ALEXANDRITA DO PELA EMA, MINAÇU/GO: INCLUSÕES FLUIDAS E CONDIÇÕES GENÉTICAS

KLAUS JUERGEN PETERSEN JR., RAINER ALOYS SCHULTZ-GÜTTLER &
ROSA MARIA DA SILVEIRA BELLO

RESUMO Uma ocorrência primária de alexandrita ocorre nas rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa (GSM) no município de Minaçu (GO), próximo ao córrego Pela Ema, na borda SE do núcleo granito-gnáissico da Serra Dourada (GrSD). Entre as variedades de crisoberilo coletadas, 10 a 15% são de alexandrita de boa qualidade gemológica, caracterizada por cristais de hábito pseudo-hexagonal devido à geminação múltipla, com dimensões entre 0,4 e 3cm, contendo inclusões de quartzo, muscovita, biotita, granada, monazita e um número relativamente elevado de inclusões fluidas (IF). O GSM, na área da mineralização estudada, é representado por biotita-muscovita-quartzo xisto com porfiroblastos de crisoberilo, granada, estaurolita e cianita, finas lentes de xisto feldspático, delgados níveis de anfibolito, exogreissens e veios de quartzo, às vezes com mineralização de esmeralda.

O estudo óptico da alexandrita revelou a presença de inclusões fluidas de origem primária e pseudo-secundária. A microtermometria de IF primárias mostrou que durante a formação do mineral estiveram presentes soluções aquocarbônicas ricas em NaCl, CaCl_2 e, possivelmente, KCl e AlCl_3 , com salinidades variando de 18,5 – 21,5% em peso de NaCl equiv. e densidades de 0,96 a 1,03g/cm³. As estimativas de P-T forneceram valores variando de 6,1-7,5 kbar e 535-576°C e 4,4-5,9 kbar e 530-565°C, dependendo das equações termodinâmicas consideradas. A condição de formação do crisoberilo foi determinada como sendo da fácies anfibolito médio, por meio da intersecção dos campos gerados pelas curvas paragenéticas, principalmente da cianita e estaurolita, com as isócoras obtidas pelas análises das IF. Os estudos indicaram ainda que a formação do crisoberilo ocorreu, provavelmente, a partir do berílio, liberado dos veios de quartzo com berilo (esmeralda), por fluidos metamórficos, precipitando-se em função da disponibilidade de Al^{3+} das encaixantes.

Palavras-chaves: alexandrita, crisoberilo, mineralização primária, Minaçu, inclusões fluidas, condições P-T.

ABSTRACT *ALEXANDRITE OF PELA EMA, DISTRICT OF MINAÇU/GOIÁS STATE: FLUID INCLUSIONS AND GENETIC CONDITIONS* A primary alexandrite mineralization occurs in metasedimentary rocks of the Serra da Mesa Group (GSM) in the district of Minaçu (Goiás State), near the Pela Ema River, SE border of the Serra Dourada granite-gneissic dome (GrSD). Among the varieties of chrysoberyl, 10 to 15% are alexandrite of good gemological quality. Most crystals show pseudo-hexagonal habits due to multiple twinnings, with dimensions from 0.4 to 3cm. They contain inclusions of quartz, muscovite, biotite, garnet, monazite and a relatively high number of fluid inclusions (IF). The GSM in the area is represented by biotite-muscovite-quartz schist containing chrysoberyl, garnet, staurolite and kyanite porphyroblasts, fine lenses of feldspatic schist, thin amphibolite layers, pegmatites, exogreissens and quartz veins sometimes with emerald mineralizations.

Optical studies of alexandrite crystals revealed the presence of primary and pseudosecondary IF. The microthermometry of primary IF showed that during the formation of the alexandrite aquocarbonic solutions rich in NaCl, CaCl_2 , and probably KCl and AlCl_3 were present, with salinities varying from 18.5 to 21.5 wt % NaCl equiv. and densities from 0.96 to 1.03g/cm³. Estimatives of P-T values resulted in the following ranges: 6.1-7.5 kbar at 535-576°C and 4.4-5.9 kbar at 530-565°C, depending on the thermodynamic equations used. The conditions for formation of chrysoberyl occurred at medium-grade amphibolite facies, determined by the intersection of the fields generated by the paragenetic associations, for kyanite and staurolite, with the isochores diagrams from the IF analysis. The studies indicate that the formation of the chrysoberyl started with the Be liberated from the quartz vein zone with beryl (emerald) and remobilized in the metamorphic fluids, where the precipitation may have been conducted by the presence of Al^{3+} from the host rocks.

Keywords: alexandrite, chrysoberyl, primary mineralization, Minaçu, fluid inclusions, P-T conditions.

INTRODUÇÃO Uma mineralização primária da rara variedade do mineral-gema alexandrita e outras variedades de crisoberilo (BeAl_2O_3) ocorre próximo ao córrego Pela Ema, município de Minaçu, na região norte de Goiás. A ocorrência situa-se na borda sudeste do braquianticlinal da Serra Dourada, que possui núcleo granito-gnáissico, envolvido por rochas metapelíticas e quartzitos do Grupo Serra da Mesa (Fig. 1).

A Serra Dourada já foi alvo de diversos estudos que discutem a origem desse maciço granítico e das mineralizações de cassi-

terita (Dardenne & Schobbenhaus 2001, Botelho 1992, Marini & Botelho 1986, Macambira & Villas 1984, 1985, Macambira 1983, Marini *et al.* 1974), além de columbita-tantalita, wolframita, topázio, fluorita, berilo (esmeralda e água-marinha) e crisoberilo, dos quais aproximadamente 10 a 15% são da variedade alexandrita com boa qualidade gemológica na área estudada (Petersen Jr. 1998).

O objetivo deste trabalho é a caracterização físico-química das soluções responsáveis pela formação de alexandrita e o estabelecimento das condições genéticas da mineralização, por meio

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo (modificado de Petersen Jr. 1998).

do estudo das IF presentes e das associações paragenéticas estabelecidas.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E CARACTERÍSTICAS DA MINERALIZAÇÃO DA ALEXANDRITA O granito estanífero de Serra Dourada (Fig. 1) pertence a subprovinça estanífera do Rio Tocantins (Marini & Botelho 1986), sendo classificado como anorogênico, por não apresentar evidências intrusivas nas rochas metassedimentares do GSM. A datação deste granito e de seus correlatos Serra da Mesa e Serra do Encosto, por meio de U/Pb e Pb/Pb, revelou idades entre 1,658 e 1,574 Ga (Pimentel *et al.* 1991). Estas rochas apresentam ainda pegmatitos que ocorrem como corpos intrusivos de dimensões métricas com microclínio pertítico, oligoclásio e muscovita, além de biotita, granada, berilo (esmeralda), ametista, topázio, turmalina, columbita-tantalita, wolframita e cassiterita (Macambira 1983).

As rochas metassedimentares do GSM consistem de quartzitos e mica-xistos que podem alcançar até 1850 m de espessura. Na base ocorrem quartzitos conglomeráticos que passam a quartzitos muscovíticos laminados de granulação fina. Os mica-xistos, intercalados com quartzitos micáceos finos, contêm granada, estauroлита e cianita, indicando metamorfismo da fácies anfibolito. Espessas lentes de xisto com carbonato e mármore ocorrem nas partes superiores. Datações realizadas nos granitos Serra Dourada, Serra do Encosto e Serra da Mesa (Pimentel *et al.* 1991) e intrusões no GSM (Rossi *et al.* 1992) permitem considerar que as rochas metassedimentares depositaram-se entre 1,574 e 1,47 Ga, correspondendo aproximadamente ao

período de transgressão pós-*rift* do Grupo Arai (Dardenne 2000).

Veios de quartzo centimétricos a decimétricos cortam as rochas metassedimentares do GSM, sendo freqüentemente boudinados. São constituídos por quartzo leitoso, mas podem conter localizadamente esmeralda.

Nas bordas do corpo granítico da Serra Dourada e nas imediações dos contatos com as rochas metassedimentares do GSM existem depósitos de cassiterita, tanto primárias como eluviais e coluviais, exploradas até meados de 1980 por garimpos como do Pela Ema e do Mergulhão (Fig. 2), além de ocorrências de columbita-tantalita, wolframita, berilo (esmeralda e água-marinha) e crisoberilo (Petersen Jr. 1988).

A figura 2 apresenta a área estudada, onde rochas metassedimentares do GSM limitam-se, ao norte, com o GrSD e endogreais associados e, ao sul, por um contato gradacional, com quartzitos micáceos, por vezes ferruginosos, do GSM. Este último está permeado por diversos corpos pegmatíticos, exogreais e veios de quartzo concordantes e discordantes com a foliação principal, por vezes portadores de esmeralda. Tanto os endogreais como os exogreais são freqüentemente mineralizados em cassiterita e columbita-tantalita (Pagotto 1995, Macambira 1983).

A mineralização de alexandrita representa 10 a 15% do crisoberilo presente no biotita-muscovita-quartzo xisto, às vezes carbonático, pertencente aos metassedimentos do GSM, que contém ainda finas lentes de xisto feldspático, delgados níveis de anfibolito e veios de quartzo. O xisto mineralizado apresenta porfiroblastos disseminados e intimamente associados de crisoberilo, cianita, estauroлита (Fig. 3A e B) e granada (Fig.

Figura 2 – Mapa geológico simplificado da área de estudo (modificado de Petersen Jr. 1998).

4B, C e D).

Os cristais de alexandrita do Pela Ema apresentam hábito pseudo-hexagonal devido a múltiplas geminações (Fig. 4A), com dimensões que variam geralmente de 0,4 a 3 cm. Sua cor varia de azul a azul esverdeada, sob luz solar, e de vermelho a violeta, sob luz incandescente, considerada de boa qualidade gemológica. O estudo óptico, complementado por microscopia eletrônica de varredura (MEV), revelou a presença de inclusões de quartzo, muscovita, biotita, granada, monazita e IF.

INCLUSÕES FLUIDAS A alexandrita contém um número relativamente elevado de IF que ocorrem, de modo geral, em pequenos grupos ou isoladas em certas regiões do cristal, com

feições indicativas, na maioria dos casos, de origem primária e/ou pseudosecundária. Tratam-se de IF trifásicas à temperatura ambiente, sendo constituídas por $H_2O_{(l)} + CO_{2(l)} + CO_{2(g)}$. Não foram caracterizados minerais de saturação, embora cristais cúbicos tenham sido observados em inclusões com feições de escape de fluidos. São principalmente inclusões achatadas, com contornos irregulares, em cortes perpendiculares ao eixo cristalográfico *c*, ou de formas alongadas, orientadas paralelamente ao eixo *c*, quando o corte foi obtido segundo esse eixo.

As dimensões das IF selecionadas para o estudo microtermométrico variam entre 10 e 60 μm , embora algumas alcançam até 100 μm . Cerca de 30% das IF não ofereceram condições de estudo por exibirem feições de escape de fluidos, estrangula-

Figura 3- (A) Associação alexandrita-cianita-muscovita coletada durante os estudos do biotita-muscovita-quartzo xisto; (B) estaurolita onde a primeira fotografia mostra a associação alexandrita-estaurolita-muscovita-quartzo e a segunda o hábito prismático achatado do mineral; não foram encontrados cristais com a típica geminação em cruz.

Figura 4 - Fotomicrografias de lâminas delgadas onde: (A) corte de cristal geminado de alexandrita, perpendicular ao eixo *c*, fraturado e com inclusões de biotita (1 x 0,75 mm), (B) associação crisoberilo-quartzo-granada-biotita-muscovita-estaurolita, (C) associação crisoberilo-quartzo-granada-biotita-muscovita-estaurolita, (D) associação cianita-quartzo-granada-biotita-estaurolita. Apenas (A) com polarizadores cruzados. Convenções: crisoberilo - cb, quartzo - qz, granada - gr, biotita - bt, muscovita - mu, estaurolita - est e cianita - ci.

mento e/ou dimensões reduzidas.

Os cristais cúbicos presentes nas IF não apresentaram aspecto corroído durante o resfriamento, o que seria indicativo da formação de hidrohalita (Roedder 1984). Portanto, podem tratar-se de silvita ou de outros minerais do sistema cúbico (Van den Kerkhof & Heim 2001), para os quais não existem referências sobre seu comportamento com o resfriamento. Outros minerais foram observados em uma IF aberta durante a preparação das amostras, nas imagens de MEV, embora não tenha sido possível determiná-los via EDS, devido à sua posição muito próxima das paredes ortogonais da cavidade em relação ao plano de análise.

Foram realizadas medidas microtermométricas em 133 IF de 5 amostras de alexandrita do Pela Ema.

Dados Microtermométricos As análises microtermométricas foram realizadas utilizando-se um equipamento Chaixmeca, modelo MTM-85, do Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As figuras 5A a G apresentam uma IF típica na alexandrita mostrando suas diversas feições durante o resfriamento/aquecimento microtermométrico.

As temperaturas de fusão do CO_2 (T_{fCO_2}) apresentaram valores bastante semelhantes nas cinco amostras analisadas, situados principalmente entre $-57,0^\circ\text{C}$ e $-56,6^\circ\text{C}$ (Fig. 6A), permitindo

inferir a relativa pureza desse componente nas inclusões estudadas. Os pequenos desvios na direção dos valores de temperaturas mais baixas são indicativos da presença de quantidades subordinadas de outros componentes voláteis associados ao CO_2 , sugerindo variações composicionais locais. Observa-se que valores superiores à $-56,6^\circ\text{C}$ estão dentro da faixa de erros determinada para esse parâmetro ($\pm 0,2^\circ\text{C}$).

As temperaturas do ponto eutético (T_e) da fase aquosa, medidas nas IF aquocarbônicas (Fig. 6B), variaram entre $-56,0$ e $-53,0^\circ\text{C}$ ($\pm 1,0^\circ\text{C}$), havendo maior concentração de valores no intervalo de $-55,0$ e $-54,0^\circ\text{C}$ ($\pm 1,0^\circ\text{C}$). Esses valores são indicativos de um sistema de composição complexa, contendo $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$, podendo ainda haver a presença de FeCl_3 e de AlCl_3 , que poderiam ser responsáveis pelas temperaturas mais baixas, segundo Linke (1955 *in*: Roedder 1984), que mostra valores de -55°C para o ponto eutético de uma solução constituída por $\text{H}_2\text{O} + \text{AlCl}_3$. Também são citadas temperaturas de $-50,5^\circ\text{C}$ representativas dos eutéticos do sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{KCl} + \text{CaCl}_2$ (Borisenko 1978), sugerindo que não pode ser descartada a presença de KCl nas soluções estudadas. A presença desses íons também é indicada pelas paragéneses observadas, discutidas adiante.

As estimativas da salinidade em IF aquocarbônicas, com quantidades de CO_2 inferiores a 1,5 mol%, são realizadas a partir das temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}) (Hedenquist & Henley

Figura 5 – Sequência de fotografias para ilustrar as mudanças de fase durante o processo gradual de aquecimento a partir de -180°C de uma IF da alexandrita do Pela Ema. A IF apresentada possui forma delgada com acunhamento para a borda inferior. (A) -100°C : apresentando as fases de $\text{CO}_{2(\text{g})} + \text{CO}_{2(\text{liq})} + \text{clatrato} + \text{gelo} + \text{sais hidratados}$, onde também são visíveis 2 pequenos cristais de $\text{CO}_{2(\text{liq})}$ pouco abaixo da bolha deformada, (B) $-56,7^{\circ}\text{C}$: ocorre a fusão do CO_2 ($T_{f_{\text{CO}_2}}$) fazendo com que a bolha retome sua forma arredondada (indicando pureza relativamente alta de CO_2), (C) -35°C : início da fusão do gelo, (D) -9°C : o clatrato mantém a deformação da bolha de $\text{CO}_{2(\text{liq})}$, (E) $-4,2^{\circ}\text{C}$: fusão do clatrato e a bolha de $\text{CO}_{2(\text{liq})}$ retoma sua forma original, (F) 20°C : a inclusão fluida com seu caráter trifásico: $\text{H}_2\text{O}_{(\text{l})} + \text{CO}_{2(\text{l})} + \text{CO}_{2(\text{g})}$, (G) 30°C : homogeneização do CO_2 .

1985). No entanto deve-se levar em conta que, além dos íons em solução, o CO_2 dissolvido na água também contribui com o rebaixamento das T_{fg} , levando a salinidades aparentes mais elevadas que as reais. Se esse componente ocorrer em quantidades maiores que 1,5 mol%, com o resfriamento forma-se o clatrato, que é um composto cristalino no qual o CO_2 é aprisionado em vazios da rede cristalina expandida do gelo (Roedder 1984). A fórmula não estequiométrica ideal do clatrato é $\text{CO}_2 \cdot 5,75\text{H}_2\text{O}$, assim como ocorre para outros membros do grupo de hidratos gasosos ao qual pertence (Collins 1979, Roedder 1984, Diamond 1992).

A temperatura de fusão do clatrato ($T_{f_{\text{clat}}}$) em sistemas $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ constitui um dado fundamental para a estimativa da salinidade em equivalentes da porcentagem em peso desse sal. Collins (1979) foi o primeiro que relacionou a fusão do clatrato

com a quantidade de NaCl presente na solução aquosa das inclusões, utilizando dados de Chen (1972) e Bozzo *et al.* (1973). Bozzo *et al.* (*op.cit.*) forneceram uma equação para o cálculo da porcentagem de NaCl a partir das $T_{f_{\text{clat}}}$, que, no entanto, apresenta apenas validade para temperaturas entre 0 e 10°C . Essa equação foi incorporada a programas comumente utilizados na interpretação de dados microtermométricos como o HALWAT e CHNACL (Nicholls & Crawford 1985) e FLINCOR (Brown 1989), o que conduzia a erros quando essas temperaturas variam na faixa de 0 a -10°C , principalmente ao redor dos valores mais baixos. Darling (1991) apresentou uma equação alternativa para corrigir os resultados para valores de $T_{f_{\text{clat}}}$ entre 0 e -10°C .

Para evitar uma correção direta no programa FLINCOR, utilizado para a interpretação dos resultados neste trabalho, poderia ser utilizado o recurso do cálculo da salinidade pela equa-

ção proposta por Darling (1991) ao invés da equação de Bozzo *et al.* (1973), processando o resultado, convertido em fração molar, pelo programa FLINCOR, em substituição a $Tf_{clat.}$. No entanto, não houve a necessidade de se adotar esse procedimento, uma vez que o desvio entre as curvas para valores de $Tf_{clat.}$ de -3 a -6°C é praticamente desprezível.

Os valores obtidos para as $Tf_{clat.}$ variaram principalmente entre -6 e -3°C ($\pm 1,0^\circ\text{C}$), conforme pode ser observado na figura 6C. Como o clatrato foi dissolvido na presença de $\text{CO}_{2(l)} + \text{CO}_{2(g)}$, foram utilizadas diretamente as $Tf_{clat.}$ para a definição da salinidade, como discutido por Collins (1979), tendo sido obtidos valores de 18,5% até 21,5% em peso de NaCl equiv.

Os valores das temperatura de homogeneização do CO_2 (Th_{CO_2}) das IF estudadas apresentaram grandes faixas de variação, sendo que em todos os casos a homogeneização ocorreu para o estado líquido. Para que fossem evitados quaisquer erros ou perdas de informação, foram utilizadas no cálculo das densidades totais, e respectivas isócoras, todas as faixas de Th_{CO_2} consideradas mais representativas. A figura 6D mostra o histograma de freqüências para as Th_{CO_2} , onde foram determinadas as seguintes faixas de temperaturas: 20,7 a 21,7°C, 22,2 a 23,2°C e 27,3 a 30,2°C ($\pm 0,2^\circ\text{C}$).

Assumindo-se a ausência de outros voláteis junto ao CO_2 , os valores de Th_{CO_2} permitiram o cálculo das densidades médias desse componente por meio dos dados experimentais de P-V-T-X para sistemas puros disponíveis na literatura, utilizando-se os programas FLINCOR (Brown 1989) e MACFLINCOR (Brown & Hagemann 1995). Os valores de densidades obtidos variam de 0,77 a 0,58 g/cm³.

A determinação dos valores das temperaturas de homo-

geneização total (Th_{tot}) foi muitas vezes dificultada, uma vez que várias inclusões sofreram crepitação antes da homogeneização total. Por isso, foram apenas obtidos 33 valores para esse parâmetro, cuja faixa de variação principal de 295°C a 355°C ($\pm 10,0^\circ\text{C}$) pode ser vista no histograma da figura 6E. As homogeneizações ocorreram sempre pela expansão da fase aquosa, tendo sido observada a diminuição da fase CO_2 com o aquecimento.

DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS DOS FLUIDOS

A determinação dos dados de composições químicas (em frações molares dos componentes presentes), salinidades, densidades do componente CO_2 (d_{CO_2}) e densidades totais das inclusões (d_{tot}) foi obtida com o auxílio dos programas FLINCOR (Brown 1989) e MACFLINCOR (Brown & Hagemann 1995), que oferecem planilhas de cálculo para as equações de estado de diversos sistemas, entre eles o representado por $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CO}_2$, de interesse para este trabalho. Como as equações de estado disponíveis restringem-se apenas a sistemas de fluidos de composição simples, os resultados obtidos por meio desses programas devem ser considerados como uma aproximação. Isso é particularmente aplicável aos valores de salinidade, pois as equações de estado não consideram soluções aquosas de composição complexa, como a definida no presente estudo, que devem conter NaCl, CaCl_2 e, possivelmente, KCl e AlCl_3 .

Para maior segurança dos resultados, foram utilizadas todas as faixas de temperaturas significativas de homogeneização do CO_2 (Fig. 6D), bem como os limites das $Tf_{clat.}$ definidos no histograma da figura 6C. A relação volumétrica entre as fases ($V_{\text{CO}_2}/$

Figura 6 – Histogramas de freqüência de medidas de temperaturas nas amostras de alexandrita PE01, PE02, PE03, PE04 e PE05, onde n = número de medições: (A) fusão de CO_2 (Tf_{CO_2}), (B) eutético (T_{eut}), (C) clatrato (Tf_{clat}), (D) homogeneização do CO_2 (Th_{CO_2}), para o líquido, (E) homogeneização total (Th_{tot}), para o líquido.

V_{tot}) nas IF das amostras de alexandrita mantiveram uma constância em torno de 0,30.

As IF presentes na alexandrita forneceram densidades totais entre 0,965 e 1,025 g/cm³ e salinidade entre 18,1 e 19,7 % em peso de NaCl equiv., com o auxílio do programa FLINCOR. Por meio do programa MCFLINCOR foram determinados valores de densidades totais variando de 0,965 a 1,031 g/cm³ e salinidade de 18,3 a 20,2% em peso de NaCl equiv. Observa-se que, mesmo tendo sido considerados todas as faixas de variação do Th_{CO_2} e de $Tf_{clat.}$ e os dois programas de computação, os parâmetros obtidos concentram-se numa faixa muito estreita de valores. Portanto, para a obtenção das isócoras (Fig. 7B), foram utilizados os resultados de ambos programas, considerando-se as equações de Brown & Lamb (1989) e Bowers & Helgeson (1983).

A aplicação dos programas FLINCOR e MACFLINCOR mostrou uma diferença muito pequena nos resultados, indicando que ambos podem ser utilizados nesse sistema e nessa faixa de medidas microtermométricas. O programa MACFLINCOR mostrou-se deficiente em relação ao FLINCOR, por não possibilitar a entrada de dados em molaridade.

CONDIÇÕES DE P-T A diagramação representativa das associações paragenéticas encontradas permitiu delimitar um campo de estabilidade do crisoberilo, como mostra a figura 7A, situado entre 530°C e 594°C e entre 3,7 Kbar e 9,8 Kbar. As equações de equilíbrio reconhecidamente envolvidas são:

berilo + 2 aluminossilicato $\Leftrightarrow$ 2 crisoberilo + quartzo, assumindo $0,5P_T = P_{H_2O} = P_T$ (Barton 1986)

clorita + muscovita $\Leftrightarrow$ estaurólita + biotita + quartzo + H₂O, assumindo $0,5P_T = P_{H_2O} = P_T$ (Hoschek 1969)

clorita (Fe) $\Leftrightarrow$ granada + biotita, sistema KFLASH (Powell & Holland 1990)

clorita (Mg) $\Leftrightarrow$ biotita + cianita, sistema KMASH (Powell & Holland 1990)

cianita $\Leftrightarrow$ andaluzita (Powell & Holland 1990)

cianita $\Leftrightarrow$ silimanita (Powell & Holland 1990)

A interseção desse campo de estabilidade (Fig. 7A) com o espaço P-T das isócoras (Fig. 7B) permitiu a delimitação mais precisa das faixas de T e P de formação da alexandrita, como sendo: 6,1 kbar a 7,5 kbar e 535°C a 576°C, aplicando-se as equações termodinâmicas de Brown & Lamb (1989), e 4,4 kbar a 5,9 kbar e 530°C a 565°C, pelas equações de Bowers & Helgeson (1983).

DISCUSSÕES FINAIS O berilo forma-se por precipitação a partir de fluidos oriundos de fusões magmáticas, principalmente em pegmatitos. Os pegmatitos foram subdivididos por Stanek (1978, *apud*: Franz & Morteani 1981) na antiga União Soviética como mineralizados em berilo e de crisoberilo + quartzo, a última associação reconhecida como metamórfica.

Heinrich & Buchi (1969, *apud* Burt 1978) demonstraram ainda que, na presença de aluminossilicatos, não ocorre berilo, mas a associação estável crisoberilo + quartzo, explicando a ocorrência do crisoberilo em pegmatitos ricos em alumínio. Da mesma maneira Beus (1975) e Franz & Morteani (1984) conferem ao alumínio um papel decisivo para a desestabilização das

Figura 7 – (A) Diagrama com a projeção dos campos de estabilidade das reações de equilíbrio envolvidas na zona de ocorrência da alexandrita do Pela Ema onde a interseção dos campos está realçada na cor cinza. Convenções: berilo – ber, aluminossilicato – ALS, crisoberilo – cb, quartzo – qz, granada – gr, biotita – bt, muscovita – mu, estaurólita – est e cianita – ci. (B) diagrama de pressão-temperatura para a alexandrita do Pela Ema, construído com auxílio dos dados gerados pelos programas MACFLINCOR para MACINTOSH e FLINCOR para PC/DOS. Consideraram-se as equações de Brown & Lamb (1989) e de Bowers & Helgeson (1983), limitados pelas faixas de temperatura de fusão do clatrato de -3 a -6°C e da homogeneização do CO₂ de 20,8 a 30,3°C. A sobreposição do campo de estabilidade das associações representadas em (A) restringe os campos de estabilidade às áreas realçadas na cor negra. O campo de intersecção na faixa superior revela condições de 6,1 a 7,5 kbar e 535 a 576°C, sendo que o campo da faixa inferior mostra condições de 4,4 a 5,9 kbar e 530 a 565°C para a formação da alexandrita do Pela Ema (modificado de Petersen Jr. 1998).

soluções portadoras de berílio.

Dessa maneira, o berilo pode reagir com minerais ricos em alumínio por meio de aquecimento e tectonismo, formando crisoberilo e quartzo, com liberação de álcalis na solução. Em estágios tardios, durante o processo de resfriamento, o crisoberilo pode reagir na presença de K⁺ e quartzo, dando lugar novamente ao berilo e mica branca (Franz & Morteani 1981), não tendo

sido constatada esta última reação nas associações encontradas do Pela Ema.

Estas observações, acrescidas aos experimentos de Franz & Morteani (1981), levam à concluir de que a associação crisoberilo + quartzo resulta, de maneira simplificada, da dissolução de berilo nas proximidades da mineralização.

Deve ser destacado que, nas proximidades da ocorrência da alexandrita do Pela Ema, ocorre esmeralda associada a leitos de biotito e *augens* de quartzo fraturado, localizada também próximo a níveis anfibolíticos com aproximadamente 10 cm de espessura. A esmeralda apresenta dimensões freqüentemente maiores que 5 cm, sendo caracterizada por possuir bordas recristalizadas e núcleos mais preservados.

Além disso, como já mencionado, nas amostras analisadas ocorre a associação crisoberilo + quartzo + cianita. Essa associação é indicativa de fácies anfibolito, demonstrando prováveis vínculos metamórficos para a gênese dessa mineralização, sendo proveniente da seguinte reação de equilíbrio:

Assim, há fortes indicações de que a formação do crisoberilo tenha sido decorrente do Be, liberado da zona dos veios de quartzo com berilo (esmeralda), e do alumínio, proveniente das rochas encaixantes, os quais foram remobilizados pelos fluidos metamórficos. Deve ser ressaltado que, pelas temperaturas do eutético situadas entre -56,0°C e -53,0°C, não pode ser descartada a presença de Al^{3+} na solução aquosa, embora valores inferiores a -40°C tenham sido atribuídos a sistemas salinos contendo cátions bivalentes tais como Ca^{2+} e/ou Mg^{2+} (Davis *et al.* 1990).

Também de importância são as inclusões de espinélio contendo Zn e Cr (definidos por semi-EDS) na muscovita verde-clara, por serem estes provavelmente a fonte de Cr para gerar a cor da alexandrita. Outro fator que reforça esta hipótese é a presença de Zn e Cr na alexandrita, determinados por espectrometria de

fluorescência de Raios-X (Petersen Jr. 1998).

CONCLUSÕES O processo de mineralização da alexandrita do Pela Ema em Minaçu/GO ocorreu sob regime metamórfico de fácies anfibolito médio, devido a sua associação com cianita e estauroлита. As condições de P-T foram determinadas pela interseção dos campos gerados pelas curvas paragenéticas com as isócoras obtidas pelas análises das IF. Aplicando-se as equações termodinâmicas propostas por Brown & Lamb (1989) foram obtidas condições de P-T de 6,1-7,5 kbar e 535-576°C, enquanto que com as equações de Bowers & Helgeson (1983) os valores situam-se de 4,4-5,9 kbar e 530-565°C. A dispersão dos valores de pressão resulta dos modelos termodinâmicos dos autores e, na ausência de dados experimentais para fluidos da mesma composição que a determinada para o crisoberilo do Pela Ema, é difícil a escolha da equação mais apropriada.

O caráter primário dessa jazida permite incorporá-la ao restrito grupo de ocorrências mundiais descritos na literatura, entre eles: Tokowaya (Montes Urais), Novello Claims (Zimbábue), Lake Manyara (Tanzânia), Pattara (Sri Lanka), Franqueira (Espanha), Poona (Austrália), além de Ferros e Carnaíba no Brasil (Petersen Jr. 1998). A associação, inédita, diferencia essa mineralização de outras conhecidas, como, por exemplo, Montes Urais e Zimbábue, onde a alexandrita é gerada pela interação de pegmatitos com rochas ultramáficas (Martin 1962).

Agradecimentos À CAPES pelo apoio ao projeto, aos Profs. Drs. Caetano Juliani, Jorge Silva Bettencourt e Roberto Perez Xavier pelas valiosas discussões e sugestões. Rosa Maria da Silveira Bello agradece ao CNPq pela Bolsa de Produtividade (Proc. 303872/83-3-RN). A Gustavo Vilela pelo auxílio na tradução para o inglês e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Barton M.D. 1986. Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the $\text{BeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (BASH) system, with petrologic applications. *Amer. Mineral.*, **71**(3/4):277-300.
- Beus A.A. 1975 *Geochemical exploration methods for mineral deposits*. Illinois, Applied Publishing Ltd., 287 p.
- Borisenko A.S. 1978. Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometrie method. *Soviet Geology and Geophysics*, **18**:11-19.
- Bowers T.S. & Helgeson H.C. 1983. Calculation of thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ on phase relations in geologic systems: Equation of state for $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**:1247-1275.
- Bozzo A.T., Chen H-S., Kass J.R., Barduhn A.J. 1973. The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide. *The Fourth International Symposium of Fresh Water from the Sea*. **3**:437-451.
- Brown P.E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineral.*, **74**:1390-1393.
- Brown P.E. & Lamb W.M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$: New graphical presentation and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**:1209-1221.
- Brown P.E. & Hagemann G. 1995. MacFlincor and its application to fluids in Archean lode-gold deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**:3943-3952.
- Burt D.M. 1978. Multisystems analysis of beryllium mineral stabilities: the system $\text{BeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Amer. Mineral.*, **63**:664-676.
- Chen H-S. 1972. *The thermodynamics and composition of carbon dioxide hydrate*. Master Tesis Syracuse University, Dissertação de Mestrado, 67p.
- Collins P.L. 1979. Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, **74**:1435-1444.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001 *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Ed. Universidade de Brasília, 392p.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos. 2000 – *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 231-263.
- Darling R.S. 1991. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ fluid inclusions: Implications for P-T isochore location. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **55**:3869-3871.
- Diamond L.W. 1992. Stability of CO_2 clathrate hydrate + CO_2 liquid + CO_2 vapour + aqueous KCl – NaCl solutions: Experimental

- determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **56**:273-280.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spencer R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the system NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **54**:591-601.
- Franz G. & Morteani G. 1981. The system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: Hydrothermal investigation of the stability of beryl and euclase in the range from 1 to 6 kb and 400 to 800°C. Stuttgart, *N. Jb. Miner. Mh.*, **3**:273-299.
- Franz G. & Morteani G. 1984. The formation of chrysoberyl in metamorphosed pegmatites. *J. Petrol.*, **25**:27-52.
- Hedenquist J.W. & Henley R.W. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Econ. Geol.*, **80**:1379-1406.
- Hoschek G. 1969. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Min. Petrol.*, **22**:208-232.
- Macambira J.B. 1983. *Ambiente geológico e mineralizações associadas ao granito Serra Dourada (extremidade meridional) – Goiás*. Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 130 p.
- Macambira J.B. & Villas R.N. 1984. A Geologia da extremidade meridional da Serra Dourada, Goiás: variedades litológicas, metamorfismo e mineralizações associadas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, Anais, 5:2261-2275.
- Macambira J.B. & Villas R.N. 1985 *A geologia da extremidade meridional da Serra Dourada, Goiás: variedades litológicas, metamórficas e mineralizações associadas*. Dpto. de Geol. e Núcleo de Ciên. Geofísicas da UFPA. Relatório de Pesquisa, CNPq (processo 40.2855/80).
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Faria A. 1977. Contribuição à Geologia do Pré-Cambriano da Porção Central de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**:304-324.
- Martin H.J. 1962. Some observation on southern Rhodesian emeralds and chrysoberyls. *Chamber of Mines Journal*, **4**:34-38.
- Nicholls J. & Crawford M.L. 1985. FORTRAN programs for calculation of fluid properties from microthermometric data on fluid inclusions. *Comp. Geosci.*, **11**: 619-645.
- Pagotto G.A. 1995. *Geologia do Garimpo do Mergulhão e arredores, Minaçu/GO (Relatório de progresso)*. Projeto Pela Ema, Relatório Interno, 31p.
- Rossi P., Andrade G.F., Cocherie A. 1992. The 1.58 G A-Type granite of Serra da Mesa (GO): an exemple of "NYF" fertile granite pegmatite. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Boletim de resumos expandidos*, pp.: 389-391.
- Petersen Jr. K.J. 1998. *Alexandrita no Município de Minaçu, Goiás: Mineralogia, Geologia e Considerações Genéticas*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo, Dissertação de mestrado, 167 p.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Prec. Res.*, **52**:321-335.
- Powell R. & Holland T. 1990. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *Am. Mineral.*, **75**:367-380.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. Washington D.C. *Mineral Soc. Am., Rev. Mineral.*, **12**:1-644.
- Van der Kerkhof A.M. & Hein V.F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, **55**:27-47.

Manuscrito A-1228

Recebido em 15 de maio de 2001

Revisão dos autores em 10 de outubro de 2002

Revisão aceita em 12 de outubro de 2002