

Interação entre magmas graníticos e a origem de epissienitos potássicos estaníferos do granito Madeira, mina Pitinga, Amazonas

Interaction between granite magmas and the origin of tin-mineralized potassic episyenites from the Madeira granite, Pitinga mine (AM), Brazil

Régis Munhoz Krás Borges¹, Sulsiene Machado de Souza Gaia²,
Hilton Tulio Costi³, Claudio Nery Lamarão¹, Gisele Tavares Marques⁴

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Campus Universitário do Guamá, Rua Augusto Corrêa, 1, Guamá, Caixa Postal 1611, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (munhoz@ufpa.br; lamarao@ufpa.br)

²Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Belém, PA, BR (sulsiene.souza@cprm.gov.br)

³Museu Paraense Emílio Goeldi - MPEG, Belém, PA, BR (tulio@museu-goeldi.br)

⁴Laboratório de Microanálises, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém, PA, BR (gisageo15@yahoo.com.br)

Recebido em 05 de agosto de 2017; aceito em 05 de setembro de 2018

Resumo

O estudo petrográfico de amostras da zona de contato entre as fácies albita-granito de borda e feldspato alcalino-granito *hipersolvus* porfírico, na borda oeste do plúton Madeira, identificou rochas com características texturais e composicionais herdadas das duas fácies. Tal feição é interpretada como um processo de interação entre os dois magmas graníticos, colocados e cristalizados contemporaneamente. Em condições *subsólidas*, fluidos hidrotermais causaram alteração potássica pervasiva, ou epissienitização, caracterizada pela dissolução de quartzo das fácies graníticas, gerando cavidades e aumentando a permeabilidade das rochas alteradas. Paralelamente, a albita da fácies de borda do albita-granito foi desestabilizada e substituída por microclínio hidrotermal e, nos estágios mais tardios, as cavidades foram preenchidas por quartzo, microclínio, fluorita, hematita, cassiterita, fengita, clorita, pirita, esfalerita, galena e calcopirita. Os epissienitos potássicos são rochas de coloração vermelha escura a marrom, granulação fina a média, ricas em microclínio hidrotermal, apresentando-se ora porosas, ora com cavidades preenchidas por quartzo e sulfetos. A cassiterita das rochas epissienitizadas é mais pura e relativamente mais pobre em Nb do que aquela presente no albita-granito magmático. Os fluidos que desencadearam a epissienitização devem ter sido oxidados, ricos em K, alcalinos e subsaturados em sílica. Propõem-se duas hipóteses para a sua origem: 1) por separação de uma fase fluida a partir do líquido magmático formador do granito *hipersolvus*; 2) pela ação do mesmo fluido que desencadeou o processo de autometassomatismo do albita-granito de núcleo, gerando sua fácies de borda.

Palavras-chave: Mina Pitinga; Interação entre magmas graníticos; Processos hidrotermais; Epissienitos potássicos; Cassiterita.

Abstract

The petrographic study in samples from the contact zone between the border albite-rich granite and the porphyritic hypersolvus alkali feldspar granite, in the western border of the Madeira pluton, allowed for the recognition of rocks with inherited textural and mineralogical features of both facies. This is interpreted as resulting from the interaction between two coeval granite magmas, which were simultaneously emplaced in the crust. Later, in subsolidus stage, the action of hydrothermal fluids caused a pervasive potassic metassomatism, identified as episyenitization, that initially caused the quartz dissolution of the granitic rocks, generating vugs and increasing the altered rocks' permeability. At the same time, the albite of the border albite-rich granite had been dissolved and replaced for microcline, and, in low-temperature hydrothermal stages, cavities were filled by quartz, microcline, fluorite, hematite, cassiterite, phengite, chlorite, pyrite, sphalerite, galena and chalcopyrite. The potassic episyenites are dark red to brown colored, medium to fine grained, microcline-rich, locally porous rocks and commonly with vugs filled with quartz and sulfide. The cassiterite crystals of the episyenitized rocks show almost pure composition and are Nb-poorer than those magmatic ones. The potassic episyenitization may have been triggered by an oxidized, K-rich, alkaline, silica-undersaturated fluid. Two hypotheses have been proposed to its origin: 1) exsolution of a fluid phase from the magmatic liquid associated with hypersolvus granite; 2) the same fluid which caused the autometassomatic alteration of the albite-rich granite core facies.

Keywords: Pitinga mine; Interaction between granite melts; Hydrothermal processes; Potassic episyenites; Cassiterite.

INTRODUÇÃO

A mina Pitinga situa-se em uma das mais importantes províncias estaníferas do Cráton Amazônico, sendo hoje considerada uma das maiores produtoras de Sn do Brasil. Durante as décadas de 1980 e 1990, os seus ricos depósitos aluvionares associados aos plútons Água Boa e Madeira foram intensamente explorados e, em 1983, geólogos da Mineração Taboça S.A. descobriram o depósito Madeira associado ao albita-granito do plúton Madeira. A partir de 1989, a espessa cobertura saprolítica do albita-granito (minério intemperizado) começou a ser lavrada e, atualmente, as atividades de exploração ocorrem na rocha sã.

O albita-granito é um depósito de classe mundial, com 164 milhões de toneladas de minério disseminado com um teor de 0,17% de Sn (cassiterita). Nióbio e tântalo são explorados como subprodutos. Além disso, F (criolita), Y e ETR (xenotímio e gagarinita-(Y)), Zr e U (zircão), Th (torita) e Li (polilitonita) são também considerados subprodutos em potencial do minério disseminado (Costi et al., 2005, 2009; Bastos Neto et al., 2005, 2009). Na porção central do albita-granito, há um depósito de criolita com uma reserva de 10 milhões de toneladas, com um teor de 31,9% de Na_3AlF_6 .

Além dos depósitos polimetálicos hospedados na fácies albita-granito do plúton Madeira, ocorrem, na mina Pitinga, depósitos estaníferos hidrotermais hospedados em greisens (Borges, 2002; Borges et al., 2003, 2009, 2014; Feio et al., 2007, 2011) e epissienitos sódicos (Costi et al., 2002), todos associados ao plúton Água Boa.

Epissienitos são descritos como rochas que se originaram da dissolução *subsolidus* do quartzo em granitos. Definido originalmente por Lacroix (1920), esse processo, denominado epissienitização na literatura francesa, origina estruturas altamente permeáveis, porosas, tornando as rochas graníticas o local ideal para o subsequente fluxo de fluidos hidrotermais e deposição mineral.

Essas rochas são bem conhecidas nos maciços graníticos hercínios da Europa, onde comumente hospedam depósitos de U, tais como os de Bernardan, Fanay e Margnac no Maciço Central Francês (Leroy, 1978; Leroy, 1984; Poty et al., 1986; Maruejol, 1989; Cuney et al., 2012). Ademais, epissienitos também hospedam depósitos de Au (Jébrak, 1991), W-Sn (Cheilletz e Giuliani, 1982; Charoy e Pollard, 1989), Sn (Costi et al., 2002; Borges et al., 2009) e Cu-Zn-Sn-W (Cabellero, 1993; Tornos et al., 2000). Por outro lado, há também ocorrências conhecidas de epissienitos não mineralizados (Petersson e Eliasson, 1997; Recio et al., 1997; Petersson et al., 2012; Nishimoto et al., 2014).

Nos vários depósitos estudados, as rochas hidrotermalizadas apresentam um extremo enriquecimento em albita, que tanto substitui, total ou parcialmente, o feldspato potássico magmático quanto preenche cavidades geradas pela dissolução do quartzo durante os estágios iniciais da

epissienitização. Em razão disso, são classificados como epissienitos sódicos.

A primeira ocorrência de epissienitos sódicos mineralizados em Sn no Cráton Amazônico foi descrita por Costi et al. (2002). Essas rochas formam corpos lenticulares em zonas de falhas e foram formadas pela alteração hidrotermal da fácies biotita-granito do plúton Água Boa, na mina Pitinga (AM). Na base da zona hidrotermalizada, em que predominam os epissienitos sódicos, ocorre uma rocha de cor vermelho escuro, com altos conteúdos modais de feldspato potássico, completamente desprovida de quartzo e que foi descrita como epissienito potássico.

Outrossim, na fácies anfibólio-biotita-feldspato alcalino-granito do plúton Água Boa, Borges et al. (2009) identificaram, em testemunhos de sondagem, rochas com textura xenomórfica, porosas, extremamente fraturadas e oxidadas, com coloração avermelhada, compostas basicamente por feldspato alcalino vermelho e plagioclásio sericitizado e com inúmeras cavidades preenchidas por quartzo euédrico poligonal, albita, argilominerais, clorita, sericita, hematita, fluorita e berilo. Elas também foram classificadas como epissienitos potássicos. Seguidamente, essas rochas ocorrem como brechas constituídas por fragmentos angulosos de feldspato alcalino vermelho (adulária?) dispostos em uma matriz secundária composta por cristais anédricos de quartzo, clorita e argilominerais.

Durante trabalhos de sondagem rotativa de detalhe executados na borda oeste do albita-granito do granito Madeira, foram detectadas novas ocorrências de epissienitos potássicos, contendo disseminações de cassiterita e sulfetos de metais base. Essas rochas ocorrem numa zona de contato e interação entre a fácies albita-granito de borda e o feldspato alcalino-granito *hipersolvus* porfirítico (Souza, 2012). Segundo Costi et al. (2000a), relações de contato entre essas duas fácies indicam que esses granitos foram derivados de líquidos magmáticos que coexistiram durante ao menos parte de sua história de cristalização.

O objetivo com este trabalho é apresentar as características petrográficas e mineralógicas desses epissienitos potássicos e rochas associadas, bem como descrever a associação paragenética que compõe o depósito mineral. Além disso, os autores discutem vários aspectos da interação entre os líquidos magmáticos e hipóteses para a origem dos fluidos hidrotermais que desencadearam a mineralização de Sn, Cu, Pb e Zn associada aos epissienitos potássicos.

CONTEXTO GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA PITINGA

A Província Pitinga está localizada na porção norte do estado do Amazonas, a cerca de 330 km da cidade de Manaus (Figura 1). Insere-se na região sul do Escudo das Guianas (Almeida et al., 1981; Gibbs e Barron, 1983), no domínio estrutural Uatumã-Anauá

ou Uaimiri (CPRM, 2006) da Província Geocronológica Tapajós-Parima, segundo a concepção de Santos et al. (2006).

As porções norte e sul da Província Pitinga são constituídas por granitoides cálcio-alcálicos metaluminosos agrupados na Suíte Água Branca (Araújo Neto e Moreira, 1976). Esses granitoides são as rochas mais antigas da região, com idades entre 1,89 e 1,90 Ga (Almeida, 2006; Valério, 2006), e estão em contato com rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Formações Divisor, Paraíso e Ouro Preto), com idade de 1,88 Ga (Costi et al., 2000a; Ferron et al., 2006) (Figura 2).

As rochas dessa associação vulcânica apresentam diversos corpos graníticos relacionados (granitos Simão, Rastro, Bom Futuro, Alto Pitinga e Pedreira), que fornecem idades Pb-Pb em zircão similares àquelas das do Grupo Iricoumé e foram interpretados como seus equivalentes plutônicos e agrupados sob a denominação de Suíte Mapuera, pertencentes ao Supergrupo Uatumã (Ferron et al., 2006). O supergrupo Uatumã é sobreposto por rochas sedimentares clásticas e piroclásticas da Formação Urupi.

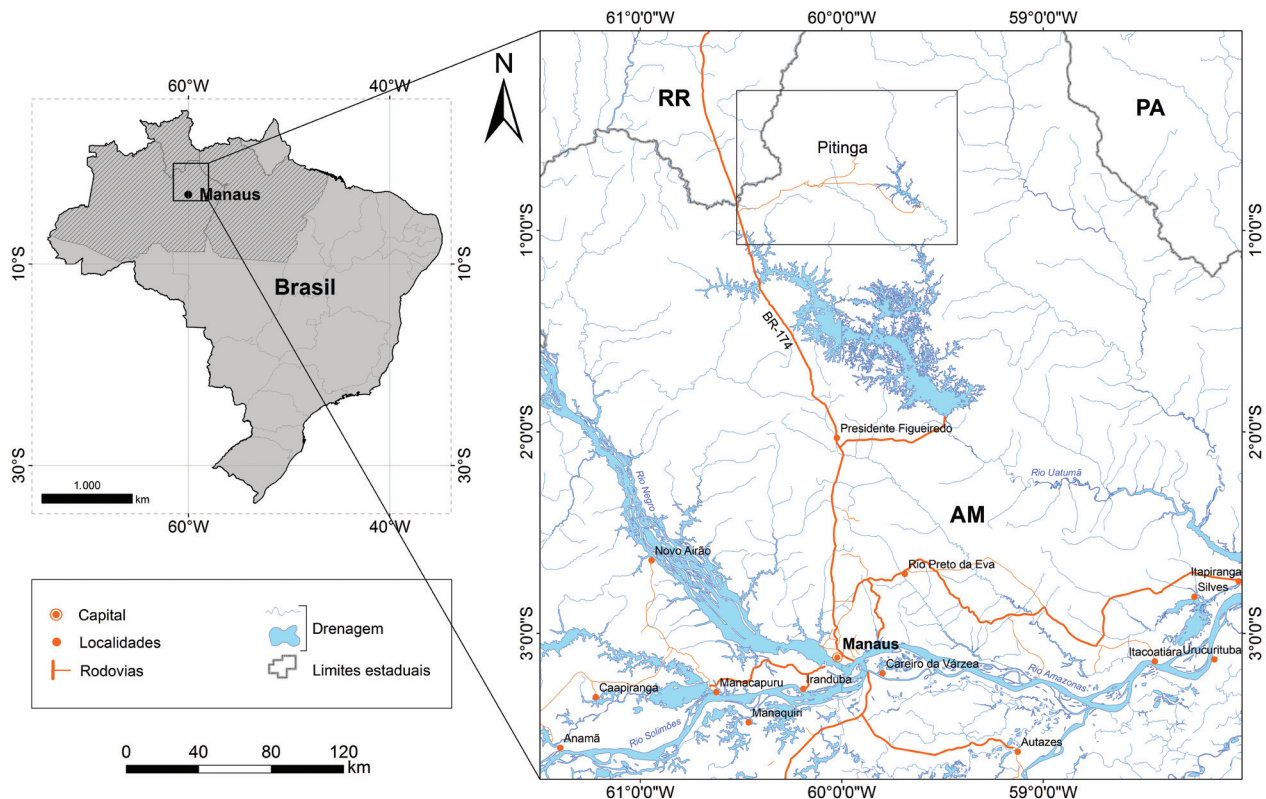
Dados geocronológicos em rochas dos plútons Madeira, Água Boa e Europa mostraram que estes são significativamente mais jovens do que as suas encaixantes vulcânicas, com idades em torno de 1,83–1,82 Ga (Lenharo, 1998; Costi et al., 2000a). *Sills* toleíticos hipabissais (1780 ± 3 Ma; Santos et al.,

2002) e diques da Formação Quarenta Ilhas representam eventos magmáticos tardios. Os diabásios e basaltos da Formação Seringa (aproximadamente 1100 Ma; Veiga Júnior et al., 1979) são as rochas magmáticas mais novas registradas na região.

A evolução tectono-magmática da Província Pitinga compreende a geração de granitoides cálcio-alcálicos, alcálicos e peralcalinos, relacionados a ambientes de arcos magmáticos e de caldeiras vulcânicas e associados a regimes pós-colisional até anorogênico. Dois episódios de geração de magmatismo alcálico foram identificados na Província Pitinga. O primeiro (1,89–1,88 Ga) gerou um magmatismo bimodal relacionado à associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera (Ferron et al., 2006, 2010), enquanto o segundo pulso magmático (1,82–1,81 Ga), de caráter anorogênico, gerou os granitos alcálicos e peralcalinos da Suíte Madeira (Costi et al., 2000a), hospedeiros da mineralização polimetálica da mina Pitinga.

GEOLOGIA DA MINA PITINGA

A Suíte Madeira é formada por três plútons graníticos com características geoquímicas e mineralógicas de granitos tipo-A altamente fracionados (Água Boa, Madeira e Europa), pertencentes às séries rapakivi do Cráton Amazônico (Bettencourt

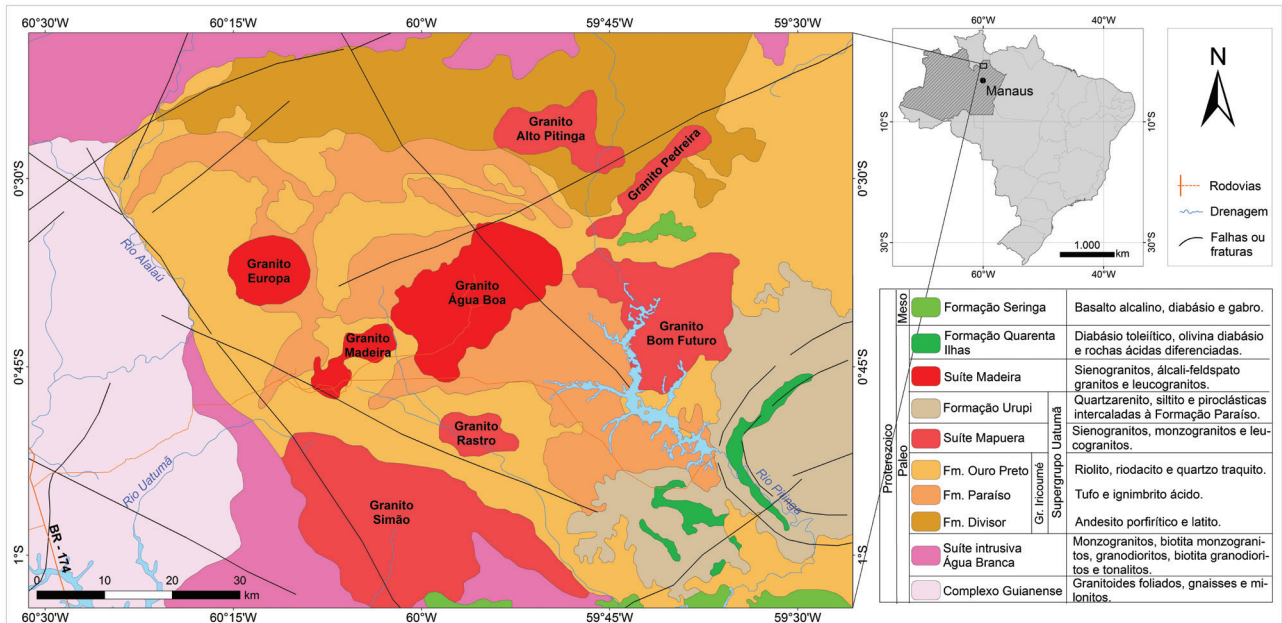


Fonte: modificado de CPRM (2004a, 2004b).

Figura 1. Mapa de localização e acesso à região de Pitinga.

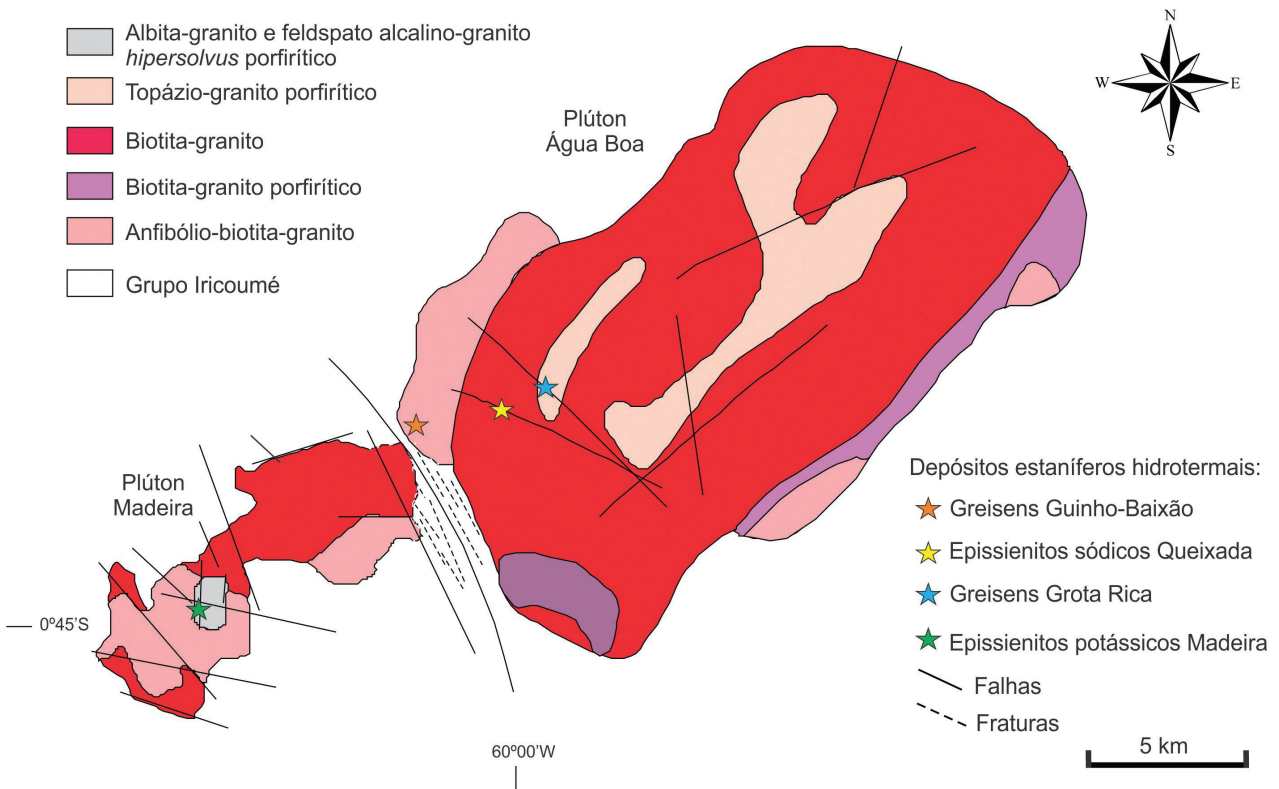
et al., 1999; Dall’Agnol et al., 1999). Os plútons Água Boa e Madeira, hospedeiros dos depósitos, têm forma alongada e estão alinhados em um *trend* regional NE-SW (Figura 3).

No plúton Madeira, as fácies precoces são anfibólio-biotita-granito porfíritico metaluminoso, localmente com textura rapakivi, e biotita-feldspato alcalino-granito equigranular,



Fonte: modificado de Ferron et al. (2006). Fm: Formação; Gr: Grupo.

Figura 2. Mapa regional da Província Pitinga.



Fonte: modificado de Costi (2000).

Figura 3. Mapa das fácies graníticas dos plútons Madeira e Água Boa na mina Pitinga.

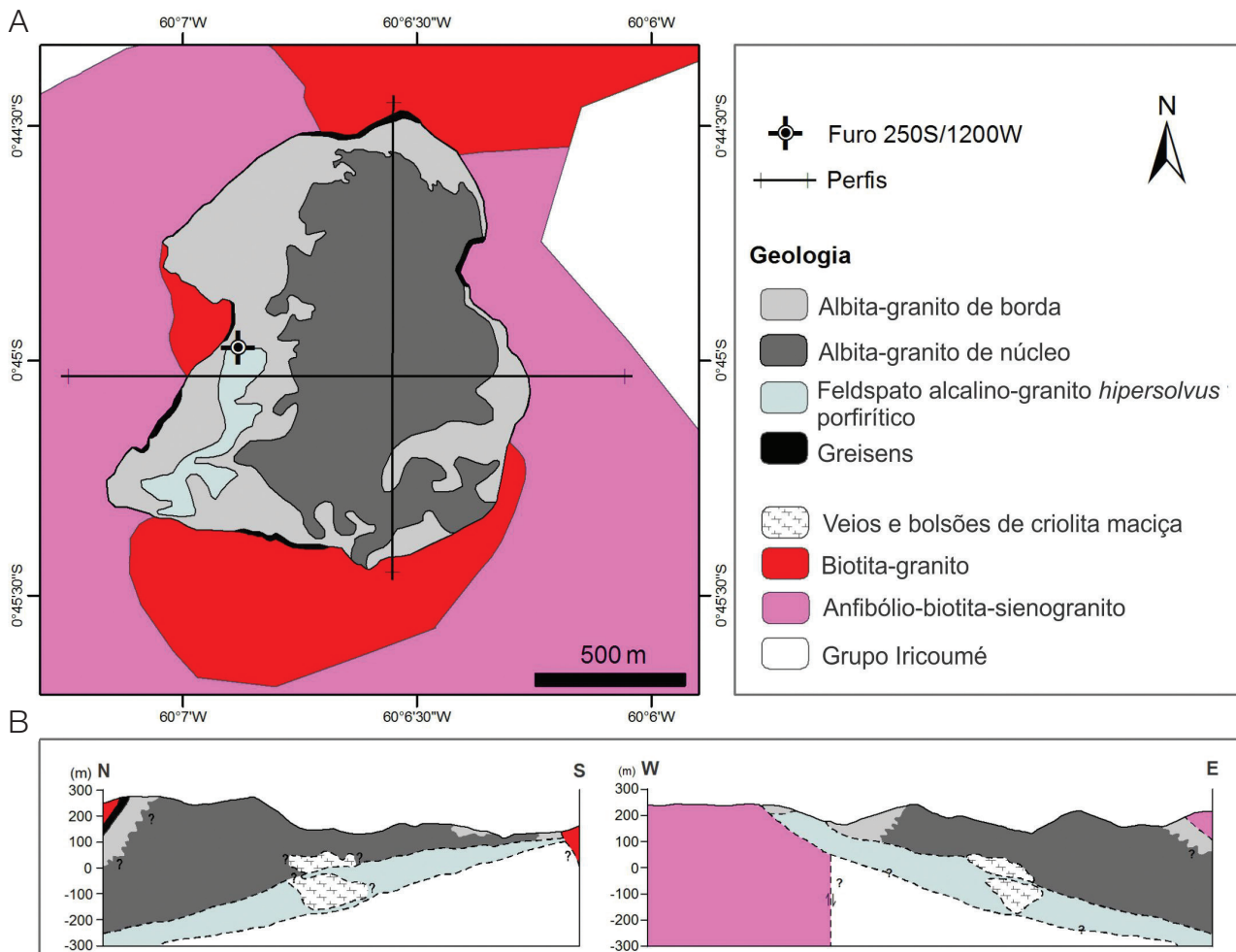
peraluminoso (Figura 3). Ambas as fácies são intrudidas por um *stock* aproximadamente circular, com diâmetro de 2 km, composto de feldspato alcalino-granito *hipersolvus* porfirítico metaluminoso e albita-granito *subsolvus* peralcalino (Costi et al., 2009). No plúton Água Boa, a fácies precoce é anfibólio-biotita-feldspato alcalino-granito metaluminoso, localmente com textura rapakivi, seguido, na ordem de colocação, por biotita-granito porfirítico, biotita-granito equigranular a seriado, ambos metaluminosos a peraluminosos, e topázio-granito porfirítico peraluminoso (Lenharo et al., 2002, 2003).

Aspectos geológicos do albita-granito e do granito *hipersolvus*

A mina Pitinga concentra atualmente suas operações de lavra na fácies albita-granito do plúton Madeira. O albita-granito é um *stock* que apresenta duas subfácies (Costi, 2000) (Figura 4A). O albita-granito de núcleo é uma rocha

acinzentada, peralcalina, composta essencialmente de albita, quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, de criolita, zircão, polilitionita, riebeckita, pirocloro (que pode estar parcialmente ou totalmente columbitizado, segundo Minuzzi, 2005), annita litinífera, cassiterita, magnetita, além de xenotima e gagarinita (Pires et al., 2006), e waimirita em veios (Atencio et al., 2015). O albita-granito de núcleo transiciona para uma rocha avermelhada, geoquimicamente peraluminosa, definida como albita-granito de borda, formado essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albita, contendo ainda fluorita, zircão, clorita, cassiterita, hematita, columbita, pirocloro parcial ou totalmente columbitizado. A transição entre as fácies de núcleo e de borda é gradacional (Costi et al., 2009).

O albita-granito foi mapeado em parte na escala 1:500 pelos geólogos da Mineração Taboca S.A. e foi alvo de um detalhado programa de sondagem rotativa. Ele é uma intrusão tipo lençol (*sheet-like*), em que a camada superior é formada pelo albita-granito e a inferior, pelo



Fonte: modificado de Costi (2000).

Figura 4. (A) Detalhe das subfácies do albita-granito e do feldspato alcalino-granito *hipersolvus* porfirítico; (B) Perfis esquemáticos ao longo do albita-granito.

feldspato alcalino-granito *hipersolvus* porfirítico (FAGHP) (Figura 4B). Este último está exposto somente na porção oeste do *stock*, onde está em contato com a fácies de borda do albita-granito. Em profundidade, o granito *hipersolvus* está em contato com a fácies de núcleo do albita-granito (Costi et al., 2009).

Em testemunhos de sondagem, o albita-granito de núcleo apresenta contatos sinuosos ou interdigitados com o FAGHP. Evidências adicionais da interação entre ambos os “magmas” é dada pela presença, no albita-granito de núcleo, de xenocristais de feldspato alcalino peritítico derivados do FAGHP (Costi et al., 2000a). Em alguns locais, os fenocristais de feldspato alcalino do FAGHP estão corroídos e mostram cavidades preenchidas por criolita. Próximo do contato com o albita-granito, o granito *hipersolvus* apresenta abundantes cristais bipiramidados de zircão, similares àqueles encontrados no albita-granito. Costi et al. (2000a) concluíram que o albita-granito e o granito *hipersolvus* foram colocados e cristalizaram quase que simultaneamente. Esses autores obtiveram idade de 1818 ± 2 Ma (Pb-Pb em zircão) para o FAGHP e assumiram uma idade similar para o albita-granito. Bastos Neto et al. (2014) obtiveram idade U-Pb por LA-MC-ICP-MS de 1822 ± 22 Ma em zircões da fácies AGN, apesar das fortes evidências de alterações tardi a pós-magmática nesses cristais.

Na porção exposta do plúton, o FAGHP está em contato somente com o AGB. As relações de contato são similares àquelas observadas em testemunhos de sondagem. No entanto, ao longo dos contatos entre as duas fácies, o FAGHP possui uma cor vermelha amarronzada e está intensamente oxidado, apresentando evidências de albitização e/ou de epissienitização. Essas feições indicam que os processos hidrotermais observados no AGB também afetaram o granito *hipersolvus* (Costi et al., 2009).

Dois modelos recentes contêm hipóteses para o alojamento do albita-granito na crosta. Bastos Neto et al. (2014) propõem que a colocação do albita-granito foi controlada na direção N-S, discordante da orientação geral NE-SW da estrutura e de todos os corpos e fácies anteriores do plúton Madeira, dentro de uma zona de cisalhamento transcorrente regional, com cinemática sinistral, em regime transtensivo predominante. Por outro lado, Siachoque et al. (2017), com base em estudos estruturais e de anisotropia de susceptibilidade magnética, advogam que a progressiva evolução petrológica e o contínuo padrão estrutural da fácies albita-granito, com respeito às fácies mais precoces do plúton Madeira, refletem que o posicionamento dos diferentes pulsos magmáticos desse granito na crosta superior ocorreu associado com processos de *nested plutons* controlados por um contexto regional de deformação transcorrente com *trend* NE-SW e cinemática dextral predominante.

TÉCNICAS ANALÍTICAS

No presente trabalho, as análises petrográficas microscópicas foram realizadas em microscópio convencional Zeiss, modelo Axioplan 2, com recursos de luz transmitida e refletida, do Laboratório de Metalogênese do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA).

Os estudos morfológicos e texturais por catodoluminescência em cristais de quartzo e de cassiterita, além de análises químicas semiquantitativas (espectroscopia de raios X por dispersão de energia — EDS) em cassiterita, foram realizados em um microscópio eletrônico de varredura LEO-ZEISS 1430 com sistema de catodoluminescência (Mono CL) acoplado, no Laboratório de Microanálises do IG/UFPA.

As análises de cristais de feldspato potássico por difração de raios X foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios X do IG/UFPA, por meio de um difratômetro PANalytical, modelo X'Pert PRO MPD (PW 3040/60), com um goniômetro PW 3050/60 (theta-theta) equipado com um anodo de cobre ($\lambda_{Cu K\alpha} = 1.5406 \text{ \AA}$) e condições de tensão e corrente funcionando a 40 kV e 35 mA, respectivamente, e detector do tipo real time multiple strip (RTMS), X'Celerator. A interpretação dos dados foi realizada pelo *software* X'Pert Data Collector, pelo tratamento de dados com X'Pert HighScore e pela busca no banco de dados do *Powder Diffraction File-International Centre for Diffraction Data* (PCPDFWIN).

PETROGRAFIA DAS ROCHAS ESTUDADAS

Os estudos petrográficos foram realizados em amostras de granitos e epissienitos associados, através da análise do furo de sondagem 250S/1200W, executado na borda oeste do plúton Madeira, em uma zona de contato e interação entre o albita-granito de borda e o feldspato alcalino-granito *hipersolvus* porfirítico (Figura 4A). A distribuição das variedades petrográficas e suas relações de contato podem ser observadas no perfil esquemático da Figura 5.

As análises petrográficas permitiram a identificação de três unidades litológicas com base nos aspectos texturais e mineralógicos, assim como processos de alteração hidrotermal:

- FAGHP;
- albita-granito de borda epissienitizado (AGBEp);
- epissienitos potássicos (EpsK).

Aspectos macroscópicos

O FAGHP é uma rocha heterogênea, de granulação grossa a média, com fenocristais centimétricos de feldspato potássico e de cor marrom avermelhada devido à intensa oxidação (Figura 5A). Essa fácies ocorre intercalada com os outros litotipos, apresentando contatos abruptos (Figura 5B) a

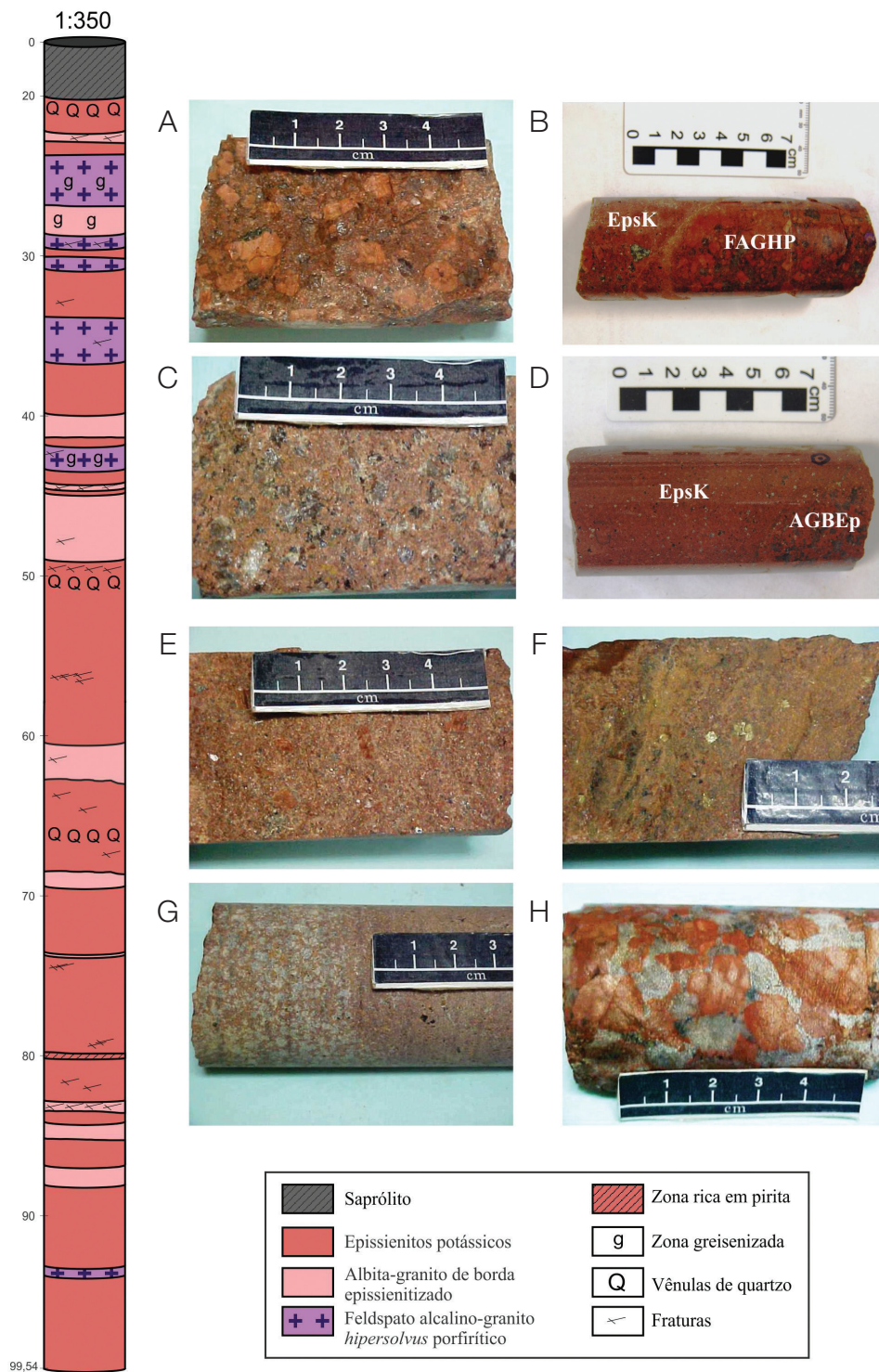


Figura 5. Perfil esquemático do furo de sondagem 250S/1200W, contendo a distribuição e os aspectos texturais das rochas graníticas e epissienitos potássicos associados. (A) FAGHP; (B) Contato brusco entre o FAGHP epissienitizado e o EpsK fino; (C) AGB pouco transformado; (D) Contato brusco entre o AGB epissienitizado e o EpsK fino; (E) EpsK fino com fenocristais de feldspato potássico avermelhados; (F) EpsK fino rico em sulfetos disseminados; (G) EpsK fino com aspecto poroso, gradando para a zona rica em quartzo; (H) EpsK grosso com cavidades interconectadas preenchidas por quartzo hidrotermal.

transicionais. O processo de epissienitização causou mudanças em sua textura e composição originais, transformando-o em uma rocha de cor vermelha a marrom (Figura 5B) e com granulação fina a média, localmente apresentando fenocristais relictos de feldspato alcalino. O FAGHP predomina na porção superior do furo.

O AGBEp ocorre em vários intervalos do furo de sondagem, geralmente com pouca espessura. A rocha tem granulação fina a média e cor marrom avermelhada (Figura 5C). Similar ao que ocorre com o FAGHP, seus contatos com os epissienitos potássicos são abruptos (Figura 5D). Os contatos com o FAGHP são, na maioria das vezes, bem marcados, podendo haver transições entre os dois litotipos. Nessas zonas de contato, ocorrem abundantes cavidades e vênulas finas a médias, preenchidas por quartzo, observando-se também cavidades abertas, que são preenchidas por pirita, fluorita e hematita.

Os EpsK são os litotipos mais abundantes no furo de sondagem. São rochas de cor vermelho a marrom, predominantemente de granulação fina, localmente com alguns fenocristais euédricos esparsos ou isolados (até 5 mm) de feldspato potássico (Figura 5D). Comumente se mostram enriquecidos em sulfetos, que ocorrem disseminados pela rocha (Figura 5E) ou preenchendo cavidades juntamente com fluorita, clorita e hematita (Figura 5F). Em diversos locais, os EpsK apresentam um aspecto poroso em decorrência da grande quantidade de cavidades abertas, principalmente na variedade de granulação fina (Figura 5G). Nos estágios mais tardios de sua evolução, os epissienitos potássicos enriquecem em quartzo hidrotermal e apresentam, muitas vezes, um aspecto “mosqueado” (Figura 5G). Nas zonas ricas em quartzo da variedade de granulação grossa, os cristais de quartzo preenchem cavidades interconectadas, conferindo textura “poi quilítica” ao epissienito (Figura 5H).

Aspectos microscópicos

Os principais aspectos texturais e mineralógicos microscópicos dos litotipos estudados serão descritos a seguir.

Feldspato alcalino-granito hipersolvus porfirítico

O FAGHP é composto essencialmente de feldspato alcalino e quartzo e proporções acessórias de zircão, fluorita, hematita, pirita e galena, além de proporções acidentais de cassiterita, que ocorre preenchendo fratura juntamente com hematita e quartzo. Essa fácies apresenta textura porfirítica e granulação grossa, com fenocristais de feldspato alcalino pertítico e quartzo disseminados em uma matriz com granulação média a fina, constituída por feldspato alcalino, quartzo, hematita e pirita (Figura 6A).

O feldspato alcalino (30-70%) ocorre geralmente de duas formas: como fenocristais euédricos a subédricos (Kfs1), com

dimensões entre 0,7 e 9,4 mm, pertíticos e, seguidamente, com fraturas preenchidas por óxidos de ferro (Figura 6A) — apresentam feições de corrosão em suas bordas, principalmente no contato com o quartzo da matriz; b) como cristais anédricos finos (0,3-0,7 mm), na matriz da rocha (Kfs2), com aspecto turvo e contatos irregulares entre si.

O quartzo (25-60%) ocorre em dois tipos morfológicos principais:

1. como fenocristais euédricos a subédricos (Qz1), com dimensões variando entre 0,6 e 5,2 mm, moderadamente fraturados e apresentando bordas de reação com a matriz (Figura 6A);
2. como cristais anédricos finos (0,2-0,6 mm), predominantes, constituintes da matriz (Qz2).

Localmente, observam-se cristais de quartzo preenchendo fraturas em zonas de silicificação tardia (Figura 6A).

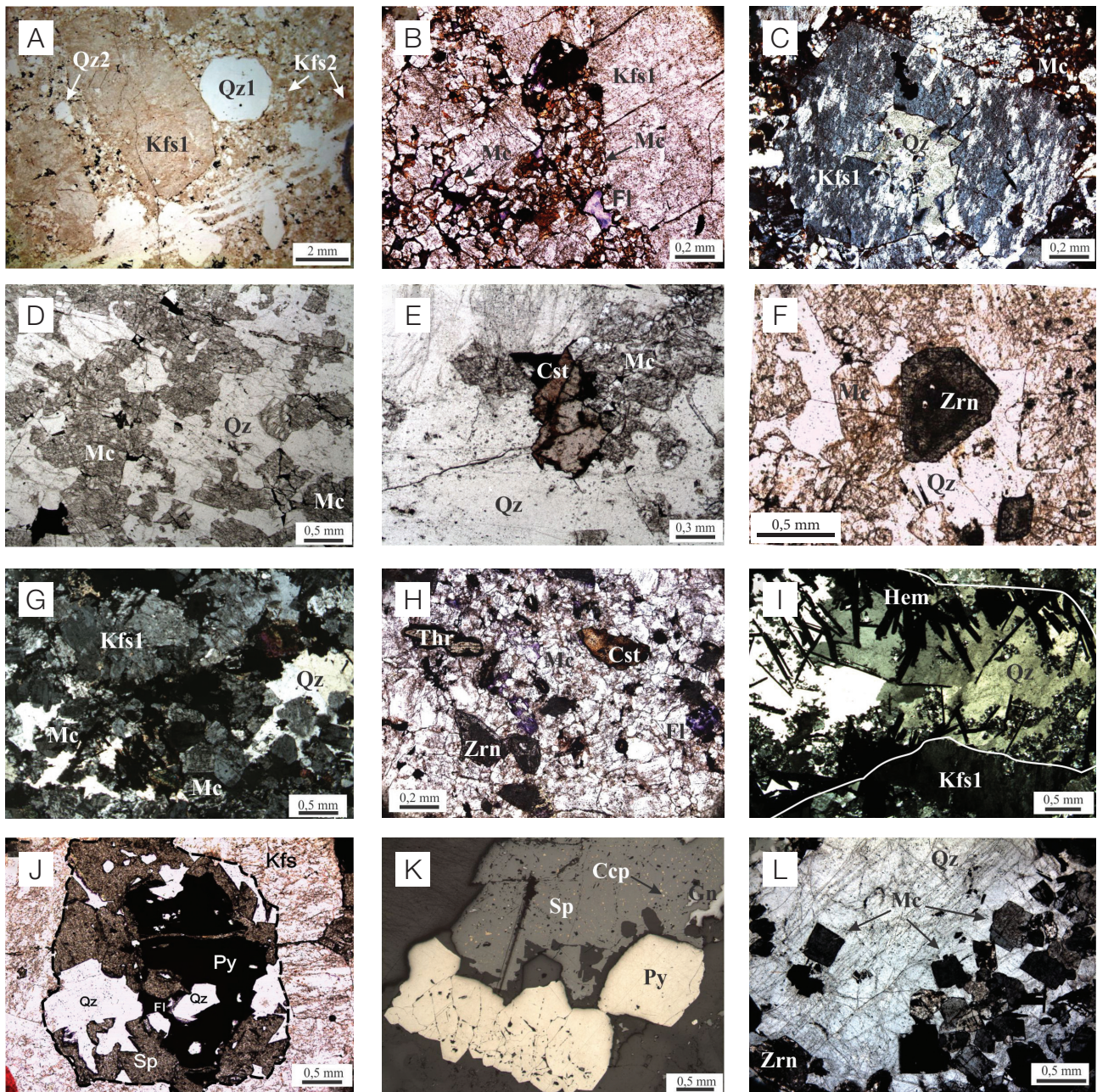
O zircão ocorre em finos cristais euédricos a subédricos, como inclusão em fenocristais de quartzo. A pirita é extremamente escassa e ocorre como cristais euédricos a subédricos disseminados na rocha. A hematita (1,5–2,0%) ocorre tanto na forma de lamelas euédricas intersticiais como preenchendo cavidades nos cristais de feldspato potássico, juntamente com clorita e fengita.

O processo de epissienitização deu origem a cristais finos de um feldspato potássico identificado como microclínio (ver adiante, na Figura 9), que dissolve e substitui intensamente os cristais de feldspato magmático (Mc, Figura 6B). Esse feldspato hidrotermal ocorre como cristais euédricos turvos, com formas quadráticas curtas, não pertíticas. Normalmente, encontra-se associado a cristais de fluorita de granulação fina e, em geral, impregnado por óxidos de ferro. Nos estágios tardios da epissienitização, os feldspatos magmáticos são parcialmente substituídos por quartzo, que preenche cavidades de dissolução (Figura 6C).

Algumas porções do FAGHP foram albitizadas e/ou greisenizadas. A albita ocorre principalmente nas bordas dos fenocristais de feldspato alcalino pertítico, como cristais com forma irregular e com texturas de corrosão, quando em contato com o quartzo da matriz. Nesta, a albita ocorre como cristais ripiformes subédricos em agregados com quartzo.

Albita-granito de borda epissienitizado

O AGB é uma rocha com teores variáveis de quartzo, feldspato potássico e albita (Costi, 2000). No furo estudado, ele encontra-se modificado, desprovido de albita e enriquecido em feldspato potássico secundário. Além disso, a abundância de quartzo nesse litotipo é extremamente variável, desde intervalos em que a rocha apresenta baixos conteúdos modais até aqueles onde a silicificação tardia causou o enriquecimento dessa fase mineral. Em função dessas características, essa rocha foi classificada como AGBEp.



Fotomicrografias em luz natural e com nicois paralelos, exceto em C, G e I (nicois cruzados) e em K (luz refletida). Qz: quartzo; Kfs: feldspato potássico; Mc: microclínio; Zrn: zircão; Thr: torita; Fl: fluorita; Cst: cassiterita; Hem: hematita; Py: pirita; Sp: esfalerita; Gn: galena; Ccp: calcopirita.

Figura 6. Fotomicrografias ilustrando as feições mineralógicas e texturais das rochas graníticas e dos epissienitos potássicos. (A) Textura porfírica do FAGHP, com duas gerações de feldspato potássico (Kfs1 e Kfs2) e quartzo (Qz1 e Qz2); (B) FAGHP epissienitizado, mostrando a substituição do feldspato potássico magmático por microclínio hidrotermal e fluorita; (C) epissienitização do FAGHP, apresentando a substituição do feldspato magmático por quartzo e microclínio hidrotermal; (D) cristais de quartzo hidrotermal e microclínio substituindo o feldspato magmático do AGBEp; (E) AGBEp com cristais reliquias de cassiterita em contato com microclínio hidrotermal; (F) AGBEp com cristais reliquias de zircão em contato com microclínio hidrotermal; (G) EpsK mostrando cristais reliquias de Kfs1 em meio a matriz rica em microclínio hidrotermal; (H) EpsK com cristais reliquias de zircão, torita e cassiterita do AGB; (I) associação de quartzo e hematita em cavidades, substituindo cristal relicto de feldspato magmático em EpsK; (J) cavidade preenchida por quartzo + esfalerita + pirita + fluorita, substituindo feldspato magmático no EpsK; (K) associação de cristais euédricos de esfalerita, pirita e galena, além de cristais minúsculos de calcopirita exsolvida a partir de esfalerita; (L) associação de quartzo e microclínio hidrotermal na zona rica em quartzo do EpsK.

Esse litotipo é composto principalmente de feldspato potássico hidrotermal e quartzo e, em menor quantidade, cassiterita, zircão, torita, esfalerita, fluorita, fengita e hematita. Apresenta textura predominantemente inequigranular xenomórfica, de granulação média a grossa (Figura 6D). Comparativamente ao AGB (Costi, 2000), é totalmente desprovido de albita, em decorrência da epissienitização.

O quartzo (40-45%) ocorre basicamente como cristais secundários, intersticiais, com granulação média a grossa (Qz) e dimensões entre 2 e 6,5 mm. Seus grãos têm aspecto límpido e englobam os finos cristais de feldspato potássico hidrotermal, zircão, cassiterita e hematita.

O feldspato potássico (45-50%) é subédrico a anédrico, de granulação média a fina e tem aspecto turvo, sendo fortemente impregnado por óxidos de ferro nas bordas. Nessa rocha, o feldspato é predominantemente do tipo microclínio hidrotermal (Figura 6D), formado durante o processo de epissienitização.

A cassiterita (1%) ocorre como cristais muito finos (0,2-0,7 mm) e com bordas corroídas em contato com microclínio e quartzo (Figura 6E), sendo, por vezes, zonada e associada ao zircão.

O zircão (2%) ocorre como cristais subédricos a anédricos fortemente metamictizados (Figura 6F), com dimensões entre 0,4 e 2,4 mm e inclusões de pirita, torita, columbita, quartzo e fluorita. Seus cristais são impregnados por óxidos de ferro e encontram-se muito corroídos quando em contato com quartzo e feldspato potássico.

A torita é rara e ocorre como cristais anédricos alongados com tamanho médio de 3,0 mm e extremamente metamictizados.

A fluorita (< 1%) apresenta bordas impregnadas por óxidos de ferro e ocorre como inclusões no zircão e nos interstícios de cristais de feldspato potássico. Por vezes, preenche fraturas maiores ou forma pseudomorfos em minerais opacos. Comumente associa-se a esfalerita e a clorita.

A esfalerita tem proporção modal de 1%, é subédrica a anédrica, intersticial e apresenta exsoluções de calcopirita.

Os minerais opacos perfazem cerca de 2% da rocha. A hematita forma cristais euédricos intersticiais, ocasionalmente preenchendo fraturas. A pirita ocorre tanto disseminada, sob a forma de cristais subédricos a anédricos finos, como preenchendo cavidades. A galena, mais rara, geralmente ocorre associada à esfalerita e à pirita.

Em alguns intervalos do furo, a rocha ocorre moderadamente greisenizada, com associação de clorita e fengita (4-5%), em cristais intersticiais ou preenchendo cavidades, juntamente com esfalerita e fluorita.

Epissienitos potássicos

Essas rochas apresentam-se enriquecidas em feldspato potássico de cor vermelha escura a marrom, têm granulação

predominantemente fina, variando localmente para média a grossa, principalmente nas variedades ricas em cavidades preenchidas por quartzo hidrotermal. Globalmente, apresentam textura inequigranular subédrica.

Uma característica marcante desse grupo de rochas é a ocorrência de fases minerais representativas de ambas as fácies albita-granito de borda e FAGHP, misturadas em diferentes proporções no mesmo litotipo, o que lhe confere um caráter híbrido e heterogêneo. Por exemplo, fases minerais como torita, zircão e cassiterita magmática (AGB) ocorrem disseminadas num arranjo textural porfírico, com fenocristais de feldspato alcalino mesopertíticos (FAGHP). Ainda seu conteúdo modal de quartzo é reduzido, configurando-se como rocha epissienitizada.

Os EpsK são compostos essencialmente de feldspato alcalino (75-85%), com proporções subordinadas de quartzo (5-15%) e acessórias de zircão, fluorita, hematita, pirita, galena, torita e cassiterita. Os minerais secundários compreendem clorita e fengita.

O feldspato alcalino ocorre como:

1. fenocristais (0,8-6,6 mm) subédricos (KFs1), que contêm manchas irregulares com diferente orientação ótica (Figura 6G), correspondendo a relictos de feldspato potássico do FAGHP — apresentam microfraturas preenchidas por óxidos de ferro e os contatos são por vezes suturados, mostrando desequilíbrio com feldspatos alcalinos mais tardios;
2. cristais anédricos a subédricos (0,3-0,7 mm) curtos e turvos, representando o microclínio hidrotermal (Figura 6G) formado durante a epissienitização — por vezes, ocorrem acompanhados de fengita ou encontram-se fortemente impregnados por óxidos de ferro.

O quartzo ocorre em três tipos morfológicos:

1. cristais anédricos, de aspecto límpido e dimensões entre 2 e 8 mm (Qz1, Figura 6G);
2. cristais anédricos (Qz2) inclusos nos de pirita e esfalerita em agregados, preenchendo cavidades;
3. cristais poligonais, arranjados em textura em pente (Qz3), preenchendo as paredes das fraturas.

O zircão perfaz 3% da rocha e ocorre em cristais (0,1-1,8 mm) subédricos a anédricos. A maioria deles possui uma borda clara, corroída e impregnada por óxidos de ferro, que envolve um núcleo escuro, com inclusões de hematita, fluorita, fengita, galena, pirita, columbita ou torita. Comumente, apresentam texturas de corrosão quando em contato com cristais de feldspato alcalino, quartzo ou fluorita (Figura 6H).

A cassiterita ocupa até 1% da rocha. Seus cristais são subédricos a anédricos (0,1-2 mm), apresentam zoneamento concêntrico a irregular e comumente estão fraturados e corroídos nas bordas, tanto por feldspato alcalino quanto

por fluorita (Figura 6H). Ademais, seguidamente ocorrem associados ao zircão.

A torita (0,5–1,0 mm) ocorre como cristais alongados e com bordas irregulares, geralmente associados com pirita, zircão e fluorita (Figura 6H). Seus núcleos estão parcialmente alterados para minerais opacos, enquanto suas bordas localmente apresentam coroas de pirita, galena e hematita.

A fluorita é anédrica (1–2%) e ocorre como cristais intersticiais, muito abundantes, preenchendo os espaços entre os de feldspato alcalino (Figura 6B) ou então preenchendo fraturas, juntamente com quartzo.

Os minerais opacos ocorrem com proporção modal de até 3%. Nos sítios de intensa hematitização, cristais euédricos e tabulares de hematita preenchem cavidades juntamente com quartzo e fluorita (Figura 6I).

Nos epissienitos ricos em sulfetos, a pirita ocorre em cristais anédricos (0,1–0,3 mm) disseminados na rocha em pequenas proporções. Eventualmente, ocorre como cristais euédricos com dimensões de até 5,2 mm, preenchendo cavidades juntamente com quartzo, esfalerita e fluorita (Figura 6J). A galena ocorre sempre associada à pirita, tanto preenchendo cavidades (Figura 6K) como formando uma coroa em torno dos cristais de torita. A esfalerita (< 1%) é anédrica, com dimensões entre 0,3 e 1,0 mm, é intersticial e ocorre associada a pirita, fluorita, zircão e opacos. Também se verifica preenchendo fraturas e cavidades ou substituindo gerações precoces de feldspato alcalino. Seus cristais podem apresentar textura de exsolução de microcristais de calcopirita na forma de gotículas (*blebs*) (Figura 6K).

Em alguns sítios, os epissienitos ocorrem enriquecidos em quartzo hidrotermal, que preenche cavidades ou existe nos interstícios de cristais de microclínio, gerando uma textura poiquilítica (Figura 6L). O conteúdo de feldspato alcalino é relativamente reduzido (50%), enquanto o teor de quartzo (45%) é bem maior, se comparado aos teores comuns do litotipo. Esse enriquecimento em quartzo ocorre em ambas as variedades petrográficas do epissienito.

Em zonas afetadas por processos de greisenização incipiente, observa-se a associação comum de finas lamelas de fengita e clorita com hematita, fluorita e pirita.

CARACTERIZAÇÃO DE MINERAIS POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA E CATODOLUMINESCÊNCIA

Cristais de quartzo e cassiterita dos granitos e epissienitos potássicos foram analisados em microscópio eletrônico de varredura com catodoluminescência (MEV-CL) acoplada, e as imagens obtidas por CL demonstram que esses minerais apresentam texturas distintas. Além disso, em alguns cristais

de cassiterita também foram realizadas análises químicas semiquantitativas EDS.

Quartzo

As análises em cristais de quartzo por CL demonstraram a existência tanto de fases representativas do estágio magmático (Figuras 7A, 7B, 7C) quanto do estágio hidrotermal de preenchimento de cavidades (Figuras 7D, 7E, 7F).

Feldspato alcalino-granito hipersolvus porfirítico

Na maioria dos fenocristais do FAGHP, observa-se a presença de um núcleo homogêneo com baixa intensidade de CL (Qz1), relacionada, provavelmente, a baixos teores de Ti e Al (Götze et al., 2004; Müller et al., 2000), sendo definida como o primeiro estágio de cristalização do quartzo (Figura 7A). Bordejando os núcleos, ocorrem zonas espessas muito luminescentes (Qz2), representando o segundo estágio de crescimento do cristal. Esse alto contraste de CL indica mudança nas características químicas do líquido ao longo do processo de fracionamento.

Localmente, o quartzo magmático é truncado por microfraturas preenchidas por quartzo completamente escuro e homogêneo (Qz3) (Figura 7B) e que representa o estágio de silicificação tardia do processo de epissienitização potássica que afetou todos os litotipos estudados.

Albita-granito de borda epissienitizado

No AGBEp, foram identificados tanto cristais magmáticos com baixa intensidade de CL (Figura 7C), herdados do AGB, quanto cristais zonados com forte contraste de CL, preenchendo cavidades geradas pela dissolução hidrotermal de zircão do estágio magmático (Figura 7D).

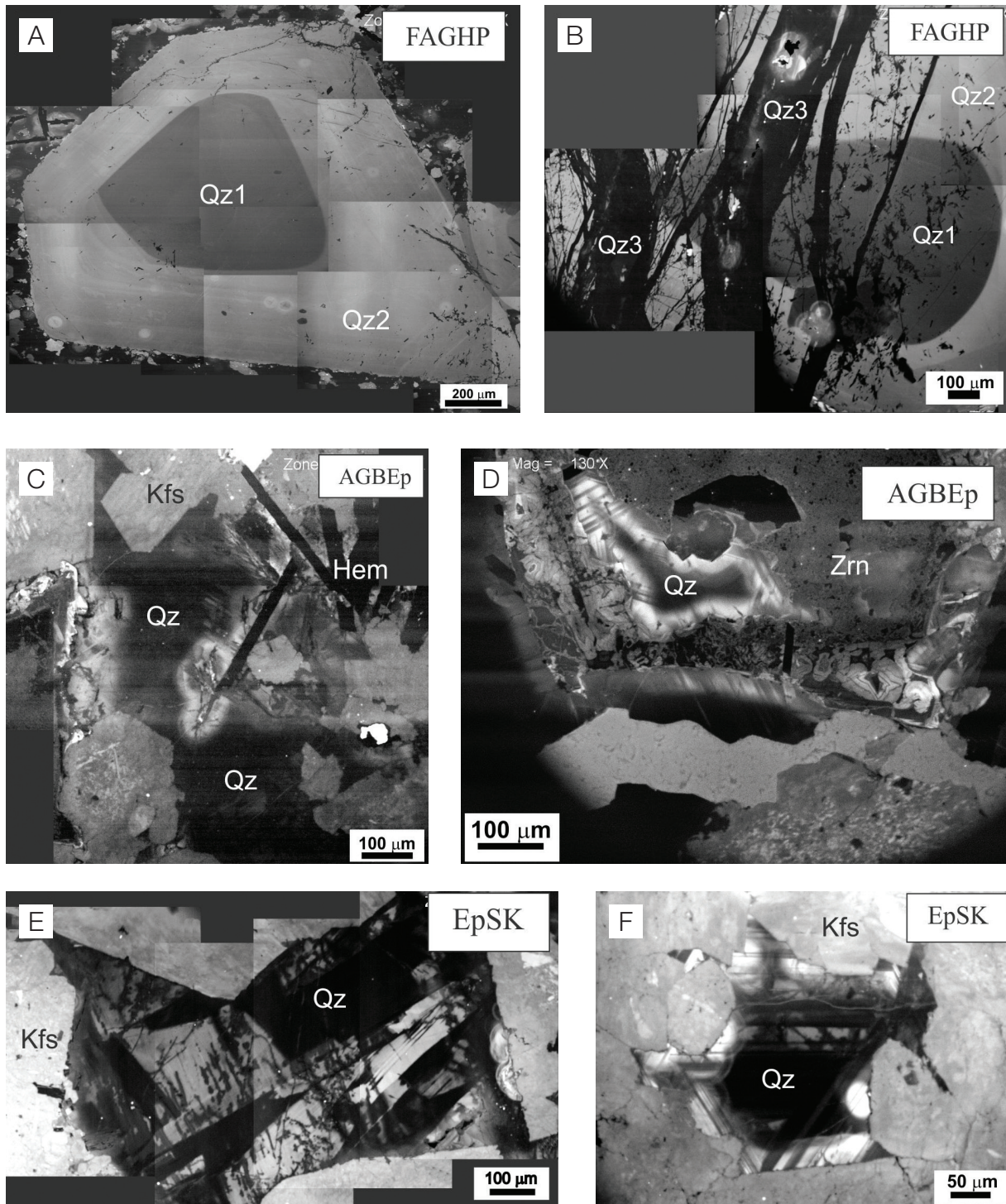
Epissienitos potássicos

Nos EpsK, os cristais de quartzo tardio também preenchem cavidades irregulares formadas pela dissolução de feldspato alcalino. Vários deles apresentam zonas com alto contraste de CL, ou em padrão irregular (Figura 7E), ou formando padrões concêntricos pela intercalação de bandas claras e escuras, que bordejam um núcleo muito escuro (Figura 7F).

Cassiterita

As imagens obtidas por CL em grãos de cassiterita ressaltaram diferenças texturais marcantes entre os cristais magmáticos e aqueles formados durante o processo de epissienitização.

A cassiterita do AGBEp apresenta bordas irregulares devido à reação com fluidos hidrotermais, formada por



As fotos A, B, C e E foram montadas a partir de mosaicos de imagens de CL. Qz: quartzo; Kfs: feldspato potássico; Hem: hematita; Zrn: zircão.

Figura 7. Aspectos texturais de cristais de quartzo, conforme imagens obtidas por CL. (A) Fenocristal de quartzo do FAGHP – o cristal apresenta zonas com alto contraste de CL entre o núcleo cinza-escuro (Qz1) e a borda mais clara (Qz2), mais luminescente; (B) cristais de quartzo hidrotermal (Qz3), completamente escuros e homogêneos, precipitados em fraturas que cortam o fenocristal zonado do FAGHP; (C) e (D) cristais preservados e herdados do AGB, intersticiais ao feldspato potássico magmático; (E) cristal de quartzo hidrotermal com forte contraste de CL em zonas irregulares claras e escuras, preenchendo cavidade no feldspato potássico do AGBEp; (F) quartzo hidrotermal no epissienite potássico, preenchendo cavidade resultante de dissolução parcial de feldspato potássico magmático durante o estágio de silicificação tardia da epissienitização potássica.

bandas de cores cinza-clara e cinza-escuro segundo um padrão irregular, o que lhe confere um moderado contraste de CL (Figura 8A).

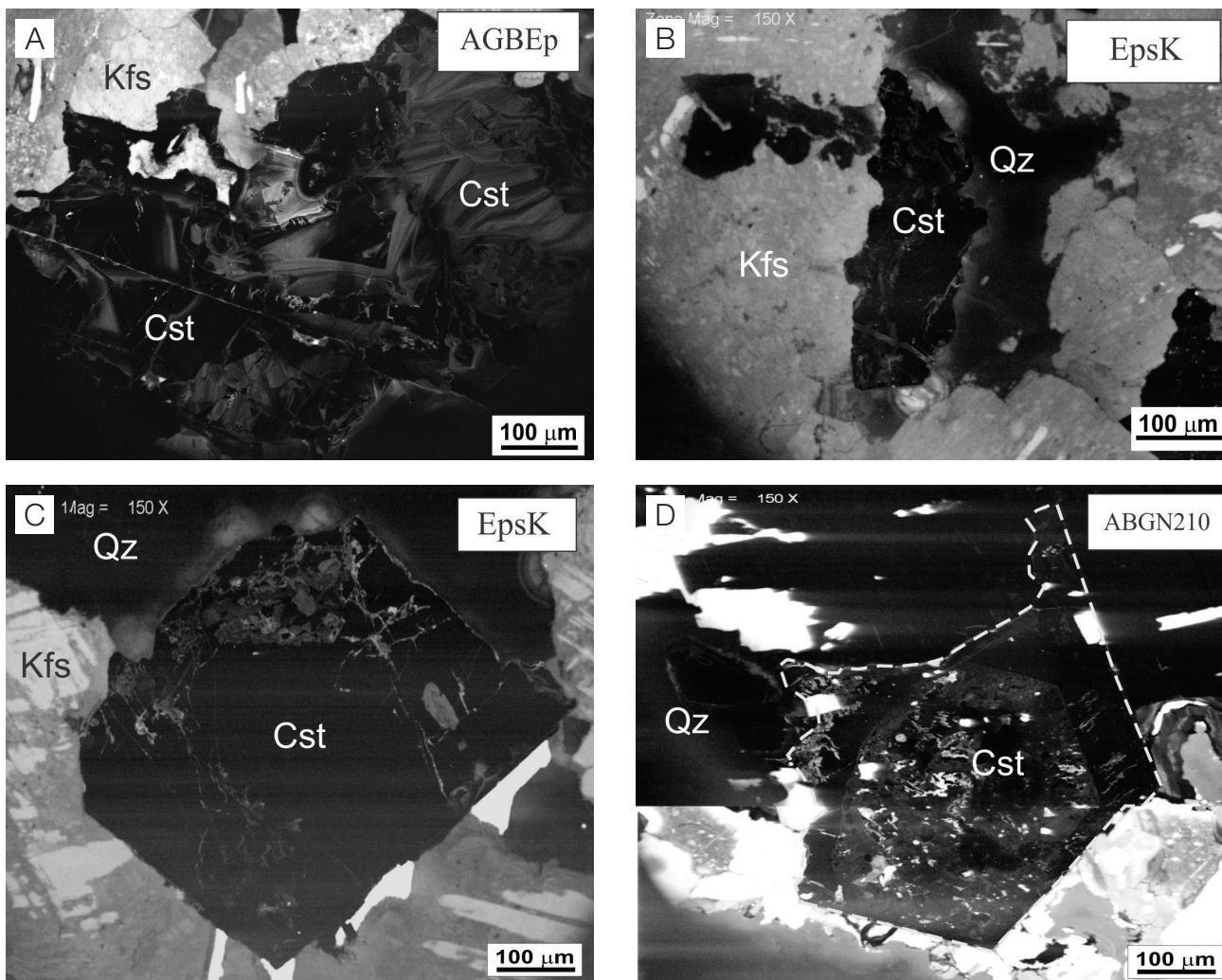
Os cristais analisados apresentaram a seguinte variação composicional: FeO: 0,10 a 0,26%; Nb₂O₅: 0,32 a 1,07%; SnO₂: 95,60 a 97,20%; Ta₂O₅: 1,08 a 1,73%; e WO₂: 0,60 a 1,37% (Tabela 1). Em CL, de maneira geral, as porções escuras são mais ricas em Nb, enquanto as mais claras são enriquecidas em Ta.

Por outro lado, os cristais de cassiterita dos epissienitos potássicos apresentam-se muito heterogêneos, ora comportando-se como fases homogêneas muito escuras, sem luminescência (Figura 8B), ora apresentando cristais com

núcleos euédricos muito escuros e bordas com manchas irregulares em tons de cinza (Figura 8C), que representam texturas de corrosão. Apresentam os seguintes teores de FeO: 0,16 a 1,20%; Y₂O₃: 0,01 a 0,38%; Nb₂O₅: 0,34 a 3,88%; SnO₂: 92,98 a 97,45%; Ta₂O₅: 1,11 a 1,98%; e UO₂: 0 a 0,72% (Tabela 1).

Para efeitos de comparação, foi obtida uma imagem da cassiterita magmática do AGN (Figura 8D). Apresenta núcleo euédrico com baixa luminescência, muito corroído, decorrente de alterações tardi-magmáticas e borda subédrica mais escura.

Em geral, a cassiterita dos EpsK é mais rica em Sn do que aquelas do AGBEp e do AGN.



CL: catodoluminescência, Qz: quartzo, Kfs: feldspato potássico, Cst: cassiterita.

Figura 8. Aspectos morfológicos e texturais de cristais de cassiterita das rochas epissienitizadas (imagens MEV-CL). (A) Cristal subédrico, apresentando bandas heterogêneas com baixo contraste em CL, em amostra do AGBEp; (B) cristal euédrico de cassiterita em amostra de epissienito potássico, homogêneo e muito escuro, sem qualquer contraste de CL; (C) cassiterita em amostra de EpsK, com núcleo escuro homogêneo não luminescente e bordas com manchas em tons de cinza que representam texturas de corrosão; (D) cristal euédrico de cassiterita magmática do AGN. Apresenta núcleo euédrico com baixa luminescência, muito corroído, decorrente de alterações tardimagmáticas e borda subédrica mais escura.

DISCUSSÃO

Albita-granito de borda epissienitizado

O AGB foi caracterizado por Costi (2000) como uma rocha de textura predominantemente porfírica, com fenocristais de quartzo com frequente sobrecrecimento, englobados por uma matriz composta de feldspato potássico, albita, zircão, fluorita e opacos, com variável grau de impregnação por óxidos de ferro. Comumente apresentam feições de dissolução de fases primárias, formando cavidades preenchidas por quartzo secundário, albita, clorita, fluorita e opacos. Ocorrem subordinadamente cassiterita, torita e columbita e raros xenotímio, galena, esfalerita e uraninita. O feldspato potássico tem maclamento albita-periclina difuso e pertitização pouco desenvolvida ou ausente. O quartzo é subédrico a anédrico, com poucas inclusões de albita, e o quartzo com textura em pente é muito comum, preenchendo microfaturas. A albita tem forma de ripas, sendo alguns cristais reabsorvidos pelo sobrecrecimento de quartzo. O zircão é anédrico a subédrico, com aspecto turvo por impregnação e pelas inclusões de minerais como torita, opacos, micas e

fluorita. A cassiterita ocorre disseminada e tem tonalidade fortemente avermelhada, preenchendo cavidades.

O grupo de rochas do furo 250S/1200W, definido como AGBEp, apresenta aspectos texturais e mineralógicos remanescentes do AGB descrito por Costi (2000). No entanto, há diferenças substanciais em relação ao AGB que são indicativas da atuação de processos de epissienitização. Os teores reduzidos de quartzo e a maior quantidade de cavidades indicam a dissolução considerável do quartzo primário, o que é característico do estágio inicial da epissienitização. Outro aspecto importante é a ausência total de albita observada neste litotipo, dissolvida no processo de lixiviação das fases minerais e substituída por microclínio, quartzo tardio ou agregados de clorita, fengita, hematita e sulfetos (pirita, galena, esfalerita e calcopirita).

Nas amostras estudadas, não há registros de pseudomorfismo de microclínio sobre a albita do AGB, uma vez que seus cristais ripiformes foram completamente substituídos por massas de cristais euédricos de microclínio que praticamente ocupam os espaços intersticiais entre os cristais remanescentes de quartzo e feldspato potássico do AGB. As evidências texturais indicam que o metassomatismo potássico foi o processo hidrotermal mais importante

Tabela 1. Análises químicas representativas de cassiterita das rochas estudadas.

Óxidos	Albita-granito de borda epissienitizado											
Nb ₂ O ₅	0,40	0,35	0,52	0,67	0,42	0,88	0,62	1,07	0,50			
Ta ₂ O ₅	1,70	1,37	1,09	1,73	1,27	1,19	1,32	1,53	1,16			
SnO ₂	96,34	96,86	97,00	96,05	96,47	96,75	97,20	95,60	96,77			
WO ₂	1,19	1,05	0,93	1,15	1,37	0,97	0,60	1,26	1,34			
FeO	0,17	0,18	0,21	0,19	0,22	0,10	0,12	0,26	0,11			
UO ₂	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.			
Y ₂ O ₃	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.			
Total	99,80	99,81	99,75	99,79	99,75	99,89	99,86	99,52	99,88			
Óxidos	Epissienitos potássicos											
Nb ₂ O ₅	2,55	2,32	2,20	3,88	1,93	2,00	2,35	2,15	2,82			
Ta ₂ O ₅	1,42	1,53	1,45	1,72	1,93	1,67	1,73	1,55	1,61			
SnO ₂	95,38	95,21	95,46	92,98	95,83	95,71	94,79	95,20	94,81			
WO ₂	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.			
FeO	0,57	0,52	0,24	1,20	0,24	0,55	0,53	0,97	0,52			
UO ₂	0,00	0,41	0,57	0,22	0,00	0,00	0,53	0,02	0,19			
Y ₂ O ₃	0,08	0,01	0,08	0,00	0,07	0,06	0,07	0,11	0,05			
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00			
Óxidos	Albita-granito de núcleo											
Nb ₂ O ₅	4,54	2,26	3,64	2,06	4,86	2,08	3,74	2,28	2,21	1,51	3,68	4,49
Ta ₂ O ₅	1,16	1,20	1,91	1,18	1,62	0,86	1,61	1,43	1,36	1,75	1,53	1,72
SnO ₂	93,01	95,78	93,63	95,94	92,39	96,28	93,77	95,69	95,82	96,43	94,09	92,87
UO ₂	0,20	0,00	0,00	0,15	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	0,05	0,06	0,08	0,07	0,00	0,06	0,00	0,04	0,07	0,17	0,01	0,01
FeO	1,05	0,70	0,74	0,60	1,14	0,22	0,87	0,56	0,55	0,14	0,69	0,91
Total	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	99,98	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00

nessa porção do plúton Madeira, no qual também ocorreu uma forte interação entre os líquidos que originaram as suas fácies mais tardias.

Zonas de interação magmática e formação de rochas de caráter híbrido

Em determinados níveis do furo de sondagem estudado, há ocorrências de rochas com características híbridas e heterogêneas, pois apresentam aspectos petrográficos e texturais típicos das fácies AGB e granito *hipersolvus*. A característica mais marcante do FAGHP são os fenocristais eudrícos de granulometria média a grossa de feldspato potássico e quartzo. Essa rocha não apresenta mineralização, sendo, por vezes, levemente greisenizada. O AGB tem textura geralmente equigranular e é composto principalmente de quartzo e feldspato alcalino, com ocorrência acessória de cassiterita, opacos, zircão, esfalerita e torita.

De acordo com Costi (2000), o granito *hipersolvus* e o albíta-granito interagiram e foram colocados na crosta simultaneamente, sendo então interpretados como comagmáticos.

As características petrográficas no contato, documentadas por Costi (2000), remetem a modificações significativas do granito *hipersolvus*, com zonas nas quais se observa o predomínio do arranjo textural do albíta-granito e zonas de textura equigranular com feldspato albitizado, similares ao granito *hipersolvus*. Há também interação mais intensa, em que não se observa a ocorrência de contatos bruscos.

Assim, os litotipos dessas porções localizadas do furo de sondagem estudado apresentam uma variação em suas características morfológicas e texturais, sendo ora mais similares ao FAGHP, com maiores quantidades de fenocristais de feldspato potássico pertítico, ora mais similares ao AGB, com texturas mais equigranulares e maiores conteúdos de quartzo e zircão metamictico, além de teores mais elevados de cassiterita e hematita.

Estágios de alteração hidrotermal

As rochas das fácies granito *hipersolvus* e AGB foram submetidas a processos de alteração em condições *subsolidus* e deram origem a associações minerais que caracterizam diferentes estágios hidrotermais, cuja sequência temporal é descrita a seguir.

Epissienitização potássica

Epissienitização é um processo metassomático definido na literatura francesa como resultante da desquartzificação *subsolidus* e da modificação dos feldspatos magmáticos de rochas graníticas.

No início da alteração de um granito para epissienito normalmente ocorre a lixiviação hidrotermal do quartzo

(desquartzificação), formando-se cavidades de dissolução, altamente interconectadas, conferindo à rocha, ocasionalmente, um aspecto poroso ou xenomórfico. A formação de albíta (metassomatismo sódico) ou feldspato potássico (metassomatismo potássico) hidrotermal pode ocorrer como substituição de feldspatos magmáticos ou como preenchimento de cavidades (Cathelineau, 1986).

Diferentes autores propõem pelo menos duas hipóteses para a origem dos fluidos causadores da dissolução do quartzo durante os estágios iniciais da epissienitização:

1. Atuação de fluidos tardi-magmáticos associados aos estágios finais de um plutonismo granítico, como proposto para as ocorrências de Barnesmore, Irlanda (Dempsey et al., 1990), Marche Oeste, Maciço Central Francês (Patrier et al., 1997), Avila-Béjar, Maciço Central Ibérico (Recio et al., 1997), plúton Água Boa, Brasil (Costi et al., 2002; Borges et al., 2009) e Königshain, Maciço Boêmio (Hecht et al., 1999);
2. Ação de fluidos superficiais, que se infiltram durante eventos tectonotermais tardios, como sugerido para os epissienitos de Saint Sylvestre, Maciço Central Francês (Scaillet et al., 1996; Turpin et al., 1990) e Serra de Guadarrama, Maciço Central Ibérico (González-Casado et al., 1996).

Os processos de alteração hidrotermal que deram origem aos epissienitos da borda oeste do plúton Madeira podem ser subdivididos em um estágio de epissienitização *strictu sensu* e um estágio hidrotermal tardio, este último caracterizado por processos de sulfetação, hematitização e silicificação tardias.

A modificação *subsolidus* mais precoce é a dissolução do quartzo magmático, ocorrendo de maneira generalizada e modificando parcialmente a fácies de borda do albíta-granito e localmente o granito *hipersolvus*. Esse processo propiciou o aumento na permeabilidade do ambiente pelo qual os fluidos hidrotermais de alta temperatura percolaram, gerando cada vez mais espaço nas rochas, em um processo de retroalimentação. Esse processo deve ter ocorrido, provavelmente, em temperaturas superiores a 400°C.

Em temperaturas relativamente mais baixas, as rochas graníticas foram modificadas textural e mineralogicamente, através da precipitação de feldspato potássico hidrotermal em larga escala (Figuras 6B, 6D, 6L), caracterizado como microclínio, conforme análises de vários cristais por difração de raios X (Figura 9).

Para a caracterização e identificação dessa fase tardia e para testar a hipótese inicial da presença de adularia na paragênese hidrotermal, foram realizadas análises por difração de raios X, com base na separação seletiva de cristais das duas populações de feldspato (fenocristal e matriz) de uma rocha epissienitizada porfirítica.

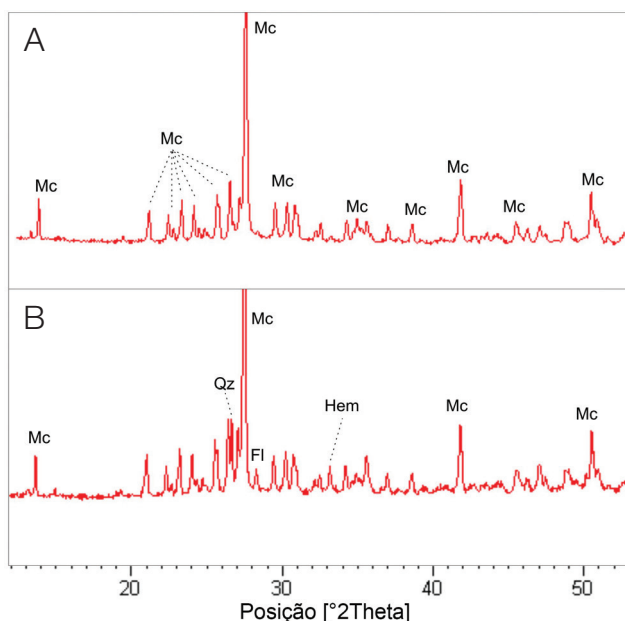
Na fração correspondente aos fenocristais, o feldspato alcalino foi identificado como microclínio (Figura 9A).

Na fração da matriz (Figura 9B), o microclínio foi identificado com picos bem definidos. O pico em 2Theta indica a presença de quartzo, e com picos pouco expressivos ocorrem hematita e fluorita. Essas fases estão presentes devido à dificuldade de separação da fração feldspática mais fina dos outros minerais que compõem a matriz.

Sendo assim, os dados obtidos descartam, *a priori*, a presença de adulária na população de feldspato potássico mais fino. Segundo Deer et al. (1992), o microclínio é uma fase mineral extremamente comum, podendo cristalizar tanto em condições magmáticas quanto nos estágios pneumatolíticos e hidrotermais de alta temperatura em sistemas graníticos. Dessa forma, a precipitação do microclínio nessas rochas sugere que o estágio de alteração potássica ocorreu sob temperaturas do intervalo pneumatolítico-hidrotermal (300–450°C), após o estágio de desquartzificação que caracteriza o início do processo de epissienitização.

Estágios tardios da alteração hidrotermal

Nos estágios de mais baixa temperatura, os fluidos hidrotermais causaram a precipitação de grandes quantidades



Hem: hematita; Mc: microclínio; Qz: quartzo; Fl: fluorita.

Figura 9. Difratogramas de amostras contendo fenocristais de feldspato alcalino (A) e feldspatos da matriz (B), representativos de rochas epissienitizadas. Os resultados demonstram que tanto os feldspatos alcalinos magmáticos quanto aqueles formados no estágio *subsolidus* possuem composição de microclínio. Cristais muito finos de hematita, fluorita e quartzo, formados juntamente com o microclínio hidrotermal (B) também foram identificados.

de sulfetos, principalmente pirita, com galena, esfalerita e calcopirita em menores proporções.

Os sulfetos ocorrem em pelo menos dois estilos de mineralização:

1. como cristais milimétricos de pirita e galena, disseminados nas rochas epissienitizadas, preenchendo diminutos espaços na massa rochosa — esses sulfetos mais finos comumente associam-se a fluorita, fengita e clorita;
2. como cristais euédricos decimétricos a centimétricos de pirita, esfalerita e galena, em associação com fluorita e quartzo, preenchendo cavidades de dissolução nas rochas graníticas epissienitizadas (Figuras 6J e 6K).

O processo de hematização também foi muito expressivo na área estudada, caracterizado por intensa precipitação de hematita, principalmente nas paredes de fraturas, bem como em cavidades (Figura 6I), comumente associados com fengita e clorita ou nos contatos dos veios com a rocha encaixante.

O estágio de silicificação tardia é caracterizado pelo preenchimento de cavidades por quartzo, principalmente de caráter intersticial, a partir de um fluido saturado em sílica. Esse processo afetou invariavelmente todos os litotipos, seja através do preenchimento de cavidades abertas, seja através do preenchimento de fraturas das mais diversas espessuras, nos episódios de maior deformação dútil do sistema. Nos estágios finais, ocorreu a precipitação de quartzo finamente granulado, com textura em pente, em microfraturas.

Mineralização

O mineral de minério que constitui os depósitos estaníferos da mina Pitinga é a cassiterita. No albita-granito, a mineralização é de origem magmática, enquanto a cassiterita dos depósitos associados ao plúton Água Boa é de natureza hidrotermal (Costi et al., 2000b, 2005, 2009; Borges, 2002; Borges et al., 2009).

Segundo Costi (2000), não há mineralização estanífera no FAGHP. No entanto, no presente estudo, foi detectada a presença de cassiterita associada à hematita e quartzo preenchendo uma fratura tardia que corta o FAGHP. Essa ocorrência demonstra que houve precipitação de cassiterita relacionada à atividade hidrotermal proveniente de fluidos extremamente oxidados e de baixa temperatura, que percolaram a zona de contato entre o AGB e o FAGHP.

Uma das abordagens utilizadas para investigar a origem hidrotermal da cassiterita das rochas epissienitizadas foi a análise das texturas apresentadas pelos seus cristais em catodoluminescência. Com base no imageamento realizado, efetuaram-se análises semiquantitativas por EDS nos referidos cristais. Para fins comparativos, também foram realizadas análises químicas e imagens por CL em cristais de cassiterita de uma amostra do albita-granito de núcleo

(ABGN-210). Para um estudo comparativo mais abrangente, utilizaram-se análises obtidas por microsonda eletrônica (Costi et al., 2000b) em cristais de cassiterita de diferentes depósitos estaníferos da mina Pitinga.

O diagrama da Figura 10 mostra a distribuição dessas análises, e as amostras deste estudo estão marcadas com símbolo de cruz, correspondendo a AGBEp, EpsK e uma amostra do ABGN-210. As outras amostras do diagrama correspondem àquelas publicadas por Costi et al. (2000b): AGN (PHR-163), AGB (PHR-167), siderofilita-topázio-greisen (Sid-Top-greisen), epissienitos sódicos do depósito Queixada (EpsNa Qx) e epissienitos potássicos do depósito Queixada (EpsK Qx) — as três últimas correspondendo a rochas hidrotermais hospedadas em diferentes fácies graníticas do plúton Água Boa.

A distribuição das análises químicas por EDS no diagrama possibilita verificar que, apesar do espalhamento, há três grupos composicionais, que se distinguem pela ocupação do Nb na estrutura da cassiterita. No AGBEp, os cristais de cassiterita são mais puros, uma vez que seus conteúdos de Nb são relativamente baixos, entre 0,5 e 1,2%. Seus cristais apresentam um padrão zonado irregular em CL, ressaltado por contrastes entre zonas cinza-claro e cinza-escuro (Figura 8A). Nos epissienitos potássicos, os conteúdos de Nb concentram-se, principalmente, entre 1 e 2%, mas algumas análises distribuem-se no campo das cassiteritas mais puras e poucas no campo daquelas mais ricas em Nb. Em CL, seus cristais mostram-se escuros e com algumas porções com luminescência sutilmente maior (Figuras 8B e

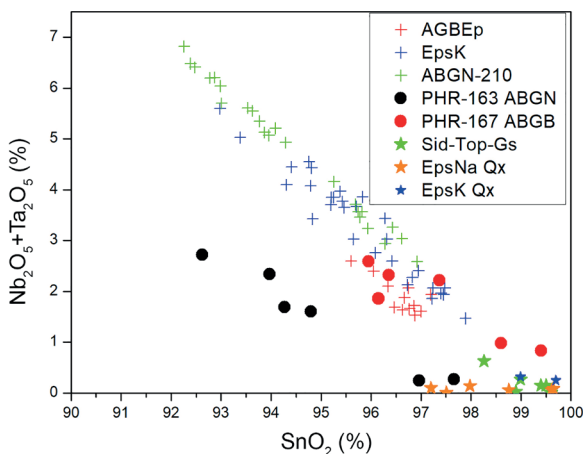


Figura 10. Distribuição das análises químicas de cassiterita no diagrama $\text{SnO}_2 \times (\text{Nb}_2\text{O}_5 + \text{Ta}_2\text{O}_5)$. O *trend* de variação composicional demonstra que os cristais do AGBEp são relativamente mais puros, enquanto a cassiterita do ABGN apresenta os maiores teores de Nb e Ta. Nos EpsK, os cristais mostram a maior variação composicional, indicando que essas rochas provavelmente contêm cassiterita tanto de origem magmática quanto hidrotermal.

8C). A cassiterita da amostra ABGN-210 apresenta-se invariavelmente muito escura, sem qualquer contraste de intensidade de CL, mas localmente apresenta zonas irregulares mais claras, associadas a texturas de corrosão (Figura 8D). Composicionalmente, é mais rica em Nb do que aquela dos dois litotipos identificados neste estudo.

Tomando-se como referência as características texturais e composicionais da cassiterita magmática do AGN, é possível deduzir que os cristais com razoáveis contrastes de intensidade de CL e teores de Nb muito baixos foram depositados por fluidos hidrotermais, provavelmente mais tardios, geneticamente associados à epissienitização potássica.

Analisando o *trend* de variação composicional no diagrama, observa-se que a cassiterita composicionalmente mais pura é aquela depositada no AGBEp. Os cristais das amostras dos epissienitos potássicos apresentam características tanto magmática quanto hidrotermal, em função do seu grande espalhamento no diagrama $\text{SnO}_2 \times (\text{Nb}_2\text{O}_5 + \text{Ta}_2\text{O}_5)$. Além disso, a cassiterita da amostra ABGN-210 também aparenta ter sido submetida a novas condições (corrosão *subsolidus*?), modificando parcialmente sua composição química, conforme sugerido pelas texturas de CL.

A interação entre magmas graníticos e a origem dos fluidos hidrotermais

Os estudos petrográficos demonstraram que houve interação entre os magmas graníticos que originaram as rochas das fácies albita-granito e granito *hipersolvus* na borda oeste do plúton Madeira.

A mistura (*mingling*?) entre os dois magmas originou rochas heterogêneas, com caráter híbrido, apresentando características mineralógicas e texturais herdadas das duas fácies graníticas. Em um estágio *subsolidus* subsequente, correspondendo ao intervalo pneumatolítico-hidrotermal, ocorreu um intenso e pervasivo processo de alteração potássica caracterizado como epissienitização.

A epissienitização potássica foi mais intensa nas zonas de maior ocorrência de cavidades geradas pela desquartzificação precoce e que propiciaram uma circulação mais efetiva de fluidos, possibilitando a precipitação de microclínio e o preenchimento tardio das cavidades por quartzo hidrotermal, fluorita, hematita, cassiterita, sulfetos, fengita e clorita.

A resposta do feldspato alcalino peritítico à ação dos fluidos foi bastante heterogênea. Apesar da sua intensa alteração e substituição parcial por microclínio hidrotermal em várias porções da área estudada, em outras ele foi preservado; no entanto, a albita da fácies de borda do albita-granito foi completamente dissolvida e substituída por microclínio. O fluido que ocasionou o metassomatismo potássico deve ter sido alcalino e subsaturado em sílica para ter induzido a desquartzificação precoce, mas o grau de alcalinidade não deveria ter sido alto, uma vez que fluidos oxidados (como

aqueles que devem ter circulado nessa área), altamente alcalinos, tenderiam a estabilizar a albita, o que implicaria em metassomatismo sódico (Cuney et al., 2012).

Estudos preliminares de inclusões de líquidos silicáticos (*melt inclusions*) em fenocristais de quartzo do granito *hipersolvus* e do albita-granito (Borges et al., 2016) sugerem que frações de líquidos magmáticos aprisionados nesses cristais apresentam afinidades geoquímicas, porém as inclusões de líquidos silicáticos aprisionadas em cristais de quartzo do albita-granito são geoquimicamente mais evoluídas e poderiam ter se originado por diferenciação líquido-líquido a partir do granito *hipersolvus*, conforme proposto por Costi et al. (2009).

Partindo-se da hipótese de que a colocação contemporânea dos dois líquidos (ABG e FAGHP) na crosta (Costi et al., 2009) é favorecida por evidências de campo e petrográficas, é plausível considerar que um processo de imiscibilidade líquido-fluido possa ter gerado um fluido enriquecido em K, a partir do granito *hipersolvus*, tendo em vista que uma grande quantidade de Na foi consumida na cristalização de albita na fácies de núcleo do albita-granito. Uma hipótese alternativa seria considerar que a epissienitização estaria também vinculada geneticamente aos fluidos que causaram as reações de autometassomatismo da fácies AGN (responsável pela formação da subfácies de borda).

CONCLUSÕES

O estudo petrográfico e mineralógico de amostras de rochas representando uma zona de interação entre magmas graníticos na borda oeste do plúton Madeira permitiu a caracterização de três litotipos:

1. FAGHP, o mais preservado mineralógica e texturalmente, encontrando-se, por vezes, epissienitizado;
2. AGBEp, constituído basicamente por microclínio e quartzo remanescentes da subfácies albita-granito de borda, além de microclínio hidrotermal e cavidades preenchidas por quartzo, fengita, clorita e fluorita, mineralizado em cassiterita e sulfetos;
3. EpsK, predominantes no furo de sondagem, caracterizados como rochas ricas em microclínio hidrotermal e com cavidades preenchidas por quartzo, fluorita, hematita, cassiterita, pirita, galena, esfalerita, fengita e clorita.

Associados aos epissienitos ocorrem rochas heterogêneas, com características texturais e fases minerais herdadas das fácies granito *hipersolvus* e albita-granito de borda, além de microclínio hidrotermal, representando, assim, os estágios de maior interação e mistura entre os líquidos graníticos.

A epissienitização potássica, principal processo de alteração hidrotermal identificado na área, causou a lixiviação do quartzo, dissolução total da albita da fácies de borda do

albita-granito e sua completa substituição por microclínio em condições *subsólidos*, além de ter induzido a alteração parcial do granito *hipersolvus*. Por outro lado, o mesmo fluido que desestabilizou a albita estava parcialmente em equilíbrio com o microclínio magmático, como demonstrado pela preservação de suas maclas albita-periclina, que não são observadas no microclínio hidrotermal.

O processo de epissienitização pode ter sido desencadeado por um fluido alcalino, enriquecido em K e oxidado, gerado: a partir do FAGHP, através de um processo de imiscibilidade líquido-fluido ou, alternativamente, pela ação de vapores de baixa densidade separados de uma fase peralcalina mais densa, durante a cristalização do AGN, e que causaram autometassomatismo e as mudanças mineralógicas e texturais que caracterizam a fácies de borda. Essa última hipótese é favorecida pela forte oxidação e hematitização que caracteriza tanto o AGB quanto os litotipos aqui estudados.

Apesar de não ter sido descrita mineralização associada ao FAGHP (Costi, 2000), foi detectada, no presente estudo, a presença de cassiterita associada à hematita e ao quartzo, preenchendo fraturas tardias nesse litotipo, o que evidencia a sua precipitação em um estágio hidrotermal a partir de fluidos com alta fO_2 e baixa temperatura. Com base em análises químicas por EDS e nas texturas apresentadas em CL, sugere-se que os cristais de cassiterita com altos contrastes de intensidade de CL e teores muito baixos de Nb tenham sido depositados por fluidos hidrotermais associados aos estágios tardios da epissienitização potássica. A cassiterita dos epissienitos mostra características tanto magmática quanto hidrotermal, com base em seus dados composicionais e texturais. Assim, se a cristalização magmática foi responsável pelo maior volume de mineralização associada ao depósito estanífero do plúton Madeira, o processo de epissienitização potássica contribuiu para a deposição de cristais de cassiterita relativamente mais puros, com menores conteúdos de Nb.

Os estudos de difração de raios X realizados em fenocristais de feldspato alcalino das rochas epissienitizadas permitem identificá-los como microclínio, enquanto a população de cristais mais finos formou-se em condições *subsólidos*. O microclínio é uma fase mineral frequente em sistemas graníticos, com amplo intervalo de temperaturas de cristalização. Assim, sua precipitação nessas rochas sugere que a alteração potássica (substituição albita-microclínio) ocorreu em temperaturas do intervalo pneumatolítico-hidrotermal (300–450°C), após o estágio precoce de desquartzificação das rochas graníticas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica, pelo apoio durante as análises no Laboratório

de Difração de Raios X do IG/UFPA; ao Laboratório de Microanálises do IG/UFPA pela infraestrutura disponibilizada para os estudos em MEV-CL e análises químicas por EDS; à Mineração Taboca S.A., pelo suporte de campo e o acesso a dados não publicados. CNL agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de pesquisa (PQ-2) a Claudio Nery Lamarão, processo nº 305701/2014-2. Este trabalho é uma contribuição para o Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT GEOCIAM) (CNPq/Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT)/Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas (FAPESPA) — processo nº 573733/2008-2).

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sciences Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Almeida, M. E. (2006). *Evolução geológica da porção centro-sul do escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitoides paleoproterozoicos do sudeste de Roraima, Brasil*. 227 f. Tese (Doutorado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Araújo Neto, H., Moreira, H. L. (1976). Projeto Estanho de Abonari. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus, 2 v.
- Atencio, D., Bastos Neto, A. C., Pereira, V. P., Ferron, J. T. M. M., Hoshino, M., Moriyama, T., Watanabe, Y., Miyawaki, R., Coutinho, J. M. V., Andrade, M. B., Domanik, K., Chukanov, N. V., Momma, K., Hirano, H., Tsunematsu, M. (2015). Waimirite-(Y), orthorhombic YF_3 , a new mineral from the Pitinga mine, Presidente Figueiredo, Amazonas, Brazil and from Jabal Tawlah, Saudi Arabia: description and crystal structure. *Mineralogical Magazine*, 79(3), 767-780. <https://doi.org/10.1180/minmag.2015.079.3.18>
- Bastos Neto, A. C., Ferron, J. T. M. M., Chauvet, A., Chemale Jr., F., de Lima, E. F., Barbanson, L., Costa, C. F. M. (2014). U-Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): Evolution A-type magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn-Ta-Nb (REE, cryolite) world-class deposit. *Precambrian Research*, 243, 181-196. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.021>
- Bastos Neto, A. C., Pereira, V. P., Lima, E. F., Ferron, J. M. T. M., Minuzzi, O., Ronchi, L. H., Flores, J. A. A., Frantz, J. C., Pires, A. C., Pierosan, R., Hoff, R., Botelho, N. F., Rolim, S. B. A., Rocha, F. N. F., Ulmann, L. (2005). A jazida de criolita da mina Pitinga (Amazonas). In: J. O. Marini, E. Queiroz, B. W. Ramos (Eds.), *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia* (477-552). Brasília: DNPM-ADIMB.
- Bastos Neto, A. C., Pereira, V. P., Ronchi, L. H., Lima, E. F., Frantz, J. C. (2009). The world-class Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) deposit and the massive cryolite associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga mining district, Amazonas state, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 47(6), 1329-1357. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1329>
- Bettencourt, J. S., Tosdal, R. M., Leite Jr., W. B., Payolla, B. L. (1999). 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*, 95(1-2), 41-67. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00126-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00126-0)
- Borges, R. M. K. (2002). *Greisens e epissienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizações estaníferas*. Tese (Doutorado). Belém: Universidade Federal do Pará.
- Borges, R. M. K., Amorim, L. E. D., Rios, F. J., Costi, H. T., Freitas, M., Lima, T. A. F. (2016). Estudo de inclusões de líquidos silicáticos (*melt inclusions*) em quartzo de granitos estaníferos da Província Pitinga (AM): um estudo pioneiro no Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 48., Porto Alegre. *Anais*. Porto Alegre: SBG.
- Borges, R. M. K., Dall'Agnol, R., Costi, H. T. (2003). Geologia, petrografia e química mineral das micas dos greisens estaníferos associados ao pluton Água Boa, Pitinga (AM). *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1), 51-62. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.20033315162>
- Borges, R. M. K., Dreher, A. M., Almeida, M. E., Costi, H. T., Andrade, J. B. F., Reis, N. J. (2014). Metalogênese da Província Tapajós-Parima: Domínios Parima, Uaimiri e K'Mudku. In: M. G. Silva, M. B. R. Neto, H. Jost, R. M. Kuyumjian (Eds.), *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras* (1, 215-228). Belo Horizonte: CPRM.
- Borges, R. M. K., Villas, R. N. N., Fuzikawa, K., Dall'Agnol, R., Pimenta, M. A. (2009). Phase separation, fluid mixing, and origin of the greisens and potassic episyenite associated with the Água Boa pluton, Pitinga tin Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(2-3), 161-183. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.11.006>

- Caballero, J. M. (1993). Las Episyenitas de la Sierra de Guadarama: Un Caso Singular de Alteración Hidrothermal de Edad Post-hercínica. Thesis (Doctorado). Madrid: Universidad Complutense de Madrid. 313 p.
- Cathelineau, M. (1986). The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *Journal of Petrology*, 27(4), 945-965. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.945>
- Charoy, B., Pollard, P. J. (1989). Albite-rich, silica-depleted metasomatic rocks at Emuford, northeast Queensland: mineralogical, geochemical, and fluid inclusion constraints on hydrothermal evolution and tin mineralization. *Economic Geology*, 84(7), 1850-1874. <https://doi.org/10.2113/econgeo.84.7.1850>
- Cheilletz, A., Giuliani, G. (1982). Role de la déformation du granite dans la genèse des episyénites feldspathiques des massifs de Lovios-Geres (Galice) et des Zaer (Maroc Central). *Mineralium Deposita*, 17(3), 387-400. <https://doi.org/10.1007/BF00204467>
- Costi, H. T. (2000). *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albite-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese (Doutorado). Belém: Universidade Federal do Pará.
- Costi, H. T., Borges R. M. K., Dall'Agnol, R. (2005). Depósitos de estanho da Mina Pitinga, Estado do Amazonas. In: O. J. Marini, E. T. Queiroz, B. W. Ramos (Eds.), *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*, 391-475. Brasília: DNPM/CT-Mineral FINEP/ADIMB.
- Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Borges, R. M. K., Minuzzi, O. R. R., Teixeira, J. T. (2002). Tin-bearing sodic episyenites associated with the Proterozoic, A-type Água Boa granite, Pitinga mine, Amazonian craton, Brazil. *Gondwana Research*, 5(2), 435-451. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70734-6](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70734-6)
- Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Moura, C. A. V. (2000a). Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, 42(9), 832-849. <https://doi.org/10.1080/00206810009465114>
- Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Pichavant, M., Rämö, O. T. (2009). The peralkaline tin-mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian craton, Brazil: Petrography, mineralogy and crystallization processes. *The Canadian Mineralogist*, 47(6), 1301-1327. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1301>
- Costi, H. T., Horbe, A. C., Borges R. M. K., Dall'Agnol R., Rossi, A., Sighnolfi, G. (2000b). Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 775-782. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000304775782>
- Cuney, M., Emetz, A., Mercadier, J., Mykchaylov, V., Shunko, V., Yuslenko, A. (2012). Uranium deposits associated with Na-metasomatism from central Ukraine: a review of some of the major deposits and genetic constraints. *Ore Geology Reviews*, 44, 82-106. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.09.007>
- Dall'Agnol, R., Costi, H. T., Leite, A. A. S., Magalhães, M. S., Teixeira, N. P. (1999). Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95(1-2), 9-39. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00125-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00125-9)
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. 2ª ed. Harlow: Longman.
- Dempsey, C. S., Meighan, I. G., Fallick, A. E. (1990). Desilication of Caledonian Granites in the Barnesmore complex, Co. Donegal: the origin and significance of metasomatic syenite bodies. *Geological Journal*, 25(3-4), 371-380. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250319>
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Borges, R. M. K. (2007). Greisens associados ao topázio-granito do plúton Água Boa, Província Estanífera de Pitinga: petrografia e balanço de massa. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(3), 607-624. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2007373607624>
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Borges, R. M. K., Costi, H. T., Lamarão, C. N. (2011). Mineralogia dos greisens da área Grota Rica, Plúton Água Boa, Pitinga, Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3), 436-446. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2011413436446>
- Ferron, J. M. T. M., Bastos Neto, A. C., de Lima, E. F., Costi, H. T., Moura, C. A. V., Prado, M., Pierosan, R., Galarza, M. A. (2006). Geologia e Geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozoicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(3), 499-512. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2006363499512>
- Ferron, J. M. T. M., Bastos Neto, A. C., de Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Costi, H. T., Pierosan, R., Prado, M. (2010). Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 483-497. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.05.001>

- Gibbs, A. K., Barron, C. (1983). The Guiana shield reviewed. *Episodes*, 2, 7-14.
- González-Casado, J. M., Caballero, J. M., Casquet, C., Galindo, C., Tornos, F. (1996). Palaeostress and geotectonic interpretation of the Alpine Cycle onset in the Sierra del Guadarrama (eastern Iberian Central System), based on evidence from episyenites. *Tectonophysics*, 262(1-4), 213-229. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00004-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00004-2)
- Götze, J., Plötze, M., Graupner, T., Hallbauer, D. K., Bray, C. (2004). Trace element incorporation into quartz: a combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis and gas chromatography. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(18), 3741-3759. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.01.003>
- Hecht, L., Thuro, K., Pilininger, R., Cuney, M. (1999). Mineralogical and geochemical characteristics of hydrothermal alteration and episyenitization in the Königshain granites, northern Bohemian Massif, Germany. *International Journal of Earth Sciences*, 88(2), 236-252. <https://doi.org/10.1007/s005310050262>
- Jébrak, M. (1991). Une épiysénite à dans la ceinture archéenne de l'Abitibi (Québec). *Compte Rendus de Académie des Sciences*, 313(II), 1031-1037.
- Lacroix, M. A. (1920). Les roches éruptives du Crétacea pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées. *Comptes Rendues Academic Sciences*, 170, 685-690.
- Lenharo, S. L. R. (1998). *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.
- Lenharo, S. L. R., Moura, M. A., Botelho, N. F. (2002). Petrogenetic and mineralization processes in Paleo- to Mesoproterozoic rapakivi granites: examples from Pitinga and Goiás, Brazil. *Precambrian Research*, 119(1-4), 277-299. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00126-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00126-2)
- Lenharo, S. L. R., Pollard, P. J., Born, H. (2003). Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos*, 66(1-2), 37-61. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00201-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00201-3)
- Leroy, J. (1978). The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille District (western Massif Central, France): geologic and fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 73(8), 1611-1634. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.8.1611>
- Leroy, J. (1984) Episyénitisation dans les gisements d'uranium du Bernardan (Marche): comparaison avec des gisements similaires du Nord-Ouest du Massif Central Français. *Mineralium Deposita*, 19(1), 26-35. <https://doi.org/10.1007/BF00206594>
- Maruejol, P. (1989). *Metasomatose alcaline et minéralisation uranifères: les albitites du gisement de Lagoa Real (Bahia, Brésil), et exemples complémentaires de Xihuashan (SE Chine), Zheltorechensk (Ukraine) et Chhuling Khola (Népal central)*. Thèse (Doctorat). France: Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Minuzzi, O. R. R. (2005). *Gênese e evolução da mineralização de criolita, pirocloro e columbita da subfácies albíta granito de núcleo, Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.
- Müller, A., Seltman, R., Behr, H. J. (2000). Application of cathodoluminescence to magmatic quartz in tin granite: case study from the Schellerhau Granite Complex, Eastern Erzgebirge, Germany. *Mineralium Deposita*, 35(2-3), 169-189. <https://doi.org/10.1007/s001260050014>
- Nishimoto, S., Yoshida, H., Asahara, Y., Tsuruta, T., Ishibashi, M., Katsuta, N. (2014). Episyenite formation in the Toki granite, central Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 960. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0960-8>
- Patrier, P., Beaufort, D., Bril, H., Bonhomme, M., Fouillac, A. M., Aumâitre, R. (1997). Alteration–mineralization at the Bernardan U deposit (western Marche, France): the contribution of alteration petrology and crystal chemistry of secondary phases to a new genetic model. *Economic Geology*, 92(4), 448-467. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.92.4.448>
- Petersson, J., Eliasson, T. (1997). Mineral evolution and element mobility during episyenitization (dequartzification) and albitization in the postkinematic Bohus granite, southwest Sweden. *Lithos*, 42(1-2), 123-146. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00040-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00040-6)
- Petersson, J., Stephens, M. B., Mattsson, H., Möller, C. (2012). Albitization and quartz dissolution in Paleoproterozoic metagranite, central Swede – implications for the disposal of spent nuclear fuel in a deep geological repository. *Lithos*, 148, 10-26. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.001>
- Pires, A. C., Bastos Neto, A. C., Pereira, V. P., Botelho, N. F., Minuzzi, O. R. R. (2006). Gagarinita-(Y) com polimorfo de fluocerita: provável caso de formação de um novo mineral por exsolução de ETRL a partir de fluoreto de ETRLP (Mina Pitinga – AM). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1), 155-164. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2006361155164>

- Poty, B., Leroy, J., Cathelineau, M., Cuney, M., Friedrich, M., Lespinasse, M., Turpin, L. (1986). Uranium deposits spatially related to granites in the French part of the Hercynian orogen. In: H. D. Fuchs (Ed.), *Vein Type Uranium Deposits*, 215-246. Viena, TEC-DOC-361, IAEA.
- Recio, C., Fallick, A. E., Ugidos, J. M., Stephens, W. E. (1997). Characterization of multiple fluid–granite interaction processes in the episyenites of Avila–Béjar, Central Iberian Massif, Spain. *Chemical Geology*, 143(3-4), 127-144. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00106-X)
- Santos, J. S. O., Hartmann, L. A., Faria, M. S., Riker, S. R., Souza, M. M., Almeida, M. E., McNaughton, N. J. (2006). A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: *IX Simpósio de Geologia da Amazônia*. Anais. Belém: SBG. CD-ROM.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2002). Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 409-429. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00061-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00061-5)
- Scaillet, S., Cuney, M., le Cartier de Veslud, C., Cheilletz, A., Royer, J. J. (1996). Cooling pattern and mineralization history of the Saint Sylvestre and western Marche leucogranite pluton. French Massif Central: II. Thermal modelling and implications for the mechanisms of uranium mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(23), 4673-4688. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00292-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00292-X)
- Serviço Geológico do Brasil (CPRM). (2004a). *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG. Folha SA.20* Manaus. Brasília: CPRM. CD-ROM 14.
- Serviço Geológico do Brasil (CPRM). (2004b). *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG. Folha SA.21* Santarém. Brasília: CPRM. CD-ROM 88.
- Serviço Geológico do Brasil (CPRM) (2006). *Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil: Subprograma Mapas Geológicos Estaduais*. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Escala 1:1.000.000. Texto Explicativo. Manaus: CPRM/CIAMA, 144 p.
- Siachoque, A., Salazar, C. A., Trindade, R. (2017). Emplacement and deformation of the A-type Madeira granite (Amazonian Craton, Brazil). *Lithos*, 277, 284-301. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.021>
- Souza, S. M. (2012). *Caracterização petrográfica, mineralógica e estudo da alteração hidrotermal associada aos epissienitos potássicos estaníferos da borda oeste do albíta-granito, Suíte Madeira, Província Pitinga (AM)*. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação. Belém: Universidade Federal do Pará.
- Tornos, F., Delgado, A., Casquet, C., Galindo, C. (2000). 300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the Eastern Iberian Central System. *Mineralium Deposita*, 35(6), 551-569. <https://doi.org/10.1007/s001260050261>
- Turpin, L., Leroy, J. L., Sheppard, S. M. F. (1990). Isotopic systematics (O, H, C, Sr, Nd) of superimposed barren U-bearing hydrothermal systems in a Hercynian granite, Massif Central, France. *Chemical Geology*, 88(1-2), 85-98. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90105-G](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90105-G)
- Valério, C. S. (2006). *Magmatismo Paleoproterozoico do extremo sul do escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo (AM): geologia, geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão*. Dissertação (Mestrado). Manaus: Universidade Federal do Amazonas.
- Veiga Júnior, J. P., Nunes, A. C. B., Souza, E. C., Santos, J. O. S., Amaral, J. E., Pessoa, M. R., Souza, S. A. S. (1979). *Projeto sulfetos de Uatumã*. Relatório Final – 6 volumes. Manaus: DNPM/CPRM.