Caracterização ótica e química dos minerais das zonas de alteração hipogênicas do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT)

*João Carlos Biondi¹, Nilton Djalmo Franke², Paulo Roberto Carvalho³
& Sandro Notto Villanova³*

Resumo O granito Pombo, hospedeiro do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, é um biotita-hornblenda granito com alteração tardi-magmática, que contem resíduos de minerais magmáticos. Zonas de alteração hidrotermal desenvolveram-se a partir do granito quando o depósito foi gerado. Nessa rocha, o anfibólio 1, magmático, é uma magnésio-hornblenda. A alteração tardi-magmática cristalizou tschermakita-hornblenda (anfíbólio2) e a propilitização cristalizou actinolita-hornblenda (anfíbólio 3). Durante a alteração tardi-magmática houve damouritização dos núcleos e sodificação das bordas do feldspato magmático (Fk1, plágio1 e 2), com cristalização de franjas de albita. Em seguida, a alteração sódica cristalizou franjas de oligoclásio - albita (plágio4) em volta do Fk2 e do plágio3, recristalizou a pertitita do feldspato potássico (Fk3) e cristalizou albita (plágio5). Na sequência, a alteração potássica cristalizou microclínio (Fk4) e biotita (biotita3). A clorita ocupa os domínios da ripidolita, da brunsvigita e da pycnoclorita, com maior concentração no domínio dessa última. As cloritas1, 2 e 3 são tardi-magmáticas, a 4 é propilitica, a 5 é da zona fílica e a 6 faz parte da paragênese do minério. A biotita1 é magmática, a 2 é tardi-magmática, gerada pela alteração da hornblenda magmática, e a biotita3 é hidrotermal, cristalizada na zona potássica ao mesmo tempo que o Fk4. Não foi possível analisar a muscovita1. A muscovita2 e 3 são fengita, pouco mais silicosa que a muscovita padrão. O esfeno magmático 1, tem mais $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3$, BaO e Nb_2O_5 que o esfeno 2, hidrotermal, que ocorre sempre dentro da clorita 4. Glomérulos ovalados e zonados de microcristais de um mineral não identificado, ocorrem dentro de clorita4, associados a inclusões de esfeno2, titanomagnetita e flúor-apatita. Este mineral tem mais CaO e menos Fe_2O_3 , Al_2O_3 e TiO_2 que a pumpeliita/julgoldita, com as quais se assemelha quimicamente. Os núcleos dos glomérulos têm teores maiores de Fe_2O_3 e menores de TiO_2 e Al_2O_3 que as bordas. Calculada com a estrutura química da pumpeliita, o mineral não identificado tem fórmula idealizada: $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{12}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Mn})_{10}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_{2,0}\text{Si}_{6,0}(\text{F}, \text{Cl})_{1,0}(\text{O}, \text{OH})_{28}$.

Palavras-chave: Mineralogia, Zonas de alteração hipogênica, Depósito de ouro, Pombo (MT).

Abstract *Optical and chemical characterization of minerals from the hypogenic alteration zones of Pombo Au-Cu (Bi) deposit, Terra Nova do Norte (MT, Brazil).* The Pombo granite, that hosts the Au-Cu (Bi) Pombo deposit, is a biotite-hornblende granite with late-magmatic alteration that contains residual magmatic minerals. Hydrothermal alteration zones developed from these rocks when the deposit was generated. The magmatic amphibole 1 is a Mg-rich hornblende. Late magmatic alteration crystallized tschermakite-hornblende (amphibole 2) and propylitization crystallized actinolite-hornblende (amphibole 3). During late-magmatic alteration the edges of magmatic feldspar (Fk1, plagioclase 1 and plagioclase 2) were damouritized and fringed by albite. Sodic alteration crystallized fringes of oligoclase-albite (plagioclase 4) around Fk2 and plagioclase 3, re-crystallized perthite (Fk3) of the potassic feldspar and crystallized albite (plagioclase 5). Then the potassic alteration crystallized microcline (Fk4). Chlorite occurs as ripidolite, brunsvigite and pycnochlorite, with predominance of pycnochlorite. Chlorite 1, 2 and 3 are post-magmatic, 4 is propylitic, 5 is phyllic and chlorite 6 is part of the ore gangue. The biotite 1 is magmatic, biotite 2 is post-magmatic and 3 is hydrothermal, crystallized at potassic zone together with Fk4. It was not possible to analyze muscovite 1. Muscovite 2 and 3 are phengite, a little more siliceous than typical muscovite. The magmatic sphene 1 is richer in $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3$, BaO and Nb_2O_5 than the hydrothermal sphene 2, which occurs always inside chlorite 4. Zoned and oval glomerules of non-identified microcrystal occurs inside chlorite 4, together with inclusions of sphene 2, Ti-magnetite and fluor-apatite. Similar to pumpellyite and julgoldite, the non identified mineral is richer in CaO and impoverished in Fe_2O_3 , Al_2O_3 and TiO_2 . Glomerules' nucleus are enriched in Fe_2O_3 and impoverished in TiO_2 and Al_2O_3 compared to its borders. On the basis of the pumpellyite chemical structure, the ideal formulae of the non identified mineral would be: $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{12}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Mn})_{10}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_{2,0}\text{Si}_{6,0}(\text{F}, \text{Cl})_{1,0}(\text{O}, \text{OH})_{28}$.

Keywords: Mineralogy, Hypogenic alteration zones, Gold deposit, Pombo (MT).

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

2 - TeckComico Brasil – Santa Fé de Goiás (GO)

3 - SERABI Mineração Ltda – Itaituba (PA)

INTRODUÇÃO O depósito de Au-Cu (Bi) Pombo (MT) está contido em um biotita-hornblenda granito também denominado Pombo, que pertence ao batólito Terra Nova. A descrição dos testemunhos de 12 sondagens revelou a presença de várias zonas de alteração hipogênica geneticamente relacionadas à mineralização. Este trabalho visa caracterizar os minerais dessas zonas de alteração com a finalidade de, junto a informações que serão futuramente coletadas sobre os fluidos mineralizadores, tornar possível propor um modelo genético para o Pombo.

GEOLOGIA DA ÁREA DO DEPÓSITO POMBO

Na região Alta Floresta – Guarantã do Norte (Fig. 1) o substrato rochoso regional é de biotita-monzogranitos da suíte Juruena do Complexo Xingu, com idades entre 1816 e 1793 Ma (Santos *et al.*, 2000 e Santos *et al.*, 2001). Associados aos monzogranitos há várias suítes plutônicas e vulcânicas, sendo a principal a suíte vul-

cânica ácida e intermediária Teles Pires (denominada Colider pela CPRM 2003) em Alta Floresta e Maloquinha em Tapajós, com idades entre 1786 e 1781 Ma. A suíte plutônica Teles Pires é composta por intrusões batolíticas com idades próximas de 1.757 Ma, dentre as quais destaca-se o batólito de Terra Nova do Norte, constituído por biotita granito fanerítico com granulção grossa e cor avermelhada. Esse batólito contém ao menos cinco intrusões de hornblenda-biotita granito acinzentado, geralmente porfíritico, uma das quais a do granito Pombo, que contém o depósito homônimo (Fig. 1). O batólito de Terra Nova do Norte é constituído por granitos cálcio-alcálinos a alcálinos, metaluminosos a peraluminosos, formados em ambiente de arco magmático, provavelmente em época tardi-colisional (Santos *et al.*, 2000 e Santos *et al.*, 2001). O Pombo é um granito tipo I, a magnetita (ilmenita), semelhante aos granitos fracionados tipo I da Austrália.

No Pombo, o minério denominado “superficial”

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 filonários de Au-Cu que têm características semelhantes.

ocorre até aproximadamente 40 m abaixo da superfície atual. Os corpos mineralizados são disseminado ou em veios com 0,4 a 12 m de espessura, compostos por quartzo + muscovita com pirita, sulfetos de cobre e sulfossais de Cu, Bi e Ag. Esse minério foi laterizado até cerca de 20 m abaixo da superfície, o que gerou uma zona oxidada (já lavrada), acima da superfície freática e uma zona de cimentação, dentro da zona freática. Os teores de ouro do minério “superficial” variam entre 4 e 40 g/ton e os de cobre entre 0,1 e 3,2%.

O minério denominado “profundo” ocorre a mais de 40 m de profundidade. Diferencia-se do “superficial” por ocorrer em veios com menos de 0,4 m de espessura, por conter clorita na ganga, junto a quartzo + muscovita, pela ausência de sulfossais, pelos teores de Au menores que 2 g/ton e de Cu menores que 0,2%.

Em superfície, o corpo mineralizado principal (corpo 1) é um veio de quartzo com espessura entre 0,4 e 12 m e atitude N55-60°E/85°NW, que aflora, de modo descontínuo, por cerca de 950 m. Seu alinhamento pode ser percebido em superfície por cerca de 4 km (Fig. 2). Nas cavas feitas por garimpeiros é possível examinar o corpo mineralizado em detalhe, na parte de transição entre minério supergênico de zona de cimentação e minério primário “superficial”. Na maioria das cavas o veio é maciço, composto por quartzo + muscovita fina, com quantidades variadas de sulfetos. A mineralização é descontínua e nas partes mineralizadas o ouro ocorre junto a sulfetos e sulfossais de cobre, bismuto e prata. Os minerais do minério da zona de cimentação são quartzo + muscovita, pirita, calcopirita, digenita + covelita, sulfossais de Cu + Bi + Ag e ouro em proporções variadas.

O minério “superficial” do tipo sulfetado é composto por mais de 60% de sulfetos e menos de 40% de quartzo, o sílico-sulfetado contém de 40 a 90% de quartzo e o silicatado contém mais de 90% de quartzo e menos de 10% de sulfetos. Na parte central do veio há segmentos de sulfeto maciço, com espessuras entre 2 e 4 m e contatos bruscos entre o minério e o veio de quartzo-muscovita e/ou o granito muscovitizado. A ausência de deformações no minério e na encaixante indica que, nesses locais, o minério preencheu espaços vazios (“filão de caixa aberta”) em fraturas geradas em uma fase tectônica extensional.

O veio principal bifurca-se gerando o corpo 2, com espessura média de 2 m, comprimento de cerca de 200 m e direção geral N30E (Fig. 2), cuja composição do minério e das alterações relacionadas são iguais às do veio principal. Em superfície os corpos mineralizados afloram em meio a uma faixa de granito 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 a céu aberto os teores médios do corpo mineralizado principal são 10,3 g Au/ton e 0,4% Cu. Este corpo termina em ramificações nas quais os teores caem para cerca de 1,10g Au/ton. O corpo mineralizado nº 2 apresenta teores médios de 7,3g Au/ton e 0,4% Cu. Cerca de 100 m a leste do corpo principal de sulfeto maciço ocorre uma zona

Figura 2 – Mapa geológico simplificado do depósito Pombo. As setas indicam as posições das sondagens (FP-XX) feitas para dimensionar o depósito.

de minério disseminado com cerca de 6 m de largura, extensão ainda não definida e teores entre 1,5 e 12,1g Au/ ton.

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 franjas de albita em torno do feldspato. Após a alteração tardi-magmática, a primeira fase hidrotermal disseminada foi sódica (Fig. 3), seguida pela potássica, propilitica e pela filica. A última fase hidrotermal, relacionada espacialmente a falhas e fraturas, foi a responsável pela mineralização em ouro e cobre. A sucessão na cristalização dos minerais e as paragêneses das zonas de alteração são mostradas na figura 3.

CARACTERIZAÇÃO ÓTICA E QUÍMICA DOS MINERAIS DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIPOGÊNICAS

Procedimento analítico Foram selecionadas 10 amostras representativas das zonas de alteração encaixantes do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo e duas amostras de referência (P-4 e P-64), coletadas longe da área mineralizada, escolhidas por serem as menos alteradas entre todas as amostras coletadas na região de afloramento do granito Pombo. Foram feitas 94 análises de

Minerais	Rocha primária (não aflorante)	Alteração tardio-magmática	Alteração sódica	Alteração potássica	Alteração propilitica	Alteração filica	Alterações relacionadas a falhas
Anfibólio	Mg Hnb ■ Anf1	Tchk Hnb ■ Anf2		Act-Hnb ■ Anf3			
Biotita	■ Bt1	Alteração de Anf1 ■ Bt2	Flog Anit	■ Bt3 (inalterada ou cloritizada)			
Feldspato K	■ Fk1	Núcleo Scta Franja Alb ■ Fk2	Pertita ■ Fk3	Parcialmente microclinizado ■ Fk4			
Plagioclásio	Andesina ■ Plg1	Olig ■ Plg2	■ Plg3	■ Plg4			
Quartzo	Zonado Macla Alb com franja ■ Qzo1	Núcleo Scta Franja Alb albita ■ Qzo2	Alb ■ Plg5	Inclusões de feldspato ■ Qzo3			Preenchimento de vênulas e falhas
Apatita	■ Apt1			■ Apt2			
Magnetita/Hematita	■ Mgt1			Intercrescimento de magnetita e hematita ■ Mgt2+ Hmt1			
Ilmenita/Ti-magnetita	■ Ilmta1			Ilmenita-Titanomagnetita ■ Ilmta2			
Esfeno	■ Esf1		Dentro da Clt4, alteração da Bt3	■ Esf2			
Clorita	Ripidolita-Picnolorita Alteração do Anf1	Clt1	Clt2	Picnolorita	Intercrescida com Mcta e Hmt		
Mineral não identificado	Alteração da Bt1	Alteração da Bt2		Dentro da Clt4, alteração da Bt3	■ Min. não identificado		
Carbonato				Dentro da Clt4, alteração da Bt3	Em vênulas e disseminado		
Epidoto	Alteração de Anf1 e Plg1 e 2	■ Ept1		Glomérulos	■ Ept2		
Muscovita (Sericita)	Sericita no núcleo do feldspato	■ Mcta1			■ Mcta2		
Óxido Fe					Disseminada sobre Fk1 e Plg1,2 e 3		
Pirita					Óxido de Fe ■ Prta1		
Ouro					■ Prta2		
Emplectita/IMA2001-002					Euédrica, disseminada na matriz		
Emplectita/Bismutinita					Anédrica, maciça e fraturada		
Wittichenita					■ Wit		
Calcopirita					■ Ccpy		
Galena					■ Gal		
Digenita					■ Dig		
Digenita Covelita					■ Dig-Cov		
Covelita					■ Cov		

Figura 3 - Sucessão na cristalização de minerais gerados durante a alteração hipogênica e a mineralização do granito Pombo na área do depósito de Au-Cu (Bi) homônimo. Abreviaturas: Anf = anfibólio, Hnb = hornblenda, Tchk = tschermark, Bt = biotita, Ant = anita, Fk = feldspato potássico, Plg = plagioclásio, Alb = albita, Olig = oligoclásio, Scta = sericita, Qzo = quartzo, Apt = apatita, Mgt = magnetita, Hmt = hematita, Ilmta = ilmenita, Esf = esfeno ou titanita, Clt = clorita, MinX = mineral X (não classificado no arquivo da IMA – “International Mineralogical Association”), Cabto = carbonato, Ept = epidoto, Mcta = muscovita, Pig = pigmento, Prta = pirita, Eplt = emplectita, Bsta = bismutinita, Wit = Wittichenita, Ccpy = calcopirita, Gal = galena, Dig = digenita, Cov = covelita e IMA2001-002 = Segundo mineral (002) proposto para ser classificado pela IMA (“International Mineralogical Association”) em 2001.

feldspato, 20 de anfibólio, 13 de biotita, 65 de clorita, 9 de esfeno, 11 de muscovita e 11 de um mineral não identificado. As análises foram feitas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGE-USP. Foi usado um equipamento JEOL JXA 8600 com corrente de aceleração de feixe de elétrons de $20 \pm 0,1 \mu\text{A}$, tensão de 15kV e diâmetro de feixe de 10 μm para os feldspatos e de 5 μm para os outros minerais. As proporções catiônicas foram calculadas e os diagramas de classificação e composicionais foram desenhados com os “softwares” MINPET 2.02 e EXCEL 2000.

Feldspatos A sucessão da cristalização nas zonas de alteração (Fig. 3) mostra que foram identificados quatro

gerações de feldspato potássico e cinco de plagioclásio (Tab. 1). Muitas vezes a damourita (Roubault 1963, p. 116) do núcleo dos cristais (Figs. 4D e E) dificultou a diferenciação ótica entre plagioclásio e feldspato potássico, mesmo quando maclados. A existência de uma ou mais franjas de albita envolvendo um cristal cujo núcleo está damouritizado foi considerada indicadora de que esse cristal é tardi-magmático (Figs. 4B, C, D e F). A presença somente de franja de albita foi interpretada como indicadora da alteração hidrotermal sódica. Nas amostras P-4 e P-64 (coletadas fora da área da figura 1), embora afetadas pela alteração tardi-magmática e hidrotermal, foram encontrados alguns cristais magmáticos de ortoclásio com macla Carlsbad e de plagioclásio

Tabela 1 – Análises representativas de feldspato de rochas das zonas de alteração hipogênicas relacionadas ao depósito Pombo (Selecionadas dentre 94 análises feitas).

Mineral	Oligoclásio	Albita	Oligoclásio	Albita	Albita	Ortoclásio	Ortoclásio	Albita (pertita recristalizada)	Microclínio
Tipo	Plg1	Plg2	Plg3	Plg4	Plg5	FK1	FK2	FK3	FK4
SiO ₂	61,33	66,61	65,07	68,57	67,19	65,21	65,63	69,66	64,93
TiO ₂	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,05	0,08	0,00
Al ₂ O ₃	24,14	20,81	21,66	19,51	20,74	17,94	18,53	19,49	18,15
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,14
FeO	0,16	0,00	0,15	0,02	0,10	0,08	0,17	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14
MgO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
BaO	0,10	0,01	0,00	0,00	0,23	0,14	0,16	0,07	0,41
SrO	0,20	0,11	0,00	0,01	0,10	0,12	0,00	0,06	0,00
CaO	5,64	1,70	3,14	0,25	0,82	0,00	0,01	0,10	0,00
Na ₂ O	8,04	10,54	9,51	11,46	10,43	0,53	3,54	11,61	1,89
K ₂ O	0,17	0,06	0,49	0,11	0,70	15,50	11,81	0,05	13,98
Total	99,80	99,87	100,05	99,95	100,32	99,51	99,90	101,12	99,65
Si	9,56	10,24	11,47	10,48	10,30	10,55	10,48	10,52	10,50
Al	4,43	3,77	4,50	3,51	3,74	3,44	3,49	3,47	3,46
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03
Sr	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,94	0,28	0,59	0,04	0,13	0,00	0,00	0,02	0,00
Na	2,43	3,14	3,25	3,40	3,10	0,17	1,10	3,40	0,59
K	0,03	0,01	0,11	0,02	0,14	3,22	2,41	0,01	2,89
Cátions	17,00	17,00	19,00	17,00	17,00	17,00	17,00	17,00	17,53
X	13,00	14,00	15,00	13,00	14,00	13,00	13,00	14,00	13,97
Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,53
AB	71,00	91,00	82,00	98,00	92,00	5,00	31,00	99,00	17,00
AN	27,00	8,00	15,00	1,00	4,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OR	1,00	0,00	2,00	0,00	4,00	95,00	68,00	0,00	83,00

Figura 4 – Feições petrográficas dos feldspatos do Pombo. (A) Plagioclásio magmático (plagio1) com zonas concêntricas. (B) Plagioclásio magmático com franjas de albita dentro de feldspato potássico 3 (Fk3). (C) Plagioclásio tardi-magmático (plagio3) com macla albita e franja de albita. (D) Plagioclásio 3 (plagio3), damouritizado e com franja de albita, envolvido por Fk3, com pertita em barra. (E) Plagio3, damouritizado, com franja de oligoclásio. (F) Oligoclásio magmático (plagio1) com três franjas de albita (plagio4). (G) Fk1 e plagio2, magmáticos, dentro de Fk3 mesopertítico. (H) Plagio2, magmático, envolvido por plagio 5, formado durante a alteração sódica, próximo aos corpos mineralizados.

com núcleos preservados da damouritização.

O plagioclásio 1 é euédrico, sem macla, tem zonas concêntricas (Figs. 4A e B) e é mais básico (An 11 a 30) que o 2 (An1 a 6), que não é zonado e tem macla albíta (Figs. 4G e H). O plagioclásio 3 (Fig. 4C e D) tem núcleo damouritizado e geralmente tem franja de albíta-oligoclásio. A albíta-oligoclásio das franjas é o plagioclásio 4 (Fig. 3), que também envolve feldspato potássico damouritizado. Um cristal de feldspato pode ter várias franjas, sendo que um máximo de 3 foi observado em um único cristal (Fig. 4F). O plágio 5 tem macla albíta e nunca está damouritizado (Fig. 4H). Engloba plagioclásios mais antigos e ocorre somente em locais próximos de falhas ou dos corpos mineralizados.

O feldspato potássico 1 (Fk1) é um ortoclásio prismático, com macla Carlsbad, que raramente ocorre sem damouritização (Figs. 4G). O Fk2, tardi-magmático, tem núcleo damouritizado e geralmente tem franja de albíta. O Fk3 não é maclado (Figs. 4B e D) e com frequência mostra pertita em barra (Fig. 4D), em filetes e mesopertita (Fig. 4G). O Fk4 é microclínio com macla em grade, produto de inversão do Fk3 ou cristalizado durante a alteração potássica (Fig. 4C).

As diferentes zonas de alteração identificadas no Pombo têm plagioclásio e feldspato potássico magmáticos, tardi-magmáticos e hidrotermais em parageneses diferentes, mas com composições químicas semelhantes. O plagioclásio 1, magmático, pode ter até cinco zonas e uma ou mais franjas de albíta. O núcleo é de andesina-oligoclásio (Fig. 4A, ponto 1=An30) e a zonação é direta, com zonas mais sódicas em direção às bordas. Somente uma inversão foi notada no cristal da figura 4A, onde a zona 4 tem 19% de An enquanto a zona 5, mais externa, tem 24% de An. A zona 5 está envolvida por uma franja de albíta (An 8 = ponto 6 na Fig. 4A), seguida por três franjas com composições Na 6,5-7,0 (ponto 7), An 6 (ponto 8) e An 3 (ponto 9). É

possível que a franja mais interna (ponto 6) seja tardi-magmática, dado que seu contato com o cristal magmático é irregular, parecendo ser uma superfície de dissolução (ver também a figura 4C). Nas outras franjas a albíta está cristalizada perpendicularmente às superfícies de dissolução (Figs. 4B e 4F) sendo, provavelmente, hidrotermal. A presença de superfícies de dissolução (Figs. 4A e B) e de franjas com basicidade maior que a da borda do cristal (Fig. 5A, amostras PL1-P5 e PL1-P3) sugerem que houve intervalos entre a cristalização magmática e a alteração tardi-magmática e entre a alteração tardi-magmática e a hidrotermal sódica (Fig. 3).

A figura 5A mostra que a albíta das franjas tem basicidade de An 1 a An 13. A presença de uma interface com superfície irregular, gerada pela dissolução dos cristais magmáticos durante a alteração tardi-magmática, é evidente na figura 4C. Nesse cristal o núcleo tem basicidade An 25 (ponto 1) a An 27 (ponto 2) e a zona externa é An 24 (pontos 3 e 5). A interface entre o cristal magmático e a franja de albíta é irregular e a albíta da franja (ponto 6=An 8) não cristalizou perpendicularmente a essa interface, o que sugere que seja tardi-magmática.

Cristais de albíta gerados durante as alterações sódicas tardi-magmática e hidrotermal são produtos da substituição de plagioclásio e ortoclásio magmáticos. O feldspato potássico 1 e o 2 foram sodificados e transformados em albíta com até 11% de Or (PL1-P5-1, Fig. 5A). Um outro exemplo de ortoclásio magmático sodificado pelo hidrotermalismo é o da Fig. 4E. O núcleo desse cristal, inteiramente damouritizado (ponto 4), tem composição An 8 + Or 11. Os pontos 1, 2 e 3 têm composições An17 + Or 2, An 15 + Or 3 e An 1,5, respectivamente.

A figura 5A mostra as composições de núcleos, bordas e franjas de feldspato que não tem núcleo damouritizado. A 5B contém os pontos correspondentes a análises de Fk2 e de plagioclásio 3 com núcleos damou-

Figura 5 - Diagramas Ab-Or-An de feldspato do Pombo. (A) Vértice albíta-oligoclásio do diagrama Ab – Or – Na mostrando as composições dos núcleos, bordas e franjas de feldspatos que não têm núcleos damouritizados. (B) Feldspato K2 (?) e plagioclásio 3, todos com núcleo damouritizado. As linhas (“tie lines”) unem pontos com composições de núcleos e franjas de um mesmo cristal.

ritizados e com franjas de albita. No geral a composição muda de andesina (An 30), para oligoclásio-andesina, do núcleo em direção à borda do plagioclásio, depois para oligoclásio An 24 (Fig. 4A). A franja interna é de albita An 5-10 e a franja externa é de albita An 0-5.

No triângulo QAP da figura 5A o feldspato gerado pela alteração sódica caracteriza-se por ter núcleo com até 11% de moléculas de ortoclásio e 0 a 8% de anortita. O núcleo quase sempre está damouritizado e os raros cristais preservados da damouritização mostram macla albita. As franjas têm composições desde oligoclásio An 17 + Or 3 (ponto PL1-P5-1, Fig. 5A) até albita An 1. O cristal PL1-P4 tem franja de oligoclásio An 13 e núcleo de albita An 8 (pontos PL1-P4 1 e PL1-P4-2, respectivamente). O mesmo acontece com o cristal PL1-P5, cujo núcleo é uma albita An 1 (ponto PL1-P5-3) e a franja é um oligoclásio An 17 (ponto PL1-P5-1). Estas variações de composição são o contrário do esperado durante a sodificação causada pelas alterações tardi-magmática e hidrotermal sódica. Como os núcleos desses cristais estão damouritizados, é possível que tenham tido composições mais ricas em An e a damouritização tenha lixiviado Ca dos núcleos antes da formação das franjas de oligoclásio.

Em poucas amostras foram encontrados cristais de ortoclásio 1 (Fk1) preservados da damouritização. São cristais geralmente límpidos, alguns com macla Carlsbad (Fig. 4G). As análises revelaram composições entre Or 88 e Or 100 (Fig. 6)

A alteração sódica tardi-magmática destruiu o

feldspato potássico 2, transformando-o em albita (plagioclásio 3) com até 11% de Or. Plagioclásio com mais que 4% de Or é resíduo da albitização do Fk2 (Fig. 4E) e sempre tem o núcleo inteiramente damouritizado. Foi analisado somente um cristal de Fk2 (ortoclásio) que aparentemente manteve seu teor de K₂O original (Fig. 5B, pontos PL8-P3-8 e 9). Como essas análises mostram composições muito diferentes e foram feitas em um cristal muito damouritizado, não é possível afirmar que correspondam efetivamente à composição do Fk2. Caso mostrem a composição real de Fk2, o ponto PL8-P3-9 (Fig. 5B) corresponderia a um ortoclásio Or 95 e o ponto PL8-P3-8 seria uma parte do cristal lixiviada pela alteração tardi-magmática, com apenas 57% de moléculas de ortoclásio.

O feldspato potássico 3 (Fk3), gerado durante a alteração sódica, está sempre pertitizado. Têm pertita em barra cuja composição é de albita An 1 a 5 (Fig. 4D, pontos 6 e 7), mesopertita (Fig. 4G) ou pertita em filete. Com frequência está sericitizado devido à alteração filica tardia (Fig. 4C, pontos 4 e 7). Sua composição varia de Or 82 a Or 98 (Fig. 6).

A alteração potássica gerou o feldspato potássico 4 (Fk4) que cristalizou como microclínio (Fig. 4C, pontos 1, 4 e 7) ou tornou-se microclínio por inversão do Fk3. Sua composição varia entre Or 83 e Or 98 (Fig. 6).

Fica evidente, na figura 6, a similaridade composicional entre o feldspato potássico magmático (Fk1), o da zona hidrotermal sódica (Fk3) e o da zona potássica (Fk4), identificados petrograficamente pelas

Figura 6 - Diagramas Ab-Or-An com pontos correspondentes às análises de feldspato feitas em amostras da região do depósito Pombo.

paragêneses às quais pertencem.

Clorita Seis variedades de clorita foram reconhecidas (Fig. 7, Tab. 2), identificadas pelas zonas hidrotermais nas quais se formaram, pelos minerais cogenéticos e pelas paragêneses (Fig. 3).

A clorita 1 (Fig. 7A) formou-se durante a al-

teração tardi-magmática da magnésio-hornblenda magmática (anfibólio 1). Ocorre nas bordas dos cristais de hornblenda e também no interior, ao longo de microfraturas ou de planos de clivagens.

A clorita 2 (Fig. 7B, ponto 3) é produto da alteração tardi-magmática da biotita magmática (biotita 1) e ocorre nas bordas e ao longo das clivagens dessa

Tabela 2 - Análises representativas de clorita das rochas das zonas de alteração hipogênicas relacionadas ao depósito Pombo (selecionadas dentre 65 análises).

Mineral	Ripido-lita	Picno-clorita	Diabon-tita	Picno-clorita	Picno-clorita	Picno-clorita	Picno-clorita	Picno-clorita	Brunsvigita	Ripido-lita	Brunsvigita	Picno-clorita
Tipo	Clit1	Clit1	Clit2	Clit3	Clit3	Clit4	Clit4	Clit5	Clit5	Clit6	Clit6	Clit6
SiO ₂	26,47	26,74	35,06	26,06	28,33	28,80	26,92	26,92	26,07	24,55	26,03	27,20
TiO ₂	0,12	0,00	0,04	0,02	0,03	0,39	0,05	0,00	0,02	0,02	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	19,72	20,09	22,98	19,07	18,65	17,95	18,63	19,83	19,97	18,49	18,01	20,29
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F* (total)	18,88	18,35	17,48	23,79	19,29	21,48	19,54	19,54	28,01	36,32	26,32	19,73
MnO	1,22	0,61	0,59	1,09	0,60	0,63	1,03	0,66	1,00	0,79	0,84	0,93
MgO	18,61	18,94	11,02	15,75	20,32	17,24	18,41	19,40	11,71	7,89	13,78	18,39
CaO	0,02	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05	0,00	0,06	0,06	0,04	0,02
Na ₂ O	0,03	0,02	0,03	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01
K ₂ O	0,04	0,02	3,40	0,00	0,02	1,03	0,03	0,01	0,34	0,00	0,02	0,06
F	0,09	0,12	0,14	0,14	0,26	0,11	0,07	0,09	0,05	0,15	0,15	0,09
Cl	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01
BaO	0,05	0,12	0,01	0,01	0,04	0,04	0,05	0,00	0,09	0,06	0,05	0,02
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	85,28	85,09	90,82	86,03	87,59	87,76	84,78	86,49	87,34	88,37	85,29	86,81
O_F_Cl	0,04	0,05	0,06	0,06	0,11	0,05	0,03	0,04	0,02	0,06	0,07	0,04
O_F	0,04	0,05	0,06	0,06	0,11	0,05	0,03	0,04	0,02	0,06	0,06	0,04
O_Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CTotal	85,24	85,04	90,76	85,97	87,48	87,71	84,75	86,45	87,32	88,31	85,22	86,77
Si	5,59	5,62	6,79	5,60	5,80	5,98	5,73	5,59	5,64	5,51	5,73	5,64
Al ^{IV}	2,41	2,38	1,21	2,40	2,20	2,02	2,27	2,41	2,36	2,49	2,27	2,37
Si+Al ^{IV}	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	2,49	2,59	4,03	2,43	2,30	2,37	2,40	2,44	2,72	2,40	2,39	2,59
Ti	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
F ²⁺ (total)	3,33	3,23	2,83	4,28	3,30	3,73	3,48	3,40	5,06	6,82	4,84	3,42
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,22	0,11	0,10	0,20	0,11	0,11	0,19	0,12	0,18	0,15	0,16	0,16
Mg	5,86	5,94	3,18	5,05	6,21	5,34	5,84	6,01	3,77	2,64	4,52	5,68
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
Na	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,01	0,01	0,84	0,00	0,00	0,27	0,01	0,00	0,09	0,00	0,01	0,02
Cátions	19,94	19,89	19,00	19,98	19,93	19,90	19,92	19,98	19,85	20,03	19,93	19,88
CF	0,12	0,16	0,17	0,19	0,33	0,15	0,10	0,11	0,06	0,21	0,21	0,12
CCI	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00
O	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00
Fe/FeMg	0,36	0,35	0,47	0,46	0,35	0,41	0,37	0,36	0,57	0,72	0,52	0,38
M _g / FeMg	0,64	0,65	0,53	0,54	0,65	0,59	0,63	0,64	0,43	0,28	0,48	0,62

Figura 7 - Fotomicrografias de clorita das rochas da região do depósito Pombo. (A) Clorita 1, formada pela alteração do anfibólio 1. (B) Clorita 2, formada pela alteração da biotita 1. (C) Clorita 3, formada pela alteração da biotita 2. (D) Clorita 4, formada durante a propilitização, sobretudo pela alteração da biotita 3. (E) Clorita 5, cristalizada na zona hidrotermal filica, junto à muscovita 2 e a magnetita/hematita e; (F) Clorita 6, que faz parte da paragénesse do minério profundo, junto à muscovita 3, a pirita 2 e ao carbonato 2 (Fig. 3).

biotita. Embora a cor verde e o pleocroísmo permitam diferenciar a clorita 2 da biotita, não foi possível obter nenhuma análise química da clorita 2. Este problema será retomado adiante, quando a composição química da clorita for discutida.

A clorita 3 é também tardi-magmática (Fig. 7C, pontos 5 e 6), produto da alteração da biotita 2, formada devido à alteração da magnésio-hornblenda (anfíbólio 1). O ponto 3 da figura 7C tem, como no caso da clorita 2, uma composição intermediária entre biotita e clorita. Esse cristal de biotita 2 tem $Al^{IV} = 2,1$ e $Fe / (Fe+Mg) = 0,4$ (pontos 1 e 2 na Fig. 7C) e a zona de transição para clorita (ponto 3) tem $Al^{IV} = 2,25$ e $Fe/(Fe+Mg) = 0,41$.

A clorita 4 (Fig. 7D), o carbonato 1 e o epidoto

2 (Fig. 3) constituem a paragénesse que identifica a zona propilitica. Esta clorita é resultado da alteração da biotita 3, gerada durante a alteração potássica, que antecedeu a propilitica. Durante a alteração da biotita 3, além da clorita 4 cristalizou-se também um mineral não identificado que será descrito posteriormente (Fig. 7D, pontos 6 e 7). A sua presença é diagnóstica para identificar a biotita 3 transformando-se em clorita 4.

A clorita 5 formou-se durante o hidrotermalismo filico que sucedeu o propilitico. A clorita 5 (pontos 2 e 3 da Fig. 7E) cristalizou intercrescida à muscovita 2 e à magnetita, formando grandes cristais mistos dispersos em uma matriz de muscovita 2 e calcita 1 (propilitica). A sua composição varia entre a da picnoclorita e a

da brunsvigita e são frequentes composições intermediárias entre clorita e muscovita.

A clorita 6 (Fig. 7F) é parte da ganga do minério “profundo”, constituindo paragênese com a muscovita 3, pirita 2 (com Au) e carbonato 2 (Fig. 3). Esses minerais misturam-se homogeneamente formando uma rocha com aspecto de “microgreisen”. Em direção à superfície a quantidade de clorita do minério diminui e aumentam as quantidades de quartzo e muscovita. O minério disseminado que aflora no Pombo não tem clorita e é constituído essencialmente por quartzo + sulfetos e até 60% de muscovita.

Conforme recomendado por Foster (1962), o ferro da clorita foi considerado como Fe^{2+} . Na classificação de Hey (1954), a clorita do Pombo ocupa os domínios da ripidolita, da brunsvigita e da picnoclorita, com maior concentração no domínio dessa última (Fig. 8). A clorita 1 sobrepõe-se ao limite entre os domínios da picnoclorita e da ripidolita pobre em ferro. Nenhum cristal analisado de clorita 2 mostrou ter completado a transformação biotita 1 $\rightarrow$ clorita 2, sempre ocorrendo com composições intermediárias. Todos os pontos analisados mostraram razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \approx 0,4$ (= biotita 1) e $\text{Al}^{\text{IV}} \approx 2,6$. Na figura 8 ocupa o domínio da diabantita, mas devido a sua composição imprópria, os cristais analisados não foram considerados serem de clorita. A clorita 3 é picnoclorita com alguns cristais com composição muito próxima à da ripidolita. A clorita 4 é toda picnoclorita. A clorita 5 tem composição que varia desde picnoclorita/ripidolita até brunsvigita, sendo de picnoclorita a maioria dos cristais analisados.

A clorita 6 tem composição entre a da picnoclorita rica em ferro até a ripidolita rica em ferro, próximo ao limite da daphnita. A maior parte dos cristais está sobre o limite picnoclorita/brunsvigita, próximo ao limite do domínio da ripidolita (Fig. 8).

No triângulo de classificação de Bayliss (1975), adotado e modificado por Bailey (1980, 1988), quase todas as cloritas ficam sobre o limite dos domínios do clinocloro e da chamosita, sobre a base do triângulo (= cloritas com menos de 1% de Mn^{2+}). Somente a clorita 6 está toda no domínio da chamosita, também junto à base do triângulo.

A variação composicional da clorita do Pombo é consequência principalmente da existência de soluções sólidas, da variação da composição dos fluidos presentes no ambiente de cristalização e variações na $f\text{O}_2$, $f\text{S}_2$ ou pH do ambiente de cristalização.

A figura 9A mostra que a quantidade de MgO contida na clorita diminui e o FeO^* (total) aumenta, da fase de alteração tardi-magmática até a última fase de alteração hidrotermal. As variações são particularmente importantes para a clorita 5 (MgO varia entre 20% e 13,5% e FeO^* varia de 17% a 23%) e para a clorita 6 (MgO varia de 15,5% a 8% e FeO^* varia de 24% a 36%). Esta variação é causada pela substituição de Fe^{2+} por Mg^{2+} , muito comum na clorita, consequência da variação da composição do fluido mineralizador e da $f\text{O}_2$.

Desconsiderando a composição anormal do que é denominado “clorita 2”, no geral (Fig. 9C e D) há um

Figura 8 - Classificação da clorita da região do depósito Pombo, com base no diagrama de Hey (1954).

aumento gradativo da quantidade de Fe^{2+} (total) desde a alteração tardi-magmática (cloritas 1, 2 e 3) até a última fase de alteração hidrotermal (cloritas 4, 5 e 6, nessa ordem). O inverso acontece com os cátions por fórmula unitária (c.f.u.) associados ao flúor (CF na Fig. 9D), que diminuem gradativamente de 0,15 (clorita 1) até 0,098 (clorita 6).

Biotita Os cristais da biotita magmática (biotita 1) são relativamente pequenos, com sua maior dimensão entre 0,1 e 1,0 mm. São anédricos (Fig. 7B), com formas muito irregulares e aspecto corroído. Sempre estão cloritizados (clorita 2) e não têm inclusões minerais visíveis ao microscópio ótico.

A biotita 2 (Figs 7B e C) assemelha-se em forma e em suas propriedades óticas à biotita 1, à qual se associa, integrando a paragênese do granito Pombo menos alterado. Esta biotita encontra-se sempre alterada

Figura 9 - Caracterização dos tipos de clorita da região do depósito Pomba segundo suas composições químicas. Diagramas (A) FeO vs. MgO. (B) Al₂O₃ vs. FeO. (C) Teores de FeO* da clorita 1 à 6. (D) Dimensão de CF da clorita 1 à 6.

para clorita 3, podendo ocorrer inclusive na biotita 1 (Fig. 7B) e conter inclusões de ilmeno-magnetita.

A biotita 3 formou-se durante o hidrotermalismo potássico (Fig. 3), sendo um dos minerais diagnósticos e mais frequentes na zona potássica. Seus cristais são ovalados, com diâmetro médio entre 1,0 e 6,0 mm, ou retangulares (Figs. 7D, 10A e 10B). Seu pleocroísmo é acastanhado e sempre tem muitas inclusões, principalmente de quartzo, de ilmeno-magnetita e, algumas vezes, do mineral não identificado (Fig. 7D). Raramente ocorre preservada da cloritização (Fig. 11.C) que altera as bordas dos cristais e ao longo das clivagens

(Fig. 11.D). O mineral não identificado só ocorre dentro dessa biotita quando cloritizada (clorita 4) o que o torna diagnóstico para identificar a biotita 3, a clorita 4 e a alteração propilítica.

A figura 11 e a tabela 3 revelam que os cristais de biotita dos estágios magmático, tardi-magmático e da alteração potássica têm razão Fe/(Fe+Mg) pouco variada, sempre próxima de 0,4, e quantidade de Al^{VI} entre 2,00 (biotita 1) a 2,28 (biotita 3).

O diagrama de Nachit (1986) classifica a biotita segundo seu grau de alteração (Fig. 12). A biotita do Pomba está no domínio da biotita reequilibrada verde a

Figura 10 - Fotomicrografias de biotita que ocorre nas rochas da região do depósito Pomba (MT). (A) Biotita 3 com inclusões de mineral não identificado. (B) Biotita 3 com borda cloritizada. Ver, também, figuras 7B, C e D.

Tabela 3 - Análises representativas de biotita de rochas das zonas de alteração hipogênicas relacionadas ao depósito Pombo (Selecionadas entre 13 análises).

Mineral	Biotita	Biotita	Biotita	Biotita	Biotita	Biotita	Biotita	Biotita	Biotita
Tipo	Bt1	Bt1	Bt1	Bt2	Bt2	Bt2	Bt3	Bt3	Bt3
SiO ₂	38,18	38,12	42,52	34,83	36,77	37,45	37,32	34,98	36,79
TiO ₂	2,62	2,60	2,73	2,40	2,84	2,80	2,95	3,20	3,27
Al ₂ O ₃	14,09	14,12	14,44	14,43	13,96	13,71	13,85	14,09	13,49
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO* (total)	16,67	17,17	16,38	16,40	17,41	16,95	16,86	17,28	17,65
MnO	0,56	0,60	0,29	0,41	0,57	0,66	0,62	0,52	0,51
MgO	13,60	13,29	13,13	15,01	13,12	13,75	13,68	13,64	12,79
BaO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,79	0,04	0,24	0,48	0,75
CaO	0,03	0,06	0,05	0,02	0,05	0,05	0,01	0,42	0,03
Na ₂ O	0,09	0,10	0,09	0,08	0,10	0,12	0,08	0,24	0,12
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,19	0,18	0,19	0,17	0,20	0,20	0,21	0,23	0,24
K ₂ O	9,13	9,12	9,58	6,92	8,88	9,07	9,01	7,27	8,98
F	0,57	0,37	0,15	0,62	0,48	0,35	0,41	0,35	0,23
Cl	0,07	0,08	0,00	0,02	0,07	0,03	0,07	0,07	0,06
Total	95,62	95,63	92,67	91,15	95,03	94,98	95,10	92,53	94,66
O_F_Cl	0,26	0,17	0,06	0,27	0,22	0,15	0,19	0,16	0,11
CTotal	95,36	95,46	92,61	90,88	94,81	94,83	94,91	92,37	94,55
Si	6,00	6,00	6,00	5,73	5,91	5,96	5,94	5,73	5,93
Al ^{IV}	2,00	2,00	2,00	2,27	2,09	2,04	2,06	2,27	2,07
Al ^{VI}	0,64	0,64	3,15	0,53	0,55	0,53	0,54	0,45	0,49
Ti	0,31	0,31	0,00	0,30	0,34	0,34	0,35	0,39	0,40
Fe ²⁺ (total)	2,20	2,27	1,17	2,26	2,34	2,26	2,24	2,37	2,38
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,07	0,08	0,04	0,06	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07
Mg	3,20	3,13	1,14	3,68	3,14	3,26	3,25	3,33	3,07
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,07	0,01
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,08	0,04
K	1,84	1,84	1,44	1,45	1,82	1,84	1,83	1,52	1,85
Cátions	16,29	16,29	14,98	16,31	16,35	16,36	16,33	16,31	16,33
CF	0,57	0,37	0,14	0,65	0,49	0,36	0,42	0,37	0,24
CCl	0,04	0,04	0,00	0,01	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03
O	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Fe_FeMg	0,41	0,42	0,51	0,38	0,43	0,41	0,41	0,42	0,44
Mg_FeMg	0,59	0,58	0,49	0,62	0,57	0,59	0,59	0,58	0,56

verde-amarronzada, sobrepondo-se ao domínio da biotita primária. Isto indica que os cristais que opticamente mantêm as características de biotita são, na realidade, de biotita magmática, tardi-magmática e da zona potássica pouco transformadas pela propilitização e reequilibradas nesse ambiente. Há uma transição completa entre biotita e clorita.

TRANSFORMAÇÃO DA BIOTITA EM CLORITA A substituição iônica mais freqüente na estrutura da biotita conduz à transformação de biotita em clorita, em uma reação de adaptação à diminuição da temperatura. Esta transição foi observada em rochas do Pombo (Figs 7 e 10) e foi definida quimicamente em várias amostras.

A biotita hidrotermal (Biotita 3) do Pombo tem teores pouco menores de Al₂O₃ e de FeO* e maiores

de TiO₂ (Figs. 13A e B) e BaO que as biotitas tardi-magmática (Biotita 2) e magmática (Biotita 1). A propilitização, indicada pela cristalização da clorita e pela transformação de biotita em clorita, diminuiu os teores de TiO₂ e K₂O e aumentou os teores de Al₂O₃, FeO*, MgO e MnO das rochas (Figs. 13A, B e C). A relação Mg/(Fe+Mg) foi mantida durante a propilitização, mas houve um acentuado decréscimo de CF (Fig. 13C) e de CCl (Fig. 13D), o que indica que, além do flúor, houve também liberação de cloro durante a transformação da biotita em clorita.

Mica branca A damourita ou hidromuscovita foi a primeira mica branca a cristalizar nas rochas da região do Pombo (muscovita 1 na Fig. 3), durante o estágio de alteração tardi-magmático, a partir da substituição do

Figura 11 - Posição da biotita da região do depósito Pombo no diagrama de Deer et al. (1992).

Figura 12 - Diagrama $FeO+MnO$ vs. $10.TiO_2$ vs. MgO que indica o estado de transformação da biotita das zonas de alteração hipogênica relacionadas ao depósito de Au-Cu (Bi) Pombo em relação a biotita primária (Nachit 1986).

Figura 13 - Diagramas (A) TiO_2 vs. K_2O , (B) FeO^* vs. TiO_2 , (C) $Mg/(Mg+Fe)$ vs. CF e, (D) CCI vs. CF de biotita e clorita da região do Pombo (MT).

dos microcristais tornando-os discerníveis ao microscópio petrográfico. A principal fase de cristalização

de muscovita foi a hidrotermal filica, quando houve a formação de muscovita 2 intercrecida com clorita 5

(Fig. 7E). A zona filica superpôs-se às zonas potássica e propilitica, fazendo com que a muscovita 2, na forma de “sericita” (cristais micáceos pequenos) ou de cristais prismáticos, ocorra dispersa sobre o feldspato e na matriz de todas as rochas hidrotermalizadas nas proximidades do depósito Pombo.

A muscovita 3 faz parte da ganga do minério “profundo”, ocorrendo na matriz, junto ao quartzo 3, à clorita 6, à pirita 2 (com ouro) e ao carbonato 2 (fissural). O minério “superficial” é disseminado e constituído por quartzo 3, muscovita 3, carbonato 2, sulfetos (pirita + sulfetos de cobre) e sulfossais de cobre e bismuto, com ouro, sem clorita (Figs. 3 e 7E).

A baixa cristalinidade da muscovita 1 (damourita) impediu a obtenção de análises confiáveis dessa mica. A figura 14 e a tabela 4 mostram que as micas 2 e a 3, embora pertencentes a paragêneses diferentes, são quimicamente iguais, podendo ser classificadas como

Figura 14 - Classificação da mica branca da região do Pombo no triângulo M^{2+} vs. $Al^{IV}+Al^{VI}$ vs. Si.

Tabela 4 - Análises representativas de muscovita – fengita de rochas das zonas de alteração hipogênicas relacionadas ao depósito Pombo.

Mineral	Fengita	Fengita	Fengita	Fengita	Fengita	Fengita	Fengita	Fengita	Fengita	Fengita	Fengita
SiO ₂	48,22	48,30	47,89	46,42	46,50	46,30	45,73	48,06	48,65	47,11	47,11
TiO ₂	0,09	0,06	0,23	0,34	0,18	0,41	0,41	0,05	0,12	0,45	0,32
Al ₂ O ₃	29,40	29,25	28,64	29,09	30,43	29,83	28,98	27,36	28,69	31,02	31,05
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO* (total)	5,14	5,04	4,60	5,07	4,07	4,70	5,06	5,34	4,63	4,04	3,81
MnO	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,08	0,01	0,02	0,05	0,00
MgO	2,03	1,70	1,58	1,70	1,34	1,98	1,76	1,74	1,81	1,54	1,38
CaO	0,00	0,04	0,17	0,02	0,00	0,00	0,01	0,09	0,06	0,02	0,00
Na ₂ O	0,08	0,14	0,12	0,11	0,16	0,16	0,14	0,11	0,08	0,18	0,15
K ₂ O	10,85	10,65	10,68	10,83	10,88	10,79	10,94	10,63	10,80	11,06	10,92
F	0,16	0,24	0,13	0,09	0,06	0,11	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00
Cl	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
BaO	0,04	0,02	0,02	0,33	0,28	0,04	0,32	0,23	0,40	0,19	0,10
Total	96,09	95,45	94,08	94,00	93,92	94,35	93,43	93,61	95,33	95,71	94,84
O_F_CL	0,07	0,10	0,06	0,04	0,03	0,05	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
CTotal	96,02	95,35	94,02	93,96	93,89	94,30	93,43	93,61	95,30	95,69	94,84
Si	6,51	6,55	6,58	6,43	6,41	6,37	6,39	6,66	6,61	6,37	6,40
Al ^{IV}	1,49	1,45	1,42	1,57	1,59	1,63	1,61	1,34	1,39	1,63	1,60
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	3,19	3,23	3,22	3,18	3,34	3,20	3,16	3,13	3,20	3,30	3,36
Ti	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01	0,05	0,03
Fe ²⁺ (total)	0,58	0,57	0,53	0,59	0,47	0,54	0,59	0,62	0,53	0,46	0,43
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,41	0,34	0,32	0,35	0,28	0,41	0,37	0,36	0,37	0,31	0,28
Ca	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,05	0,04
K	1,87	1,84	1,87	1,92	1,91	1,89	1,95	1,88	1,87	1,91	1,89
Cátions	14,08	14,04	14,02	14,10	14,06	14,13	14,15	14,03	14,00	14,08	14,04
CF	0,14	0,20	0,11	0,08	0,06	0,10	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00
CCL	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
O	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Fe_FeMg	0,59	0,62	0,62	0,63	0,63	0,57	0,62	0,63	0,59	0,60	0,61
Mg_FeMg	0,41	0,38	0,38	0,37	0,37	0,43	0,38	0,37	0,41	0,40	0,39

fengita, pouco mais silicosas que a muscovita típica. Esta mica é semelhante à “*muscovita secundária*” de Miller *et al.* (1981), uma mica não magmática cuja composição depende de substituições controladas por reações tipo Tschermak.

Anfibólio O anfibólio 1, magmático, é hornblenda euédrica prismática, com pleocroísmo verde amarelado a verde oliva. A alteração tardi-magmática tornou amarronzado o núcleo dos cristais e as bordas verdes e o hidrotermalismo transformou esse anfibólio em clorita 1.

O anfibólio 2 é anédrico e tem pleocroísmo

entre verde oliva e verde esmeralda. Ocorre de forma subordinada nas rochas afetadas pela alteração hidrotermal sódica ou situadas na zona de transição entre a alteração tardi-magmática e a hidrotermal sódica.

O anfibólio 3 é o mais comum do Pombo, com pleocroísmo verde a amarelo-esverdado, geralmente fibroso ou com hábito de “*navette*”. Encontra-se sempre parcial a inteiramente alterado para clorita 1.

Todos os anfibólios analisados são da variedade cálcica (Figs 15A e B, Tab. 5), com $(Ca+Na)_{M4} \geq 1$ e $Na_{M4} < 0,50$, podendo ser genericamente classificado, segundo Leake (1997), como hornblenda. O anfibólio 1 é magnésio-hornblenda (Figs. 15A e D), o anfibólio 2 é

Figura 15 - Classificações do anfibólio magmático e das zonas de alteração hidrotermal do depósito Pombo (MT). (A e B) Classificação geral do anfibólio cálcico. (C e D) Classificação específica do anfibólio cálcico. (E e F) Classificação segundo Leake (1997).

Tabela 5 - Análises representativas de anfibólio das rochas das zonas de alteração hipogênicas relacionadas ao depósito Pombo (selecionadas entre 20 análises).

Amostra	Manésio-Hornblenda	Magnésio-Hornblenda	Magnésio-Hornblenda	Tschemackita-Hornblenda	Actinolita-Hornblenda	Actinolita-Hornblenda	Actinolita-Hornblenda	Actinolita-Hornblenda
Tipo	Anf 1	Anf 1	Anf 1	Anf 2	Anf 3	Anf 3	Anf 3	Anf 3
SiO ₂	48,38	46,20	50,61	42,96	51,27	52,73	50,15	50,00
TiO ₂	1,31	0,47	0,46	0,51	0,23	0,18	0,48	0,51
Al ₂ O ₃	6,69	8,40	4,83	11,20	3,99	3,19	5,05	5,00
FeO	13,40	16,33	12,25	19,13	12,73	12,19	12,72	12,73
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,92	0,44	0,90	0,36	1,05	0,91	0,77	0,77
MgO	14,02	11,96	15,83	9,75	15,24	15,84	14,89	14,29
CaO	11,57	12,09	11,65	11,62	11,82	11,92	11,84	11,80
Na ₂ O	1,13	1,10	0,85	1,28	0,55	0,33	0,77	0,74
K ₂ O	0,61	0,72	0,34	1,11	0,21	0,19	0,40	0,44
F	0,22	0,24	0,12	0,15	0,22	0,05	0,18	0,20
Cl	0,09	0,03	0,01	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02
ZnO	0,06	0,03	0,03	0,09	0,00	0,09	0,05	0,04
Total	98,41	98,00	97,88	98,21	97,34	97,65	97,30	96,54
O_F_Cl	0,11	0,11	0,05	0,07	0,10	0,03	0,08	0,09
O_F	0,09	0,10	0,05	0,06	0,09	0,02	0,07	0,08
O_Cl	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CTotal	98,30	97,89	97,83	98,14	97,24	97,62	97,22	96,45
TSi	6,98	6,80	7,21	6,39	7,37	7,52	7,25	7,31
TAl	1,02	1,20	0,79	1,61	0,63	0,48	0,75	0,69
TFe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,11	0,26	0,02	0,36	0,05	0,05	0,11	0,18
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe ³⁺	0,62	0,58	0,82	0,85	0,69	0,62	0,59	0,41
CTi	0,14	0,05	0,05	0,06	0,03	0,02	0,05	0,06
CMg	3,02	2,63	3,36	2,16	3,27	3,37	3,21	3,12
CFe ²⁺	1,00	1,44	0,64	1,53	0,84	0,83	0,95	1,15
CMn	0,11	0,05	0,11	0,05	0,13	0,11	0,10	0,10
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SUM_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,79	1,91	1,78	1,85	1,82	1,82	1,83	1,85
BNa	0,21	0,09	0,22	0,15	0,15	0,09	0,17	0,15
SOMA_B	2,00	2,00	2,00	2,00	1,98	1,91	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,11	0,22	0,01	0,22	0,00	0,00	0,05	0,06
AK	0,11	0,13	0,06	0,21	0,04	0,04	0,07	0,08
SOMA_A	0,22	0,36	0,08	0,43	0,04	0,04	0,12	0,14
SOMA_CAT	15,22	15,36	15,08	15,43	15,01	14,95	15,12	15,14
CCI	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
CF	0,10	0,11	0,06	0,07	0,10	0,02	0,08	0,09
OH								
SOMA_OX	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

tschermakita-hornblenda e o 3 é actinolita-hornblenda. Em classificação mais específica para anfibólios, os anfibólios 1 e o 3 situam-se no domínio da edenita, enquanto o anfibólio 2 no da magnésio-hastingsita (Figs. 15E e F).

Esfeno (titanita) O esfeno 1, magmático (Fig. 3), resistiu às diversas fases de alteração tardi-magmática e hidrotermal e ocorre disperso na matriz do granito. São cristais com dimensões entre 0,2 e 1,5 mm, que mostram formas alongadas e em *navette*, (Fig. 16B). O esfeno 2 ocorre sempre hospedado na clorita 4, sendo produto de alteração da biotita 3 na zona hidrotermal propilítica. Adicionalmente forma glomérulos de microcristais menores que 0,1 mm, algumas vezes organizados radialmente (Fig. 16A), sempre associados à magnetita e ao epidoto.

O esfeno magmático (Esfeno1) tem $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3$ entre 0,6 e 1,9% (Tab. 6), BaO entre 0,10 a 0,15% e Nb_2O_5 entre 0,11 e 0,38% (Fig. 16C e D). O esfeno

2, hidrotermal, tem $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3 < 0,14\%$, BaO entre 0,00 a 0,15% e Nb_2O_5 entre 0,0 e 0,15% (Fig. 16C e D). O esfeno hidrotermal têm mais flúor (0,3 a 0,7%) que o magmático (0,2 a 0,4%).

O esfeno magmático se distingue quimicamente do esfeno hidrotermal pelo maior teor de terras raras, de BaO (Fig. 16C e D), e pelo menor teor de F (Fig. 16D). Assemelham-se em seus teores de TiO_2 .

Mineral não identificado O mineral não identificado tem características óticas e composicionais que não foram encontradas em nenhum mineral mencionado na literatura ou no arquivo da IMA – “*International Mineralogical Association*”. Nas rochas hospedeiras do Pombo este mineral ocorre sempre hospedado por grandes cristais (0,5 a 2,5 mm) de clorita 4, que corresponde a picnoclorita derivada da alteração hidrotermal propilítica da biotita 3, por sua vez formada durante o hidrotermalismo potássico (zona potássica). É comum que o cristal que contém o mineral não identificado tenha

Tabela 6 - Análises representativas de esfeno de rochas das zonas de alteração hipogênicas relacionadas ao depósito Pombo.

Mineral	Esfeno	Esfeno	Esfeno	Esfeno	Esfeno	Esfeno	Esfeno	Esfeno	Esfeno
Tipo	Esf-1	Esf-1	Esf-1	Esf-1	Esf-2	Esf-2	Esf-2	Esf-2	Esf-2
SiO_2	28,74	29,27	28,69	29,04	29,82	29,49	30,54	30,42	30,17
TiO_2	37,15	35,60	33,96	34,28	33,83	36,21	36,25	36,99	36,69
Al_2O_3	1,13	1,14	1,43	1,12	2,48	1,55	1,35	1,28	1,15
Fe_2O_3	1,74	1,92	2,56	1,96	1,87	1,84	1,59	1,60	1,55
MnO	0,10	0,22	0,09	0,09	0,02	0,06	0,16	0,12	0,09
MgO	0,01	0,06	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	26,02	26,77	25,46	26,32	27,66	27,80	28,23	28,14	27,77
Na_2O	0,07	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00
K_2O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
BaO	0,10	0,13	0,09	0,15	0,05	0,12	0,15	0,13	0,00
F	0,39	0,21	0,29	0,29	0,69	0,35	0,53	0,46	0,35
Nb_2O_5	0,38	0,12	0,23	0,26	0,12	0,15	0,00	0,00	0,00
ZrO_2	0,06	0,05	0,00	0,05	0,00	0,02	0,09	0,02	0,02
La_2O_3	0,34	0,11	0,30	0,47	0,00	0,09	0,09	0,09	0,08
Ce_2O_3	1,50	0,52	1,57	1,18	0,00	0,11	0,10	0,12	0,11
Total	97,73	96,15	94,74	95,25	96,60	97,81	99,10	99,39	97,99
Si	2,74	2,81	2,82	2,83	2,84	2,78	2,85	2,82	2,83
Al	0,13	0,13	0,17	0,13	0,28	0,17	0,15	0,14	0,13
Ti	2,66	2,57	2,51	2,52	2,43	2,57	2,54	2,58	2,59
Fe^{3+}	0,13	0,14	0,19	0,14	0,13	0,13	0,11	0,11	0,11
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,66	2,75	2,68	2,75	2,82	2,81	2,82	2,80	2,79
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma dos cátions	8,33	8,44	8,37	8,39	8,51	8,47	8,48	8,47	8,46
O	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00

Figura 16 – Esfero de rochas hospedeiras e zonas de alteração hidrotermal do depósito Pombo (MT). (A) Fotomicrografia de esfero hidrotermal. (B) Fotomicrografia de esfero magmático. Composições químicas dos esferos 1 e 2 em termos de: (C) TiO_2 vs. $10^*(\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3)$. (D) 10^*F vs. 10^*BaO vs. $(\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3)$.

resíduos de biotita 3, que transicionam para picnoclorita. Inclusões de esfero 2 e de titanomagnetita ocorrem no interior da picnoclorita, junto ao mineral em questão (Fig. 17) e inclusões de esfero 1 e de flúor-apatita são comuns. Provavelmente a biotita 3 se alterou segundo

uma reação que, para completar-se, necessitou do aporte externo de cálcio para formar o esfero 2 (25 a 27% de CaO) e o mineral não identificado ($\approx 34\%$ de CaO):

Figura 17 – Fotomicrografias do mineral não identificado, no interior da clorita 4, associado à biotita 3, fluorapatita e esfeno 2. O diagrama Al_2O_3 vs. $10TiO_2$ vs. Fe_2O_3 , situado entre as fotomicrografias, liga os pontos analisados do mineral não identificado às suas composições.

↓
Biotita 3 → Pícnoclorita + Esfeno 1 + Titanomagnetita + Mineral não identificado

O mineral não identificado ocorre como microcristais que formam glomérulos geralmente ovalados e zonados (Fig. 17). A cor dos glomérulos é creme a marrom claro, com pleocroísmo ausente ou imperceptível. A birrefringência dos microcristais é de difícil avaliação, sendo estimada entre 0,009 e 0,012. A zonação concêntrica dos glomérulos é evidente e as zonas são marcadas pelas diferenças de cor, mais escura nas zonas centrais, e pela cor marrom escura dos locais onde há a transição entre zonas (Fig. 17, parte inferior, pontos 1, 2, 3 e 4). Há glomérulos sem zonação e raros não tem forma ovalada (Fig. 17, parte inferior, ponto 6).

A pumpeliita e a julgoldita foram usadas como referência de comparação para as composições químicas do mineral não identificado (Tab. 7), devido a serem os minerais cujas composições químicas (Deer et

Figura 18 - Composição do mineral não identificado mostrada nos diagramas: (A) CaO vs. Fe_2O_3 vs. Al_2O_3 e, (B) Al_2O_3 vs. $10TiO_2$ vs. Fe_2O_3 . Notar posições ocupadas pelos pontos representativos da pumpeliita e jugoldita, minerais usados como referência de comparação.

al. 1992, pág.117, análises 2 e 3 da tabela 13) mais se aproximam da composição do mineral não identificado, embora haja diferenças importantes. Esse mineral tem mais CaO (33,96% vs. 20 a 22%) e TiO_2 (1,60% vs. 0,10 a 0,12%), e teores mais variados de Fe_2O_3 (18,07% vs. 14 a 39%) e Al_2O_3 (8,03% vs. 1,3 a 18,7%) (Figs. 18A e B) que a pumpeliita e a julgoldita. Fazendo as médias das composições dos núcleos e das bordas dos glomérulos zonados, os núcleos têm teores maiores de Fe_2O_3 (18,76% vs. 17,32%) e menores de TiO_2 (1,18% vs. 1,58%) e Al_2O_3 (7,65% vs. 8,42%) que as bordas.

Segundo Deer et al. (1992, pag. 116), a fórmula ideal da pumpeliita é $W_2XY_2Z_3(O,OH)_{14}$, onde $W = Ca + Na + K$, $X = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg + Mn + Al$, $Y = Fe^{3+} + Al + Ti$ e $Z = Si$. A julgoldita é a pumpeliita férrica, onde Y é ocupado apenas por Fe^{3+} e mais da metade das posições de X são ocupadas por Fe^{2+} . A pumpeliita ideal teria fórmula:

Se o mineral não identificado for considerado

Tabela 7 - Análises representativas do “mineral não identificado” de rochas das zonas de alteração hipogênicas relacionadas ao depósito Pombo, comparadas às composições da pumpeliita e da julgoldita.

Amostra	1	2	3 Núcleo	4 Núcleo	4 Bor-da	5 Núcleo	5 Bor-da	6 Núcleo	6 Bor-da	6 Bor-da	7	Média	Desvio padrão	Pumpeliita	Julgoldita
SiO ₂	33,86	34,15	33,77	33,36	33,81	33,99	33,88	33,73	34,18	32,93	32,99	33,70	0,42	35,75	34,00
TiO ₂	1,59	2,31	0,95	0,33	0,93	1,73	2,19	1,72	0,70	2,50	2,67	1,60	0,78	0,12	0,10
Al ₂ O ₃	8,69	7,38	8,00	7,11	7,48	7,93	8,67	7,58	9,55	7,97	7,95	8,03	0,70	18,70	1,30
Fe ₂ O ₃	18,59	18,59	18,81	20,24	19,39	17,65	16,26	18,33	16,73	16,91	17,25	18,07	1,22	14,21	39,27
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,45	0,42	0,50	0,45	0,43	0,40	0,52	0,41	0,38	0,39	0,57	0,45	0,06	0,05	0,20
MgO	0,02	0,03	0,03	0,00	0,04	0,03	0,04	0,38	0,06	0,01	0,03	0,06	0,11	3,12	0,20
CaO	34,45	34,29	34,49	33,76	33,87	33,99	33,96	32,96	34,34	33,82	33,63	33,96	0,44	20,72	22,00
Na ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,02	0,04	0,02	0,01	0,44	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00
F	1,10	0,57	1,07	1,11	1,04	0,91	0,93	0,96	0,91	1,16	1,05	0,98	0,16	0,00	0,00
Cl	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
BaO	0,00	0,05	0,09	0,06	0,02	0,09	0,15	0,02	0,02	0,04	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,63	4,69
Total	98,80	97,81	97,74	96,42	97,02	96,75	96,65	96,10	96,92	95,78	96,20	96,93	0,89	99,80	101,76
Si	3,30	3,34	3,33	3,36	3,36	3,37	3,35	3,36	3,36	3,31	3,30	3,34	0,03	2,94	3,08
Al	1,00	0,85	0,93	0,84	0,88	0,92	1,01	0,89	1,11	0,94	0,94	0,94	0,08	1,81	0,14
Ti	0,12	0,17	0,07	0,03	0,07	0,13	0,16	0,13	0,05	0,19	0,20	0,12	0,06	0,01	0,01
Fe ³⁺ (total)	1,36	1,37	1,40	1,53	1,45	1,31	1,21	1,37	1,24	1,28	1,30	1,35	0,09	0,88	2,68
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,38	0,03
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,01	0,00	0,02
Na	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00
Ca	3,59	3,60	3,65	3,64	3,61	3,61	3,60	3,52	3,62	3,64	3,60	3,61	0,03	1,83	2,14
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
OH	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,64	2,84
Cátions	9,41	9,37	9,43	9,43	9,40	9,38	9,37	9,37	9,42	9,39	9,39	9,40	0,02	7,92	8,08

uma variedade de pumpeliita, a sua fórmula, calculada com base em 14 (O, OH) e distribuindo o Al e o Fe³⁺ nas proporções da fórmula ideal = X:2Y, seria:

Idealizada, esta fórmula resulta em:

As fórmulas (2) e (3) são muito diferentes da fórmula (1), a fórmula ideal da pumpeliita, o que diferencia quimicamente o mineral não identificado de qualquer outro mineral mencionado na literatura.

CONCLUSÕES Cada uma das zonas de alteração hipogênica relacionadas ao depósito de Au-Cu (Bi) Pombo

bo tem composição mineralógica com características específicas. Embora, nessas zonas, os minerais constituam paragêneses diferentes, não necessariamente têm composições diferentes. Por exemplo, as cloritas 1 e 3, tardi-magmáticas, e as 4, 5 e 6, respectivamente das zonas propilítica, filica e do “minério profundo”, podem, todas, ter a composição de picnoclorita. O mesmo acontece com o plagioclásio 5, da zona hidrotermal sódica, cuja composição química é similar às dos plagioclásios 3 e 4, tardi-magmáticos. Idem para o feldspato potássico 4, da zona potássica, e o 2, tardi-magmático. Já o anfibólio e a biotita têm composições características em cada zona de alteração, mas suas composições variam gradativamente de uma zona à outra. Somente o mineral não identificado e o esfeno 2 ocorrem somente na zona propilítica.

A sucessão paragenética (Fig. 3) sugere que a alteração evoluiu quando, ao final da cristalização, o granito exsudou o fluido causador da alteração tardi-magmática, que cristalizou os feldspatos que caracterizam a transição da alteração tardi-magmática para a

sódica e daí para a potássica hidrotermal. Este fluido tinha ferro e magnésio, o que propiciou a cristalização de biotita junto a feldspato potássico, na zona potássica. Após a alteração potássica, ao menos um novo fluido começou a alterar rochas junto ao primeiro. Provavelmente a ação conjunta desses dois fluidos cristalizou clorita 4 e 5, actinolita-hornblenda, o mineral não identificado e esfeno 2 na zona propilitica, e muscovita na filica. A superposição dessas zonas obliterou as informações características de cada uma delas, impedindo distinguir se houve um fluido que causou propilitização e outro que causou filitização.

Durante a propilitização, a transformação de biotita em clorita liberou flúor, cloro, potássio e titânio no sistema mineralizador. Os voláteis F e Cl, e o potássio, substâncias solúveis em água, podem ter se juntado aos fluidos que alteraram as rochas encaixantes e cristalizaram o minério do Pombo após a propilitização e a filitização.

A transição rápida do minério “superficial” para o “profundo” a aproximadamente 40 m abaixo da superfície atual, as composições mineralógicas diferentes dos dois minérios, a diferença na possança dos veios e as diferenças entre os teores de Au e Cu, muito mais

elevados no minério “superficial”, são indicadores de uma mudança brusca e importante nas características do fluido mineralizador. A ebulição dos fluidos é a mudança mais provável de ter acontecido, embora a mistura de fluidos, ou a ação conjunta de ambos os fenômenos, não possam ser descartadas.

O mineral não identificado ocorre sempre dentro de grandes cristais de picnoclorita, cristalizado junto a cristais de esfeno 2, de titanomagnetita e de flúor-apatita. Microcristais de mineral não identificado formam glomérulos geralmente ovalados, e glomérulos com zonação concêntrica são comuns, embora ocorram também sem zonação. Comparado à pumpeliita e à julgoldita, o mineral não identificado tem mais CaO, menos Fe_2O_3 , menos Al_2O_3 e mais TiO_2 . Os núcleos dos glomérulos zonados têm teores maiores de Fe_2O_3 e menores de TiO_2 e Al_2O_3 que as bordas. Calculada com base em 14 (O,OH) e com a estrutura da pumpeliita, o mineral não identificado teria fórmula idealizada $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{12}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Mn})_1(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_2\text{Si}_6(\text{F}, \text{Cl})_1(\text{O}, \text{OH})_{28}$, muito diferente da pumpeliita e da julgoldita. Não foi encontrada na literatura qualquer menção a algum mineral com esta composição.

Referências

- Bayley S.W. 1980. Structures of layer silicates. In: G.W. Brindley & G. Brown (eds.) *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*. London, MAS Monographs, 1-123.
- Bayley S.W. 1988. Chlorites: Structures and crystal chemistry. In: S.W. Bailey (ed.) *Reviews in Mineralogy*. Virginia, MAS, v.18, p. 347-403.
- Bayliss P. 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can. Miner.*, **13**:178-180.
- Biondi J.C. 2005. *Geologia e mineralogia do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo (Terra Nova do Norte – MT)*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 279 p.
- CPRM – Serviço Geológico Nacional 2003. *Mapa geológico da região de Alta Floresta – MT*. Legenda.
- Cathelineau M. 1988. Cations site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.
- Deer F.R.S., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. London, Longmans, 528p.
- Foster M.D. 1962. *Interpretation of the Composition and Classification of chlorites*. U.S. Depart. of the Interior, Geol. Surv. Prof. Paper n° 414-A, 33p.
- Hey M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.* **30**:277-292.
- Leake B.E. (Chairman) 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Sub-Committee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Minerals Names. *Amer. Mineral.*, **82**:1019-1037.
- Mille C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. 1981. Composition of plutonic muscovite. *Can. Mineral.*, **19**:25-34.
- Nachit H. 1986. Contribution à l'étude analytique des biotites des granitoïdes – Applications typologiques. Brest, Tese de Doutorado, Université de Bretagne Occidentale, 276 p.
- Roubault M. 1963. *Détermination des Minéraux des Roches au Microscope Polarisant*. Paris Édition Lamarre-Poinat, 315 p.
- Santos J.O., 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**:278-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. (2000). New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**(4):37-49.
- Wyborn L.A.I., Wyborn D., Warren R.G., Drummond B.J. 1992. Proterozoic granite types in Austrália: Implications for lower crust composition, structure and evolution. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **83**:210-209.

Manuscrito A 1623

Submetido em 05 de maio de 2006

Aceito em 10 de outubro de 2007