

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

PEDRO LUIZ LUPPI FOSTER

GEOLOGIA E PETROLOGIA DO MACIÇO PALANQUETA, MINA BOM
FUTURO, RONDÔNIA

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas do
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte
dos requisitos para obtenção do título de Mestre
em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior

Rio Claro - SP

2016

550 Foster, Pedro Luiz Luppi
F756g Geologia e petrologia do Maciço Palanqueta, Mina Bom
Futuro, Rondônia / Pedro Luiz Luppi Foster. - Rio Claro,
2016
99 f. : il., figs., tabs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior

1. Geologia. 2. Topázio-granito. 3. Fácies graníticas. 4.
Estanho. 5. Geoquímica. I. Título.

PEDRO LUIZ LUPPI FOSTER

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DO MACIÇO PALANQUETA, MINA BOM FUTURO,
RONDÔNIA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior – Orientador
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Unesp, Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Antenor Zanardo
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Unesp, Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt
Instituto de Geociências, USP, São Paulo, (SP)

Resultado: Aprovado

Rio Claro, SP 23 de Setembro de 2016

Dedico este trabalho a minha mãe Ana, por todos os sacrifícios que ela fez para que eu e meus queridos irmãos alcançássemos nossos sonhos.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço à Deus, pela força e por todas as coisas boas e más que me aconteceram. Cada uma delas foi de extrema importância e me fizeram chegar onde cheguei e me fizeram ser quem sou.

À minha família, por todo o apoio e carinho que sempre me foram tão importantes no decorrer da minha vida e que espero sempre ajudar da mesma maneira.

Ao Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior por proporcionar a oportunidade de estudar esse assunto que sempre me causou interesse e admiração.

Ao geólogo Renato Muzzolon e a equipe da COOPERSANTA pela infraestrutura e auxílio durante as etapas de campo em Rondônia, sem elas este trabalho não seria possível.

Aos amigos e geólogos Bruno Venâncio e Carlos Augusto que sempre me incentivaram e aconselharam durante esses dois anos de pesquisa.

Aos companheiros (as) da Votorantim Metais Holding pela paciência e camaradagem, além da grande evolução como geólogo que me proporcionaram.

RESUMO

Topázio granitos são rochas ácidas ultrafracionadas que ocorrem sob a forma de *stocks*, cúpulas ou diques em suítes graníticas pós-orogênicas ou anarogênicas, e são caracterizadas por seu enriquecimento extremo em flúor, associação com elementos litófilos e relação direta com muitos depósitos primários de metais raros (ex. Sn, W, Ta e Nb) encontrados pelo mundo. A mina Bom Futuro localiza-se no município de Ariquemes, região centro-norte de Rondônia, e é uma das maiores produtoras de estanho do país e congrega dois morros contíguos denominados Bom Futuro e Palanqueta, este último sendo o representante em superfície do Maciço Palanqueta. No Maciço Palanqueta são reconhecidas 5 fácies graníticas, sendo 4 delas topázio granitos: biotita-álcali-feldspato-granito equigranular, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito equigranular, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito porfirítico, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito pórfiro e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito miarolítico, além de diques de aplito, veios de pegmatito e veios e *pipes* de *greisen* mineralizados em cassiterita. Os veios pegmatíticos encontram-se cortando os diques de aplito e estes as demais fácies graníticas. As relações de contato entre as fácies graníticas é brusca, mas só é identificada relação de idade entre as fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito porfirítico e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito pórfiro. As características de campo, petrográficas e geoquímicas do Maciço Palanqueta permitem classificá-lo como um maciço granítico multifásico, intraplaca, tipo A e integrante peraluminoso da Suíte Granitos Últimos de Rondônia. Apesar de cronologicamente correlatos a seguinte ordem para a colocação das fácies graníticas é proposta: biotita-álcali-feldspato-granito equigranular → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito equigranular → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito porfirítico → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito miarolítico → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato-granito pórfiro. O Maciço Palanqueta ainda não possui seus limites físicos definidos, bem como sua variação faciológica em seção, o que implica na possibilidade de potencial metalogenético em profundidade, em acordo com outros exemplos de topázio granitos encontrados na literatura.

Palavras-chave: topázio-granito, fácies granítica, estanho, geoquímica.

ABSTRACT

Topaz granites are acidic ultrafractionated rocks that occur in the form of stocks, domes or dykes in granitic post-orogenic or anarogenic suites, and are characterized by their extreme enrichment in fluorine, association with lithophile elements and direct relationship with many primary deposits of rare metals (eg. Sn, W, Ta and Nb) found around the world. The Bom Futuro mine is located in the county of Ariquemes, north-central region of Rondonia State, and is one of the largest tin producer in the country and brings together two adjacent hills called Bom Futuro and Palanqueta, the last one being the representative surface of the Palanqueta massif. At the Palanqueta massif are recognized 5 granitic facies, 4 of them of topaz granites: equigranular biotite-alkali-feldspar granite, equigranular topaz-zinnwaldita-alkali-feldspar granite, porphyritic topaz-zinnwaldita-alkali-feldspar granite, porphyry topaz-zinnwaldita-alkali-feldspar granite and miarolitic topaz-zinnwaldita-alkali-feldspar granite, and aplite dikes, pegmatitic veins and veins and pipes of greisen mineralized in cassiterite. The pegmatite veins are cutting the aplite dykes and these all the other granitic facies. The contact relationships between the granitic facies is abrupt, but age relationship are only identified between the porphyritic topaz-zinnwaldita-alkali-feldspar granite and porphyry topaz-zinnwaldita-alkali-feldspar granite facies. The field, petrographic and geochemical data of Palanqueta massif allow classifies it as a within plate, A type, peraluminous. multifacies granitic massif, and member of the Younger Granites of Rondonia Suite. Although chronologically related the following order for placement of the granitic facies is proposed: biotite alkali-feldspar granite equigranular → topaz-zinnwaldita-alkali-feldspar granite equigranular → topaz-zinnwaldita-alkali-feldspar granite porphyry → topaz-zinnwaldita -álcali-feldspar granite miarolítico → topaz-zinnwaldita-alkali-feldspar granite porphyry. The Palanqueta massif does not have its physical boundaries defined, as well as their facies variation in vertical section, which implies the possibility of depth metallogenic potential, in accordance with other examples of topaz granites found in the literature.

Keywords: topaz-granite, granitic facies, tin, geochemistry.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Localização e vias de acesso para a Vila Bom Futuro e Maciço Palanqueta.	7
Figura 2: Divisão do Cráton Amazônico em províncias geotectônicas, em destaque região da Província Estanífera de Rondônia. Modificado de Cordani <i>et al.</i> , 2009.	15
Figura 3: Mapa geológico simplificado do Sudoeste do Cráton Amazônico na região do estado de Rondônia, com a localização da Província Estanífera de Rondônia (PER) (linha tracejada). Modificado de Betencourt <i>et al.</i> (2010).	16
Figura 4: Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia (PER) e áreas adjacentes com a localização dos principais depósitos estaníferos. Modificado de Bettencourt et al 2015.	20
Figura 5: Mapa geológico simplificado do Distrito Bom Futuro (extraído de Souza, 2003).	25
Figura 6: Fotografias dos gnaisses encontrados na região de Bom Futuro. A e B: gnaiss preservado do morro Bom Futuro em área de atividade de extração e; C e D: corte de estrada mostrando gnaiss alterado na porção SW do morro Palanqueta.	26
Figura 7: Vista do morro Palanqueta a partir do Morro Bom Futuro	30
Figura 8: Mapa geológico simplificado do maciço Palanqueta.	31
Figura 9: Fotografia de afloramento do biotita-álcali-feldspato granito equigranular (PP-61).	32
Figura 10: Fotografias com topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular de grão médio (PP-80). A: afloramento no extremo nordeste da área e; B: visão mesoscópica do litotipo.	32
Figura 11: Fotografia com contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular médio e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (PP-66).	33
Figura 12: Fotografias com topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (PP-90). A: lajedo no topo do morro e; B: visão mesoscópica do litotipo.	34
Figura 13: Fotografias com topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (PP-82). A: matacão de dimensões métricas e; B: lajedo no topo do morro (PP-100).	34
Figura 14: A: fotografia mostrando relações de contato entre as fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (1) e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (2) (PP-104) e; B: dique de topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico.	34
Figura 15: Fotografias das fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítica. A: característica geral da rocha com miárolos centimétricos constituídos por Qz e Fk (PP-13); B: os miárolos apresentam zonamento com Fk nas bordas e Qz no núcleo além de bordas serrilhadas (PP-13); C: contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (1) e o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico (2) (PP-29) e; D: contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular (1) e o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico (2) (PP-30).	35
Figura 16: Fotografias de corpos tardios encontrados no maciço Palanqueta. A: dique de aplito em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular (PP-12); B: intersecção de vênulas de quartzo e pegmatito cortando dique de aplito (PP-22); C: fragmento de veio de quartzo em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (PP-26) e; D: bolsão pegmatítico em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (PP-86).	36

Figura 17: <i>Pipe de greisen</i> em seção vertical (PP-103).....	37
Figura 18: <i>Pipe de greisen</i> aflorante com auréola de granito greisenizado (PP-106).....	38
Figura 19: Fotografia das diferentes fácies encontradas nos <i>pipes</i> de <i>greisen</i> do maciço Palanqueta. A: veio de <i>greisen</i> em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato pórfito e <i>greisen</i> (PP-24); B: fácies topázio- quartzo-mica <i>greisen</i> (PP-103); C: fácies mica-topázio-quartzo <i>greisen</i> com pirita (PP-106); D: quartzo <i>greisen</i> (PP-108)	38
Figura 20: Perfil de alteração encontrado no maciço Palanqueta. Extraído de Oliveira (2005).	39
Figura 21: Fotografias do biotita-álcali-feldspato granito equigranular (BF-82). A: aspecto mosqueado dado pelo glómeros de biotita; B: placa polida; C: placa tingida com cobalto nitrato de sódio com indicação do feldspato alcalino (em amarelo) e plagioclásio.	40
Figura 22: A: fotomicrografia com cristais de albita (Ab) sericitizada e microclínio (Mc); B: fotomicrografia com cristal anedral de quartzo (Qz); C: fotomicrografia com cristal de biotita anedral com inclusão de zircão (Zrn); D: fotomicrografia com detalhe em cristal de zircão com halos pleocróicos; E: imagem MEV de cristal eudral de zircão; F: imagem MEV de cristal de ilmenita; G: imagem MEV de cristal de rutilo e; H: imagem MEV de cristal de monazita. Fotomicrografias da amostra BF-82 e imagem MEV de concentrado de rocha PP-09.	42
Figura 23: Fotografias do topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular (BF-43). A: aspecto macroscópico: cor rósea e textura equigranular; B: placa polida e; C: placa tingida com cobalto nitrato de sódio com indicação do feldspato alcalino (em amarelo) e plagioclásio.	43
Figura 24: A: fotomicrografia com textura equigranular de granulação média; B: fotomicrografia com cristal anedral de microclínio (Mc) envolvendo cristais de albita (Ab); C: fotomicrografia com cristal de plagioclásio com pequenos cristais de zinnwaldita e inclusões fluidas; D: fotomicrografia com cristal de quartzo (Qz) com textura “bola de neve”; E: fotomicrografia com cristais de zinnwaldita nas bordas de cristal de topázio; F: imagem MEV de cristal de zircão; G: imagem MEV de cristal de monazita e; H: imagem MEV de cristal de rutilo. Fotomicrografias da amostra PP-23 e imagem MEV de concentrado de rocha do ponto PP-23.	45
Figura 25: fotografia do topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfírico, com megacristais de feldspato alcalino em matriz equigranular de granulação fina.	46
Figura 26: A: fotomicrografia com textura porfírica marcada pelos fenocristais de microclínio (Mc); B: fotomicrografia com cristal subedral de albita (Ab); C: fotomicrografia da matriz com cristais anedrais de quartzo (Qz), albita (Ab) e zinnwaldita (Znw); D: fotomicrografia com cristais de quartzo e microclínio (Mc) lobulares. Fotomicrografias da amostra BF-100.	47
Figura 27: fotografia do topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito pórfito, com fenocristais arredondados de quartzo e feldspato alcalino em matriz muito fina (BF-53).	48
Figura 28: A: fotomicrografia da matriz com textura porfírica de granulação fina; B: fotomicrografia com cristais anedrais de quartzo com textura “bola de neve”; C: fotomicrografia da matriz fina e cristais subedrais a eudrais de albita (Ab) e anedrais de microclínio (Mc); D: fotomicrografia com cristal anedral de zinnwaldita; E: fotomicrografia de cristais anedrais de topázio (Tpz); F: imagem MEV de cristal de zircão; G: imagem MEV de cristal de columbita/tantalita e; H: imagem MEV de cristal de cassiterita. Fotomicrografias da amostra BF-19 e imagens MEV de concentrado de rocha do ponto PP-33.	50

Figura 29: fotografia do topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico, com maiárolos compostos por quartzo e feldspato alcalino (porções róseas) (BF-52).....	51
Figura 30: A: fotomicrografia de miárolos constituído por microclínio e quartzo na borda e quartzo no núcleo; B: fotomicrografia da matriz de textura equigranular; C: fotomicrografia de cristal de zinnwaldita; D: fotomicrografia de cristais de topázio (Tpz) com opacos; E: imagem MEV de cristal de zircão; F: imagem MEV de cristal de monazita; G: imagem MEV de cristal de columbita/tantalita e; H: imagem MEV de cristal de molibdenita. Fotomicrografias da amostra BF-81 e imagens MEV do concentrado de rocha do ponto PP-28.	53
Figura 31: fotografia do aplito com textura equigranular e granulação fina (BF-52C).	54
Figura 32: A: fotomicrografia com matriz de estrutura maciça e textura equigranular; B: fotomicrografia de intercrescimento granofírico entre cristais de microclínio (Mc) e quartzo (Qz); C: fotomicrografia de cristais eudrais de albita (Ab) em microclínio (Mc) anedral e; D: fotomicrografia de zinnwaldita anedral. Fotomicrografias da amostra BF-52C.....	55
Figura 33: Diagrama de classificação QAP de Streckeisen (1976) para as fácies graníticas reconhecidas no maciço Palanqueta.	56
Figura 34: Diagrama de alumina saturação das fácies graníticas do Maciço Palanqueta.	60
Figura 35: Diagramas de classificação de Whalen <i>et al.</i> (1987) para os granitos do maciço Palanqueta e com os campos dos granitos do maciço Santa Bárbara e biotita granitos diferenciados e topázio-granitos da Finlândia.	61
Figura 36: Diagrama de classificação tectônica segundo Pearce <i>et al.</i> (1984) dos granitos do maciço Palanqueta, com os campos dos granitos dos maciços Santa Bárbara, Mangabeira e dos biotita granitos diferenciados e topázio-granitos da Finlândia.....	62
Figura 37: Diagrama ternário Rb-Ba-Sr de Bouseily e Sokkary (1975) para os granitos do maciço Palanqueta, Santa Bárbara, Mangabeira e os biotita granitos diferenciados e topázio-granitos da Finlândia.	62
Figura 38: Diagramas de variação química Zr/Hf vs. Al_2O_3 , Na_2O , Na_2O/K_2O , Ta, Ga, Th, La, Eu/Eu^* e $(La/Yb)_n$	64
Figura 39: Diagramas multi-elementares normalizados pelo condrito (THOMPSON <i>et al.</i> , 1982) para as diferentes fácies graníticas do Maciço Palanqueta.	65
Figura 40: Comparativo entre o padrão multi-elementar do Maciço Palanqueta e granitos diferenciados dos maciços Santa Bárbara e Mangabeira.	66
Figura 41: Comparativo entre o padrão multi-elementar do Maciço Palanqueta e biotita granitos diferenciados e topázio granitos da Finlândia.	67
Figura 42: Padrão de ETR normalizado pelo condrito (BOYTON, 1984) para as fácies graníticas do Maciço Palanqueta.....	68
Figura 43: Comparativo entre os padrões de ETR das fácies graníticas do maciço Palanqueta e maciços Santa Bárbara e Mangabeira. Valores normalizados segundo o condrito de Boynton (1984).....	69
Figura 44: Comparativo entre os padrões de ETR das fácies graníticas do maciço Palanqueta e biotita granitos diferenciados e topázio granitos da Finlândia. Valores normalizados segundo o condrito de Boynton (1984).	70

Figura 45: Distribuição das rochas graníticas do Maciço Palanqueta no diagrama de composição normativa Q-Ab-Or. Ternários mínimos úmidos (*) a 1 kbar e com 1, 2 e 4% de flúor são de Tuttle & Bowen (1958, em Manning 1982) e de Manning (1982), respectivamente.	72
Figura 46: Seção esquemática do Maciço Palanqueta e a relação proposta para as fácies graníticas descritas.	76

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Relação entre dados obtidos em estudos anteriores e nas campanhas de 2014 e 2015.	11
Tabela 2: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies biotita-álcali-feldspato granito equigranular. (*BF) são amostras reanalisadas de Oliveira (2005).	41
Tabela 3: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular. (*BF) são amostras reanalisadas de Oliveira (2005).	44
Tabela 4: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico. (*BF) são amostras reanalisadas de Oliveira (2005).	47
Tabela 5: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro. (*BF) são amostras reanalisadas de Oliveira (2005).	49
Tabela 6: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito mirolítico.	52
Tabela 7: Composição modal (em %) da fácies Aplito. Amostra reanalisada de Oliveira (2005).	55
Tabela 8: Composição mineralógica das fácies graníticas do Maciço Palanqueta. Qz: quartzo; Mc: microclínio; Ab: albita; Bt: biotita; Tpz: topázio; Fl: fluorita; Zrn: zircão; Mnz: monazita; Ilm: ilmenita; Rt: rutilo; Colu: columbita; Tant: tantalita; Cst: cassiterita; Bis: bismutinita; Znw: zinnwaldita; Ttn: titanita; Mol: molibdenita; Gn: galena; Cpy: calcopirita; Py: pirita (siglas em WHITNEY & EVANS, 2010).	57
Tabela 9: Resultados das análises químicas dos granitos do Maciço Palanqueta.	59
Tabela 10: Razões químicas dos granitos do Maciço Palanqueta. 1- Proporção molecular: A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$); A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O). 2 – Valores normalizados segundo Boynton (1984).	60
Tabela 11: Dados do cálculo normativo para as diferentes fácies graníticas do Maciço Palanqueta. Siglas dos minerais segundo Hutchison (1974): Q=quartzo; C=coríndon; Or=ortoclásio; Ab=albita; An=anortita; Il=ilmenita).	60
Tabela 12: Comparativo do índice de diferenciação (ID= Q+Mc+Ab) e razões de K/Na, K/Rb, Rb/Sr e Rb/Ba do Maciço Palanqueta e demais maciços e <i>stocks</i> discutidos. (1) Haapala, 1997; (2) Lukkari, 2002; (3) Haapala & Lukkari, 2004; (4) Sparrenberger, 2003; (5) Moura, 1993.	74

SUMÁRIO

1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	1
1.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	2
1.1.1 <i>Topázio Granitos</i>	2
1.1.2 <i>Histórico das pesquisas no Maciço Palanqueta</i>	4
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	6
1.3 ASPETOS SOCIOECONÔMICOS	7
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	10
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA E INVENTÁRIO DAS INFORMAÇÕES	10
2.2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO	11
2.3 PETROGRAFIA	11
2.4 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL.....	13
3. SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL	14
3.1 INTRODUÇÃO	14
3.2 SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO	15
3.3 PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA (PER)	19
3.3.1 <i>Complexo Jamari</i>	20
3.3.2 <i>Intrusões Graníticas Meso-Neoproterozóicas</i>	21
3.3.3 <i>Formação Nova Floresta</i>	23
3.3.4 <i>Sequências Metassedimentares</i>	23
3.3.5 <i>Unidades Fanerozóicas</i>	23
4 GEOLOGIA LOCAL	24
4.1 INTRODUÇÃO	24
4.2 COMPLEXO JAMARI.....	25
4.3 SUÍTE INTRUSIVA GRANITOS ÚLTIMOS DE RONDÔNIA.....	27
4.3.1 <i>Sistema Bom Futuro</i>	27
4.3.1.1 <i>Rochas Subvulcânicas Intermediárias</i>	27
4.3.1.2 <i>Brechas subvulcânicas</i>	27
4.3.1.3 <i>Topázio leucoriólito</i>	28
4.3.1.4 <i>Topázio leucogranito pórfiro</i>	28
4.3.1.5 <i>Pegmatitos</i>	28
4.3.2 <i>Sistema Palanqueta</i>	29
5 PETROGRAFIA	39

5.1	BIOTITA-ÁLCALI-FELDSPATO-GRANITO EQUIGRANULAR	39
5.2	TOPÁZIO-ZINNWALDITA-ÁLCALI-FELDSPATO GRANITO EQUIGRANULAR.....	43
5.3	TOPÁZIO-ZINNWALDITA-ÁLCALI-FELDSPATO GRANITO PORFIRÍTICO	46
5.4	TOPÁZIO-ZINNWALDITA-ÁLCALI FELDSPATO GRANITO PÓRFIRO	48
5.5	TOPÁZIO-ZINNWALDITA-ÁLCALI FELDSPATO GRANITO MIAROLÍTICO	51
5.6	APLITOS	54
6	GEOQUÍMICA DAS FÁCIES GRANÍTICAS	57
7	DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	70
7.1	CONCLUSÕES.....	74
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

ANEXOS

ANEXO I – Mapa de Localização de Afloramentos de Rocha

ANEXO II – Mapa e Perfil Geológico do Maciço Palanqueta

ANEXO III – Análises de Microsonda Eletrônica de Varredura em Cristais de Concentrado de Rocha

1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

Topázio granitos são rochas raras no registro geológico e encontram-se frequentemente associadas no espaço e no tempo com depósitos primários de metais raros (Sn, W, Ta, Nb). Esses depósitos muitas vezes estão associados a maciços ou *stocks* graníticos ultrafracionados com presença ou não de corpos de *greisen* mineralizados, como é o caso do Maciço Palanqueta, localizado no município de Ariquemes, na região centro-norte do Estado de Rondônia. O maciço faz parte do Distrito Bom Futuro, que agrega dois morros contíguos denominados Bom Futuro e Palanqueta, ambos parte da Mina Bom Futuro, uma das maiores produtoras de estanho do país.

A pesquisa desenvolvida buscou reconhecer aspectos sobre a origem e evolução dos topázio-granitos do morro Palanqueta e suas relações genéticas, com enfoque na caracterização das diferentes fácies magmáticas e suas relações de contato. Em termos específicos, os objetivos principais do projeto constaram de:

- i) Estruturação interna do maciço Palanqueta, ou seja, o arranjo de suas diferentes fácies, estruturas e disposição dos corpos de aplitos e *greisen*;
- ii) Caracterização petrográfica e petroquímica das diferentes fácies magmáticas e suas respectivas correlações de contato;
- iii) Identificação e caracterização da química dos minerais acessórios com vistas a evolução dos magmas;
- iv) Estabelecimento da cronologia relativa das fácies magmáticas e caracterização da fonte dos magmas.

A partir do capítulo 5 serão abordados os estudos petrográficos com foco nas diferentes texturas encontradas em cada fácies granítica do maciço, bem como caracterizar minerais acessórios e traços que venham a contribuir na caracterização das mesmas. No capítulo 6 as características geoquímicas das fácies magmáticas serão mostradas, visando a caracterização geral e classificação geoquímica desses granitos, com vista à obtenção de bases e padrões que enquadrem o maciço em um modelo evolutivo. Por fim, no capítulo 7 serão discutidos os

resultados encontrados e a interpretação dos mesmos, finalizando com a conclusão da pesquisa proposta.

Como parâmetro de comparação, foram utilizados dados geológicos de 2 outros maciços graníticos Proterozóicos brasileiros com características semelhantes ao maciço Palanqueta: o maciço Santa Bárbara, da província estanífera de Rondônia, e o maciço Mangabeira, da província estanífera de Goiás. Além deles, também serão utilizados dados dos biotita granito diferenciados e topázio granitos da Finlândia (*stocks* Eurajoki, Artjarvi, Saaskjarvi e Kymi), por serem exemplos clássicos de granitos ultrafracionados associados a mineralizações de Sn de idade Proterozóica.

1.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1.1 *Topázio Granitos*

Segundo Taylor e Fallick (1997), topázio granitos são álcali-feldspato granitos compostos essencialmente por albita, quartzo, feldspato potássico, Li-mica e topázio, sendo caracterizados pelo alto enriquecimento em F (até 4%), elementos alcalinos (Li, Rb e Cs) e metais polivalentes (Nb, Ta, Sn e W). Essa relação existe devido à geoquímica ímpar que esses magmas altamente fracionados possuem, principalmente seu alto conteúdo em flúor, que, aliado com a água, torna muito mais eficaz o fluxo do magma do que somente a água como volátil, reduzindo assim a sua temperatura *liquidi*, a viscosidade e a densidade do magma (KEPPLER, 1993; PITCHER, 1997). Além do mais, é gerada a desestabilização dos polímeros, o que permite a entrada de íons fortemente carregados e a formação de fluoretos complexos, nos quais metais pesados podem ser carregados em diante para os últimos resíduos magmáticos, muitas vezes levando à formação de mineralizações disseminadas (POLLARD *et al.*, 1987) e corpos de pegmatitos e *greisens*, comumente associados às cúpulas graníticas, também com potencial econômico para minerais metálicos (PITCHER, 1997). A formação dos topázio-pegmatitos marginais é atribuída ao acúmulo de *melt* e fluidos residuais abaixo do teto da câmara magmática ou em fraturas de contração entre a cúpula granítica e as rochas hospedeira (HAAPALA & LUKKARI, 2005).

Geoquimicamente, conforme o enriquecimento em flúor do sistema, também pode ocorrer a inversão da tendência normal da diferenciação, com a diminuição de SiO_2 e o aumento dos conteúdos de Na_2O , Al_2O_3 , F, Li e Rb (ex. LIVERTON & ALDERTON, 1994), implicando diretamente no aumento da cristalização de albita e diminuição da quantidade de quartzo nos estágios mais avançados de cristalização (MANNING, 1982).

Esses granitos podem ser subdivididos em “baixo teor de P_2O_5 ” ($\text{P}_2\text{O}_5 < 0.1\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 14.5\%$, $\text{SiO}_2 > 73\%$ e $q^{18}\text{O} < 10\%$) e “alto teor de P_2O_5 ” ($\text{P}_2\text{O}_5 > 0.4\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14.5\%$, $\text{SiO}_2 < 73\%$ e $q^{18}\text{O} > 10\%$), associados, respectivamente, com protólitos ígneos e sedimentares (TAYLOR, 1992; TAYLOR & FALLICK, 1997).

Exemplos de topázio-granitos são encontrados na Alemanha (TOMAS & TISCHENDORF, 1987), Alasca (SAINSBURY, 1964; PUCHNER, 1987), Canada (TAYLOR *et al.*, 1985; SINCLAIR *et al.*, 1988; TAYLOR, 1992), Arábia Saudita (DU BRAY *et al.*, 1988, 1994), Finlândia (HAAPALA, 1977, 1997; EDÉN, 1991; HAAPALA & LUKKARI, 2005; LUKKARI, 2002, 2007), Reino Unido (MANNING & HILL, 1990; STONE, 1992), França (CUNEY *et al.*, 1992), República Tcheca (STEAMPROK & SULCEK, 1968; MULLER *et al.*, 2002; BREITER *et al.*, 2005) e China (ZHU *et al.*, 2001; YIN *et al.*, 1995; HUANG *et al.*, 2002). Equivalentes vulcânicos e subvulcânicos dos topázio-granitos são representados pelos ongonitos da Mongólia (KOVALENKO *et al.*, 1971; DOSTAL *et al.*, 2015) e topázio riólitos do oeste Norte Americano (BURT *et al.*, 1982; CHRISTIANSEN *et al.*, 1984, 1986). No Brasil, granitos altamente evoluídos são encontrados no batólito Água Boa (HORBE *et al.*, 1991; LENHARO *et al.*, 2000), maciço Serra Branca (PINTO-COELHO & MOURA, 2006), complexo granítico Massangana (SOUZA *et al.*, 2003), Suíte Intrusiva Santa Clara (LEITE JÚNIOR, 2002a), maciço Oriente Novo (LEITE JÚNIOR, 1992), maciço Mangabeira (MOURA, 1993; MOURA & BOTELHO, 2000) e maciço Santa Bárbara (SPARREBERGER, 2003), estes dois últimos, juntamente com os biotita granitos diferenciados e topázio-granitos da Finlândia, foram usados para comparação dos resultados encontrados no estudo.

Na Província Estanífera de Rondônia, topázio granitos e rochas associadas constituem subsuítas tardias e peraluminosas tanto na Suíte Intrusiva Santa Clara (1082-1074 Ma) como na Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (998-974 Ma). Essa última engloba os topázio-granitos e riólitos da mina Bom Futuro e maciço Palanqueta.

1.1.2 Histórico das pesquisas no Maciço Palanqueta

Os primeiros trabalhos de pesquisa no morro Palanqueta foram realizados por Silva et al. (1995), os quais identificaram a presença de granitos e *greisens* mineralizados em estanho e sulfetos de metais base. Foram identificadas duas fácies principais, *porphyritic granite* e *albite granite*, o último apresentando uma variedade de granulação fina (*fine grained granite*). Fluorita, zinnwaldita, topázio e cassiterita foram os minerais acessórios identificados nessas rochas. A presença de uma “faixa” de quartzo-*greisen* na porção NE do morro foi proposta pelos autores, juntamente com corpos subordinados de mica-*greisen*, de direção NNW, no interior do albite granito.

Silva *et.al.* (1997a), com novos dados petrográficos e químicos, introduziram classificações genéticas para os granitos, já os definindo como parte de um *plug* de colocação rasa na crosta, associado com os topázios riólitos do Morro Bom Futuro. Cerca de 8 fácies foram definidas para o albite granito, com textura fina, equigranular e porfirítica. Alasquitos, cataclasitos e granito porfirítico *greisenizado* também foram mapeados na área. Os *greisen* foram classificados como mica-quartzo *greisen*, topázio *greisen* e cassiterita-quartzo *greisen*. Nessa nova compartimentação os autores adicionaram dados químicos sistemáticos de Silva (1997a, 1997b) em que foi constatado a alta concentração de Sn nos colúvios a E, NE e NW do morro Palanqueta (até 1500 ppm), associados com os corpos de *greisen* próximos.

Souza e Botelho (2002) definiram o maciço como “Sistema Plutônico Palanqueta”, no qual uma compartimentação mais simplificada é proposta, com introdução de biotita granito (fácies equigranular médio e equigranular a porfirítico fino) como o litotipo dominante. A nomenclatura de “albite granito” e a existência da “faixa” de *greisen* de Silva et. al. (1995) ainda é mantida. As descrições petrografias são mais detalhadas, com a identificação de diversas texturas em seção delgada, além de novos minerais acessórios (e.g. calcopirita, zircão, wolframita, rutilo, esfalerita e apatita) nos granitos. Os autores identificaram um zonamento faciológico como produto da alteração hidrotermal entre o albite granito e *greisens* (albite granito → topázio albite granito → zona micácea → *greisen*) e realizaram análises de inclusão fluida em cristais de cassiterita, topázio, quartzo e fluorita nos *greisens*, os comparando com os veios de quartzo e topázio do morro Bom Futuro.

Souza (2003) apresenta uma proposta de evolução geológica e metalogenética para o depósito de estanho do Bom Futuro, incluindo em seu estudo o morro Palanqueta devido à sua já conhecida correlação no sistema. Caracterizações petrográficas e geoquímicas foram novamente apresentadas, agora mais detalhadas, com foco no jazimento do minério de estanho (cassiterita). A gênese dos *greisens* é abordada com foco na composição, condições físico-químicas das inclusões fluídas, as quais foram interpretadas como responsáveis pela mineralização tanto no morro Palanqueta como nos pegmatitos e veios de quartzo do Bom Futuro. Adicionalmente, o autor manteve a divisão dos granitos em biotita granito fino a porfirítico e biotita granito equigranular envolvendo núcleo de albita granito, além da “faixa” de *greisen* no contato biotita granito equigranular/albita granito. A relação genética entre os granitos não foi reconhecida, porém, os padrões de distribuição de elementos terras raras e multielementos, juntamente com estudos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$) preliminares indicaram a possibilidade do biotita granito e do albita granito terem evoluído a partir de uma mesma fonte (valores em quartzo entre 8,9 e 9,6‰). Contudo, essa possibilidade era, segundo o próprio autor, carente de maiores informações geoquímicas, isotópicas e geocronológicas.

Os trabalhos mais recentes realizados no morro Palanqueta foram os de Leite Júnior *et. al.* (2005) e Oliveira (2005), em que os autores propõem uma nova configuração para o maciço, ou “*stock*” com base em trabalhos de mapeamento faciológico, geoquímicos e petrografia. As antigas fácies de biotita granito e albita granito (SOUZA, 2003) foram modificadas devido a identificação de mica litinífera (zinnwaldita) na maior parte das fácies encontradas, ficando o biotita-granito na parte ocidental do maciço. Foram nesses estudos que passou a ser utilizada uma classificação petrográfica para os granitos, dividindo o maciço em 4 fácies mapeáveis na escala 1:5.000: biotita-álcali-feldspato granito equigranular, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato microgranito miarolítico e não miarolítico e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro. Foi identificado que os *greisen* encontrados no maciço não constituíam um “faixa”, e sim, diversos *pipes* com auréolas de alteração nas rochas encaixantes, associados principalmente com o granito pórfiro. Os autores identificaram, com base em contatos encontrados em campo e na geoquímica, a seguinte tendência evolutiva para os topázio-granitos: granito equigranular → granito porfirítico → microgranito → granito pórfiro. Foi também identificada uma faixa miarolítica separando os microgranitos do granito equigranular, o que sugere uma importante participação de fases fluidas nos estágios tardi e

pós-magmáticos. No presente estudo serão utilizadas as terminologias e classificações propostas por esses autores, por concordarem com os dados de mapeamento faciológico, petrográficos e geoquímicos apresentados, sendo aplicadas novas caracterizações quando necessário.

Vale ressaltar que o maciço Palanqueta é um dos poucos exemplos de topázio granitos no Brasil com presença de *greisens* mineralizados, faciologia granítica em planta e ainda associado com um sistema subvulcânico aflorante, o que aumenta ainda mais a importância de seu estudo.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se no município de Ariquemes, na porção centro-norte do estado de Rondônia, o qual faz parte da Amazônia Legal Brasileira, na região norte do país. A partir de Porto Velho são 165 km no sentido sul até o trevo de acesso para a cidade de Alto Paraíso. Daí são mais 26 km por estrada pavimentada (antiga C80) até à cidade de Alto Paraíso, depois mais 5 km até o entroncamento com a RO-459 e finalmente mais 25 km em estrada de terra até a vila Bom Futuro. A mina dista cerca de 5 km da vila e o acesso é também feito por estrada de terra de tráfego permanente. No total percorre-se aproximadamente 221 km.

Se o trajeto for iniciado por Ariquemes pode-se optar por uma segunda rota na qual percorre-se 10 km por estrada asfaltada (BR-421) no sentido de Monte Negro até o entroncamento com a RO-457, onde segue-se por 20 km nessa estrada de terra, no sentido norte, até o entroncamento com a RO-459. Por fim, toma-se a RO-459 no sentido da vila Bom Futuro, num percurso de cerca 36 km, totalizando 66 km aproximadamente (Figura 1). A vila Bom Futuro é parte do Distrito Bom Futuro, o qual inclui tanto as áreas de lavra do morro Bom Futuro, morro Palanqueta e adjacências.

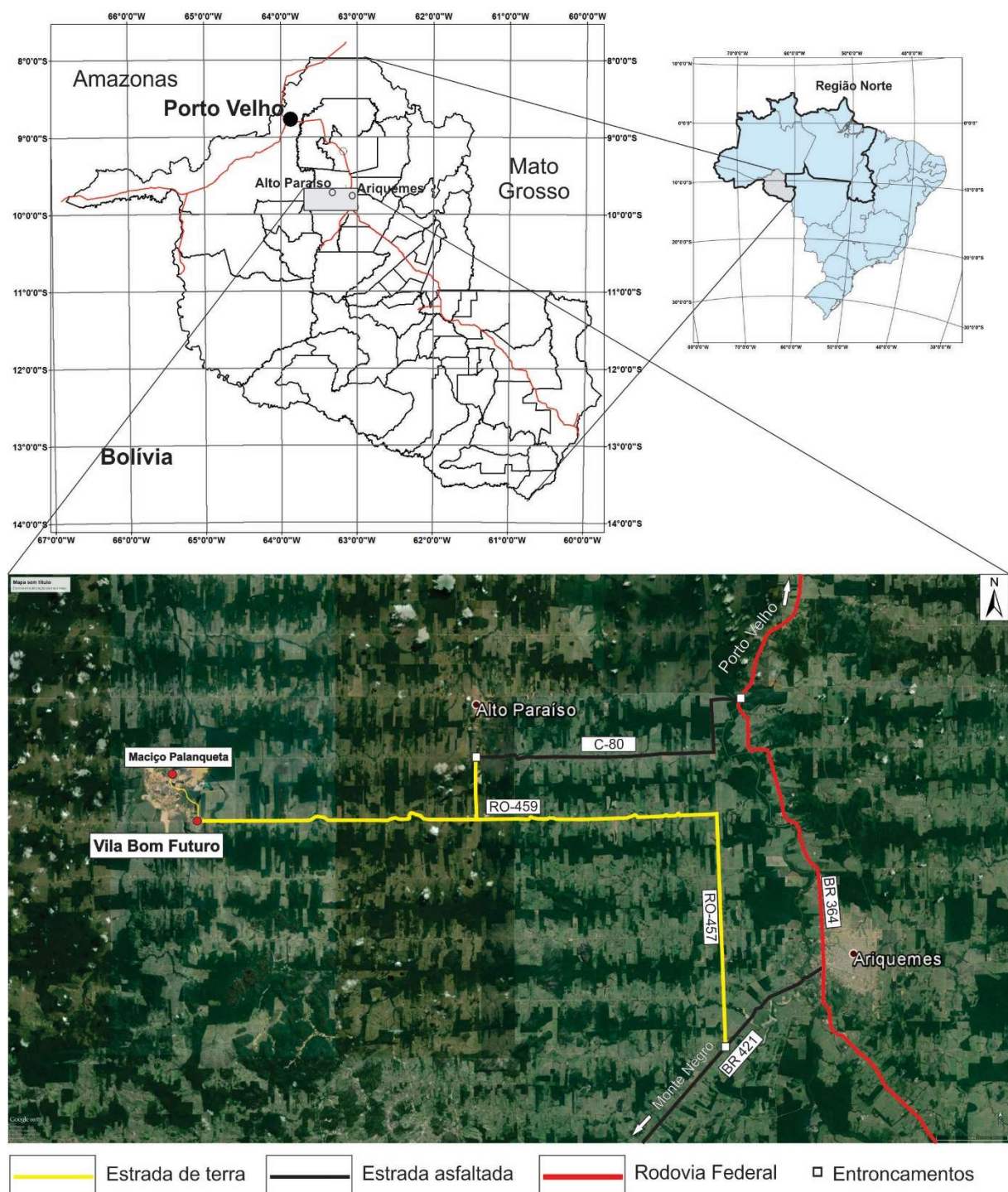


Figura 1: Localização e vias de acesso para a Vila Bom Futuro e Maciço Palanqueta.

1.3 ASPETOS SOCIOECONÔMICOS

O estado de Rondônia possui uma área de 237.590, 547 km² dividida em 52 municípios, sendo o de Ariquemes correspondente a 4.426,00 km² (IBGE, 2011). A população estimada para 2015

do Estado era de 1.768.204 habitantes, com uma densidade demográfica de 7,44 hab./km². Os setores responsáveis pelas principais fontes de renda são a lavoura (produção de grãos) e pecuária (bovinos).

O município de Ariquemes possui cerca de 102.860 habitantes e corresponde a 5,78% do PIB do estado, sendo a principal atividade local o setor de serviços, seguido da indústria e da agropecuária. A agricultura tem como principais atividades a pecuária e as lavouras de cacau, café, frutas cítricas e cupuaçu. A indústria é representada nas atividades de indústria de transformação (madeireira, moveleiro e metalúrgico). O setor de serviços se resume as atividades de comércio, imobiliárias, serviços de informação e serviços prestados a empresas.

1.4 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

1.4.1 Relevô

O estado de Rondônia pode ser compartimentado em cinco grandes sistemas geomorfológicos, sendo eles os domínios: (i) das superfícies regionais de aplainamento, (ii) de serras constituídas por rochas sedimentares antigas na forma de superfícies tabulares, (iii) de áreas de denudação em rochas terciárias, (iv) de colinas e morros associados a rochas resistentes a erosão e (v) do sistema fluvial do rio Madeira (RONDÔNIA, 2002).

A área de estudo está localizada no domínio das Superfícies Regionais de Aplainamento, de grande distribuição no Estado e que tem como características principais a formação de áreas de arrasamento em rochas antigas e cobertas parcialmente por coberturas sedimentares indiferenciadas (RONDÔNIA, 2002). Nessas superfícies há ocorrência de *inselbergs* e *tors* (elevações isoladas sobre um planalto), que juntamente com um forte intemperismo químico, formação de lateritas e depósitos sedimentares, indicam um relevo poligenético complexo formado em extensos períodos de tempo.

A região do Distrito Bom Futuro possui baixa dissecação e esporádicos *inselbergs* ou *tors* e esse tipo de relevo ocorre sobre rochas do embasamento, se elevando nos intervalos de cotas 100 a 300 metros. Essas feições são interpretadas como herdadas de um ambiente seco tipo *savana* gerando a preservação dos diversos morros da região. O morro Palanqueta atualmente possui cerca de 40 metros de altura e uma forma anelar.

1.4.2 Vegetação

Por se tratar de uma zona de transição entre os domínios geomorfológicos do Brasil Central e Amazônico, o estado de Rondônia possui três importantes biomas: Floresta Amazônica, Pantanal e Cerrado. Segundo Rondônia (2002) a composição vegetal do Estado está agrupada em oito tipologias: (i) Floresta Ombrófila Aberta, (ii) Floresta Ombrófila Densa, (iii) Floresta Estacional Semidecidual, (iv) Floresta de Transição ou Contato, (v) Cerrado, (vi) Formação Pioneira, (vii) Campinarana e (viii) Umirizal.

O Distrito Bom Futuro localiza-se no domínio da Floresta Ombrófila Aberta, está ocupando cerca de 55% da cobertura vegetal do Estado e apresentando comumente cipós, palmeiras, bambus e sororocas. A vegetação nativa no local do morro Palanqueta encontra-se desmatada, restando apenas algumas espécies arbustivas, gramíneas, além árvores de pequeno porte preservadas no topo do morro.

1.4.3 Clima

O tipo de clima predominante na região do estado de Rondônia é o tropical úmido e quente, com insignificante amplitude térmica anual e notável amplitude térmica diurna, sendo a média anual da temperatura do ar entre 24 e 26 °C, com temperaturas máximas entre 30 a 34 °C e mínimas entre 17 e 23 °C (RONDÔNIA, 2002). Essa relativa estabilidade se deve a fatores geográficos, não sendo influenciado diretamente pelo mar e não possuir altas altitudes, e de vegetação, com grandes quantidades de florestas, principalmente a norte do Estado.

Os trabalhos de campo foram realizados em ambos os períodos climáticos de Rondônia, chuvoso (Janeiro e Fevereiro) e seco (Julho). No período chuvoso os afloramentos mostram melhores condições de análise pela constante lavagem pela água das chuvas, mas o acesso fica dificultado e o campo prejudicado por chuvas torrenciais repentinas. O período seco gera mais facilidade no transporte e maior estabilidade climática no campo, embora os afloramentos encontrem-se constantemente empoeirados o que dificulta sua visualização.

1.4.4 Hidrografia

A hidrografia do estado de Rondônia possui uma bacia principal, a do rio Madeira, sendo esta composta por cinco bacias tributárias principais: Mamoré, Guaporé, Abunã, Jamari e Machado, além da bacia do rio Roosevelt, no sudeste do estado (RONDÔNIA, 2002). Esta hidrografia é parte da bacia Amazônica, a maior bacia hidrográfica do planeta.

A área de estudo encontrasse na bacia do rio Candeias, afluente do Rio Jamari. O principal curso d'água na região da mina Bom Futuro é o igarapé Santa Cruz, tributário da margem direita do rio Candeias, com extensão aproximada de 10 km e direção N-S. Este corpo d'água foi bastante afetado por ações antrópicas, principalmente na área da mina, com desvio de curso, construção de barragens de terra e colocação de grande quantidade de rejeito das várias frentes de lavra.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos de trabalho empregados nesta pesquisa foram: 1) pesquisa bibliográfica; 2) mapeamento geológico em escala 1:2000; 3) estudos petrográficos de seções delgadas; 4) análise químicas em rocha total de elementos maiores, menores e traço; 5) análise e identificação de minerais acessórios por Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV); 6) análise e interpretação dos resultados obtidos e 7) elaboração e montagem da dissertação.

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA E INVENTÁRIO DAS INFORMAÇÕES

Consistiu na revisão bibliográfica sobre os topázio-granitos, a geologia regional (foco na Província Estanífera de Rondônia) e local da área de estudo, sobre os métodos e técnicas analíticas acerca da petrologia, litogeoquímica e mineralizações de granitos, com a leitura e documentação da bibliografia selecionada. Nessa etapa também ocorreu a integração das informações geológica de trabalhos anteriores na área, como a análise de mapas, amostras, pontos de afloramentos chave e seções que auxiliaram nas novas campanhas de mapeamento. Para a confecção final do mapa geológico foram utilizados e reinterpretados dados de estudos anteriores (LEITE JÚNIOR et.al., 2005 e OLIVEIRA et.al., 2005) cedidos pelo orientador, entre eles seções delgadas, amostras de rocha, concentrados de minerais pesados e análises químicas (Tabela 1). As amostras coletadas em estudos anteriores (inventariadas) estão identificadas como “BF-” enquanto aquelas coletadas nas campanhas da pesquisa possuem sigla “PP-” (Anexo I). Foi utilizada como base cartográfica a folha Rio Candeias (MI – 1544),

disponibilizada pelo Banco de dados Geográficos do Exército (<http://www.geoportal.eb.mil.br/mediador/>).

Tabela 1: Relação entre dados obtidos em estudos anteriores e nas campanhas de 2014 e 2015.

	Nº de afloramentos descritos	Amostras de Rocha	Seção Delgada	Concentrado	Análises químicas
Estudos anteriores	99	35	28	*	13
2014/2015	126	28	25	10	2
Total	225	63	53	10	15

2.2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

Foi realizado o mapeamento geológico de detalhe do morro Palanqueta, com a descrição de afloramentos das rochas graníticas (fácies) e reconhecimento dos contatos geológicos, com coleta de amostras para os estudos de laboratório.

Foram realizados em campo caminhamentos sistemáticos para a delimitação dos contatos das diferentes fácies graníticas e descrição das diversas texturas magmáticas encontradas. O mapeamento foi realizado em escala 1:2000 com a utilização de GPS *Garmin Etrex 62s* e imagens de satélite *Google Earth Pro versão 7.1.2.2041* (sistema de coordenadas: WGS 1984 UTM Zona 20S). Os mapas foram confeccionados com a utilização do programa ArcMap 10.3. As medidas estruturais foram obtidas através de bússola tipo *Clar* com notação de rumo. Ao final das atividades foram realizados 126 pontos de afloramentos de rocha, sendo coletadas 28 amostras de rocha para estudo petrográficos e de análise de concentrado de minerais pesados e acessórios.

Posteriormente ao mapeamento geológico, foi realizado, pela equipe de topografia da mina Bom Futuro, um levantamento topográfico com “estação total”, somando 595 pontos de leituras topográficas por toda a extensão do morro Palanqueta.

2.3 PETROGRAFIA

Com o objetivo de caracterizar e classificar os litotipos encontrados na área foram descritas 53 seções delgadas e delgadas polidas de rocha, julgadas representativas das principais fácies graníticas do maciço. Para os estudos microscópicos foi utilizado um microscópio binocular de

luz polarizada marca ZEISS modelo Axioskop 40 com objetivas de 2.5; 5; 10; 20; 50 e 100x, do Departamento de Petrologia e Metalogenia (IGCE). As fotomicrografias foram obtidas por uma máquina fotográfica CANON modelo EOS 5D MARK II, com zoom de 4x acoplada ao microscópio, sendo utilizado o software “EOS Utility” com “Live View Shoot”.

A contagem modal em lâmina foi realizada com contador semi-automático SWIFT *model F*, com variação do número de pontos contados entre 1000 e 1600 pontos. Para as fácies de granulação média, fatias de rocha foram submetidas à tintura por cobaltonitrito de sódio para a diferenciação entre feldspatos potássicos e plagioclásios (HUTCHINSON, 1974), e a contagem sendo realizada com o auxílio de papel transparente com malha regular de 3x3 mm. O número de pontos contados variou de 500 a 700 pontos.

Para a definição da granulação foi adotada a classificação de Heinrich (1972) em que a rocha pode ser classificada como fina (cristais < 1,0 mm), média (cristais entre 1,0 e 10,0 mm), grossa (cristais entre 10,0 e 30 mm) e muito grossa quando predominantemente maiores que 30 mm. As rochas do maciço Palanqueta não possuem granulação maior que 10,0 mm.

Estudos petrográficos complementares foram realizados em microscópio eletrônico de varredura (MEV) para caracterização dos minerais acessórios das rochas graníticas. Devido a granulação diminuta e escassez de minerais acessórios em seções delgadas, foi realizada uma separação magnética dos concentrados de minerais pesados para facilitar a identificação. Para isso, foi utilizado um separador magnético tipo Frantz de Barreiras modelo LB-1, seguindo técnicas apresentadas em Flinter (1959) e nos dados apresentados na revisão de Rosenblum e Brownfield (1999). Essa separação permitiu a seleção de intervalos em que potenciais minerais acessórios estariam presentes, no caso, a columbita (0,3 a 0,4 Amp), xenotímio (> 0,4 a 0,5 Amp), monazita (0,6 a 0,75 Amp) e thorita (0,8 a 0,9 Amp), embora outros acessórios também foram esperados (rutilo, cassiterita, etc). Após, o material foi analisado em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo JEOL JSM-6010LA (voltagem: 20kv, *work distance*: 10mm, *spot size*: 50 e 10Pa) , do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, campus de Rio Claro.

A classificação dos granitos seguiu o padrão adotado pela *Internacional Union of Geological Sciences* (IUGS) em Streckeisen (1976) em que os resultados das contagens das rochas graníticas foram plotados no diagrama de classificação modal Q-A-P. Para os plagioclásios foram aplicadas as recomendações de Ramsay *et al.* (1986), que consideram todos os cristais

como albita ou oligoclásio caso sejam utilizadas apenas métodos ópticos para a separação, já que os mesmos tendem a grandes incertezas nesses tipos de rocha (5%). Foram também adicionadas na classificação das rochas qualificações mineralógicas e texturais. Para a abreviação dos minerais foi utilizada a tabela de siglas de Whitney e Evans (2010). A diferenciação entre a mica branca (muscovita), a biotita e a zinnwaldita foi realizada pela análise do ângulo 2V, paragênese mineral e coloração.

2.4 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Para a caracterização geoquímica foram selecionadas 15 amostras de rocha fresca proveniente de afloramentos isolados no maciço Palanqueta. Essa seleção visou cobrir todas fácies magmáticas presentes na área mapeada, bem como aplitos e *greisens*. Foram realizadas análises litogeoquímicas totais, com elementos maiores, menores e traços, inclusive ETR.

Os procedimentos de preparação das amostras foram realizados no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista campus de Rio Claro. As amostras foram cominuidas em britador de mandíbula, passando posteriormente por moinho de ágata até atingir granulação adequada para a análise.

Após a preparação, as alíquotas das amostras foram separadas em 2 grupos de acordo com o objetivo da análise. Para os elementos maiores as amostras foram enviadas ao Labogeo do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, campus de Rio Claro, onde passaram por análise de Fluorescência de Raio X em equipamento modelo PHILIPS PW 2400. Já os elementos traços foram analisados no laboratório ACME Ltda., que efetuou as análises litogeoquímicas, por ICP-MS, conforme procedimento em rotina.

Os resultados das análises químicas foram tratados com o auxílio dos programas Petrograph (PETRELLI et al., 2005), REFLEX ioGAS 6.0 e *Excel for Windows*, da Microsoft.

3. SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL

3.1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico (CA) é uma entidade geotectônica e sua evolução geológica remonta desde o Arqueano, atingindo comportamento estável no Neoproterozóico. No Brasil o CA possui cerca de 4,4 milhões de km² e é limitado a leste pelo Sistema Orogênico Tocantins (SOT), a nordeste pela Província Margem Continental Equatorial e encoberto nos demais limites pelos sedimentos fanerozóicos periandianos (HASUI, 2014).

O CA é exposto nas províncias Tapajós (Sul) e Rio Branco (Norte), estas separadas pela Província Amazonas, que é constituída pelas Bacias do Amazonas e Alto Tapajós. Sabe-se que essas províncias cristalinas possuem continuidade e possível “ligação” devido as semelhanças geológicas encontradas bem como sondagens realizadas pela Petrobrás (HASUI, 2014), que auxiliaram no conhecimento estratigráfico da Bacia do Amazonas e interceptaram o embasamento da mesma.

O estudo da evolução geológica do CA foi marcado pela criação de dois modelos evolutivos contrastantes, um de concepção fixista e outro mobilista (LEITE JÚNIOR, 2002). No caso do modelo de concepção fixista o CA seria uma vasta plataforma arqueana sucessivamente retrabalhada durante o Mesoproterozóico e Neoproterozóico. Já o modelo mobilista considera uma evolução a partir de acréscimos de material juvenil a um núcleo mais antigo em episódios durante o Proterozóico, assim como o retrabalhamento da crosta continental (LEITE JÚNIOR, 2002). Ambos os modelos foram alvo de discussões até o final da década de 90, quando o modelo mobilista passou a ser o principal adotado para a evolução do CA devido a utilização de dados geocronológicos para embasar suas compartimentações (HASUI, 2014).

Diversos autores mantiveram nos últimos anos o estudo das diversas províncias presentes no cráton (ex. BETENCOURT *et al.*, 2010; FRANÇA *et al.*, 2014; RIZZOTTO *et al.*, 2012 e 2013; SCANDOLARA *et al.*, 2013 e 2014; TEIXEIRA *et al.*, 2010 e 2014) atualizando dados geocronológicos e detalhando os modelos evolutivos já existentes. O presente estudo terá como base principalmente o contexto regional apresentado por Cordani & Teixeira (2007), Cordani *et al.* (2009), Betencourt *et al.* (2010) e Teixeira *et al.* (2010) devido as suas revisões em escala regional e dados geocronológicos recentes (Figura 2).

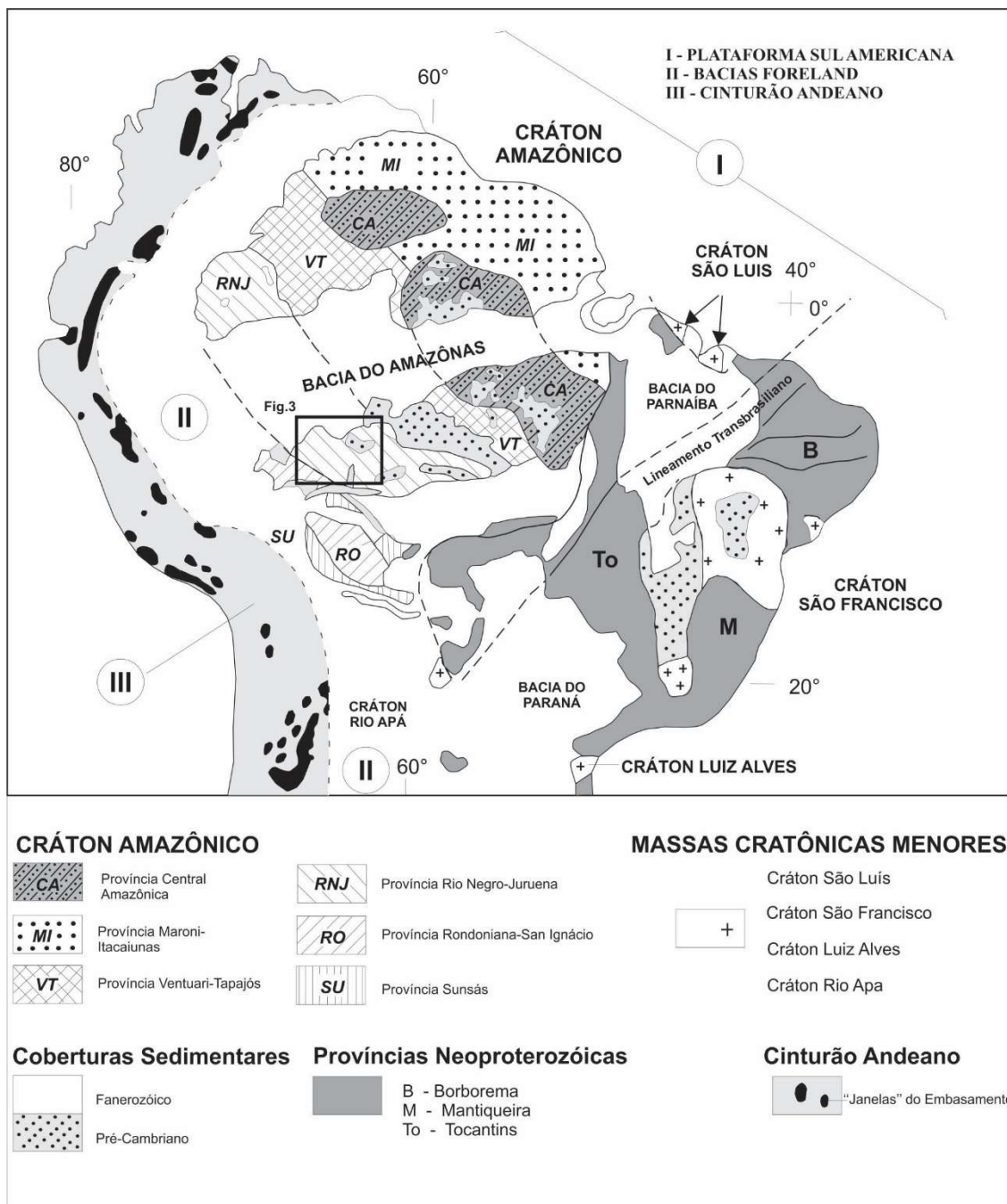


Figura 2: Divisão do Cráton Amazônico em províncias geotectônicas, em destaque região da Província Estanífera de Rondônia. Modificado de Cordani *et al.*, 2009.

3.2 SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Segundo Cordani & Teixeira (2007) e Cordani *et al.* (2009) o sudoeste do Cráton Amazônico é compartimentado em quatro províncias proterozóicas de direção NW-SE subparalelas entre si, sendo elas: Ventuari-Tapajós (2.0 – 1.8 Ga), Rio Negro-Juruena (1.78-1.55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1.56-1.3 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1.2-1.0 Ga). Litherland *et al.* (1986), Rizzoto *et*

al. (2004), Quadros e Rizzoto (2007) e Bettencourt *et al.* (2010) limitam o SW nas três últimas províncias citadas (Figura 3).

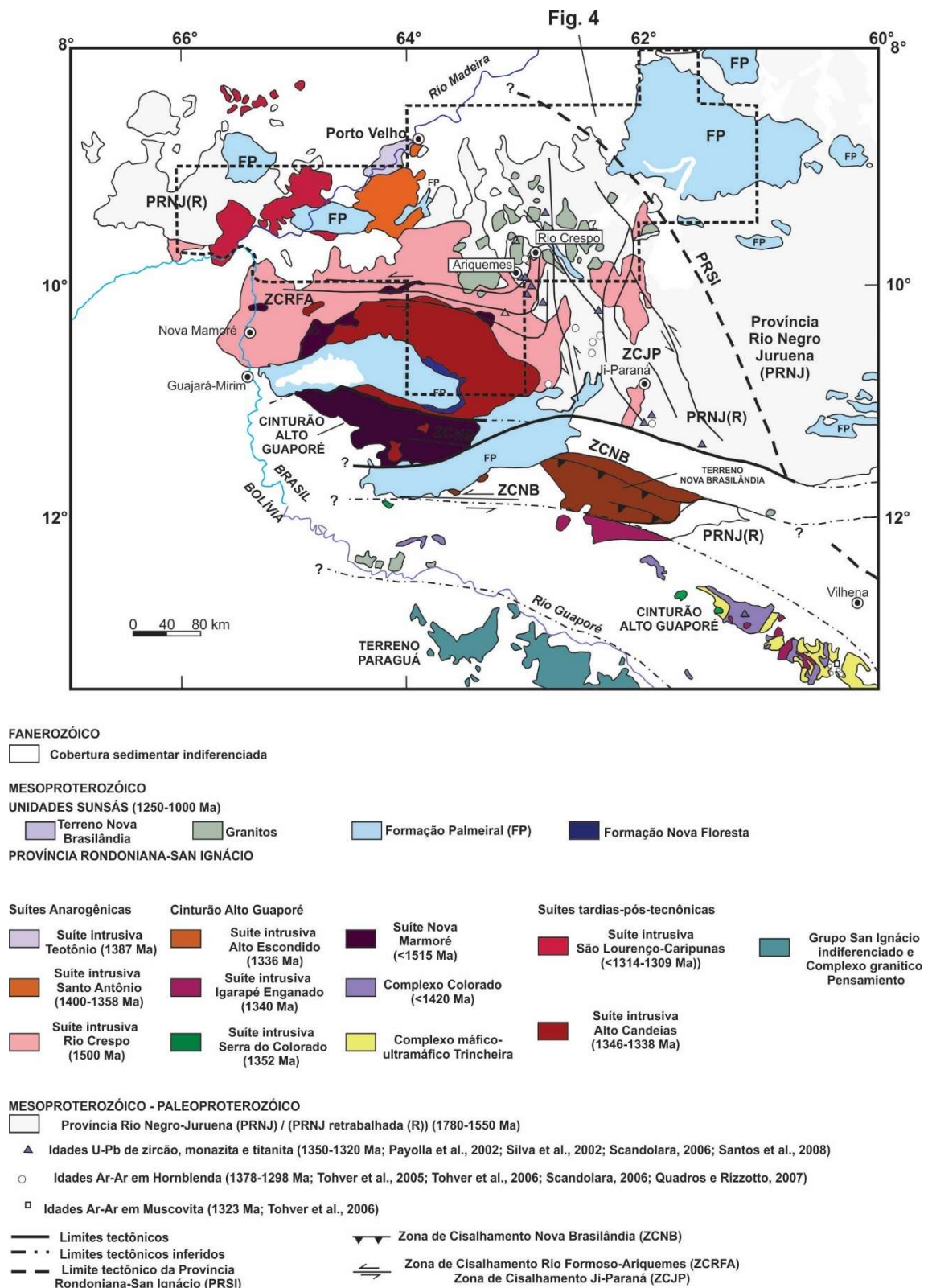


Figura 3: Mapa geológico simplificado do Sudoeste do Cráton Amazônico na região do estado de Rondônia, com a localização da Província Estanífera de Rondônia (PER) (linha tracejada). Modificado de Bettencourt *et al.* (2010).

A Província Rio Negro-Juruena tem como principais características o predomínio de processos acrecionários, com pulsos plutônicos recorrentes e a aglutinação de arcos magmáticos (CORDANI *et al.* 2009). Tassinari e Macambira (2004) separam a província em dois segmentos tectônicos denominados de *greenstone belt* do Alto Jaurú (1.79 – 1.75 Ga) e o orógeno Cachoeirinha (1.58 – 1.52 Ga), já no estado do Mato Grosso. Em geral sua associação litológica consta de monzogranitos e granodioritos, gnaisses tonalíticos e dioríticos, sequencias vulcano-sedimentares, sequencias sedimentares e plutonismo bimodal. Os gnaisses tonalíticos e dioríticos, com idades variando de 1.75 a 1.73 Ga, pertencem ao Complexo Jamari (QUADROS & RIZZOTTO, 2007) e são interpretados como provenientes de ambiente de margem continental ativa (PAYOLLA *et al.*, 2002). Segundo Bettencourt (1999) o alojamento dos granitos-charnokitos-mangeritos subalcalinos da Suíte Serra da Providência (1.6-1.53 Ga) marcou o período final da formação do arco magmático.

A Província Rondoniana-San Ignacio é considerada um sistema orogênico criado através de sucessivos arcos acrecionários, fechamento de bacia e colisão continente-microcontinente (BETTENCOURT *et al.*, 2010). Segundo os mesmos autores a província é formada pelos terrenos Jauru (1.78-1.42 Ga), Paraguá (1.74-1.32 Ga), Rio Alegre (1.51-1.38 Ga) e pelo Cinturão Alto Guaporé (<1.42-1.34 Ga). O Terreno Jauru consiste das rochas do embasamento Paleoproterozóico (Grupo Alto Jauru, Suíte Intrusiva Figueira Branca, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e tonalito Cabaçal) e dos orógenos Cachoeirinha e Santa Helena. O Terreno Paraguá é constituído por rochas do embasamento (Complexo Gnaissico Chiquitania, Grupo San Ignacio e Complexo Granulítico Lomas Manechis) e pelos granitóides mesoproterozóicos do Complexo Granítico Pensamiento, amalgamados ao proto-craton Amazônico durante a orogenia Rondoniana-San Ignacio. O Terreno Rio Alegre é limitado a leste pelo Terreno Jauru e a oeste pelo Terreno Paraguá, sendo esse orógeno acrescionário formado pelo Complexo metavulcano-sedimentar Rio Alegre, Complexo Granulítico Santa Bárbara, Suíte Intrusiva Vale do Alegre, Suíte Intrusiva Santa Rita, Granito Ellus e Grupo Aguapeí (RUIZ, 2005). Por fim, o Cinturão Alto Guaporé, que se trata de uma área com trend WNW-ESE na porção sul – sudeste de Rondônia, caracterizada como um orógeno acrescionário formado por seis unidades: Complexo máfico-ultramáfico Trincheira, Complexo Colorado, Suíte Metamórfica Nova Mamoré, Suíte Intrusiva Serra do Colorado, Suíte Intrusiva Igarapé Enganado e Suíte Intrusiva Alto Escondido (BETTENCOURT *et al.*, 2010).

Segundo Scandolara et al. (1999) o arcabouço tectonoestratigráfico de Rondônia é constituído pelos terrenos Jamari, Roosevelt e Nova Brasilândia. O período entre 1.25 a 0.95 Ga foi caracterizado pela Orogenese Sunsás (SCANDOLARA, 2006), onde processos de deformação com encurtamento crustal culminaram na geração de cinturões orogênicos. Três cinturões grenvillianos são apontados por Tohver et al. (2004) no terreno Nova Brasilândia: cinturão Sunsás, Aguapeí e cinturão metassedimentar Nova Brasilândia (CMNB). Os dois primeiros seriam formados por unidades quartzíticas e conglomeráticas deformadas durante o Grenvilliano (1.0 Ga) e estariam expostos na borda NE da Bolívia e ao longo da fronteira Brasil-Bolívia, enquanto o último seria constituído por carbonatos intercalados com pelitos e arenitos localizados a sul do estado de Rondônia, diferindo bastante dos sedimentos continentais encontrados nos grupos Sunsás e Aguapeí (TOHVER *et al.*, 2004). O CMNB possui trend E-W e seus contatos são recobertos por duas sequencias de sedimentos Neoproterozóicos e Paleozóicos (TOHVER *et al.*, 2005).

A Província Sunsás-Aguapeí, ou apenas Sunsás, é a província mais jovem, localizada no extremo sudoeste do Cráton Amazônico. Segundo Teixeira *et al.* (2010) a evolução da província Sunsás ocorreu em três passos: formação de margem passiva ao longo da margem sudoeste do Cráton Amazônico, estágio colisional e eventos pós-tectônicos e anorogênicos. Primeiramente haveria ocorrido a deposição dos grupos Sunsás e Vibosi (margem passiva) seguida pelos processos orogênicos: formação das unidades orogênicas Sunsás (cinturões supracrustais e o Complexo máfico-ultramáfico Rincon del Tigre) juntamente com nappes, zonas de cisalhamento e milonitos. O último estágio seria aquele de cratonização e resfriamento do Cinturão Sunsás, com a intrusão dos granitos tardi tectônicos e pegmatitos (TEIXEIRA et al., 2010). Nesse último evento é que foram geradas as rochas ácidas das Suítes Santa Clara (1.08-1.07 Ga) e Granitos Últimos de Rondônia (0.99-0.97 Ga), ambas com importantes depósitos primários de estanho (BETTENCOURT et al., 1999).

As rochas do embasamento ao norte do CMNB foram afetadas por pelo menos um evento metamórfico de grande escala antes da deformação Grenville, provavelmente devido às intrusões félsicas no período entre 1.43 – 1.35 Ga (PAYOLLA et al., 2002). O CNMB parece ter passado por apenas um ciclo de Wilson, gerado a partir de crosta máfica com sedimentos de água profunda, seguido por espessamento crustal através de colisão e intrusão de granitos sin-a pós- colisionais (TOHVER et al., 2005). Assim, o CMNB preservou um metamorfismo mais jovem (<1.1Ga) relacionado com esse espessamento crustal. Segundo Tohver et al. (2005) a

história tectonometamófica impar em relação ao restante do CA e observações de rochas máficas (possível crosta oceânica) além de sedimentos marinhos, indicam o CMNB como formado em sutura relacionada a colisão entre o SW do proto CA e o Cráton Paraguá no final do Mesoproterozóico.

Segundo Rizzotto et al. (2014) os Cinturões Nova Brasilândia, Sunsás e Aguapeí são partes de um mesmo cinturão monocíclico, meta-ígneo e meta-sedimentar, formado no final do Mesoproterozóico (1150 Ma - 1110 Ma). Esses 3 cinturões representariam uma única unidade geotectônica (denominada pelos autores de Cinturão Amazônia Ocidental) que se amalgamaram no final do Mesoproterozóico e se originaram através da reativação de uma paleo-sutura (Sutura Guaporé) em um ambiente de rift-intracontinental. Sua história geológica envolve um curto e completo Ciclo de Wilson (de cerca de 40 Ma). Globalmente essa evolução tectônica estaria relacionada ao final da quebra do supercontinente Columbia. O pico do metamorfismo está datado em 1110 Ma juntamente com o fechamento do rift. Isso indicaria que a quebra do Columbia foi seguida pela assembleia do Rodínia de 1.1 - 1.0 Ga.

No final do Mesoproterozóico (0.98 – 0.95 Ga) ocorreu uma generalizada reativação distensiva em condições quasicratônicas das principais linhas de fraqueza da região (SCANDOLARA, 2006), geradas pelos eventos compressivos, dando origem a importante plutonismo que gerou as suítes ígneas Costa Marques e Granitos Últimos de Rondônia. Esse mesmo evento culminou na intrusão das rochas básicas da Formação Nova Floresta, além dos compartimentos Pacaás Novos, Uopianes e São Lourenço, receptáculos de expressiva sedimentação continental que originou a Formação Palmeiral.

3.3 PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE RONDÔNIA (PER)

A PER é considerada uma das regiões de maior produção de estanho do mundo, responsável por mais de 270.000 t de concentrado de Sn (BETTENCOURT *et al.*, 2015) e devido a isso é também uma das regiões mais estudadas do Cráton Amazônico, com dezenas de depósitos ou ocorrências de cassiterita encontrados e explorados. A província abrange uma área de cerca de 87.000 km² e atualmente seus principais distritos mineiros em produção são os de Santa Bárbara e Bom Futuro (Figura 4).

Geologicamente a PER possui como principais unidades litoestratigráficas o Complexo Jamari (embasamento) e as suítes granitóides rapakivi, ambas de idades Proterozóicas, além de

sequências metassedimentares, metavulcano-sedimentares e derrames basálticos. As suítes graníticas com mineralizações de estanho estão associadas ao desenvolvimento das províncias Rondoniana-San Ignácio e Sunsás-Aguapeí (BETTENCOURT *et al.*, 2015). As coberturas sedimentares Cenozóicas são as principais unidades Fanerozóicas da PER, mas não aparecem totalmente representadas na figura 4.

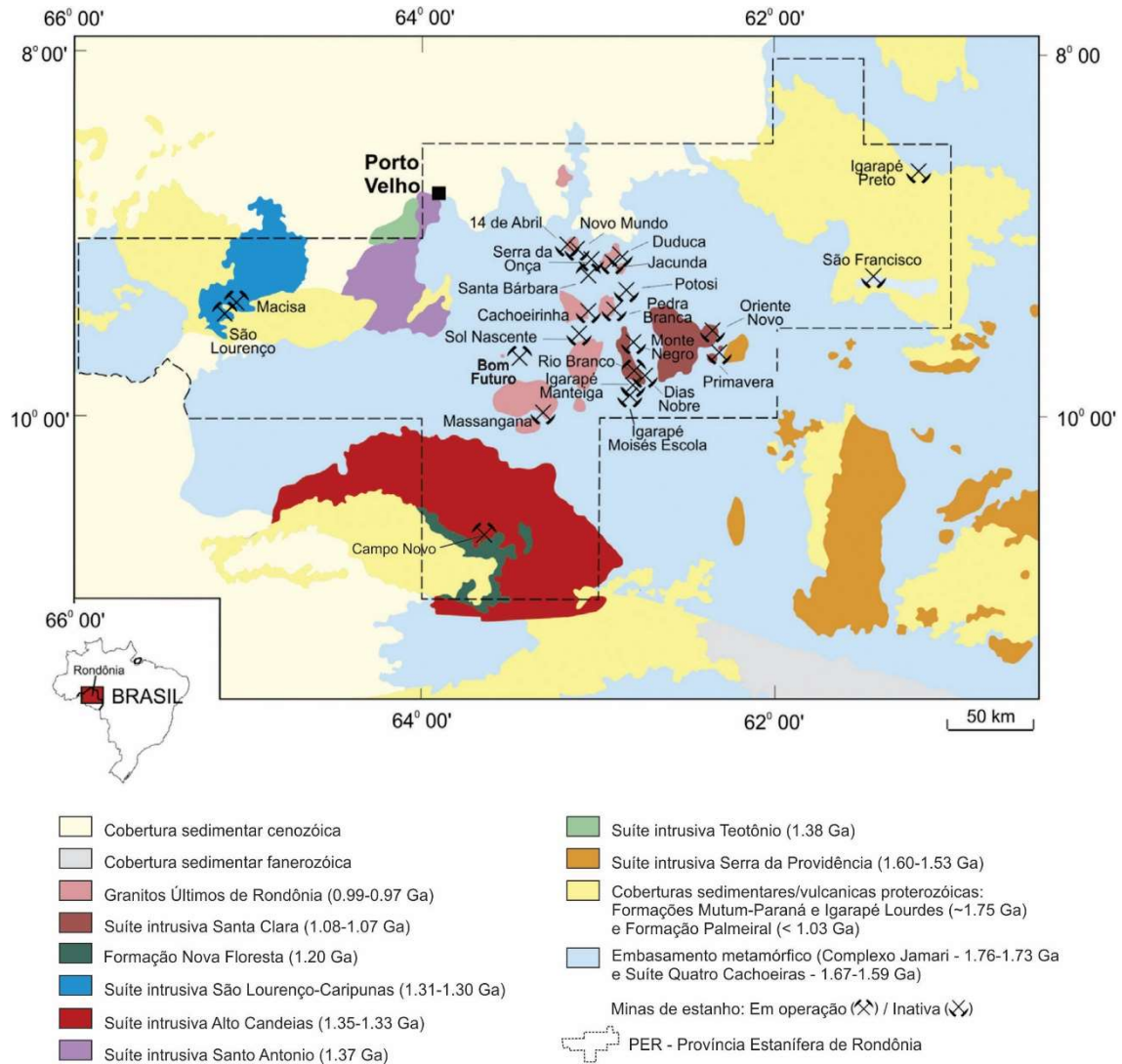


Figura 4: Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia (PER) e áreas adjacentes com a localização dos principais depósitos estaníferos. Modificado de Bettencourt et al 2015.

3.3.1 Complexo Jamari

Inicialmente denominada de Complexo Xingu por Leal *et al.* (1978), o Complexo Jamari teve seu nome definido por Isotta et al. (1978), devido à bacia hidrográfica de nome homônimo. É a

unidade litoestratigráfica mais antiga da PER, composta por migmatitos e gnaisses ortoderivados de composição granítica, granodiorítica, tonalítica e diorítica, além de anfibolitos e granulitos. Os litotipos do Complexo Jamari foram metamorfizados em condições de fácies anfibolito a granulito, possuindo grande variação na granulometria e nas taxas de deformação. Essas rochas estão amplamente distribuídas na porção centro-oriental de Rondônia e no extremo oeste do estado, divisa com o Acre (CPRM, 2007).

Isotta *et al.* (1978) definiram as rochas do complexo como sendo uma associação de rochas heterogêneas e polideformadas, e Scandolara *et al.* (1999) restringiram ao complexo somente as rochas ortoderivadas, ficando as paraderivadas agrupadas na unidade estratigráfica Suíte Metamórfica Quatro Cachoeiras, embora alguns litotipos paraderivados ainda pertençam ao complexo devido à falta de dados geológicos conclusivos. Os ortognaisses possuem bandamento composicional centimétrico e mobilizados de quartzo-feldspato, estes apresentando texturas miloníticas caracterizadas por porfiroclastos de plagioclásio envoltos em faixas estreitas e irregulares de minerais máficos e agregados de quartzo-feldspato. Subordinadamente ocorrem xenólitos e enclaves de formas e dimensões variadas com diferentes graus de assimilação com relação às encaixantes (SCANDOLARA *et al.*, 1999).

Dados geoquímicos e petrológicos relativos as rochas do Complexo Jamari foram apresentados por Scandolara *et al.* (2006), com a apresentação de dados de isótopos de Nd, que indicaram processos de geração crustal envolvendo fontes juvenis de manto depletado e participação de proporções variáveis de crosta antiga reciclada, além da presença de idades arqueanas sugerindo a existência de crosta continentalizada já no início do Paleoproterozóico. Os dados geoquímicos mostraram que os ortognaisses ácidos a intermediários possuem natureza cálcio-alcalina, baixo a alto K, constituindo um complexo de subducção relacionada com arco magmático jovem de margem continental ativa (andino tipo imaturo) (SCANDOLARA *et al.*, 2006). Os paragnaisses indicam que as condições metamórficas alcançadas na região foram de fácies granulito (750°C – 850°C e P de 6,5 a 8 kbar).

3.3.2 Intrusões Graníticas Meso-Neoproterozóicas

Os granitos de textura rapakivi da PER foram agrupados em sete suítes intrusivas distintas, com base em critérios geológicos, geoquímicos (elementos maiores e traços), geocronológicos (Rb-Sr e U-Pb) e petrográficos (BETTENCOURT *et al.*, 1999). Essas suítes foram denominadas: i) Suíte Intrusiva Serra da Providencia (1.6 a 1.53 Ga); ii) Suíte Intrusiva Santo Antônio (1.4 Ga);

iii) Suíte Intrusiva Teotônio (1.38 Ga); iv) Suíte Intrusiva Alto Candeias (1.34 a 1.33 Ga); v) Suíte Intrusiva São Lourenço – Caripunas (1.31 a 1.30 Ga); vi) Suíte Intrusiva Santa Clara (1.08 a 1.07 Ga) e; vii) Suíte Granitos Últimos de Rondônia (998 a 974 Ma).

Os granitos rapakivi da PER são representados por sienogranitos e monzonitos, embora alkali-feldspato granitos sejam também comuns na Suíte Granitos Últimos de Rondônia, sendo as variedades equigranulares e porfiríticas as dominantes (BETTENCOURT *et al.* 1999). Os granitos rapakivi são subalcalinos e metaluminosos a fracamente peraluminosos, mostrando características de granitos tipo A com diferentes fontes magmáticas. Também estão associadas a algumas suítes, rochas com menor percentual em sílica, incluindo gabros, sienitos, charnockitos e raros anortositos. Rochas subvulcânicas como microgranitos, microssienitos, riólitos, traquitos e raros diabásio ocorrem em algumas suítes. Importantes mineralizações em Sn estão associadas as três suítes graníticas mais jovens: São Lourenço – Caripunas, Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia (BETTENCOURT *et al.* 1999).

A Suíte Intrusiva São Lourenço – Caripunas possui rochas intrusivas subalcalinas com idades de 1314 ± 13 Ma (BETTENCOURT *et al.*, 1999), ocorrendo na região noroeste da PER. Litologicamente a unidade é caracterizada por álcali-feldspato granito, anfibólio-biotita sienogranito, quartzo sienito, biotita sienogranito e riolito. Na região de São Lourenço as rochas apresentam intensa alteração hidrotermal com mineralização em cassiterita em *greisen*, veios de quartzo e depósitos paleoplaceres associados (CPRM, 2007).

A Suíte Intrusiva Santa Clara possui idade entre 1.08 a 1.07 Ga e é constituída pelo maciço Santa Clara, além de batólitos menores e *stocks* (maciços Oriente Velho, Oriente Novo, Manteiga-Sul, Manteiga-Norte, Jararaca, Carmelo, Primavera e das Antas), localizados na porção central da PER (LEITE JÚNIOR, 2002). Nessa suíte ocorrem mineralizações polimetálicas (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu, Zn), representadas principalmente por cassiterita e columbita-tantalita de origem magmática, disseminadas no Li-mica álcali-feldspato granito, bolsões, veios e lentes de *greisen* com cassiterita e volframita, além de vênulas de quartzo com esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcassita e pirrotita (LEITE JÚNIOR, 2002).

A Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia é constituída por rochas peralcalinas/ alcalinas, peraluminosas/subalcalinas e metalumiosas/subalcalinas, composta pelos maciços graníticos Ariquemes, Massangana, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá. Esses maciços ocorrem como batólitos e *stocks* multifásicos na porção central da PER. As rochas

subalcalinas compreendem sienogranitos equigranulares, monzogranitos porfiríticos e ortoclásio granitos, já as rochas alcalinas consistem de ortoclásio-sienitos, microssienitos, ortoclásiomicrossienitos e feldspato-quartzo pórfiros. As rochas dominantes nas subsuítas peraluminosas são: biotita granitos porfiríticos e equigranulares e Li-mica topázio granitos, além de topázio riólitos e topazitos (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2000, 2002, 2003, 2005; SPARRENBARGER, 2003). Dos maciços pertencentes à suíte, três foram datados por Bettencourt *et al.* (1999), sendo eles os de: i) Pedra Branca, com idades de 995 ± 5 Ma; ii) São Carlos, 995 ± 73 Ma; iii) Massangana, 991 ± 14 Ma. A maioria das rochas graníticas da suíte possuem mineralizações de Sn, W, Nb-Ta, Be e F, em parte associadas às fases tardias do magmatismo, tendo como representantes os topázio granitos e riólitos da Mina Bom Futuro (CPRM, 2007).

Segundo Leite Júnior *et al.* (2002) os pórfiros granitos espacialmente associados com corpos pegmatíticos, mineralizados ou não, mostram caráter peraluminoso e características geoquímicas de granitos tipo A e intraplaca e não de granitos tipo I ou S (BETTENCOURT *et al.*, 1999; SOUZA, 2003).

3.3.3 Formação Nova Floresta

Localizada a SW da PER a Formação Nova Floresta é formada por basaltos, diabásios, gabros, olivina-gabros e gabros anortositicos (ROMANINI, 2000) e suas rochas são geoquimicamente classificadas como tholeiíticas. Os basaltos da unidade foram datados por Tohver *et al.* (2002), pelo método Ar-Ar, mostrando idades de 1067 ± 3 Ma.

3.3.4 Sequências Metassedimentares

As Sequências Metassedimentares são representadas por metassedimentos areníticos e ortoconglomeráticos, agrupados nas formações Palmeiral e Prosperança, e estão localizados nas porções S, W e NE da PER. Esses sedimentos teriam se depositado em ambiente do tipo fluvial entrelaçado (SCANDOLARA *et al.*, 1999) e medidas de paleocorrente na Formação Palmeiral indicam fluxo preferencial de NNE para SSW (BAHIA, 1997, apud CPRM, 2007).

3.3.5 Unidades Fanerozóicas

Geologicamente no estado de Rondônia o Fanerozóico é representado pelos basaltos da Formação Anari, intrusões e chaminés Kimberlíticas, sedimentos paleozóicos e mesozóicos

indiferenciados e pelas coberturas sedimentares cenozoicas (Pleistoceno ao Holoceno), estas últimas as principais representantes na PER. Essas coberturas são representadas pelos sedimentos depositados nas bacias das drenagens da região, contendo importantes depósitos secundários de cassiterita do tipo *placer* (CPRM, 2007).

4 GEOLOGIA LOCAL

4.1 INTRODUÇÃO

A geologia da região do Distrito de Bom Futuro é relativamente pouco conhecida, sendo que os principais trabalhos na área se restringem aos morros Bom Futuro e Palanqueta (SILVA *et al.*, 1995; SILVA *et al.*, 1997; SOUZA & BOTELHO, 2002; SOUZA, 2003; OLIVEIRA, 2005; DIAS, 2012), ambos sendo foco de atividade mineira desde a década de 80. Segundo Souza (2003), o Distrito Bom Futuro é formado pelo conjunto de dois sistemas, um do tipo vulcânico, representado por brechas, diques de albita-granito, riólitos, traquitos e pegmatitos presentes no morro Bom Futuro, e outro do tipo plutônico, representado por albita-granito presente no morro Palanqueta (Figura 5). No presente estudo será utilizada a classificação de sistema subvulcânico para as rochas ígneas do Distrito Bom Futuro (DIAS, 2012).

O Distrito Bom Futuro está encaixado em rochas do Complexo Jamari (Figura 5) e nas áreas adjacentes aos morros Bom Futuro e Palanqueta são encontrados sedimentos aluvionares e coluvionares (SOUZA, 2003). Na área noroeste do distrito predominam os sedimentos coluvionares, de espessuras entre 5 a 10 m e com intercalações entre níveis arenosos, argilosos e conglomeráticos (OLIVEIRA, 2005). A sudoeste o pacote de sedimentos aluvionares chega a 40 m de espessura.

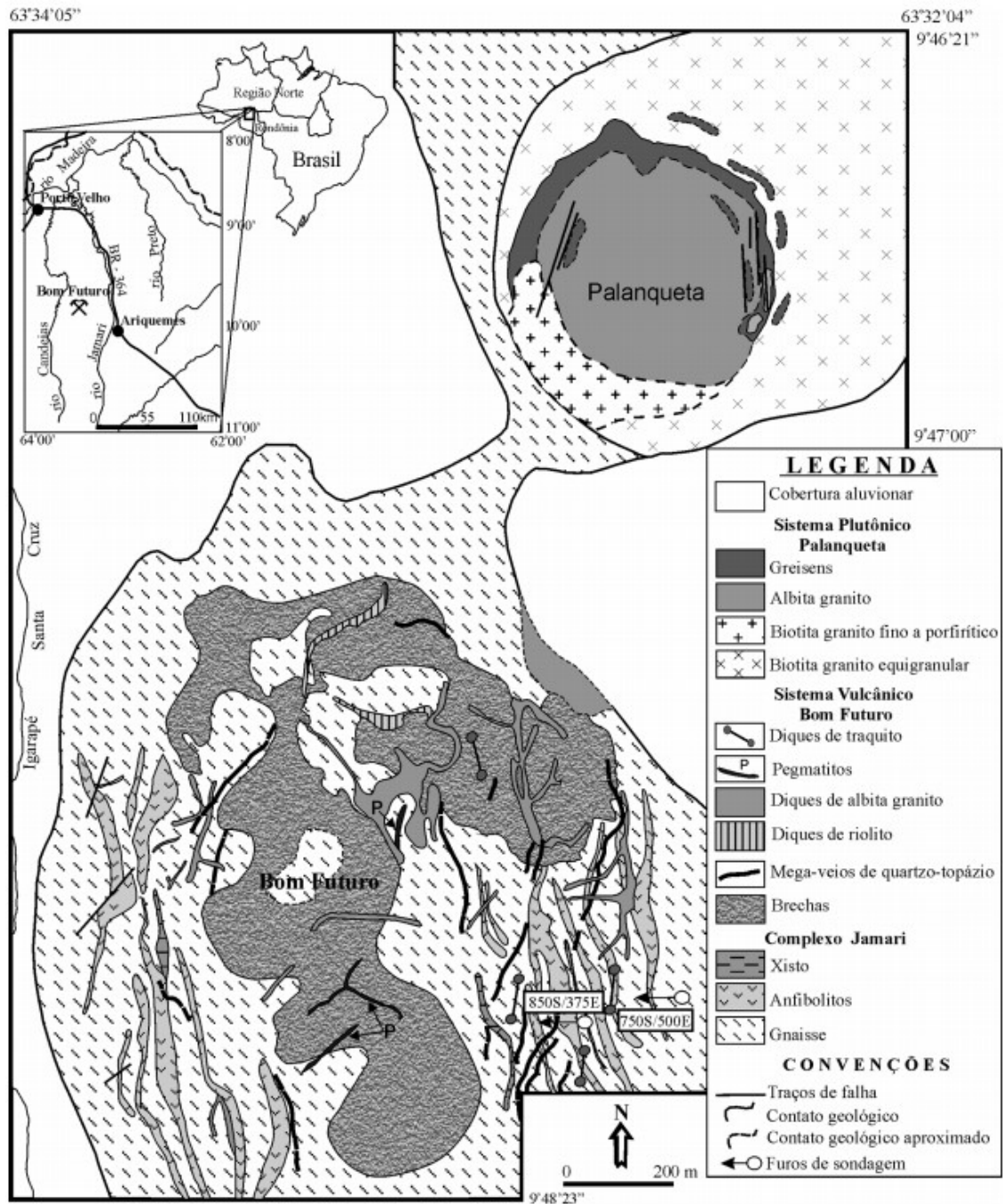


Figura 5: Mapa geológico simplificado do Distrito Bom Futuro (extraído de Souza, 2003).

4.2 COMPLEXO JAMARI

No sistema Bom Futuro as rochas do embasamento são, no geral, gnaisses e anfibolitos, estes últimos caracterizados por corpos lenticulares métricos a decamétricos. A orientação preferencial das rochas da unidade é para NNW-SEE (Sn) com mergulho por volta de 50° para NEE. Os gnaisses são divididos em dois pacotes de acordo com seu material de origem (orto

ou para) sendo esses os litotipos predominantes do Distrito Bom Futuro. Essas rochas possuem bandamento composicional com intercalação irregular entre bandas leucocráticas de material quartzo-feldspático de granulação média a grossa e bandas melanocráticas, ricas em biotita e de granulação fina. Essas bandas possuem dimensões milimétricas a centimétricas, são irregulares e descontínuas, possuindo dobramentos de escala pequena a média com mergulho subvertical e *trend* para NNW (SOUZA & BOTELHO, 2002).

As lentes de anfibolito estão distribuídas juntamente com os gnaisses em um arranjo descontínuo, irregular, de contatos abruptos e fortemente foliadas. São rochas fortemente foliadas de coloração verde escura e com mineralogia principal formada por hornblenda, biotita e quartzo, possuindo uma granulação entre fina a média.

As rochas metamórficas do Complexo Jamari aparecem apenas na porção sudoeste da área mapeada, ficando restrita a afloramentos muito alterados de rocha gnáissica vermelha com sua estrutura bandada preservada (Figura 6).

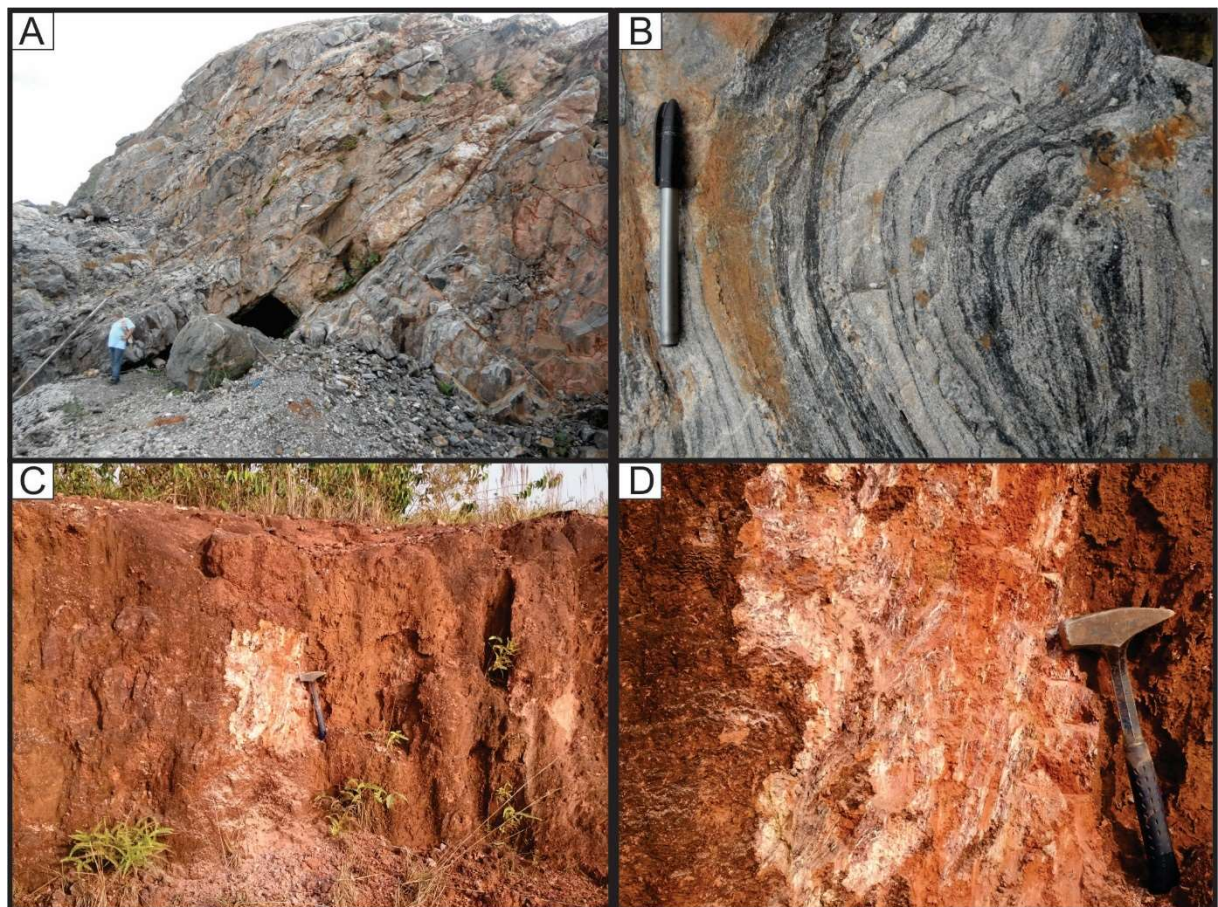


Figura 6: Fotografias dos gnaisses encontrados na região de Bom Futuro. A e B: gnaisse preservado do morro Bom Futuro em área de atividade de extração e; C e D: corte de estrada mostrando gnaisse alterado na porção SW do morro Palanqueta.

4.3 SUÍTE INTRUSIVA GRANITOS ÚLTIMOS DE RONDÔNIA

No Distrito Bom Futuro, a Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia é representada pelas rochas ígneas do sistema vulcano-plutônico Bom Futuro (SOUZA, 2003) ou sistema subvulcânico Bom Futuro (DIAS; 2012). Apesar de cada sistema apresentar características próprias sua evolução está estritamente relacionada, ambos possuindo uma mesma fonte magmática (SOUZA, 2003).

4.3.1 *Sistema Bom Futuro*

4.3.1.1 *Rochas Subvulcânicas Intermediárias*

São representadas por corpos de biotita-hornblenda melamicrossienito pórfiro e biotita melassienito pórfiro (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2002a). Souza (2003) também reconheceu diques de traquito e Souza *et al.* (2007) obtiveram idade U-Pb de 1.001 ± 5.2 em zircão dessas rochas e a interpretaram como a idade de cristalização das mesmas. Quatro diques de rochas intermediárias (sienitos pórfiros) foram identificados por Dias (2012). Esses litotipos estão na forma de diques métricos a decamétricos em contato abrupto com a rocha encaixante, mergulho subvertical e direção preferencial para NE.

4.3.1.2 *Brechas subvulcânicas*

Essa é a unidade dominante no morro Bom Futuro, localizada principalmente nas porções centro-sul e nordeste do mesmo e caracterizada por brechas polimíticas de natureza subvulcânicas, suportadas por clastos, com pouca ou nenhuma matriz (DIAS, 2012). Seus fragmentos são constituídos de gnaisses e anfibolitos do Complexo Jamari, topázio leucoriólito, topázio leucogranito, pegmatitos, rochas intermediárias e fragmentos da própria brecha, dispostos em um arranjo do tipo fragmento suportado (SOUZA & BOTELHO, 2002; SOUZA, 2003; DIAS, 2012). Os fragmentos possuem dimensões variadas (milimétricas a decimétricas) e formatos angulosos a subangulosos. A matriz é afanítica, de coloração cinza escuro e aspecto vítreo, constituída por agregados microcristalinos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, microlitos de biotita e fengita, além de disseminados de cristais de fluorita, topázio, esfalerita, minerais opacos (pirita, calcopirita e pirrotita), óxi-hidróxidos de Fe-Ti e traços de cassiterita (SOUZA, 2003). Souza & Botelho (2002) consideram a existência de outro tipo de brecha formada posteriormente, devido a ação dos fluídos hidrotermais.

4.3.1.3 Topázio leucoriólito

Os topázio leucoriólitos são formados por corpos tabulares de rocha de coloração cinza claro, textura porfirítica fina com fenocristais (0.5 a 5.0 mm) de quartzo, albita e feldspato potássico em matriz afanítica composta essencialmente por esses mesmos minerais, mais topázio e mica litinífera (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2002b). Fácies brechóides ocorrem tanto no endocontato (*network-veined breccias* e *rubble breccias*), como no exocontato dos corpos, sendo caracterizadas por fragmentos angulosos a subarredondados de tamanhos e formas variadas, constituídos principalmente por biotita granito róseo (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2004). Esse litotipo pode apresentar também aspecto mosqueado, dado por pequenos de cristais de sulfetos aglomerados de modo irregular na rocha (DIAS, 2012). Os corpos atravessam as rochas do embasamento e as brechas subvulcânicas.

4.3.1.4 Topázio leucogranito pórfiro

Denominados anteriormente como albita granitos (SOUZA & BOTELHO, 2002; SOUZA, 2003), esses corpos atravessam as rochas do embasamento e as brechas subvulcânicas, mantendo uma relação concordante a subconcordante com os corpos riolíticos, aparentemente associados a um *plug* central (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2003; 2006) e segundo os mesmos autores, apresentam características geoquímicas similares aos Ta-granitos pobres em P₂O₅ de Raimbault *et al.*, (1991). Essas rochas possuem contatos bruscos a gradacionais e arranjo textural porfirítico, com fenocristais de quartzo e feldspato potássico em matriz fina a média. Apresentam também estruturas agmatíticas, e em alguns locais ocorre com corpo pegmatítico ao longo do contato caracterizado como *stockscheider* (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2003; 2004).

Nos contatos com as rochas encaixantes é possível ocorrer zonas de brecha, geradas pela intrusão dos leucogranitos, que brecharam as rochas encaixantes nas zonas de contato, com fragmentos do embasamento e da brecha subvulcânicas (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2003; 2004).

4.3.1.5 Pegmatitos

São corpos de composição granítica e formatos tabulares, com dimensões centimétricas a métricas, com zonas de alteração no contato com as encaixantes (FOSTER, 2012). Os cristais mostram-se euédricos a subédricos, constituídos por microclínio pertítico, quartzo, albita, biotita e zinnwaldita (SOUZA & BOTELHO, 2002). Estes corpos possuem um zoneamento interno não uniforme, com aglomerados de cristais e megacristais de biotita e feldspato

potássico, em geral, nas bordas e zonas intermediárias dos corpos, ficando o quartzo e topázio concentrados no núcleo, embora esse arranjo mude ao longo da maioria dos corpos (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2008; DIAS, 2012, FOSTER, 2012). Estruturas “em pente” são comuns nos veios com quartzo e topázio (SOUZA, 2003). Estruturas tipo *stockwork* e corpos quartzosos maciços são evidente nas partes norte e central do morro Bom Futuro (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2008). Grande parte dos mega-veios de quartzo descritos por Souza (2003) foi classificado como corpos pegmatíticos por Dias (2012).

Segundo Dias (2012), as características estruturais, texturais e mineralógicas desses corpos mostram se tratarem de pegmatitos do tipo complexo (classificação de LANDES, 1933, em LONDON, 2008) inclusos na classe dos pegmatitos a elemento – raro de Cerný & Ercit (2005). Essas rochas possuem afinidade geoquímica com os pegmatitos da família LCT (Lítio-Césio-Tântalo) devido à presença de zinnwaldita, cassiterita e columbita-tantalita além da ausência de piroxênio e anfibólio sódico (DIAS, 2012).

Ainda segundo Dias (2012), os pegmatitos formam dois sistemas de veios e os da primeira fase são os mais importantes economicamente, não só pelas dimensões dos corpos principais (espessuras métricas e centenas de metros de extensão) como também pelos teores de até 880g Sn/t (MUZZOLON, 2010, *apud* DIAS, 2012). Os pegmatitos estariam relacionados com os pórfiros graníticos do morro Bom Futuro, ambos considerados intrusões contemporâneas e de natureza peraluminosa, apresentando afinidades geoquímicas com granitos tipo A e intraplaca da Suíte Granitos Últimos de Rondônia (LEITE JÚNIOR *et al.*, 2002). As zonas de alteração hidrotermal são comuns nas paredes dos corpos (FOSTER, 2012).

4.3.2 Sistema Palanqueta

O maciço Palanqueta está localizado a 500 m a nordeste do morro Bom Futuro e a parte soerguida do maciço, o morro Palanqueta, possui dimensões aproximadas de 500 x 700 m (Figura 7). Os limites do maciço estão encobertos por coberturas sedimentares indiferenciadas.

Souza (2003) definiu o sistema Palanqueta como um *plug* granítico de formato ovalar constituído por biotita granito de granulação médio, biotita granito de granulação fina a porfírica, albita granito e faixa de *greisen*. No presente estudo será utilizada como base a classificação de Leite Júnior *et al.*, (2005) e Oliveira (2005) para as fácies graníticas, em que o biotita granito equigranular descrito por Souza (2003) é dividido em duas fácies graníticas de granulação média e textura equigranular (biotita-álcali-feldspato granito equigranular e topázio-

zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular), e o biotita granito fino a porfirítico (SOUZA, 2003) reclassificado como topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico. O antigo albita granito foi classificado como topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro. Os limites e contatos de todas as fácies também foram detalhados por esses autores e no presente estudo.

O sistema Palanqueta é, portanto, representado pelo maciço Palanqueta, este constituído por biotita-álcali-feldspato granito equigranular e 4 fácies de topázio granitos (topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular médio, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico), além de litotipos tardi-magmáticos, como veios e *pipes* de *greisen*, aplitos e veios pegmatíticos (Figura 8 e Anexo II).



Figura 7: Vista do morro Palanqueta a partir do Morro Bom Futuro

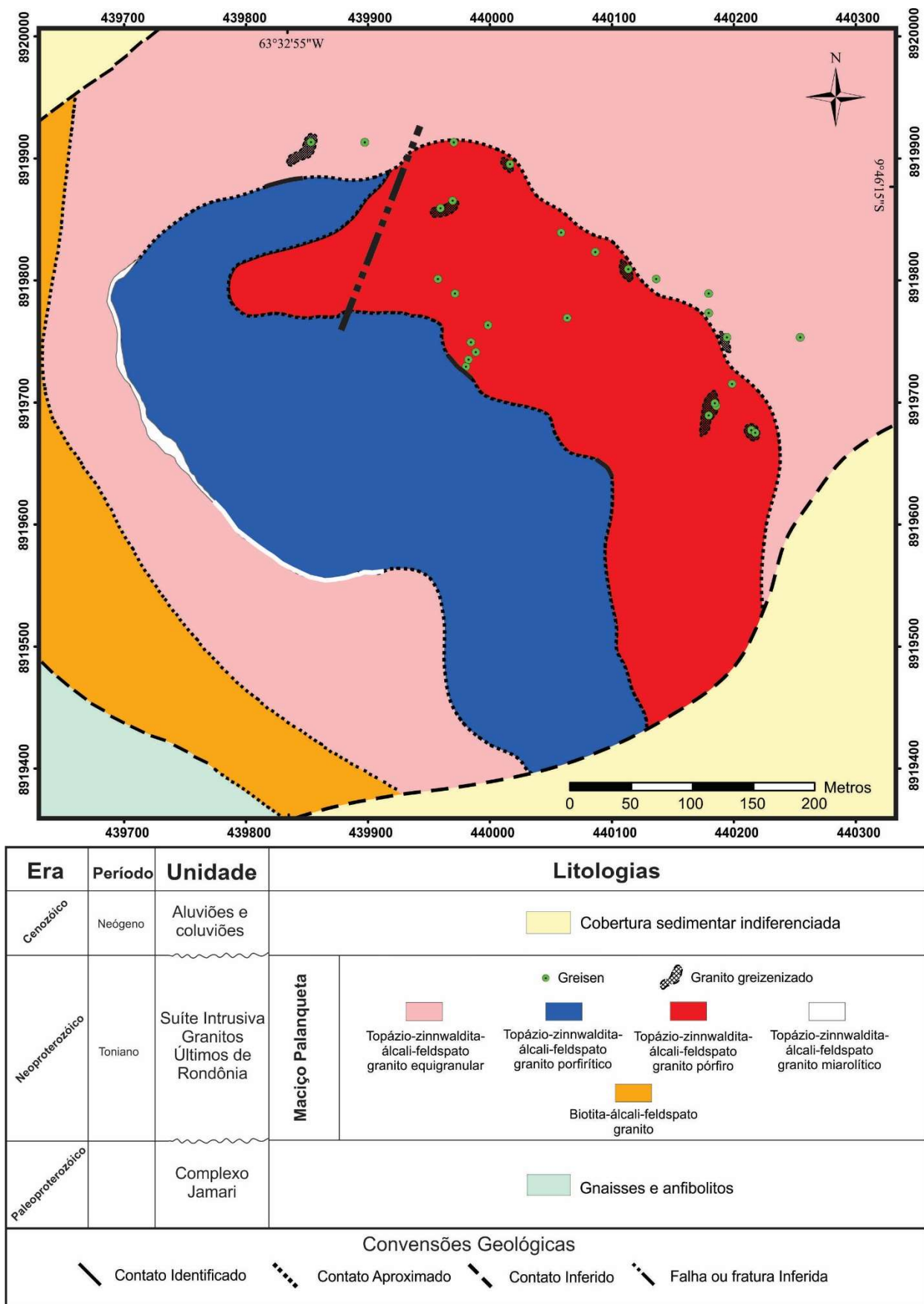


Figura 8: Mapa geológico simplificado do maciço Palanqueta.

A oeste da área mapeada a unidade granítica dominante é o biotita-álcali-feldspato granito equigranular (Figura 9). O litotipo ocorre como uma faixa contínua de direção NW-SE, que está em contato a sudoeste com os gnaisses do Complexo Jamari e a leste com o topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular. Os afloramentos são principalmente matacões e raros lajedos. O topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular de grão médio (Figura 10) é a unidade de maior expressão na área mapeada, devido à lavra da cobertura sedimentar, e apresenta contato brusco com o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico, porém sem evidencia clara de idade (Figura 11).



Figura 9: Fotografia de matacão de biotita-álcali-feldspato granito equigranular (PP-61).

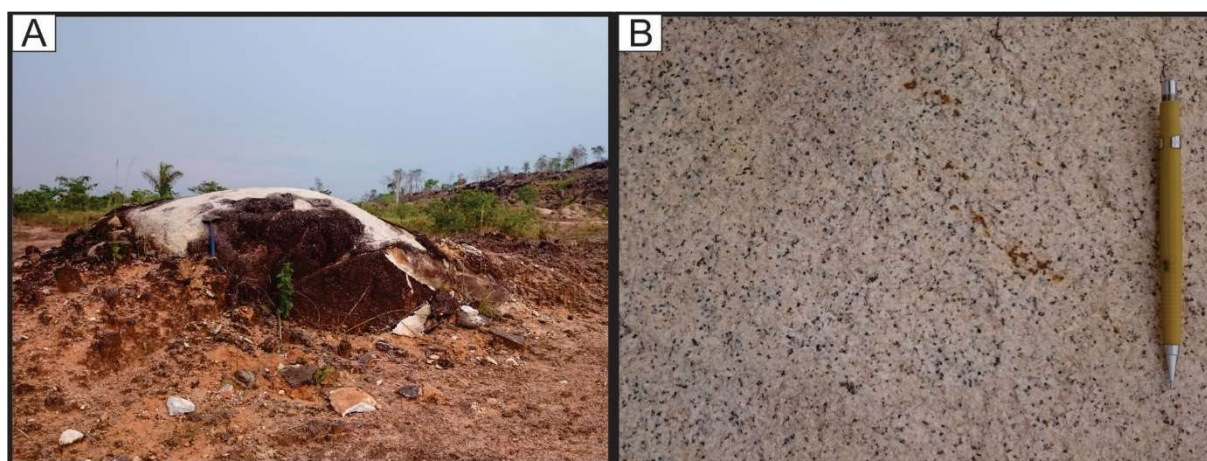


Figura 10: Fotografias com topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular de grão médio (PP-80). A: afloramento no extremo nordeste da área e; B: visão mesoscópica do litotipo.

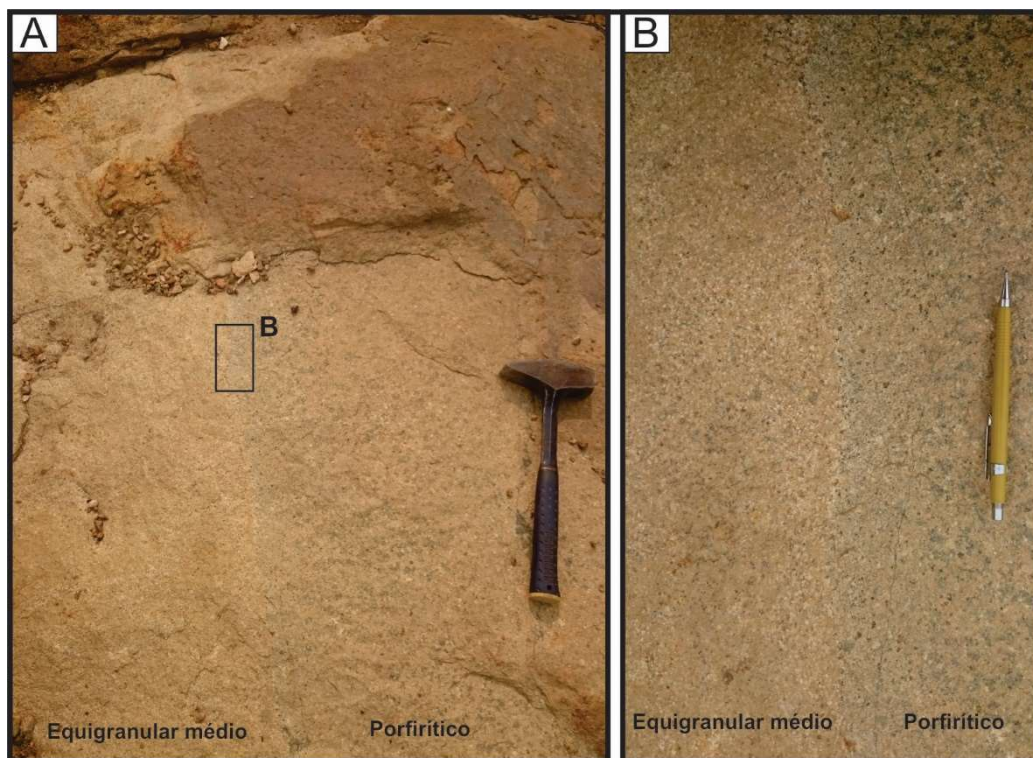


Figura 11: Fotografia com contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular médio e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (PP-66).

O topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico se encontra na porção de centro sudoeste da área mapeada (Figura 12). Pode apresentar porções acinzentados mais ricos em mica esverdeada, textura majoritariamente porfirítica, porém com porções equigranulares dispersas. Essa unidade foi considerada por Oliveira (2005) como uma associação de fácies com pelo menos 3 reconhecidas em campo (porfirítica, equigranular e miarolítica), porém, como não foram encontrados dados *in situ* que corroborassem a delimitação dessas subfácies, a unidade foi considerada como fácies única. A fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (Figura 13) está exposta como um corpo de forma irregular arqueado em planta também na porção central da área, com sua parte sul encoberta pelos sedimentos cenozoicos indiferenciados. Em ambas as fácies ocorrem raros e dispersos miárolos centimétricos de quartzo e feldspato potássico. Embora o contato entre essas fácies seja brusco (Figura 14A), foi identificado dique de topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro no topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (Figura 14B).

A fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico (Figura 15) apresenta matriz fina a muito fina com miárolos de quartzo de dimensões milimétricas a decimétricas e está restrita a uma estreita faixa irregular (1,5 a 10 m de largura) no contato entre as fácies topázio-

zinnwaldita-álcali-feldspato granito médio e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico, na porção ocidental da área mapeada.

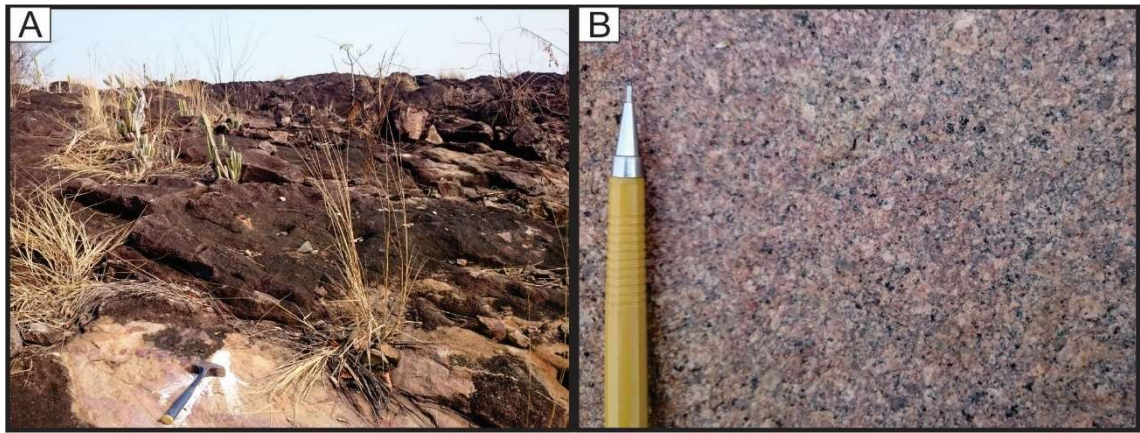


Figura 12: Fotografias com topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (PP-90). A: lajedo no topo do morro e; B: visão mesoscópica do litotipo.

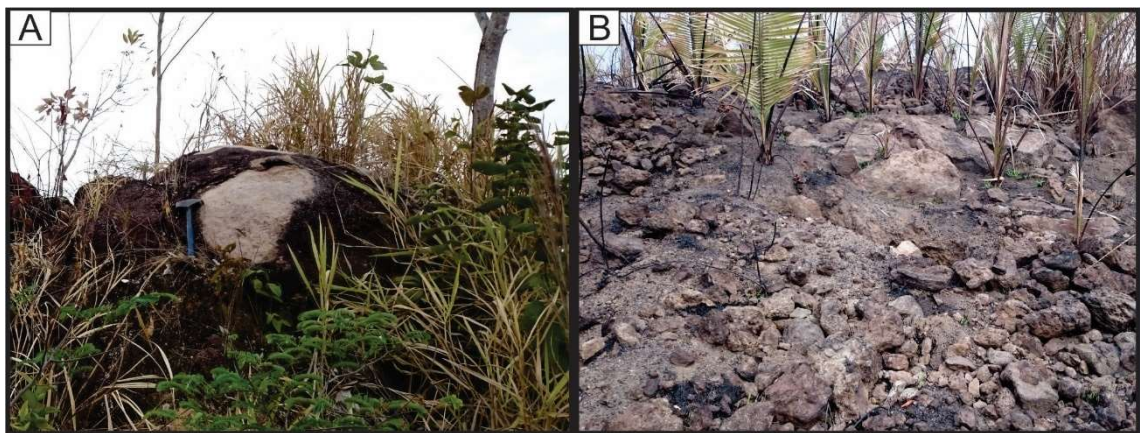


Figura 13: Fotografias com topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (PP-82). A: matacão de dimensões métricas e; B: lajedo no topo do morro (PP-100).



Figura 14: A: fotografia mostrando relações de contato entre as fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (1) e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (2) (PP-104) e; B: dique de topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico.

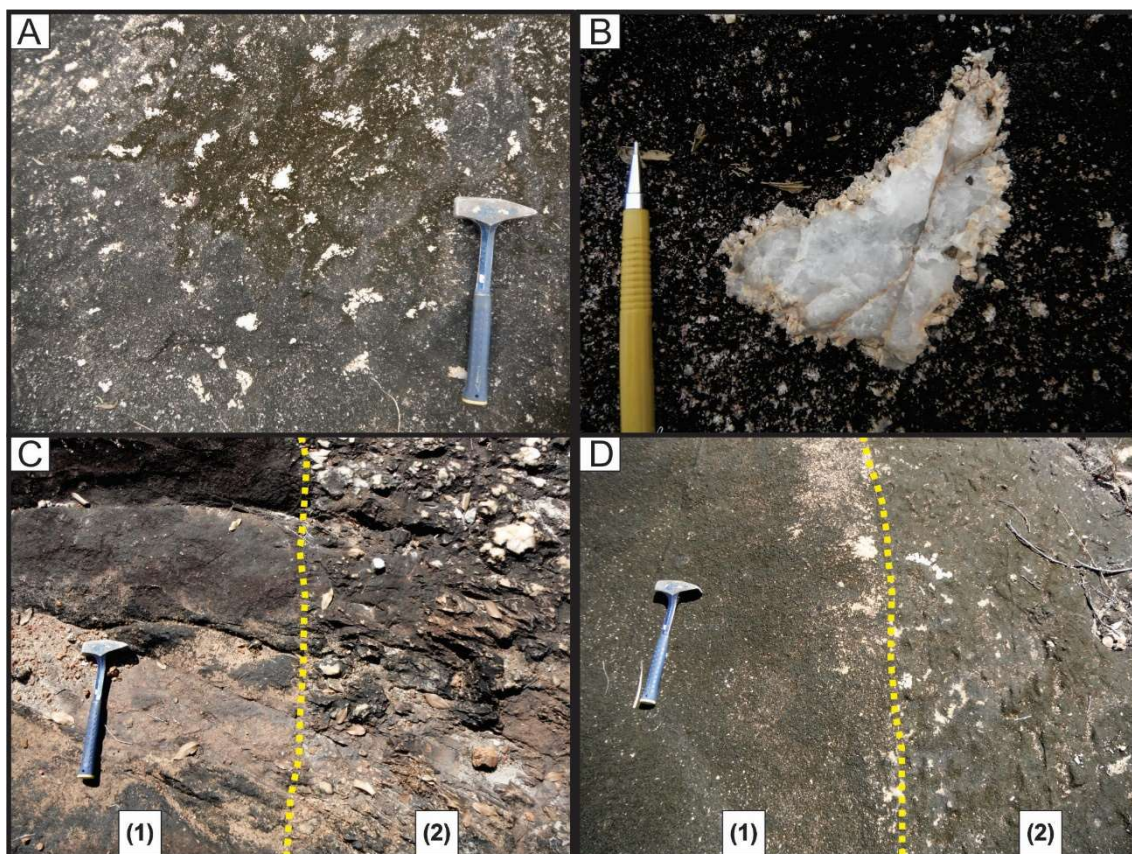


Figura 15: Fotografias das fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítica. A: característica geral da rocha com miárolas centimétricas constituídos por Qz e Fk (PP-13); B: os miárolas apresentam zonamento com Fk nas bordas e Qz no núcleo além de bordas serrilhadas (PP-13); C: contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (1) e o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico (2) (PP-29) e; D: contato entre o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular (1) e o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico (2) (PP-30).

Diques de aplito são observados ocasionalmente na área (Figura 16A). Os diques aparecem cortando todas as fácies graníticas e são cortados por veios e diques pegmatíticos, numa relação clara de idade entre si (Figura 16B). Fragmentos tabulares de veio de quartzo leitoso também são encontrados, principalmente na fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro, onde ocorrem envolvidos pela rocha granítica, com indicação de aparente contemporaneidade entre a formação dos veios e a cristalização do granito encaixante (Figura 16C). Os veios e diques de pegmatito são representados por corpos de espessuras centimétricas e decimétricas constituídos por quartzo, topázio e cristais de feldspato potássico bem desenvolvidos, embora em corpos maiores esteja presente cristais de mica centimétricos (Figura 16D).

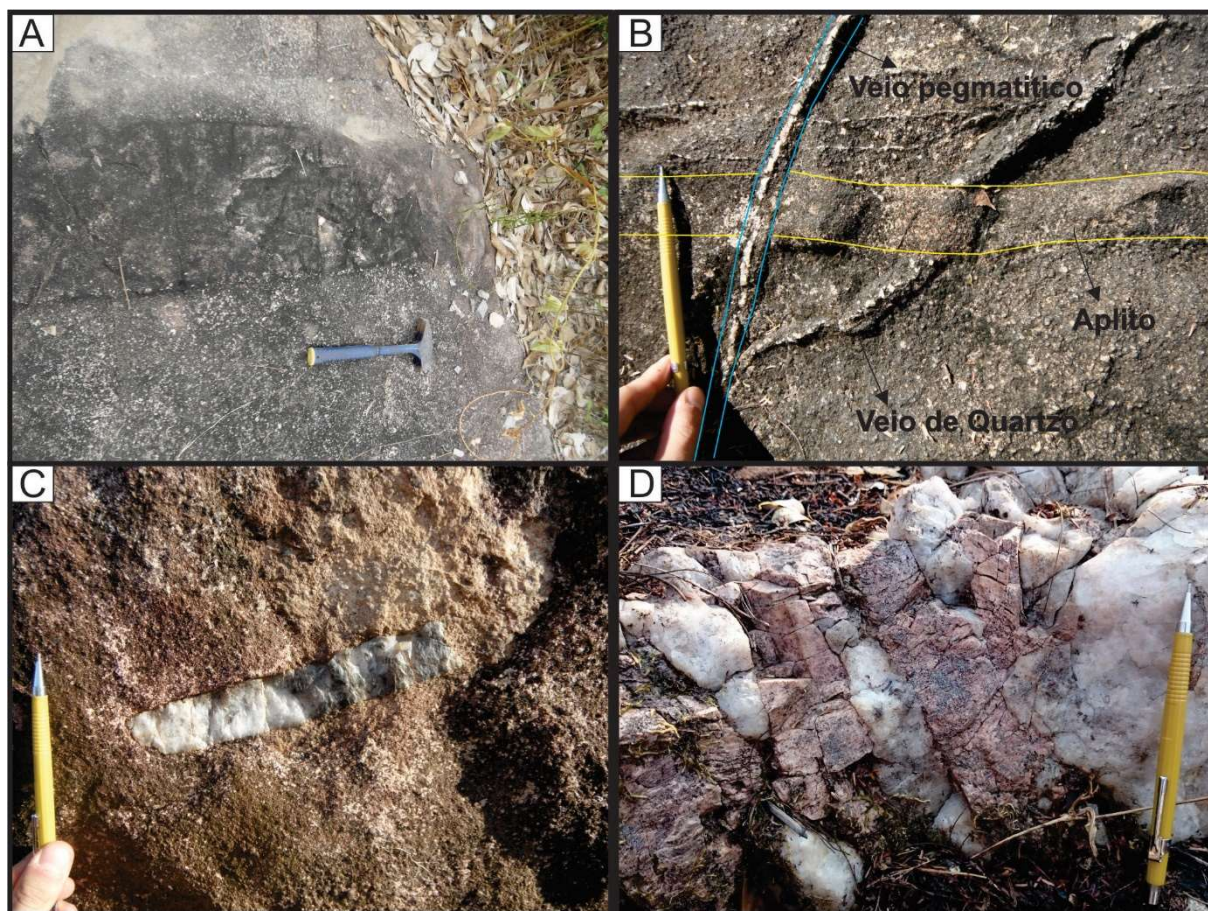


Figura 16: Fotografias de corpos tardios encontrados no maciço Palanqueta. A: dique de aplito em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular (PP-12); B: intersecção de vênulas de quartzo e pegmatito cortando dique de aplito (PP-22); C: fragmento de veio de quartzo em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (PP-26) e; D: bolsão pegmatítico em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico (PP-86).

Os corpos de *greisen* do maciço Palanqueta ocorrem sob a forma de veios e, principalmente, *pipes*. Esses corpos estão presentes principalmente no topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro, mas também são encontrados nas fácies porfirítico e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular. Os *pipes* possuem até 2 m de diâmetro e mais de 4 m de profundidade, embora as dimensões máximas ainda sejam desconhecidas (Figuras 17 e 18). Os veios de *greisen* encontrados na fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (Figura 19A), são pouco espessos (< 15 cm) e de extensões de alguns metros. Os corpos em *pipe* podem mostrar zonamento e pelo menos três fácies distintas foram reconhecidas: topázio-quartzo-mica *greisen* (Figura 19B), mica-topázio-quartzo *greisen* (Figura 19C) e quartzo *greisen* (Figura 19D).



Figura 17: *Pipe de greisen* em seção vertical (PP-103).



Figura 18: *Pipe de greisen* aflorante com auréola de granito greisenizado (PP-106).

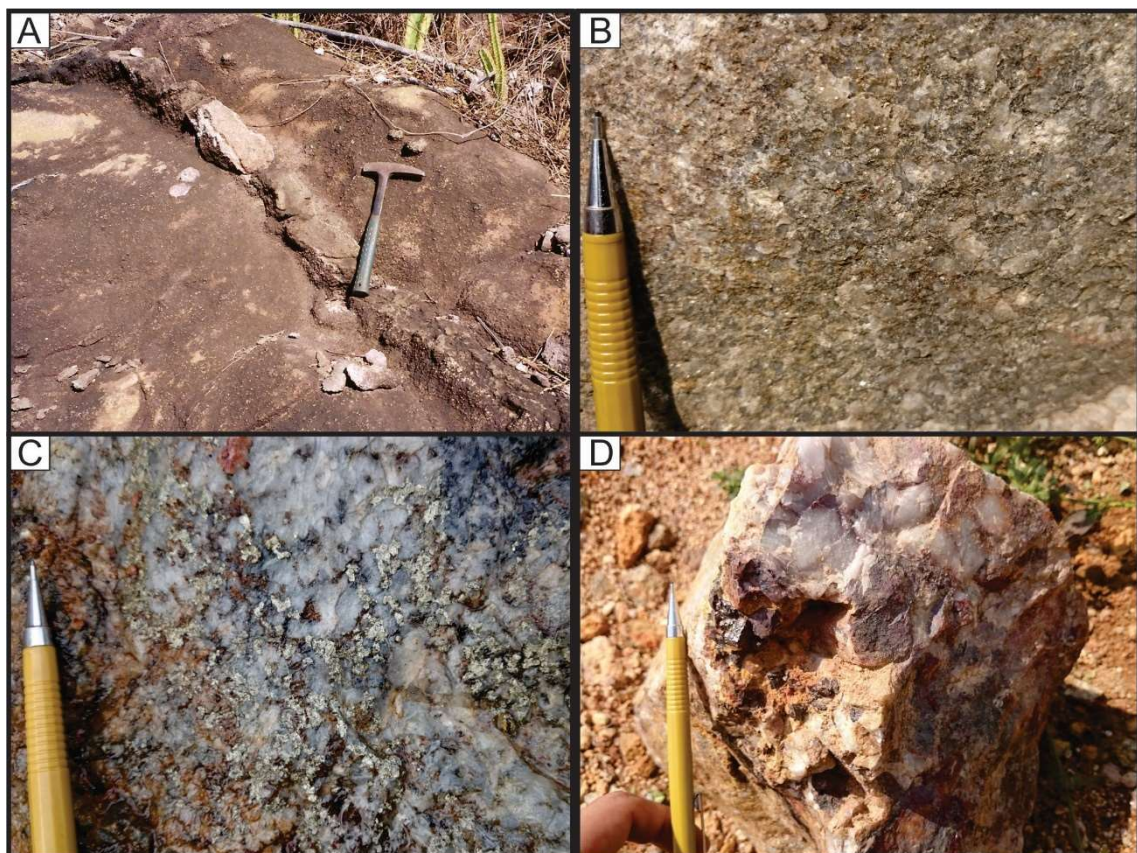


Figura 19: Fotografia das diferentes fácies encontradas nos *pipes de greisen* do maciço Palanqueta. A: veio de *greisen* em topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato pórfiro e *greisen* (PP-24); B: fácies topázio- quartzo-mica *greisen* (PP-103); C: fácies mica-topázio-quartzo *greisen* com pirita (PP-106); D: quartzo *greisen* (PP-108)

A cobertura sedimentar indiferenciada ocorre no entorno do morro. Na área, essa cobertura foi ostensivamente lavrada permitindo afloramentos na região, mas deveria alcançar espessuras de até 10 m, como visto em cortes de estradas ainda preservados a norte do morro. Em geral essa cobertura é representada por sedimentos areno-argilosos levemente conglomeráticos de coloração pardo avermelhado (Figura 20).



Figura 20: Perfil de alteração encontrado no maciço Palanqueta. Extraído de Oliveira (2005).

5 PETROGRAFIA

5.1 BIOTITA-ÁLCALI-FELDSPATO-GRANITO EQUIGRANULAR

São rochas de coloração rósea quando frescas e alaranjada com manchas avermelhadas quando intemperizadas. A estrutura é maciça e a textura é equigranular de granulação média (1 a 4 mm) e composição principal de quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita (Figura 21).

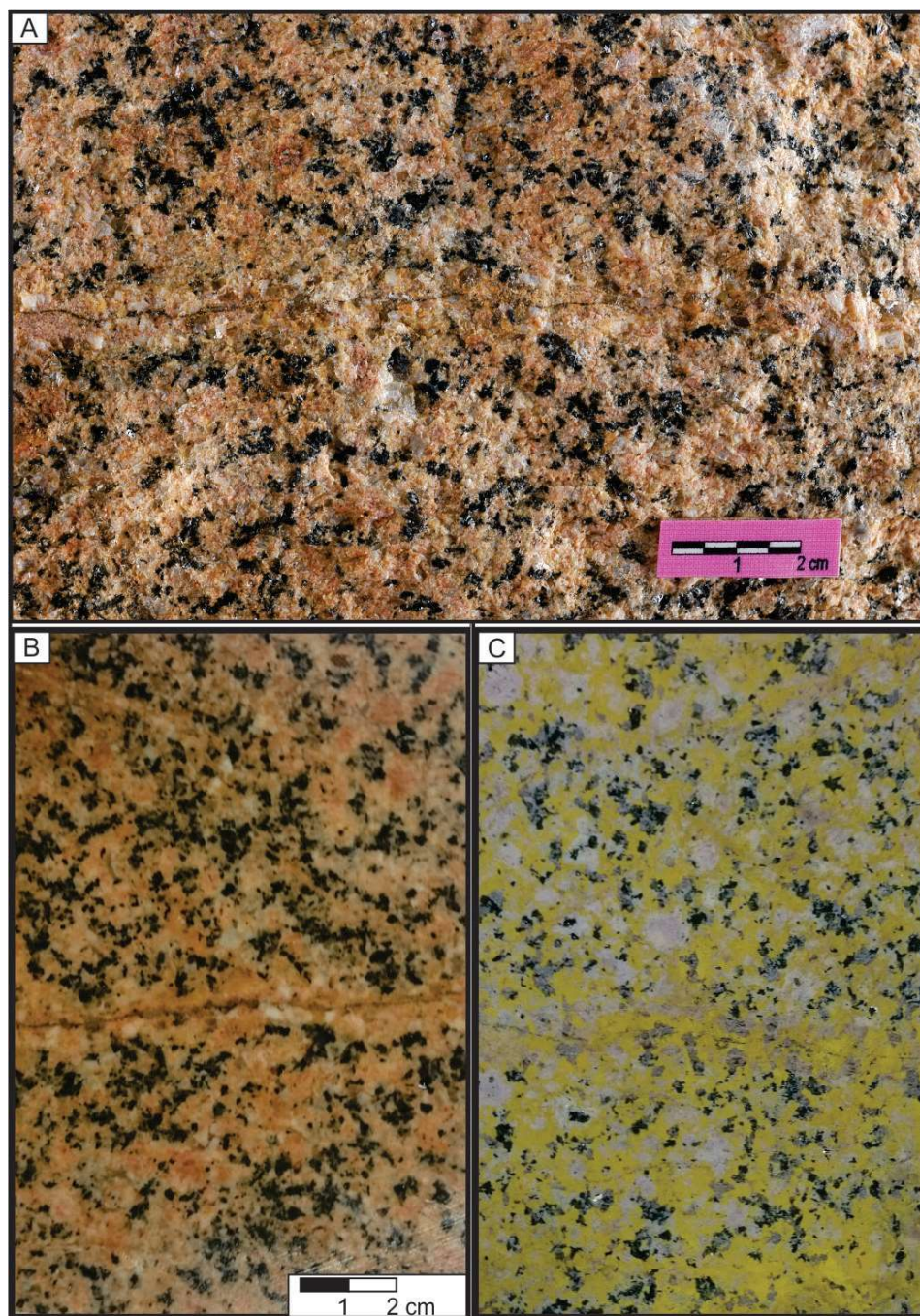


Figura 21: Fotografias do biotita-álcali-feldspato granito equigranular (BF-82). A: aspecto mosqueado dado pelo glômeros de biotita; B: placa polida; C: placa tingida com cobalto nitrito de sódio com indicação do feldspato alcalino (em amarelo), plagioclásio quartzo e biotita.

Ao microscópio, o feldspato alcalino é o microclínio e o plagioclásio é a albita/oligoclásio (Figura 22A). O microclínio ocorre como cristais anedrais (1 a 4 mm), com geminação em grade e contatos engrenados e contém inclusões de cristais de quartzo, plagioclásio e biotita. A albita/oligoclásio ocorre como cristais anedrais a subedrais (0,5 a 2 mm), com contatos engrenados a lobulados e por vezes com sinal de corrosão (Figura 22A). Os cristais de quartzo

(1 a 4 mm) são anedrais e apresentam contatos retos a lobulados a engrenados com os demais minerais (Figura 22B). A biotita ocorre como cristais subedrais a anedrais com cores de pleocroísmo variando do marrom amarelado ao castanho claro e contem inclusões de grãos com halos pleocróicos (Figura 22C). Os principais minerais acessórios são zircão, ilmenita (Figura 22F), rutilo (Figura 22G) e monazita (Figura 22H). O zircão é o principal mineral acessório e ocorre como pequenos cristais (até 0,25 mm) subedrais a euedrais (Figura 22C, D e E) e em geral estão inclusos nas micas e com halos pleocróicos (Figura 22C). Os minerais opacos ocorrem como raros cristais anedrais angulosos (<0.2 mm) dispersos ou no interior das biotitas, sendo constituídos por pirita e calcopirita. Os minerais secundários identificados foram a fluorita e a sericita. A fluorita é anedral e intersticial e a sericita é produto da alteração do plagioclásio.

Tabela 2: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies biotita-álcali-feldspato granito equigranular. (*BF) são amostras reanalisadas de Oliveira (2005).

Minerais	Biotita-álcali-feldspato granito equigranular			
	BF-82	*BF-42	PP-30	Média
Quartzo	24.5	27.2	33.71	27.14
Microclínio	38.15	35.1	15.95	29.73
Albita/Oligoclásio	31.69	31.50	36.49	33.23
Biotita	5.64	6.20	12.44	8.09
Zircão	tr	tr	tr	tr
Minerais Opacos	tr	tr	1.10	1.10
Fluorita	0.00	tr	0.22	0.11

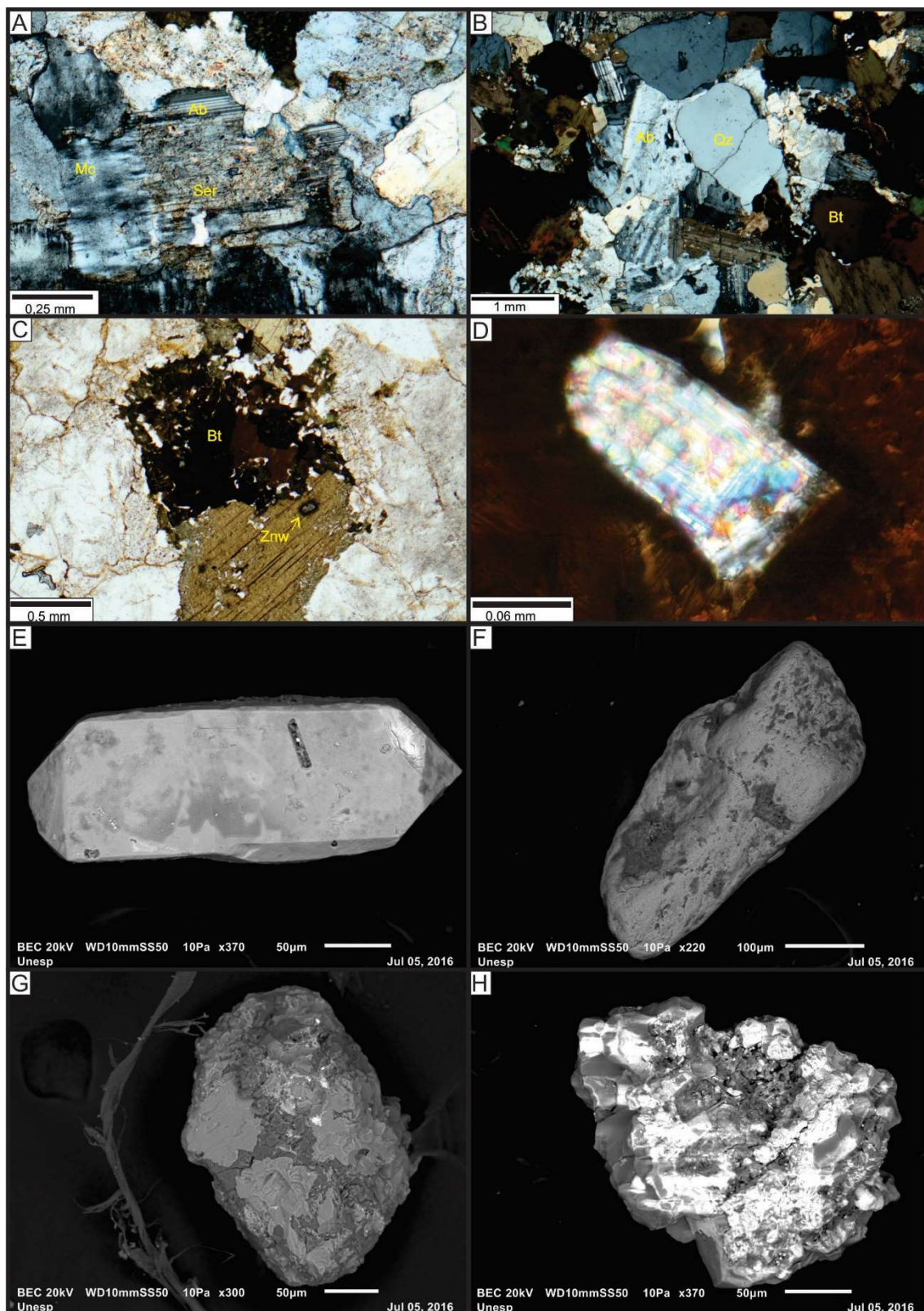


Figura 22: A: fotomicrografia com cristais de albita (Ab) sericitizada e microclínio (Mc); B: fotomicrografia com cristal anedral de quartzo (Qz); C: fotomicrografia com cristal de biotita anedral com inclusão de zircão (Zrn); D: fotomicrografia com detalhe em cristal de zircão com halos pleocróicos; E: imagem MEV de cristal eudral de zircão; F: imagem MEV de cristal de ilmenita; G: imagem MEV de cristal de rutilo e; H: imagem MEV de cristal de monazita. Fotomicrografias da amostra BF-82 e imagem MEV de concentrado de minerais pesados de rocha do ponto PP-09.

5.2 TOPÁZIO-ZINNWALDITA-ÁLCALI-FELDSPATO GRANITO EQUIGRANULAR

A rocha apresenta coloração rósea, estrutura maciça e textura equigranular de granulação média (4 a 5 mm). A composição mineralógica principal é formada por feldspato alcalino róseo, plagioclásio, quartzo e mica de cor preta a esverdeada (Figura 23).

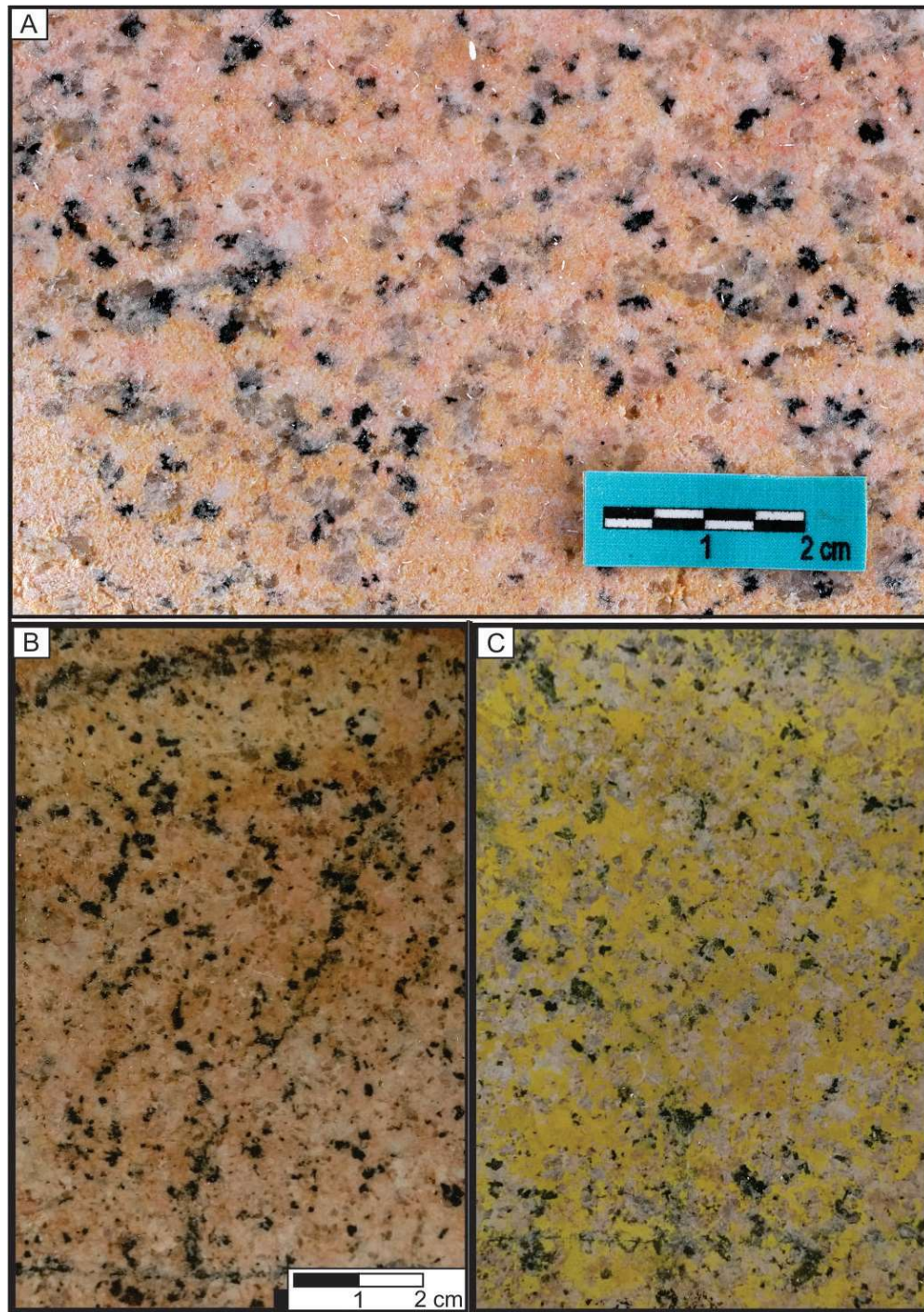


Figura 23: Fotografias do topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular (BF-43). A: aspecto macroscópico: cor rósea e textura equigranular; B: placa polida e; C: placa tingida com cobalto nitrato de sódio com indicação do feldspato alcalino (em amarelo) e plagioclásio.

Ao microscópio, a rocha apresenta textura hipidiomórfica equigranular (Figura 24A), o feldspato alcalino é o microclínio e o plagioclásio a albita. O microclínio apresenta cristais anedrais muito alterados raramente apresentando geminação em grade, com ripas de plagioclásio seguindo os planos de clivagem nos cristais maiores (Figura 24B). A albita ocorre, além de cristais inclusos no quartzo e microclínio, como cristais subedrais a euedrais tabulares com contatos engrenados a retos (Figura 24C) e em geral se mostram menos alteradas que o microclínio. Na matriz o plagioclásio ocorre como agregados de pequenos cristais semi-tabulares (< 0.5 mm) e maiores (3 mm). O quartzo ocorre como cristais anedrais com contatos engrenados e raramente com estrutura “bola de neve”, em que pequenos cristais tabulares de plagioclásio (< 0,8 mm) estão inclusos de maneira circular nos cristais nos maiores cristais de quartzo (5 mm) (Figura 24D). A zinnwaldita ocorrem como cristais anedrais de coloração castanha claro a incolor, com hidróxidos em seus planos de clivagem. O topázio ocorre como cristais anedrais incolores intersticiais, muitas vezes associado as bordas dos cristais de zinnwaldita (Figura 24E). Os acessórios identificados foram zircão (Figura 24F), também como raros e pequenos cristais euedrais inclusos nas micas, sendo identificados pelos halos pleocróicos pretos, La-monazita (Figura 24G) e rutilo (Figura 24H). Ocorre também fluorita anedral e intersticial.

Tabela 3: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular. (*BF) são amostras reanalisadas de Oliveira (2005).

Minerais	Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular				
	*BF-52B	*BF-43	PP-23	PP-20B	Média
Quartzo	40.8	31.8	34.35	38.06	36.25
Microclínio	32.8	34.1	21.57	28.50	29.24
Albita	23.60	32.00	41.56	30.87	32.01
Zinnwaldita	2.30	1.90	2.07	2.25	2.13
Topázio	0.50	0.20	0.12	0.30	0.28
Zircão	0.00	tr	0.00	tr	tr
Minerais Opacos	tr	tr	tr	tr	tr
Fluorita	tr	tr	0.30	tr	0.30

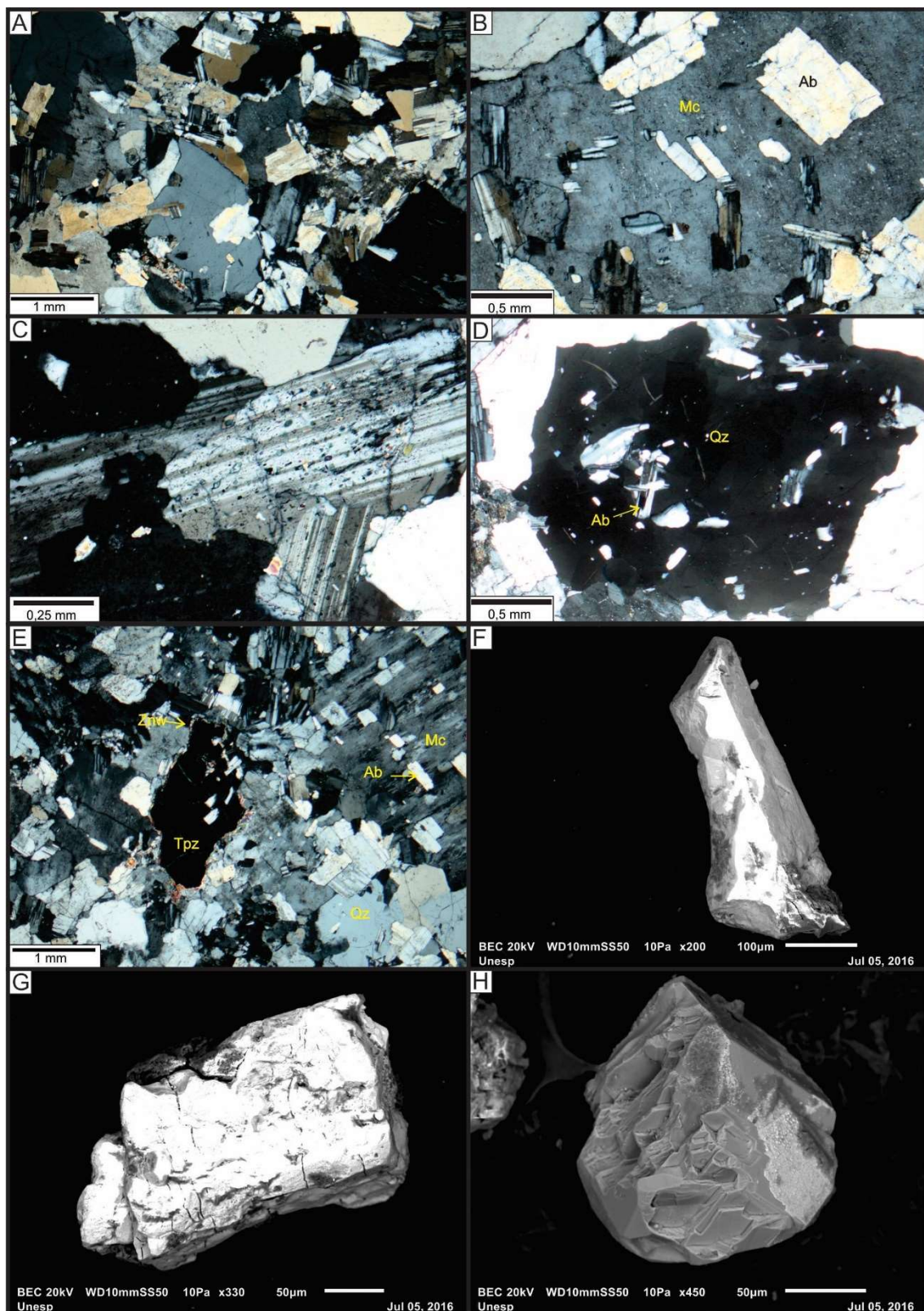


Figura 24: A: fotomicrografia com textura equigranular de granulação média; B: fotomicrografia com cristal anedral de microclínio (Mc) envolvendo cristais de albita (Ab); C: fotomicrografia com cristal de plagioclásio com pequenos cristais de zinnwaldita e inclusões fluidas; D: fotomicrografia com cristal de quartzo (Qz) com textura “bola de neve”; E: fotomicrografia com cristais de zinnwaldita nas bordas de cristal de topázio; F: imagem MEV de cristal de zircão; G: imagem MEV de cristal de monazita e; H: imagem MEV de cristal de rutilo. Fotomicrografias da amostra PP-23 e imagem MEV de concentrado de minerais pesados de rocha do ponto PP-23.

5.3 TOPÁZIO-ZINNWALDITA-ÁLCALI-FELDSPATO GRANITO PORFIRÍTICO

Em geral são rochas de coloração rósea a alaranjada, estrutura maciça, textura porfirítica de granulação fina e matriz muito fina (microgranito), com fenocristais (0,5 a 1 cm) de feldspato alcalino e pequenos cristais pretos de mica (<0,5 cm) (Figura 25).



Figura 25: fotografia do topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico, com megacristais de feldspato alcalino em matriz equigranular de granulação fina.

Ao microscópio, o feldspato alcalino é o microclínio e o plagioclásio a albita, e a textura geral da rocha é hipidiomórfica. O microclínio ocorre como cristais anedrais a raros subedrais com contatos engrenados (Figura 26A), os fenocristais possuem geminação em grade. A albita ocorre como pequenos cristais tabulares a ripidiformes (0,5 mm) e cristais maiores (1 mm) dispersos na matriz, além de raros fenocristais (5 mm) (Figura 26B) com geminação polissintética. É comum inclusões de topázio, mica e outros pequenos cristais de albita além de inclusões fluidas. O quartzo ocorre como cristais anedrais com contatos lobulados, sendo grande parte da matriz (~40%) constituída por cristais de quartzo anedrais (0,6 mm) (Figura 26C). A zinnwaldita aparece como cristais anedrais dispersos (0.5 a 0.8 mm) com contatos lobulados e coloração castanho muito claro. O topázio ocorre como cristais anedrais translúcidos, intersticiais ou inclusos em outros minerais, sendo comum nas bordas da zinnwaldita. Os minerais opacos são anedrais, arredondados e com bordas corroídas, dispersos porem em grande parte associados com zinnwaldita.

Tabela 4: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico. (*BF) são amostras reanalisadas de Oliveira (2005).

Minerais	Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico							
	*BF-40	*BF-52A	BF-99	BF-102	PP-19B	BF-74	BF-100	Média
Quartzo	31.6	35.5	47.36	42.6	39.66	38.8	40.9	39.49
Microclínio	38.3	39.6	18.87	21.63	20.31	29.73	30.97	28.49
Albita	28.30	24.90	30.66	31.95	35.51	25.05	23.31	28.53
Zinnwaldita	1.70	tr	3.08	3.80	3.36	6.10	4.80	3.81
Topázio	0.10	tr	tr	tr	0.24	0.29	tr	0.21
Fluorita	tr	tr	tr	tr	0.90	tr	tr	0.90
Zircão	0.00	tr	tr	0.00	0.00	0.00	0.00	tr
Opacos	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr

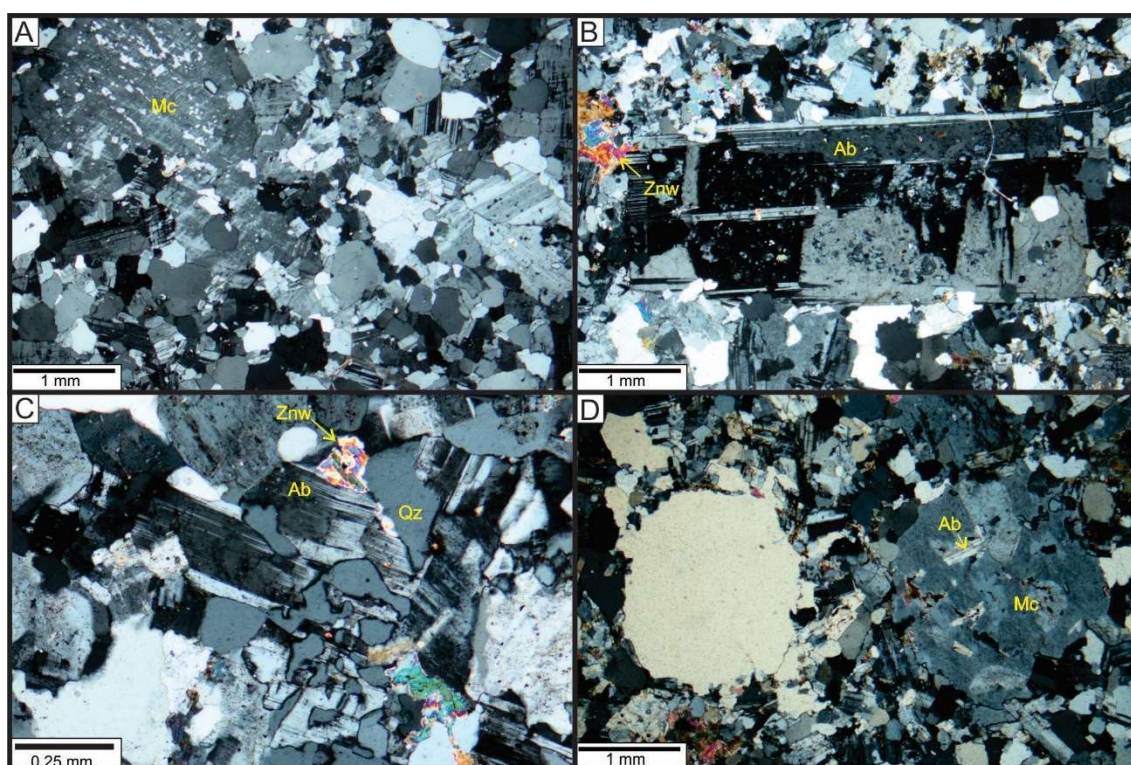


Figura 26: A: fotomicrografia com textura porfirítica marcada pelos fenocristais de microclínio (Mc); B: fotomicrografia com cristal subedral de albita (Ab); C: fotomicrografia da matriz com cristais anedrais de quartzo (Qz), albita (Ab) e zinnwaldita (Znw); D: fotomicrografia com cristais de quartzo e microclínio (Mc) lobulares. Fotomicrografias da amostra BF-100.

5.4 TOPÁZIO-ZINNWALDITA-ÁLCALI FELDSPATO GRANITO PÓRFIRO

A rocha possui coloração rósea, estrutura maciça e textura porfírica. Sua composição mineralógica principal é de quartzo, feldspato alcalino róseo, plagioclásio e mica preto-esverdeada, com fenocristais (até 5 mm) arredondados de quartzo translúcido, dispersos em matriz fina (Figura 27).

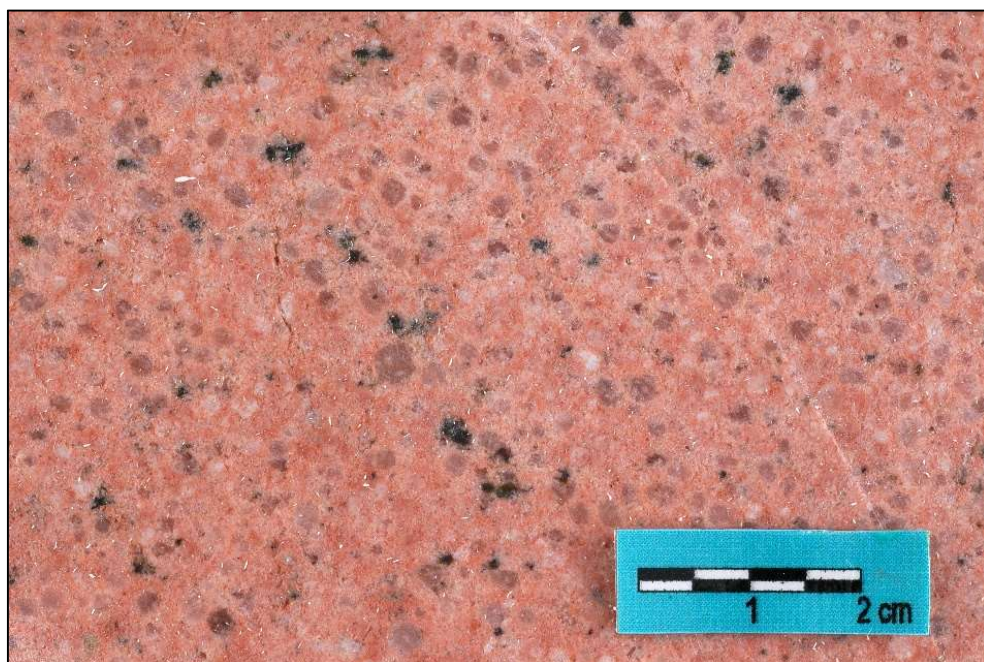


Figura 27: fotografia do topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito pórfiro, com fenocristais arredondados de quartzo e feldspato alcalino em matriz muito fina (BF-53).

Ao microscópio, a rocha apresenta textura porfírica e matriz hipidiomórfica equigranular de granulação fina a muito fina (Figura 28A). O quartzo ocorre como cristais anedrais, com contato engrenado e textura principal do tipo “bola de neve”, englobando cristais tabulares de albita dispostos de maneira circular (Figura 28B). A albita ocorre como cristais subedrais a euedrais com contatos engrenados a retilíneos, geminação polissintética e são o constituinte principal da matriz (Figura 28C). O microclínio ocorre como cristais anedrais na matriz (0.6 mm) (Figura 28C) e fenocristais (4 mm) com geminação em grade, seus contatos são engrenados a lobulados. A zinnwaldita ocorre como cristais anedrais de coloração amarelada a translúcida, dispersos ou em pequenos agregados de minerais menores, sendo que a maioria dos cristais ocorre como inclusões no microclínio (Figura 28D). O topázio ocorre como cristais anedrais a subedrais dispersos (Figura 28E), na maioria das vezes inclusos em outros minerais. Os minerais opacos são representados por raros cristais anedrais de formato ovalar e dispersos na matriz e são

constituídos por pirita, galena e calcopirita. Os principais minerais acessórios são zircão (Figura 28F), columbita/tantalita (Figura 28G) e cassiterita (Figura 28H). A fluorita ocorre em cristais intersticiais, associada aos cristais de topázio e zinnwaldita.

Tabela 5: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro. (*BF) são amostras reanalisadas de Oliveira (2005).

Minerais	Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito pórfiro							
	BF-19	*BF-41A	BF-50	PP-106A	BF-98	PP-26	PP-33	Média
Quartzo	31.25	34.8	30.33	33.14	31.01	33.45	26.18	31.45
Microclínio	23.22	22.9	24.85	22.79	21.54	22.95	28.56	23.83
Albita	40.02	39.00	40.08	40.13	44.63	36.95	43.38	40.60
Zinnwaldita	3.33	2.40	2.64	2.02	2.22	3.55	1.28	2.49
Topázio	2.16	0.90	1.25	1.34	0.57	1.72	0.57	1.22
Zircão	0.00	0.00	tr	0.00	0.00	0.00	tr	0.00
Minerais Opacos	tr	tr	tr	tr	tr	0.45	tr	0.45
Fluorita	tr	tr	0.81	0.55	tr	0.90	0.00	0.57

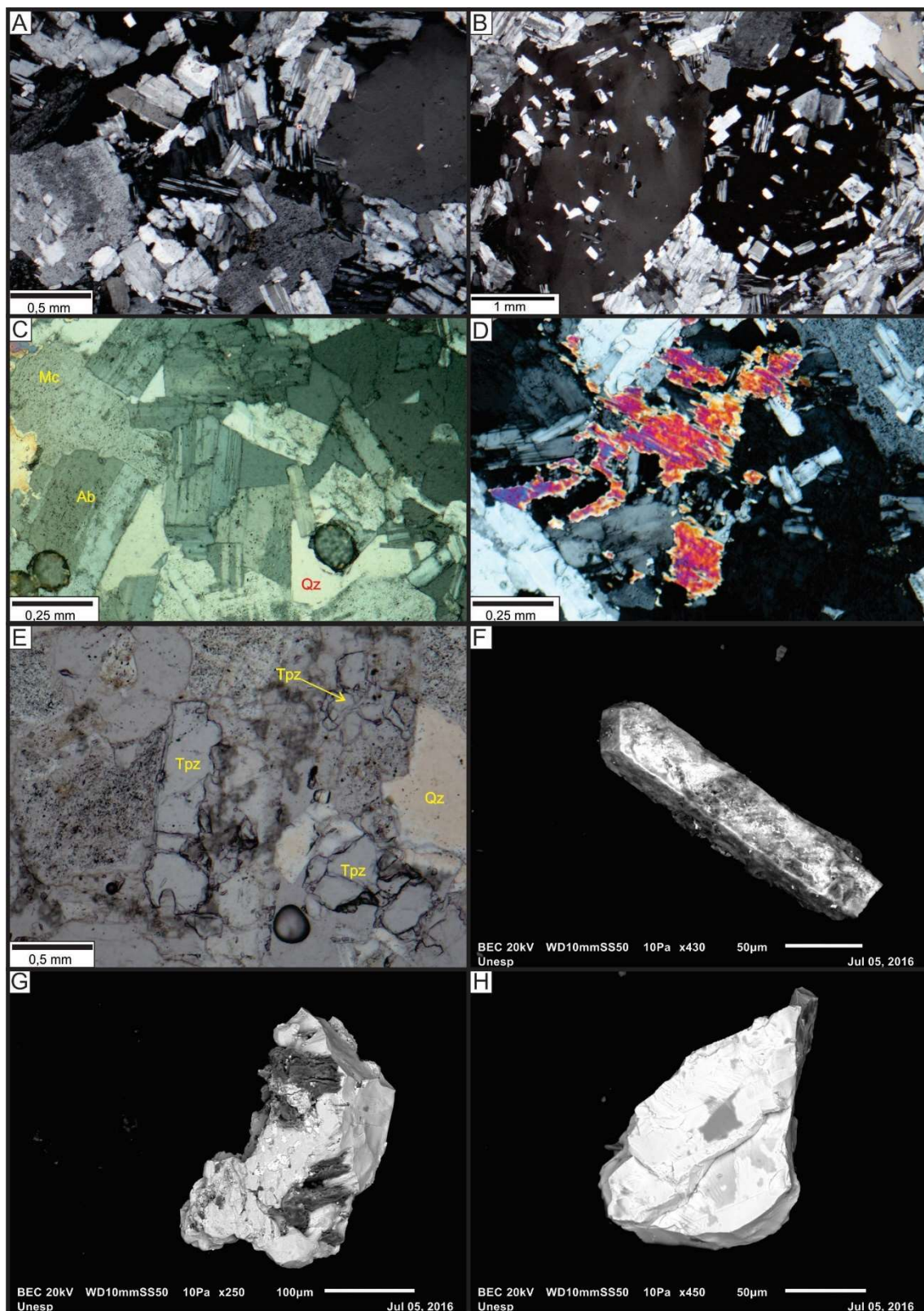


Figura 28: A: fotomicrografia da matriz com textura porfirítica de granulação fina; B: fotomicrografia com cristais anedrais de quartzo com textura “bola de neve”; C: fotomicrografia da matriz fina e cristais subedrais a euedrais de albita (Ab) e anedrais de microclínio (Mc); D: fotomicrografia com cristal anedral de zinnwaldita; E: fotomicrografia de cristais anedrais de topázio (Tpz); F: imagem MEV de cristal de zircão; G: imagem MEV de cristal de columbita/tantalita e; H: imagem MEV de cristal de cassiterita. Fotomicrografias da amostra BF-19 e imagens MEV de concentrado de minerais pesados de rocha do ponto PP-33.

5.5 TOPÁZIO-ZINNWALDITA-ÁLCALI FELDSPATO GRANITO MIAROLÍTICO

A rocha apresenta coloração cinza a róseo, estrutura maciça e textura miarolítica, com composição mineralógica principal de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e mica preta. Apresenta matriz fina a muito fina com miárolos angulosos a arredondados com até 15 cm de comprimento. Esses miárolos são preenchidos parcialmente por cristais euédricos de quartzo e feldspato alcalino róseo de tamanhos centimétricos a milimétricos (Figura 29).

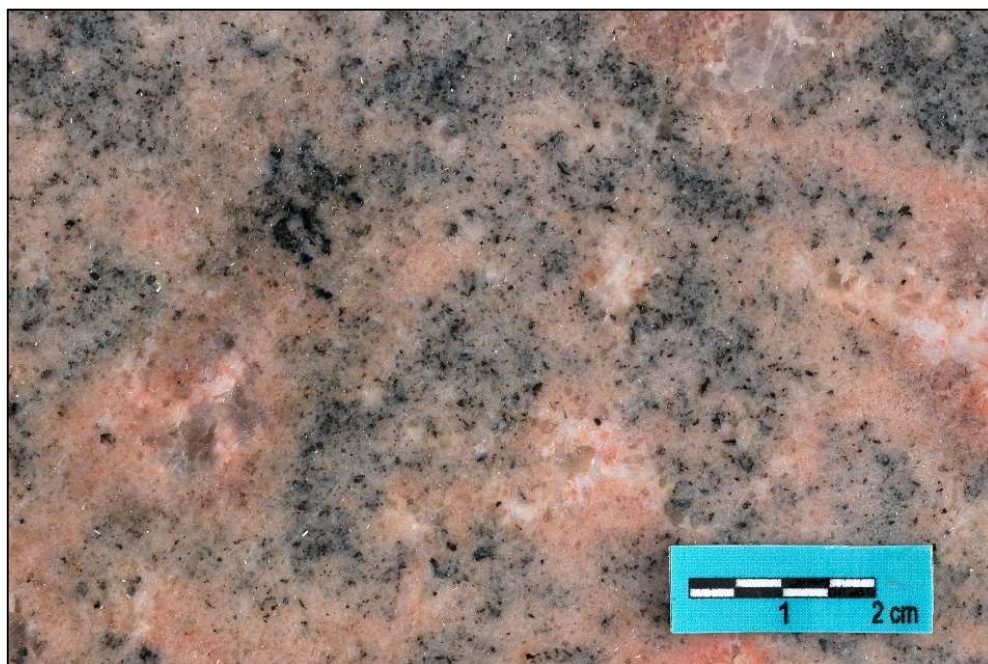


Figura 29: fotografia do topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico, com miárolos compostos por quartzo e feldspato alcalino (porções róseas) (BF-52).

Ao microscópico, o feldspato alcalino é o microclínio e o plagioclásio a albita, e os miárolos são formados por cristais de microclínio e quartzo na borda e quartzo no núcleo (Figura 30A), e matriz de granulação fina e textura equigranular (Figura 30B). O microclínio ocorre em cristais anedrais (0,5 a 1 mm) com geminação em grade com grande quantidade de inclusões fluidas e pouca sericitização. A albita ocorre como cristais anedrais a subedrais alterados. Os cristais de quartzo são, na matriz, anedrais, incolores, com contatos engrenados e raramente possuem inclusões de plagioclásio. A zinnwaldita é rara, ocorrendo como cristais (0,2 a 1 mm) subedrais, de pleocroísmo pardo a transparente (Figura 30C). O topázio ocorre como pequenos cristais incolores anedrais (Figura 30D). Os principais minerais acessórios encontrados são o zircão (Figura 30E), a monazita (Figura 30F), a columbita-tantalita (Figura 30G) e a

molibdenita (Figura 30H). A fluorita ocorre como cristais incolores a violeta, anedrais e intersticiais.

Tabela 6: Composição modal (em %) e média mineral final da fácies Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico.

Minerais	Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito miarolítico			
	BF-81	PP-19A	PP-28A	Média
Quartzo	39.49	41.79	41.14	40.81
Microclínio	25.37	20.01	19.41	21.60
Albita	29.80	33.90	31.85	31.85
Zinnwaldita	3.69	4.16	5.38	4.41
Topázio	0.72	0.06	0.94	0.57
Minerais Opacos	tr	0.12	tr	0.12
Fluorita	0.90	0.06	1.24	0.73

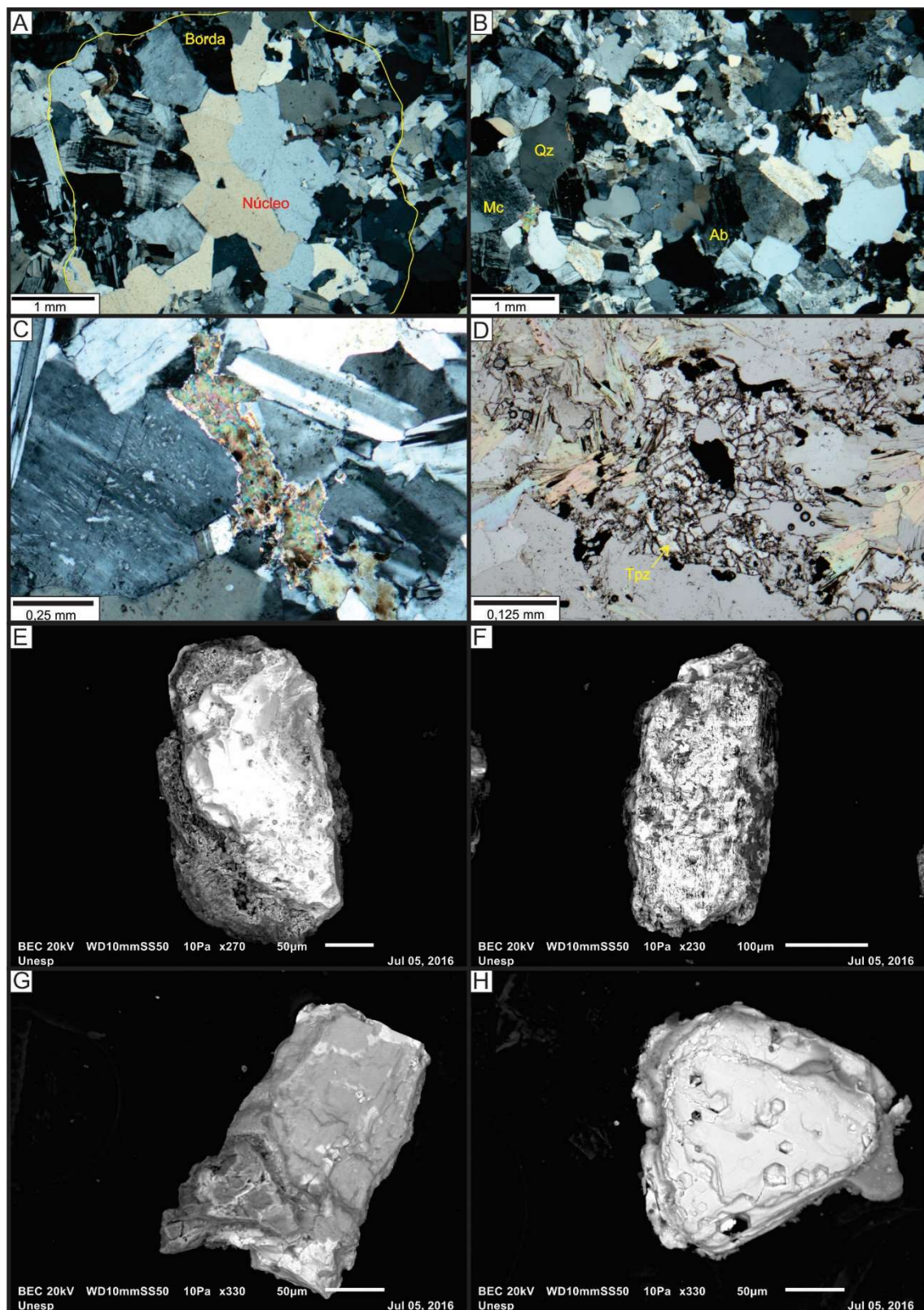


Figura 30: A: fotomicrografia de textura tipo *infill* constituída por microclínio e quartzo na borda e quartzo no núcleo; B: fotomicrografia da matriz de textura equigranular; C: fotomicrografia de cristal de zinnwaldita; D: fotomicrografia de cristais de topázio (Tpz) com opacos; E: imagem MEV de cristal de zircão; F: imagem MEV de cristal de monazita; G: imagem MEV de cristal de columbita/tantalita e; H: imagem MEV de cristal de molibdenita. Fotomicrografias da amostra BF-81 e imagens MEV do concentrado de minerais pesados de rocha do ponto PP-28.

5.6 APLITOS

Os aplitos possuem coloração rósea, estrutura maciça e textura equigranular fina. São formados majoritariamente por albita, microclínio e quartzo, com mica e minerais opacos como minerais acessórios principais (Figura 31).

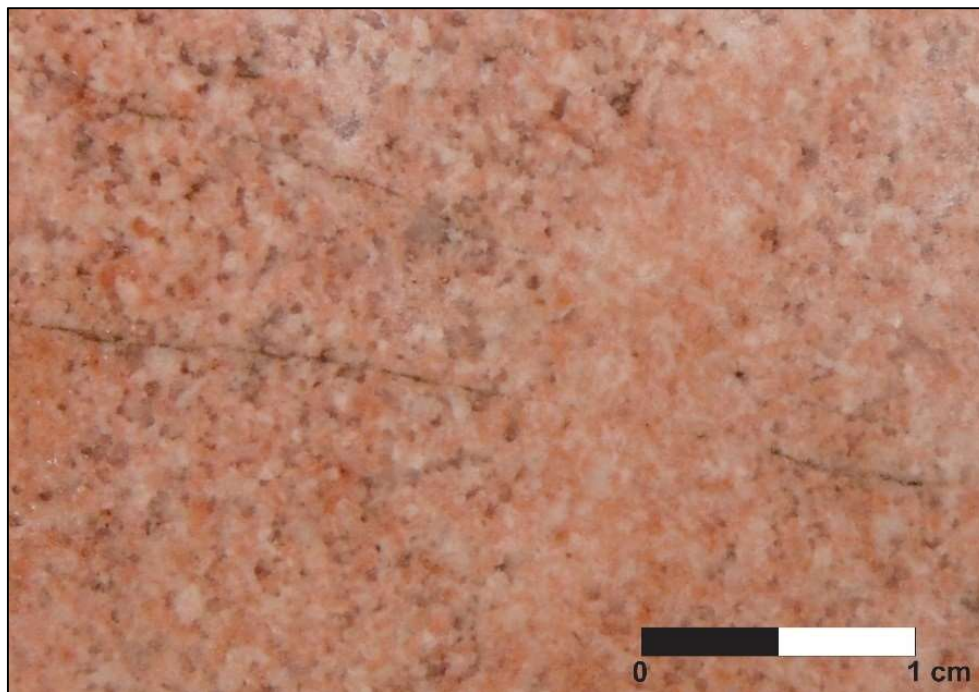


Figura 31: fotografia do aplito com textura equigranular e granulação fina (BF-52C).

Ao microscópio, apresenta estrutura maciça com textura equigranular fina a média (Figura 32A). O microclínio se apresenta como cristais anedrais pertíticos, com inclusões de cristais tabulares de albita e contem intercrescimento granofirico em alguns contatos com quartzo (Figura 32B). A albita ocorre como cristais subedrais a euedrais incolores (até 1 mm) pouco alterados (Figura 32C). O quartzo ocorre como cristais anedrais (até 2 mm) com contatos engrenados. A zinnwaldita ocorre como cristais anedrais a raros subedrais (0,5 mm) com cores de pleocroísmo variando de castanho claro a incolor (Figura 32D). Raros cristais de topázio anedral ($< 0,3$ mm) são encontrados dispersos na matriz. O zircão ocorre como diminutos cristais associados com a zinnwaldita provocando halos pleocróicos nesta. Os minerais opacos são representados por pirita anedral dispersa.

Tabela 7: Composição modal (em %) da fácies Aplito. Amostra reanalizada de Oliveira (2005).

Minerais	Aplito
	*BF-52C
Quartzo	40.8
Microclínio	32.8
Albita	23.60
Zinnwaldita	2.30
Topázio	0.50
Zircão	tr
Minerais Opacos	tr

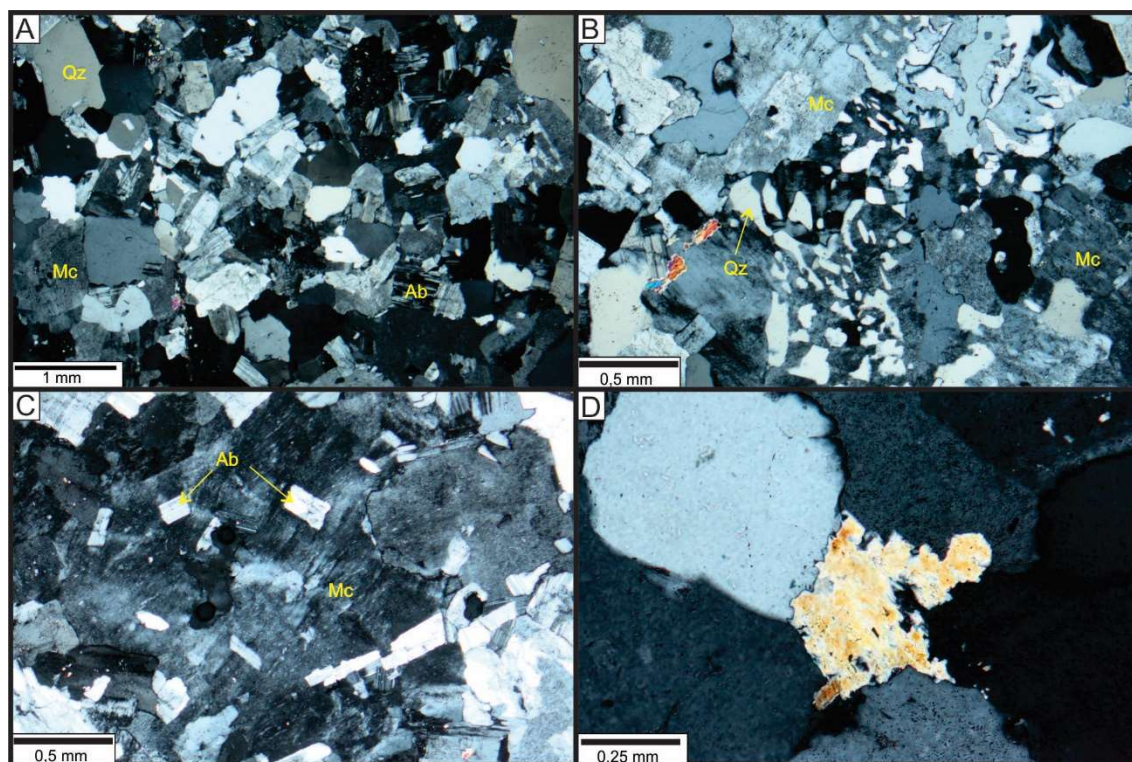


Figura 32: A: fotomicrografia com matriz de estrutura maciça e textura equigranular; B: fotomicrografia de intercrescimento granofírico entre cristais de microclínio (Mc) e quartzo (Qz); C: fotomicrografia de cristais eudrais de albita (Ab) em microclínio (Mc) anedral e; D: fotomicrografia de zinnwaldita anedral. Fotomicrografias da amostra BF-52C.

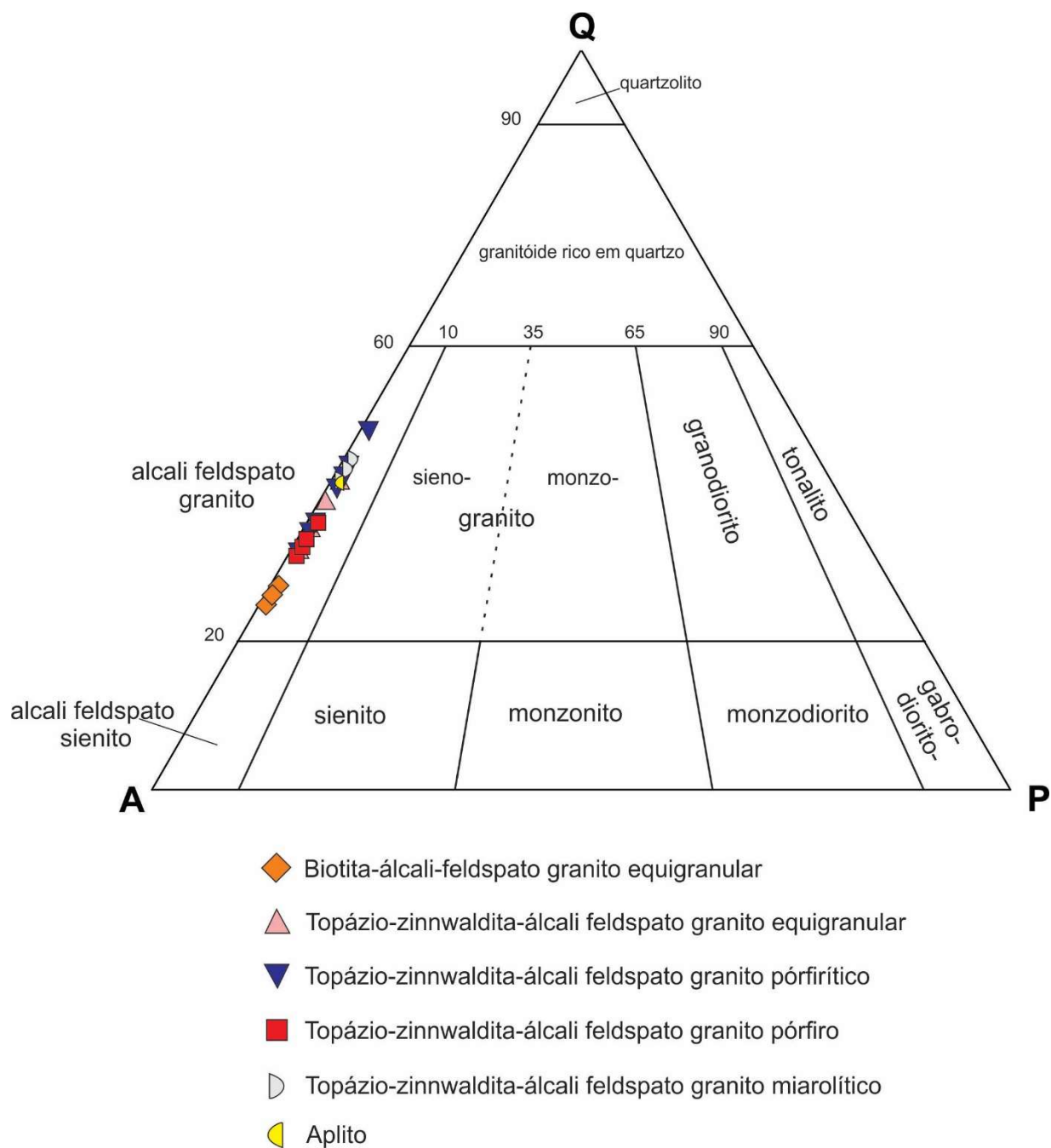


Figura 33: Diagrama de classificação QAP de Streckisen (1976) para as fácies graníticas reconhecidas no maciço Palanqueta.

Tabela 8: Composição mineralógica das fácies graníticas do Maciço Palanqueta. Qz: quartzo; Mc: microclínio; Ab: albita; Bt: biotita; Tpz: topázio; Fl: fluorita; Zrn: zircão; Mnz: monazita; Ilm: ilmenita; Rt: rutilo; Colu: columbita; Tant: tantalita; Cst: cassiterita; Bis: bismutinita; Znw: zinnwaldita; Ttn: titanita; Mol: molibdenita; Gn: galena; Cpy: calcopirita; Py: pirita (siglas em WHITNEY & EVANS, 2010).

Fácies graníticas	Minerais essenciais (% modal)	Minerais varietais (% modal)	Minerais acessórios
Biotita-álcali- feldspato granito equigranular	Qz (24.5 - 33.71), Mc (15.95 - 38.15), Ab (31.50 - 36.49)	Bt (5.64 - 12.44)	Zrn, Fl, Ilm, Rt, La-Ce-Mnz, Py, Cpy, Colu, Cst
Topázio- zinnwaldita-álcali- feldspato granito equigranular	Qz (31.8 - 40.8), Mc (21.57 - 34.1), Ab (23.6 - 41.56)	Znw (1.9 - 2.3), Tpz (0.12 - 0.5)	Fl, Zrn, Ilm, Ttn, Bis, La-Mnz, Rt, Colu-Tant, Py
Topázio- zinnwaldita-álcali- feldspato granito porfirítico	Qz (31.6 - 47.36), Mc (18.87 - 39.6), Ab (23.31 - 35.51)	Znw (tr - 6.1), Tpz (tr - 0.29)	Fl, Zrn, Py
Topázio- zinnwaldita-álcali- feldspato granito pórfiro	Qz (26.18 - 34.8), Mc (21.54 - 28.56), Ab (36.95 - 44.63)	Znw (1.28 - 3.55), Tpz (0.57 - 2.16)	Fl, Zrn, Ttn, Colu-Tant, Cst, Py, Gn, Cpy
Topázio- zinnwaldita-álcali feldspato granito miarolítico	Qz (39.49 - 41.79), Mc (19.41 - 25.37), Ab (29.8 - 33.9)	Znw (3.69 - 5.38), Tpz (0.06 - 0.94), Fl (0.06 - 1.24)	Colu-Tant, Mol, La-Mnz, Zrn, Py
Aplito	Qz (40.8), Mc (32.8), Ab (23.6)	Znw (2.3)	Fl, Zrn, Py

6 GEOQUÍMICA DAS FÁCIES GRANÍTICAS

Os resultados das análises químicas das amostras representativas das fácies graníticas do maciço Palanqueta estão expostos na Tabela 9. A fácies biotita-álcali-feldspato granito apresentou conteúdos de SiO₂ de 72.27 wt.% e conteúdos ligeiramente mais elevados de MgO (0.03 wt.%), CaO (0.7 wt.%), TiO₂ (0.13 wt.%) e Fe₂O₃ (2.47 wt.%), quando comparados aos topázio-granito. Os topázio-granitos são ricos em sílica, com conteúdo médio de SiO₂ de 77.58 wt.%, além de possuírem alta quantidade de alumina (12.05 – 15.27 wt.%) e álcalis (~ 8.5 - 10.44 wt.%) com Na₂O/ K₂O entre 0.66 – 1.93, embora a fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro seja fortemente enriquecida em Na₂O (5.70 a 5.88 wt%) e possua os

maiores valores de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1.53 a 1.93). Os topázio-granitos possuem baixos teores de MgO (< 0.02 wt.%), CaO (< 0.5 wt.%), TiO_2 (< 0.05 wt.%) e P_2O_5 (< 0.02 wt.%), embora apresentem teores de Fe_2O_3 de até 1.12 wt.% (topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico), relativamente altos para esses litotipos (razões de $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ de 0.95 a 0.99). O aplito é o litotipo mais enriquecido em K_2O (6.28 wt.%) e, assim como os topázio granitos, apresentou altos teores de SiO_2 (75.35 wt.%), Al_2O_3 (13.39 wt.%), NaO_2 (4.16 wt.%) e baixos valores de MgO (0.02 wt.%), CaO (0.12 wt.%) e TiO_2 (0.01 wt.%). Segundo classificação de Taylor (1992) as rochas são classificadas como granitos pobres em P_2O_5 (< 0.10 %).

As fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico e mirolítico são peraluminosas a metaluminosas (SHAND, 1950) com índices A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) de 0.94 a 1.16. Os topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito pórfiro mantiveram-se no campo peraluminoso ($\text{A/CNK} = 1.11 \pm 0.01$), o biotita-álcali-feldspato granito com carácter metaluminoso ($\text{A/CNK} = 0.98$) e o aplito se situou no campo peralcalino, devido aos seus conteúdos de K_2O (Figura 34).

Nos diagramas de classificação de Whalem *et al.* (1987), os granitos do maciço Palanqueta se situaram no campo dos *Granitos Tipo A* e, em comparação com os granitos do maciço Santa Bárbara e biotita granitos diferenciados e topázio granitos da Finlândia, apresentam teores mais altos em $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e mais baixos em Zr (Figura 35). Nos diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984), as rochas se situaram no campo dos *Granitos Intraplaca* com certa dispersão das rochas entre os campos sin-colisional e intraplaca, assim como os granitos dos maciços Santa Bárbara, Mangabeira e biotita granitos diferenciados e topázio granitos da Finlândia (Figura 36). No diagrama ternário de Bouseily & Sokkary (1975), os topázio granitos e aplito do maciço Palanqueta se concentram no limite do vértice Rb e juntamente com o biotita-álcali-feldspato granito, se situam no campo dos *Granitos altamente diferenciados*, semelhante aos topázio granitos do maciço Mangabeira, Santa Bárbara e biotita granitos diferenciados e topázio granito das Finlândia (Figura 37).

Tabela 9: Resultados das análises químicas dos granitos do Maciço Palanqueta

	Biotita-álcali-feldspato granito equigranular	Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular			Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito porfirítico					Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito pórfiro		Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito miarolítico			Aplito
Amostra	BF-42	BF-126	BF-43	PP-23	BF-18	BF-52A	BF-99	BF-102	BF-74	BF-19	BF-98	BF-52E	BF-81	PP-28	BF-52C
SiO ₂ (%)	72.27	76.04	75.77	75.56	76.98	76.82	76.44	77.58	76.22	74.54	74.66	74.91	75.00	75.02	75.35
TiO ₂ (%)	0.13	0.03	0.02	0.04	0.05	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01
Al ₂ O ₃ (%)	14.02	13.29	13.71	13.31	13.51	13.12	13.26	12.05	12.97	15.24	15.00	13.76	13.34	13.82	13.39
Fe ₂ O ₃ T (%)	2.47	0.82	1.00	0.59	0.53	0.49	1.12	0.93	1.00	0.18	0.65	1.08	0.98	0.62	0.45
MnO (%)	0.05	0.01	0.02	0.01	0.00	0.002	0.01	0.01	0.005	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.002
MgO (%)	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
CaO (%)	0.70	0.21	0.09	0.30	0.23	0.25	0.12	0.34	0.50	0.13	0.17	0.41	0.40	0.41	0.12
Na ₂ O (%)	4.72	4.56	4.51	5.10	4.50	5.01	4.02	4.39	4.67	5.70	5.88	4.54	4.67	5.30	4.16
K ₂ O (%)	4.86	4.78	4.44	4.69	4.06	3.97	4.21	4.10	4.04	3.73	3.05	4.87	5.23	4.44	6.28
P ₂ O ₅ (%)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
LOI	0.73	0.26	0.45	0.37	0.35	0.31	0.81	0.55	0.56	0.16	0.56	0.39	0.34	0.31	0.21
SOMA	100.00	100.02	100.03	100.01	100.24	100.01	100.03	100.00	100.02	99.73	100.01	100.02	100.02	100.00	100.00
Ba (ppm)	73.90	21.00	3.90	25.00	12.00	2.30	16.00	9.00	15.70	15.00	9.00	4.00	1.00	3.00	20.90
Rb (ppm)	383.50	417.60	629.70	396.30	513.00	334.20	462.60	380.00	534.50	408.00	321.70	377.20	457.90	379.00	514.30
Sr (ppm)	17.40	6.00	1.90	8.40	4.00	2.00	2.70	3.90	9.00	5.00	4.30	2.10	2.40	1.90	5.00
Y (ppm)	163.50	35.10	41.40	76.70	80.00	56.00	53.50	106.10	229.00	10.30	54.30	183.10	245.00	130.20	35.00
Zr (ppm)	257.70	82.30	69.20	96.60	69.00	83.00	66.50	81.50	77.00	19.00	32.90	90.90	78.80	96.30	54.00
Nb (ppm)	79.00	84.70	83.60	55.50	42.00	50.70	45.70	49.70	55.30	54.60	77.30	54.00	45.30	34.50	36.60
Th (ppm)	52.30	25.60	32.40	26.50	21.00	23.00	20.70	30.00	32.00	9.69	12.70	27.10	23.90	29.70	13.00
Ga (ppm)	33.00	37.00	42.00	35.50	40.00	43.10	37.10	35.50	43.80	47.00	47.60	41.70	43.40	36.90	40.70
Zn (ppm)	89.00	16.00	28.00	18.00	13.00	8.00	11.00	10.00	13.00	5.00	6.00	28.00	30.00	21.00	5.00
Cu (ppm)	6.60	2.30	3.20	0.90	8.00	3.70	3.60	3.80	5.20	3.00	2.60	2.40	2.60	0.70	3.10
Hf (ppm)	12.20	7.50	7.00	7.30	9.00	11.00	7.00	7.80	8.70	2.80	4.40	11.20	10.90	10.20	6.00
Cs (ppm)	1.60	0.80	1.40	0.80	1.40	0.40	1.40	1.00	1.20	0.70	0.50	0.40	0.50	0.80	0.50
Ta (ppm)	7.90	26.40	29.90	18.40	26.00	22.00	27.40	24.80	46.00	60.30	39.70	22.50	21.90	12.30	20.00
Be (ppm)	12.00	6.00	5.50	4.00	11.00	6.00	5.00	9.00	22.00	8.00	10.00	5.00	5.00	10.00	6.00
U (ppm)	14.00	11.40	9.90	13.20	15.00	9.00	8.10	12.10	18.00	4.46	5.40	9.60	8.10	8.20	5.00
W (ppm)	4.10	3.00	3.80	1.00	6.50	6.00	6.40	4.80	5.50	3.30	4.00	2.30	2.30	1.00	1.00
Sn (ppm)	12.00	8.00	12.00	5.00	10.00	2.00	25.00	10.00	13.00	9.00	9.00	3.00	7.00	8.00	1.00
La (ppm)	60.30	13.20	22.60	20.80	6.50	5.30	8.00	17.40	29.00	4.56	19.40	16.00	28.50	13.90	13.80
Ce (ppm)	119.00	31.90	37.20	51.90	11.60	15.50	13.60	43.00	72.50	8.86	15.80	44.20	64.80	38.90	29.70
Pr (ppm)	13.80	3.94	6.53	5.88	1.60	1.89	1.43	5.07	8.50	0.81	4.78	6.51	11.19	4.86	4.45
Nd (ppm)	52.80	13.00	23.60	21.90	5.80	6.90	4.90	19.00	31.80	2.54	16.00	27.60	46.70	19.90	13.60
Sm (ppm)	10.30	3.29	5.50	5.67	2.10	2.70	1.16	5.76	11.30	0.67	3.76	9.89	17.34	7.24	3.50
Eu (ppm)	0.55	0.10	0.11	0.11	0.09	0.07	0.07	0.08	0.17	0.04	0.11	0.06	0.10	0.07	0.11
Gd (ppm)	12.00	3.24	4.08	6.07	2.95	3.10	1.79	6.22	13.65	0.82	3.91	12.26	20.12	9.22	2.83
Tb (ppm)	2.69	0.84	0.92	1.46	1.06	0.95	0.69	1.56	3.60	0.29	1.01	3.02	4.93	2.28	0.79
Dy (ppm)	18.51	6.27	5.91	10.56	8.44	7.90	6.88	12.20	25.20	2.25	7.13	20.98	33.49	15.26	5.60
Ho (ppm)	4.49	1.40	1.40	2.40	2.60	1.96	1.83	3.04	5.97	0.51	1.59	4.85	7.22	4.15	1.34
Er (ppm)	16.90	5.29	5.01	8.91	11.21	8.01	7.52	12.01	22.25	2.17	5.70	16.69	25.05	13.62	4.76
Tm (ppm)	3.16	1.18	1.09	1.75	2.20	1.81	1.68	2.60	4.50	0.48	1.19	3.21	4.96	2.66	1.03
Yb (ppm)	24.73	8.72	9.85	13.72	18.33	13.76	12.87	20.55	33.07	4.18	8.57	22.87	36.53	19.86	7.44
Lu (ppm)	3.53	1.30	1.47	2.10	2.88	1.96	1.93	3.15	4.92	0.64	1.26	3.39	5.20	3.05	1.08
SOMA	342.76	93.67	125.27	153.23	77.36	71.81	64.35	151.64	266.43	28.82	90.21	191.53	306.13	154.97	90.03

Tabela 10: Razões químicas dos granitos do Maciço Palanqueta. 1- Proporção molecular: A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$); A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O). 2 – Valores normalizados segundo Boynton (1984).

	Biotita-álcali-feldspato granito equigranular	Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular				Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito porfirítico					Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito pórfiro		Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito miarolítico			Aplito
Amostra	BF-42	BF-126	BF-43	PP-23	BF-18	BF-52A	BF-99	BF-102	BF-74	BF-19	BF-98	BF-52E	BF-81	PP-28	BF-52C	
Na_2O/K_2O	0.97	0.95	1.02	1.09	1.11	1.26	0.95	1.07	1.16	1.53	1.93	0.93	0.89	1.19	0.66	
$Fe_2O_{3T}/Fe_2O_{3T}+MgO$	0.99	0.99	0.99	0.97	0.96	0.96	0.99	0.99	0.99	0.95	0.98	0.98	0.98	0.98	0.96	
A/CNK ¹	0.98	1.01	1.10	0.94	1.10	1.00	1.16	0.98	1.00	1.11	1.12	1.02	0.94	0.96	0.96	
A/NK ¹	1.07	1.04	1.12	0.99	1.14	1.04	1.18	1.03	1.07	1.13	1.15	1.07	0.99	1.02	0.98	
Rb/Sr	22.04	69.60	331.42	47.18	128.25	167.10	171.33	97.44	59.39	81.60	74.81	179.62	190.79	199.47	102.86	
Rb/Ba	5.19	19.89	161.46	15.85	42.75	145.30	28.91	42.22	34.04	27.20	35.74	94.30	457.90	126.33	24.61	
K/Rb	105.20	95.02	58.53	98.24	65.70	98.61	75.55	89.56	62.74	75.89	78.70	107.17	94.81	97.25	101.36	
K/Na	1.15	1.17	1.10	1.03	1.01	0.89	1.17	1.04	0.97	0.73	0.58	1.20	1.25	0.94	1.69	
Zr/Hf	21.12	10.97	9.89	13.23	7.67	7.55	9.50	10.45	8.85	6.79	7.48	8.12	7.23	9.44	9.00	
Nb/Ta	10.00	3.21	2.80	3.02	1.62	2.30	1.67	2.00	1.20	0.91	1.95	2.40	2.07	2.80	1.83	
Ga/Al	4.45	5.26	5.79	5.04	5.59	6.21	5.29	5.57	6.38	5.83	6.00	5.73	6.15	5.05	5.74	
$(Eu/Eu^*)_N^2$	0.15	0.09	0.07	0.06	0.11	0.07	0.15	0.04	0.04	0.17	0.09	0.02	0.02	0.03	0.11	
$(La/Yb)_N^2$	1.64	1.02	1.55	1.02	0.24	0.26	0.42	0.57	0.59	0.74	1.53	0.47	0.53	0.47	1.25	

Tabela 11: Dados do cálculo normativo para as diferentes fácies graníticas do Maciço Palanqueta. Siglas dos minerais segundo Hutchison (1974): Q=quartzo; C=coríndon; Or=ortoclásio; Ab=albita; An=anortita; Il=illmenita)

	Biotita-álcali-feldspato granito equigranular	Topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular				Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico					Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro		Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico			Aplito
	BF-42	BF-126	BF-43	PP-23	BF-18	BF-52A	BF-99	BF-102	BF-74	BF-19	BF-98	BF-52E	BF-81	PP-28	BF-52C	
Q	24.87	30.79	32.37	28.09	34.78	31.96	36.71	35.77	32.55	26.88	28.44	28.99	27.39	26.61	27.72	
Or	28.72	28.25	26.24	27.72	23.99	23.46	24.88	24.23	23.88	22.04	18.03	28.78	30.91	26.24	37.11	
Ab	39.94	38.59	38.16	42.35	38.08	42.39	34.02	37.15	39.52	48.23	49.76	38.42	39.50	44.85	33.91	
An	2.71	0.98	0.38	0.00	1.08	1.18	0.53	1.06	2.42	0.51	0.78	1.97	0.00	0.81	0.00	
C	0.00	0.26	1.35	0.00	1.32	0.15	1.90	0.00	0.03	1.64	1.74	0.30	0.00	0.00	0.00	

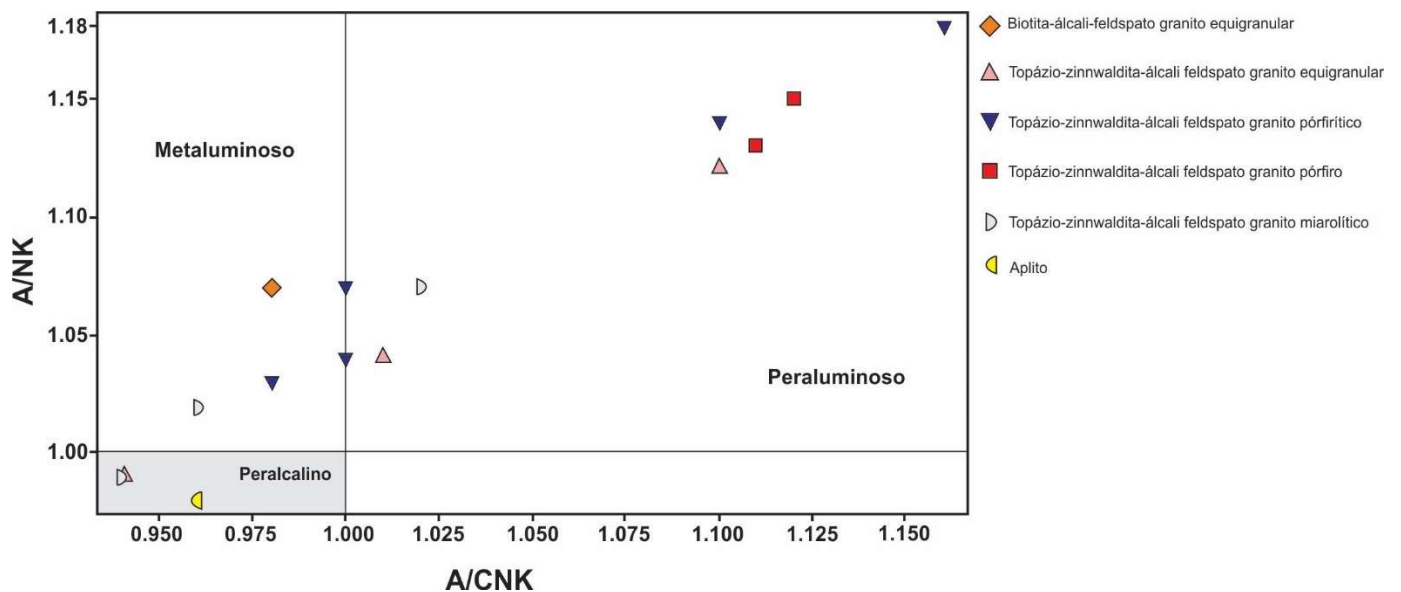


Figura 34: Diagrama de alumina saturação das fácies graníticas do Maciço Palanqueta.

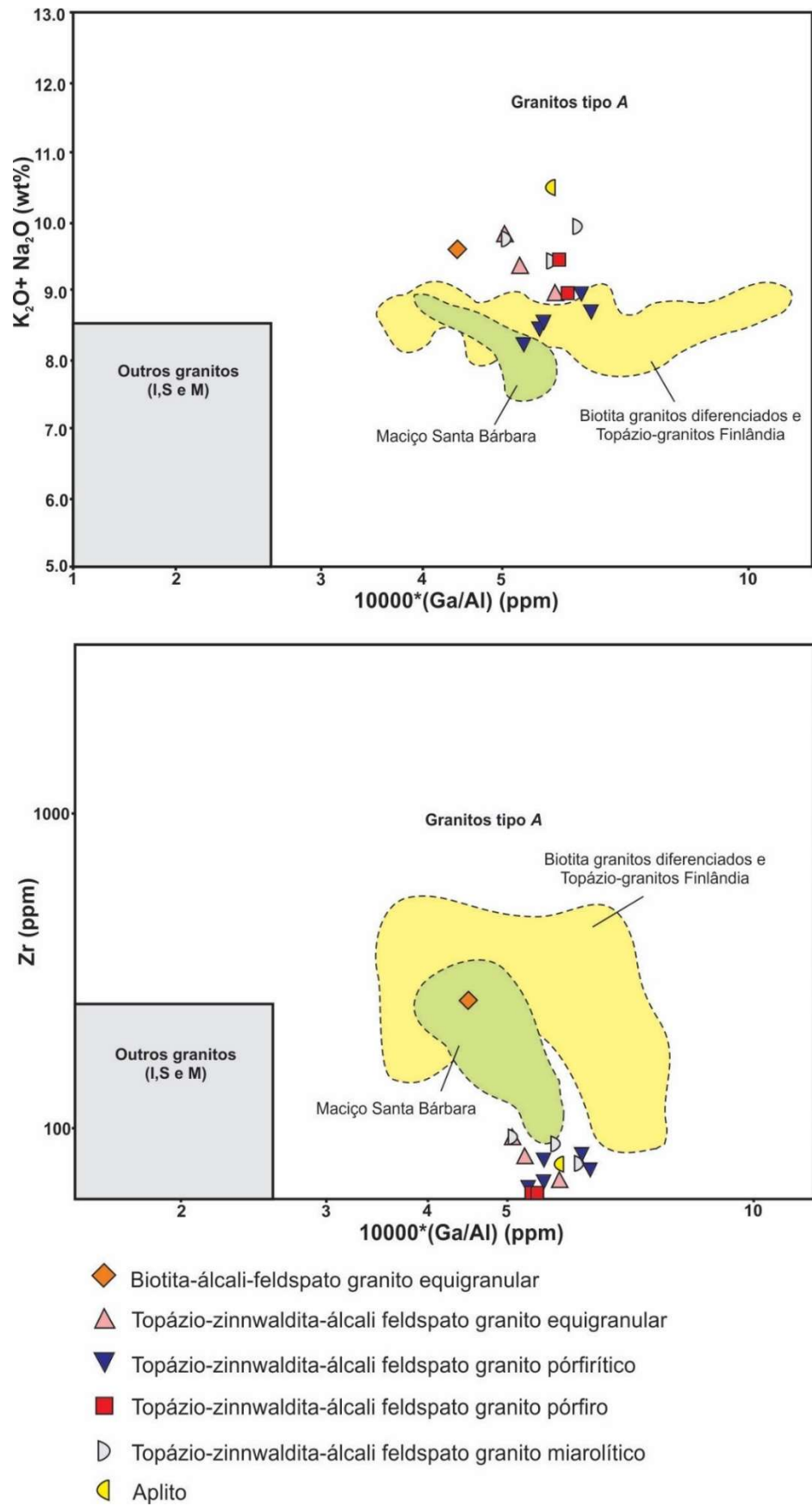


Figura 35: Diagramas de classificação de Whalen *et al.* (1987) para os granitos do maciço Palanqueta e com os campos dos granitos do maciço Santa Bárbara e biotita granitos diferenciados e topázio-granitos da Finlândia.

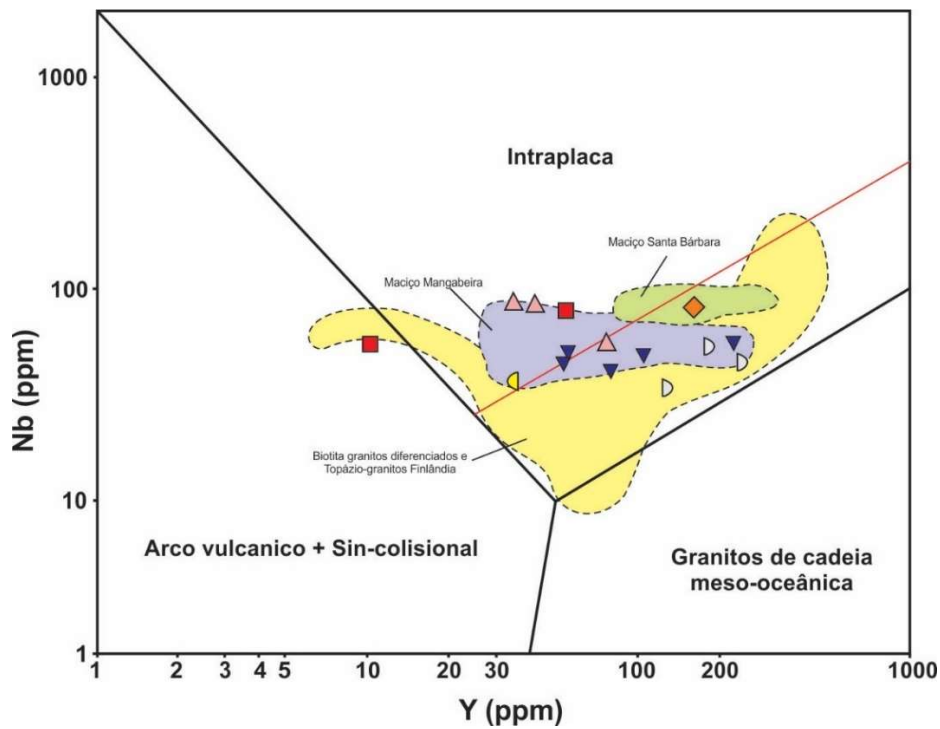


Figura 36: Diagrama de classificação tectônica segundo Pearce *et al.* (1984) dos granitos do maciço Palanqueta, com os campos dos granitos dos maciços Santa Bárbara, Mangabeira e dos biotita granitos diferenciados e topázio-granitos da Finlândia.

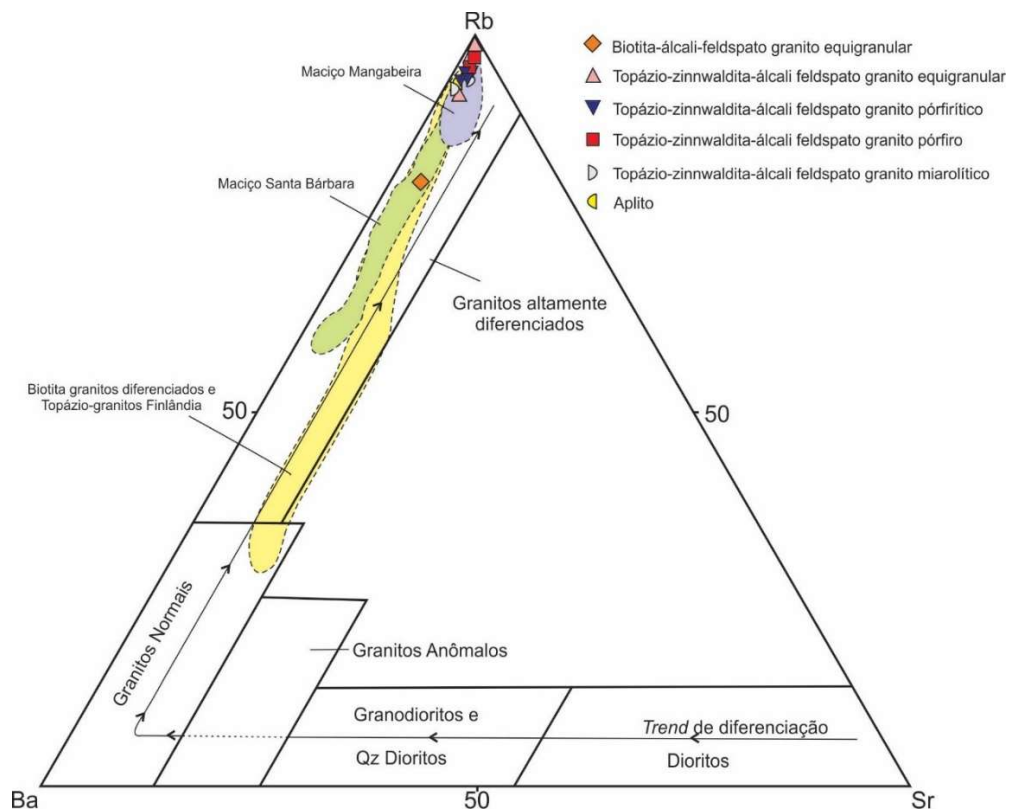


Figura 37: Diagrama ternário Rb-Ba-Sr de Bouseily e Sokkary (1975) para os granitos do maciço Palanqueta, Santa Bárbara, Mangabeira e os biotita granitos diferenciados e topázio-granitos da Finlândia.

Com relação aos elementos traços, o biotita-álcali-feldspato granito possui teores de Ba (73.90 ppm), Zr (257.70), Th (52.30 ppm), Cs (1.60 ppm) e Zn (89 ppm) mais elevados que os topázio granitos, enquanto são empobrecidos em Rb (383.50 ppm), Ga (33 ppm) e Ta (7.90 ppm). Já os topázio-granito apresentam as seguintes variações nos teores: U de 4.46 a 18 ppm, Th de 9.69 a 32.40 ppm, Hf de 2.8 a 11 ppm, Zr de 19 a 96.60 ppm, Y de 10.30 a 245 ppm, Rb de 321.70 a 629.7 ppm, Sr de 1.90 a 9 ppm, Ba de 1 a 25 ppm, Ga de 35.50 a 47.60 ppm, Ta de 12.30 a 60.30 ppm, Nb de 34.50 a 84.70 ppm, Sn de 1 a 25 ppm. O aplito mostrou altos teores de Rb (514.30 ppm) e baixos de Nb (36.60 ppm), W (1 ppm) e Sn (1 ppm) os dois últimos abaixo do limite de detecção do método.

As correlações da razão Zr/Hf com Na_2O , Al_2O_3 , $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, Ga, Ta, Th, La, Eu/Eu^* e $(\text{La}/\text{Yb})_n$ mostraram sequência de fracionamento difusa, com o biotita-álcali-feldspato granito separado dos demais litotipos (Figura 38). Entre os topázio granitos a seguinte sequência apareceu: topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico e miarolítico → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro. O aplito, assim como a fácies miarolítica, aparecem em conjunto com o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico. Essa relação pode indicar a cristalização mais efetiva de zircão e La-monazita na fácies biotita-álcali-feldspato granito, o que gerou a depleção de Hf, Zr e La no magma e consequentemente uma menor quantidade desses elementos nas fácies posteriores. O inverso ocorre com Na_2O , Al_2O_3 , Ga e Ta, indicando uma possível influência do plagioclásio sódico (albita) e formação de columbita/tantalita nas fácies mais evoluídas.

Em diagramas multi-elementares, o biotita-álcali-feldspato granito mostrou menores anomalias negativas de Ba, Sr, P, Zr e Ti do que os topázio granitos, influenciado pelos plagioclásios e minerais acessórios como zircão e monazita., embora o padrão seja semelhante entre as fácies. Entre os topázio granitos a fácies pórfira foi a que apresentou maiores anomalias negativas de Rb, Th, K, La, Ce, Sm, Zr, Hf, Ti, Tb, Y, Tm e Yb mostrando maior fracionamento entre o conjunto dos topázio granitos. Esse mesmo padrão é encontrado quando comparados os biotita-álcali-feldspato granito e topázio granitos do maciço Palanqueta com os litotipos menos e mais evoluídos dos maciços Santa Bárbara, Mangabeira e biotita granitos diferenciados e topázio granitos da Finlândia (Figura 40 e 41).

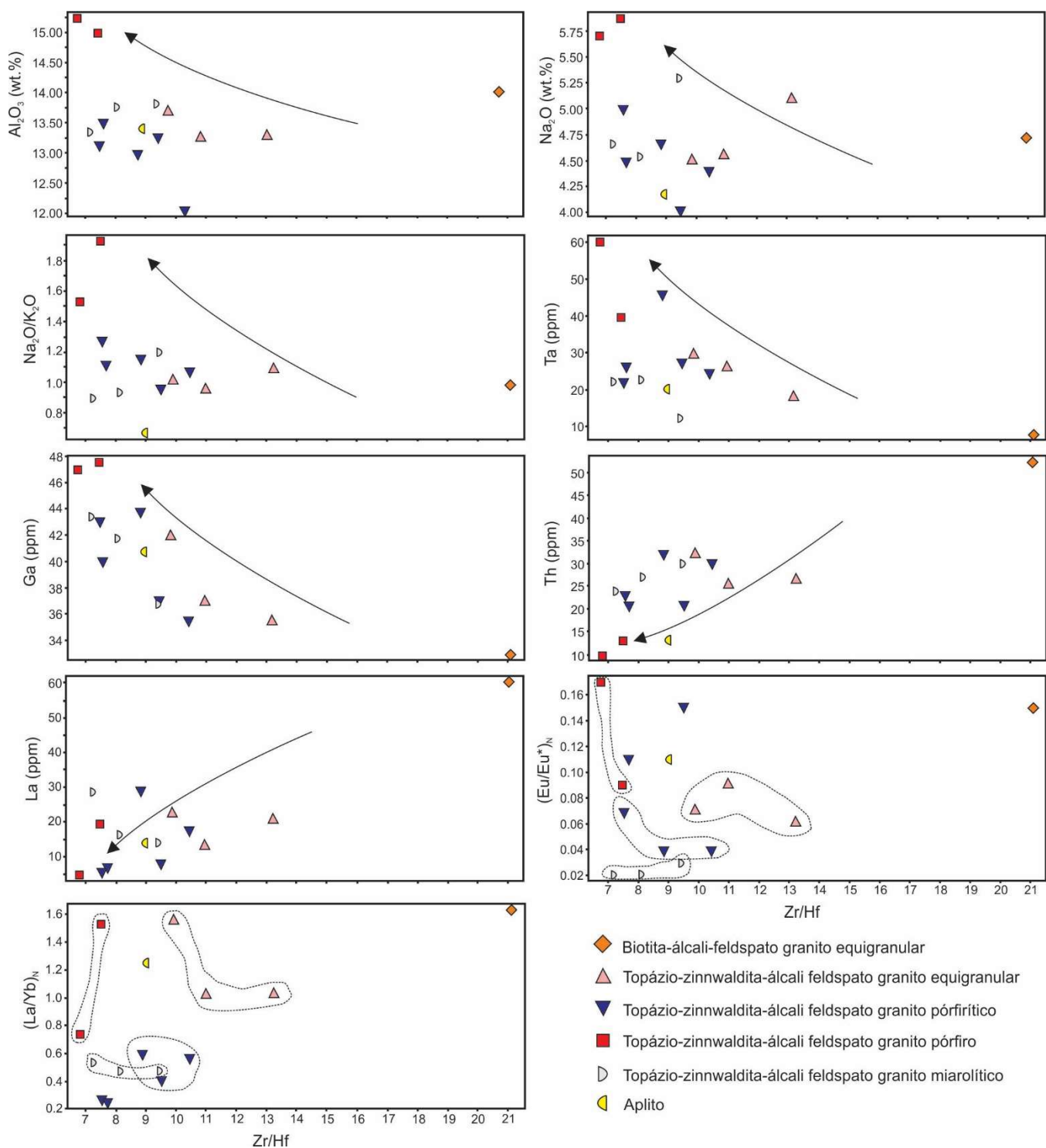


Figura 38: Diagramas de variação química Zr/Hf vs. Al_2O_3 , Na_2O , $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, Ta, Ga, Th, La, Eu/Eu^* e $(\text{La}/\text{Yb})_n$.

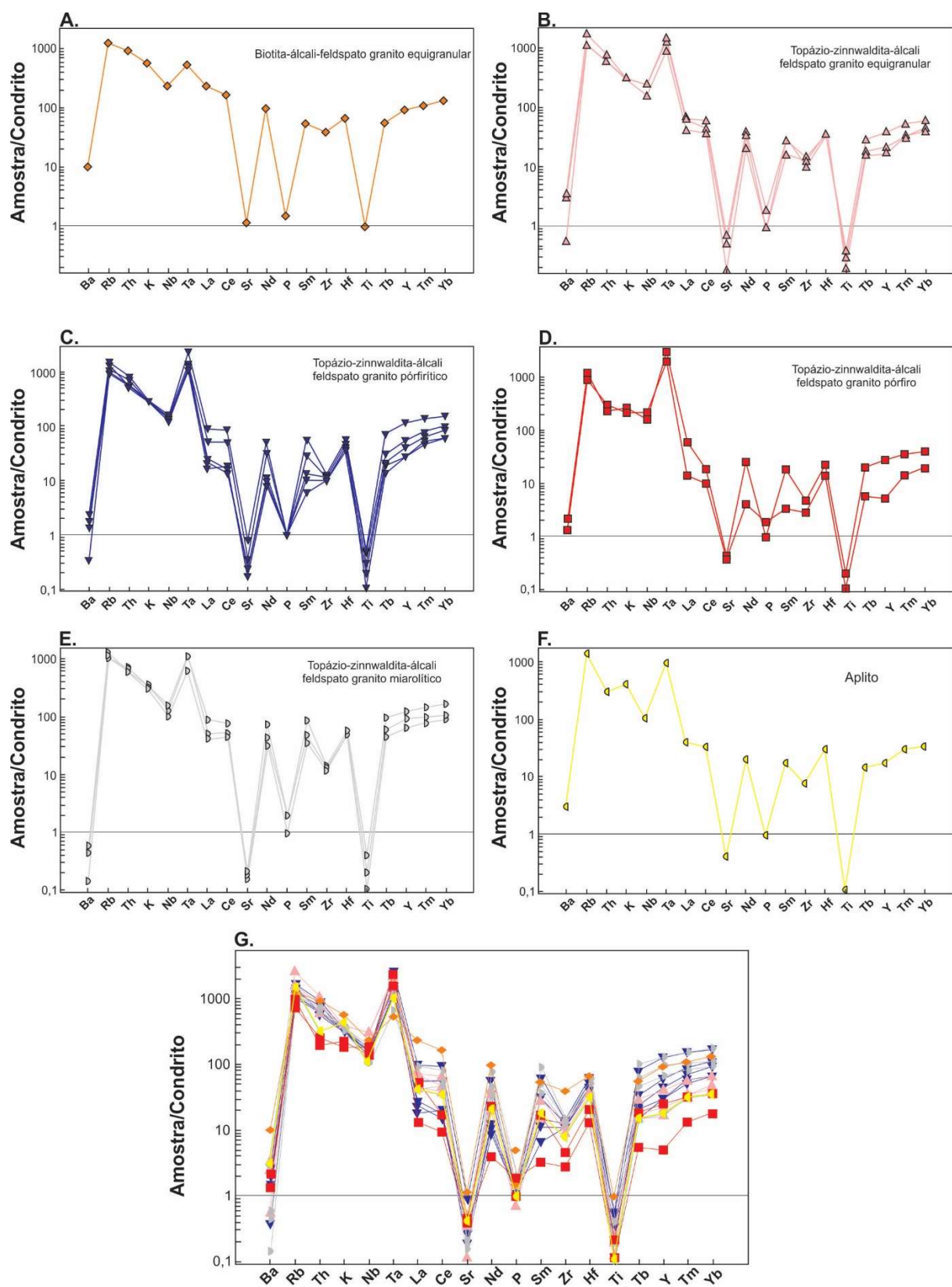


Figura 39: Diagramas multi-elementares normalizados pelo condrito (THOMPSON *et al.*, 1982) para as diferentes fácies graníticas do Maciço Palanqueta.

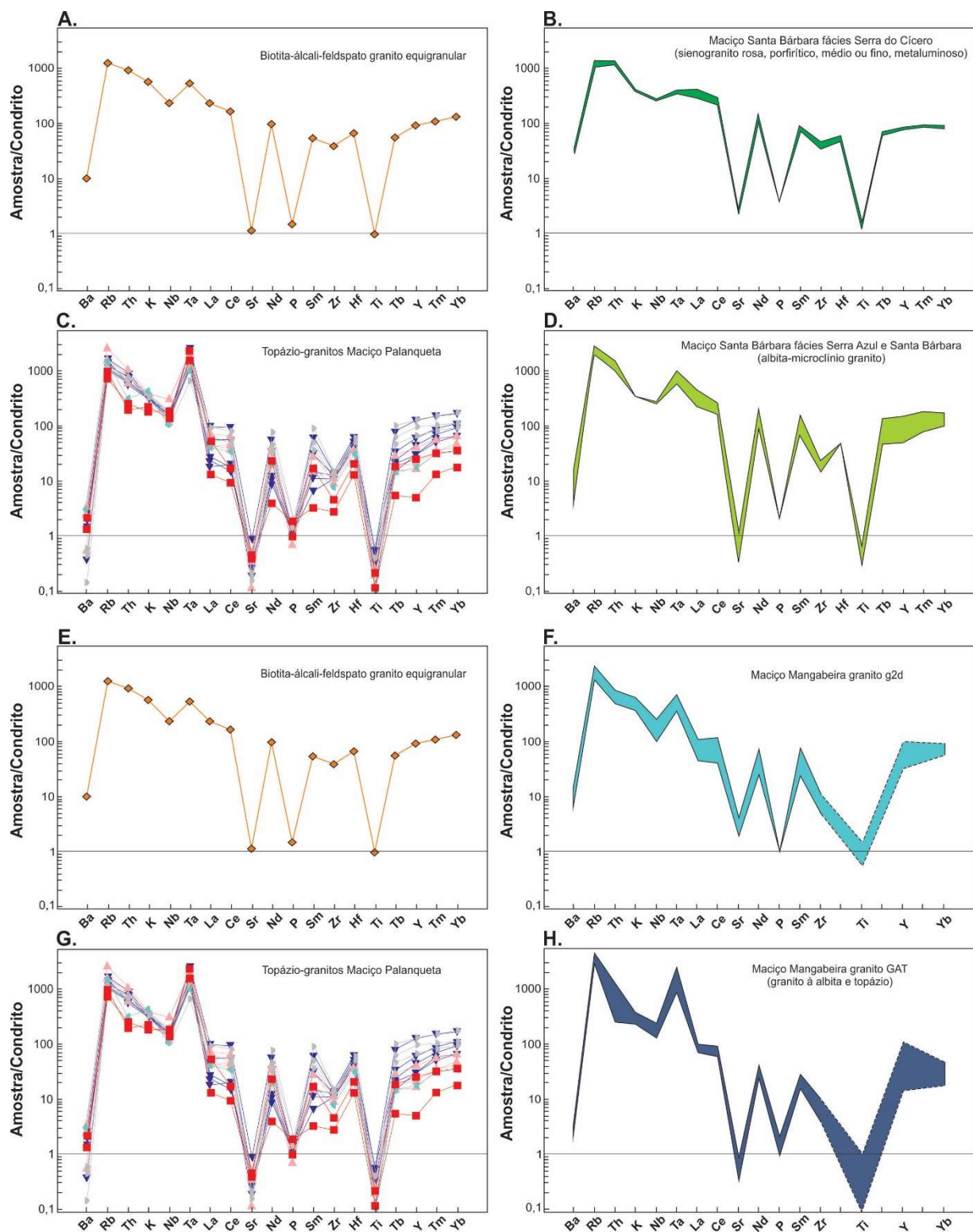


Figura 40: Comparativo entre o padrão multi-elementar do Maciço Palanqueta e granitos diferenciados dos maciços Santa Bárbara e Mangabeira.

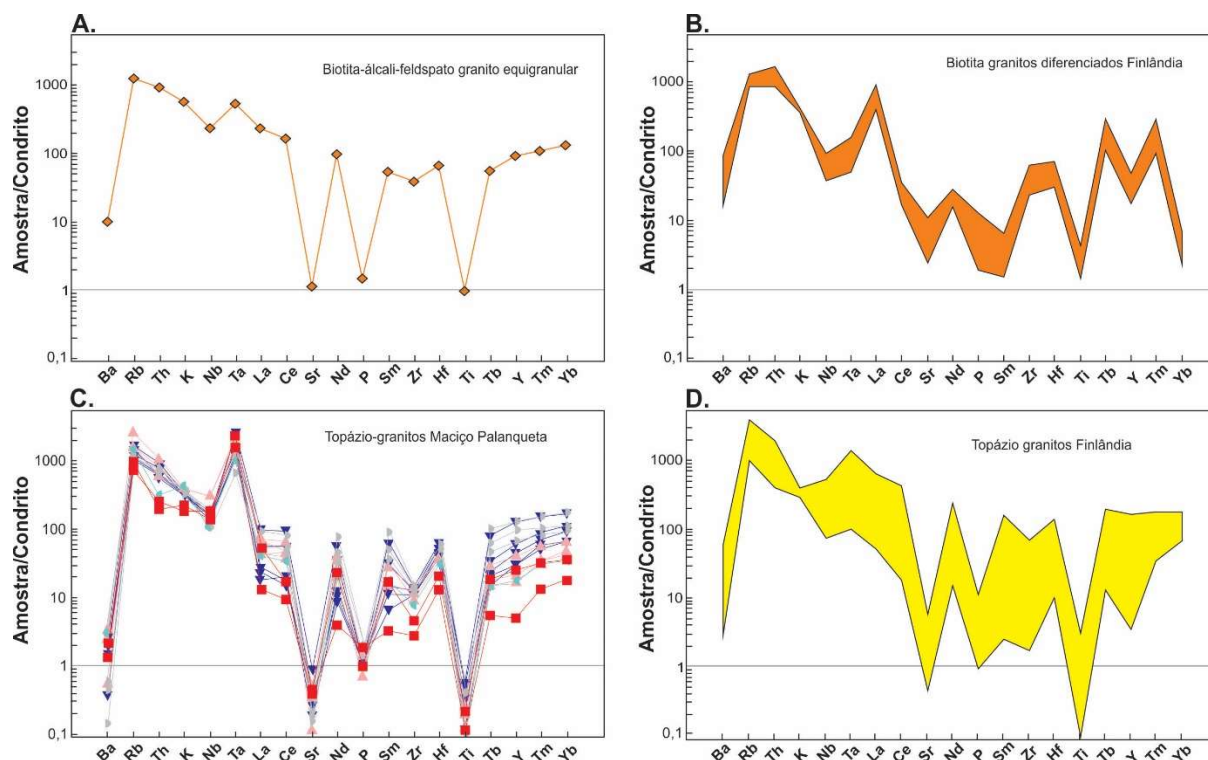


Figura 41: Comparativo entre o padrão multi-elementar do Maciço Palanqueta e biotita granitos diferenciados e topázio granitos da Finlândia.

Com relação aos ETR, o biotita-álcali-feldspato granito mostra enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, com altas razões de $(Eu/Eu^*)_n$ (0.15) e de 9 a 110 vezes os valores do condrito. Os topázio-granitos mostraram padrões diferentes entre si: os topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico e mirolítico são enriquecidos em ETRP e possuem valores variados de $(Eu/Eu^*)_n$ (0.02 a 0.15) e baixos de $(La/Yb)_n$ (0.24 a 0.57), enquanto as fácies topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito equigranular e pórfiro mostram relativo equilíbrio entre os ETR, embora apresentem maiores anomalias negativas de Eu e ETRM, com valores variados de $(Eu/Eu^*)_n$ (0.06 a 0.17) e altos valores de $(La/Yb)_n$ (0.74 a 1.55). O aplito mostrou empobrecimento em ETRM e ETRP com valores de $(Eu/Eu^*)_n$ de 0.11 e $(La/Yb)_n$ de 1.25 (Figura 42).

Apesar da relativa menor quantidade de ETR o padrão encontrado para o do maciço Palanqueta é comparável com demais exemplos de granitos fracionados nos maciços Santa Bárbara, Mangabeira e maciços com topázio granitos da Finlândia (Figura 43 e 44).

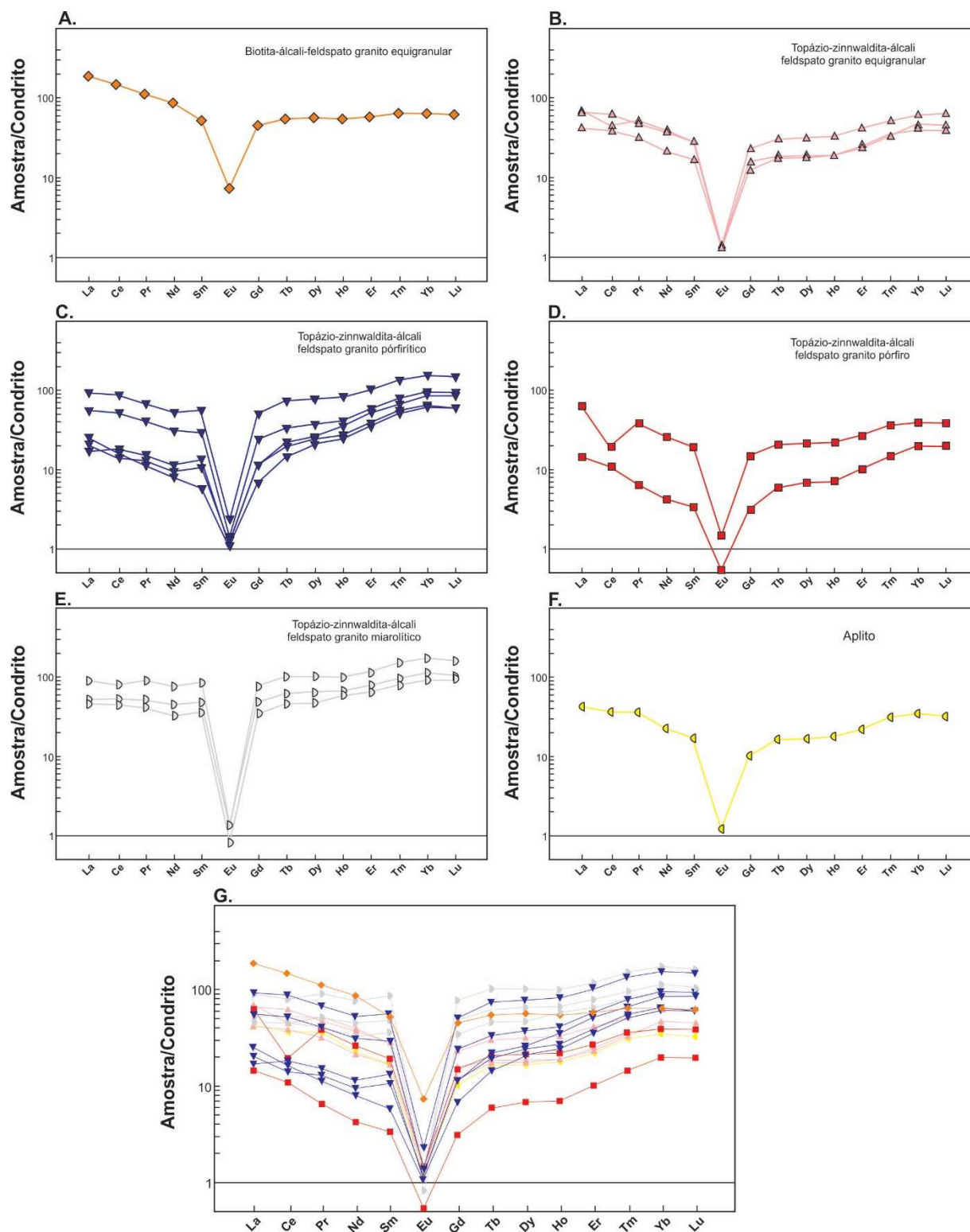


Figura 42: Padrão de ETR normalizado pelo condrito (BOYTON, 1984) para as fácies graníticas do Maciço Palanqueta.

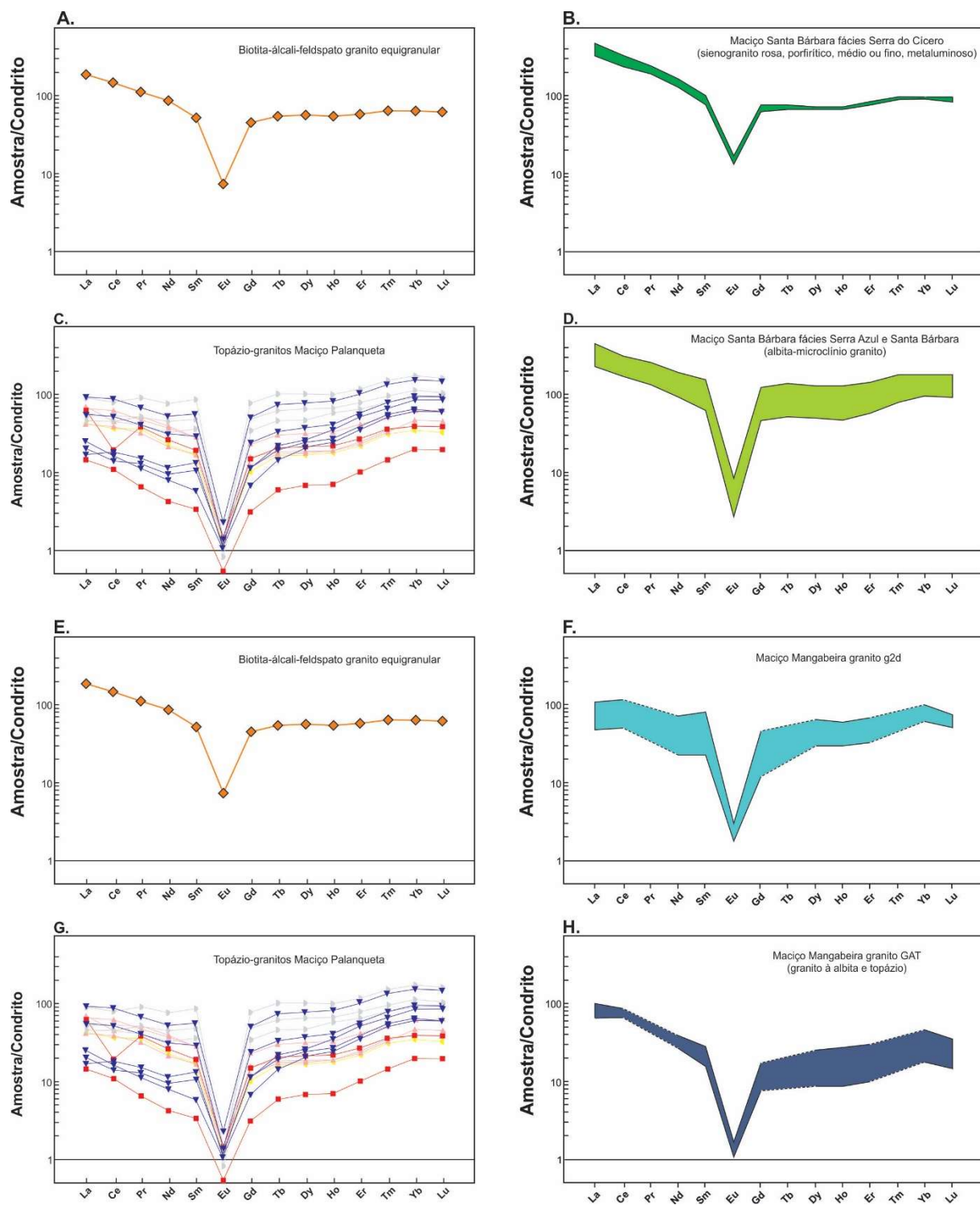


Figura 43: Comparativo entre os padrões de ETR das fácies graníticas do maciço Palanqueta e maciços Santa Bárbara e Mangabeira. Valores normalizados segundo o condrito de Boynton (1984).

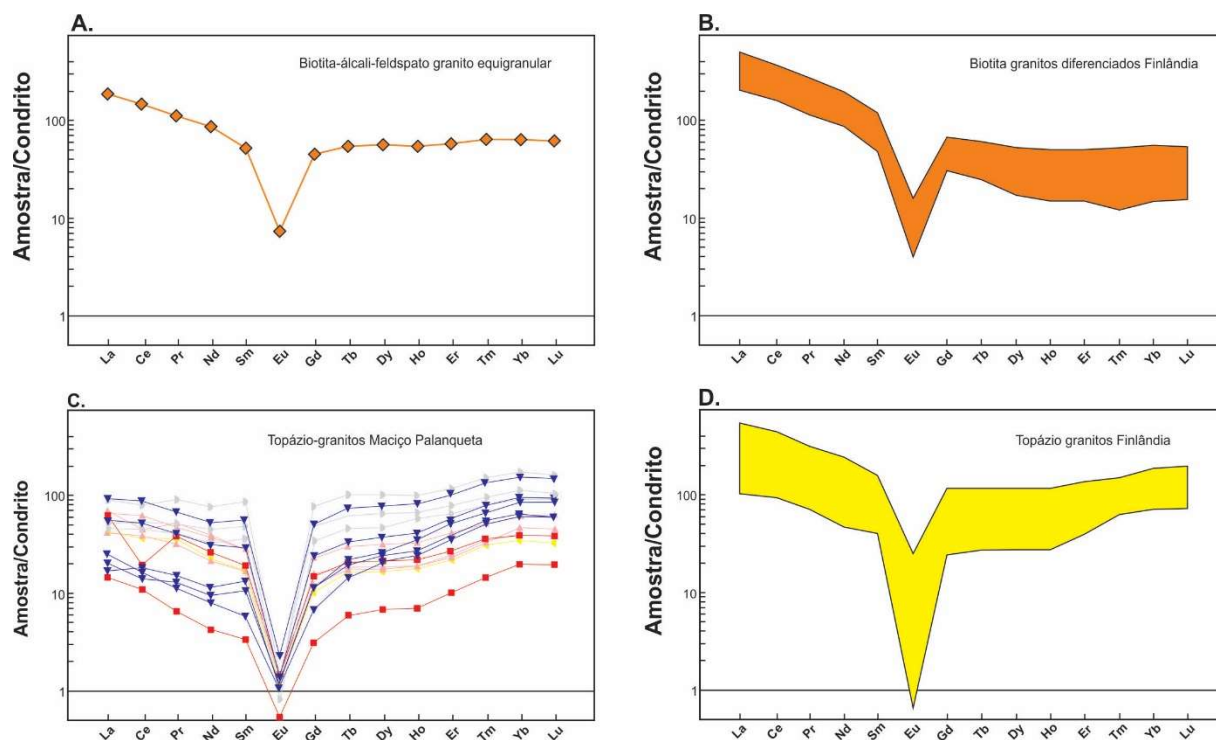


Figura 44: Comparativo entre os padrões de ETR das fácies graníticas do maciço Palanqueta e biotita granitos diferenciados e topázio granitos da Finlândia. Valores normalizados segundo o condrito de Boynton (1984).

7 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Maciço Palanqueta compreende biotita-álcali-feldspato granito equigranular, 4 fácies de topázio granitos (topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico, topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico e topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro), corpos tardios de aplito além de fases tardi a pós-magmáticas representadas por veios pegmatíticos e veios e *pipes* de greisen associados com mineralização de Sn.

A fácies biotita-álcali-feldspato granito equigranular mostrou associação mineralógica distinta quando comparada aos topázio granitos, com a biotita como mica e albita/oligoclásio como plagioclásio, além de maiores quantidades de zircão, rutilo e monazita. A textura é a principal característica de diferenciação entre os topázio granito, com composição mineral formada por topázio na moda, Li-mica (zinnwaldita) e albita como plagioclásio, além de monazita, rutilo, columbita/tantalita, molibdenita, cassiterita e pirita. A fluorita está presente em todas as fácies graníticas. O aplito apresenta textura granofírica entre os cristais de microclínio e quartzo indicando a cristalização rápido do litotipo.

Do ponto de vista geoquímico, as fácies graníticas do Maciço Palanqueta, são metaluminosas a peraluminosas, apresentam afinidades geoquímicas com granitos do tipo *A* e intraplaca, e podem ser classificadas como granitos fracionados (Rb/Sr entre 22.04 e 331.42) segundo Pollard (1995) (*apud* SPARRENBARGER, 2003) e pobres ou de baixo P₂O₅ (TAYLOR, 1992).

A fácies biotita-álcali-feldspato granito equigranular foi a que apresentou maiores discrepâncias geoquímicas, sendo, relativamente, a menos evoluída dentre as demais (Rb/Ba = 5.19 e Rb/Sr = 22.04), embora ainda esteja posicionada no campo dos granitos altamente diferenciados de Bouseily e Sokkary (1975), com maiores conteúdos de Fe₂O₃, TiO₂, ETR leves (em especial La e Ce), Zr, Th e Ba que os topázio-granitos. Esses teores são justificados pela presença de minerais como biotita, ilmenita, rutilo e monazita, além de maior quantidade de zircão na moda. Minerais como monazita e zircão também podem ressaltar a anomalia negativa de Eu, mascarando o papel do plagioclásio.

Os topázio-granitos possuem teores mais altos em SiO₂, Na₂O, Rb, Ga, Nb, Ta, Sn, Hf e U e mais baixos de TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, K₂O, P₂O₅, Cs, Ba, Sr e Zr do que os granitos pobres em cálcio de Tuekian & Wedepohl (1961). É aparente um enriquecimento em albita na fácies topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito pórfiro mostrando provável influência do F no deslocamento do sistema de cristalização (MANNING, 1981), com valores normativos Q-Ab-Or plotados entre os ternários mínimos úmidos a 1 kbar com 1 a 2% de flúor, sugerindo temperaturas de solidificação entre 690 e 670° C para essa fácies mais evoluída (Figura 45). Esse mesmo *trend* evolutivo, com enriquecimento em Na e F, é seguido pelo aumento em Ta nos topázio-granitos. Essas características juntamente com os teores de P₂O₅ (<0.1%) permitem, ainda, classificar os topázio granitos do maciço Palanqueta como do tipo I fracionados (TAYLOR, 1992; TAYLOR & FALLICK, 1997).

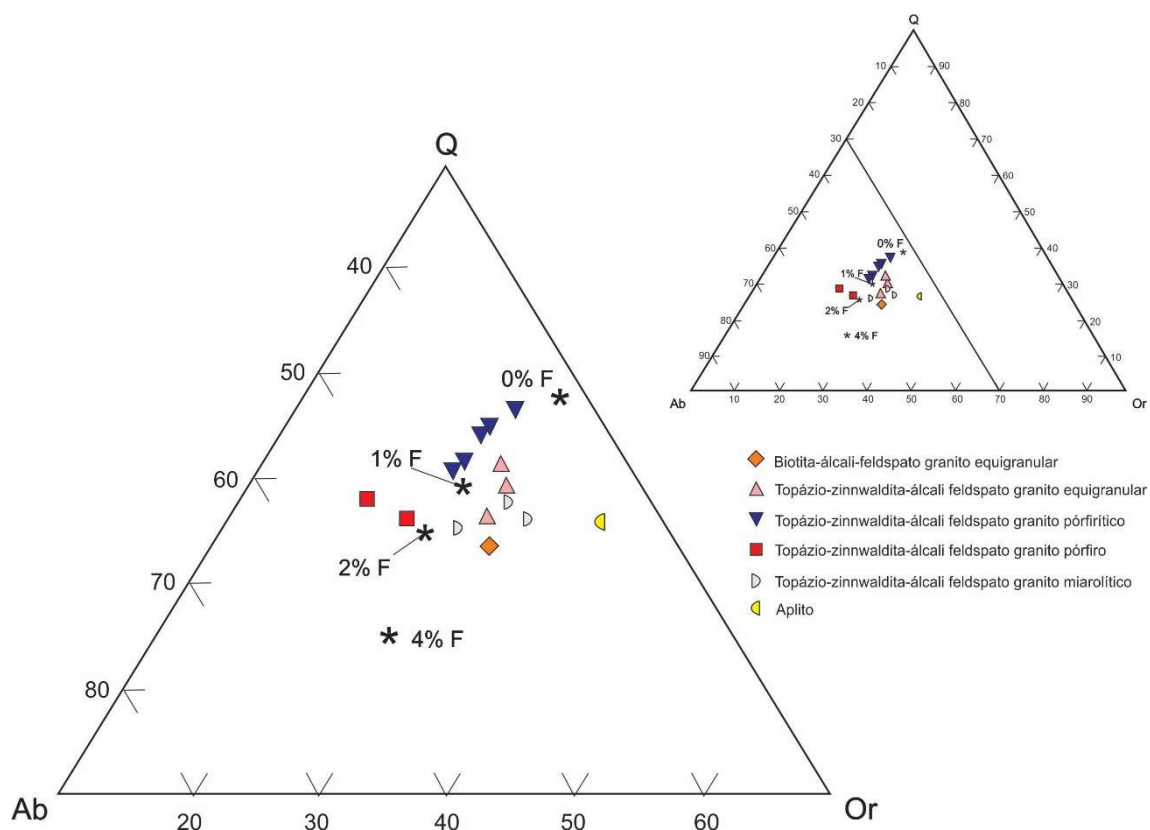


Figura 45: Distribuição das rochas graníticas do Maciço Palanqueta no diagrama de composição normativa Q-Ab-Or. Ternários mínimos úmidos (*) a 1 kbar e com 0, 1, 2 e 4% de flúor são de Tuttle & Bowen (1958, em Manning 1982) e de Manning (1982), respectivamente.

As características acima apresentadas permitem classificar o Maciço Palanqueta como integrante peraluminoso da Suíte Granitos Últimos de Rondônia (BETTENCOURT *et al.* 1999).

As evidências de contato encontradas em campo, bem como textura do tipo “bola de neve” típica, minerais primários de Nb-Ta e Sn, e o padrão de distribuição de ETR permitem classificar o topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro como o topázio granito mais evoluído do Maciço Palanqueta. A também aparente relação entre a fácies e os corpos de *greisen* encontrados parece corroborar com a classificação.

Assim como no Maciço Palanqueta, outros exemplos no Brasil de granitos tipo A especializados e fracionados, com faciologia magmática bem definida, são o Maciço Santa Bárbara (SPARRENBURGER, 2003) com 5 fácies descritas (Serra do Cícero, Serra Azul, Santa Bárbara de granulação média, Santa Bárbara de granulação fina e pegmatito), e o maciço Mangabeira (MOURA & BOTELHO, 2000), constituído por biotita granito porfirítico a equigranular rosa,

Li-siderofilita granito e topázio-albita granito. Ambos os exemplos também apresentam estágios tardi a pós-magmáticos com hidrotermalismo, metassomatismo e geração de *greisens*, em geral mineralizados em Sn. Exemplos clássicos de batólitos com *stocks* representados por topázio granitos são encontrados na Finlândia (HAAPALA, 1977, 1997; EDÉN, 1991; HAAPALA & LUKKARI, 2005; LUKKARI, 2002, 2007). Assim como nesses maciços e *stocks*, o Maciço Palanqueta mostrou razões menores de K/Na e K/Rb e maiores de Rb/Sr e Rb/Ba com o aumento da diferenciação (Tabela 12). Os maiores valores da fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítica é devido, provavelmente, a composição dos miárolos (microclínio e quartzo), que influenciou nos teores de K, Na, Rb, Sr e Ba.

Tabela 12: Comparativo do índice de diferenciação (ID= Q+Mc+Ab) e razões de K/Na, K/Rb, Rb/Sr e Rb/Ba do Maciço Palanqueta e demais maciços e stocks discutidos. (1) Haapala, 1997; (2) Lukkari, 2002; (3) Haapala & Lukkari, 2004; (4) Sparrenberger, 2003; (5) Moura, 1993.

	Granito	ID	K/Na	K/Rb	Rb/Sr	Rb/Ba
PALANQUETA	Biotita-álcali-feldspato granito	93.53	1.15	105.20	22.04	5.19
	Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular	97.51±0.74	1.1±0.07	83.92±25.39	149.4±102	65.73±49.88
	Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico	96.66±1.06	1.02±0.13	78.43±15.69	124.7±65.31	58.65±29.74
	Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro	96.68±0.46	0.66±0.08	77.29±1.41	78.21±3.4	31.47±4.27
	Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico	97.22±1.04	1.13±0.19	99.74±4.93	189.96±19.85	226.18±131.88
	Aplito	98.74	1.69	101.36	102.86	24.61
Eurajoki (1)	Biotita-granito	90.75±0.97	3.3±0.93	146.95±8.6	4.23±0.32	0.84±0.2
	Topázio-granito	92.39±1.87	1.55±0.23	43.68±6.84	85.35±47.56	12.74±5.91
Artjarvi (2)	Biotita-granito porfirítico	88.2±2.95	2.25±0.62	137.96±31.58	4.32±1.84	1.07±0.47
	Biotita-granito equigranular	91.59±2.13	2.6±0.2	129.24±18.26	8.42±4.14	1.82±0.95
Saaskjarvi (2)	Topázio-biotita granito	91.65±0.26	2.13±0.06	117±4.98	6.4±0.06	1.54±0.08
	Granito equigranular	89.69	2.29	137.57	5.04	0.88
	Topázio-granito	91.75	2.29	118.86	6.95	1.95
Kymi (3)	Topázio-granito porfirítico	90.43±1.26	1.91±0.24	64.15±6.28	19.45±6.74	3.13±1
	Topázio-granito equigranular	92.4±0.89	1.19±0.17	34.44±8.3	62±17.55	21.72±15.24
Santa Bárbara (4)	Fácies Serra Azul	93.6±0.24	1.73	61.25±4.17	40.58±4.02	9.23±1.73
	Fácies Santa Bárbara	93.82±1.05	1.49±0.12	49.18±8.44	106.99±52.49	19.68±13.51
Mangabeira (5)	Granito g2D	95.53±1.56	1.92±0.6	60.54±12.17	63.9±49.75	16.54±7.5
	Topázio-albita granito	90.49±3.58	1.65±0.79	25.76±6.75	231.67±75.67	83.57±12.24

7.1 CONCLUSÕES

- O Maciço Palanqueta trata-se de um maciço granítico multifásico do tipo A, intraplaca e peraluminoso, classificado como parte da Suíte Granitos Últimos de Rondônia, localizado na Província Estanífera de Rondônia;

- A partir das características petrográficas, geoquímicas e relações de contato, a seguinte ordem é proposta para as fácies graníticas do Maciço Palanqueta: biotita-álcali-feldspato granito → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfirítico → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico → topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro (Figura 46);
- Os diques de aplito ocorrem posteriormente atravessando as demais fácies. Os veios de pegmatito estão cortando os diques de aplito e, juntamente com os veios e *pipes* de *greisen*, indicam a presença de fase tardia rica em voláteis e metais de interesse econômico (Sn);
- Presença de cassiterita em concentrado de rocha, da fácies topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro, pode indicar a mineralização primária da mesma;
- Maciços e *stocks* fracionados com topázio-granitos semelhantes são encontrados na Província Estanífera de Rondonia (Maciço Santa Bárbara), Província Estanífera de Goiás (Maciço Mangabeira), *stock* Eurajoki (Batólito Laitila) e *stocks* Artjarvi, Saaskjarvi e Kymi (Batólito Wiborg), da Finlândia;
- O Maciço Palanqueta está relacionado com o Sistema Subvulcânico Bom Futuro, com características petrográficas e geoquímicas semelhantes aos topázio riólitos e topázio granitos encontrados no morro Bom Futuro;
- O Maciço Palanqueta ainda não possui seus limites físicos definidos, bem como sua variação faciológica em seção, o que implica na possibilidade de potencial metalogenético em profundidade, de acordo com os exemplos de topázio granitos encontrados na literatura.

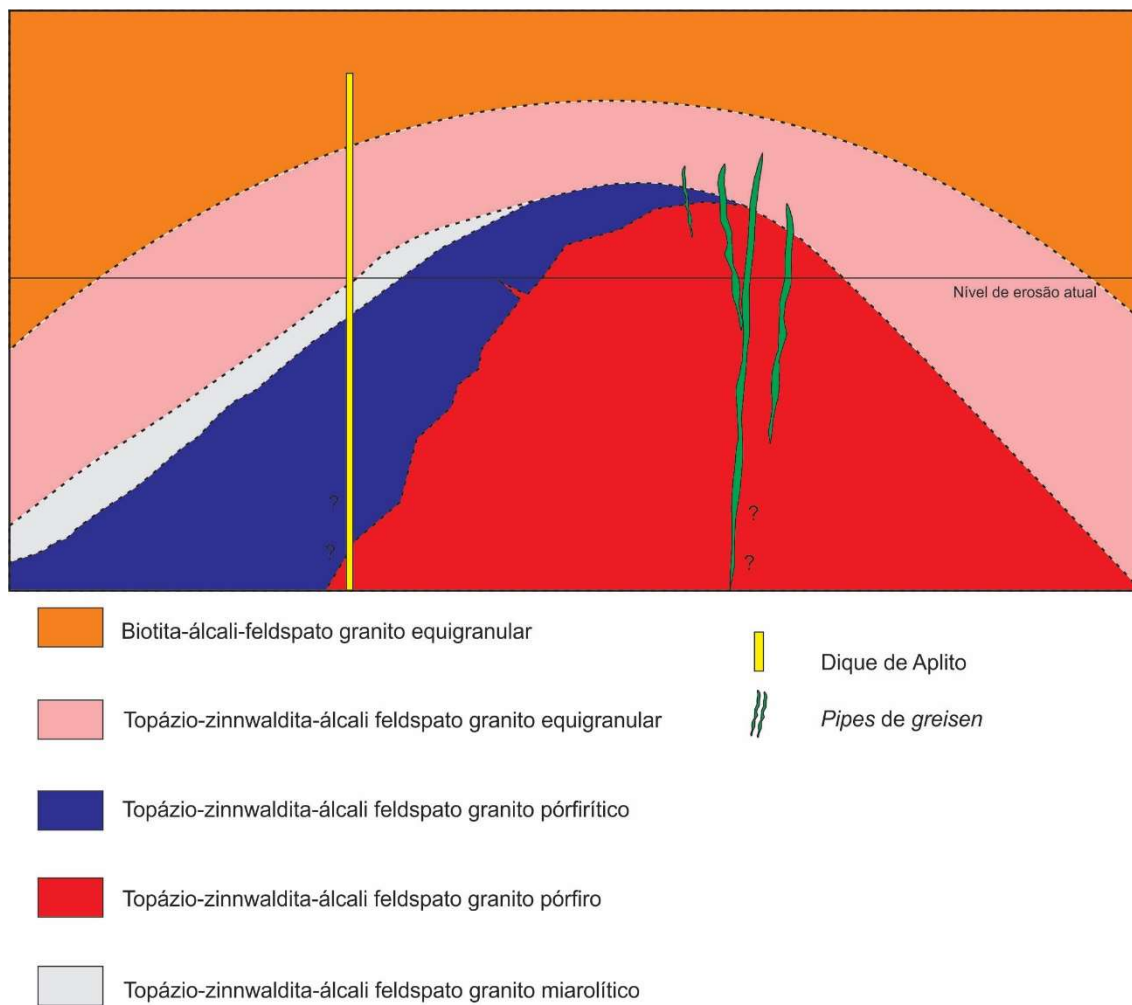


Figura 46: Seção esquemática do Maciço Palanqueta e a relação proposta para as fácies graníticas descritas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. Evolução tectônica do Cráton do Guaporé comparada com o Escudo Báltico. **Revista Brasileira de Geociências**, 4(3): 191-204, 1974.
- ALMEIDA, F.F.M. A evolução dos crátons Amazônico e São Francisco comparada com homólogos do hemisfério norte. In: **Anais do 30 Congresso Brasileiro de Geologia**, SBG, Recife, 6: 2393-2407, 1978.
- BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, 46: 605-626, 1999.
- BELOUSOVA, E.A., GRIFFIN, W.L. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. **Contribution to Mineral Petrology**, 143: 602-622, 2002.
- BETTENCOURT, J.S., LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., SCANDOLARA, J.E., MUZZOLON, R & VIAN, J.A.J. The rapakivi granites of the Rondonia Tin Province and adjacent region, northern Brazil. In: SGM, **Intern. Symp. Os Granites na Associated Mineralization**, 2, Salvador, Excursions Guide, 2-31, 1997.
- BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE JÚNIOR, W.B. & PAYOLLA, B.L. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. **Precambrian Res.**, 95: 41-67, 1999.
- BETTENCOURT, J.S., LEITE JÚNIOR, W.B., GORAIEB, L.C., SPARRENBORG, I., BELLO, R.M.S. & PAYOLLA, B.L. Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics. **Lithos**, 80: 363-386, 2005.
- BETTENCOURT, J.S., LEITE JÚNIOR, 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**, 29: 28-46. 2010.
- BETTENCOURT, J.S., JULIANI, C., XAVIER, R.P., MONTEIRO L.V.S., BASTOS NETO, A.C., KLEIN, E.L., ASSIS, R.R., LEITE JÚNIOR, W.B., MORETO, C.P.N., FERNANDES, C.M.D., PEREIRA V.P. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the presente level of understanding and exploration significance. **Journal of South American Earth Sciences**, p. 1-28, 2015.
- BOUSEILY, A.M., SOKKARI, A.A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. **Chemical Geology**, v. 16, p. 207-219, 1975.
- BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., (ed). **Rare Earth element geochemistry (Developments in Geochemistry)**, v. 2, Amsterdam, Elsevier, p. 63-114, 1984.

BURT, D.M., SHERIDAN, M.F., BIKUN, J.V., CHRISTIANSEN, E.H. Topaz rhyolites; distribution, origin, and significance for exploration. **Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists**, v.77, no.8, p.1818-1836, 1982.

CHRISTIANSEN, E.H., BIKUN, J.V., SHERIDAN, M.F., BURT, D.M. Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah. **American Mineralogist**, v. 69, no 3-4, p. 223-236, 1984.

CHRISTIANSEN, E.H., BURT, D.M., SHERIDAN M.F. The geology of topaz rhyolites from the western United States. **Geological Society of America Special Paper**, v. 205, p. 82, 1986.

CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W., BASEI, M.A.S., KAWASHITA, A., K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: SGC, Congr. Geol. Chileno, 2, Arica, Actas, 4: 137-148, 1979.

CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher, R.D.Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., Matínez-Catalán, J.R. (Org.). 4-D Framework of the Continental Crust. Denver, USA: Geological Society of America, v. 200, p. 297-320, 2007.

CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W., D'AGRELLA-FILHO, M.S. & TRINDADE R.I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v. 15, p. 396-407, 2009.

CPRM. GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE RONDÔNIA. **Programa Geologia Brasil**, 153p. Porto Velho, RO, 2007.

CUNNEY, M., MARIGNAC, C., WEISBROD, A. The Beauvoir topaz-lepidolite albite granite (Massif Central, France): The disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. **Economic Geology**, v. 87, p. 1766-1794, 1992.

BREITER, K., MULLER, A., LEICHMANN, J., GABASOVA, A. Textural and chemical evolution of a fractionated granitic system: the Podlesí stock, Czech Republic. **Lithos**, v. 80, p. 323-345, 2005.

BURT, D.M., SHERIDAN, M.F., BIKUN, J.V., CHRISTIANSEN, E.H. Topaz rhyolites – distribution, origin, and significance for exploration. **Economic Geology**, v. 77, p. 1818-1836, 1982.

DIAS, C.A.T. Geologia e mineralogia de pegmatito mineralizado em estanho e metais associados (Nb, Ta, Zn, Cu, Pb), Mina Bom Futuro, Rondônia. Tese de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 89p, 2012.

DOSTAL, J., KONTAK, D.J., GEREL, O., SHELLNUTT, J.G., FAYEK, M. Cretaceous ongonites (topaz-bearing albite-rich microleucogranites) from Ongon Khairkhan, Central Mongolia: Products of extreme magmatic fractionation and pervasive metasomatic fluid: rock interaction. **Lithos**, v. 236, p. 173-189, 2015.

DU BRAY, E.A. Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoids petrogenesis-southeastern Arabian Shield. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 100, p. 205-212, 1988.

DU BRAY, E.A. Compositions of micas in peraluminous granitoids of the eastern Arabian Shield: implications for petrogenesis and tectonic setting of highly evolved, rare-metal enriched granites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 116, p. 381-397, 1994.

EDÉN, P. A specialized topaz-bearing rapakivi granite and associated mineralized greisen in the Ahvenisto Complex, SE Finland. **The Geological Survey of Finland**, Bulletin, v. 63, Part. 1, p. 25-40, 1991.

FLINTER, B.H. The magnetic, separation of some aluvial minerals in Malaya. **The American Mineralogist**, v. 44, p. 738-751, 1959.

FOSTER, P.L.L. Caracterização petrográfica das zonas de alteração hidrotermal associadas aos pegmatitos da Mina Bom Futuro, Rondônia. Trabalho de conclusão de curso. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. 95p, 2012.

FRANÇA, O., RUIZ, A.S., SOUSA, M.Z.A, BATATA, M.E.F. & LAFON, J. Geology, petrology U-Pb (shrimp) geochronology of the Morrinhos granite – Paraguá terrane, SW Amazonian Craton: implications for the magmatic evolution of the San Ignácio orogeny. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44(3), p. 415-432, 2014.

GERALDES, M.C. & NOGUEIRA, C.C. Rondonia tin province, SW Amazonian Craton revisited: geochronology, magmatic processes, and tectonic setting. Anais do 13 Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013.

Geologia do Brasil. Org: YOCITERU HASUI, CELSO DAL RÉ CARNEIRO, FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE ALMEIDA, ANDREA BARTORELLI. São Paulo: Beca, 2014.

HAAPALA, I. Petrography and geochemistry of the Eurajoki Stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. **The Geological Survey of Finland**, Bulletin, v. 286, 131p, 1977.

HAAPALA, I., Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: topaz-bearing granite in the Eurajoki rapakivi granite stock, Finland. **Journal of Petrology**, v.38, p. 1645-1659, 1997.

HAAPALA, I., LUKKARI, S. Petrological and geochemical evolution of the Kymi stock, a topaz granite cupola within the Wiborg rapakivi batholith, Finland. **Lithos**, v. 80, p. 347-362, 2005.

HEINRICH, E.W.M. Petrografia microscópica. Barcelona. Omega, 2ed. 320p, 1972.

HORBE, M.A., HORBE, A.C., COSTI, H.T., TEIXEIRA, J.T. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil – A review. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 40, p. 227-249, 1991.

HUANG, X.L. Vertical variations in the mineralogy of the Yichun topaz-lepidolite granite, Jiangxi Province, Southern China. **The Canadian Mineralogist**, v. 40, p. 1047-1068, 2002.

HUTCHINSON, C.S. Laboratory handbook of petrographic techniques. New York, John Wiley & Sons. 527p, 1974.

ISOTTA, C.A.L., CARNEIRO, J.M., KATO, H.T., BARROS, R.J.L. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Porto Velho, DNPM/CPRM. Relatório Final, vols. 1, 2 e 3, 1978.

KEPPLER, H. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in the granitic rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 114, p. 479-488, 1993.

KOVALENKO, V.I., KUZ'MIN, M.I., ANTIPIN, V.S., PETROV, L.L. Topaz-bearing quartz keratophyre (ongonite), a new variety of subvolcanic igneous vein rock. Acad. Sci. USSR Doklady, Earth Sci. Sec, v. 199, p. 132-314, 1971.

LAMARÃO, C.N., ROCHA, K.K.N., MARQUES, G.T., BORGES, R.M.K. Quartzo e zircão como marcadores da evolução magmático-hidrotermal do Granito Antônio Vicente, Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Carajás. Revista do Instituto de Geociências – USP. São Paulo, v. 13, n 2, p. 49-66, 2013.

LEAL, J.W.L., SILVA, G.H., SANTOS, D.B., TEIXEIRA, W., LIMA, M.I.C., FERNANDES, C.A.C., PINTO, A.C. Geologia. In: Projeto Radam Brasil. Folha SC. 20 – Porto Velho. Rio de Janeiro, MME/DNPM, p. 19-184, 1978.

LEITE JÚNIOR, W.B. O Maciço Oriente Novo (RO) e a mineralização estanho-tungstenífera associada. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, USP, São Paulo, 192p, 1992.

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. Anais do Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto de Galinhas, Brasil, 2005.

LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S. Petrogenesis, of two Grenvillian tin-bearing rapakivi granite suítes, southwestern Amazonian craton, Rondonia, Brazil. In: IUGS/SBG, International Geologic Congress. Brazil, 2000.

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, XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, 601p, 2002 a

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, 2002 b

LENHARO, S.L.R., POLLARD, P.J., BORN, H. Matrix rock texture in the Pitinga topaz granite, Amazonas, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 238-241, 2000.

LIVERTON, T., ALDERTON, D.H.N. Plutonic rocks of the Thirtymile Range, Dorsey Terrane: ultrafractionated tin granites in the Yukon. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 31, p 1557-1568, 1994.

LONDON, D. 2008. Pegmatites. Québec. **Mineralogical Association of Canada**, 347p.

LUKKARI, S. Petrography and geochemistry of the topaz-bearing granite stocks in Artjarvi and Saaskjarvi, western margin of the Wiborg rapakivi granite batholith. **Bulletin of the Geological Society of Finland**, v. 74, parts 1-2, p. 115-132, 2002.

LUKKARI, S. Magmatic evolution of topaz-bearing granite stocks within the Wiborg rapakivi granite batholith. PhD-thesis no. 197, Department of Geology, University of Helsinki, 2007.

MANNING, D.A.C. Na experimental study of the effects of the fluorine on the crystallization of granitic melts. In: EVANS, A.M. (ed). **Metallization associated with acid magmatism**. Chichester, John Wiley, p. 191-203, 1982.

MANNING, D.A.C., HILL, P.I. The petrogenetic and metallogenetic significance of topaz granite from the southwest England orefield. **Special papers Geological Society of America**, v. 246, p. 51-69, 1990.

MOURA, M.A. A zona greizenizada principal do Maciço estanífero Manga beira (GO): geologia, petrologia e ocorrência de Índio (In). Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências. UNB. Brasília, 1993.

MOURA, M.A., BOTELHO, N.F. The topaz-albite granite and related rocks from the Sn-In mineralized zone of Mangbeira granitic Massif (GO, Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**. Rio de Janeiro, v. 30, n. 2, p. 270-273, 2000

MULLER, A., KRONZ, A., BREITER, K. Trace elements and growth patterns in quartz: a fingerprint of the evolution of the subvolcanic Podlesí Granite System (Krusné hory Mts., Czech Republic). **Bulletin of the Czech Geological Survey**, v. 77, n. 2, p. 135-145. 2002.

NEDELEC, A. & BOUCHEZ, J.L. **Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny**. Oxford University. 352p, 2015.

OLIVEIRA, R.C.B. Geologia e petrografia dos Granitos e greisens mineralizados a estanho e metais base (Zn, Cu, Pb) do Morro Palanqueta, Mina Bom Futuro, Rondônia. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 83p, Rio Claro, SP, 2005.

PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S., KOZUCH, M. LEITE JÚNIOR, W.B., FETTER, A.H. & SCHMUS, W.R.V. Geological Evolution of the Basement Rocks in the East-Central part of the Rôndônia Tin Province, SW Amazonian Craton Brazil: U-Pb and Sm-Nd Isotopic Constraints. *Precambrian Research*, v.119, p.141-169, 2002.

PETRELLI, M., POLI, G., PERUGINI, D., PECCERILLO, A. PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. **Geochemistry Geophysics Geosystem**, v.6, p. 1525-2027, 2005.

PINTO-COELHO, C.V., MOURA, M.A. Mineralizações de Sn do Maciço Granítico Serra Branca, Goiás: evolução do sistema hidrotermal e fonte dos fluidos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, p. 513-522, 2006.

PITCHER, W.S. **The Nature and Origin of Granite**. Second Edition. Springer, p. 413, 1997.

POLLARD, P.J., PICHAVANT, M., CHAROY, B. Contrasting evolution of fluorine- and boron-rich tin systems. **Mineralium Deposita**, v. 22, p. 315-321, 1987.

POLLARD, P.J. Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralization. In: MÖLLER, P.; Cerným P.; Saupé, F. (ed). **Lanthanides, Tantalum and Niobium**. Springer, Berlin, p. 145-158.

POLLARD, P.J. Granites and related mineralization. Notes to accompany a short course presented at the Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil, p. 22-24, 1995.

PUCHNER, C.C. Geology, alteration, and mineralization of the Kougark tin deposit, Seward Peninsula, Alaska; a reply. **Economic Geology**, v. 82, 201p, 1987.

QUADROS, M.L. DO E.S., RIZZOTTO, G.J. (Orgs). Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Rondônia. Escala 1:1000.000. Porto Velho: CPRM, 116p.il. **Programa Geologia do Brasil**, 2007.

RAIMBAULT, L., CUNEY, M., AZENCOTT, C., DUTHOU, J.L. & JORON, J.L. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. **Economic Geology**, v. 90, p. 548-576, 1995.

RAMSAY, C.R., STOESER, D.B., DRYSDALL, A.R. Guidelines to classification and nomenclature of Arabian felsic plutonic rocks. **Journal of African Earth Sciences**, v. 4, p. 13-20, 1986.

READ, H.H. **The Granite Controversy**. Thomas Murby and Co., London, p. 430, 1957.

RIZZOTTO, G.J., QUADROS, M.L. do E.S., BAHIA, R.B.C., CORDEIRO, A.V. Folha SC. 20- Porto Velho. In: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B, LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B., JESUS, J.D.A de (Eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004.

RIZZOTTO, G.J., HARTMANN, L.A., SANTOS, J.O.S. & MCNAUGHTON, N.J. Tectonic evolution of the Southern margin of the Amazonian craton in the late Mesoproterozoic based on field relationships and zircon U-Pb geochronology. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 86(1), p. 57-84, 2012.

RIZZOTTO, G.J., SANTOS, J.O.S. HARTMAN, L.A., TOHVER E., PIMENTEL, M.M. & MCNAUGHTON, N.J. The Mesoproterozoic Guaporé suture in the SW Amazonian Craton: Geotectonic implications based on field geology, zircon geochronology and Nd-Sr isotope geochemistry. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 271-295, 2013.

ROMANIN, S.J. Aspectos geológicos, geoquímicos e metalogenéticos do magmatismo básico/ultrabásico do estado de Rondônia e área adjacente. Projeto Platina Associados. CPRM, 2001.

RONDÔNIA. **Atlas Geoambiental de Rondônia**. SEDAM, v.2, 141p., 2002.

ROSENBLUM S. & BROWNFIELF, I.K. Magnetic Susceptibilities of Minerals. USGS. Open File Report, p. 99-529, 1999.

RUIZ, A.S. Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico, região limítrofe Brasil-Bolívia, Mato Grosso. Tese de PhD, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Campus de Rio Claro, SP, 2005.

SAINSBURY, C.L. Geology of Lost River Mine area, Alaska. U.S. **Geological Survey Bulletin**, n. 1129, v. 80, 10p, 1964.

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.L., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, p. 453-488, 2000.

SANTOS, J.O.S., RIZZOTTO, G.J., CHEMALE, F., HARTMANN, L.A., QUADROS, M.L.E.S. & MCNAUGHTON, N.J. Three distinctive collisional orogenies in the southwestern Amazon Craton: Constraints from U-Pb geochronology. Short Papers, IV South American Symposium on Isotope Geology, p. 282-285, 2003.

SCANDOLARA, J.E., RIZZOTTO, G.J., BAHIA, R.B.C., QUADROS, M.L.E.S., AMORIN, J.L. & DALL'AGNOL, L.G. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico na escala 1:1.000.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília, Brasil, 1999.

SCANDOLARA, J.E., FUCK, R.A., DALL'AGNOL, R. & DANTAS, E.L. Geochemistry and origin of the early Mesoproterozoic mangerite-charnockite-rapakivi granite association of the Serra da Providencia suite and associated gabbros, central-eastern Rondonia, SW Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 45, p. 166-193, 2013.

SCANDOLARA, J.E., RIBEIRO, P.S.E., FRASCA, A.A.S., FUCK R.A. & RODRIGUES, J.B. Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespør suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implication for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 53, p. 20-49, 2014.

SCANDOLARA, J.E. Geologia e Evolução do Terreno Jamari, Embasamento da Faixa Sunsás-Aguapeí, Centro-leste de Rondônia, Sudoeste do Cráton Amazônico Tese de PhD não publicado. Universidade de Brasília, Brasil, p. 462, 2006.

SILVA, L.F.S., COSTI, H.T., TEIXEIRA, J.T. Faciologic mapping and preliminar petrography of Palanqueta albite granite, Bom Futuro, Rondonia, Brazil. In: Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., & Costi, H.T. ed. International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks, 6, Belem, Abstracts Volume, UFPA, p.73, 1995.

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, Rondonia, Brazil. In: Ferreira, V.P. & Sial, A.N. ed. International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, II, Salvador, Extended Abstract and Program, SGM, p. 155-156, 1997.

SINCLAIR, W.D., KOOIMAN, G.J.A., MARTIN, D.A. Geological setting of granites and related tin deposits in the North Zone, Mount Pleasant, New Brunswick. **Geology Survey Canada Papers**, v 88-1B, p. 201-208, 1988.

SOUZA, V.S., 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. (Eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: SBG-Núcleo Norte, v.3, p.199-214, 2002.

SOUZA, V.S. Evolução Magmática e Modelo Metalogenético do Sistema Vulcano-Plutônico Estanífero Bom Futuro. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, UnB. Brasília, 2003.

SOUZA, V.S., PONTES, R.M., MOURA, M.A. Inclusões fluidas em topázio do Complexo Granítico Estanífero de Massangana (RO). **Revista da Escola de Minas**, v. 56(4), p. 231-236, 2003.

SPARRENBURGER, I. Evolução da mineralização primária estanífera associada ao maciço granítico Santa Barbara, Rondônia. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2003.

STONE, M. The Tregonning granite: petrogenesis of Li-mica granites in the Cornubian batholith. **Mineralogical Magazine**, v. 56, n 383, p. 141-155, 1992.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth Sciences Review**, v. 12, p. 1-13, 1976.

STEMPROK, M. SULCEK, Z. Geochemical profile through an ore-bearing lithium granite. **Economic Geology**, v. 64, p. 392-404, 1969.

STEMPROK, M. Greisenization (a review). *Geol. Rund.*, v.76, p. 169-175, 1987.

SUSZCZYNSKI E.F. La géologie et la tectonique de la plateforme Amazonienne. *Geologische Rundschau*, v. 59(3), p. 1232-1253, 1970.

TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22, p. 174-182, 1999.

TAYLOR, R.P., SINCLAIR, W.D., LUTES, G. Geochemical and isotopic characterization of granites related to W-Sn-Mo mineralization in the Mount Pleasant area, New Brunswick. Conference on Granite-related mineral deposits. Halifax, Canada, p. 254-273, 1985.

TAYLOR, R.P. The petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinnwaldite-topaz granite, Southern New Brunswick, and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks. **Canadian Mineralogist**, v. 30, p. 895-921, 1992.

TAYLOR, R.P., FALLICK, A.E. The evolution of fluorine-rich felsic magmas: source dichotomy, magmatic convergence and the origins of topaz granite. **Terra Nova**, v.9, p. 105-108, 1997.

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.

TEIXEIRA, W., HAMILTON, M.A., LIMA, G.A., RUIZ, A.S., MATOS, R. & ERNST, R.E. Precise ID-TIMS U-Pb baddeleyite ages (1110-1112Ma) for the Rincon del Tigre-Huanchaca large igneous province (LIP) of the Amazonian Craton: Implications for the Rodinia supercontinent. **Precambrian Research**, 2014.

THISCHENDORF, G. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. In: STEMPROK, M., BURNOL, L. & TISCHENDORF, G. (ed). Metallization associated with acid magmatism. Prague, **Geol. Survey Czech**. v. 2, p. 41-95, 1977.

TOHVER, E., VAN DER PLUJIM, B.A., MEZGER, K., ESSENE, E., SCANDOLARA, J.E. & RIZZOTTO, G.J. Significance of the Nova Brasilândia metasedimentary belt in western Brazil: redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazonian Craton. **Tectonics**, v. 23, 2004.

TOHVER, E., VAN DER PLUJIM, B.A., MEZGER, K., SCANDOLARA, J.E. & ESSENE, E. Two stage tectonic history of the SW Amazon craton in the late Mesoproterozoic: identifying a cryptic suture zone. **Precambrian Research**, v. 137, p. 35-59, 2005.

TOMAS, R., TISCHENDORF, G. Evolution of Variscan magmatic-metallogenic processes in the Erzgebirge according to thermometric investigations. **Z Geol Wiss**, v. 15, p. 25-42, 1987.

TUREKIAN, K.K., WEDEPOHL, K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 72, p. 175-191.

WANG, X., GRIFFIN, W.L., CHEN, J. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. **Geochemical Journal**, v. 44, p. 65-72, 2010.

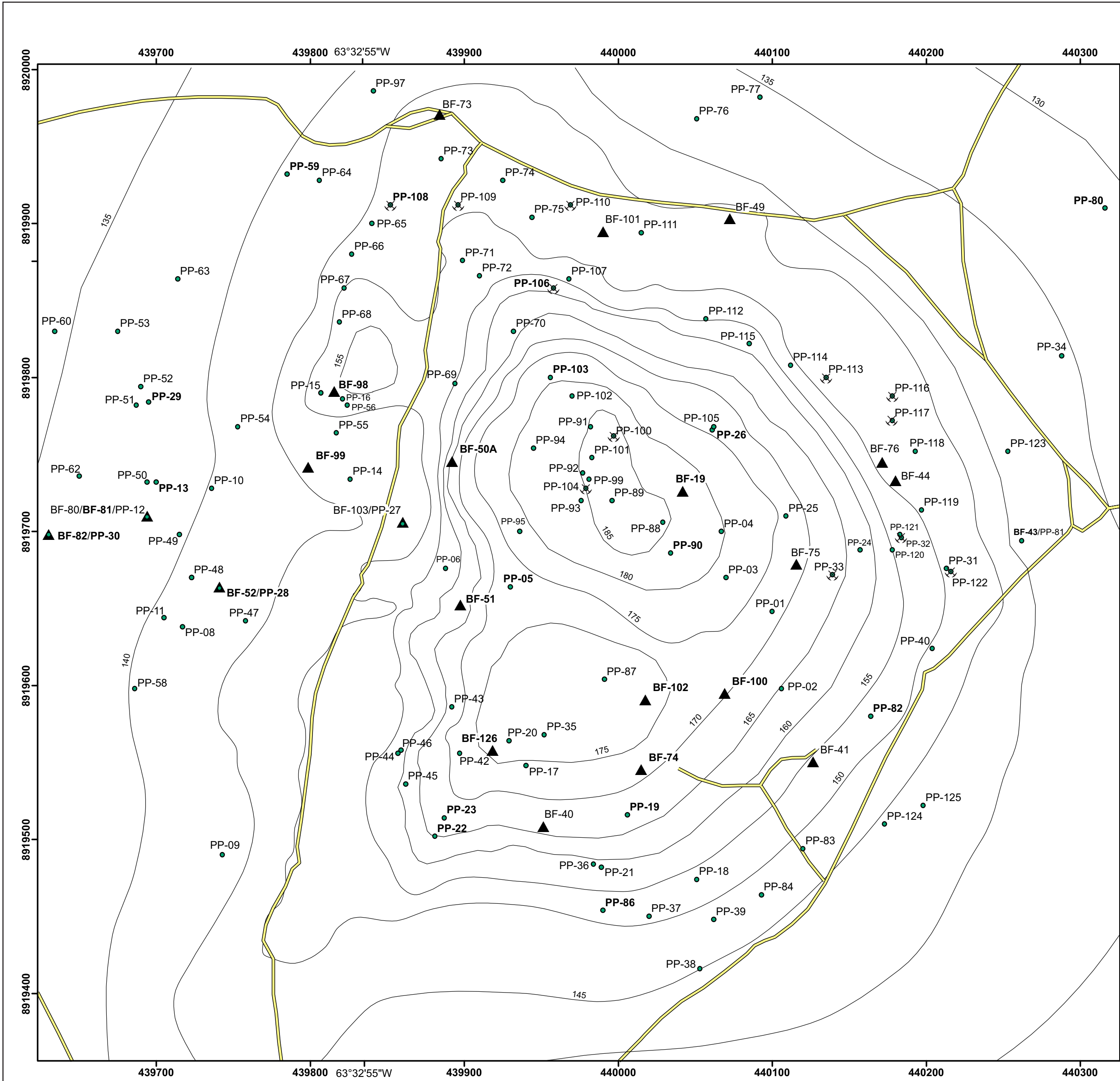
WHITNEY, D.L., EVANS, B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 95, p. 185-187, 2010.

YIN, L., POLLARD, P.J., SHOUXI, H., TAYLOR, R.G. Geologic and geochemical characteristics of the Yichun Ta-Nb-Li Deposit, Jiangxi Province, South China. **Economic Geology**, v. 90, p. 577-585, 1995.

ZHU, J.C., LI, R.K., LI, F.C., XIONG, X.L., ZHOU, F.Y., HUANG, X.L. Topaz-albite granites and rare-metal mineralization in the Limu District, Guangxi Province, Southeast China. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 393-405, 2001.

ANEXO I

Mapa de Localização de Afloramentos de Rocha



LEGENDA

PP-80 Afloramento de rocha visitado com número correspondente, em negrito quando citado no texto

BF-82 Afloramento de rocha inventariado com número correspondente, em negrito quando citado no texto

Estradas Cava garimpeira recente inativa Curva de nível

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1981 E CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA RIO CANDEIAS NO ESTADO

ARTICULAÇÃO DA FOLHA E SITUAÇÃO DA ÁREA NA FOLHA

JACI PARANA	FAZENDA PARAÍBA	RIO JAMARI
CACHOEIRA CONCEIÇÃO	RIO CANDEIAS	ARIQUEMES
MORRO DO ORIENTE	IGARAPÉ GRANDE	MASSAGANA

0 60 120 180 240 300 Metros

Escala 1:2.000

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS DE ROCHA

“Geologia e Petrologia do Maciço Palanqueta, mina Bom Futuro, Rondônia”


unesp
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
Campus de Rio Claro

Sistema de coordenadas:
WGS 1984
Zona UTM 20S

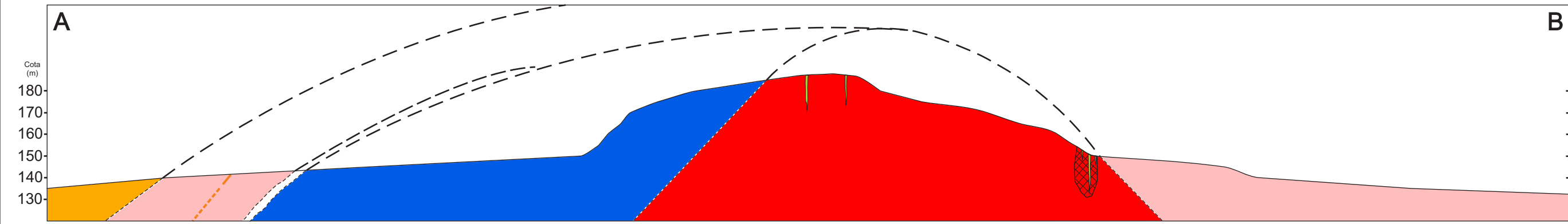
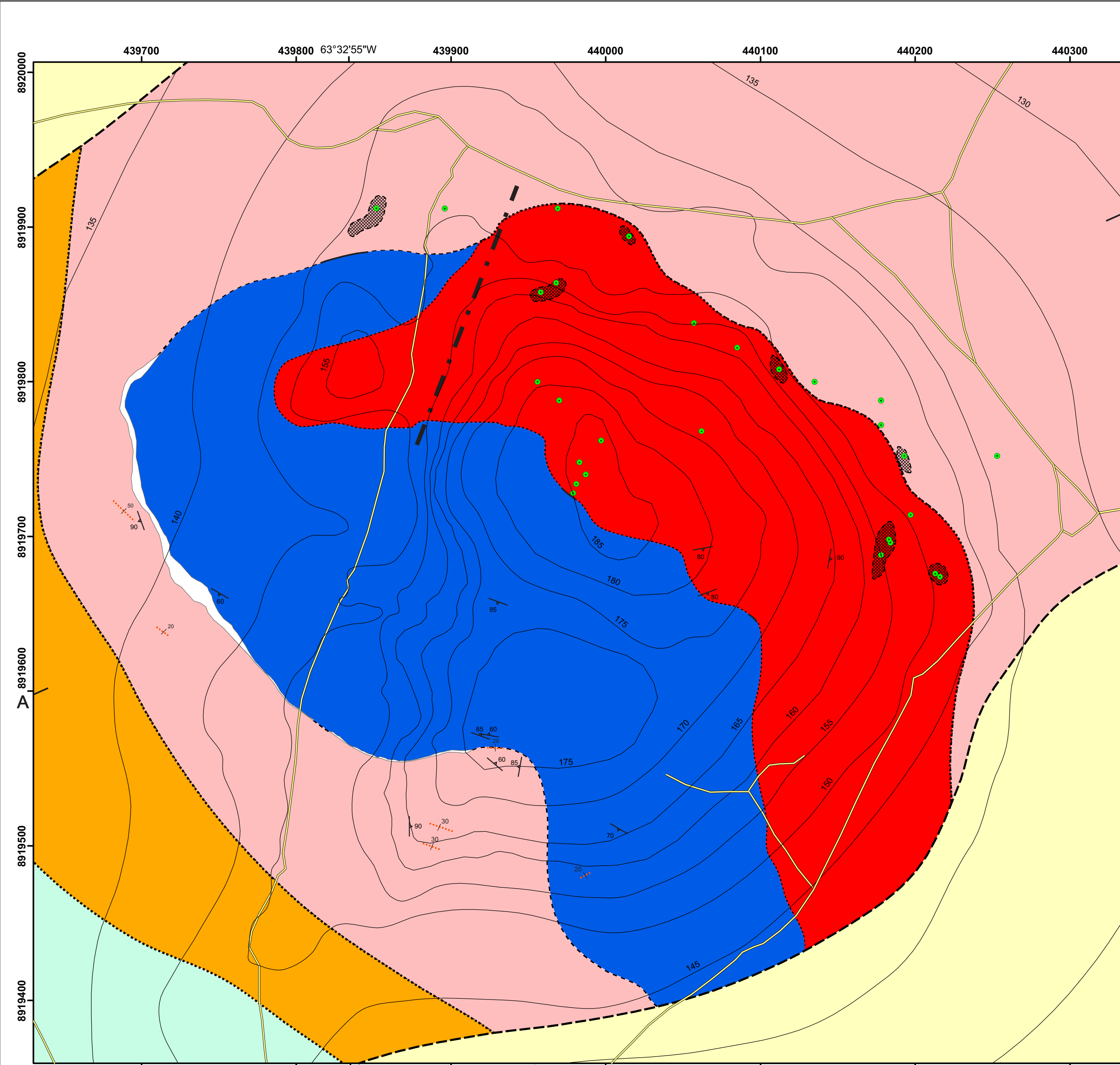
Anexo I

Autor: Pedro Luiz Luppi Foster
Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior

Rio Claro, 2016

ANEXO II

Mapa e Perfil Geológico do Maciço Palanqueta



LEGENDA

CENOZÓICO

Cobertura Sedimentar

Suíte Granitos Últimos de Rondônia

Pipe de Greisen

Granito Greisenizado

MESO-NEO PROTEROZÓICO

Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito porfíritico

Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro

Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico

Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular

Biotita-álcali-feldspato granito equigranular

Embasamento Cristalino

Biotita-gnaiss

Convenções Geológicas e Topográficas

Contato identificado

Contato aproximado

Contato inferido

Falha ou Fratura Inferida

Dique de aplitos com indicação da espessura em centímetros, comprimento total inferido quando tracejado

Estradas

Curva de nível

Atitude medida de veio de pegmatito (quartzo, feldspato potássico, topázio)

0 60 120 180 240 300 Metros

Escala 1:2.000

MAPA E PERFIL GEOLÓGICO DO MACIÇO PALANQUETA

“Geologia e Petrologia do Maciço Palanqueta, mina Bom Futuro, Rondônia”

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
Campus de Rio Claro

Sistema de coordenadas:
WGS 1984
Zona UTM 20S

Anexo II

Autor: Pedro Luiz Luppi Foster
Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior

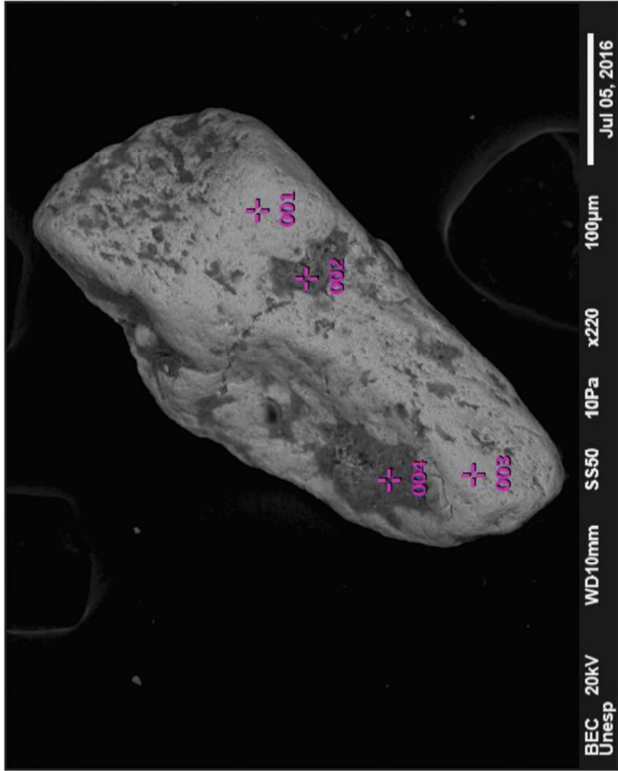
Rio Claro, 2016

ANEXO III

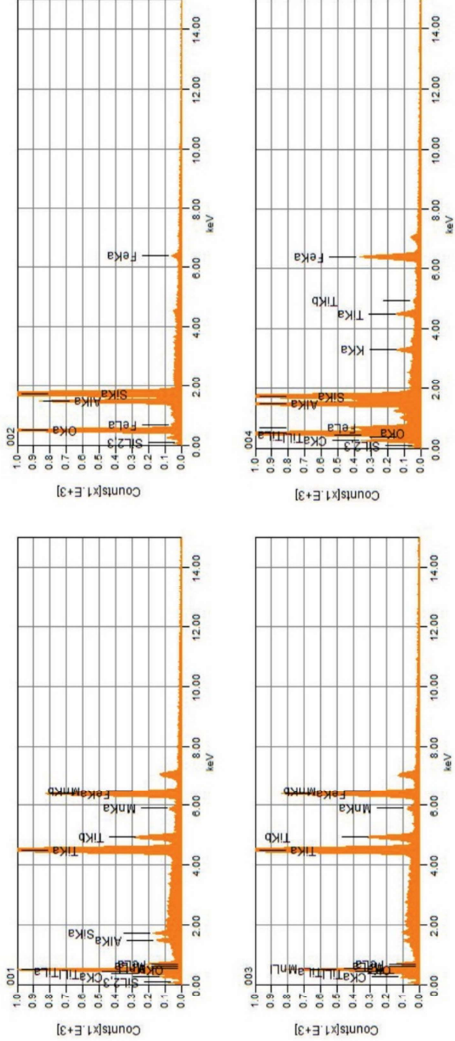
Análises de Microsonda Eletrônica de Varredura em Cristais de Concentrado de Rocha

Observação: valores de carbono (C) ocorrem devido a película de grafeno utilizada para fixação dos cristais na lamina para análise.

Biotita-álcali-feldspato granito equigranular

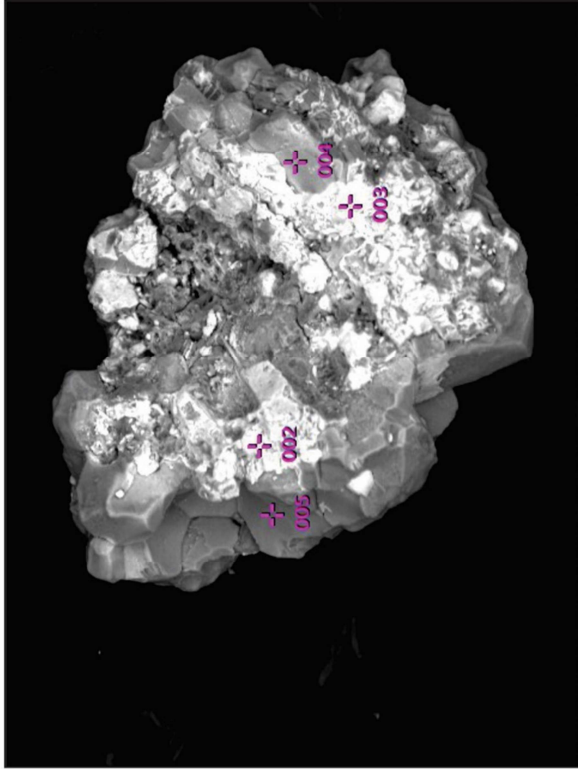


Amostra: PP-09
Mineral: Ilmenita
Hábito: anedral

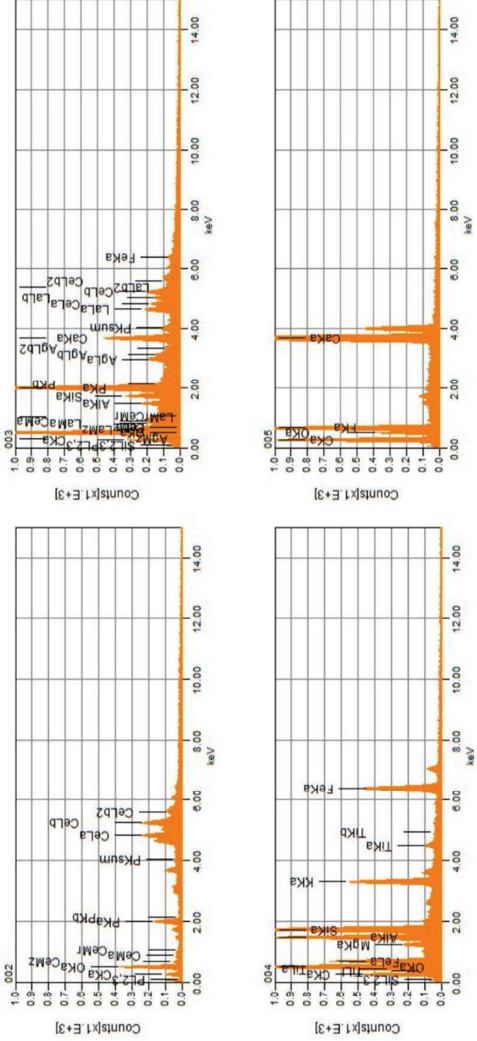


Elemento	Fe	O	C	Al	Si	Ti	Mn
1	27.1	35.35	4.17	0.71	0.92	30.7	1.05
2	12.85	36.69	22.74	27.73			
3	32.56	22.47	5.33	38.09	1.54		
4	3.91	56.26	15.67	11.48	11.91	0.77	
Média	19.1	37.69	8.39	11.64	13.52	23.19	1.3
Desvio Padrão	7.6	9.28	4.2	0.09	0.93	12.94	0.17
Óxido	O	C	Al2O3	SiO2	TiO2	MnO	Fe2O3
1	0	4.23	1.36	1.99	51.82	1.37	39.23
2	0	36.6	48.21	15.19			
3	0	4.43	54.32	1.69	39.56		
4	0	26.77	28.17	35.45	1.81	7.79	
Média	0	11.81	22.04	28.55	35.99	1.53	25.44
Desvio Padrão	0	8.64	3.54	3.98	19.73	0.11	8.83

Biotita-álcali-feldspato granito equigranular

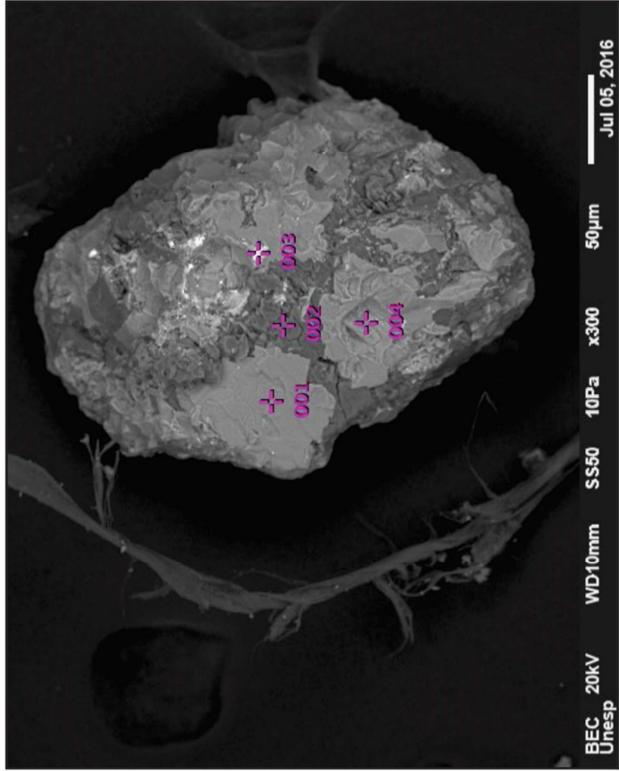


BEC 20kV	WD10mm	SS50	10Pa	x370	50µm	Jul 05, 2016
Unesp						
Amostra: PP-09						
Mineral: Monazita						
Hábito: anedral						



Elemento	P	Fe	K	O	Ag	C	F	Al	Si	Ca	La	Ce
1	8.82	52.97	2.12	17.42	0.89	1.84	7.69	8.25				
2	8.49	1.37	50.15	1.72	16.66	1.44	2.49	1.41	8.11	8.17		
3	11.44	3.82	51.14	18.86	4.63	10.11						
4	17.38	15.94	43.96	0.88	1.09	20.76						
Média	8.65	6.4	3.82	42.91	1.92	17.22	43.96	2.31	3.64	8.01	7.9	8.21
Desvio Padrão	0.12	3.56	0	12.77	0.14	0.64	0	0.83	1.28	7.36	0.15	0.03
Óxido	CaO	O	C	F	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	Fe2O3	Ag2O	La2O3	CeO2
1	3.88	0	30.64	2.86	30.64	3.48	13.44	15.06				
2	2.74	0	26.69	3.76	7.42	27.32	2.69	2.59	13.05	13.75		
3	0	30.16	11.57	29.47	6.38	22.42						
4	32.16	0	17.7	45.74	1.83	2.58						
Média	12.92	0	26.3	45.74	5.72	10.58	28.98	6.38	12.55	3.03	13.24	14.4
Desvio Padrão	11.1	0	4.3	0	2.25	4	1.18	0	6.98	0.31	0.14	0.46

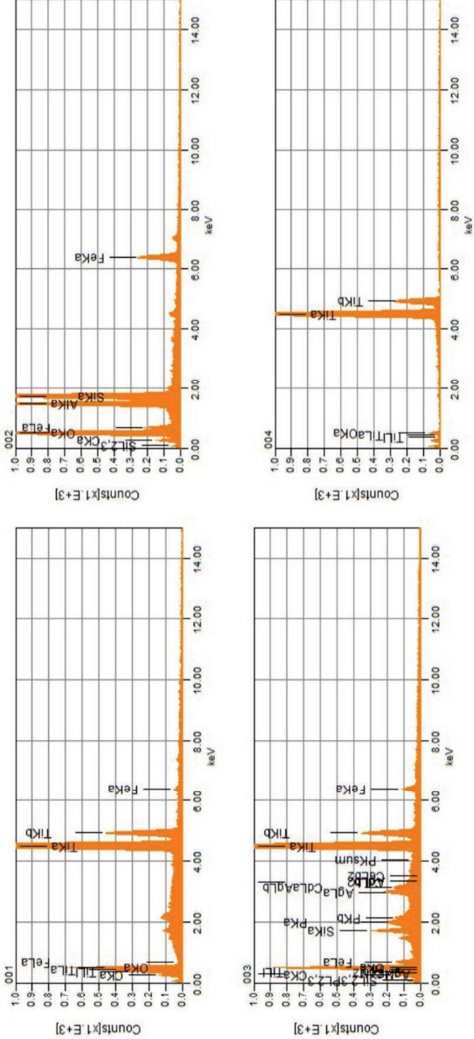
Biotita-álcali-feldspato granito equigranular



Amostra: PP-09

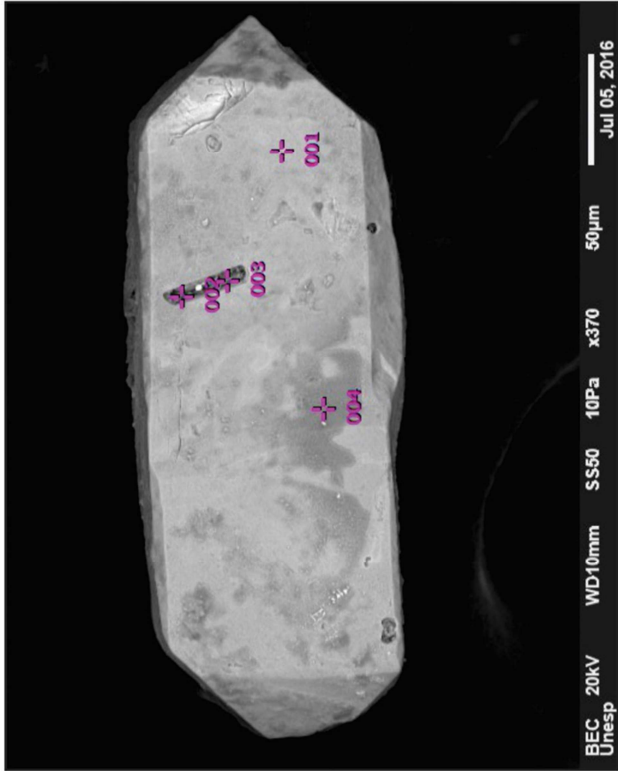
Mineral: Rutilo

Hábito: anedral

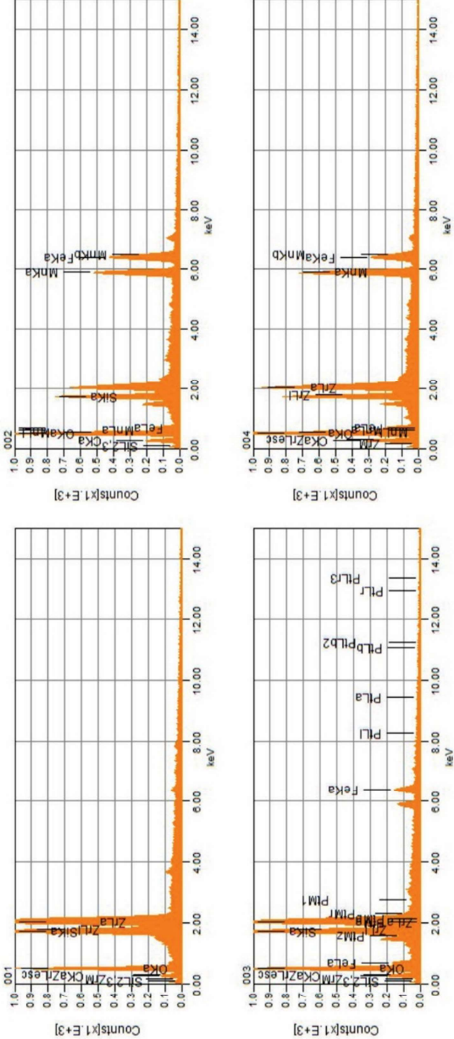


Elemento	O	C	Al2O3	SiO2	TiO2	V2O5	Fe2O3	Ag2O	CdO
1	0	3.42	95.62	0.97					
2	0	22.79	18.89	37.76	20.57				
3	0	2.32	90.95	1.4	4.01	1.32			
4	97.85	2.15							
Média	0	13.1	18.89	20.04	94.8	2.15	7.65	4.01	1.32
Desvio Padrão	0	6.85	0	12.53	1.76	0	3.61	0	0
Óxido	Fe	O	Ag	C	Al	Si	Ti	V	Cd
1	0.72	35.09	3.62	60.57					
2	12.68	44.34	18.47	8.97	15.54				
3	1.08	32.2	4.11	1.2	60.12	1.28			
4	97.99	2.01							
Média	4.83	37.21	4.11	11.04	8.97	8.37	72.9	2.01	1.28
Desvio Padrão	2.16	2.89	0	5.25	0	5.07	14.49	0	0

Biotita-álcali-feldspato granito equigranular

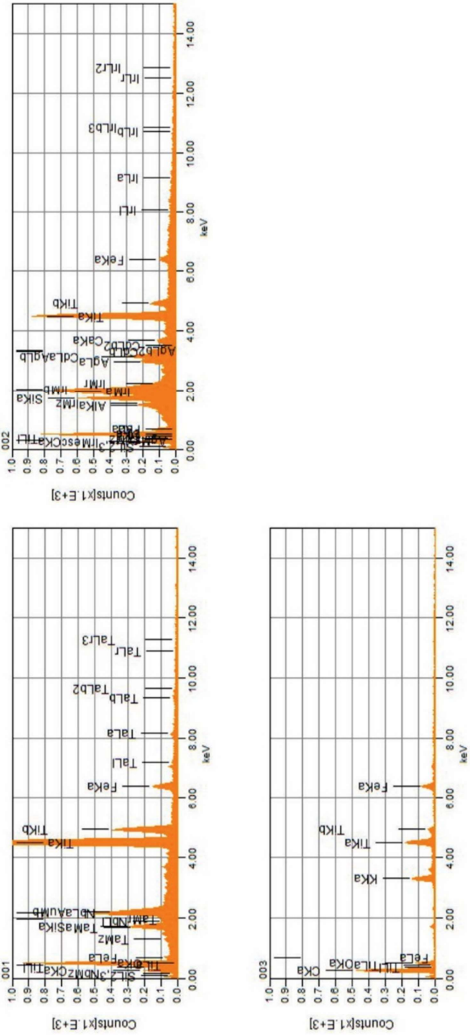
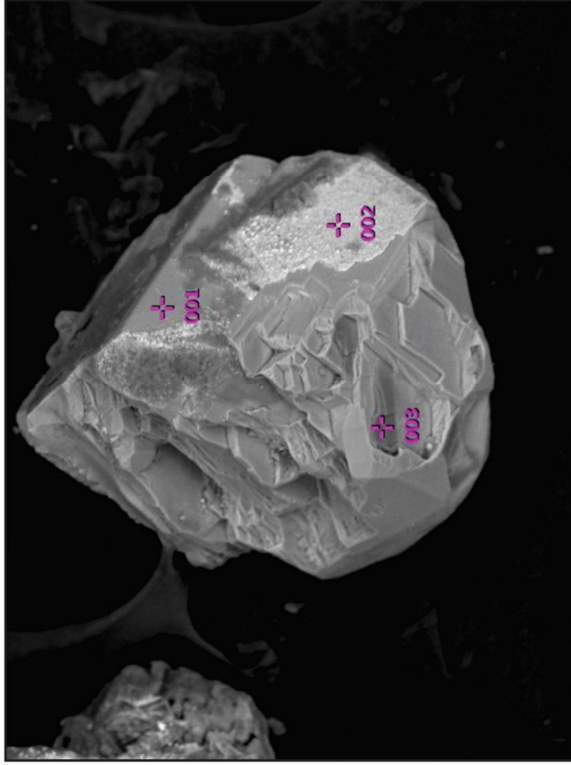


Amostra: PP-09
Mineral: Zircão
Hábito: eudral



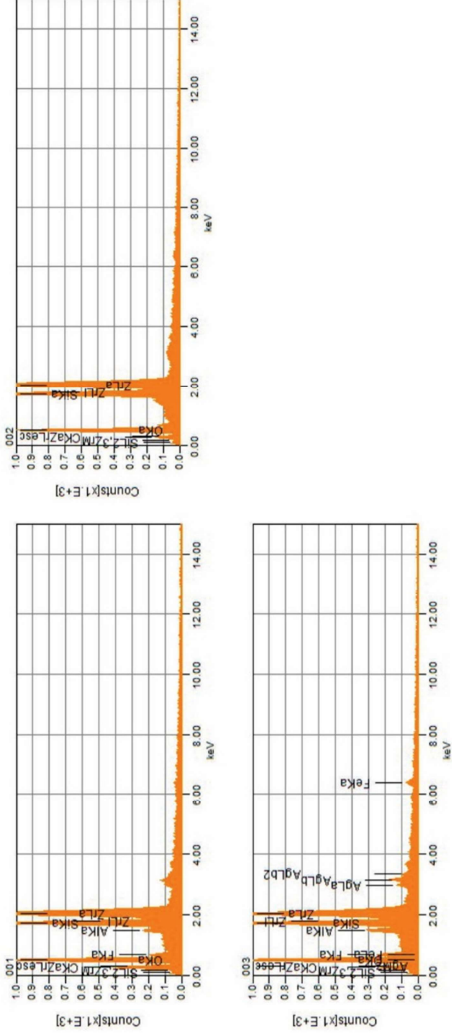
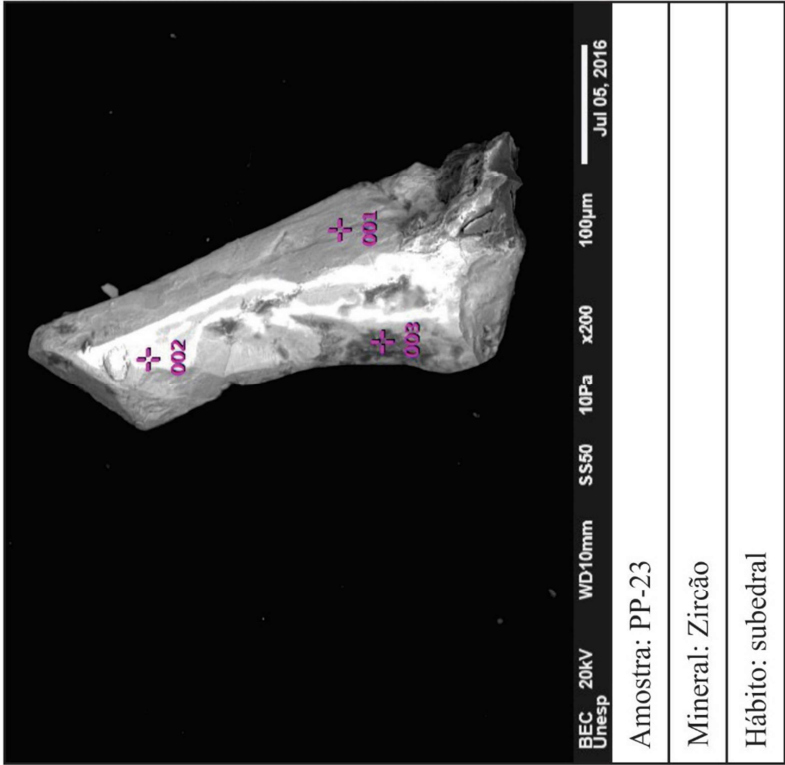
Óxido	O	C	Na2O	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	MnO	Fe2O3	ZrO2
1	0	20.37	23.35	3.78	52.5					
2	0	17.66	12.37	41.96	28.01					
3	0	0.9	3.79	15.39	1.35	0.65	50.05	21.56	6.33	
4	0	39.32	29.73	30.95						
Média	0	25.78	0.9	3.79	17.04	1.35	0.65	40.58	17.78	29.93
Desvio Padrão	0	7.82	0	0	0.95	0	0	6.27	2.18	0.59
Elemento	P	Fe	K	O	C	Na	Al	Si	Mn	Zr
1	2.34	37.06	16.44	9.82	34.35					
2	19.25	25.92	17.23	5.67	31.93					
3	0.73	18.15	0.66	15.7	0.81	2.47	8.89	46.73	5.84	
4	41.85	24.63	16.7	16.82						
Média	0.73	13.25	0.66	30.13	19.43	0.81	2.47	8.13	31.79	19
Desvio Padrão	0	2.83	0	5.86	3	0	0	0.44	8.71	1.26

Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular

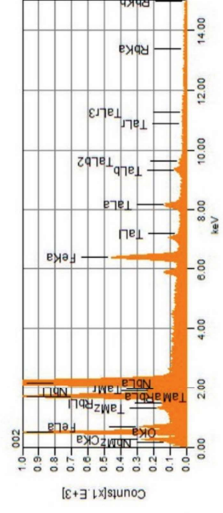
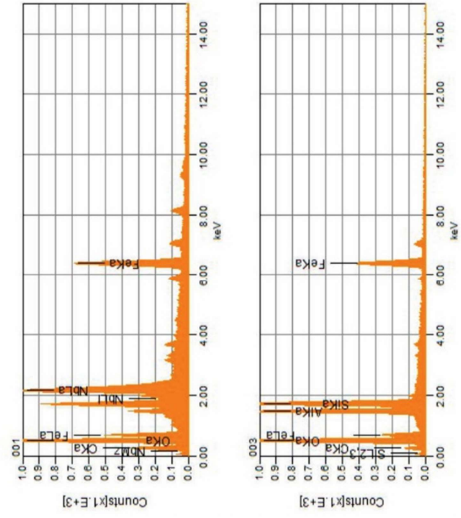
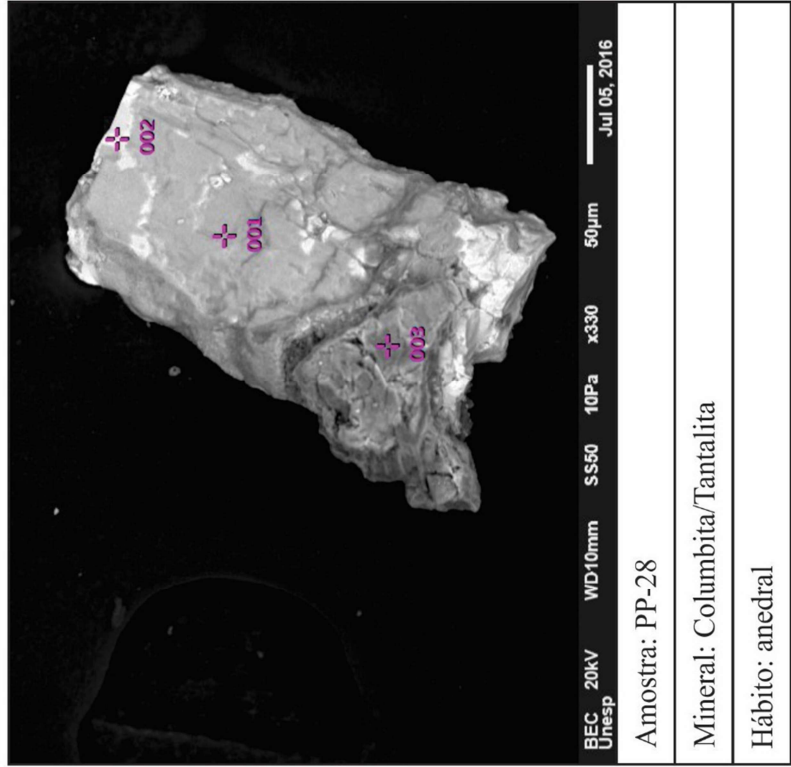


BEC 20kV WD10mm SS50 10Pa x450 50µm Jul 05, 2016
Unesp
Amostra: PP-23
Mineral: Rutilo
Hábito: anedral

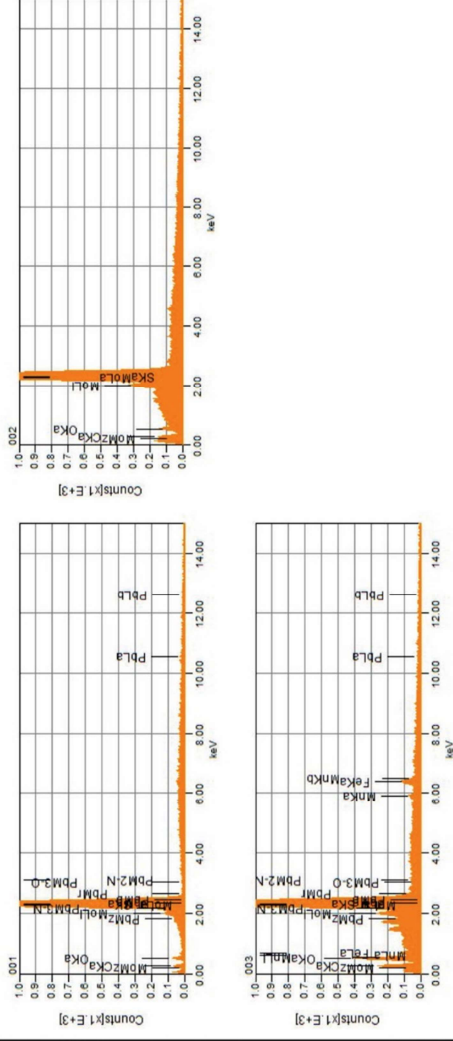
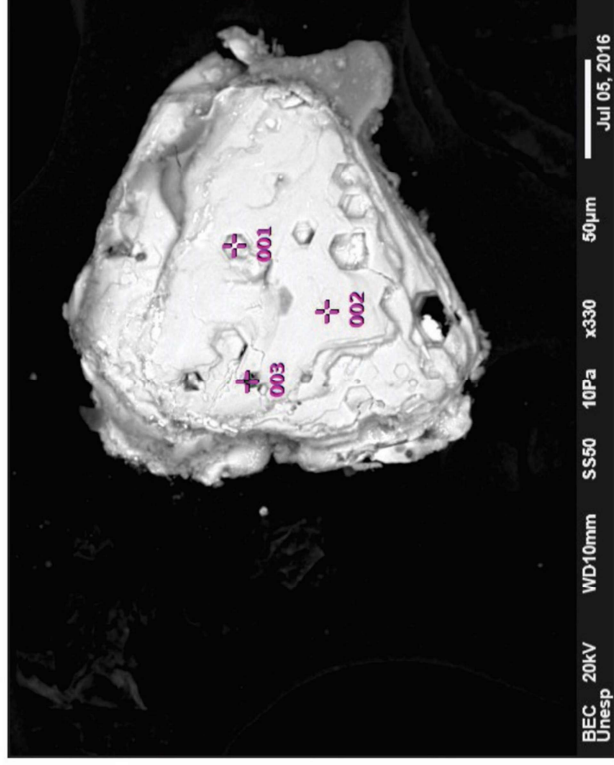
Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito equigranular



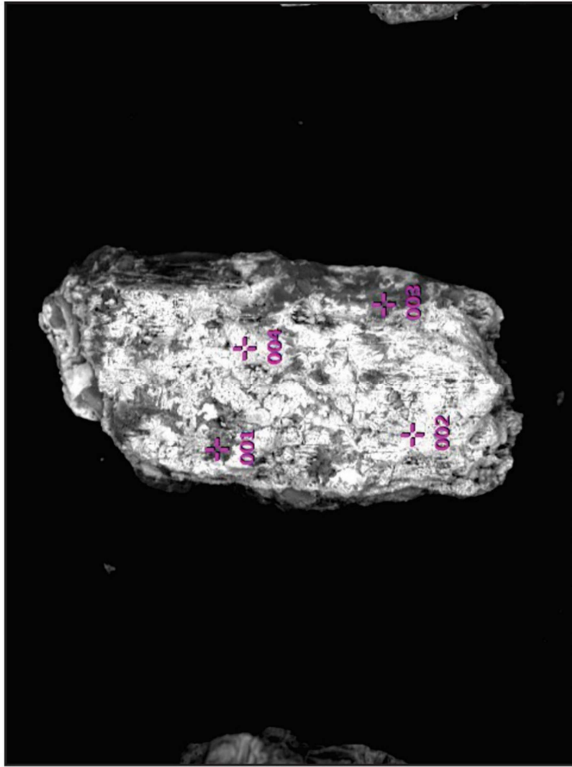
Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico



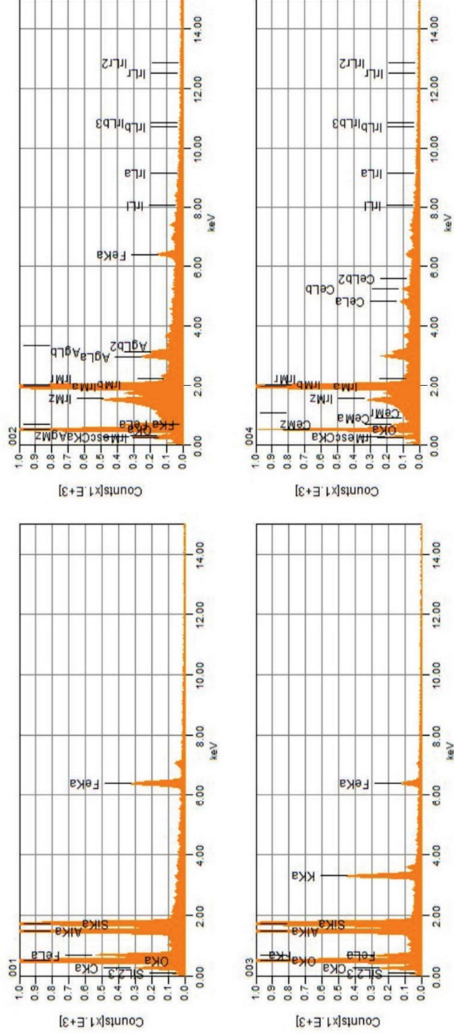
Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico



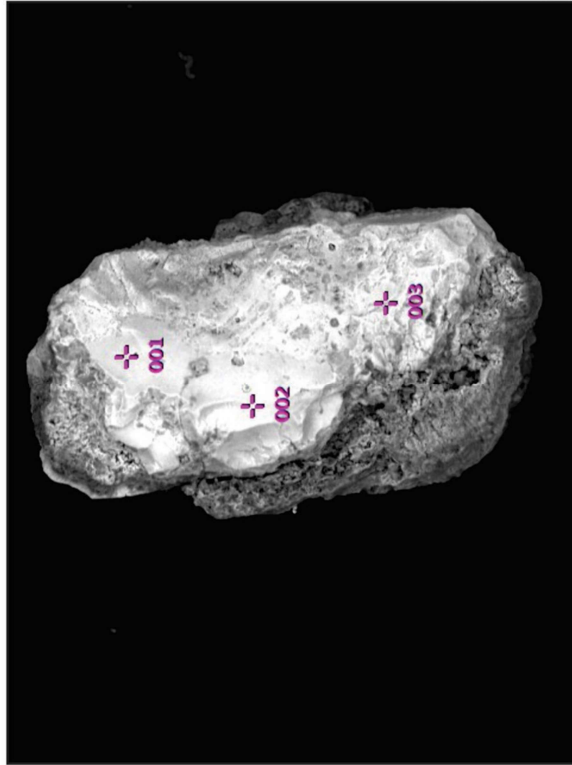
Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico



BEC 20kV Unesp	WD10mm	SS50	10Pa	x230	100µm	Jul 05, 2016
Amostra: PP-28						
Mineral: Monazita						
Hábito: anedral						



Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito miarolítico



001

002

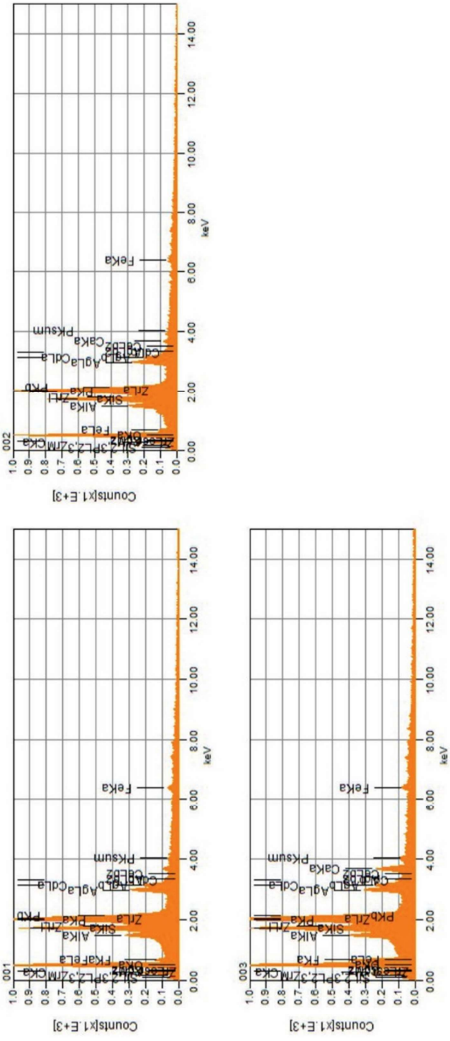
003

BEC 20kV WD10mm SS50 10Pa x270 50µm Jul 05, 2016
Unesp

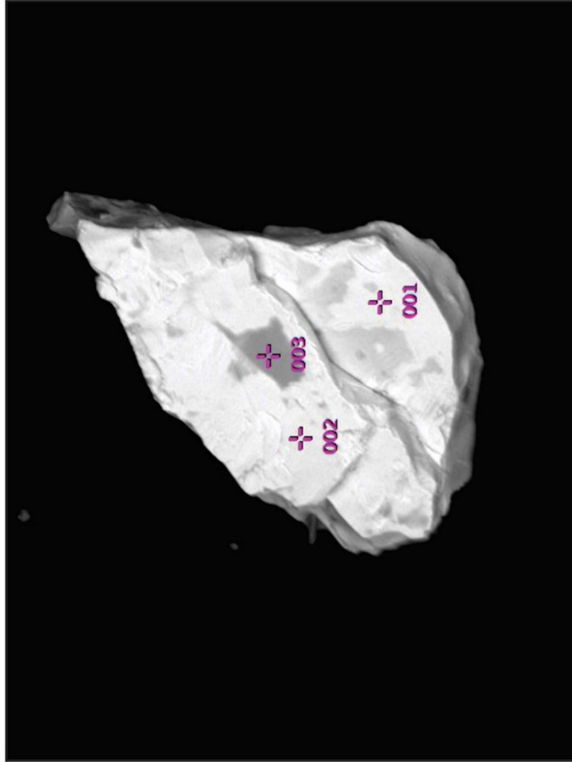
Amostra: PP-28

Mineral: Zircão

Hábito: anedral

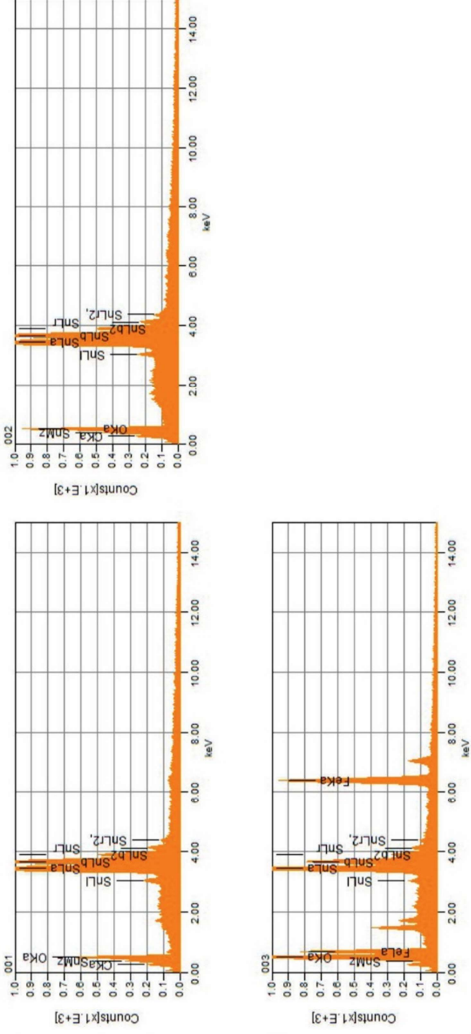


Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro

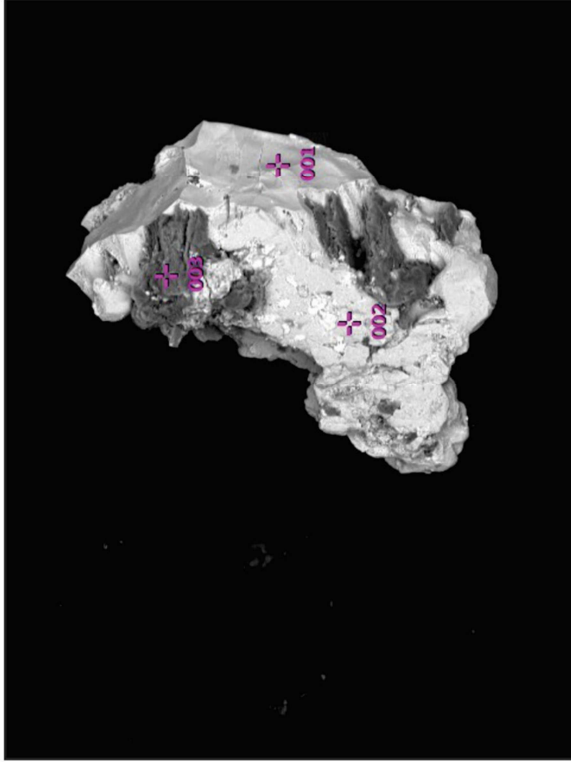


BEC 20kV WD10mm SS50 10Pa x450 50µm Jul 05, 2016
Unesp

Amostra: PP-33
Mineral: Cassiterita
Hábito: anedral



Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro



BEC 20kV
Unesp

WD10mm

SS50

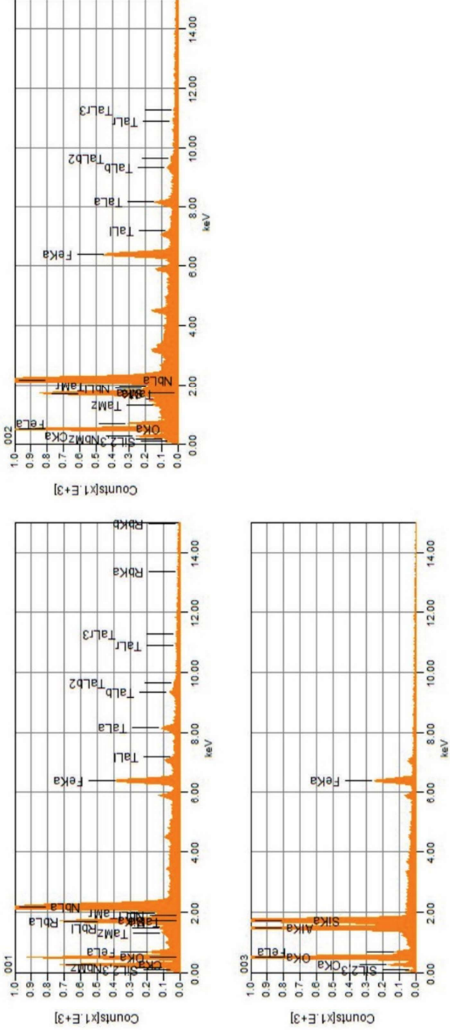
10Pa

x280

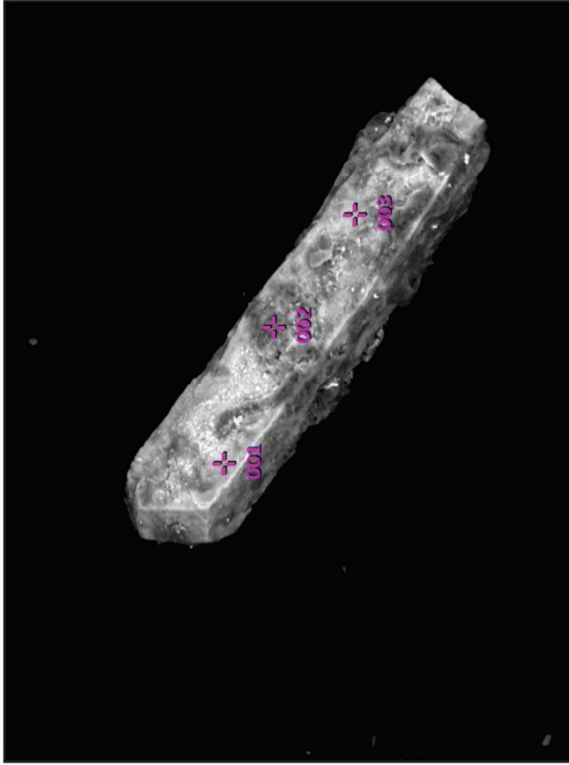
100µm

Jul 05, 2016

Amostra: PP-33
Mineral: Columbita/Tantalita
Hábito: anedral



Topázio-zinnwaldita-álcali-feldspato granito pórfiro



BEC 20kV WD10mm SS50 10Pa x430 50µm Jul 05, 2016

Unesp

Amostra: PP-33
Mineral: Zircão
Hábito: euedral

