

# GEOLOGIA E MINERALOGIA DO PEGMATITO ESTANÍFERO CASCABEL, MINA BOM FUTURO, RONDÔNIA

Carlos Augusto Tavares DIAS<sup>1</sup>, Washington Barbosa LEITE JUNIOR<sup>2</sup>, Renato MUZZOLON<sup>3</sup>, Jorge Silva BETTENCOURT<sup>4</sup>

(1) Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, IGCE/UNESP. Avenida 24-A, 1515, Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: catdias@uol.com.br

(2) Departamento de Petrologia e Metalogenia. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, IGCE/UNESP. Avenida 24-A, 1515, Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: wleite@rc.unesp.br

(3) AVISTAR Engenharia. Avenida Visconde de Guarapuava, 1891. CEP 80060-060. Curitiba, PR. Endereço eletrônico: rmuzzolon@yamana.com.

(4) Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Rua do Lago, 562, Cidade Universitária. CEP 05508-080. São Paulo, SP. Endereço eletrônico: jsbetten@usp.br

## Introdução

Contexto Geológico Regional e Local

Província Estanífera de Rondônia

Mina Bom Futuro

Geologia e Mineralogia do Pegmatito Cascavel

Geologia

Mineralogia

Discussões e Conclusões

Agradecimentos

Referências Bibliográficas

**RESUMO** - A mina Bom Futuro situa-se na região centro-norte de Rondônia e inclui dois morros denominados de Palanqueta e Bom Futuro e as áreas aplainadas adjacentes. As principais lavras de extração de cassiterita ocorrem nos placeros circunvizinhos ao morro Bom Futuro, bem como nos depósitos primários situados no próprio morro. Esses depósitos primários restringem-se aos corpos de pegmatito formados em pelo menos dois eventos distintos. O pegmatito Cascavel pertence ao evento mais antigo e é composto por uma lente principal e um enxame de diques, veios e vênulas com atitude geral NNW/35°ENE. Os corpos são maciços ou zonados, sendo que na lente principal foram reconhecidas três zonas distintas, sob a forma de leitos subparalelos entre si e com as paredes da lente. Do muro para o teto tem-se: zona do quartzo e topázio, zona do feldspato alcalino e Li-mica e zona granítica. Os minerais principais do pegmatito Cascavel são quartzo, feldspato alcalino (microclínio perítico), topázio e Li-mica e os minerais subordinados ou acessórios são cassiterita, sulfetos (esfalerita, calcopirita, pirita, galena e estanita), zircão, monazita, wolframita, uraninita, columbita-tantalita e rutilo niobífero. O pegmatito Cascavel é do tipo complexo e pode ser incluído na família LCT dos pegmatitos a elemento-raro. O pegmatito Cascavel é de natureza subvulcânica e mostra relações espacial e temporal com os granitos peraluminosos tardios da Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia.

**Palavras-chave:** pegmatito, cassiterita, estanho, mina Bom Futuro, Rondônia.

**ABSTRACT** - Bom Futuro Mine is located in the center-north region of Rondônia and it includes two hills named Palanqueta and Bom Futuro and the adjacent flattened areas as well. The main extraction areas of cassiterite occur in the surrounding placers of Bom Futuro hill, also in the primary deposits located in the hill itself. Such primary deposits are restricted to the bodies of pegmatite, which were formed in at least two distinct events. The Cascavel pegmatite belongs to the older event and it is composed by the main lenses and a swarm of dikes, veins and veinlets with NNW/35°ENE general attitude. The bodies are massif or zoned and in the main lenses, three distinct zones were recognized under the form of sub-parallel layers among themselves and the walls of the lenses. From the wall to the roof there are: quartz and topaz zone, alkaline feldspar and Li-mica, and granitic zone. The main minerals of Cascavel pegmatite are quartz, alkaline feldspar, topaz, and Li-mica, and the subordinate minerals are cassiterite, sulfides (sphalerite, chalcopirite, pyrite, galena, stannite), zircon, monazite, wolframite, uraninite, columbite-tantalite, and niobian rutile. The Cascavel pegmatite is a complex rare-element pegmatite belonging to LCT family and is spatially and temporally related to the late-stage peraluminous A-type granites of the Younger Granites of Rondônia.

**Keywords:** pegmatite, cassiterite, tin, Bom Futuro Mine, Rondônia.

## INTRODUÇÃO

Pegmatitos são rochas ígneas formadas predominantemente pela cristalização de magmas graníticos residuais enriquecidos em fundentes, como p. ex. H<sub>2</sub>O, B, F e/ou P, e, que são distinguidos de outras rochas ígneas pela granulação extremamente grossa (ou variável da borda ao núcleo) ou pela abundância de cristais com hábitos esquelético, gráfico ou

fortemente unidirecional (Simmons, 2007; London, 2008).

A composição mineralógica dos pegmatitos é comumente granítica (quartzo, plagioclásio sódico e feldspato potássico), embora zonas monominerálicas constituídas por esses minerais sejam semelhantes a veios ou segregações hidrotermais, assim como, elementos como Li, Be, B, F, P, Sn, Ta, Nb e de

terras raras (ETR) podem constituir importantes assembleias de minerais que são distintamente não graníticas (London, 2008).

Os pegmatitos são classificados como simples (comum) ou complexos de acordo com a composição mineralógica, e homogêneos ou zonados em função da ausência ou não de estruturas internas (ver p. ex., Jahns, 1982; Černý, 1989a; Simmons & Webber, 2008; London, 2008). Porém, a classificação mais atual é a de Černý & Ercit (2005), que apresenta cinco classes, dez subclasses, quatorze tipos e sete subtipos, com base nos aspectos petrológicos dos pegmatitos derivados de plútons graníticos. As classes são: abissal, muscovita, muscovita-elemento-raro, elemento-raro e mirolítico. Os pegmatitos a elemento-raro são subdivididos nas famílias LCT e NYF, com base nos elevados teores de Li, Cs e Ta e de Nb, Y e F, respectivamente. No geral, os pegmatitos LCT estão associados com suítes orogênicas em ambientes compressionais, enquanto os pegmatitos NYF com suítes

anorogênicas em ambientes extensionais (Martin & De Vito, 2005).

Pegmatitos graníticos associados com as suítes de granitos do tipo-A na província estanífera de Rondônia são relativamente raros (Bettencourt et al., 1999). São conhecidos principalmente os pegmatitos associados com os granitos da Suíte Intrusiva Santa Clara (Leite Júnior, 2002) e da Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (Romanini, 1982; Bettencourt et al., 1995, Souza, 2003).

Na mina Bom Futuro, mais especificamente no morro Bom Futuro, duas fases de intrusão de pegmatito estanífero são reconhecidas, sendo que a primeira congrega os corpos mais importantes economicamente (Leite Junior et al., 2008, Dias, 2012). Nesse trabalho são apresentadas as principais características geológicas e mineralógicas do pegmatito estanífero Cascavel (fase I), o qual foi lavrado a céu aberto por vários anos, mas que atualmente a lavra encontra-se paralisada para a reavaliação da reserva.

## MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo envolveu o reconhecimento geológico do morro Bom Futuro e o mapeamento geológico expedito do pegmatito Cascavel. Nesse mapeamento procurou-se definir a geometria e atitude da lente principal e dos corpos menores associados, as relações de contato com as rochas encaixantes e demais litologias, bem como reconhecer a estruturação interna desses corpos, com a caracterização de diferentes zonas com base na textura e composição mineralógica principal. Para os estudos petrográficos, utilizou-se microscópio óptico convencional com sistemas de luzes transmitida e refletida do Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP/Campus de Rio Claro (SP) e microscópio eletrônico de varredura (MEV), equipamento Leo 430i, produto da companhia Zeiss, com detector EDS da Oxford acoplado, utilizando uma distância de 19mm, voltagem de 20 Kv e uma corrente de

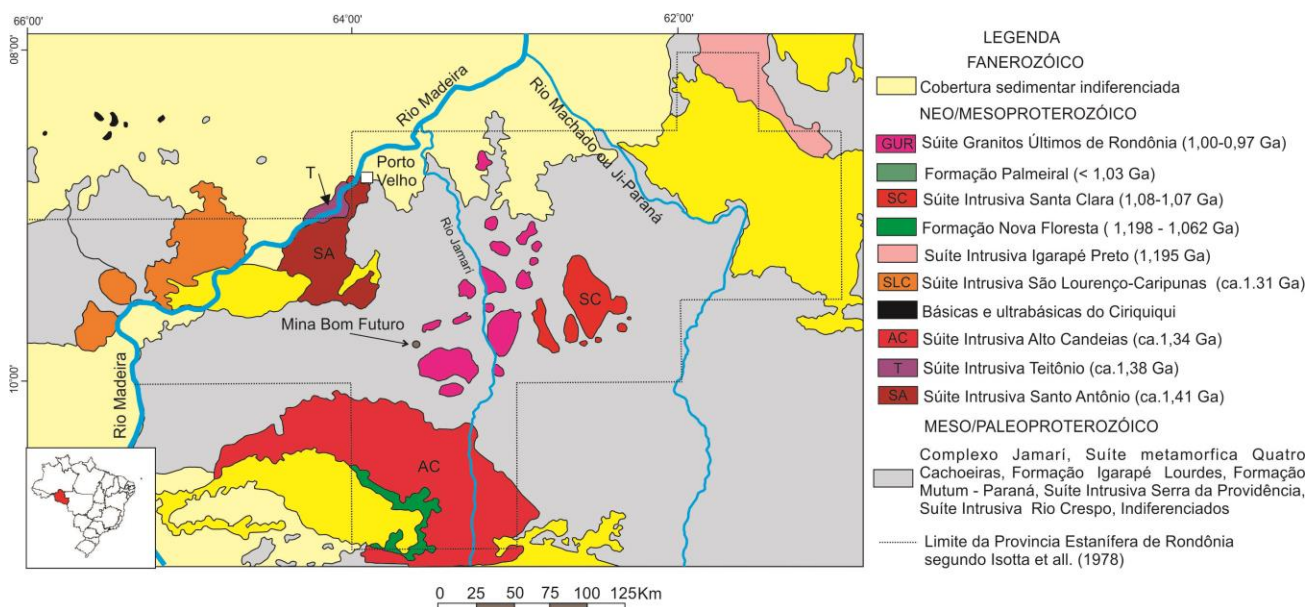
fluxo de  $3,0 \times 10^{-9}$  A, para as microanálises químicas dos minerais do Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Campinas (SP). Os minerais acessórios pesados foram recuperados através de britagem, moagem e peneiramento da rocha, seguido do bateamento do material obtido com o uso de bateias mecânicas. Os concentrados obtidos no bateamento foram secos e submetidos a separação densimétrica com a utilização de bromofórmio, produzindo assim um concentrado de minerais pesados. Em seguida, após secagem, esses concentrados foram submetidos a separação eletromagnética com o uso de separador isodinâmico Frantz. Os produtos finais foram dois concentrados de minerais pesados, um magnético e outro não magnético. Essas técnicas e procedimentos foram realizados no Laboratório de Preparação de Amostras também do Departamento de Petrologia e Metalogenia.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL

### Província estanífera de Rondônia

A província estanífera de Rondônia situa-se na porção sudoeste do Cráton Amazônico e abrange parte da porção setentrional do estado de Rondônia e o extremo noroeste do estado do Mato Grosso. A província inclui rochas relacionadas com as províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignacio e

Sunsás-Aguapeí de Tassinari & Macambira (1994) (Figura 1). As suítes dos granitos estaníferos estão associadas com o desenvolvimento das províncias Rondoniana-San Ignacio (1,56-1,30 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1,20-0,95 Ga) (Bettencourt et al., 2010a; Teixeira et al., 2010).



**Figura 1.** Mapa geológico Simplificado da Província Estanífera de Rondônia e áreas adjacentes (retirado de Bettencourt 1999).

As unidades litoestratigráficas mais antigas e relacionadas com a província Rio Negro-Juruena são: Complexo Jamari (1,76-1,73 Ga) composto principalmente por gnaisses tonalíticos e granodioritos, sequências metavulcanossedimentares Mutum-Paraná e Igarapé Lourdes (ca. 1,73 Ga), sequência metassedimentar Quatro Cachoeiras (1,67-1,57 Ga) e granitos rapakivi, charnoquitos, gabros e respectivos ortognaisses da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,57-1,53 Ga) (Tassinari et al., 1996; Scandolara, 2006; Quadros e Rizzotto, 2007).

As unidades litoestratigráficas relacionadas com a província Rondoniana-San Ignacio são: gnaisses graníticos e granulitos charnoquíticos da Suíte Intrusiva Rio Crespo (ca. 1,50 Ga) (Bettencourt et al., 2006) e granitos do tipo-A não deformados e rochas associadas das suítes intrusivas Teotônio (1,38-1,37 Ga), Santo Antônio (ca. 1,37 Ga), Alto Candeias (1,34-

1,33 Ga) e São Lourenço-Caripunas (1,31-1,30 Ga) (Bettencourt et al., 1999; Bettencourt et al., 2010b). As três primeiras suítes são interpretadas como formadas em ambiente intraplaca no início do desenvolvimento da província, enquanto as duas últimas em ambiente pós-colisional (Bettencourt et al., 2010a). Depósitos primários de estanho sob a forma de lentes de greisen e veios de quartzo ocorrem associados com a Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas, mais especificamente com os biotita granitos do distrito São Lourenço-MACISA (Bettencourt et al., 1995; Leite Júnior et al., 2013).

As unidades litoestratigráficas relacionadas com o desenvolvimento da Província Sunsás-Aguapeí são: Formação Nova Floresta (1,19-1,06 Ga), Suíte Intrusiva Santa Clara (1,08-1,07 Ga), Formação Palmeiral (< 1,03 Ga) e Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (0,99-0,97 Ga) (Bettencourt et al., 1999; Quadros e

Rizzotto, 2007; Teixeira et al., 2010). São interpretadas como formadas em domínio cratônico, em regime de extensão continental, durante as fases de construção de margem continental passiva (Formações Nova Floresta e Palmeiral), orogenética – orogênese colisional Sunsás (Suíte Intrusiva Santa Clara) e pós-colisional (Suíte Granitos Últimos de Rondônia) (Teixeira et al., 2010).

As suítes intrusivas Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia detêm os principais depósitos primários e secundários da província estanífera de Rondônia. Apresentam características litológicas muito semelhantes, com as presenças de subsuítes precoces e dominantes em área, constituídas por biotita e/ou hornblenda granitos porfiríticos e equigranulares metaluminosos, seguidas por subsuítes tardias e pouco expressivas em área, uma de natureza peralcalina e outra peraluminosa (Bettencourt et al., 1999; Leite Júnior et al., 2000). Os depósitos primários de estanho do tipo greisen e veios de quartzo ocorrem espacial e temporalmente associados com a subsuíte peraluminosa em ambas as suítes (Leite Júnior et al., 2000). As rochas dominantes nas subsuítes peraluminosas são: biotita granitos porfiríticos e equigranulares e Li-mica  $\pm$  topázio granitos, além de topázio riólitos e topazitos (Leite Júnior et al., 2000, 2002, 2003, 2005; Sparrenberger, 2003). A mina Bom Futuro ocorre no domínio da Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia e contém representantes litológicos das subsuítes peralcalina e peraluminosa no atual nível de erosão. Os tipos litológicos reconhecidos da subsuíte peralcalina são biotita-hornblenda microssienito, sienito pórfiro e traquito e da subsuíte peraluminosa são biotita granitos equigranulares, Li-mica topázio granitos e riólitos, cujos depósitos primários de estanho associados são greisens, pegmatitos e veios de quartzo (Leite Júnior et al., 2003, 2005, 2008; Souza, 2003; Souza e Botelho, 2002).

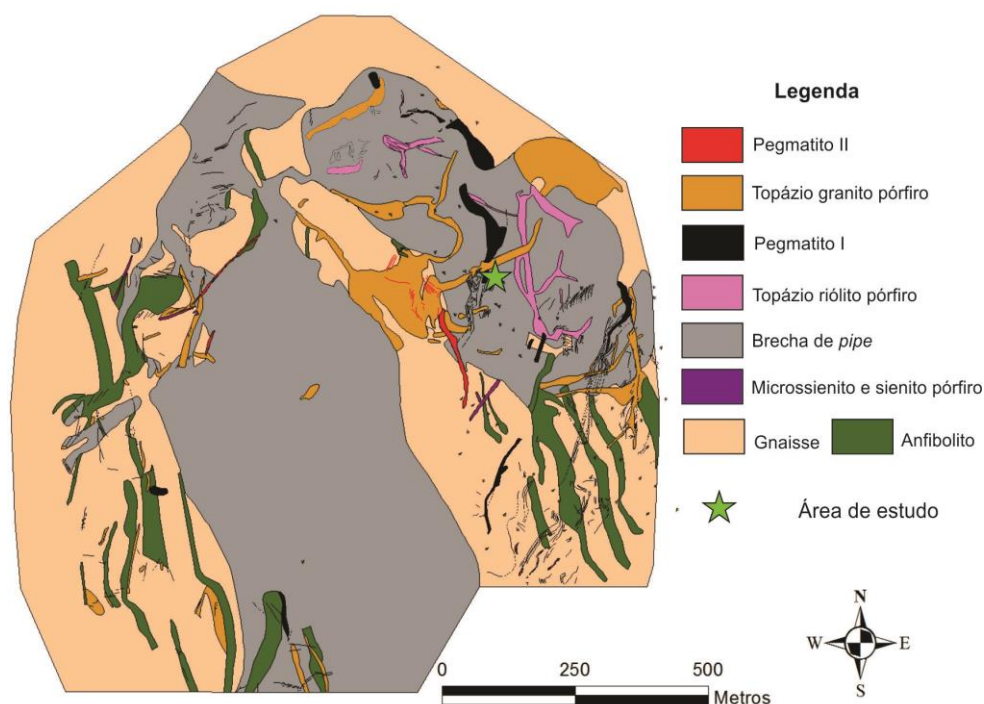
### **Mina Bom Futuro**

A geologia da região da mina Bom Futuro é ainda pouco conhecida. Os trabalhos se restringem principalmente aos morros

Palanqueta e Bom Futuro e áreas circunvizinhas. Os primeiros trabalhos são de Silva et al. (1995; 1997) que identificaram a presença de albita granitos e greisens mineralizados em estanho e sulfetos de metais base no morro Palanqueta e de Villanova & Franke (1995) que reconheceram, no morro Bom Futuro, gnaisses, anfibolitos, riólitos, granitos pórfiros e dois centros vulcânicos brechados, assim como veios e vênulas de quartzo mineralizados em estanho, os quais ocorrem dispostos em padrões anelares e entrelaçados (*stockwork*). Estudos geológicos adicionais no morro Palanqueta foram desenvolvidos por Souza e Botelho (2002), Souza (2003), Leite Júnior et al. (2005), Oliveira (2005), entre outros.

Bettencourt et al. (1995) apresentam um mapa geológico do morro Bom Futuro na escala 1:500, no qual discriminam as áreas com ocorrências de gnaisses e anfibolitos, brechas polimíticas, diques de topázio granitos e riólitos e sistemas de veios de quartzo e de pegmatito subparalelos e anelares e em *stockwork* mineralizados em estanho (Figura 2).

Gnaisses e anfibolitos orto e paraderivados foram estudados por Souza (2003) no morro Bom Futuro. Os gnaisses são bandados e dominantes em área, enquanto os anfibolitos ocorrem sob a forma de corpos lenticulares. Os biotita ortognaisses são cinza rosados e de composição variando de monzogranítica a sienogranítica, já os paragnaisses são cinza e dois tipos petrográficos são reconhecidos: biotita gnaisse e granada biotita gnaisse. Os orto-anfibolitos apresentam textura granoblástica e granolepidoblástica de granulação média a grossa, com composição a base de hornblenda, andesina e por vezes de biotita. Já os para-anfibolitos têm textura porfiroblástica, com agregados de cristais de granada, em matriz composta principalmente por hornblenda e biotita. Os orto-anfibolitos apresentam características químicas de basalto toleítico intraplaca, enquanto os para-anfibolitos podem representar camadas pelito-carbonosas associadas aos protólitos sedimentares dos paragnaisses (Souza, 2003).



**Figura 2.** Mapa geológico do morro Bom Futuro com a identificação da área de estudo (modificado de Bettencourt 1995).

Leite Júnior et al. (2002a) identificaram diques de biotita-hornblenda microssienito e biotita sienito pórfiro (ver também Barreto, 2010). Diques de traquito foram também reconhecidos por Souza (2003) e a idade U-Pb de  $1.001 \pm 5,2$  obtida pelo método ID-TIMS em zircão foi interpretada como idade de cristalização (Souza et al., 2007). Para Dias (2012), tais rochas são, aparentemente, produto do primeiro evento ígneo que ocorreu no morro Bom Futuro.

Villanova & Franke (1995) definiram dois centros vulcânicos brechados. Souza (2003) sugeriu um formato aproximadamente cilíndrico para os corpos brechados, com 70 a 80% do volume constituído por fragmentos e o restante por matriz composta por agregados microcristalinos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, principalmente. Para Dias (2012), trata-se de brechas polimíticas suportadas por clastos com pouca ou nenhuma matriz. Os contatos são bruscos e discordantes tanto em relação aos gnaisses e anfibolitos, quanto aos diques de rochas de composição intermediária. As brechas de *pipe* são as rochas encaixantes principais do pegmatito estudado nesse trabalho.

Topázio riólitos foram primeiramente reconhecidos por Villanova e Franke (1995) e descritos também por Leite Júnior et al.

(2002b). Os topázio riólitos ocorrem como diques com dimensões e atitudes variadas nas porções leste e norte do morro Bom Futuro. O dique de maior expressão em área e também hospedeiro do pegmatito em estudo tem atitude NS/subvertical e espessura de aproximadamente 10 metros. Facies brechóides aparecem tanto no endocontato como no exocontato desses diques (cf. Leite Júnior et al., 2004).

Pelos menos duas fases de mineralização estanífera são reconhecidas no morro Bom Futuro, com idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em zinnwaldita de  $994 \pm 3$  Ma e  $993 \pm 3$  Ma e relacionadas com lentes, diques, veios e vênulas de pegmatito e/ou de quartzo (Leite Júnior et al., 2003, 2004; Bettencourt et al., 2005). A fase mais antiga e de maior importância econômica, congrega os corpos mais expressivos de pegmatito, os quais constituem um sistema de lentes, diques, veios e vênulas anelares e subparalelos, com mergulhos variando de  $30^\circ$  a  $50^\circ$  (Villanova e Franke, 1995; Leite Júnior et al., 2008; Dias, 2012).

As lentes, diques, veios e vênulas de pegmatito apresentam no geral um zoneamento bem distinto (Leite Júnior et al., 2008; Dias, 2012), sendo aparentemente bem mais variado nos corpos menores (Dias, 2012). Uma zona externa de alteração hidrotermal (salbanda) de

coloração cinza escura e de espessura de até 20 cm é notada na maioria dos corpos de pegmatito (Dias, 2012; Foster, 2012). A cassiterita aparece mais frequentemente associada com a zona do quartzo e topázio ou formando leitos maciços (< 10,0 cm) nas paredes dos corpos maiores (Barreto, 2010; Dias, 2012). A fluorita é onipresente e os sulfetos (esfalerita, pirita, galena, calcopirita) são reconhecidos principalmente nos veios maiores associados também com a zona do quartzo e topázio (Souza et al., 2003; Leite Júnior et al., 2008; Dias, 2012). Para Souza et al., (2003), a temperatura mínima de cristalização da cassiterita nos veios do morro Bom Futuro é, com base em estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis, de aproximadamente de 400 °C.

Topázio granitos são bem mais frequentes que os topázio riólitos no atual nível de erosão. Ocorrem como diques radiais e anelares, com atitudes e espessuras variadas (< 10,0 metros), aparentemente associados a um *plug* central (Leite Júnior et al., 2003; 2006). Fácies brechóides ocorrem também tanto no encontro como no exocontato desses diques e, em alguns casos, sugerem que processos de *stoping* foram

também importantes na intrusão dessas rochas (Leite Júnior et al., 2003, 2004).

Diques, veios e vênulas de pegmatito e de quartzo da fase mais jovem da mineralização estanífera (fase II) formam também sistema de veios anelares e subparalelos com atitude aparentemente semelhante ao sistema anterior, assim como estruturas tipo *stockwork* e corpos quartzosos maciços, que são bem mais evidentes nas partes norte e central do morro Bom Futuro (Leite Júnior et al., 2008; Sacomano, 2008; Dias, 2012). Os corpos maiores são aparentemente menos expressivos que os da fase anterior (< 1,5 m de espessura), mas são também maciços ou zonados e apresentam uma mineralogia principal semelhante (Sacomano, 2008; Foster, 2012). Esses pegmatitos representam a última fase magmática reconhecida no morro Bom Futuro (Dias, 2012).

Vênulas de argila constituem estruturas tipo *stockwork* e são mais evidentes quando alojadas nos sienitos pórfiros, topázio riólitos e nos topázio granitos. Essas vênulas provavelmente compostas por argilominerais do grupo da caulinita devem representar umas das fases do sistema pós-magmático que atuou no morro Bom Futuro.

## GEOLOGIA E MINERALOGIA DO PEGMATITO CASCAVEL

### Geologia

O pegmatito Cascavel (fase I) situa-se na porção NE do morro Bom Futuro e inclui um corpo principal lenticular e um enxame de diques, veios e vênulas subordinado. O corpo principal tem uma dimensão atual de cerca de 200 m de comprimento, 8 m de espessura máxima e uma profundidade ainda desconhecida. As rochas hospedeiras no atual nível de lavra são brechas de *pipe* e topázio riólito pórfiro (Figura 3, Foto 1). O pegmatito Cascavel é cortado por dique de topázio granito pórfiro, que por sua vez é recortado, assim como as rochas anteriores, por diques, veios e vênulas de pegmatito (fase II) e por vênulas de argila. Os corpos do pegmatito Cascavel são maciços ou zonados internamente, apresentam uma atitude geral NNW/35° ENE e contatos bruscos com as rochas hospedeiras. Esses contatos são no geral balizados por zona de

alteração hidrotermal de cor cinza escura e de espessura variável.

Três zonas internas bem distintas foram reconhecidas na lente principal. Uma provável quarta zona não foi observada, mas segundo os mineiros, um leito de até 10 cm de espessura de cassiterita maciça ocorre de modo descontínuo junto ao muro do pegmatito. As zonas constituem leitos ou camadas subconcordantes entre si e com os limites da própria lente. São aparentemente descontínuas e não apresentam uma posição espacial definida em relação ao muro e teto do corpo em toda extensão da cava. As espessuras são variadas e os contatos internos são bruscos, embora porção de uma zona seja também observada no interior de outra.

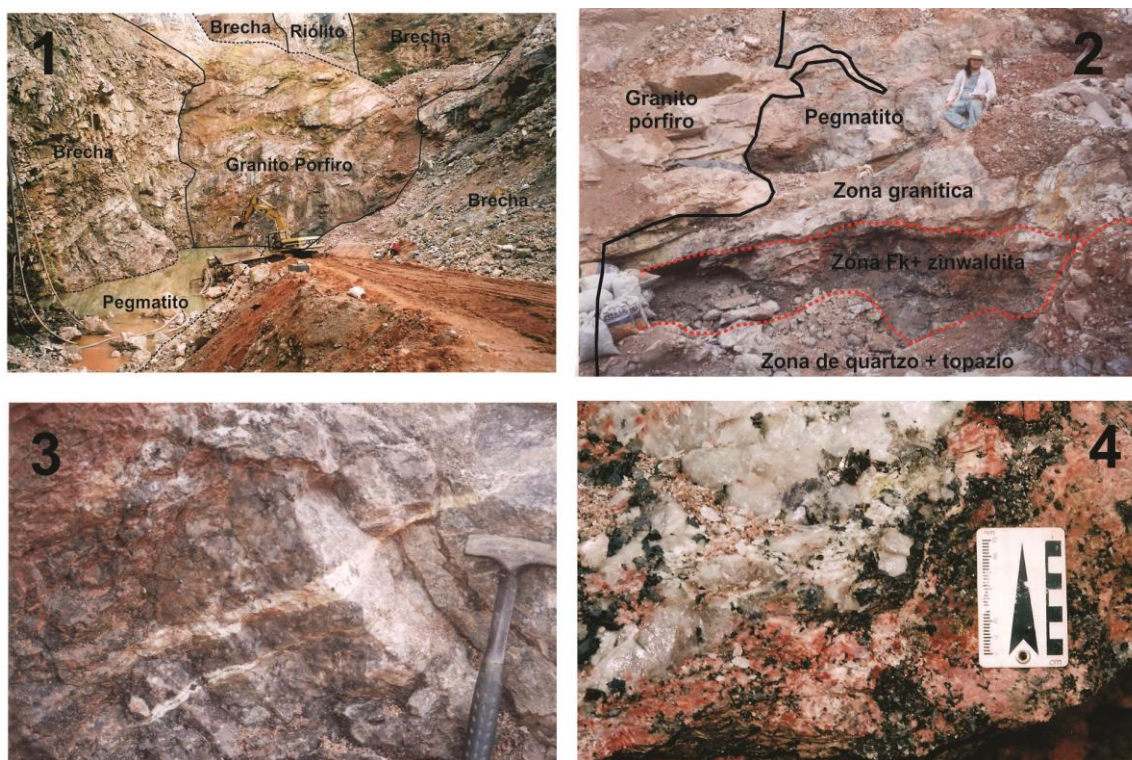
As zonas foram definidas com base na associação mineralógica essencial, são elas: 1) zona do quartzo e topázio; 2) zona do feldspato alcalino e Li-mica; e 3) zona granítica (quartzo



e feldspato alcalino). Na seção estudada com detalhe, a disposição espacial dessas zonas é a seguinte (Figura 3, Foto 2): a zona do quartzo e topázio ocorre junto ao muro e a zona granítica junto ao teto e, entre as duas, aparece a zona do feldspato alcalino e Li-mica.

A zona do quartzo e topázio, com espessura de até 3 m, tem coloração cinza esbranquiçada a branco amarelado e apresenta aparentemente uma estrutura maciça e granulação variando de grossa a muito grossa e até gigante, mas muitas vezes de difícil identificação devido aos sistemas cerrados de fratura. Macroscopicamente, a zona é composta por quartzo cinza claro a leitoso e topázio cinza esbranquiçado e amarelo claro em proporções variadas, com feldspato alcalino, Li-mica, cassiterita em quantidades bem menores. A

zona do feldspato alcalino e Li-mica (com espessura de até 1,5 m) tem cor rosa avermelhada com pontos ou manchas negras, estrutura maciça e granulação grossa a muito grossa ou mesmo gigante (?), sendo composta principalmente por esses mesmos minerais, além de quartzo e topázio em proporções subordinadas (Figura 3, Foto 3). Já a zona granítica (ca. 1,5 metros de espessura) apresenta coloração cinza claro, estrutura maciça, granulação média a grossa e composta essencialmente por quartzo, feldspato alcalino, com Li-mica e topázio em quantidades subordinadas (Figura 3, Foto 4). Fluorita e sulfetos (esfalerita e calcopirita, principalmente) são mais facilmente reconhecidos nas duas primeiras zonas.

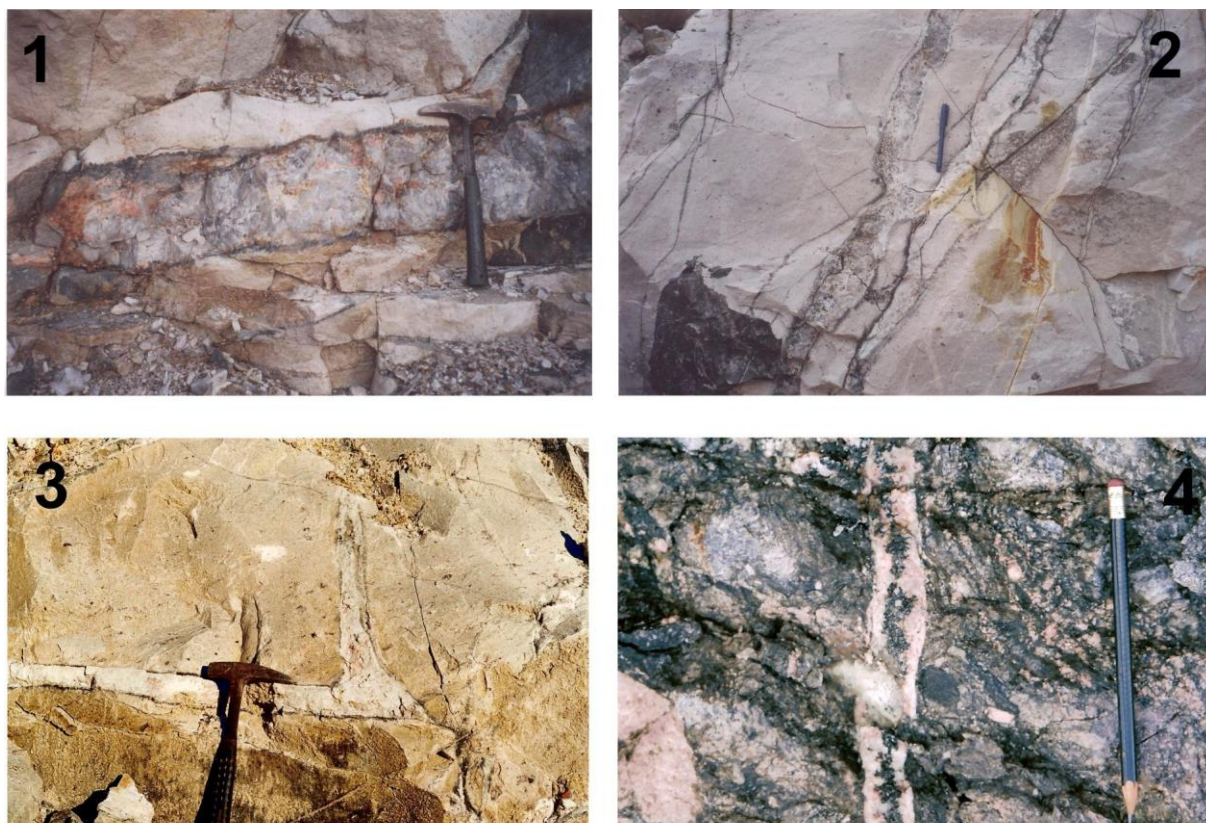


**Figura 3.** Foto 1- Vista geral da cava Cascavel, tomada de norte para sul. Em primeiro plano tem-se a bancada inferior, com pegmatito principal não visível (abaixo da lâmina de água) e brecha de pipe nas paredes da cava. Ao fundo, “muro” de topázio granito, bancada superior (seção de estudo) e dique de topázio riólito; Foto 2 - Vista parcial do pegmatito estudado com a disposição espacial das zonas identificadas, do muro para o teto: zona do quartzo e topázio, zona do feldspato potássico e mica e zona granítica. Notar contato brusco com dique de topázio granito pórfiro e apófise desse granito no pegmatito; Foto 3 - Zona granítica maciça composta por quartzo cinza, microclínio róseo, mica e topázio (não identificado na foto), cortada por vênulas com estruturas maciça e concêntrica de fase posterior. Foto 4 - Massa de quartzo cinza a branco leitoso com topázio, microclínio e mica da zona do quartzo e topázio em contato brusco com a zona do feldspato potássico e mica composta principalmente por agregado de grão grosso de microclínio róseo avermelhado e de mica preta.



Os diques, veios e vênulas associados com a lente principal apresentam estruturas e composições mais variadas. As estruturas são maciças ou zonadas (zonas acamadadas ou concêntricas). Os tipos maciços apresentam composições semelhantes a uma das zonas descritas no pegmatito principal ou mesmo composições monominerálicas. Uma variação lateral na composição desses corpos não é incomum. Assim, têm-se diques, veios e vênulas maciços e compostos essencialmente

por quartzo e feldspato ou quartzo e topázio ou feldspato e Li-mica, assim como constituídos predominantemente por quartzo ou topázio ou feldspato ou Li-mica (Figura 4 Foto, 1, 2 e 3). Os tipos acamadados ou concêntricos mostram uma combinação de pelo menos dois leitos de composições distintas, sendo que nos tipos concêntricos esses leitos têm uma distribuição espacial simétrica em relação às paredes dos corpos (Figura 4, Foto 4).



**Figura 4.** Foto 1 - Veio de pegmatito maciço e de composição granítica no topázio riólito pórfiro; Foto 2 - Veios de pegmatito maciços de composição granítica hospedados no topázio riólito pórfiro, com vênula subsidiária de composição variando de feldspática a quartzosa ao longo do comprimento; Foto 3 - Vênula maciça composta de quartzo e topázio no topázio riólito pórfiro; Foto 4 - Vênula com zoneamento concêntrico na brecha de pipe, os leitos das margens são composto de quartzo e feldspato potássico e o núcleo de mica, predominantemente.

### Mineralogia

A composição mineralógica essencial do pegmatito Cascavel é relativamente simples. Os minerais essenciais são facilmente reconhecidos à vista desarmada e definem, em função da quantidade presente, zonas internas bem distintas tanto na lente principal como nos corpos menores associados, são eles: quartzo, feldspato alcalino, Li-mica e topázio. Os minerais em quantidades mais subordinadas como cassiterita, esfalerita, calcopirita, pirita e

galena também são reconhecidos a olho nú ou com auxílio de lupa de mão, enquanto os minerais acessórios como zircão, monazita, uraninita, wolframita, uraninita, columbita-tantalita, rutilo niobífero e estanita são identificados com auxílio de microscópio óptico e/ou eletrônico de varredura.

### Quartzo

O quartzo ocorre principalmente nas zonas granítica e do quartzo e topázio. Na zona



granítica os cristais são cinza, anédricos e de granulação grossa a muito grossa. Já na zona do quartzo e topázio a cor varia de cinza a branco leitoso e a granulação de grossa a muito grossa. O hábito é predominantemente anédrico, embora os cristais sejam de difícil individualização no campo devido a intensa cataclase que a rocha foi submetida. Contudo, não se descarta também a presença de cristais euédricos prismáticos de dimensão variando de muito grosso a gigante.

### **Feldspato alcalino**

Feldspato alcalino aparece predominantemente nas zonas granítica e do feldspato alcalino e Li-mica. Na zona granítica os cristais são róseos claros, anédricos a subédricos e de granulação média a grossa, enquanto que na zona do feldspato alcalino e Li-mica a cor é rósea avermelhada (cor de carne) e os cristais são aparentemente anédricos e subédricos de grão grosso a muito grosso, aqui também são de difícil individualização no campo. Como no caso do quartzo, a presença de cristais subédricos ou euédricos tabulares gigantes não é descartada. Ao microscópio trata-se de microclínio pertítico, com albita pertítica muito fina e disseminada pelo cristal. A geminação em grade é bem desenvolvida e normalmente os cristais mostram-se manchados pela presença provavelmente de inclusões submicroscópicas de hematita e/ou de argilominerais.

### **Li-mica**

A Li-mica é preta a vista desarmada e ocorre sob a forma agregados de vários cristais subédricos nas três zonas identificadas, sendo que os cristais mais desenvolvidos, com granulação grossa a muito grossa, aparecem nas zonas do quartzo e topázio e do feldspato alcalino e Li-mica. Ao microscópio mostra cores de pleocroísmo variando do amarelo alaranjado ao amarelo pálido/incolor e contém inclusões de minerais acessórios como minerais opacos, zircão e monazita, esses dois últimos com halos pleocróicos bem desenvolvidos.

Trata-se de Li-mica provavelmente do grupo da zinnwaldita (cf. Lowell e Ahl, 1997; Souza, 2003).

### **Topázio**

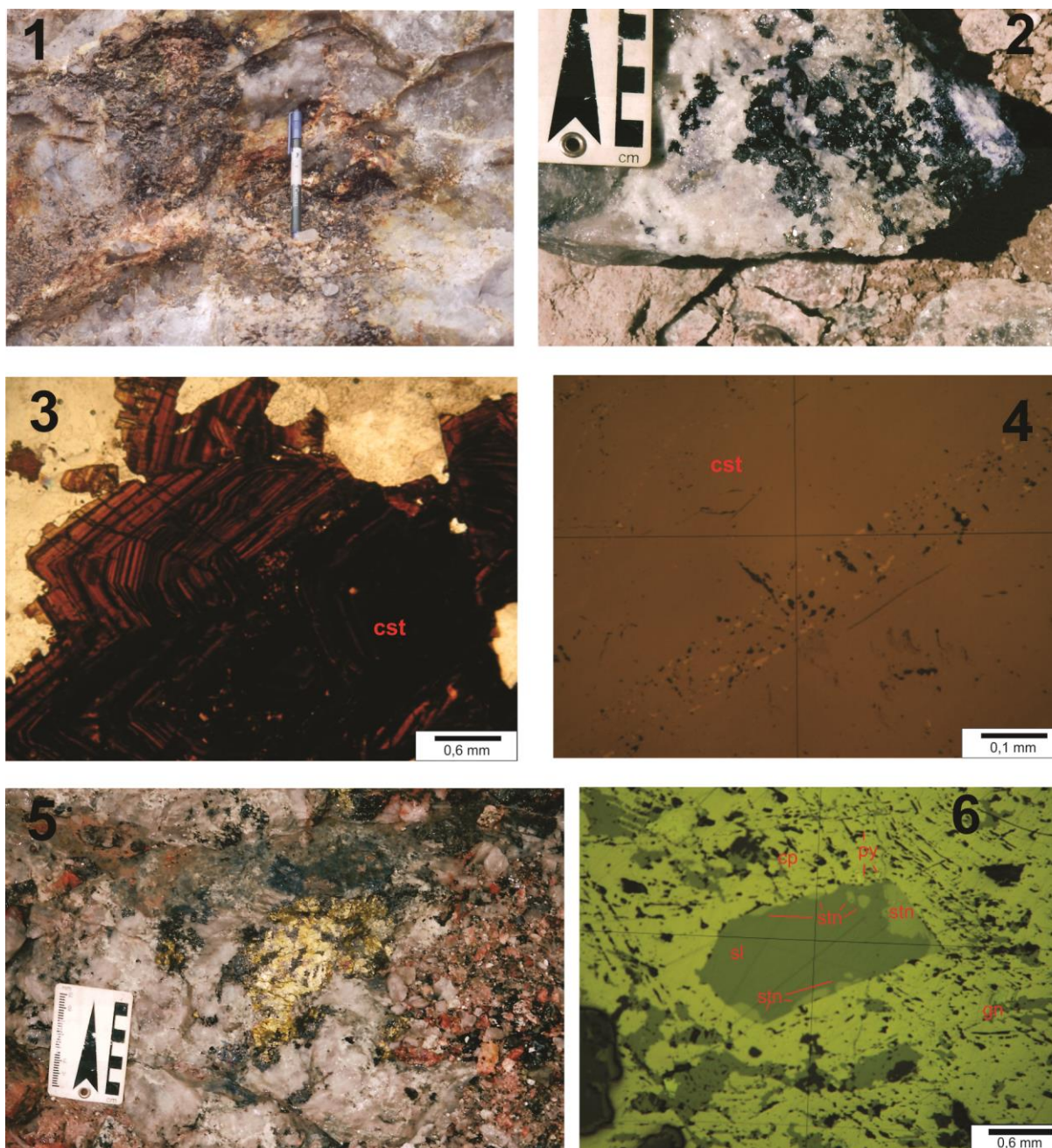
O topázio ocorre principalmente na zona do quartzo e topázio como cristais ou agregados de cristais brancos ou amarelo esbranquiçados. A granulação varia aparentemente de média a muito grossa e a forma dos cristais de anédrica a subédrica prismática, sendo que nesse caso arranjos radiados são muitas vezes observados. Fragmento solto de cristal prismático gigante de topázio (ca. 20 cm) de cor amarelo claro foi encontrado na área de estudo, indicando que cristais dessa dimensão não devem ser raros zona do quartzo e topázio.

### **Cassiterita**

A cassiterita ocorre principalmente na zona do quartzo e topázio como agregados de cristais disseminados ou constituindo pequenos buchos (< 20 cm de dimensão) distribuídos de modo irregular pela rocha (Figura 5, Foto 1). Macroscopicamente, os cristais são anédricos e subédricos (bipiramidais tetragonais) de coloração preta e de granulação média a grossa (Figura 5, Foto 2). Ao microscópio, a cassiterita mostra-se zonada, com bandas com cores variando de castanho claro ao castanho avermelhado e até castanho escuro (Figura 5, Foto 3). A cassiterita contém inclusões de columbita-tantalita (Figura 5, Foto 4) e de rutilo niobífero.

### **Sulfetos**

Os sulfetos ocorrem preferencialmente na zona do quartzo e topázio como segregações de cristais de granulação média a grossa (Figura 5, Foto 5). Os principais sulfetos reconhecidos são esfalerita, calcopirita, pirita e galena. Macroscopicamente a esfalerita é de cor preta, mas ao microscópio é castanha avermelhada e contém inclusões de estanita sob a forma de estrela (Figura 5, Foto 6).



**Figura 5.** Foto 1 - Buchos de cassiterita na zona do quartzo e topázio; Foto 2 - Agregados de cristais de cassiterita na zona do quartzo e topázio; Foto 3 - Fotomicrografia de cassiterita zonada, dada pela alternância de bandas submilimétricas de coloração castanho avermelhado e castanho escuro. Luz transmitida com nicóis paralelos; Foto 4 - Fotomicrografia de inclusões orientadas de tantalita-columbita (ta-nb) nem cristal de cassiterita (cst). Luz refletida com nicóis paralelos; Foto 5 - Agregado de cristais de sulfetos (calcopirita e esfalerita) de grão grosso na zona do quartzo e topázio; Foto 6 - Fotomicrografia de agregado de cristais de calcopirita (cp) e esfalerita (sl), com pirita (py), galena (gn) e estanita (stn) em quantidades mais subordinadas. Luz refletida com nicóis paralelos.

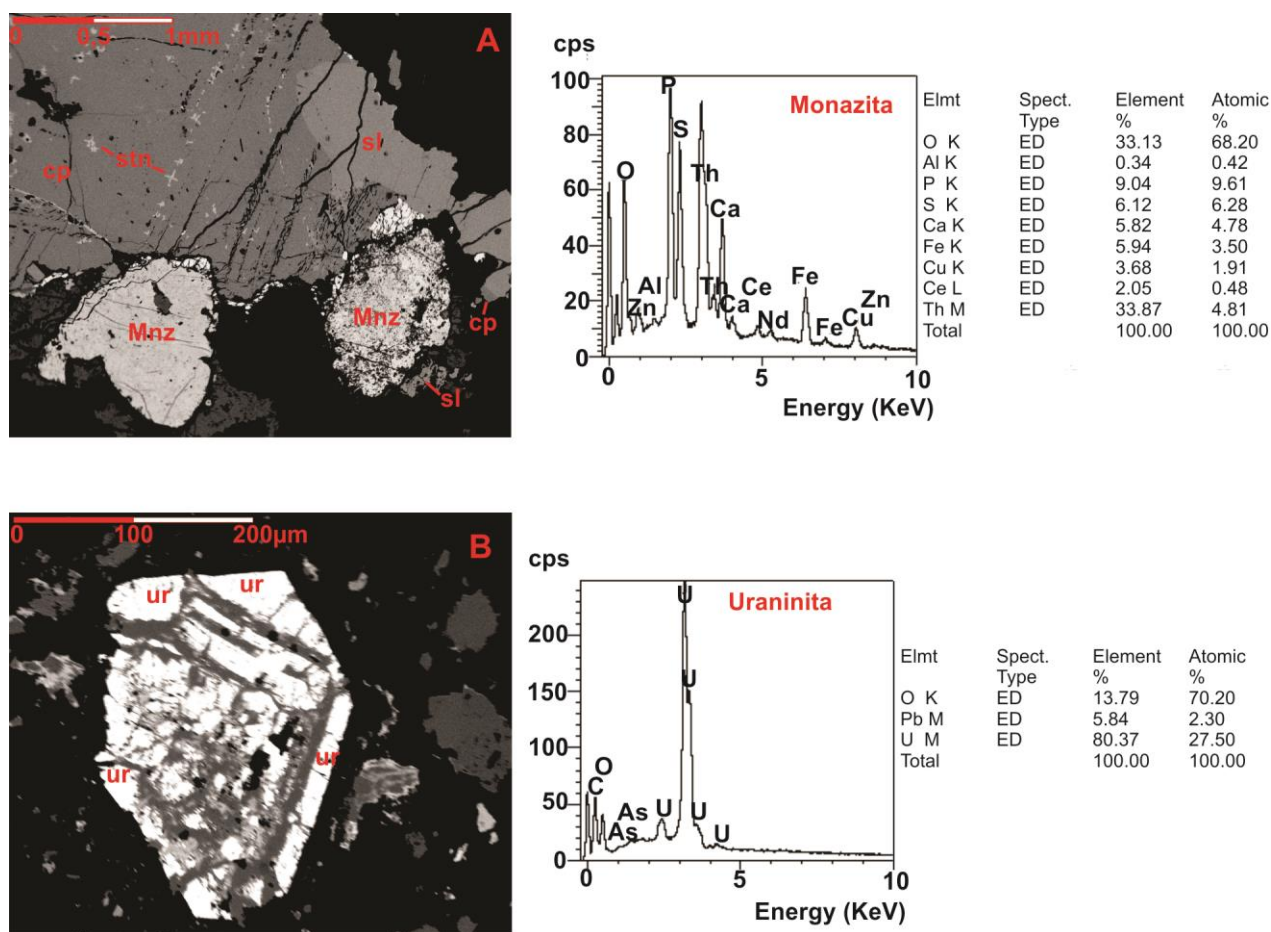
### **Zircão, Monazita, Uraninita e Wolframita**

Zircão, monazita, uraninita e wolframita são os outros minerais acessórios reconhecidos também no pegmatito principal. Zircão e monazita ocorrem como diminutos cristais inclusos nos minerais essenciais (quartzo,

microclínio, topázio e Li-mica), sendo que na Li-mica aparecem com halos pleocróicos. A monazita é aparentemente rica em tório, podendo se tratar de cheralita (Figura 6, Foto e espectro 1). A uraninita ocorre de forma disseminada como cristais subédricos

parcialmente substituídos por material ainda não identificado (Figura 6, Foto e espectro 2).

Já a wolframita foi identificada apenas em concentrados de minerais pesados.



**Figura 6.** A - imagem de MEV com espectro e dados elementar de cristais de Monazita junto a massa de sulfetos composta de esfalerita e calcopirita contendo stars de estanita; B - imagem de MEV com espectro e dados elementar de cristal subédrico de uraninita.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os depósitos primários de estanho no morro Bom Futuro são descritos como enxames de veios subparalelos e anelares e em *stockwork* de quartzo (Villanova & Franke, 1995), quartzo-topázio (Souza, 2003) e de quartzo e pegmatito (Leite Júnior et al., 2008). Os estudos geológicos desenvolvidos no pegmatito Cascavel confirmam as duas fases de mineralização estanífera identificadas no morro Bom Futuro (Bettencourt et al., 2005), ou seja, uma anterior e outra posterior a colocação dos topázio granitos pórfiros (Leite Júnior et al., 2003). Porém, ambas são consideradas nessa pesquisa como representadas por corpos de pegmatito, incluindo-se aqui os de composição tipicamente granítica, bem como aqueles

constituídos principalmente por quartzo e topázio, feldspato alcalino e Li-mica, quartzo e Li-mica ou mesmo por quartzo, feldspato alcalino, topázio ou Li-mica (*sensu* London, 2008).

As características estruturais, texturais e mineralógicas indicam que os pegmatitos do morro Bom Futuro são do tipo complexo e zonado (Landes, 1933 em London, 2008) e podem ser incluídos na classe dos pegmatitos a elemento-raro de Černý & Ercit (2005). Li-mica (zinnwaldita) e cassiterita são os principais minerais de elementos raros identificados nesses pegmatitos (Lowell e Ahl, 1997; Souza, 2003, Sacomano, 2008). Além desses, columbita-tantalita, rutilo niobífero,



zircão e monazita foram também reconhecidos no pegmatito Cascavel. O topázio como um mineral típico dos pegmatitos a elemento-raro é também comum no pegmatito Cascavel e na maioria dos pegmatitos do morro Bom Futuro. Zonas internas são reconhecidas no pegmatito Cascavel (ver abaixo), assim como nos veios com quartzo e topázio (Souza, 2003) e nos veios de quartzo e Li-mica (Sacomano, 2008).

Os pegmatitos do morro Bom Futuro têm afinidades geoquímicas com os pegmatitos da família LCT (Lítio-Césio-Tântalo) de Černý (1991), face à presença principalmente dos minerais zinnwaldita, cassiterita e columbita-tantalita e ausência de piroxênio e anfibólio sódicos típicos da família NYF (Nióbio-Ytrio-Flúor). Os pórfiros graníticos espacialmente associados com esses pegmatitos mostram caráter peraluminoso e, segundo Leite Júnior et al. (2002), são rochas graníticas subvulcânicas de colocação tardia e são incluídas na Suíte Granitos Últimos de Rondônia, cujos granitos apresentam características geoquímicas de granitos tipo A e intraplaca e não de granitos tipos I ou S (Bettencourt et al., 1999; Souza, 2003). Assim, os pegmatitos e pórfiros graníticos do morro Bom Futuro são considerados nessa pesquisa como intrusões contemporâneas em ambiente subvulcânico e de natureza peraluminosa, com provável vínculo genético em comum com plúton granítico em profundidade.

Os pegmatitos da primeira fase são aparentemente os mais importantes economicamente, não só pelas dimensões dos corpos principais (alguns metros de espessuras e algumas centenas de metros de extensão), como também pelos teores de estanho da ordem de 880 g/t. O pegmatito Cascavel é dessa fase e tem sido lavrado por vários anos. Três zonas internas foram identificadas na lente principal com base na textura e mineralogia essencial, mas sem uma definição temporal entre elas. As zonas são da lapa para capa: zona do quartzo e topázio, zona do feldspato alcalino e Li-mica e zona granítica. Essas zonas individualmente formam também corpos menores (diques, veios e vênulas) que ocorrem espacialmente associados à lente principal.

A origem e o zoneamento faciológico dos pegmatitos têm sido debatidos por várias décadas (ver London, 2008 e referências

citadas), mas com as opiniões se convergindo no sentido que os pegmatitos são basicamente produto de processos magmáticos e que os minerais de minério presentes também fazem parte do processo de cristalização dos magmas (ver p. ex., Černý, 1991, London, 1992, Linnen, 1998). Segundo London (1992), a cristalização fracionada em desequilíbrio durante o *liquidus undercooling* (resfriamento abaixo do *liquidus*) parece ser a melhor hipótese para explicar a cristalização de pegmatitos graníticos. Para esse autor, o grau do *liquidus undercooling* e a concentração de quartzo, feldspato e de componentes fundentes, particularmente H<sub>2</sub>O, B, P e F, governam o desenvolvimento das texturas através do controle da nucleação e crescimento dos cristais.

A cassiterita aparece mais concentrada na zona do quartzo e topázio, como cristais e/ou pequenos buchos disseminados pela rocha. A cor preta, o hábito bipiramidal tetragonal e as inclusões frequentes de columbita-tantalita são características típicas de cassiteritas associadas com pegmatito (ver p. ex., Smirnov, 1976; Murciego et al., 1987). Já o zoneamento interno dos cristais é marcante, com cores variando do castanho claro ao escuro, provavelmente relacionado com a variação dos teores de elementos como Ti, assim como Fe, Nb e Ta (ver p. ex. Souza, 2003). Esses elementos são mais enriquecidos nas zonas com cores relativamente mais escuras (castanho avermelhado e castanho escuro). Para Pereira et al. (2008), os teores relativamente altos em Nb e Ta, assim como o predomínio de inclusões de minerais de Nb-Ta representa um indicador seguro da origem pegmatítica da cassiterita. Esse deve ser o caso da cassiterita do pegmatito Cascavel.

Linnen et al., (1992) revelam uma tendência de enriquecimento em estanho para as fácies mais ricas em álcalis e mais pobres em sílica no complexo aplito-pegmatítico Nog Sua (Tailândia). Estudos experimentais demonstram que a solubilidade da cassiterita em magmas graníticos decresce com a diminuição da temperatura e das razões (Na/K)/Al e Na/K, assim como com o aumento da atividade de oxigênio (ver p. ex., Taylor & Wall, 1992; Linnen et al., 1995, 1996). Para Linnen et al. (1995, 1996), a saturação da cassiterita em magmas graníticos altamente diferenciados e



ricos em fluor (temperatura do *solidus* ca 650 °C ou menor) ocorre com o aumento da atividade do oxigênio, em condições  $fO_2$  de duas ou mais unidades logarítmicas acima do tampão FMQ (faialita-magnetita-quartzo), para teores de  $SnO_2$  abaixo de 400 ppm. Assim, embora a maior incorporação do estanho nos magmas mais ricos em Na possa ser explicada pela maior estabilidade do suposto complexo  $Na_2SnO_2$  na estrutura do magma (Taylor & Wall, 1992), tal hipótese não se aplica para a zona do quartzo e topázio do pegmatito Cascavel. Nesse caso, acredita-se que os fluoro-complexos de estanho foram mais importantes no transporte de estanho e concentração da cassiterita nessa zona.

Segundo London (2008), uma das mais importantes descobertas no estudo dos pegmatitos é que as temperaturas de cristalização estão entre 350 °C e 450 °C, as quais são 200 °C a 300 °C mais baixas que as

temperaturas do *líquidus* para as suas respectivas composições magmáticas. Estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis em veio de quartzo, topázio e zinnwaldita no morro Bom Futuro revelam uma temperatura mínima de formação do veio em torno de 400 °C e uma pressão litostática máxima de 0,5 kbar (ca. 1 km de profundidade) (Souza, 2003). Tais condições são compatíveis para pegmatitos formados em ambiente subvulcânico, embora London (2008) adverte que a maioria das inclusões fluidas nos pegmatitos é de natureza secundária e, portanto, não são apropriadas para a definição das condições de origem dos minerais nessas rochas, principalmente com relação às pressões de formação. Pegmatitos com as características do pegmatito Cascavel são raros na literatura e, portanto, demandam mais estudos para uma melhor compreensão sobre suas gêneses.

## AGRADECIMENTOS

À CAPES, pela bolsa de estudos e o apoio à pesquisa, em à equipe da Cooperativa de Garimpeiros de Santa Cruz, COOPERSANTA/COOPERMETAL pelo apoio aos trabalhos de campo e à Érica Martini Tonetto, técnica responsável pelo MEV do IG da UNICAMP

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. BARRETO, J. **Geologia do alvo Zé Gordo, Mina Bom Futuro, Rondônia**. Rio Claro, 2010, 47 p. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
2. BETTENCOURT, J.S. & DALL'AGNOL, R.; **Symposium on rapakivi granites and related rocks**. Excursion Guide: The rapakivi granites of the Rondonia Tin Province and associated mineralization. IGCP/Project 315, Belém, Brazil. 48p., 1995.
3. BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE, W.B., PAYOLLA, B.L., 1995a. Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province. In: Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., Costi, H.T. (Eds.), **Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Abstract Volume**. Center for Geosciences, Federal University of Pará, Belem, Brazil, pp. 5–16.
4. BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil: I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. **Precambrian Research**, v. 95, p. 41-67, 1999.
5. BETTENCOURT, J.S.; SPARRENBARGER, I.; LEITE JUNIOR, W.B.; PAYOLLA, B.L.; ONOE, A.T.; TOSDAL, R.M.;  $^{40}Ar/^{39}Ar$  Heating Laser System Dating of Zinnwaldite and Muscovite from Tin Deposits of the Rondônia Tin Province, Brazil: Evidence for Multiple Mineralization Episodes in: SIMPOSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1, 2005, Gramado-RS. **Resumos expandidos**. Gramado: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2005, 1 CD ROM.
6. BETTENCOURT, J. S.; PAYOLLA, B. L.; TOSDAL, R.M.; WOODEN, R.M.; LEITE Jr., W.B.; SPARRENBARGER, I.; SHRIMP-RG zircon geochronology of gneiss from the Rio Crespo Intrusive Suite, SW Amazonian craton, Rondônia, Brazil: new insight about protolith crystallization and metamorphic ages. In: South American Symposium on Isotope Geology, V, Punta del Este, Uruguai, Facultad de Agronomia/Facultad de Ciencias, Universidad de la Republica, **Short Papers**, p.49-52, 2006.
7. BETTENCOURT, J. S.; LEITE Jr.; W.B.; RUIZ A.S.; MATOS, R.; PAYOLLA B.L.; TOSDAL, R.M.; The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. **Journal of South American Earth Sciences**, v.29, p. 28-46, 2010a.
8. BETTENCOURT, J.S.; PAYOLLA, B.L.; LEITE JÚNIOR, W.B.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L. LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon geochronology and Sm-Nd isotopes fo granites of the Teotônio and Santo Antônio intrusive suites, SW Amazonian craton, Rondônia, Brazil: new insights about crystallization ages and tectonic implications. In: South America Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília, 1 **CD-Rom**, p. 215-218. 2010b
9. CERNÝ, P. Contrasting geochemistry of two pegmatite fields in Manitoba: products of a juvenile Archean crust an polyeyelie Archean evolution. **Precambrian Research**, v. 45 p. 215-234 1989a.
10. CERNÝ, P. Rare-element granite pegmatites. I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. **Geoscience Canada**, v. 18, p. 49-67, 1991.

11. CERNÝ, P. & ERCIT, T. S. The classification of granitic pegmatites revisited. **Canadian Mineralogist**, v. 43, p. 2005-2026, 2005.
12. DIAS, C. A. T. **Geologia do pegmatito mineralizado em estanho e metais associados (W, Zn, Cu, Pb) da frente de lavra Cascavel, Mina Bom Futuro, Rondônia**. Rio Claro, 2008. 33 p. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
13. FOSTER, P. L. L. **Caracterização petrográfica das zonas de alteração hidrotermal associadas aos pegmatitos da mina Bom Futuro, Rondônia**. Rio Claro, 2012. 80p. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
14. JAHNS, R. H. Internal evolution of granitic pegmatites. In *Granites Pegmatites in Science and Industry* (P. Cerný, ed.). Mineralogical Association of Canada, **Short Course Handbook**, v. 8, p. 293-346, 1982.
15. LANDES K. K. Origin and Classification of pegmatites, **American Mineralogist**, v. 18. 33-56, p. 95-103, 1933.
16. LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S., Petrogenesis of two Grenvillian tin-bearing rapakivi granites suites, SW Amazonian Craton, Rondônia, Brazil. In: International Geological Congress 31, Rio de Janeiro. **Abstracts Volume**. 2000.
17. LEITE JÚNIOR, W. B. **A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu, Pb) associada**. São Paulo, 2002. 306p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
18. LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; MUZZOLON, R.; OLIVEIRA, L. R.; BETTENCOURT, J.S. Rochas subvulcânicas ácidas e intermediárias na mina Bom Futuro, Rondônia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, XLI, João Pessoa, **Anais**, p. 601, 2002a.
19. LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; MUZZOLON, R.; OLIVEIRA, L. R.; BETTENCOURT, J. S. Topaz leucorhyolite porphyry (ongonite) from Bom Futuro mine, Rondônia. In: SBG-NN, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, II, Belém, **Boletim de Resumos**, p. 20, 2002b.
20. LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; OLIVEIRA, L. R.; MUZZOLON, R.; BETTENCOURT, J. S. Geoquímica dos pórfiros graníticos com topázio do morro Bom Futuro, mina Bom Futuro, Rondônia. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, IX, Belém, **Livro de Resumos**, p. 734-736, 2003.
21. LEITE JUNIOR, W. B.; OLIVEIRA, L. R.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S. Fácies brechóides dos diques de pórfiros graníticos com topázio do morro Bom Futuro, mina Bom Futuro, Rondônia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XLII, 2004, Araxá, **Anais**, SBG, 1 CD-ROM. 2004.
22. LEITE JÚNIOR, W. B.; OLIVEIRA, R. C. B.; TAMBORIM, D. A. R.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S. Geoquímica dos topázio granitos do stock Palanqueta, mina Bom Futuro, Rondônia: considerações preliminares. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, X, Porto de Galinhas, SBGq, 1 **CD-ROM**. 2005.
23. LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; OLIVEIRA, L. R.; BETTENCOURT, J. S. Geological and petrological aspects of Grenvillian A-type topaz granites of the Bom Futuro tin-mine, Rondônia, Brazil. In: DALL'AGNOL, R.; ROSA-COSTA, L.T.; KLEIN, E.L. ed. Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, **Abstracts Volume and Field Trips Guide**, p. 61. 2006.
24. LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S., Tin mineralization related to pegmatite, quartz vein and greisen in anorogenic subvulcanic environment. In: 33rd International Geological Congress, 2008, Oslo. **Abstract. Oslo : International Union of Geological Sciences**; 33rd IGC Foundation, 2008. v. 1.
25. LEITE JÚNIOR, W. B. ; PAYOLLA, B.L. ; BETTENCOURT, J.S. Litogeoquímica de granitos e riólitos do distrito mineiro São Lourenço—MACISA, maciço São Lourenço, Rondônia: considerações preliminares. In: XIV Congresso Brasileiro de Geoquímica, 2013, Diamantina-MG. **Anais do XIV Congresso Brasileiro de Geoquímica**. Diamantina, MG: Universidade Federal de Minas Gerais, 1 **CD-Rom**, 2013.
26. LINNEN, R. L.; WILLIAMS-JONES, A. E.; MARTIN, R. F. Evidence of magmatic cassiterite mineralization at the Nong Sua aplite-pegmatite complex, Thailand. **The Canadian Mineralogist**, v. 30, p. 739-761, 1992.
27. LINNEN, R. L.; PICHAVANT, M.; HOLTZ, F.; BURGESS, S. The effect of f (O<sub>2</sub>) on the solubility, diffusion, and speciation of tin in haplogranitic melt at 850°C and 2 kbar. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, p. 1579-1588, 1995.
28. LINNEN, R. L.; PICHAVANT, M.; HOLTZ, F. The combined effect of f (O<sub>2</sub>) and melt composition on SnO<sub>2</sub> solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 60, p. 4965-4976, 1996.
29. LINNEN, R.L. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li+F: Constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatites. **Economic Geology**, v. 93, p. 1013-1025, 1998.
30. LONDON, D. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. **Canadian Mineralogist**, v. 30, p. 499-540, 1992.
31. LONDON, D. **Pegmatites**, The Canadian Mineralogist Special Publication 10. Ed. Mineral Association of Canada. Canada. 347 p. 2008
32. LOWELL, G.R. & AHL, M. Chemical and physical properties of zinnwaldite from Bom Futuro tin mine, Rondônia, north Brazil. In: FERREIRA, V.P. and SIAL, A.N. ed. Second International Symposium on Granites and Associated Mineralization. Salvador, Brazil, **Extend Abstract and Program**, p. 62-63, 1997.
33. MARTIN, R. F. & DE VITO, C. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. **The Canadian Mineralogist**, v. 43, p. 2027-2048, 2005.
34. MURCIEGO, A.; GARCIA SANCHES A.; MARTIN POZAS, J.M. Microinclusiones de cassiteritas de distintos tipos de yacimientos del centro-oeste de España. **Cuadernos do Laboratorio Xeologico de Laxe**, v. 12, p. 273-88, 1987.
35. OLIVEIRA, R.C.B. Geologia e petrografia dos granitos e greisens mineralizados a estanho e metais base (Zn, Cu e Pb), Rio Claro, 2005, 52p. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
36. PEREIRA, R. M. ; NEUMANN, R. ; AVILA, C. A. Determinação da gênese da cassiterita com base na composição química e inclusões minerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 246-252, 2008
37. QUADROS N. L. E. S. & RIZZOTTO G. J. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia – Sistema de Informações Geográficas**. Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Porto Velho, 153 p.. 2007.
38. ROMANINI, S. J. **Geologia e geoquímica do complexo granitoide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho**. Salvador, 1982. 90p. Dissertação de Mestrado – Curso de pós-graduação em Geociências, Universidade Federal da Bahia.
39. SACOMANO, P.F. **Paragênese mineral e características dos fluidos hidrotermais formadores dos**

veios de quartzo e dos pegmatitos mineralizados em estanho e metais associados (fase II) da mina Bom Futuro, Rondônia. 2008, 67 p. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

40. SCANDOLARA, J. E. **Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico**. Brasília, 2006. 383p. Tese de Doutorado em Geologia Regional – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

41. SILVA, L. F. S.; COSTI, H. T.; TEIXEIRA, J. T. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta albite granite, Bom Futuro, Rondônia, Brazil. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B. & COSTI, H. T. ed. *International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks*, 6, Belém, 1995. **Abstract Volume**, Universidade Federal do Pará, p. 73, 1995.

42. SILVA, L. F. S.; COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J. T. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro Mine, Rondônia, Brazil. In: FERREIRA, V. P. & SIAL, A. N. ed. *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, II, Salvador, 1997, **Extended Abstract and Program**, SGM, p. 155-156, 1997.

43. SIMMONS, W. B. GEM-BEARING PEGMATITES In: GROAT L. A. (Editor), *Geology of Gem Deposits, Mineralogical Association of Canada Short Course Series* v. 37 p. 169-206, 2007.

44. SMIRNOV, V. **Geology of mineral deposits**. Mir Ed., Moscou, 520p. 1976.

45. SOUZA, S. V. & BOTELHO, N. F. Geologia do depósito de estanho do Bom Futuro (Rondônia) e composição dos fluidos nos sistemas de veios e greisens. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. ed. **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém, SBG-NN, p. 199-214, 2002.

46. SOUZA, V. da S. **Evolução magmática e modelo metalogenético do sistema vulcão-plutonico estanífero Bom**

**Futuro (RO)**. Brasília, 2003. 240 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

47. SPARREMBERGER, I., **Evolução da mineralização primária estanífera associada ao maciço granítico Santa Bárbara, Rondônia**. São Paulo, 2003. 254 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

48. TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; VAN SCHMUS, W. R.; BETTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P. N. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. **International Geology Review**, v. 38, n. 2, p. 1161–1175, 1996.

49. TASSINARI, C. G. C. & MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto-Mantesso V., Bartorelli A, Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. de B. (Org.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Editora Beca, p. 471-486. 2004.

50. TAYLOR, J. R. & WALL, V. J. The behavior of tin in granitoid magmas. **Economic Geology**, v. 87, p. 403-420, 1992.

51. TEIXEIRA, W.; GERALDES, M. C.; MATOS, R.; RUIZ, A. S.; SAES, G.; VARGAS-MATTOS, G. A. review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 47-60, 2010.

52. VILLANOVA, M. T. & FRANK, N. D. Serra do Bom Futuro, Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B. & COSTI, H. T. ed. *International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks*, 6, Belém, 1995, **Abstract Volume**, Universidade Federal do Pará, p. 83-84, 1995.

*Manuscrito recebido em: 09 de maio de 2013  
Revisado e Aceito em: 03 de dezembro de 2013*