Petrografia e petroquímica das zonas de alteração hipogênicas do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT)

João Carlos Biondi¹, Nilton D. Franke², Paulo R. S. de Carvalho² & Sandro N. Villanova²

Resumo Em torno do corpo mineralizado do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo ao menos cinco fases de alteração hidrotermal sucederam à alteração tardi-magmática regional. A alteração sódica, inicial, foi seguida pela potássica, pela propilitica e pela filica. A última fase hidrotermal, relacionada à falhas e fraturas, foi responsável pela mineralização em ouro e cobre, gerando um minério composto por quartzo, muscovita, pirita e sulfetos e sulfossais de cobre. O estudo quantitativo da mobilidade dos elementos revelou que durante a alteração tardi-magmática houve ganho em Na_2O , CaO e Al_2O_3 e perda de K_2O . Entre os elementos traço, houve perda somente de Pb, U, Y e V e um notável ganho em Zn. A alteração tardi-magmática foi seguida pela alteração hidrotermal sódica, que gerou cristais novos de albita e recristalizou perthita. Na alteração potássica houve ganho de K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO e FeO e um excepcional ganho em FeO relacionado à intensa piritização. Também houve ganho em Ba, Rb e Cs, e o ganho em Zn explica as micro-inclusões de esfalerita e calcopirita na pirita do minério “profundo”, situado a mais de 40 m da superfície atual. A alteração propilitica se superpôs a potássica e na propilitização somente os teores de K_2O e de Fe_2O_3 diminuíram. Houve ganho em FeO , MgO , CaO , TiO_2 , Zr e P_2O_5 . Os ganhos em Na, Rb e Ba não encontram explicação na mineralogia dessa fase de alteração e devem estar relacionados à pequena mobilidade do Ta, usado como elemento de referência no estudo da mobilidade dos elementos. O hidrotermalismo filico disseminou sericita sobre todas as zonas anteriormente formadas e cristalizou muscovita e clorita na matriz. Nessa fase houve disseminação de pirita euédrica com micro-inclusões de calcopirita (raras), de galena e muito pouco ouro. Durante a alteração relacionada às falhas as rochas foram pigmentadas com óxido de ferro e silicificadas por um fluido mineralizador fluorado, com S, Fe e Au. Surgiu a paragénese quartzo + muscovita + carbonato + clorita + pirita + OURO, que tipifica o minério “profundo”. Esta alteração destaca-se pelo acentuado ganho em FeO , MgO , CaO e K_2O e pela lixiviação do Na_2O .

Palavras-chave: Depósito Pombo (MT), Depósito de Au-Cu (Bi), Hidrotermalismo, Litogeoquímica.

Abstract *Petrography and lithochemistry of the hypogenic alteration zones from Au-Cu (Bi) Pombo deposit (Terra Nova do Norte, MT, Brazil).* Enveloping the ore body of the Au-Cu (Bi) Pombo deposit at least five hydrothermal alteration phases succeeded the post-magmatic regional alteration. The first hydrothermal phase was sodic and was followed by potassic, propilitic and phyllic alterations. The last phase, related to faults and fractures, was responsible for gold and copper mineralization, crystallizing a pyrite plus copper sulfides and sulfosalts bearing quartz-muscovite ore. The quantitative determination of the elements mobility shows that during post-magmatic alteration rocks gained Na_2O , CaO and Al_2O_3 and lost K_2O . Among trace elements, only Pb, U, Y and V were lost while Zn content was strongly enhanced. Late-magmatic alteration was followed by the hydrothermal sodic alteration which generated new albite crystals and recrystallised perthite. During potassic alteration rocks gained K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO and a high quantity of FeO , related to an intense pyritization. The Ba, Rb and Cs contents also increased, while the Zn enrichment is explained by the sphalerite and chalcopirite micro-inclusions in pyrite present at the deep ore, locates at more than 40 m from the present surface. The propilitic alteration overprinted the potassic alteration. During Propylitization only the K_2O and Fe_2O_3 amounts were reduced. Rocks gained FeO , MgO , CaO , TiO_2 , Zr and P_2O_5 . The enrichment with Na, Rb and Ba were not explained by the mineralogy of this alteration phase and could be related to a small mobility of Ta, used as reference for the study of the elements mobility. The phyllic hydrothermalism overprinted all previous zones with “sericite” and crystallized muscovite and chlorite in the rock’s matrix. Throughout this phase took place the dissemination of euhedric pyrite with micro-inclusions of chalcopirite (few), galena and a small quantity of gold. During the fault-related alteration phase rocks were painted by iron oxides and silicified by a mineralizing fluor-rich fluid with S, Fe and Au. This fluid crystallized the paragenesis quartz + muscovite + carbonate + chlorite + pyrite + gold, typical of the deep ore. This alteration is highlighted by its very high enrichment with FeO , MgO , CaO and K_2O and lixiviation of Na_2O .

Keywords: Pombo deposit (MT-Brazil), Au-Cu (Bi) deposit, Hydrothermalism, Lithogeochemistry.

1 - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Pr. E-mail: jcbiondi@ufpr.br

2 - Gold Standard Minas S.A, Curitiba, Pr

INTRODUÇÃO, GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL Na região Alta Floresta – Guarantã do Norte (Fig. 1) o substrato rochoso regional é de biotita-monzogranitos da suite Juruena, com idades entre 1.800 a 1.900 Ma. Dentro desses monzogranitos há várias suites plutônicas e vulcânicas, entre as quais a principal é a suite vulcânica ácida e intermediária Teles Pires, com idades entre 1.686 e 1800 Ma. A principal suite plutônica, também denominada Teles Pires, é composta por intrusões batolíticas com idades próximas de 1.686 Ma, dentre os quais se destaca o batólito Terra Nova, constituído por biotita granito fanerítico com granulometria grossa e cor avermelhada. Esse batólito contém ao menos cinco intrusões de hornblenda-biotita granitos acinzentados, geralmente porfíricos, uma das quais é o granito Pombo, que contém o depósito homônimo (Fig. 1). O plutão granítico Pombo é constituído por granitos

cálcio-alcalinos a alcalinos, metaluminosos a peraluminosos, formados em ambiente de arco magmático, provavelmente em época tardi-colisional (Biondi 2005). É um granito tipo I, a magnetita (ilmenita), semelhante aos granitos fracionados tipo I da Austrália. Todas as rochas do batólito Terra Nova têm evidências de alteração tardi-magmática, que cloritizou hornblenda e biotita, damouritizou o núcleo do feldspato, disseminou sericita e cristalizou albita em torno do feldspato.

No depósito Pombo o corpo mineralizado principal (corpo 1) é um veio de quartzo com espessura entre 0,5 e 10 m e atitude N55-60°E/85°NW que aflora por cerca de 950 m (Fig. 2). O corpo mineralizado, descontínuo, e nas partes mineralizadas o ouro ocorre junto a sulfetos e sulfossais de Cu-Bi-Ag. Os minerais do minério supergênico são quartzo+muscovita, pirita, calcopirita, digenita, covelita, sulfossais de Cu+Bi+Ag

Figura 1 – Mapa geológico simplificado da região de Alta Floresta – Guarantã do Norte (MT), que mostra a localização do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo e de 36 depósitos filoneanos de Au-Cu que têm características semelhantes.

Figura 2 – Mapa geológico do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo. As setas indicam as posições das sondagens (FP-XX).

e ouro em proporções variadas. O minério “superficial” (situado a menos de 30-40 m da superfície) tipo sulfetado é composto por mais de 60% de sulfetos e menos de 40% de quartzo, o sílico-sulfetado contém 40 e 90% de quartzo e o silicatado contém mais de 90% de quartzo e menos de 10% de sulfetos, todos com 6 a 40g Au/ton e $\approx 0,4\%$ de Cu. Na parte central do veio há segmentos com espessuras entre 2 e 4 m de sulfeto maciço e contatos bruscos entre o minério e o veio quartzo-muscovítico e/ou o granito muscovitizado. A ausência de deformações no minério e na encaixante indica que, nesses locais, o minério preencheu espaços vazios de fraturas geradas em uma fase tectônica extensional. O minério primário filoneano “profundo” (de profundidades maiores que 30-40 m) diferencia-se por ter clorita e por não ter covelita nem sulfossais de Cu-Bi na paragênese, junto a quartzo+muscovita. Os filões têm espessuras raramente maiores que 10 cm e os teores de Au são menores que 2 g Au/ton.

O veio principal bifurca-se gerando o corpo mineralizado 2, com espessura média de 2 m, comprimento de cerca de 200 m e direção geral N30E (Fig. 2), com minério e alterações iguais às do veio principal. Em superfície os corpos mineralizados afloram em meio a uma zona de alteração hidrotermal, na qual o granito está silicificado e intensamente muscovitizado,

com largura entre 10 e 200 m e comprimento de cerca de 4,0 Km.

Em superfície e nas frentes de lavra os teores médios do corpo mineralizado principal são 10,3 g Au/ton e 0,4% Cu. Os teores de cobre mudam muito rapidamente ao longo dos veios, variando entre 0,1% e 3,2%. O corpo mineralizado nº 2 tem espessura de até 3,0 m e teores médios de 7,3 g Au/ton e 0,4% Cu.

PETROGRAFIA DAS ROCHAS DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIPOGÊNICAS

A sucessão da cristalização dos minerais hidrotermais mostra que ao menos cinco fases de alteração hidrotermal sucederam à alteração tardi-magmática (Fig. 3). A existência de mais de uma franja de albita em torno do feldspato e a cristalização de albita (Plg 3) indicam que o hidrotermalismo sódico sucedeu a alteração tardi-magmática. Foi seguido pela alteração potássica, pela propilitica e pela filica (Fig. 3). A última fase hidrotermal, que cristalizou minerais em falhas e fraturas, foi a responsável pela mineralização em Au-Cu e (Bi). As diversas fases hidrotermais foram responsáveis pela cristalização de dois tipos de anfibólio, duas biotita, três tipos de feldspato potássico, quatro tipos de plagioclásio, dois tipos de quartzo, de apatita, de magnetita + hematita, de seis tipos de clorita, de um “mineral X”, de dois tipos de carbonato (disseminado e em fraturas), de dois tipos de epidoto, de três tipos de muscovita, pela pigmentação vermelha causada por microcristais de óxido de ferro e pela cristalização de todos os sulfetos e do ouro. As características dos minerais de todas as zonas de alteração foram descritas por Biondi et al. (2005). A paragênese de cada zona pode ser vistas na figura 3.

Definida a sucessão mineralógica da alteração hipogênica e caracterizadas as espécies minerais de cada uma das fases da alteração, este conhecimento foi usado na descrição dos testemunhos das sondagens (Fig. 2). Foi notado que, entre todas as sondagens, a FP-03 (289,00m de comprimento, 40° de inclinação com a horizontal) foi a que cruzou o maior número de zonas de alteração diferentes. Por isso foi escolhida para estudar como evoluiu química e mineralogicamente a alteração hidrotermal no depósito Pombo. Dos seus testemunhos foram coletadas e descritas 32 amostras representativas das fácies de alteração. O estudo dessas amostras permitiu montar a figura 4, que mostra a distribuição dos minerais primários residuais e hipogênicos ao longo da sondagem, o corpo mineralizado principal e os diques de basalto cortados pela sondagem. A parte superior dessa figura mostra a posição, na sondagem FP-03, das 32 amostras usadas para determinar as paragêneses das zonas de alteração hipogênicas. As letras A, B e C, dentro da figura, identificam limites de zonas de alteração que serão discutidas neste texto.

A identificação e a delimitação das zonas de alteração são dificultadas por quatro fatores: (a) A presença dos minerais gerados pela alteração tardi-magmática, que afetou todas as rochas antes do hidrotermalismo. (b) A superposição das zonas de alteração potássica e propilitica. (c) A superposição da alteração filica sobre

Figura 3 - Sucessão na cristalização de minerais gerados em seis fases de alteração hipogênica que afetaram o granito Pombo na área do depósito homônimo.

todas as outras zonas de alteração e; (d) As alterações geradas por fluidos tardios, que percolaram falhas e fra-

turas e apagaram ou esconderam evidências de alterações anteriores.

A esquerda da linha tracejada vertical “A” (Fig. 4) há uma região com alteração tardi-magmática e filica, com muitos minerais magmáticos preservados. A direita há zonas com alteração hipogênica intensa. Os minerais magmáticos anfibólio 1 (Anf1), biotita 1 e 2 (Bt1 e Bt2) e plagioclásio 1 e 2 (Plg1 e Plg2) estão preser-

vados nos testemunhos que vão do início da sondagem até próximo ao limite “A”. A direita do limite “B” (Fig. 4) ocorrem glomérulos de epidoto (Ept2) e a paragênese clorita 4 + esfeno 2 + apatita 2 (Clt4+Esf2+Apt2), minerais típicos da alteração propilitica (Fig. 3). A direita do limite “C” ocorre biotita 3 (Bt3), feldspato K4 (Fk4) e plagioclásio 5 (Plg5), característicos da alteração potássica (Figs 3 e 4). Notar que a zona propilitica superpõe-se à potássica.

As encaixantes do corpo mineralizado principal e da falha que contêm um dique de basalto (posição da amostra 10, na Fig. 4) estão pigmentadas por óxido de ferro (Fig. Óxido Fe), e contêm as paragêneses carbonato 2 (Cabto2), sulfetos (Figs. 3 e 4), ilmenita 2 (Ilmta2), clorita 6 + muscovita 3 (Clt6+Mcta3) e clorita 6 + carbonato 2 + muscovita 3 (Clt6+Cabto2+Mcta3), associadas à mineralização.

PETROQUÍMICA DAS ROCHAS DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIPOGÊNICAS

As figuras 3 e 4 mostram a mineralogia das zonas de alteração hipogênica, tardi-magmática e hidrotermais, que existem no depósito Pombo. Nessas figuras o critério básico de separação das zonas foi a paragênese das zonas de alteração. Agora serão descritas as diferenças químicas que sustentam as divisões mostradas nessas figuras.

Métodos analíticos Foram feitas análises de 71 fragmentos dos testemunhos da sondagem FP-03, cada um com cerca de um metro de comprimento, delimitados por variações composicionais e estruturais, para evitar que fossem analisadas amostras com mais de uma fácies de rocha com características diferentes. As amostras foram todas analisadas para Al, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, Ti, V, W, Y, Zn e Zr com ICP – OES, pela GEOSOL-LAKEFIELD. A essas análises foram adicionadas as de Eu, feitas pelos Laboratórios de ICP-MS, de Rb analisado com ICP-EOS e de Cl e F analisadas por flúorescência de raios X do IGE-USP.

Critérios usados no estudo das zonas de alteração

Foram feitos diagramas de variação composicional de elementos químicos agrupados conforme suas afinidades pelos principais minerais das rochas da região do Pombo. Foram organizados quatro grupos de elementos: (1) Elementos traços que têm afinidade com feldspato, (2) Elementos maiores que têm afinidade com feldspato, (3) Elementos traços que têm afinidade com clorita e mica, (4) Elementos maiores que têm afinidade com clorita e mica.

Agrupadas com este critério, as linhas de variação de teores dos elementos foram superpostas ao perfil litológico simplificado da sondagem FP-03 projetado na horizontal. Este artifício permitiu mostrar, em cada figura, o teor de cada amostra analisada e o meio litológico no qual a amostra foi coletada. Acima do perfil litológico foram marcadas, em destaque, as posições nas quais foram coletadas as amostras cujas descrições permitiram construir as figuras 3 e 4. A posição real dessas

Figura 4 - Distribuição das paragêneses das zonas de alteração hipogênicas que envolvem o corpo mineralizado principal do depósito do Pombo (MT) ao longo da sondagem FP-03. Mesmas abreviaturas da figura 3.

amostras na sondagem FP-03 pode ser vista na parte superior da figura 4 (amostras com números grandes).

Composição química das rochas das zonas de alteração

ELEMENTOS QUE INCORPORAM A MALHA CRISTALINA DO FELDSPATO Ba, Rb, Sr, Pb e Eu são elementos traços que incorporam a malha cristalina do feldspato, geralmente substituindo o K. Do início da sondagem até cerca de 104 m, os teores de Ba nos testemunhos variam em torno de 1150 ppm (Fig. 5). De 104 a 108 m a sondagem cortou uma falha que foi parcialmente ocupada por um dique de basalto. Junto a esta falha o granito está vermelho, muito pigmentado por óxido de ferro. Após esta falha, entre 108 e 125 m, o granito está fraturado, carbonatizado, silicificado, com vênulas de argilominerais, epidotizado, piritizado e com alguma calcopirita. Nesse intervalo os teores de Ba dos testemunhos caem para 250-650 ppm. A partir de 125 m (= limite "A" na figura 5) até 175 m (= limite "C") os teores de Ba sobem de modo regular de 650 até cerca de 800 ppm. Nesse intervalo o granito tem cor avermelhada, tingido por óxido de ferro microcristalino, está saussuritizado (quartzo+calcita+epidoto), pouco cloritizado, piritizado e com muito pouca calcopirita. A partir de 175 m até o final da sondagem, a 289 m, o teor de Ba oscila muito, mas mostra uma tendência crescente, aumentando de cerca de 800 para 950 ppm. A rocha dos testemunhos também varia bastante, tendendo a ter cor cinza-amarelada com intervalos avermelhados, em sua maioria está potassificada (biotita 3 e feldspato K 4), com alguma clorita, saussurita e damourita.

Os teores de Eu diminuem de 0,75 ppm a 50 m, para 0,60 ppm a 125 m (= limite "A"). Desse ponto crescem regularmente até o fim da sondagem, onde atingem cerca de 0,85 ppm. O comportamento do Sr é semelhante ao do Eu. De 50 a 125 m o teor de Sr diminui de 650 para 390 ppm. Depois sobe regularmente até 600 ppm a cerca de 220 m. A partir de 220 m até o final da sondagem o teor de Sr mostra tendência de queda.

O teor de Pb permanece estável, entre 10 e 25 ppm, no intervalo entre 50 e 125 m. Aumenta bruscamente até 50 ppm quando muda a fácies de alteração e diminui até atingir 15 ppm a 240 m. Daí até o final do furo permanece estável, entre 10 e 15 ppm.

Os teores de Rb sobem de 100 a 170 ppm no intervalo entre 50 e 125 m. Decrescem a cerca de 100 ppm aos 250 m, onde saltam para 290 ppm, justamente no ponto onde a sondagem interceptou o veio de minério (minério "profundo"). No final da sondagem, a 289 m, regride a 170 ppm.

Apesar das oscilações dos teores, a figura 5 mostra que as rochas cortadas pela sondagem FP-03 podem ser separadas em duas porções quimicamente diferentes, com limite a 125 m, na posição da linha tracejada vertical "A". Este limite foi também notado na figura 4 como sendo o ponto a partir do qual apareceram os grandes cristais de clorita 4, os glomérulos de epidoto (Ept2) e a rocha fica avermelhada devido a pigmentação por óxido de ferro.

Um outro limite ocorre a 175 m, na posição da linha vertical "C", marcado quimicamente pela variação dos teores de Ba e litologicamente pelo aparecimento de granito da fácies cinza-amarelada, com intervalos avermelhados, quase sempre potassificado, com alguma clorita, saussurita e damourita (Fig. 5).

É muito evidente a intersecção do veio mineralizado, a cerca de 250 m. Nessa posição dos testemunhos todos os elementos mudam bruscamente seus teores. O teor de Ba na amostra de minério "profundo" nº 28 (base da Fig. 5) é de mais de 1600 ppm e cai para cerca de 300 ppm na amostra 29. O teor de Pb da amostra 28 é 100 ppm e aumenta para 220 ppm na 29. Mudanças do mesmo tipo ocorrem com os demais elementos.

Os elementos maiores que constituem o feldspato são Al, K, Na e Ca (Fig. 6). No intervalo entre 50 e 107 m os teores de Al dos testemunhos variam entre 4,5 e 5%. Após a zona de falha os teores sobem até cerca de 5,5% na posição 125 m (limite "A"), variam em torno de 5,5% até o limite "B" e sobem a 6% em 170 m. Nesse ponto há um intervalo de um metro no qual o teor desce a 4,7% voltando, em seguida, a aumentar regularmente até 6,5% no final da sondagem. Notar a variação brusca no intervalo mineralizado no qual o teor de Al sobe a mais de 9%.

Os teores de Na são constantes ao longo da sondagem, com variações muito localizadas a 170 m e na zona mineralizada. Provavelmente este comportamento tem a ver com a homogeneização dos teores desse elemento causada pela alteração tardi-magmática, seguida pelo hidrotermalismo sódico, que afetaram todas as rochas em torno do depósito.

Os teores de K mantêm-se próximo a 2,7% do início da sondagem até 175 m (limite "A"). A partir desse ponto há um aumento discreto dos teores até cerca de 3% no final da sondagem. Provavelmente este teor está relacionado ao aumento da quantidade de feldspato potássico 4 (Fk4) e de biotita 3 (Bt3) (Figs. 4 e 6).

O teor de cálcio diminui regularmente de 2%, a 50 m, para 1,2% a 155 m (limite "B"). Sobe para 1,7% junto à zona mineralizada, a 248 m, onde salta para 3,9% e termina, no final da sondagem, em cerca de 2%. A elevação do teor de Ca após 155 m (Fig. 4) deve estar relacionada principalmente à cristalização de glomérulos de epidoto 2 (Ept2), de clorita 4 + esfeno 2 + apatita 2 (Cl4+Es2+Apt2) e, em parte, a preservação do oligoclásio em maior quantidade que a da albita.

ELEMENTOS QUE INCORPORAM AS MALHAS CRISTALINAS DA MICA E DA CLORITA O Mn, Ti, Ni, F e Cl são elementos que incorporam as malhas cristalinas da mica e da clorita (Fig. 7). Nenhum deles mostra variações de teores que justifiquem a separação de zonas, com a exceção da zona mineralizada (amostras 28 e 29 na Fig. 7). O mesmo ocorre com os elementos maiores Fe, Mg e K (Fig. 8).

Conforme a figura 4, a sodificação (plagioclásio 3 e 4), a cloritização (clorita 1) e a damouritização (muscovita 1) tardi-magmáticas e, em seguida, a filitização disseminada (muscovita 2) são alterações hidrotermais

Figura 5 - Variação dos teores de Ba, Rb, Sr, Pb e Eu ao longo da sondagem FP-03. Mesmas abreviaturas da figura 3.

Figura 6 - Variação dos teores de Al, K, Na e Ca nos testemunhos da sondagem FP-03. Mesmas abreviaturas da figura 3.

Figura 7 - Variação dos teores de Mn, Ti, Ni, F e Cl nos testemunhos da sondagem FP-03. Mesmas abreviaturas da figura 3.

Figura 8 - Variação dos teores de Fe, Mg e K nos testemunhos da sondagem FP-03. Mesmas abreviaturas da figura 3.

que afetaram todas as rochas. Este fenômeno deve ser responsável pela homogeneidade dos teores dos elementos Na, K, Fe, Mg, Ti, Cl, Mn e Ni que compõem os minerais típicos das alterações propilitica e filica. O aparecimento de grande quantidade de macrocristais de clorita 4, usado na figura 4 como um dos critérios para limitar a zona propilitica, não se reflete em mudanças nos teores dos elementos traço, menores e maiores típicos das cloritas porque os mesmos elementos constituem a biotita 3, da qual a clorita 4 derivou (Biondi 2005). A transformação Biotita 3 → Clorita 4 ocorreu sem alterações dos teores dos elementos mencionados. Posteriormente será mostrado que esta recristalização liberou F e Cl para o sistema.

ZONAS DE ALTERAÇÃO HIPOGÊNICAS DO DEPÓSITO DE Au-Cu (Bi) POMBO A união das observações feitas sobre a mineralogia das rochas (Figs. 3 e 4) com aquelas sobre as variações na composição química dos testemunhos de sondagem e a faciologia das rochas (Fig. 5 a 8), permitiu determinar a sequência de formação das zonas de alteração hipogênica em torno do corpo mineralizado do depósito Pombo.

A alteração tardi-magmática foi regional, afetando todo o batólito Terra Nova e os plutões graníticos que o compõem. Ela causou a cloritização (Cl1 e 2) parcial do anfibólio (Anf1) e da biotita (Bt1) e a damouritização (Mct1) do feldspato magmático. Mobilizou Na, proporcionando a cristalização de ao menos uma franja de albita em torno do feldspato damouritizado (Plg4). A existência de uma superfície de corrosão/dissolução em torno da primeira franja de albita (Biondi 2005) indica que houve um intervalo de tempo até a chegada dos primeiros fluxos hidrotermais, que causaram o hidrotermalismo sódico. A alteração hidrotermal sódica também afetou todas as rochas da região do Pombo, mas os limites da sua área de abrangência são desconhecidos. Este hidrotermalismo gerou cristais novos de albita (Plg5) e cristalizou novas franjas de albita em torno do feldspato. A alteração potássica (Fk4 + Bt3), identificada somente nas proximidades do corpo mineralizado (Figs. 4 e 9), fez-se, portanto, sobre rochas que já estavam alteradas por fluidos tardi-magmáticos e pelo hidrotermalismo sódico. O limite entre a zona potássica e a de alteração tardi-magmática + sódica (Fig. 9) foi definido mineralogicamente pela presença da biotita 3 (Bt3) junto ao feldspato potássico 4 (FK4) na zona potássica, e da biotita 1 e 2 na zona de alteração tardi-magmática. Quimicamente este limite é marcado pela mudança nos teores de Ba (Fig. 5) e por uma variação sutil nos teores de Al e K dos testemunhos de sondagem (Fig. 6), que ocorre após 175 m (limite “C”) do início da sondagem. Nessa mesma marca o granito torna-se cinza amarelado e tem evidências mais claras de potassificação e saussuritização.

Com a chegada de fluidos cálcicos e, provavelmente, ferro-magnesianos, formou-se a zona propilitica, que recobriu a zona potássica (Fig. 10). Mineralogicamente a zona propilitica é limitada a 155 m do início da sondagem FP-03 (limite “B”) pela presença de an-

Figura 9 – Posições das zonas de alteração tardi-magmática, sódica e potássica na sondagem FP-03. Mesmas abreviaturas da figura 3.

fibólio 3 (Anf3) e da clorita 4 (Cl4) junto ao epidoto 2 (Ept2) e do carbonato 1 (cabto1) (Figs. 3, 4 e 10). Quimicamente a zona propilitica é marcada por variações nos teores de Ca e Al nos testemunhos de sondagem (Fig. 6). Nesse ponto da sondagem desaparece a fácies de granito cinza.

O hidrotermalismo filico sucedeu o propilitico

Figura 10 – Posições das alterações tardí-magmática, sódica, sericítica (ou filica) e propilitica na sondagem FP-03. Mesmas abreviaturas da figura 3.

e avançou além do local onde a sondagem FP-03 foi iniciada (Figs. 4 e 10). Regionalmente as rochas têm muscovita fina (“*sericita*”) disseminada sobre o feldspato e muscovita na matriz (Mcta2) junto a quantidades muito variadas de clorita 5 (Clt5). Nesta fase ocorreu a cristalização de pirita euédrica (Prta1) em todas as

rochas (Figs. 3, 4 e 10). Nos testemunhos de sondagem esta pirita tem micro-inclusões de calcopirita (raras), de galena e muito pouco ouro.

A última fase de hidrotermalismo somente atingiu rochas ao lado de planos de falha (Figs. 4 e 11). Em profundidade este hidrotermalismo tingiu as rochas de vermelho, pigmentando-as com óxido de ferro, silicificou-as e cristalizou a paragênese quartzo 3 + muscovita 3 + carbonato 2 + clorita 6 + pirita 2 + OURO, que tipifica o minério “profundo”. Junto às falhas a quantidade de pirita é maior (Pirita 1 + Pirita 2) e os teores de ouro são mais elevados (1 a 2 g Au/ton). Em direção a superfície a clorita desaparece e a rocha é progressiva e fortemente mineralizada com quartzo, muscovita, pirita, sulfetos de cobre, sulfossais de cobre, bismuto e prata, galena e OURO (4-40 g Au/ton). Em superfície, portanto, o minério tem a aparência de um quartzo-muscovita greisen com sulfetos e sulfossais de Cu-Bi-Ag.

MOBILIDADE DOS ELEMENTOS DURANTE A ALTERAÇÃO HIPOGÊNICA E A MINERALIZA-

ÇÃO A alteração hipogênica e a mineralização causaram a lixiviação de alguns elementos e a adição de outros. Na maior parte das vezes o hidrotermalismo se associa à modificações estruturais que transformam a rocha profundamente, fraturando-a e causando modificações importantes de volume e densidade. Em depósitos como o Pombo, há zonas, como as de alteração tardi-magmática (Figs 3 e 4), nas quais houve sobretudo reações mineralógicas, com pouca modificação na química total do ambiente. Nas zonas hidrotermalizadas observadas na sondagem FP-03 há locais pouco fraturados, afastados das zonas de falha, em que houve adição e subtração de elementos da rocha original sem modificações importantes de volume e densidade. Em outros locais, dentro e próximo às falhas (Fig. 11), o hidrotermalismo ocorreu concomitantemente ao fraturamento, o que sempre causa modificações significativas de volume e densidade da rocha hidrotermalizada em relação à rocha original. Finalmente, em locais onde ocorre fraturamento em regime extensional, são gerados espaços vazios que são preenchidos por minerais cristalizados a partir de substâncias precipitadas dos fluidos mineralizadores. É o caso dos filões de quartzo+muscovita com ouro, que formam o corpo mineralizado principal do Pombo (minério “superficial”). São espaços abertos que foram preenchidos por minerais nos quais os elementos químicos são todos novos, trazidos pelo fluido mineralizador. Não há propriamente reações químicas ou mineraloquímicas nesses locais, mas somente precipitação e cristalização de minerais, tornando sem sentido, nesse caso, estudar a mobilidade dos elementos.

Metodologia Gresens (1967) desenvolveu uma equação que trabalha ao mesmo tempo com mudanças no volume e com teores de elementos das rochas metassomatizadas comparando-os aos da rocha “*de referência*”. Essa técnica permite comparar a rocha “*de referência*” com a rocha transformada quando se conhece ao menos um elemento da rocha “*de referência*” que foi imóvel

Figura 11 - Posições das alterações tardi-magmática, sódica, sericitica (ou fílica), propilítica e das alterações relacionadas à falhas ao longo da sondagem FP-03. Mesmas abreviaturas da figura 3.

durante as reações que geraram a rocha transformada. Admitindo que o teor do elemento imóvel é o mesmo antes e depois da transformação, as mudanças de teores dos outros elementos podem ser quantificadas. Grant (1986) propôs uma alternativa ao uso da técnica de

Gresens, visando tornar mais fácil resolver o problema da identificação de qual ou quais elementos permaneceram imóveis durante o metassomatismo. Fez isso ajustando uma linha denominada “isócona” (Fig. 12) entre os pontos representativos dos teores de elementos de uma rocha “de referência” e os teores dos mesmos elementos de outra amostra da mesma rocha alterada por reações químico-mineralógicas. Elementos cujos pontos estão sobre a isócona não sofreram modificação de teor durante o metassomatismo. A técnica de Grant (1986) tem como vantagem sobre a técnica de Gresens (1967), também o fato de prescindir do conhecimento das densidades das amostras estudadas, embora a existência dessa informação aumente a acurácia dos resultados. A equação base de Grant (1986) é (1):

$$\Delta Ci/Ci^0 = (M^A / M^0) \cdot (Ci^A / Ci^0) - 1 \quad (1)$$

Ci = Concentração (teor) de um elemento em uma amostra “i” qualquer.

ΔCi = Variação da concentração (teor) de um elemento amostra “i” qualquer.

Ci^0 = Concentração (teor) de um elemento em uma amostra “de referência”.

Ci^A = Concentração (teor) de um elemento em uma amostra “i” qualquer alterada.

M^A = Massa da amostra alterada

M^0 = Massa da amostra “de referência”.

Como amostra “de referência” foi selecionada a P-64 (Tab. 3), a menos alterada entre todas as amostras coletadas na região de afloramento do granito Pombo, incluindo as da sondagem FP-03.

Métodos analíticos As análises químicas foram feitas em vários laboratórios, conforme mostrado na tabela 1. Vários elementos foram analisados em mais de um laboratório ou em um mesmo laboratório, mas com métodos analíticos diferentes. Quando houve variação dos resultados optou-se pelo resultado obtido com a técnica analítica mais precisa e com limite inferior de detecção mais baixo. Isto aconteceu particularmente com o Ba, o Zr, o Y e o Nb, analisados na USP por FRX e por ICP-OES e com o La analisados também na USP por ICP-MS e FRX. Em todos esses casos optou-se pelas análises feitas por ICP. Foram analisadas 9 amostras representativas das zonas de alteração hipogênicas, 2 amostras de minério “profundo” coletadas na sondagem FP-03 a 150 m abaixo da superfície, 6 amostras de minério “superficial” coletadas nas frentes de lavra entre 19 e 21 m abaixo da superfície e a amostra “de referência” P-64. Os resultados estão nas tabelas 2 (elementos maiores) e 3 (elementos traço).

Mobilidade dos elementos durante a alteração hipogênica Serão desenvolvidos dois exemplos de construção e uso de isócona para determinar os ganhos e perdas químicas ocorridas durante as alterações hipogênicas que afetaram o Pombo. Esses procedimentos foram repetidos com todas as amostras cujas análises

Tabela 1 - Laboratórios e métodos analíticos usados para analisar as amostras do granito Pombo e de minério do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo (MT).

LABORATÓRIO	MÉTODO ANALÍTICO	ELEMENTOS ANALISADOS
ICP – OES da USP, nas amostras de rocha nº 1 a 32 da sondagem FP-03 e dos minérios PB-SV-109A, B, 110A, B e 111A, B e D.	ICP – OES	Rb, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Pb, Th, e U
	ICP - MS	La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu
Fluorescência de raios X (WDS) da USP, nas amostras de rocha nº 1 a 32 da sondagem FP-03 e dos minérios PB-SV-109A, B, 110A, B e 111A, B e D.	FRX em pastilhas de vidro de tetraborato de Lítio	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MnO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, TiO ₂ , P ₂ O ₅
	FRX em pastilhas de pó prensadas com pulverização em moinho de ágata.	Ba, Ce, Cl, Co, Cr, F, Ga, La, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, S, Sc, Th, U, V, Y, Zn, Zr
	Titrimetria	FeO
	Gravimetria após queima a 1000°C	PF
“Fire Assay” e Absorção atômica com extração por bromato, em 71 amostras da sondagem FP-03 e 32 amostras de canal feitos sobre o minério nas frentes de lavra (PB-SV-105A-D, 106A-E, 107, 108A-B, 109A-B, 110A-C, 111A-D, 112, 113A-F e 114A-C)	“Fire Assay” + Absorção atômica com extração por bromato.	Au (ppb), Au (ppm) e Cu (ppm)

estão nas tabelas 2 e 3, sempre usando a P-64 como amostra “de referência”.

Como amostra alterada, a ser usada no primeiro exemplo de uso da técnica de Grant (1986), foi escolhida a amostra 29 da sondagem FP-03. É uma amostra de minério “profundo” (Tab. 3, Figs. 4 a 8), muito alterado mas não fraturado, o que indica que o metassomatismo não causou modificações importantes no volume original.

Com as amostras 29 e P-64 foi determinada a isócona mostrada na figura 12, ajustada considerando-se que o Ta tenha permanecido com teor constante durante o metassomatismo. O Ta foi escolhido por que: (a) é um elemento que raramente participa de reações hidrotermais, (b) é praticamente insolúvel em fluidos comuns dos ambientes hidrotermais mineralizados com sulfetos, portanto o seu teor nas rochas não deve mudar e, (c) a isócona traçada sobre o Ta envolve um ganho em K₂O (o ponto K₂O está acima da isócona), que os estudos petrográficos mostraram ter efetivamente acontecido na amostra 29 (muscovitização intensa, Mcta 3, figuras 3 e 4). Outros elementos, como o Al, o Ti e o Nb, habitualmente considerados imóveis nesse tipo de estudo, envolveriam considerar “a priori” que houve perda de K₂O (ver Fig.12), contrariando o observado na petrografia (Fig. 3) e na petroquímica (Fig. 6, onde o K₂O aumenta de 3% para mais de 5% na zona mineralizada). Nessa isócona:

$$\text{Inclinação} = M^O / M^A = 50 / 52 = 0,96$$

O que corresponde a um aumento de massa de 1,00 – 0,96 = 0,04 = 4%. Para se ter mais segurança de estar trabalhando com amostras cujos volumes não foram muito modificados pelo metassomatismo, as densidades das amostras foram determinadas com uma balança de Arquimedes (Tab. 4). A densidade média da amostra P-64 é = 2,66 g/cm³ e a da amostra 29 é 2,72 g/

cm³. Segundo Grant (1986):

Variação de volume é igual:

$$(V^A/V^O) = (M^A/M^O) \cdot (\rho^O/\rho^A) \quad (2)$$

onde:

ρ^A = densidade da amostra alterada (A = Alterada)

ρ^O = densidade da amostra “de referência”

(O = Original), logo:

Variação de volume = (52/50) . (2,66 / 2,72) = 1,017, correspondente a um aumento de volume de ~2% causado pelo metassomatismo.

O “fator volume (Kv)” de Gresens (1967) é determinado pela equação (3):

$$Kv = Ci^O / [Ci^A (\rho^A / \rho^O)] \quad (3)$$

O teor de tântalo da amostra P- 64 é 0,62 ppm e o da amostra 29 é 0,65 ppm (Tab. 3). O “fator volume” (= mudança de volume da amostra alterada causado pelo metassomatismo) pode, então, ser calculado também com a equação de Gresens (3):

$$Kv = 0,62 / [0,65(2,72 / 2,66)] = 0,93$$

Logo a mudança de volume calculada segundo Gresens (1967) seria 0,93 – 1,00 = –0,07, o que corresponde a uma diminuição de volume de 7%. Ambos os procedimentos indicam, portanto, que foi pequena a mudança de volume devida ao metassomatismo que transformou uma rocha igual a P-64 em outra igual a 29, o que corrobora o que é visto nos testemunhos de sondagem.

Considerando, agora, como segundo exemplo, uma amostra de minério “superficial” maciço, filoniano, como a PB-SV-111A. A isócona do par P-64 vs.

Tabela 2 - Análises químicas dos elementos maiores de rochas e minérios do Pombo (MT). As amostras 28 e 29 são de minério “profundo” (150 m da superfície) e as PB-SV são de minério superficial (19 a 21 m da superfície). As outras amostras são de granito metassomatizado, entre as quais a menos alterada é a P-64, tomada como amostra “de referência” nas discussões sobre a química de rochas e de minérios.

Amostra	1	2	7	15	16	18	21	24	28	29	32	P-64	PB-SV-111A	PB-SV-111B	PB-SV-111D	PB-SV-109B	PB-SV-109A	PB-SV-110A
Posição no FP03	51,63 a 51,80	66,63 a 66,89	93,29 a 93,39	124,92 a 125,02	129,15 a 129,30	160,48 a 160,75	188,18 a 188,27	220,02 a 220,14	248,41 a 248,55	249,76 a 249,86	287,14 a 287,23	Superf.	19,00 de prof.	19,00 de prof.	19,00 de prof.	19,00 de prof.	19,00 de prof.	19,00 de prof.
SiO ₂	69.70	69.35	69.17	70.32	69.49	70.77	70.96	70.33	54.99	43.10	68.50	72.48	60.08	80.83	40.91	69.49	30.96	23.88
TiO ₂	0.279	0.266	0.267	0.204	0.267	0.255	0.261	0.256	0.268	0.317	0.274	0.208	0.040	0.090	0.010	0.224	0.030	0.005
Al ₂ O ₃	14.86	15.34	14.86	14.87	15.03	14.34	14.43	14.76	16.94	17.49	14.89	13.45	2.97	7.24	1.60	9.02	2.43	0.11
Fe ₂ O ₃	1.37	0.84	0.70	0.20	0.58	0.17	0.35	0.84	7.04	14.90	0.62	0.71	18.04	3.19	32.53	10.74	30.62	50.68
FeO	0.84	1.18	1.54	1.28	1.48	1.49	1.66	1.25	nd	nd	1.51	1.12	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.058	0.055	0.064	0.041	0.065	0.050	0.057	0.045	0.196	0.219	0.070	0.041	0.004	0.008	0.002	0.012	0.003	0.014
MgO	0.90	0.82	0.88	0.66	0.82	0.80	0.78	0.78	1.63	1.86	0.93	0.56	0.22	0.45	0.13	0.56	0.18	0.09
CaO	2.71	2.48	2.36	1.34	1.74	1.47	1.88	2.45	4.11	3.76	2.03	1.69	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0.14	< 0,01	< 0,01
Na ₂ O	4.37	4.38	4.37	3.72	4.22	4.51	4.30	4.26	0.26	0.12	4.10	3.26	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0.08	< 0,02	< 0,02
K ₂ O	3.20	3.84	3.47	4.95	4.13	3.76	3.52	3.51	6.54	6.50	4.06	5.28	1.07	2.57	0.60	3.56	0.85	0.18
P ₂ O ₅	0.103	0.091	0.092	0.079	0.093	0.088	0.083	0.094	0.105	0.108	0.090	0.080	0.038	0.009	0.016	0.054	0.030	0.023
PF	0.66	0.78	1.24	1.80	1.68	1.44	1.30	0.98	5.32	9.80	1.94	0.48	9.06	2.04	18.80	5.68	21.68	25.23
Total	99.05	99.42	99.01	99.46	99.59	99.15	99.58	99.56	90.36	83.27	99.02	99.35	73.48	93.24	62.07	88.82	56.16	49.53
Fe ₂ O ₃ T	2.30	2.15	2.41	1.62	2.22	1.83	2.19	2.23	7.04	14.90	2.30	1.95	18.04	3.19	32.53	10.74	30.62	50.68

PB-SV-111A está na figura 13.

Novamente usando o Ta como elemento imóvel, a inclinação da isócona é $M^O/M^A = 150/10 = 15$. Logo a variação de massa do minério em relação à “referência” é $M^A/M^O = 15/150 = 0,0667$. Se considerarmos M^O = massa da P-64 = 100%, M^A = massa da PB-SV-111A = $100 \times 0,0667 = 6,67\%$. Logo a variação de massa teria sido de $100\% / 6,67\% = 14,99$ vezes, o que é equivalente a uma diminuição de massa de 1499%.

A variação de volume quando P-64 se transforma em um minério = PB-SV-111A seria (equação 2):

$$V^A / V^O = 1499(\rho^A / \rho^O) = 1499(2,66/2,72) = 1466\%$$

O que equivale a um aumento, causado pela mineralização, de 14,66 vezes no volume da amostra (= transformação da amostra “de referência” em minério maciço). Este número é irreal e isto não pode acontecer dentro de um maciço rochoso se não existir espaço vazio. Portanto, na tabela 4, os valores correspondentes às variações de volume das amostras de minério “superficial” (PB-SV-....) não são reais, apenas retratam que esses minérios são filoneanos “de caixa aberta” e

formaram-se por precipitação de substâncias em espaços vazios abertos devido à existência, na época da mineralização, de fraturas extensionais.

Este procedimento foi repetido para cada par composto pela amostra P-64 e cada uma das amostras da tabela 3. Usando a equação (1) e os teores das amostras de rochas da tabela 3 foram calculados as perdas e ganhos químicos causados pelas alterações hipogênicas de todas as amostras analisadas, com exceção das de minério “superficial” filoneano. Os resultados estão na tabela 5 e na figura 14. As mudanças de volume calculadas com as isóconas (Grant 1986) e as densidades médias das rochas (Gresens 1967) estão na tabela 4.

Deve sempre ser lembrado que a alteração filica afetou todas as rochas e modificou suas composições em proporções desconhecidas, já que se superpôs às outras fases de alteração. Portanto, sempre estarão sendo discutidos os ganhos e perdas causados por um dado tipo de alteração mais a filitização. Notar, ainda, que não constam nos gráficos da figura 14 os elementos S, F, Cl, Co e Sc, dado que os teores desses elementos na P-64 são menores que o limite de detecção das técnicas analíticas utilizadas (Tab. 3). Conclui-se que todo o S,

Tabela 3 - Análises químicas dos elementos traço de rochas e minérios do Pombo (MT). As amostras são as mesmas da tabela 2.

Amostra	1	2	7	15	16	18	21	24	28	29	32	P-64	PB-SV-111A	PB-SV-111B	PB-SV-111D	PB-SV-109B	PB-SV-109A	PB-SV-110A
Posição no FP03	51,63 ^a 51,80	66,63 ^a 66,89	93,29 ^a 93,39	124,92 ^a 125,02	129,15 ^a 129,30	160,48 ^a 160,75	188,18 ^a 188,27	220,02 ^a 220,14	248,41 ^a 248,55	249,76 ^a 249,86	287,14 ^a 287,23	Superf.	19,00 de prof.	19,00 de prof.	19,00 de prof.	19,00 de prof.	19,00 de prof.	19,00 de prof.
Ba	1007	1351	1050	889	1362	924	1055	976	1264	1627	1279	634	153	381	64.7	603	127	46.3
Rb	97.2	118	104	168	145	134	114	102	290	293	129	54.7	55.1	147	23.4	168	35.1	9.15
Sr	650	650	601	391	542	508	551	627	203	165	481	327	8	16	< 1	49	11	8
Cs	1.20	1.09	0.80	1.75	1.32	1.08	0.95	0.71	5.75	5.28	0.95	0.83	1.07	2.47	0.43	2.89	0.71	0.18
Ga	19	19	19	18	19	17	18	20	28	22	19	17	< 1	11	< 1	16	< 1	< 1
Ta	0.59	0.59	0.72	0.64	0.77	0.73	0.69	0.61	0.36	0.65	0.75	0.62	0.04	0.27	<0,01	0.42	0.02	<0,01
Nb	9.61	9.50	10.2	9.35	10.2	9.91	10.3	9.89	7.18	9.97	10.7	7.39	1.13	2.54	0.40	6.74	0.56	0.15
Hf	3.17	3.00	3.02	2.31	3.21	2.88	3.13	3.30	3.12	2.97	2.68	1.87	0.58	1.20	0.16	2.04	0.27	0.09
Zr	129	118	124	92.4	120	105	111	112	119	112	96.5	68.1	23.4	45.0	6.19	70.4	11.0	3.64
Y	8.59	8.55	10.1	7.14	9.72	7.81	8.57	8.72	7.99	8.72	8.84	11.6	1.08	3.42	2.20	5.95	0.98	0.27
Th	9.10	8.38	9.80	7.01	12.6	8.93	13.1	8.99	10.1	9.78	9.93	6.28	1.81	6.88	0.67	6.26	1.18	0.36
U	2.18	2.29	3.61	3.07	3.87	2.28	3.25	2.81	1.52	1.50	4.97	13.4	0.36	0.86	0.02	1.38	0.56	0.11
Cr	40	36	18	16	19	17	19	15	14	30	19	17	< 5	14	< 5	16	< 5	< 5
Ni	9	8	8	7	8	7	7	8	8	< 3	10	7	21	6	38	6	49	77
Co	3	4	3	3	3	2	2	3	140	636	3	< 2	4	59	260	137	245	108
Sc	5	6	< 4	4	5	< 4	5	7	7	9	6	< 4	6	< 4	6	< 4	9	6
V	36	27	29	19	28	28	27	28	31	44	28	27	6	23	7	23	11	< 3
Cu	22	20	44	5	14	7	10	9	15	31	7	21	37709	2744	11470	4391	12696	857
Pb	9.75	11.4	24.3	14.1	50.8	23.1	19.6	16.0	9.50	23.9	10.5	15.4	20.9	9.72	98.7	21.3	48.2	119
Zn	42	35	41	32	46	33	24	20	56	89	25	14	52	20	112	8	46	56
F	644	537	< 355	547	432	431	394	< 355	551	758	< 355	< 355	< 355	562	1389	1051	1900	2570
Cl	159	<39	133	<39	< 39	162	<39	105	< 39	< 39	138	<39	85	166	<39	<39	<39	< 39
Au													10,6	3,2	53,1	21,6	6,1	31,1
S	239	594	1249	680	269	417	<150	<150	14645	66824	<150	<150	133712	11704	248778	51397	273534	297875
La	27.1	26.1	24.1	19.0	23.9	23.2	32.1	27.8	23.6	31.4	27.4	10.4	1.64	8.90	0.37	11.1	2.60	0.52
Ce	50.0	46.4	46.9	35.9	47.1	43.8	53.2	47.3	44.3	56.4	47.8	27.3	3.14	18.0	0.62	22.8	4.51	0.91
Pr	5.15	4.86	5.25	3.54	5.09	4.41	5.52	5.14	5.02	6.51	5.30	2.36	0.37	1.88	0.06	2.15	0.67	0.09
Nd	16.9	16.4	18.4	12.3	17.3	15.1	17.8	17.1	16.9	21.5	17.8	9.51	1.28	6.88	0.29	8.07	2.64	0.37
Sm	2.99	2.96	3.17	2.24	3.12	2.73	3.05	3.02	2.81	3.53	2.99	2.32	0.19	0.99	0.06	1.78	0.36	0.04
Eu	0.69	0.69	0.74	0.49	0.68	0.63	0.66	0.69	0.83	1.02	0.73	0.51	0.03	0.28	0.02	0.35	0.07	<0,01
Gd	2.01	1.72	2.10	1.35	2.04	1.71	1.82	1.81	1.96	2.27	2.16	1.85	0.18	0.89	0.11	1.08	0.23	0.03
Tb	0.23	0.23	0.28	0.18	0.26	0.21	0.23	0.23	0.23	0.28	0.26	0.27	<0,01	0.09	<0,01	0.14	<0,01	<0,01
Dy	1.51	1.47	1.75	1.26	1.69	1.45	1.59	1.53	1.45	1.62	1.65	1.91	0.14	0.56	0.21	1.05	0.18	0.02
Ho	0.27	0.27	0.32	0.22	0.31	0.25	0.28	0.28	0.24	0.26	0.27	0.39	<0,01	0.10	0.04	0.18	<0,01	<0,01
Er	0.74	0.74	0.88	0.60	0.89	0.73	0.76	0.77	0.70	0.73	0.78	1.19	0.08	0.33	0.15	0.45	0.08	<0,01
Tm	0.13	0.12	0.15	0.11	0.15	0.11	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	0.19	<0,01	0.03	<0,01	0.08	<0,01	<0,01
Yb	0.79	0.80	0.99	0.76	0.95	0.76	0.90	0.90	0.83	0.79	0.88	1.26	0.08	0.38	0.12	0.52	0.07	<0,01
Lu	0.13	0.13	0.15	0.12	0.15	0.12	0.14	0.13	0.12	0.11	0.13	0.19	<0,01	0.04	<0,01	0.09	<0,01	<0,01

Figura 12 - Exemplo de isócona. Esta foi ajustada com os teores da amostra “de referência” P-64 (= menos alterada) e a amostra 29 (FP-03) de minério “profundo” do Pombo. Para o ajuste, os teores de Ta nas amostras P-64 e 29 foram considerados constantes, o que envolve uma variação de volume de -2 a $+7\%$ causada pelo metassomatismo. Esta variação de volume é condizente com o que foi observado nos testemunhos de sondagem no local onde a amostra 29 foi coletada.

Figura 13 - Isócona da amostra “de referência” P-64 vs PB-SV-111A, uma amostra de minério “superficial” filoneano maciço.

F, Cl, Co e Sc das outras amostras foi nelas introduzido pelos fluidos de alteração. O fluido foi, portanto, fluórclorado e rico em enxofre.

As amostras 1, 2 e 7 são as que melhor preservam as características da alteração tardi-magmática (Figs. 9 a 11). As figuras 14A e B mostram os ganhos e perdas químicos ocorridos nessas três amostras durante

esta alteração (+ a filica). Notar o ganho de mais de 30% em Na_2O e CaO e 10% em Al_2O_3 devido a cristalização de plagioclásio e a perda de cerca de 30% em K_2O devido a substituição do feldspato potássico por plagioclásio. Entre os elementos traço analisados, houve perda somente de Pb, U, Y e V e ganho nos outros elementos. É notável o ganho de cerca de 190% em Zn

Tabela 4 - Densidades das amostras e mudanças de volumes ocorridos durante as transformações hidrotermais.

Amostra	Localização	Densidade g/cm ³	Mudança de volume em relação a P-64 (%)	
			Gresens (1967)	Isócona
1	FP-03 - 51,63 a 51,80	3,00	-5	-2
2	FP-03 - 66,63 a 66,89	2,94	-3	0
7	FP-03 - 93,29 a 93,39	2,17	+8	+6
15	FP-03 - 124,92 a 125,02	2,42	+9	+6
16	FP-03 - 129,15 a 129,30	2,35	-7	-3
18	FP-03 - 160,48 a 160,75	2,33	-1	-3
21	FP-03 - 188,18 a 188,27	2,49	-2	+4
24	FP-03 - 220,02 a 220,14	2,66	+4	+2
28	FP-03 - 248,41 a 248,55	3,54	+32	+29
29	FP-03 - 249,76 a 249,86	2,66	-3	+2
32	FP-03 - 287,14 a 287,23	2,27	-1	+2
P-64	Superfície	2,72	0% (amostra de referência)	
PB-SV-111A	19 a 21m de prof.	5,01	+7415	+1466
PB-SV-111B	19 a 21m de prof.	3,49	+790	+ 208
PB-SV-111D	19 a 21m de prof.	5,17	Muito elevado	-----
PB-SV-109B	19 a 21m de prof.	3,99	+301	+132
PB-SV-109A	19 a 21m de prof.	5,32	14849%	+2673
PB-SV-110A	19 a 21m de prof.	5,19	Muito elevado	-----

(Fig. 14B).

As amostras 28 e 29 são as que melhor preservaram as características da alteração potássica, ainda que modificadas pela filitização, pela propilitização e pela mineralização “tipo profunda” (Figs 9 a 12). A figura 14C indica ganho de cerca de 20% de K₂O e de Al₂O₃, causada pela muscovitização, biotitização e feldspatização (Fk4). Junto ao K₂O e Al₂O₃ o ganho em TiO₂ deve ser consequência da cristalização da biotita (Bt3). Os ganhos em CaO (150%), MgO (cerca de 200%) e FeO são consequências da cristalização do epidoto (Ept2), do esfeno (Esf2), da apatita (Apt2, de carbonato (carbto2) e da clorita (Clt4) propiliticos (Fig. 3). O excepcional ganho em FeO, de 450% (amostra 28) a 1050% (amostra 29), foi causado pela intensa piritização (Prta1 + Prta2) associada à mineralização “profunda”. Entre os elementos traço nota-se o também significativo ganho em Ba (de 100 a 150%), em Rb (cerca de 420%) e em Cs (cerca de 570%), todos associados à cristalização do feldspato potássico (Fk4). Os ganhos em Zn, de 281% na amostra 28 e de 504% na 29 (Tab. 5 e Fig. 14D), são explicados pelas micro-inclusões de esfalerita e calcopirita na pirita do minério “profundo”.

As amostras 18, 21 e 24 foram as que melhor preservaram as características da zona propilitica (Figs. 14E e F), ainda que superposta à zona potássica e afetada pela filitização. Somente os teores de K₂O e de Fe₂O₃

diminuíram nessas amostras em relação a P-64. Ainda que a perda em K₂O possa ser explicada pela destruição do feldspato potássico pelos fluidos propilitico e filico, é incoerente a perda em K₂O associada ao ganho em Rb e Ba (Fig. 14F). A cloritização, a epidotização e a cristalização do esfeno 2 e do carbonato 1 explicam os ganhos em FeO, MgO, CaO, TiO₂ e Zr. Certamente a cristalização da apatita 2 está associada ao ganho de 5 a 18% em P₂O₅ (Fig. 3). Os ganhos em Na₂O (entre 30 e 40%) e em Al₂O₃ (entre 5 e 10%) sugerem a cristalização de plagioclásio, não notada em lâmina delgada nesta fase hidrotermal. Os ganhos em Na, Rb e Ba restam, portanto, sem explicação.

A observação de perdas e ganhos ocorridos nas amostras 15, 16, 28, 29 e 32 permite analisar a mobilidade dos elementos durante a fase de mineralização associada às falhas e fraturas (Figs. 11 e 14.G e H). Destacam-se na figura 14G o enorme ganho em FeO (como ferro total), devido a piritização e a pigmentação das rochas com óxido de ferro, e a lixiviação do Na₂O, devido a destruição do plagioclásio, ocorridos nas amostras 28 e 29 de minério “profundo”. Entre os elementos traço foram realçados na figura 14H os ganhos excepcionais de S (até 66800 ppm) e F (até 758 ppm) ocorridos nas amostras 29, 28, 15 e 16. Deve ser lembrado que o teor desses elementos na “referência” P-64 é menor que o limite inferior de detecção das técnicas

Tabela 5 - Valores em % em peso de perdas e ganhos de substâncias químicas causados pela alteração hipogênica no depósito Pombo, calculados em relação à amostra “de referência” P-64. O termo “Total” indica que toda a substância ou elemento químico foi trazido pelo hidrotermalismo.

Amostra	1	2	7	15	16	18	21	24	28	29	32	P 64
SiO ₂	-4	-4	-4	-3	-4	-2	-2	-3	-23	-39	-5	0
Al ₂ O ₃	10	13	10	10	11	6	7	9	25	29	10	0
FeO	-24	5	36	14	31	32	46	11	447	1053	33	0
Fe ₂ O ₃	90	18	-1	-69	-18	-72	-49	18	-96	-96	-11	0
MnO	40	33	54	0	56	21	37	9	363	417	68	0
MgO	58	45	55	17	45	41	38	38	183	223	63	0
CaO	58	45	38	-20	3	-12	11	43	137	118	19	0
Na ₂ O	33	33	33	14	28	37	31	29	-88	-92	25	0
K ₂ O	-38	-26	-33	-6	-21	-28	-32	-32	23	22	-22	0
TiO ₂	33	27	27	-2	27	22	24	22	28	50	30	0
P ₂ O ₅	28	13	14	-1	16	10	4	17	30	34	12	0
PF	36	60	152	264	240	192	164	100	968	1864	292	0
Fe ₂ O ₃ T	17	10	23	-16	13	-6	12	14	251	638	17	0
Ba ICP	56	109	63	39	108	44	64	52	95	150	98	0
Co	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total
Cr	135	112	9	-5	1	1	12	-10	-13	80	13	0
Cu	4	-7	100	-73	-35	-67	-52	-55	-27	45	-65	0
Ga	12	13	13	5	11	2	7	15	60	28	12	0
Nb ICP	29	27	36	25	42	33	37	32	-3	33	43	0
Ni	30	21	17	-4	35	1	7	13	16	-96	47	0
Pb ICP	-35	-25	55	-8	231	47	26	4	-37	53	-31	0
Rb ICP	74	110	87	199	159	140	103	82	412	417	130	0
Cs ICP	43	30	-3	106	57	29	13	-14	568	513	14	0
S	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total
Sc	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total
Sr	95	95	80	19	65	53	66	88	-36	-47	45	0
Th ICP	43	32	54	11	67	41	105	41	59	54	56	0
U ICP	-80	-80	-70	-74	-71	-80	-73	-76	-85	-85	-60	0
V	32	-1	6	-30	12	2	0	4	12	61	1	0
Y ICP	-25	-25	-12	-37	-14	-31	-25	-24	-30	-24	-23	0
Zn	187	139	181	119	214	129	68	41	281	504	74	0
Zr ICP	86	70	78	34	69	52	61	62	72	61	40	0
Ta ICP	-5	-4	15	3	20	18	10	-1	-40	4	20	0
Hf ICP	67	58	59	23	62	52	65	74	64	57	42	0
F	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total
Cl	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total	Total
La	155	146	127	80	128	119	201	162	122	195	158	0
Ce	80	67	69	30	69	58	91	70	60	102	72	0
Pr	114	102	118	48	119	83	129	113	108	169	120	0
Nd	74	70	89	28	81	56	84	76	74	121	84	0
Sm	28	27	35	-3	35	17	30	29	20	50	28	0
Eu	33	33	43	-5	35	22	27	33	60	95	40	0
Gd	8	-7	13	-26	18	-7	-2	-2	5	22	16	0
Tb	-12	-13	6	-30	1	-20	-12	-11	-11	6	0	0
Dy	-20	-22	-8	-33	-11	-23	-16	-19	-23	-14	-13	0
Ho	-31	-30	-19	-43	-21	-34	-27	-29	-39	-33	-30	0
Er	-36	-37	-25	-47	-24	-37	-34	-34	-40	-37	-33	0
Tm	-33	-37	-23	-42	-22	-39	-32	-34	-38	-38	-33	0
Yb	-36	-35	-21	-39	-24	-38	-28	-28	-33	-36	-29	0
Lu	-31	-31	-22	-37	-21	-34	-24	-28	-33	-41	-28	0

Figura 14 – Ganhos e perdas químicas ocorridos durante: (A) e (B) Alteração tardi-magmática; (C) e (D) Alteração potássica e propilítica; (E) e (F) Transição da alteração propilítica para a potássica; e (G) e (H) Formação do minério e das alterações relacionadas às falhas.

analíticas usadas (Tab. 3). Fica, portanto, evidente, que esses elementos foram em sua totalidade trazidos pelo

fluido mineralizador. Este fluido foi fluorado e tinha S, Fe e Au que cristalizaram os sulfetos (pirita e esfale-

rita, Fig. 14D) e o ouro. O ganho em MgO corresponde a cristalização da clorita, em CaO à carbonatação e em K₂O (nas amostras 28 e 29) à muscovitização (Fig. 14G).

Deve ser ressaltado que nas rochas mais alteradas o Ta foi relativamente móvel (Figs. 14B, amostra 7; 14D, amostra 28 e 14F, amostras 18 e 21) o que deve ter causado a super ou a sub-estimativa das perdas e ganhos de alguns elementos (talvez o ganho em Rb na Fig. 14F e em Na₂O na 14E?).

CONCLUSÕES A alteração tardi-magmática foi regional, afetando todo o batólito Terra Nova e os plutões graníticos que o compõem. Foi uma alteração que damouritizou os feldspatos, cristalizou albita e cloritizou o anfibólio e a biotita do granito Pombo. Durante esta alteração houve ganho em Na₂O, CaO e Al₂O₃ e perda de K₂O. Entre os elementos traço, houve perda somente de Pb, U, Y e V e ganho nos outros elementos. Foi notável o ganho de cerca de 190% em Zn. A alteração tardi-magmática foi seguida pela alteração hidrotermal sódica, que gerou cristais novos de albita e recristalizou a pertita.

A alteração seguinte foi potássica, definida mineralogicamente pela presença da biotita e feldspato potássico, cristalizados sobre rochas que já estavam alteradas por fluidos tardi-magmáticos e pelo hidrotermalismo sódico. Na zona potássica, modificada pela filitização, pela propilitização e pela mineralização “tipo profunda”, houve ganho de K₂O, Al₂O₃, TiO₂, CaO, MgO e FeO. O excepcional ganho em FeO, de até 1050%, foi causado pela piritização associada à mineralização “profunda”. Entre os elementos traço nota-se o também significativo ganho em Ba, Rb e Cs. Os ganhos significativos em Zn são explicados pelas micro-inclusões de esfalerita e calcopirita na pirita do minério “profundo”.

Com a chegada de fluidos cálcicos e, provavelmente, ferro-magnesianos, formou-se a zona propilitica, que recobriu a zona potássica. Mineralogicamente

a zona propilitica é limitada pela presença de anfibólio e de clorita junto à epidoto e carbonato. Nessa fase somente os teores de K₂O e de Fe₂O₃ diminuíram e houve ganho em FeO, MgO, CaO, TiO₂, Zr e P₂O₅. Os ganhos em Na₂O e em Al₂O₃ sugerem a cristalização de plagioclásio, não notada em lâmina delgada nesta fase hidrotermal. O ganho em Na, Rb e Ba não encontram explicação na mineralogia dessa fase de alteração.

O hidrotermalismo filico sucedeu o propilitico e recobriu todas as zonas anteriormente formadas. Disseminou muscovita fina (sericita) sobre o feldspato e cristalizou muscovita na matriz junto a quantidades muito variadas de clorita. Nesta fase ocorreu a cristalização de pirita euédrica em todas as rochas. Nos testemunhos de sondagem esta pirita tem micro-inclusões de calcopirita (raras), de galena e muito pouco ouro.

A última fase de hidrotermalismo somente afetou rochas ao lado de falhas. Em profundidade, este hidrotermalismo pigmentou as rochas com óxido de ferro, silicificou-as e cristalizou a paragênese quartzo+muscovita+carbonato+clorita+pirita+OURO, que tipifica o minério “profundo”. Em direção a superfície a clorita desaparece, o que faz que, em superfície, o minério “superficial” tenha a aparência de um quartzo-muscovita greisen com sulfetos e sulfossais de Cu-Bi-Ag. A mineralização associada às falhas e fraturas destaca-se pelo significativo ganho em FeO devido a piritização, pela pigmentação das rochas com óxido de ferro e pela lixiviação do Na₂O. Nessa fase foram introduzidos todo o S (até 66.800 ppm) e o F (até 758 ppm) contidos nas rochas. O fluido mineralizador foi fluorado e tinha S, Fe e Au, que cristalizaram os sulfetos e o ouro. Nessa fase houve ganho em MgO, em CaO e em K₂O.

É possível que o Ta, usado como elemento de referência (tido como imóvel) para o cálculo das perdas e ganhos químicos, tenha sido relativamente móvel, o que pode ter causado a super ou a sub-estimativa das perdas e ganhos de alguns elementos. Talvez isto explique os aparentes ganhos em Na₂O e em Rb, durante a propilitização + filitização.

Referências

- Biondi J.C. 2005. *Geologia e mineralogia do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo (Terra Nova do Norte – MT)*. Tese de Livre Docência, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, 279 p.
- Grant, J.A. 1986. The isocon diagram – A simple solution to Gresens' equation for metassomatic alteration. *Econ. Geol.*, **81**(8):1976-1982.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relations of metassomatism. *Chem. Geol.*, **2**(1):47-65.

Manuscrito A-1637

Aceito em 18 de abril de 2007