cm^3}) = 2,66$			$M^{O}/M^{A} = (C^{A}A)$	$l_2O_3/C^0Al_2O_3)$		0,78	1	1,01	
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	• <sup>A</sup> (g/cn	$n^{3}$ ) = 2,63		$C^{A} = (M)$	$^{\rm O}/{\rm M}^{\rm A}){\rm C}^{\rm O}$		$C^{A} = 1, 1 * C^{O}$	$C^{A} = C^{O}$	$C^{A} = 0,99 * C^{O}$	
$\begin{array}{c c c c c c c (1) c $	• $M_i/M^0 = (M$	$^{\rm A}/{\rm M}^{\rm O}){\rm C}_{\rm i}^{\rm A}-{\rm C}_{\rm i}^{\rm O}$		$V^{A}/V^{O} = (M^{A}/M^{O})(\bullet^{O}/\bullet^{A})$			1,29	1,01	1	
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	• $C_i/C_i^{O} = (M^A)$	$^{A}/M^{O})(C_{i}^{A}/C_{i}^{O})$	)-1	• V=(V <sup>A</sup> /V <sup>O</sup> )-1			29,4%	1,14%	0%	
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\mathbf{M}^{\mathbf{A}}/\mathbf{M}^{\mathbf{O}} = 1^{*}(\mathbf{\bullet}^{\mathbf{O}}/\mathbf{\bullet}^{\mathbf{A}})$			• $M = (M^{A}/M^{O}) - 1$			27,94%	-	1,14%	
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	×	Média dos	Smoky	× *	,				,	
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $		GPA	silicificação	AlaOa	$\Lambda_{1}$ , $\Omega_{2}$ constants		constante	Volume	constante	
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Intervalo –	01/08-177	19-24	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> constante		<b>WIU</b> 55U	constance	v orunit	consume	
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	% em peso	$C^{O}$	$C^{\overline{A}}$	• $C_i/C_i^{O}$		• (	$C_i/C_i^O$	• (	$C_i/C_i^o$	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	SiO <sub>2</sub>	67.41	77.83	0.48	47.72%	0.15	15.46%	0.14	14.16%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	TiO <sub>2</sub>	0.58	0,08	-0.82	-82.2%	-0.86	-86.09%	-0.86	-86.24%	
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	15.34	11.99	0	0%	-0.22	-21.84%	-0.23	-22,72%	
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	1.02	0.44	-0.45	-44.81%	-0.57	-56.86%	-0.57	-57.35%	
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	FeO	2.22	0.16	-0.91	-90.78%	-0.93	-92,79%	-0.93	-92.87%	
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	MgO	0.49	0.08	-0.79	-78.9%	-0.84	-83.51%	-0.84	-83.69%	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	MnO	0.11	0.04	-0.53	-53.48%	-0.64	-63.64%	-0.64	-64.05%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	CaO	1.36	0.72	-0.32	-32.02%	-0.47	-46.86%	-0.47	-47.46%	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Na <sub>2</sub> O	4.53	4.37	0.23	23.42%	-0.04	-3.53%	-0.05	-4.62%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	K <sub>2</sub> O	5.65	3.46	-0.22	-21.58%	-0.39	-38.71%	-0.39	-39.4%	
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$P_2O_5$	0.18	0.01	-0.93	-92.89%	-0.94	-94.44%	-0.95	-94.51%	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	S	0.04	0.13	3.75	375.21%	2.71	271.43%	2.67	267.24%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ĉ	0.05	0.12	2.41	241 17%	1.67	166 67%	1 64	163 66%	
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	PF	0.55	0.8	0.86	86.09%	0.45	45.45%	0.44	43.81%	
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Elementos-tra	aco (ppm)	- 7 -	•,••		-,	,	.,	,	
AltIntIntIntIntIntIntInt $Sr$ 15453,3-0,56-55,72%-0,65-65,39%-0,66-65,78% $Zr$ 440,5141,4-0,59-58,93%-0,68-67,9%-0,68-68,26%Hf9,955,6-0,28-27,99%-0,44-43,72%-0,44-44,35%Nb16,913,20-0,07%-0,22-21,89%-0,23-22,77%Th13,350,23,83382,9%2,77277,44%2,73273,19%U1,7519,513,261325,62%10,141014,29%10,021001,72%Cu5,33,3-0,2-20,34%-0,38-37,74%-0,38-38,44%Pb10,519,81,41141,26%0,8988,57%0,8686,44%Terras-raras (ppm)La79,813,7-0,78-78,04%-0,83-82,83%-0,83-83,03%Cc159,729,1-0,77-76,69%-0,82-81,78%-0,82-81,85%Nd59,8510-0,76-75,87%-0,81-81,14%-0,81-81,35%Nd59,8510-0,76-76,45%-0,82-81,59%-0,82-81,8%Eu2,791,62-0,26-25,58%-0,42-41,83%-0,42-42,49%Gd7,51,53-0,74-73,88%-0,8-79,59%-0,8-79,82% </td <td>Ba</td> <td>2259</td> <td>- 88</td> <td>-0.95</td> <td>-95 02%</td> <td>-0.96</td> <td>-96 1%</td> <td>-0.96</td> <td>-96 15%</td>	Ba	2259	- 88	-0.95	-95 02%	-0.96	-96 1%	-0.96	-96 15%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Rb	105.9	140 5	0,75	69 74%	0.33	32.67%	0.31	31 18%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Sr	154	53.3	-0.56	-55 72%	-0.65	-65 39%	-0.66	-65 78%	
InInInInInInInInInInInHf9.955.6 $-0.28$ $-27.99\%$ $-0.64$ $-43.72\%$ $-0.44$ $-44.35\%$ Nb16.913.20 $-0.07\%$ $-0.22$ $-21.89\%$ $-0.23$ $-22.77\%$ Th13.350.23.83 $382.9\%$ $2.77$ $277.44\%$ $2.73$ $273.19\%$ U1.7519.513.261325.62%10.141014.29%10.021001.72%Cu5.33.3 $-0.2$ $-20.34\%$ $-0.38$ $-37.74\%$ $-0.38$ $-38.44\%$ Pb10.519.81.41141.26% $0.89$ $88.57\%$ $0.86$ $86.44\%$ Terras-raras (ppm)La79.813.7 $-0.78$ $-78.04\%$ $-0.83$ $-82.83\%$ $-0.83$ $-83.03\%$ Ce159.729.1 $-0.77$ $-76.69\%$ $-0.82$ $-81.78\%$ $-0.82$ $-81.98\%$ Pr16.493.11 $-0.76$ $-75.87\%$ $-0.81$ $-81.14\%$ $-0.81$ $-81.35\%$ Nd59.8510 $-0.79$ $-78.62\%$ $-0.83$ $-83.29\%$ $-0.83$ $-83.48\%$ Sm9.131.68 $-0.76$ $-76.45\%$ $-0.82$ $-81.59\%$ $-0.82$ $-81.8\%$ Eu2.791.62 $-0.26$ $-25.58\%$ $-0.42$ $-41.83\%$ $-0.42$ $-42.49\%$ Gd7.51.53 $-0.74$ $-73.88\%$ $-0.8$ $-79.59\%$ $-0.8$ $-79.$	Zr	440.5	141.4	-0.59	-58 93%	-0.68	-67.9%	-0.68	-68 26%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Hf	9.95	5.6	-0.28	-27 99%	-0.44	-43 72%	-0.44	-44 35%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Nh	16.9	13.2	0	-0.07%	-0.22	-21 89%	-0.23	-22 77%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Th	13.3	50.2	3 83	382.9%	2 77	21,0270	2 73	273 19%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	U	1.75	19.5	13.26	1325 62%	10.14	1014 29%	10.02	1001 72%	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Cu	53	3 3	-0.2	-20 34%	-0.38	-37 74%	-0.38	-38 44%	
Terras-raras (ppm)La79,813,7-0,78-78,04%-0,83-82,83%-0,83-83,03%Ce159,729,1-0,77-76,69%-0,82-81,78%-0,82-81,98%Pr16,493,11-0,76-75,87%-0,81-81,14%-0,81-81,35%Nd59,8510-0,79-78,62%-0,83-83,29%-0,83-83,48%Sm9,131,68-0,76-76,45%-0,82-81,59%-0,82-81,8%Eu2,791,62-0,26-25,58%-0,42-41,83%-0,42-42,49%Gd7,51,53-0,74-73,88%-0,8-79,59%-0,8-79,82%Tb1,110,26-0,7-70,03%-0,77-76,58%-0,77-76,84%Dy5,941,68-0,64-63,78%-0,72-71,69%-0,72-72,01%Ho1,180,45-0,51-51%-0,62-61,7%-0,62-62,13%Er3,371,62-0,38-38,5%-0,52-51,93%-0,52-52,47%Tm0,510,32-0,19-18,93%-0,37-36,63%-0,37-37,35%Yb3,212,650,065,78%-0,17-17,32%-0,18-18,25%Lu0,490,570,550,36%0,1817,53%0.1616,2%	Ph	10.5	19.8	1 41	141 26%	0,89	88 57%	0,56	86 44%	
La79,813,7 $-0,78$ $-78,04\%$ $-0,83$ $-82,83\%$ $-0,83$ $-83,03\%$ Ce159,729,1 $-0,77$ $-76,69\%$ $-0,82$ $-81,78\%$ $-0,82$ $-81,98\%$ Pr16,493,11 $-0,76$ $-75,87\%$ $-0,81$ $-81,14\%$ $-0,81$ $-81,35\%$ Nd59,8510 $-0,79$ $-78,62\%$ $-0,83$ $-83,29\%$ $-0,83$ $-83,48\%$ Sm9,131,68 $-0,76$ $-76,45\%$ $-0,82$ $-81,59\%$ $-0,82$ $-81,8\%$ Eu2,791,62 $-0,26$ $-25,58\%$ $-0,42$ $-41,83\%$ $-0,42$ $-42,49\%$ Gd7,51,53 $-0,74$ $-73,88\%$ $-0,8$ $-79,59\%$ $-0,8$ $-79,82\%$ Tb1,11 $0,26$ $-0,7$ $-70,03\%$ $-0,77$ $-76,58\%$ $-0,77$ $-76,68\%$ Dy5,941,68 $-0,64$ $-63,78\%$ $-0,72$ $-71,69\%$ $-0,72$ $-72,01\%$ Ho1,18 $0,45$ $-0,51$ $-51\%$ $-0,62$ $-61,7\%$ $-0,62$ $-62,13\%$ Er3,371,62 $-0,38$ $-38,5\%$ $-0,52$ $-51,93\%$ $-0,52$ $-52,47\%$ Tm $0,51$ $0,32$ $-0,19$ $-18,93\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb3,212,65 $0,06$ $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu $0,49$ $0,57$ $0,55$ $50,36\%$ $0,18$ $17,53\%$ $0,1$	Terras-raras	( <b>nnm</b> )	19,0	1,11	111,2070	0,09	00,0770	0,00	00,1170	
La19,019,10,1010,0110,0100,0202,05002,05003,05Ce $159,7$ $29,1$ $-0,77$ $-76,69\%$ $-0,82$ $-81,78\%$ $-0,82$ $-81,98\%$ Pr $16,49$ $3,11$ $-0,76$ $-75,87\%$ $-0,81$ $-81,14\%$ $-0,81$ $-81,35\%$ Nd $59,85$ $10$ $-0,79$ $-78,62\%$ $-0,83$ $-83,29\%$ $-0,83$ $-83,48\%$ Sm $9,13$ $1,68$ $-0,76$ $-76,45\%$ $-0,82$ $-81,59\%$ $-0,82$ $-81,8\%$ Eu $2,79$ $1,62$ $-0,26$ $-25,58\%$ $-0,42$ $-41,83\%$ $-0,42$ $-42,49\%$ Gd $7,5$ $1,53$ $-0,74$ $-73,88\%$ $-0,8$ $-79,59\%$ $-0,8$ $-79,82\%$ Tb $1,11$ $0,26$ $-0,7$ $-70,03\%$ $-0,77$ $-76,58\%$ $-0,77$ $-76,84\%$ Dy $5,94$ $1,68$ $-0,64$ $-63,78\%$ $-0,72$ $-71,69\%$ $-0,72$ $-72,01\%$ Ho $1,18$ $0,45$ $-0,51$ $-51\%$ $-0,62$ $-61,7\%$ $-0,62$ $-62,13\%$ Er $3,37$ $1,62$ $-0,38$ $-38,5\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb $3,21$ $2,65$ $0,06$ $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu $0,49$ $0,57$ $0,5$ $50,36\%$ $0,18$ $17,53\%$ $0,16$ $16,2\%$	I a	79.8	13.7	-0.78	-78 04%	-0.83	-82,83%	-0.83	-83 03%	
Ce157,727,1 $0,77$ $-10,076$ $-0,02$ $-01,076$ $-00,02$ $-01,076$ $-00,02$ $-01,076$ Pr16,493,11 $-0,76$ $-75,87\%$ $-0,81$ $-81,14\%$ $-0,81$ $-81,35\%$ Nd59,8510 $-0,79$ $-78,62\%$ $-0,83$ $-83,29\%$ $-0,83$ $-83,48\%$ Sm9,131,68 $-0,76$ $-76,45\%$ $-0,82$ $-81,59\%$ $-0,82$ $-81,8\%$ Eu2,791,62 $-0,26$ $-25,58\%$ $-0,42$ $-41,83\%$ $-0,42$ $-42,49\%$ Gd7,51,53 $-0,74$ $-73,88\%$ $-0,8$ $-79,59\%$ $-0,8$ $-79,82\%$ Tb1,110,26 $-0,7$ $-70,03\%$ $-0,77$ $-76,58\%$ $-0,77$ $-76,84\%$ Dy5,941,68 $-0,64$ $-63,78\%$ $-0,72$ $-71,69\%$ $-0,72$ $-72,01\%$ Ho1,180,45 $-0,51$ $-51\%$ $-0,62$ $-61,7\%$ $-0,62$ $-62,13\%$ Er3,371,62 $-0,38$ $-38,5\%$ $-0,52$ $-51,93\%$ $-0,52$ $-52,47\%$ Tm0,510,32 $-0,19$ $-18,93\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb3,212,650,06 $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu0,490,570,5 $50,36\%$ 0,18 $17,53\%$ 0,16 $16,2\%$	La	159.7	29.1	-0.77	-76,69%	-0.82	-81 78%	-0.82	-81 98%	
Nd $59,85$ 10 $-0,79$ $-78,62\%$ $-0,83$ $-83,29\%$ $-0,83$ $-83,48\%$ Sm $9,13$ $1,68$ $-0,76$ $-76,45\%$ $-0,82$ $-81,59\%$ $-0,82$ $-81,8\%$ Eu $2,79$ $1,62$ $-0,26$ $-25,58\%$ $-0,42$ $-41,83\%$ $-0,42$ $-42,49\%$ Gd $7,5$ $1,53$ $-0,74$ $-73,88\%$ $-0,8$ $-79,59\%$ $-0,8$ $-79,82\%$ Tb $1,11$ $0,26$ $-0,7$ $-70,03\%$ $-0,77$ $-76,58\%$ $-0,77$ $-76,84\%$ Dy $5,94$ $1,68$ $-0,64$ $-63,78\%$ $-0,72$ $-71,69\%$ $-0,72$ $-72,01\%$ Ho $1,18$ $0,45$ $-0,51$ $-51\%$ $-0,62$ $-61,7\%$ $-0,62$ $-62,13\%$ Er $3,37$ $1,62$ $-0,38$ $-38,5\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb $3,21$ $2,65$ $0,06$ $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu $0,49$ $0,57$ $0,55$ $50,36\%$ $0,18$ $17,53\%$ $0,16$ $16,2\%$	Pr	16 49	3 11	-0.76	-75 87%	-0.81	-81 14%	-0.81	-81 35%	
Nu $9,13$ $1,68$ $-0,76$ $-76,45\%$ $-0,82$ $-81,59\%$ $-0,82$ $-81,8\%$ Eu $2,79$ $1,62$ $-0,26$ $-25,58\%$ $-0,42$ $-41,83\%$ $-0,42$ $-42,49\%$ Gd $7,5$ $1,53$ $-0,74$ $-73,88\%$ $-0,8$ $-79,59\%$ $-0,8$ $-79,82\%$ Tb $1,11$ $0,26$ $-0,7$ $-70,03\%$ $-0,77$ $-76,58\%$ $-0,77$ $-76,84\%$ Dy $5,94$ $1,68$ $-0,64$ $-63,78\%$ $-0,72$ $-71,69\%$ $-0,72$ $-72,01\%$ Ho $1,18$ $0,45$ $-0,51$ $-51\%$ $-0,62$ $-61,7\%$ $-0,62$ $-62,13\%$ Er $3,37$ $1,62$ $-0,38$ $-38,5\%$ $-0,52$ $-51,93\%$ $-0,52$ $-52,47\%$ Tm $0,51$ $0,32$ $-0,19$ $-18,93\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb $3,21$ $2,65$ $0,06$ $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu $0,49$ $0,57$ $0,55$ $50,36\%$ $0,18$ $17,53\%$ $0,16$ $16,2\%$	Nd	59.85	10	-0,70	-78.62%	-0.83	-83 29%	-0.83	-83 48%	
Sin $7,15$ $1,60$ $60,76$ $-76,4576$ $50,62$ $-61,576$ $-60,62$ $-61,576$ Eu $2,79$ $1,62$ $-0,26$ $-25,58\%$ $-0,42$ $-41,83\%$ $-0,42$ $-42,49\%$ Gd $7,5$ $1,53$ $-0,74$ $-73,88\%$ $-0,8$ $-79,59\%$ $-0,8$ $-79,82\%$ Tb $1,11$ $0,26$ $-0,7$ $-70,03\%$ $-0,77$ $-76,58\%$ $-0,77$ $-76,84\%$ Dy $5,94$ $1,68$ $-0,64$ $-63,78\%$ $-0,72$ $-71,69\%$ $-0,72$ $-72,01\%$ Ho $1,18$ $0,45$ $-0,51$ $-51\%$ $-0,62$ $-61,7\%$ $-0,62$ $-62,13\%$ Er $3,37$ $1,62$ $-0,38$ $-38,5\%$ $-0,52$ $-51,93\%$ $-0,52$ $-52,47\%$ Tm $0,51$ $0,32$ $-0,19$ $-18,93\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb $3,21$ $2,65$ $0,06$ $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu $0,49$ $0,57$ $0,5$ $50,36\%$ $0,18$ $17,53\%$ $0,16$ $16,2\%$	Sm	9.13	1.68	-0.76	-76.45%	-0.82	-81 59%	-0.82	-81.8%	
Lu $2,77$ $1,62$ $0,26$ $22,506$ $0,42$ $11,056$ $0,42$ $12,776$ Gd $7,5$ $1,53$ $-0,74$ $-73,88\%$ $-0,8$ $-79,59\%$ $-0,8$ $-79,82\%$ Tb $1,11$ $0,26$ $-0,7$ $-70,03\%$ $-0,77$ $-76,58\%$ $-0,77$ $-76,84\%$ Dy $5,94$ $1,68$ $-0,64$ $-63,78\%$ $-0,72$ $-71,69\%$ $-0,72$ $-72,01\%$ Ho $1,18$ $0,45$ $-0,51$ $-51\%$ $-0,62$ $-61,7\%$ $-0,62$ $-62,13\%$ Er $3,37$ $1,62$ $-0,38$ $-38,5\%$ $-0,52$ $-51,93\%$ $-0,52$ $-52,47\%$ Tm $0,51$ $0,32$ $-0,19$ $-18,93\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb $3,21$ $2,65$ $0,06$ $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu $0,49$ $0.57$ $0,5$ $50,36\%$ $0,18$ $17,53\%$ $0,16$ $16,2\%$	Fu	2 79	1,00	-0,76	-25 58%	-0,82	-41 83%	-0,82	-01,070	
Od $1,5$ $1,5$ $0,74$ $-15,000$ $-0,6$ $-17,070$ $-0,6$ $-17,0270$ Tb $1,11$ $0,26$ $-0,7$ $-70,03\%$ $-0,77$ $-76,58\%$ $-0,77$ $-76,84\%$ Dy $5,94$ $1,68$ $-0,64$ $-63,78\%$ $-0,72$ $-71,69\%$ $-0,72$ $-72,01\%$ Ho $1,18$ $0,45$ $-0,51$ $-51\%$ $-0,62$ $-61,7\%$ $-0,62$ $-62,13\%$ Er $3,37$ $1,62$ $-0,38$ $-38,5\%$ $-0,52$ $-51,93\%$ $-0,52$ $-52,47\%$ Tm $0,51$ $0,32$ $-0,19$ $-18,93\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb $3,21$ $2,65$ $0,06$ $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu $0,49$ $0.57$ $0,5$ $50,36\%$ $0,18$ $17,53\%$ $0,16$ $16,2\%$	Gd	75	1,62	-0.74	-73 88%	-0.8	-79 59%	-0.8	-79 82%	
10 $1,11$ $0,20$ $-0,7$ $-10,00$ $-0,77$ $-10,00$ $-0,77$ $-10,00$ $Dy$ $5,94$ $1,68$ $-0,64$ $-63,78%$ $-0,72$ $-71,69%$ $-0,72$ $-72,01%$ Ho $1,18$ $0,45$ $-0,51$ $-51%$ $-0,62$ $-61,7%$ $-0,62$ $-62,13%$ Er $3,37$ $1,62$ $-0,38$ $-38,5%$ $-0,52$ $-51,93%$ $-0,52$ $-52,47%$ Tm $0,51$ $0,32$ $-0,19$ $-18,93%$ $-0,37$ $-36,63%$ $-0,37$ $-37,35%$ Yb $3,21$ $2,65$ $0,06$ $5,78%$ $-0,17$ $-17,32%$ $-0,18$ $-18,25%$ Lu $0,49$ $0.57$ $0,5$ $50,36%$ $0,18$ $17,53%$ $0,16$ $16,2%$	Th	,, <i>5</i> 1 11	0.26	-07	-70 03%	-0 77	-76 58%	-0.77	-76 84%	
Dy $2,74$ $1,60$ $0,61$ $05,760$ $-0,72$ $-71,070$ $-0,72$ $-72,0170$ Ho $1,18$ $0,45$ $-0,51$ $-51\%$ $-0,62$ $-61,7\%$ $-0,62$ $-62,13\%$ Er $3,37$ $1,62$ $-0,38$ $-38,5\%$ $-0,52$ $-51,93\%$ $-0,52$ $-52,47\%$ Tm $0,51$ $0,32$ $-0,19$ $-18,93\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb $3,21$ $2,65$ $0,06$ $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu $0.49$ $0.57$ $0.5$ $50,36\%$ $0.18$ $17,53\%$ $0.16$ $16,2\%$	Dv	5 94	1 68	-0.64	-63 78%	-0.72	-71 69%	-0.72	-72.01%	
$10^{-10}$ $1,10^{-10}$ $0,70^{-10}$ $-0,01^{-10}$ $-0,02^{-1$	Ho	1 18	0.45	-0.51	-51%	-0.62	-61 7%	-0.62	-62 13%	
In $0,51$ $0,32$ $-0,50$ $-50,570$ $-0,52$ $-51,5570$ $-0,52$ $-52,4770$ Tm $0,51$ $0,32$ $-0,19$ $-18,93\%$ $-0,37$ $-36,63\%$ $-0,37$ $-37,35\%$ Yb $3,21$ $2,65$ $0,06$ $5,78\%$ $-0,17$ $-17,32\%$ $-0,18$ $-18,25\%$ Lu $0.49$ $0.57$ $0.5$ $50,36\%$ $0.18$ $17,53\%$ $0.16$ $16,2\%$	Fr	3 37	1.62	-0.38	-38 5%	-0.52	-51 93%	-0.52	-52 47%	
Yb 3,21 2,65 0,06 5,78% -0,17 -17,32% -0,18 -18,25%   Lu 0,49 0.57 0.5 50,36% 0.18 17,53% 0.16 16,2%	Tm	0.51	0.32	-0,19	-18 93%	-0,32	-36 63%	-0,32	-37 35%	
$L_{II} = 0.49 = 0.57 = 0.5 = 50.36\% = 0.18 = 17.53\% = 0.16 = 16.25\%$	Yh	3 21	2.65	0.06	5 78%	-0.17	-17 32%	-0.18	-18 25%	
	Lu	0.49	0.57	0.5	50.36%	0.18	17.53%	0.16	16.2%	

ANEXO Y - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos menores e ETR (ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a carbonatação na variedade salame.

						Isóconas			
					IsoAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Isomassa	Isovolume		
• $^{\rm O}({\rm g/cm^3}) = 2,66$			$M^{O}/M^{A} = (C^{A}Al_{2}O_{3}/C^{O}Al_{2}O_{3})$			1	1	0,99	
• $^{A}(g/cm^{3}) = 2,69$			$C^{A} = (M^{O})$	$M^{A})C^{O}$		$C^{A}=1,10*C^{O}$	$C^{A} = C^{O}$	$C^{A}=0,99*C^{O}$	
• $M_i/M^O = (M^A/M^O)C_i^A - C_i^O$			$V^{A}/V^{O} = (M^{A}/M^{O})(\bullet^{O}/\bullet^{A})$			0,99	0,99	1	
• $C_i/C_i^{O} = (M^A/M^O)(C_i^A/C_i^O)-1$			• V=(V <sup>A</sup> /V <sup>O</sup> )-1			-1,05%	-1,12%	0%	
$\mathbf{M}^{\mathbf{A}}/\mathbf{M}^{\mathbf{O}}=1^{*}(\bullet^{\mathbf{O}}/\bullet^{\mathbf{A}})$			• M=(M <sup>A</sup> /M <sup>O</sup> )-1			0,07%	-	-1,12%	
	Média dos	Salame							
	GPA	carbonatação	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> constante		Massa constante		Volume	e constante	
Intervalo	01/08-177	08-174A							
% em peso	$C^{O}$	$C^{A}$	• $C_{i'}$	$C_i^{O}$	• $C_i/C_i^o$		• (	$C_i/C_i^O$	
SiO <sub>2</sub>	67,41	68,66	0,02	1,92%	0,02	1,85%	0,03	3%	
$TiO_2$	0,58	0,28	-0,51	-51,27%	-0,51	-51,3%	-0,51	-50,76%	
$Al_2O_3$	15,34	15,33	0	0%	0	-0,07%	0,01	1,06%	
$Fe_2O_3$	1,02	0,49	-0,52	-51,93%	-0,52	-51,96%	-0,51	-51,42%	
FeO	2,22	1,36	-0,39	-38,7%	-0,39	-38,74%	-0,38	-38,05%	
MgO	0,49	0,72	0,49	48,55%	0,48	48,45%	0,5	50,13%	
MnO	0,11	0,04	-0,64	-63,61%	-0,64	-63,64%	-0,63	-63,23%	
CaO	1,36	2,06	0,52	52,13%	0,52	52,03%	0,54	53,74%	
$Na_2O$	4,53	5,65	0,25	24,81%	0,25	24,72%	0,26	26,13%	
K <sub>2</sub> O	5,65	2,76	-0,51	-51,08%	-0,51	-51,11%	-0,51	-50,56%	
$P_2O_5$	0,18	0,12	-0,33	-33,29%	-0,33	-33,33%	-0,33	-32,58%	
s	0.04	0.06	0.72	71.54%	0.71	71,43%	0.73	73.36%	
Ĉ	0.05	0.36	7.01	700.52%	7	700%	7.09	709.02%	
PF	0.55	2.2	3	300.26%	3	300%	3.05	304.51%	
Elementos-t	traco (ppm)	7		,			- ,	,	
Ba	2259	- 880	-0.61	-61.02%	-0.61	-61.04%	-0.61	-60.61%	
Rb	105.9	92.9	-0.12	-12.22%	-0.12	-12.28%	-0.11	-11.29%	
Sr	154	512.7	2.33	233,14%	2.33	232.92%	2.37	236.68%	
Zr	440.5	166.4	-0.62	-62.2%	-0.62	-62.22%	-0.62	-61.8%	
Hf	9.95	4.7	-0.53	-52.73%	-0.53	-52,76%	-0.52	-52.23%	
Nb	16.9	7	-0.59	-58,55%	-0.59	-58,58%	-0.58	-58,11%	
Th	13.3	11.2	-0.16	-15.73%	-0.16	-15,79%	-0.15	-14.84%	
U	1 75	37	1 12	111 57%	1 11	111 43%	1 14	113 81%	
Cu	53	13.4	1,53	153%	1 53	152.83%	1.56	155 68%	
Ph	10.5	1.7	-0.84	-83.8%	-0.84	-83.81%	-0.84	-83.63%	
Terras-ra	ras (ppm)	-,,	0,01	00,070	0,01	00,0170	0,01	00,0070	
La	79.8	27.8	-0.65	-65.14%	-0.65	-65.16%	-0.65	-64.77%	
Ce	159.7	53	-0.67	-66.79%	-0.67	-66.81%	-0.66	-66.44%	
Pr	16 49	5 44	-0.67	-66 99%	-0.67	-67.01%	-0.67	-66 64%	
Nd	59.85	18.7	-0.69	-68,73%	-0.69	-68,76%	-0.68	-68.4%	
Sm	9 13	2.82	-0.69	-69.08%	-0.69	-69.1%	-0.69	-68 75%	
Fu	2 79	0.61	-0.78	-78 08%	-0.78	-78.1%	-0.78	-77 85%	
Gd	75	2.04	-0.73	-72 76%	-0.73	-72 78%	-0.72	-72 47%	
Th	1 11	0.29	-0 74	-73 86%	-0 74	-73 87%	-0.74	-73 58%	
Dv	5 94	1.57	-0.74	-73 53%	-0.74	-73 55%	-0.73	-73 25%	
Ho	1 18	0.31	-0.74	-73.6%	-0,74	-73 62%	-0.73	-73 37%	
Fr	3 37	0.07	-0.73	_72 68%	-0,74	_72 7%	-0,73	_72 30%	
ы Тт	0.51	0.92	-0,73	-72,00%	-0,75	-72,770	-0,72	-72,3970	
Vh	3 21	1.06	-0,72	-66 01%	-0,72	-66 93%	-0,72	-66 55%	
10 I u	0.40	0.16	-0,07	-00,91%	-0,07	-00,93% 67 010/	-0,07	-00,33%	
LU	0,49	0,10	-0,07	-00,99%	-0,07	-07,01%	-0,07	-00,04%	

ANEXO Z - Perdas e ganhos dos elementos maiores (g/100g), elementos menores e ETR (ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) em relação à média dos granitoides pouco alterados (amostras 01-177 e 08-177) para a carbonatação na variedade *smoky*.

					Isóconas				
						IsoAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Isomassa	Isovolume	
• $^{\rm O}$ (g/cm <sup>3</sup> )	= 2,66	Ν	$M^{0}/M^{A} = (C^{A}Al_{2}O_{3}/C^{0}Al_{2}O_{3})$			0,88	1	0,99	
$\bullet^{A}(g/cm^{3})$	= 2.68		$\mathbf{C}^{\mathbf{A}} = (\mathbf{M}^{\mathbf{O}} / \mathbf{M}^{\mathbf{A}}) \mathbf{C}^{\mathbf{O}}$		- 1	$C^{A} = 1, 1 * C^{O}$	$C^{A} = C^{O}$	$C^{A} = 0.99 * C^{O}$	
• M./M <sup>0</sup> -	$(\mathbf{M}^{\mathbf{A}}/\mathbf{M}^{0})\mathbf{C},\mathbf{A}$	-C <sup>0</sup>	$V^{A}/V^{O} - (M^{A}/M^{O})(\bullet^{O}/\bullet^{A})$			1 1 3	0.99	1	
$C_1/C_2^0$	$(\mathbf{M}^{A}/\mathbf{M}^{O})(\mathbf{C})^{A}$	(C, 0) 1	$\mathbf{V} = (\mathbf{V}^{\mathbf{A}} / \mathbf{V}^{\mathbf{O}}) 1$		13 12%		-0.75%	0%	
$C_i/C_i = 0$	$(\mathbf{W} \mathbf{I} / \mathbf{W} \mathbf{I} ) (\mathbf{C}_{\mathbf{i}})$		V = (V / V) = 1		12,070/		-0,7570	0.750/	
M <sup>*/</sup> M <sup>*</sup> =1	*(• */•**)		• M=(M <sup>A</sup> /M <sup>o</sup> )-1		15,97%		-	-0,75%	
	Média dos	Smoky				_			
· · ·	GPA	carbonatação	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> constante		Massa constante		e Volu	ime constante	
Intervalo	01/08-177	38-24							
% em peso	$C^{0}$	$C^{A}$	• (	$C_i/C_i^o$	• $C_i/C_i^o$			• $C_i/C_i^{\ o}$	
SiO <sub>2</sub>	67,41	70,55	0,19	19,28%	0,0	95 4,66	% 0,0	5 5,44%	
$TiO_2$	0,58	0,35	-0,31	-30,63%	-0,	39 -39,12	3% -0,.	39 -38,67%	
$Al_2O_3$	15,34	13,46	0	0%	-0,	12 -12,20	5% -0,	12 -11,6%	
$Fe_2O_3$	1,02	1,95	1,18	117,88%	0,9	91,18	s% 0,9	92,61%	
FeO	2,22	0	-1	-100%	- ]	-100	% -1	-100%	
MgO	0,49	1,22	1,87	186,68%	1,5	52 151,5	5% 1,5	53 153,44%	
MnO	0,11	0,08	-0,17	-17,11%	-0,2	27 -27,2'	7% -0,2	27 -26,73%	
CaO	1,36	2,2	0,85	85,04%	0,6	62,36	5% 0,e	63,58%	
Na <sub>2</sub> O	4,53	2,57	-0,35	-35,34%	-0,	43 -43,2'	7% -0,4	43 -42,84%	
$K_2O$	5,65	4,5	-0,09	-9,15%	-0	,2 -20,23	3% -0,	2 -19,68%	
$P_2O_5$	0,18	0,06	-0,62	-62,01%	-0,	67 -66,6'	7% -0,	56 -66,42%	
S	0,04	0,02	-0,35	-34,88%	-0,	43 -42,80	5% -0,4	42 -42,43%	
С	0,05	0,44	10,14	1014,35%	8,7	78 877,7	8% 8,8	85 885,13%	
PF	0,55	2,9	5,01	500,92%	4,2	427,2	7% 4,3	431,24%	
Elementos-traço									
(ppm)		-							
Ba	2259	654	-0,67	-67,01%	-0,	71 -71,0	5% -0,	71 -70,83%	
Rb	105,9	197	1,12	112,01%	0,8	86 86,02	.% 0,8	87,42%	
Sr	154	118	-0,13	-12,67%	-0,2	-23,3	8% -0,2	23 -22,8%	
Zr	440,5	240,4	-0,38	-37,8%	-0,4	45 -45,43	3% -0,4	45 -45,02%	
Hf	9,95	6,9	-0,21	-20,97%	-0,	31 -30,65	5% -0,	3 -30,13%	
Nb	16,9	14,3	-0,04	-3,57%	-0,	15 -15,3	8% -0,	15 -14,75%	
Th	13,3	13,8	0,18	18,25%	0,0	)4 3,76	% 0,0	)5 4,54%	
U	1,75	2	0,3	30,25%	0,1	4 14,29	0% 0,1	5 15,15%	
Cu	5,3	5,8	0,25	24,72%	0,0	9,43	% 0,	1 10,26%	
Pb	10,5	3,3	-0,64	-64,18%	-0,	69 -68,5	7% -0,	68 -68,34%	
Terras-raras (ppm)									
La	79,8	71	0,01	1,4%	-0,	11 -11,03	3% -0,	1 -10,36%	
Ce	159,7	139,1	-0,01	-0,73%	-0,	13 -12,9	% -0,	12 -12,24%	
Pr	16,49	16,12	0,11	11,41%	-0,	02 -2,24	-0,0	02 -1,51%	
Nd	59,85	55,3	0,05	5,3%	-0,	08 -7,69	% -0,0	07 -6,91%	
Sm	9,13	9,74	0,22	21,65%	0,0	07 6,74	% 0,0	08 7,54%	
Eu	2,79	1,28	-0,48	-47,62%	-0,	54 -54,04	4% -0,	54 -53,69%	
Gd	7,5	7,58	0,15	15,26%	0,0	1,13	% 0,0	1,89%	
Tb	1,11	1,29	0,32	32,45%	0,1	16 16,22	.% 0,1	17,09%	
Dy	5,94	7,32	0,41	40,56%	0,2	23,34	% 0,2	24 24,26%	
Ho	1,18	1,5	0,45	45,49%	0,2	28 27,66	0% 0,2	29 28,62%	
Er	3,37	4,12	0,39	39,33%	0,2	22 22,26	0% 0,2	23,17%	
Im	0,51	0,6	0,35	55,41%	0,1	18,81	% 0,	2 19,71%	
Yb	3,21	3,78	0,34	34,41%	0,1	18 17,94	-% 0,]	9 18,83%	
Lu	0,49	0,54	0,27	26,89%	0,1	1 11,34	-% 0,1	12,18%	