



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO  
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**Petrografia e geoquímica do Granito Matupá,  
relacionado com mineralização  
do tipo Ouro-Serrinha  
da Província Aurífera Alta Floresta (MT)**

Taís Celestino dos Santos

**Orientadora:** Profa. Dra. Maria José de Mesquita

**Campinas-SP  
Janeiro de 2015**



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO  
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**Petrografia e geoquímica do Granito Matupá,  
relacionado com mineralização do  
tipo Ouro-Serrinha da  
Província Aurífera Alta Floresta (MT)**

Taís Celestino dos Santos

Trabalho de conclusão de curso apresentado em 12 de Janeiro de 2015 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

**Banca Examinadora:**

Profa. Dra. Maria José de Mesquita  
Prof. Dr. Roberto Xavier  
Profa. Dra. Carolina Penteado N. Moreto

*Dedico este trabalho aos  
que sempre me apoiaram  
e incentivaram a lutar  
pelos meus sonhos, minha  
Mãe, meu Pai e minha  
Avó.*

## **Agradecimentos**

Agradeço imensamente à professora e orientadora, Dra. Maria José de Mesquita pela enorme paciência, e dedicação que teve ao me orientar neste último ano de graduação. Pela oportunidade de ingressar e trabalhar com o grupo de pesquisa "Evolução Crustal e Metalogênese" da Unicamp. Pela amizade e atenção tida comigo no meu período de intercâmbio.

Agradeço aos professor Dr. Lindon Fonseca Matias, Dr. Elson Paiva de Oliveira e Dr. Wanilson Luiz Silva, pelas oportunidades que me abriram no desenvolvimento de Projetos de Iniciação Científica em diferentes áreas da geologia. A todos obrigada pelo apoio, dedicação, e por todos os conhecimentos transmitidos, os quais levarei para sempre. Vocês foram essenciais na minha formação.

Agradeço ao meu co-orientador, Rafael Rodrigues de Assis, por ter cedido o alvo da minha pesquisa, pela paciência e esforço em me auxiliar sempre que preciso.

Agradeço muito às técnicas Lúcia Helena dos Santos Carvalho, Maria Aparecida Vendemiatto, Margareth Sugano Navarro e a Profa. Dra. Jacinta Enzweiler por todo apoio durante todas as análises químicas realizadas. Agradeço também à Dra. Érica Martini Tonetto, por toda a preocupação e trabalho durante as análises na Microscopia Eletrônica de Varredura.

À secretária Jô, pela atenção e dedicação me concedida todas as vezes que precisei. A todos os professores e funcionários do Instituto de Geociências UNICAMP, que de forma direta e/ou indireta, contribuíram na minha formação.

Agradeço de coração à Julia, Roberta, Verônica, Helena, Wellington, Felipe, Daiana, Daniel, Rafael (Mindi), Flávio (Pira), pela amizade, companheirismo e carinho durante toda a graduação, principalmente nos momentos difíceis. E pelo auxílio sempre que preciso durante a realização desta pesquisa.

À toda a turma Geologia 2008, muito obrigada pela amizade, pela companhia nos trabalhos de campo e por todos os bons momentos que dividimos.

Ao Randerson, pelo amor, amizade, carinho, compreensão e apoio. Por todas as horas, principalmente os finais de semana, de muito trabalho e estudo compartilhados, pelas palavras de motivação nas horas certas.

Por fim, agradeço as pessoas mais importantes da minha vida e responsáveis pela pessoa que sou hoje, aos meus pais, Ednéia e Osmar, por me amarem, educarem, me apoiarem, me aconselharem e por estarem sempre ao meu lado em todos os momentos da minha vida. Ao meu irmão e amigo, Bruno, quem consegue me tirar um sorriso mesmo nos piores dias. À minha querida avó, Cecília, por todas as horas de colo e carinho.

Muito obrigada a todos!

## RESUMO

O granito e sua mineralização associada, caracterizado neste trabalho, está localizado nas proximidades do município de Matupá, norte do estado do Mato Grosso, na Província Aurífera de Alta Floresta, na porção centro-sul do Cráton Amazônico. Foi utilizado um testemunho para a caracterização, o qual consiste de quatro litotipos: (i) Biotita Monzogranito Porfirítico; (ii) Granito Rapakivi; (iii) Pegmatito- Aplito; e (iv) Dique félsico. O BMP é calcio-alcálico de alto K, metaluminoso e magnésiano; com padrão de ETR moderadamente fracionado ( $La/Yb = 16$ ) e anomalia negativa de Eu. Possui padrão de elementos-traços empobrecido em Sr, Nb, e Ti e não empobrecido em Y, em relação ao manto primordial. Tais características indicam magmas formados em ambiente de arcos vulcânicos a pós-colisionais. O BMP e o Granito Rapakivi possuem microestruturas de deformação dúctil, como tabuleiro de xadrez em quartzo, bandas de deformação, pertitas e maclas mecânicas nos feldspatos, além de subgrãos de quartzo e feldspato, indicando condições de formação em alta temperatura (400-600°C) e cristalização dos granitos em um campo tensional ativo e deformação dúctil do tipo subsolidus. Todas as unidades litológicas da área são afetadas por alteração hidrotermal em diversas intensidades, incluindo: (a) potássica pervasiva (K-feldspato  $\pm$  biotita), particularmente desenvolvida no BMP; (b) sódica pervasiva (albitização dos feldspatos), mais desenvolvida no Granito Rapakivi; (c) sericitização pervasiva; (d) propilítica seletiva (clorita + epidoto  $\pm$  magnetita  $\pm$  titanita  $\pm$  carbonato); (e) piritização disseminada; (f) alteração com muscovita pervasiva; (g) carbonatação fissural; (h) epidotização fissural. As alterações albíticas, propilíticas e sericíticas são geralmente relacionadas às mineralizações auríferas. A piritização e o ouro nativo são concomitantes. A pirita é associada a magnetita e é rica em inclusões de ouro, calcopirita, esfalerita, galena, rutilo, apatita, prata, e sulfossais de telúrio, bismuto, e urânio e tório. Texturas de exsolução magnetita-hematita evidenciam uma mineralização em estados de oxidação altos relacionados ao tampão magnetita-hematita. A piritização e mineralização de ouro estudados são correlacionadas a mineralização da segunda geração do Depósito Serrinha (ouro associado com Te, Bi e Ag, preenchendo fraturas ou incluso na pirita). As características discutidas são condizentes com depósitos do modelo exploratório ouro pórfiro. Assim este trabalho corrobora com informações adicionais aos litotipos da Suíte intrusiva Matupá.

**Palavras-chave:** granito matupá; alteração hidrotermal; Deformação.

## ABSTRACT

The MAT-18 borehole, which was studied in this work, is located near to Matupá city, north of Mato Grosso State, in the Alta Floresta Gold Province, south portion of the Amazonian Craton. The borehole consists of four rock types: (i) porphyritic biotite monzogranite (BMP); (ii) rapakivi granite, quartz monzodiorite; (iii) Pegmatite- aplite, granodiorite; and (iv) felsic dike, tonalitic. The BMP is calcium-alkali high K, metaluminous and magnesium; moderately fractionated REE pattern ( $La / Yb = 16$ ) and Eu anomaly. It has ETR pattern depleted to Sr, Nb, Ti and undepleted to Y. These characteristics indicate magmas that were formed in volcanic arcs to post-collisional environment. The BMP and the rapakivi granite have ductile deformation microstructures, as chessboard in quartz, kink bands, perthites and mechanically twinned in feldspars, quartz and feldspar subgrains, which the last one indicates formation conditions of high temperature (400-600°C) and granites crystallization in an active tension field and ductile deformation of subsolidus type. All lithological units in the area are affected by hydrothermal alterations in many intensities, including: (a) potassium (pervasive; K-feldspar ± biotite), particularly developed in the BMP; (b) Sodium (pervasive; feldspar albization), more developed in the rapakivi granite; (c) sericitization (pervasive); (d) propylitic (selective; chlorite + epidote ± magnetite ± titanite ± carbonate); (e) pyritization (spread); (f) alteration with muscovite (pervasive); (g) carbonation (fissure); (h) alteration with epidote (fissure). The albite, propylitic and sericitization alterations are usually related to gold mineralization. The pyritization and native gold are concomitant. The pyrite is associated with magnetite and is rich in inclusions, as gold, chalcopyrite, sphalerite, galena, rutile, apatite, silver, and sulfide-salts of tellurium, bismuth and uranium and thorium. Magnetite-hematite exsolution textures show a mineralization in high oxidation states related to magnetite-hematite buffer. The pyritization and gold mineralization studied are correlated with mineralization of the second generation of Serrinha Deposit (gold associated with Te, Bi and Ag, filling fractures or included in pyrite). The features discussed are consistent with porphyry gold deposits exploratory model. So, this study corroborates with additional information of the lithological units in Matupá Suite.

**Key words:** matupá granite; hydrothermal alteration; deformation.

## Índice

1.	Introdução .....	1
2.	Localização.....	4
3.	Materiais e Métodos.....	4
3.1	Levantamento bibliográfico .....	4
3.2	Estudo macroscópico do Perfil .....	4
3.3	Preparação de amostras: .....	5
3.4	Petrografia.....	5
3.5	Microscópio eletrônico de varredura .....	5
3.6	Análises químicas .....	5
3.6.1	Elaboração de diagramas .....	6
3.7	Análise de Cobalto-nitrito .....	6
3.8	Interpretação dos dados.....	7
4.	Referencial teórico .....	8
4.1	Séries Magméticas .....	8
4.2	Modelos Genéticos .....	13
4.3	Geologia Regional .....	16
4.3.1	Cráton Amazônico .....	16
4.3.2	Províncias geocronológicas – geológicas.....	18
4.3.3	Província Aurífera Alta Floresta (PAAF).....	19
4.3.4	Arcabouço Geológico da PAAF.....	20
4.3.5	Suíte Intrusiva Matupá .....	21
4.3.6	O Deposito de ouro Serrinha .....	22
5.	Geologia Local .....	25
5.1	Petrografia do MAT-18.....	28
5.1.1	Biotita Monzogranito Porfíritico .....	28
5.1.2	Granito Rapakivi .....	36
5.1.3	Dique félsico.....	40
5.1.4	Dique pegmatito-aplito .....	41
5.2	Petrografia das zonas de alteração hidrotermal.....	44
5.2.1	Alteração Potássica .....	44
5.2.2	Alteração Sódica .....	45
5.2.3	Alteração Sericítica.....	46
5.2.4	Alteração Propilítica.....	47

5.2.5	Piritização .....	50
5.2.6	Alteração com Muscovita.....	52
5.2.7	Carbonatação .....	54
5.2.8	Epidotização .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
6.	Litogeoquímica .....	58
7.	Discussão.....	71
7.1	Petrogênese dos litotipos .....	71
7.2	Evolução do sistema hidrotermal.....	83
7.3	Piritização e Mineralização .....	92
7.4	Modelo metalógenoético. ....	94
8.	Conclusão .....	96
	REFEREÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	101

ANEXO I – Dados obtidos pelas análises em MEV

ANEXO II – Fichas de descrição petrográfica das lâminas estudadas

ANEXO III – Dados das análises químicas do BMP

## Lista de Ilustrações

**Figura 1.1:** Mapa geológico simplificado da região da Província aurífera Juruena-Teles Pires, e localização dos Depósitos Auríferos (Modificado de Paes de Barros, 2007) .....Pág.03.

**Figura 4.1:** Principais séries magmáticas e produtos de fusão crusta lançados no diagrama QAP, nomes com números de 1 a 7 são modificados a partir da sugestão de Laweyre & Bowden (1982)...Pág.09.

**Figura 4.2:** Diagrama sugerido pela IUGS (Le Maitre 1989) para discriminação das séries subalcalinas com base na sugestão de Peccerillo & Taylor (1978) que se limitava à rochas cálcio-alcalinas com até 63% de SiO<sub>2</sub> (linhas pontilhadas). .....Pág.11.

**Figura 4.3:** Diagrama TAS de Middlemost (1994). .....Pág.12.

**Figura 4.4:** A) Modelo de distribuição das zonas de alteração hidrotermal e depósitos do tipo pórfiro (modelo Lowell-Guilbert), segundo Guilbert & Park (1986); B) Zonas de alteração hidrotermal em depósitos de cobre do tipo pórfiro, mostrando a associação das zonas mineralizadas com zonas de alteração retrógradas sericíticas. .... Pág.14.

**Figura 4.5:** Esquema do modelo para IRGS, mostrando zanação lateral e vertical em diferentes estilos de mineralização (Lang et al, 2000) .....Pág.15.

**Figura 4.6:** Distribuição das províncias geocronológicas segundo Tassinari & Macambira (1999). Pág.18. ....Pág.18.

**Figura 4.7:** Mapa de Domínios Geológicos das províncias Tapajós e Alta Floresta (Paes de Barros, 2007). .....Pág.20.

**Figura 5.1:** perfil do furo de sondagem MAT-18 na região de Matupá. A-G Fotografias das amostras macroscópicas do testemunho de sondagem. A) Amostra do BMP com alteração hidrotermal em intensidade média, predominantemente zona potássica. Alterações observadas: potássica (fenocristais avermelhados), sericítica (matriz com plagioclásio esverdeado) e quartzo leitoso e propilítica (minerais máficos pretos na matriz). B) Amostra do BMP com alteração hidrotermal fraca, predominantemente zona potássica. Alterações observadas: potássica (fenocristais fracamente avermelhados). C) Amostra do BMP com alteração hidrotermal intensa, preferencialmente

zona sericítica. Alterações e deformações observadas: potássica (fenocristais vermelhos fraturados, fraturas com padrão oblíquo ao alongamento do grão preenchidas por epidoto±clorita), sericítica (matriz verde e quartzo leitoso), propilítica (minerais máficos pretos na matriz), epidotização fissural (vênulas de epidoto truncando toda a rocha). D) Amostra do BMP fracamente hidrotermalizado, predominantemente zona propilítica. Foliação (oblíqua ao testemunho) determinada pelos fenocristais. E) BMP preservado. F) Amostra do BMP com alteração hidrotermal intensa, principalmente zona sódica. Alterações hidrotermais observadas: sódica (matriz branca acinzentada), sericítica (tonalidade fracamente esverdeada na matriz), propilítica (minerais máficos). G) Amostra do Granito Rapakivi fortemente hidrotermalizado e deformado, principalmente zona sódica. Alterações observadas- potássica (tonalidade avermelhada), sódica (tonalidade esbranquiçada), alteração propilítica (minerais máficos).....Pág.26

**Figura 5.2:** A) Amostra da Biotita Monzogranito Porfíritico (A-15); B) Fotomicrografia do BMP (A-14). Textura ígnea preservada, com feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Quartzo preenche interstícios entre limites de grãos de feldspatos. Notar microestrutura tabuleiro de xadrez em quartzo (centro inferior); C) Amostra do BMP após análise cobalto-nitrito, os grãos amarelos correspondem ao feldspato potássico com inclusões de plagioclásio (em branco). .....Pág.29.

**Figura 5.3:** Amostras do Biotita Monzogranito Porfíritico, Granito Rapakivi, Dique Pegmatito/Aplito e Dique félsico no diagrama QAP (quartzo – feldspato alcalino – plagioclásio), de Streckeisen (1976).Pág 30.

**Figura 5.4:** Fotomicrografias do monzogranito porfíritico, A, B luz polarizada (LP). A) Vênula de quartzo poligonal, com polígonos de tamanhos diferentes. Limites da vênula muito irregulares (flecha) e curvados, evidenciando que a abertura de espaço para o fluido não era bem definida; truncando plagioclásio. B) Quartzo recristalizado em cavidade disseminada, em equilíbrio com feldspato potássico (flecha) e pirita (Py); com muscovita nos interstícios e limite de grãos. ....Pág.31.

**Figura 5.5:** Fotomicrografias do monzogranito porfíritico, A, B, C, D luz polarizada (LP) e E, F, G, H luz natural (LN). A) Quartzo (qtz) com microestrutura em tabuleiro de xadrez, ou seja subgrãos com limites ortogonais entre si (flecha); plagioclásio (Plg) sericitizado e saussuritizado; Kfeldspato (Fk) com textura pertítica do tipo filete. B) Arranjo ígneo de plagioclásio (Plg), feldspato potássico (Fk) e biotita (Bt). Plagioclásio prismático com limites irregulares, devido a substituição por sericita; k-feldspato com textura pertítica do tipo chama

concentrada em limite do grão ou ao redor de inclusões (flecha). Inclusões de plagioclásio. C) K-feldspato com inclusões de plagioclásio (Plg) e biotita (Bt). Maclas do tipo microclínio, concentradas no limite do grão. D) Biotita (Bt) com bandas de compressão tipo kink. Novos grãos límpidos de K-feldspato com pertitas em chama (flecha) concentradas em limites de grãos. E) Anfibólio (Am) com inclusões de magnetita (Mt), clorita (chl) e epidoto (Ep). F) Titanita, euédrica com limites bem definidos. G) Zircão preservado, pristático e zonado, incluso na biotita. A biotita marrom claro, com tonalidades esverdeadas pela transformação para clorita. Notar feições de deformação como clivagem (001) dilatada e preenchida por material preto, e deformada próximo aos limites da lamela. Limite este, irregular e reativo. H) Allanita zonada, prismática alongada com limites ora retos, ora difusos com formação de óxidos de Fe e Ti (flecha). .....Pág.32.

**Figura 5.6:** A e B-Fotomicrografias de oxidos do BMP em luz refletida (LR). I e II-Imagens de elétrons retroespalhados (MEV). A) Titanita com inclusões de oxidos. Detalhe da imagem: I) associação de magnetita (Mt) e pirita(Py) primárias. II) Ilmenita com textura de exolução de hematita na forma de filetes e glóbulos. B) Ilmenita inclusa em quartzo, com textura de exolução de hematita na forma de filetes. ....Pág.35.

**Figura 5.7:** Feições do Granito Rapakivi; A-amostra do testemunho; B a E-luz transmitida polarizada(LP); F-luz refletida natural (LN). A) Textura porfirítica e matriz heterogranular média. Notar zonação por diferença de cor nos feldspatos (A23). B) Matriz recristalizada poligonal do Granito Rapakivi (A24). C) Zonas de cisalhamento discretas dúcteis-rúpteis em plagioclásio (Plg; flechas indicam o sentido de movimento, amostra não orientada). Pertitas em chama irregularmente distribuídas em limite de grão de feldspato (Fk; flecha). D) Dois sistemas de zonas de cisalhamento discretas, o primeiro, semelhante a figura (C) parece restrito aos limites do plagioclásio (Plg), e pode não romper as maclas, só arquea-las (flechas menores mostram o sentido de movimento), evidenciando caráter dúctil. O segundo é posterior, secciona a rocha como um todo e é composto por quartzo recristalizado (Qtz; flechas maiores mostram o sentido de movimento). E) Muscovita (Ms) como produto da alteração do plagioclásio (Plg), e preenchendo as zonas de cisalhamento discretas do plagioclásio. Notar como estas zonas são intracristalinas. G) Grãos de plagioclásio recristalizados (flechas) em grãos médios e anédricos, e textura gráfica de quartzo. F) Pirita (Py) e magnetita (Mt) dissiminas e fraturadas. ....Pág.38.

**Figura 5.8:** Feições de dique félsico e do pegmatito-aplito: A, C e E-amostras do testemunho; B, D e F- fotomicrografia dos respectivos

litotipos, luz transmitida polarizada (LP). A) Amostra da Intrusão Tonalítica com aplito (A06); B) Matriz equigranular composta por plagioclásio (Plg), em substituição pseudomórfica por sericita, quartzo (Qtz) e feldspato potássico límpidos, recristalizados. Notar feldspato potássico com geminação xadrez e pertita em chama e quartzo com microestrutura de extinção ondulante a subgrãos. C) Amostra do testemunho do contato entre egmatito (esquerda) aplito (direita)., (A-05). D) Textura gráfica afetada por vênula de quartzo, com quartzo em crescimento em pente, ou seja paralelo as paredes da vênula. Notar que a orientação em pente é paralela a orientação dos filetes de quartzo, da textura gráfica. E) Amostra A20 após análise cobalto-nitrito, feldspato potássico tingido de amarelo. E) sistema de vênulas de + carbonato ± rutilo oblíquas ao alongamento do microclínio (Fk) e sistema de vênulas irregulares de quartzo (Qtz). O quartzo nas vênulas está com extinção ondulante e bandas de deformação. ....Pág.43.

**Figura 5.9:** A- Foto do BMP com alteração potássica; Fotomicrografias da alteração potássica, B, C, D luz polarizada (LP). A) Amostra A08, BMP alterado, com fenocristais de K-feldspato rosado. B) Microclinização do plagioclásio (Plg) na matriz (Flecha). C) Alteração potássica com aspecto turvo na borda do plagioclásio (Plg) da matriz (Flecha vermelha), com alteração sericitica se sobrepondo e vênula de epidoto +quartzo no limite do grão (Flecha amarela). D) Microclinização do fenocristal (Fk), com pertita em chama sigmoidal (Flecha), e inclusão de plagioclásio sericitizado (Plg). ....Pág.44.

**Figura 5.10:** Fotomicrografias da alteração sódica, A e B luz polarizada (LP). A) Albita (Alb) hidrotermal com textura tipo tabuleiro de xadrez (flecha; Amostra A28). B) Albita (Alb) hidrotermal alterando o centro e as bordas (Flechas) do feldspato alcalino (Fk) com textura rapakivi. ....Pág. 46.

**Figura 5.11:** Fotomicrografias de feições da alteração sericítica- A, B, C e D, luz transmitida polarizada (LP). A) Substituição parcial do plagioclásio por sericita e epidoto. B) Albita alterada para sericita, nos limites dos grãos e muscovita em substituição completa. C) Alteração sericitica seletiva em zonação de feldspato. D) Sericita pseudomorfo de plagioclásio, evoluindo para uma zona sericitizada. Kfeldspato pertítico preservado na matriz (Flecha). .... Pág. 47.

**Figura 5.12:** Fotomicrografias de feições da alteração propilítica- A, C, D, E luz transmitida natural (LN); B, F, transmitida polarizada (LP). A) Alteração propilítica típica, com clorita (Chl) + epidoto (Ep) + magnetita (Mt) ± carbonato (Cb) ± apatita (Ap) ± titanita (Ttn). B) Alteração da biotita (Bt) para clorita no plano de clivagem {001} e ao longo dos

limites da lamela (Flecha). C) Titanita (Ttn) com hábito navicular subédrico e limites arredondados (Flechas). Notar a orientação da titanita sub-paralela ao eixo de kink em biotita (cloritizada). (D) Agregado de biotita cloritizada (Chl), titanita grossa (Ttn) com textura poiquilítica e com inclusões de magnetita, apatita e outros minerais da matriz (Flecha). E) anfibólio, hornblenda (Am) com limites irregulares e reativos, sendo substituído por biotita cloritizada (Chl), epidoto (Ep), e minerais opacos (flecha). .....Pág. 49.

**Figura 5.13:** Imagens de eletron retroespalhados (MEV) da associação propilítica A) Grãos de Magnetita (Mt) e Hematita (Hem), em equilíbrio com clorita, epidoto e carbonato (Chl+Ep+Cp). B) Hornblenda (Am) propilitizada. Alteração no centro e no limite do grão. Chlita (Chl) +Clinozoizita (Czo)+ Carbonato (Cb)+Titanita (Ttn)+ Magnetita (Mt). .....Pág. 50.

**Figura 5.14:** Fotomicrografias em luz refletida normal da zona de piritização. A) Piritita disseminada na rocha, agregados de grãos arredondados (flechas vermelhas). Notar fraturas irregulares (fletas amarelas). B) Piritita em agregados com clorita + quartzo. C) Vênula de piritita maciça e clorita. .....Pág. 51.

**Figura 5.15:** Imagens de eletron retroespalhados (MEV) de piritita: A) Microinclusões de apatita (Ap), rutilo (Rt) em piritita (Py) (A30). B) Piritita (py) com microinclusões de galena (Gn), Calcopiritita (Ccp), prata (Ag) e bismuto+telúrio+prata (Bi+Te+Ag) (A24). C) Piritita (Py) com microinclusões de bismuto +telúrio (Bs+Te), galena (Gn) e ouro (Au) (A30). D) Piritita (Py) com microinclusões de rutilo (Rt), zircão (Zrn) e quartzo (Qtz) (A30). .....Pág. 52.

**Figura 5.16:** Fotomicrografias de feições da alteração com muscovita- A, B e C luz transmitida polarizada (LP). A) Muscovita (Ms) com textura fibro radial, em matriz de plagioclásio (PLg). B) Alteração de muscovita (Ms) em clorita (Chl) anastomosada, que corta o feldspato potássico (Fk). C) Muscovita (Ms) alterando clorita pseudomorfica (Chl) de biotita, no limite da lamela e ocupando interstícios (flechas). .....Pág. 53.

**Figura 5.17:** Fotomicrografias de carbonatação e epidotização. A, B, C, D e E luz polarizada (LP). A) Fraturas paralelas intergranulares com 2µm de espessura, cortando fenocristal microclinizado peritítico, e vênula de quartzo recristalizado. Carbonato muito fino preenchendo as fraturas. B) Fratura intergranular e intragranular em microclínio hidrotermal, preenchida por calcita e quartzo. C) Epidoto (Ep) disseminado granular e tabular, alterando a clorita (Chl) hidrotermal, da borda para o centro (flecha). D) Vênula de epidoto intergranular, cortando plagioclásio

sericitizado. Notar crescimento do tipo pente, ou sintaxial, ortogonais as paredes das vênulas. E) Sistema de vênulas de epidoto com padrões conjugados amendoados, afetando microclínio, plagioclásio sericitizado, e clorita. F) Vênula de epidoto (Ep), alterando plagioclásio sericitizado (Plg), em quartzo recristalizado (Qtz). G) Sistema de vênulas de epidoto (Ep) e clorita (Chl). Notar ganchos sigmoidais conjugados, partindo da vênula principal (flechas). .....Pág. 55.

**Figura 6.1:** Classificação geoquímica utilizando os parâmetros  $R_1 \times R_2$  de De la Roche *et al.*, 1980) para o do Biotita Monzogranito Porfírico ( $R_1 = 4Si-11(Na+K) -2(Fe+Ti)$ ;  $R_2 = 6Ca+2Mg+Al$ ). .....Pág.60.

**Figura 6.2:** Diagrama álcalis total versus sílica (TAS) conforme Le Maitre (1989) para as amostras do BMP. .....Pág. 60.

**Figura 6.3:** Diagrama de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) para as amostras do BMP. .....Pág. 61.

**Figura 6.4:** Diagrama de R.A. ( $[(Al_2O_3+CaO) + (Na_2O+K_2O)] / [(Al_2O_3+CaO)-(Na_2O+K_2O)]$ ) x Sílica, para as amostras da BMP, conforme Wright (1969). .....Pág.62.

**Figura 6.5:** Diagrama do índice de alcalinidade modificado (MALI) de  $Na_2O+K_2O-CaO \times SiO_2$  de Frost *et al.* (2001) para as amostras do BMP. .....Pág. 62.

**Figura 6.6:** Diagrama de Frost. (2001), baseado na razão de enriquecimento de FeO e MgO ( $FeO/(FeO+MgO)$  versus  $SiO_2$ ). ...Pág.63.

**Figura 6.7:** Diagrama  $K_2O \times SiO_2$  de Le Maitre (1989) para classificação das rochas cálcico-alcalinas, nas amostras do BMP. .....Pág.64.

**Figura 6.8:** Diagramas de variação dos elementos maiores ou tipo Harker, tomando a sílica como índice de diferenciação, para amostras do BMP. .....Pág. 65.

**Figura 6.9:** Diagramas de variação dos elementos-traços ou tipo Harker tendo a sílica como índice de fracionamento, para amostras do BMP. .....Pág.66.

**Figura6.10:** Espectro de elementos terras raras de amostras representativas do BMP, normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989). .....Pág.67.

**Figura 6.11:** Diagrama de  $SiO_2 \times Eu/Eu^*$  ( $Eu^*=(Eu/0,069)/raiz [(Sm/0,181)x(Gd/0,249)]$ ); representa o valor correspondente ao Eu se

não houvesse a anomalia, para as amostras do BMP (Emmermann *et al.*, 1975). .....Pág.67.

**Figura 6.12:** Amostras do BMP em diagrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial, com fatores de normalização de Sun & McDonough (1989). .....Pág.68.

**Figura 6.13:** Disposição do granito BMP nos diagrama de Pearce *et al.* (1984) com a subdivisão dos campos dos granitos intra-placa (WPG), arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (SYN-COLG), cadeias oceânicas (ORG): A)Y x Nb; B)Yb x Ta; C) Nb+Y x Rb; D)Yb+Ta x Rb..... Pág.69.

**Figura 6.14:** Diagrama de ambiência tectônica proposto por Pearce *et al.*, (1996). .....Pág.70.

**Figura 6.15:** Diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987): 1000\* (Ga/Al) versus A) Nb; B) Y; C) K<sub>2</sub>O/MgO. Em todos os diagramas as amostras do BMP caem no campo de granitos tipo I e S. ....Pág.71.

**Figura 7.1:** Diagramas empíricos de alterações hidrotermais extraídos de Burnham & Ohmoto (1980); Beane & Titley (1981). ..... Pág. 88.

**Figura 7.2:** Diagramas empíricos da alteração hidrotermais sericitica extraídos de Burnham & Ohmoto (1980). .....Pág. 87.

**Figura 7.3:** Diagrama de fase para o sistema K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-KCl-HCl (para P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 1 kbar), do log (mKCl+K<sup>+</sup>)/(mHCl+H<sup>+</sup>) em função da temperatura, em que se observa a trajetória evolutiva e simplificada do sistema hidrotermal (seta em azul). Diagrama de Seedorff *et al.* (2005). ..... Pág.88.

**Figura 7.4:** Diagrama condições genéticas dos magmas graníticos dos tipos I e S e condições de formação dos depositos de Cu-Au pórfiro, Mo pórfiro, Sr pórfiro, W pórfiro, e depósitos hidrotermais de U (Ohmoto e Goldfaber, 1997). .....Pág.93.

## Lista de Tabelas

**Tabela 5.1:** Composição modal (%) das amostras do Biotita Monzogranito Porfirítico (A27, A11, A14, A15), Granito Rapakivi (A22, A24, A28), Dique Pegmatito-Aplito (A20) e Dique Félsico (A06). Pág. 31.

**Tabela 5.2:** Exemplos da composição da sericita analisada em MEV. ....Pág.47.

**Tabela 5.3:** Exemplos da composição química da muscovita radial (dados obtidos por MEV). ....Pág.54.

**Tabela 5.4:** Exemplos da composição química da calcita (dados obtidos por MEV). ....Pág.56.

**Tabela 5.5:** Exemplos da composição química da clorita (dados obtidos por MEV). ....Pág.56.

**Tabela 7.1:** Minerais presentes nas diversas fases hidrotermais, apresentadas em ordem cronológica relativa. A quantidade de "x" é proporcional a quantidade de cada mineral, onde: X – 1-15%, XX – 15-30, XXX-30-45%, XXXX- 45-60%. ....Pág.84.

## 1. Introdução

A região centro-sul do Cráton Amazônico, porção norte do estado do Mato Grosso, tem sido um importante produtor de ouro desde a década de 70, com produção de ouro com taxa de 60 a 80 t por ano entre 1975 a 1990 (Santos *et al.*, 2001), sendo que entre 1980-1989 a Província Juruena-Teles Pires tornou-se uma das principais regiões auríferas do país, com uma produção garimpeira estimada de 160 t (Paes de Barros, 2007).

Entre 1970 e 1990 o ouro foi extraído primeiramente de depósitos secundários como de aluviões e elúvios/colúvios, sendo após a sua exaustão que passaram a ser extraídas mineralizações primárias filoneanas (Mareton & Martins, 2005).

Trabalhos de pesquisa têm mostrado que uma grande parcela destes depósitos com mineralização filoneanas são de pequeno porte (<5t de ouro contido) em forma de veios, sistemas de veios ou disseminadas, e se localizam no setor leste da Província ao longo de um cinturão de direção NW chamado Perus-Trairão (Paes de Barros, 2007).

Uma parcela considerável dos depósitos desta região hospedam-se preferencialmente em granitos paleoproterozóicos do tipo I, sub-alcálicos a cálcio-alcálicos, metaluminosos a peraluminosos, de médio a alto potássio, variando em composição de tonalito-granodiorito a sienogranito, provenientes de fonte crustal e arqueana, e que possivelmente se alojaram em ambiente de arco (Paes de Barros, 2007).

Dessa forma, devido ao seu histórico na produção de ouro e a presença de muitos depósitos ao longo do cinturão de direção NW, acredita-se que a Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) ainda sustenta potencial exploratório significativo, particularmente para depósitos auríferos primários (Assis, 2008).

Neste contexto, segundo Moura (1998) o Maciço granítico Matupá, alvo de estudo desta pesquisa, está inserido na PAAF na porção centro-sul do Cráton Amazônico referida acima. A PAAF, por sua vez, localiza-se entre as Províncias Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga) (Tassinari & Macambira, 1999), interpretado como sendo um arco magmático com orientação noroeste que se agregou progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônica Central entre 2.05 e 1.88 Ga (Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2004).

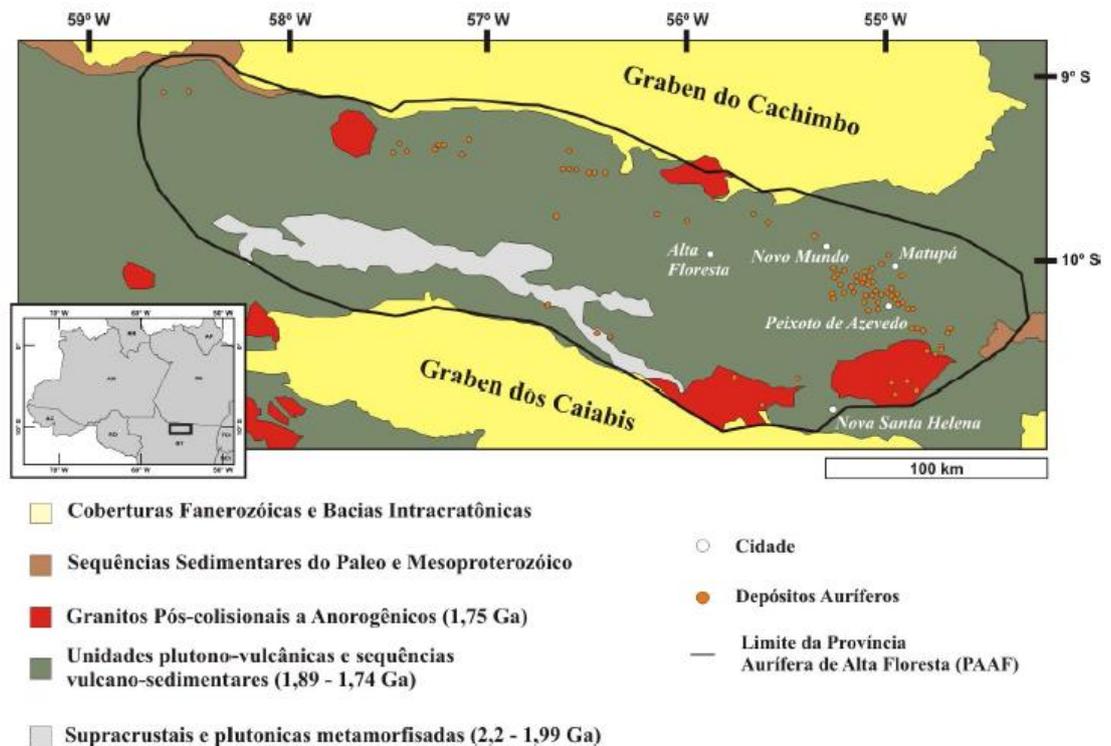
A região da Suíte Intrusiva Matupá foi alvo de estudo por vários pesquisadores como Moura (1998), Santos, 2000, Santos *et al.*, 2001, Souza *et al.*, 2005, Moura e Botelho (2002 e 2006), Paes de Barros, 2007, Silva & Abram, 2008. A região foi classificada como monzogranito não deformada e pouco fraturada, constituído por quatro litofácies descritas a seguir, com zonas bastante afetadas por processos hidrotermais, e hospedeiro do Depósito de ouro Serrinha, próximos ao município de Matupá (Figura 1.1). As regiões de mineralização e de alteração hidrotermal estão irregularmente distribuídas pelo Maciço e sem controle estrutural (Moura e Botelho, 2002).

Em termos de modelos genéticos, o Depósito Serrinha foi caracterizado em dois tipos distintos:

- Depósito relacionado a intrusivas félsicas (intrusion-related gold systems), de estilo disseminado (Santos *et al.*, 2001; Paes de Barros, 2007; Moura *et al.*, 2006);e
- Mineralizaçõe aurífera do tipo pórfiro disseminada em granitos cálcioalcalinos paleoproterozóicos (Moura 1998; Moura *et al.*, 2006).

Embora alguns modelos genéticos para os depósitos auríferos da região tenham sido propostos, é consenso por alguns autores de que as mineralizações estejam espacial e temporalmente relacionadas as fácies 1 e 2 da Suíte Matupá do tipo I, com idade  $1872 \pm 12$  Ma, de afinidade cálcio-alcalina, de médio potássio, magnésiana com composição

monzogranítica e atingida por alteração hidrotermal pervasiva (Moura 1998, Paes de Barros, 2007; Assis, 2008; Silva & Abram 2008).



**Figura 1.1:** Mapa geológico simplificado da região da Província Alta Floresta, e localização dos Depósitos Auríferos (Modificado de Paes de Barros 2007).

Devido aos poucos trabalhos regionais e locais que englobam a PAAF e o Maciço granítico Matupá (Moura 1998, Moura & Botelho 2002, Souza *et al.* 2005, Moura *et al.* 2006, Paes de Barros 2007 e Assis 2011), são encontradas algumas controvérsias em relação ao arcabouço geológico, estrutural e ambiente geotectônico da região (Assis, 2011).

## 2. Objetivo

A presente pesquisa tem como objetivo principal o reconhecimento da rocha hospedeira e dos tipos e padrões do sistema hidrotermal no furo do Deposito Serrinha (MAT-18), além da delimitação das zonas de alteração hidrotermal reconhecidas. Como objetivos específicos tem-se: (1) Classificação e Caracterização do granito hospedeiro; (2) Caracterização das feições de deformação dúctil; e (3) Distribuição das

zonas de alteração hidrotermais, suas paragêneses e distribuição do minério.

Para o estudo foi escolhido o furo de sondagem MAT-18, devido sua localização dentro da Suíte Intrusiva Matupá e características macroscópicas, como a presença de alteração hidrotermal e feições de deformação dúctil e rúptil, poderemos comparar os resultados obtidos com estudos anteriores realizados na mesma região do Maciço granítico Matupá. Desta forma, os resultados podem contribuir para aumentar o banco de dados das características genéticas da região e deixar mais robustos os modelos metalogenéticos e guias prospectivos.

### **3. Localização**

A área estudada no presente trabalho está localizado na região do Granito Matupá no Depósito Serrinha, nas proximidades do município de Matupá e com as coordenadas geográficas aproximadas de 0733205 E; 8865432 N.

### **4. Materiais e Métodos**

Para que os objetivos propostos fossem atendidos, foram realizados:

#### **3.1 Levantamento bibliográfico**

Foi realizado um levantamento bibliográfico do referencial teórico sobre as séries magmáticas, geoquímica de granitos, depósitos do tipo ouro pórfiro e tipo ouro proximal relacionado com intrusão; feições de deformação dúctil e relações com deformação subsolidus.

Foi também realizado a revisão da literatura sobre o Maciço granítico Matupá, com ênfase na caracterização petrográfica e geoquímica da rocha hospedeira, alterações hidrotermais e especialmente o depósito aurífero Serrinha.

#### **3.2 Estudo macroscópico do Perfil**

Descrição macroscópica com fotos e elaboração de perfil digital do testemunho MAT-18.

### **3.3 Preparação de amostras:**

Foi realizada uma seleção de amostras para confecção de lâminas delgada polida no Laboratório de Laminação da Unicamp; E uma seleção de amostras do BMP não hidrotermalizadas para o realização de análises químicas.

### **3.4 Petrografia**

Estudo petrográfico detalhado, com 24 lâminas delgadas polidas, no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Unicamp; neste estudo utilizou-se microscópio petrográfico convencional (JENA PHOL e ZEISS Axiophot) com luz transmitida e refletida.

### **3.5 Microscopio eletrônico de varredura**

Análise mineralógica para identificação de minerais primários e secundários no MEV (microscopio eletrônico de varredura), no Laboratório de Quantificação Mineral de Microscopia Eletrônica na Unicamp. O equipamento utilizado foi o Leo 430i, da Oxford, acoplado a detectores de elétrons retroespalhados e a um sistema de microanálises, que utiliza-se de um detector de dispersão de energia (energy-dispersive spectrum - EDS). O equipamento opera com uma voltagem de aceleração de 20 kV, distância focal de 19 mm, e corrente de fluxo de aproximadamente  $3,0 \times 10^{-9}$  A.

O objetivo foi determinar minerais não identificados em microscópio; mudanças de composição nos minerais de minério, bem como a morfologia destes.

### **3.6 Análises químicas**

Preparação de amostras e análise geoquímica de rocha total do granito menos alterado (hospedeiro da mineralização): Britagem e pulverização das amostras para obtenção de análises química de elementos maiores, menores e traços.

A análise química para elementos maiores foi feita no espectrômetro de Fluorescência de raios-x do Instituto de Geociências da Unicamp (Philips, PW 2404, Holanda). A determinação da perda ao fogo foi à 1000°C (%PF). Os resultados obtidos por esse método

apresentam erro de precisão de aproximadamente  $\pm 0,27\%$ . Os elementos analisados foram:

Rocha Total: elementos maiores na forma de óxidos ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$ , e  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ )

A análise química de elementos do grupo Terras Raras foi feita pela técnica de espectrometria de massa com indução por plasma (ICP-MS), cujo equipamento também está disponível no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da Unicamp. Os resultados obtidos por esta técnica apresentam erro de precisão que pode chegar a  $\pm 1,4$  ppm do valor coletado. Os elementos analisados foram: Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ni, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, e Se.

### 3.6.1 Elaboração de diagramas

Apartir dos resultados obtidos da geoquímica foram elaborados diagramas para a classificação do tipo de granito (e.g. TAS,  $R_1 \times R_2$ , de Shand, R.A.); o estudo das variações de elementos maiores e menores (diagramas tipo Harker); o estudo das variações de elementos terras raras (e.g. espectro de ETR normalizados ao condrito de Sun & McDonough, 1989); e classificação do ambiente tectônico (e.g. Pearce *et al.*, 1984).

### 3.7 Análise de Cobalto-nitrito

A análise de Cobalto-Nitrito, em algumas amostras para identificação do feldspato potássico. A escolha das amostras foi baseada em dois critérios: nas diferentes intensidades da alteração hidrotermal, sendo escolhido uma amostra de cada intensidade; e na dificuldade de identificação do feldspato potássico em seção delgada devido a alteração hidrotermal.

A análise levou como base o método desenvolvido por McMonigle (<http://www.marin.edu/~jim/geolprojects/>). Utilizou-se uma solução de Sódio-

Cobaltonitrito ( $\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6$ ) e água destilada em uma proporção de aproximadamente 20 gramas da solução concentrada de Sódio-Cobaltonitrito em 20% por 100ml de água destilada.

Primeiramente se utilizou uma solução super concentrada de ácido hidrofluorídrico (HF), onde as faces polidas das rochas foram mergulhadas por aproximadamente um minuto, com o objetivo de abrir suas estruturas internas. Então a rocha foi lavada em água corrente e a solução de Sódio cobaltonitrito foi “pingada” sobre a superfície antes mergulhada no ácido. A solução de Sódio cobaltonitrito permaneceu na amostra por 30 segundos e em seguida foi lavada em água corrente. A análise está completa, e os feldspatos alcalinos apresentaram uma coloração amarela. Após a análise, foi realizado uma avaliação visual da quantidade de feldspatos alcalinos contidos em cada amostra.

### **3.8 Interpretação dos dados**

A interpretação dos dados foi feito a partir da combinação de estudos petrográficos, geoquímicos e de MEV nos litotipos hospedeiros da mineralização, rochas de alteração hidrotermal e minério.

## 5. Referencial teórico

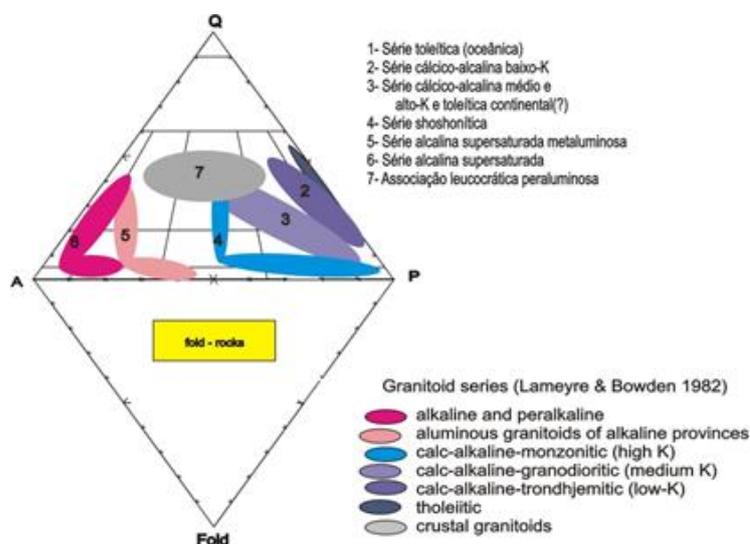
### 4.1 Séries Magmáticas

Rochas graníticas foram definidas pela IUGS (2002) como sendo rochas plutônicas compostas essencialmente por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio sódico em quantidades variáveis geralmente com biotita e/ou hornblenda. São as principais constituintes da crosta terrestre, assim frequentemente são os únicos testemunhos de eventos geológicos. As fusões graníticas podem ter origem no manto ou na crosta terrestre.

As variações de rochas ígneas derivadas de magmas parentais composicionalmente semelhantes podem ser agrupadas conforme suas características composicionais, químicas e mineralógicas em comum. Isso é possível mesmo que seu processo de diferenciação inclua assimilação ou mistura com materiais externos, ou ainda reação dos magmas básicos com rochas metamórficas. Os principais grupos assim identificados são denominados de séries ígneas ou magmáticas (Lameyre & Bowden, 1980).

Séries magmáticas são manifestações vulcano-plutônicas que ocorrem no espaço (tem distribuição mundial) e no tempo (existência de séries magmáticas idênticas com diferentes idades geológicas) com características mineralógicas, químicas e tendências evolutivas bem definidas (Wernick, 2004). As principais séries magmáticas foram definidas por Irvine & Baragar (1971) para Série de rochas vulcânicas e Lameyre & Bowen (1982) para Série de granitóides. As séries magmáticas podem ser subalcalinas e alcalinas. As subalcalinas são a komatiítica, toleítica, e cálcio – alcalina. A série alcalina pode ser dividida em alcalina subsaturada em sílica, e as séries alcalinas saturadas em sílica alcalina potássica (shoshonítica), alcalina sódica, e alcalina ultrapotássica (Wernick, 2004).

Lameyre & Bowen (1982), utilizando uma grande quantidade de análises modais de rochas graníticas disponíveis na literatura definiram, no diagrama QFAP de Streckeisen (1978), várias associações ou séries magmáticas com seus respectivos trends, mostradas na Figura 4.1. A principal vantagem desta classificação é a de fundamentar-se na composição mineralógica da rocha. Foram definidos sete domínios ocupados pelas séries magmáticas com características próprias, típicas de diferentes ambientes geotectônicos.



**Figura 4.1:** Principais séries magmáticas e produtos de fusão crusta lançados no diagrama QAP, nomes com números de 1 a 7 são modificados a partir da sugestão de Lameyre & Bowden (1982).

- **Granitóides Toleíticos** (ou “Trondhjemitos”, de Barker, 1979).

São granitos desprovidos de K-feldspato e com composições correspondentes ao eutético Qz-Ab. Esta série apresenta trend que acompanha aproximadamente o lado P-Q do diagrama QAP de Streckeisen (1975), caracterizando-se, desta forma, pelo trend petrográfico geral gabro-diorito-tonalito (Lameyre & Bowden, 1982).

As séries toleíticas são típicas de assoalhos e cadeias meso-oceânicas, ou de ambientes anorogênicos intraplaca continentais. As

séries toleíticas continentais são ricas em sílica e álcalis, podendo evoluir para rochas graníticas semelhantes aos granitóides cálcio-alcálicos baixo-K (Wilson, 1989; Laweyre & Bowden, 1982).

- **Séries de Granitóides Cálcio-Alcálicos:**

Compreendem 3 séries que integram variedades composicionais que vão desde termos básicos até ácidos, ou seja, vão de ricos em plagioclásio há série normal de composição monzonítica. Os seguintes trends gerais foram definidos por Le Maitre (1989; Figura 4.2):

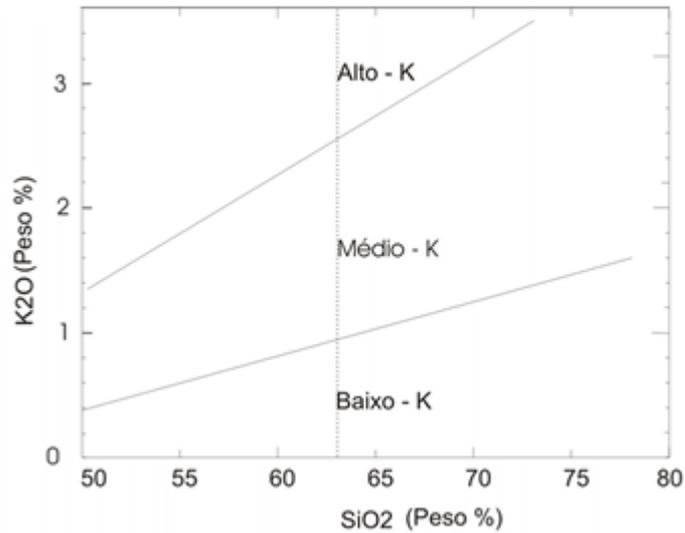
- Uma série cálcio-alcálica trondhjemítica (ou de baixo teor de K) que é definida pela associação gabro-diorito-trondhjemito-granodiorito: Suas características se devem a cristalização fracionada inicial de hornblenda, então biotita e plagioclásio (Arth *et al.*, 1978).

- Uma série cálcio-alcálica granodiorítica (médio K) que é caracterizada pelo trend geral gabro-monzogabro-monzogranito-granodiorito-granito;

- Uma série cálcio-alcálica monzonítica (ou alto K) caracterizada pelo trend geral monzodiorito-monzonito-granito: caracterizada pela alta concentração de Alcálicos, principalmente potássio (Barriere, 1977).

A variação nas proporções de K feldspatos e plagioclase da série "trondhjemítica cálcio-alcálica" para a série "monzonítica cálcio-alcálica" complementam a variação conhecida na evolução de lavas cálcio-alcálicas em arcos de ilhas e margens continentais activas (Laweyre & Bowden, 1982).

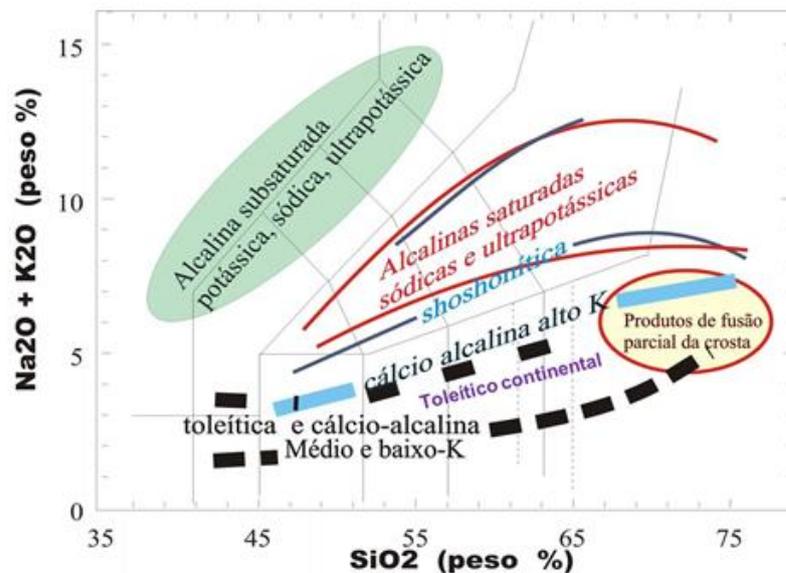
Essas séries caracterizam o magmatismo de arco magmático, e a evolução do mesmo, refletida no aumento do conteúdo de K. São também descritas, no que se refere aos termos graníticos, em ambientes pós-colisionais (Harris *et al.* 1986, Liégeois 1998, Bitencourt & Nardi 2000).



**Figura 4.2:** Diagrama sugerido pela IUGS (Le Maitre 1989) para discriminação das séries subalcalinas com base na sugestão de Peccerillo & Taylor (1978) que se limitava à rochas cálcio-alcalinas com até 63% de SiO<sub>2</sub> (linhas pontilhadas).

- **Séries Alcalinas**

Esta série está associada com syenitos alcalinos, syenitos, monzonitos e gabros (Laweyre & Bowden, 1982). Elas se dividem em distintas séries acima e abaixo da linha de saturação em sílica, como apresentado na Figura 4.3:



**Figura 4.3:** Diagrama TAS de Middlemost (1994).

- **Séries Alcalinas subsaturada em Sílica**

Os granitos desta série são em geral peralcalinas (Nardi 1991), sendo caracterizada pela presença modal e normativa dos feldspatóide, com a consequente ausência de quartzo. Podem ser classificadas como potássicas (ou ultrapotássicas) ou sódicas de acordo com diferentes critérios (Peccerillo, 1992).

- **Séries Alcalinas saturadas em sílica:**

Os granitos desta série são em geral metaluminosos (Nardi 1991) ocorrendo com grande abundância principalmente em ambientes pós-colisionais, anorogênicos ou em arco continental maturo. E podem ser classificadas em sódicas ou potássica. Assim, esta série, é desmembradas em duas séries:

**Série alcalina sódica-** caracterizada pelo trend litológico dado por sienito-quartzo sienito-álcali granito.

**Série alcalina potássica-** caracterizada com um trend geral monzonito-quartzo sienito-granito.

- **Série de Granitos Crustais:**

Correspondem a granitos crustais de anatexia gerados pela fusão de metassedimentos, e mostram-se enriquecidos em mobilizados silicosos (granitos altamente diferenciados através da fusão seletiva) e com tipos petrográficos tais como leucograníticos ou alaskíticos associados a migmatitos (Lameyre & Bowen, 1982).

Esta série de granitos superpõe-se parcialmente às frações mais diferenciadas das demais séries anteriormente descritas. Primeiramente foram distinguidos dois grupos de granitos em 1874 por Michel-Levy, e mais tarde essa distinção foi melhor desenvolvida por Didier & Lameyre (1969). O primeiro grupo se trata dos monzogranitos e granodioritos, e o segundo grupo é caracterizado pela ausência de enclaves ígneos básicos, mas com abundância de xenólitos metasedimentares, com presença de minerais aluminosos (Laweyre & Bowden, 1982). São rochas denominadas genericamente de "leucogranitos peraluminosos" ou

granitoides crustais (Lameyre & Bowen, 1982). Essas associações ocorrem principalmente em ambientes colisionais, pós-colisionais ou de arco magmático evoluídos (Pla Cid & Nardi, 2005).

#### **4.2 Modelos Genéticos – Sistemas do tipo Pórfiro vs. Sistemas IRGS**

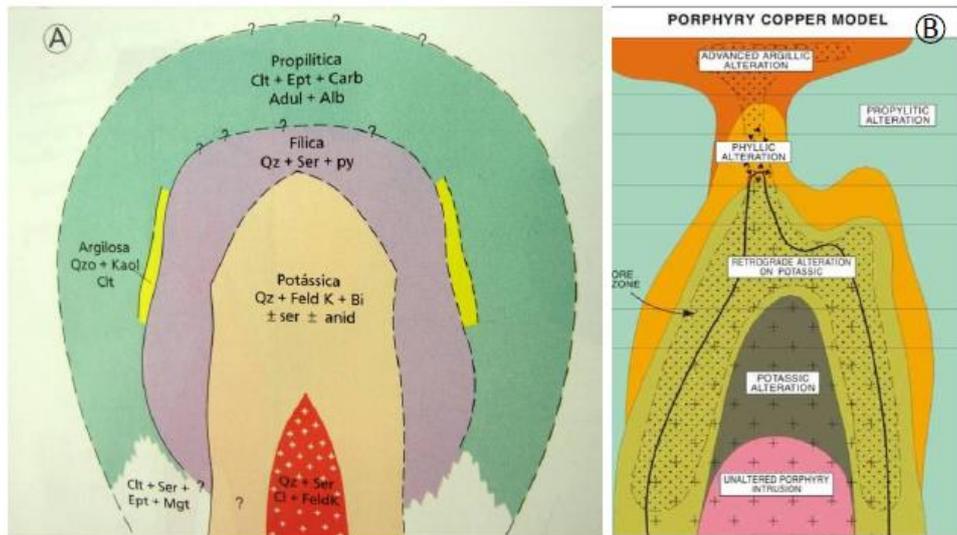
O depósito de ouro Serrinha, localizado no Granito Matupá, assemelha-se a um depósito tipo ouro pórfiro (Moura & Botelho, 2002) ou tipo ouro proximal relacionado com intrusão (Intrusion-Related Gold Deposit- IRGD; Moura et al, 2006). Desta forma é necessário a definição e a diferenciação entre eles.

Depósitos minerais do tipo pórfiro compreendem uma grande variedade de tipos que podem ser caracterizados em termos de seu ambiente geotectônico, conteúdo metalífero, natureza das rochas associadas e padrões de alteração hidrotermal (Pirajno, 1992). Tipicamente as mineralizações do tipo pórfiro se formam em limites convergentes de placas tectônicas, onde se desenvolvem os arcos magmáticos, ou relacionados a rifts (Pirajno, 1992). Os depósitos são formados acima das zonas de subdução nas margens continentais convergentes, em ambientes crustais rasos (~1 a 6 km de profundidade) e em arcos de ilha intra-oceânica. Tipicamente se associam a rochas ou sequências cálcio-alcalinas, mas também podem ocorrer em ambiente de rift em retro-arcos, associados a granitos alcalinos do tipo A (Pirajno, 1992).

Geralmente depósitos tipo pórfiro podem apresentar 3 tipos distintos de mineralização: sulfetados em veios e vênulas que constituem zonas de stockwork que ocupam áreas de dezenas de Km<sup>2</sup>; em determinadas zonas de alteração hidrotermal, usualmente a potássica; e diretamente relacionadas com a intrusão (Pirajno, 1992).

A alteração hidrotermal no sistema pórfiro afeta grandes volumes de rocha do próprio plúton e da encaixante, em geometria elipsoidal concêntrica em superfícies, com halos de alteração hidrotermal, com a

potássica (primeira fase, mais ao centro), seguida da propilítica (com o halo externo, mais distal), e sericítica (em estágio tardio) (Figura 4.4; Lowell e Guilbert, 1970). Os fluidos endógenos que circulam pelas zonas fraturadas podem ser misturados com água meteórica, devido a instalação de células de convecção (Pirajno, 1992).



**Figura 4.4:** A) Modelo de distribuição das zonas de alteração hidrotermal em depósitos do tipo pórfiro (modelo Lowell-Guilbert), segundo Guilbert & Park (1986); B) Zonas de alteração hidrotermal em depósitos de cobre do tipo pórfiro, mostrando a associação das zonas mineralizadas com zonas de alteração retrógradas sericíticas.

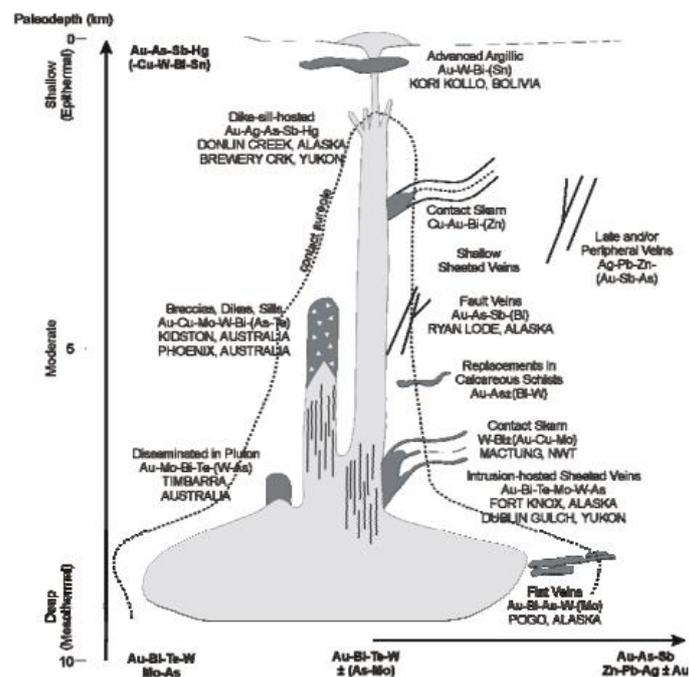
O segundo modelo considerado é o tipo depósitos associados a sistemas intrusivos ou Intrusion-Related Gold Systems (IRGS). IRGS possuem sua origem temporal e espacial associada às porções mais internas de extensas províncias magmáticas, no entanto, distais do intenso magmatismo típico das margens continentais ativas (Hart, 2007), o que as difere dos depósitos tipo pórfiro que ocorrem em limites convergentes de placas tectônicas como descrito acima. Mineralizações auríferas no modelo IRGS normalmente ocorrem hospedadas em rochas de composição granítica – monzonítica – granodiorítica, de natureza metaluminosa a localmente peraluminosa que refletem um magmatismo cálcio-alcálico (Hart, 2007).

Nos IRGS a alteração hidrotermal respeita uma zonação como nos depósitos tipo pórfiros, porém se diferem destes por ser representada pelas alterações sódica (com albita) e potássica (com feldspato alcalino)

geralmente precoces, seguidas de alteração do tipo greisen (muscovita grossa) e silicificação. Além disso o padrão destas alterações e a mineralização está usualmente associado à fraturas (fracture-controlled alteration) com estreitos halos metassomáticos (Thompson *et al.*, 1999), o que vem a refletir em um menor fluxo de fluido (Figura 4.5; Thompson *et al.*, 1999).

A mineralização no IRGS frequentemente apresenta pirita + pirrotita ± calcopirita (alta temperatura) e Au + pirita + arsenopirita ± esfalerita ± galena (baixa temperatura), com assinaturas geoquímicas que variam de Au+Bi±Te±As±Mo±W a Au+As+Sb±Hg (Hart, 2007). Enquanto que para os depósitos tipo pórfiro, essa assinatura geoquímicas da mineralização de Au+Bi+Te+As não é típica (Pirajno, 1992).

Assim apartir destas diferenças espera-se conseguir distinguir o modelo genético do depósito estudado na atual pesquisa.



**Figura 4.5:** Esquema do modelo para IRGS, mostrando zonação lateral e vertical em diferentes estilos de mineralização (Lang et al, 2000).

## 4.3 Geologia Regional

### 4.3.1 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico corresponde a um segmento crustal estabilizado por volta de 1,0 Ga e limitado pelas Faixas Móveis Neoproterozóicas de Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá no Brasil Central, e Tocantins no norte do país (Tassinari & Macambira, 1999). Amaral (1974) subdividiu o Cratón Amazônico em três províncias: Oriental, Central e Ocidental. Almeida *et al.* (1977) propuseram a existência de duas províncias estruturais nos limites do Cratón Amazônico, a província Rio Branco, ao norte da bacia e pertencente ao Escudo das Guianas, e a província Tapajós ao sul, parte do Escudo Brasil Central.

A evolução deste segmento crustal é ainda bastante controversa (Cordani & Brito Never, 1982). A atuação ou não dos mecanismos da tectônica de placas durante o Proterozóico, e conseqüentemente da existência ou não dos processos de acreção no Cráton Amazônico durante ainda são tema de debate (Cordani & Brito Never, 1982).

Dois modelos relacionados com a evolução geotectônica deste Cratón tem sido apresentados, um modelo fixista de retrabalhamento de uma crosta antiga e um modelo mobilista com eventos de acreção crustal. Porém os dois modelos propostos têm um ponto em comum, onde ambos aceitam a existência de um núcleo de idade predominantemente Arqueana, não afetada por eventos posteriores (Macambira *et al.* 1990), denominado de Província Amazonas Central (Cordani e Brito Neves 1982; Teixeira *et al.* 1989).

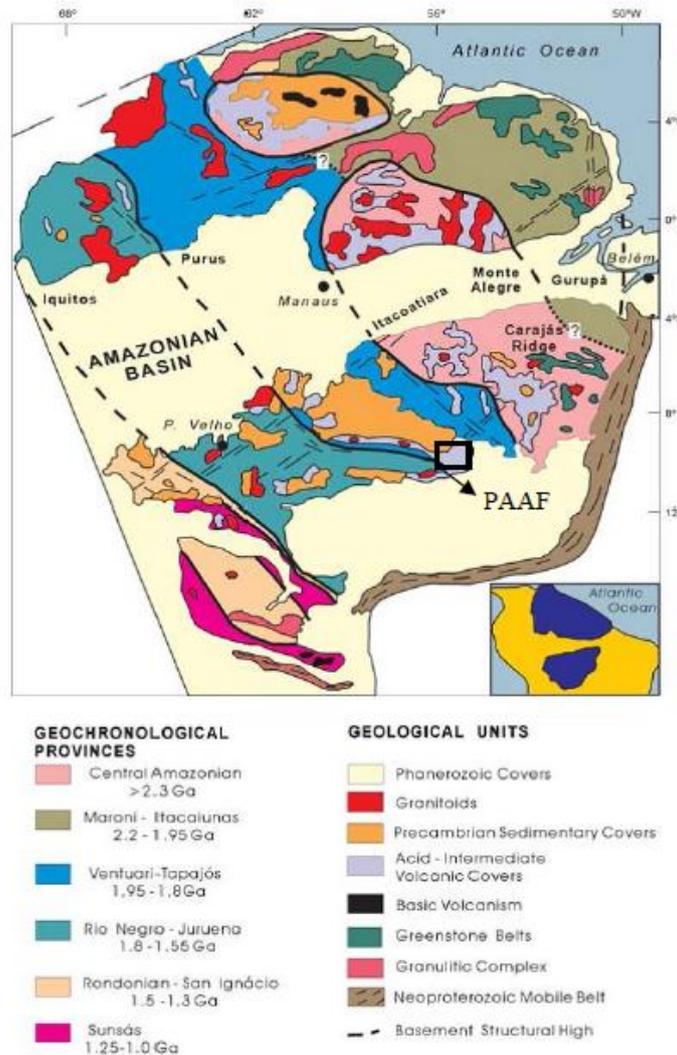
O modelo fixista de Gibbs & Barron (1983) se baseia na ausência de episódios compressivos e orogênicos e considera apenas manifestações tectônicas distensivas com reativações plataformais e conseqüente fraturamento, vulcanismo e granitogênese anorogênica.

Assim para este modelo, o Cráton Amazônico conforma um conjunto de massas continentais, aglutinadas no Arqueano ou Paleo-proterozóico.

A hipótese mobilista, atualmente mais aceita, propõe processos de subducção com geração de sucessivos arcos magmáticos e consequente formação de material juvenil, além de processos de retrabalhamento crustal subordinados durante o Arqueano, Paleo e Mesoproterozóico (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari & Macambira 1999).

Devido a estas hipóteses controversas de evolução, diversas compartimentações geotectônica foram propostas. Segundo Tassinari & Macambira (1999), adepto ao modelo mobilista, o Cráton está dividido em seis províncias baseadas em dados geocronológicos, trends estruturais, litotipos e evidências geofísica (Figura 4.6): Amazônia Central, com idade > 2.3 Ga, núcleo Arqueano consistindo de terrenos granito-greenstones e terrenos granito-gnáissicos que não foram afetadas pela Orogênese Transamazônica em 2,2 – 1,9 Ga; Maroni-Itacaiúnas, com idade entre 2.2 – 1.95 Ga, cinturão móvel Transamazônico terrenos granito-greenstones; Ventuari-Tapajós, com idade entre 1.8 – 1.55 Ga, terreno granito-gnáissico de composição predominante quartzo-diorítica a granodiorítica; Rio Negro-Juruena, com idade entre 1.8 – 1.55 Ga, constituído principalmente por granitos anorogênicos de composição granítica a granodiorítica, com texturas gnáissicas; Rondoniana-San Ignacio, com idades entre 1.5 – 1.3 Ga, cinturão móvel de caráter ensialico; Sunsás, com idades entre 1.25 – 1.0 Ga, cinturão desenvolvido durante a orogenia Sunsás.

Ainda dentro do modelo evolutivo mobilista, Santos *et al.* (2000; 2001), propuseram uma compartimentação diferente para o Cráton Amazônico em sete províncias geológicas denominadas: Carajás – Imataca (3.1 – 2.53 Ga), Transamazônica (2.25 – 2.0 Ga), Tapajós – Parima (2.1 – 1.87 Ga), Rio Negro (1.86 – 1.52 Ga), Rondônia – Juruena (1.75 – 1.47 Ga), Sunsás (1.33 – 0.99 Ga) e K'Mudku (1.20 Ga).



**Figura 4.6:** Distribuição das províncias geocronológicas segundo Tassinari & Macambira (1999).

#### 4.3.2 Províncias geocronológicas – geológicas

A área de estudo se enquadra, dentro do modelo de Tassinari & Macambira (1999) adotado neste trabalho, nos limites das províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga). Em termos gerais, essas províncias representam vastas regiões de crosta continental juvenil, formadas a partir de rochas derivadas do manto, acrescidas por meio de sucessivos arcos magmáticos, provavelmente gerados por subducção de litosfera oceânica sob a Província Amazônia Central. Esta última é representada pelas rochas continentais mais antigas do cráton e que não foram afetadas pela Orogênese Transamazônica em 2,2-1,9 Ga.

### 4.3.3 Província Aurífera Alta Floresta (PAAF)

No contexto do centro-sul do Cráton Amazônico encontram-se as regiões auríferas do norte do Estado de Mato Grosso, que vêm recebendo denominações geológicas diversas, como Província Aurífera Alta Floresta (PAAF, Silva & Abram 2008), utilizada neste trabalho, Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Moura & Botelho, 2002) ou Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005).

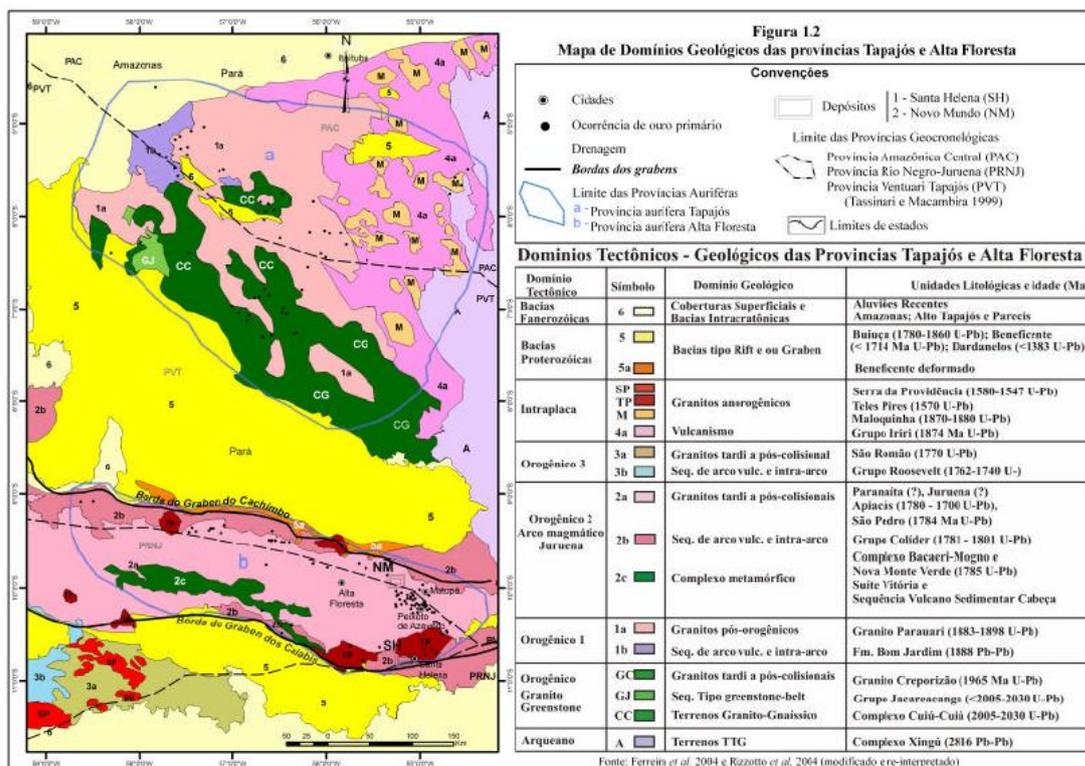
A mapa abaixo elaborado por Paes de Barros (2007) mostra o nível atual do entendimento sobre a divisão das principais assembleias graníticas e vulcânicas das províncias auríferas Tapajós (PAT) e Alta Floresta (PAAF), considerando-se os diversos autores supracitados (Figura 4.7).

Dentro deste contexto, a PAAF configura-se em uma área alongada na direção W-NW limitada a norte pelo gráben do Cachimbo separando-a da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo Gráben dos Caiabis e pela Chapada dos Dardanelos (Paes de Barros, 2007).

O embasamento da província, o Complexo Cuiú-Cuiú e Bacaeri-Mogno, (Pessoa *et al.*, 1977; Moreton & Martins, 2005), é caracterizado por granitoides de composição granítica a monzogranítica, gnaisses graníticos a tonalíticos, além de xistos, rochas máficas e ultramáficas, BIFs e migmatitos (Dardenne & Schobbenhaus, 2001). Porém, o embasamento ainda é pouco conhecido devido à escassez de afloramentos, as imprecisões dos limites com a Província Amazônica Central (PAC) e a carência de dados geocronológicos e isotópicos (Paes de Barros, 2007). Estes dois Complexos não são caracterizados na PAAF.

Na porção leste desta Província, região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo, Souza *et al.* e Moreton & Martins (2005) estabelecem uma compartimentação dessa porção em cinco unidades plutônicas-vulcânicas do Paleoproterozóico e uma unidade sedimentar clástica de idade Mesoproterozóica denominada Grupo Caiabis. As unidades plutônicas-vulcânicas são representadas pelo Granito Nhandu (1889-

1879 Ma), Suíte Intrusiva Matupá (1872 Ma), Suíte Flor da Serra (idade indeterminada), Suíte Colíder (1786-1781 Ma) e Suíte Intrusiva Teles Pires (1757 Ma) (Souza et al, 2005; Moreton & Martins, 2005).



**Figura 4.7** : Mapa de Domínios Geológicos das províncias Tapajós e Alta Floresta (Paes de Barros, 2007).

#### 4.3.4 Arcabouço Geológico da PAAF

A PAAF possui uma complexa variação litológica, que em partes foi afetada por zonas de cisalhamento transcorrentes, formando extensas faixas milonitizadas. Os litotipos são representados por coberturas fanerozoicas, seqüências sedimentares do Paleo ao Mesoproterozóico, granitos anorogênicos e pós-colisionais de 1,75 Ga, unidades plutono-vulcânicas e seqüências vulcano-sedimentares de 1,96 até 1,74 Ga (Miguel Jr, 2011). A única unidade geológica relevante para este trabalho é a Suíte Intrusiva Matupá, descrita a seguir.

#### 4.3.5 Suíte Intrusiva Matupá

O Batólito Matupá foi definido como um corpo granítico com aproximadamente 280 Km<sup>2</sup> no extremo Sul do Domínio Ventuari-Tapajós, aflorante a sul da cidade de mesmo nome, definido pela primeira vez por Moura (1998). Moreton & Martins (2005) baseados em dados de campo e petrográficos, definiram a Suíte Intrusiva Matupá, que engloba o Batólito Matupá e diversas outras fácies graníticas. A Suíte foi dividida posteriormente por Souza *et al.* (2005) em quatro litofácies: biotita granito e biotita monzogranito porfirítico (fácies 1); hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito (fácies 2); clinopiroxênio-hornblenda monzogranito (fácies 3); e granito, biotita granito e monzogranito rapakivi com microgranito e granófiros subordinados, a fácies de maior distribuição geográfica (fácies 4).

O Maciço Matupá é cortada por diques félsicos, de composição riolítica, cogenéticos ao magmatismo granítico, e por diques máficos, com assinatura geoquímica de basaltos toleíticos continentais (Moura & Botelho, 2002), aflorando em blocos indeformados e pouco fraturados. As fácies 2, 3 e 4 são intrudidas pelos Granitos Teles Pires e por rochas da Suíte Intrusiva Flor da Serra, além de serem cobertas por vulcânicas representativas da unidade Colíder (Souza *et al.*, 2005).

As fácies 1 e 2 hospedam o Depósito de ouro Serrinha (Moura & Botelho, 2006) com idade  $1872 \pm 12$  Ma obtida na fácies 1 por Pb-Pb em zircão além de idade modelo (TDM), variando entre 2,34- 2,47 Ga (Moura, 1998). Souza *et al.* (2005) reportam idade modelo TDM de 2,34 Ga, com  $\epsilon\text{Nd}(t)$  positivo (+3,09), além de idade modelo TDM de 2,15 Ga com  $\epsilon\text{Nd}(t)$  de -0,98.

Localizado na parte central da Suíte Matupá, o depósito se estende por 15 km<sup>2</sup> com minério disseminado relacionado às regiões em que o monzogranito foi afetado por alteração hidrotermal pervasiva (Moura,

1998; Moura & Botelho, 2006). As regiões de mineralização e de alteração hidrotermal são irregularmente distribuídas pelo Maciço e não apresentam controle estrutural (Moura e Botelho, 2002). Porém Souza *et al.* (2005) descreve as estruturas como deformações predominantemente rúpteis e localmente dúcteis, com zonas de fraturas que auxiliam a percolação de fluidos hidrotermais, gerando bandas de cisalhamento em escala centimétrica a métrica, com litotipos deformados ricos em sericita.

Segundo Souza *et al.* (2005) esta suíte é correlacionável à Suíte Intrusiva Parauari, da região do Tapajós, interpretada por Vasques *et al.* (2002) como resultante de um evento magmático cálcio-alcálico, pós-orogênico. Moura (1998) através de estudos petroquímicos, mostra resultados semelhantes, um ambiente tectônico de formação de arco-vulcânico pós-colisional, com magma-fonte de natureza cálcio-alcálica, metaluminosa a peraluminosa, com ETR fortemente fracionados e anomalia negativa de Eu.

#### **4.3.6 O Depósito de ouro Serrinha**

O Depósito Serrinha, inserido na fácies 1 da Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ±12 Ma; Moura, 1998) no setor leste da PAAF, contém as zonas mineralizadas hospedadas em monzogranito cálcio-alcálico do tipo I, relacionadas à intensas alterações hidrotermais, representadas por alteração potássica, sódica, cloritica, sericítica, carbonática, além de alteração propilítica mais tardia e regional, sendo que todas as alterações variam de intensidade dependendo da região (Moura *et al.*, 2006).

De acordo com Moura e Botelho (2002), o minério aurífero é associado a pirita, com concentrações subordinadas de calcopirita, esfalerita, pirrotita, cubanita e galena, que ocorrem principalmente como inclusões globulares na pirita. O Au nativo ocorre como inclusões na pirita ou então preenchendo fraturas na mesma (Moura, 1998).

Segundo Moura *et al.*, (2006), analisando inclusões fluidas em quartzo dois tipos de fluidos são encontrados nas zonas mineralizadas do depósito: (i) fluidos pertencentes ao sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl de alta salinidade (45-57% eq. NaCl) e com temperaturas de homogenização entre 375 e 480°C e; (ii) fluidos ricos em H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub>- (CH<sub>4</sub>) de baixa salinidade (2-11,89% eq. NaCl) com temperaturas de homogenização entre 220-360°C. Com base neste estudo de inclusões fluidas e de isótopos de H, O e S, os mesmos autores sugerem que os fluidos mineralizantes do Depósito Serrinha provavelmente resultaram de um processo de imiscibilidade gerando uma fase salina precoce e outra rica em CO<sub>2</sub>, ambas derivadas da cristalização do Granito Matupá. A variação na salinidade e temperaturas de homogeneização total das inclusões fluidas provenientes da porção mineralizada do depósito ainda sugerem aporte de água meteórica ao sistema após o possível evento de imiscibilidade, o que teria promovido o resfriamento do sistema com consequente precipitação do minério (Moura *et al.*, 2006).

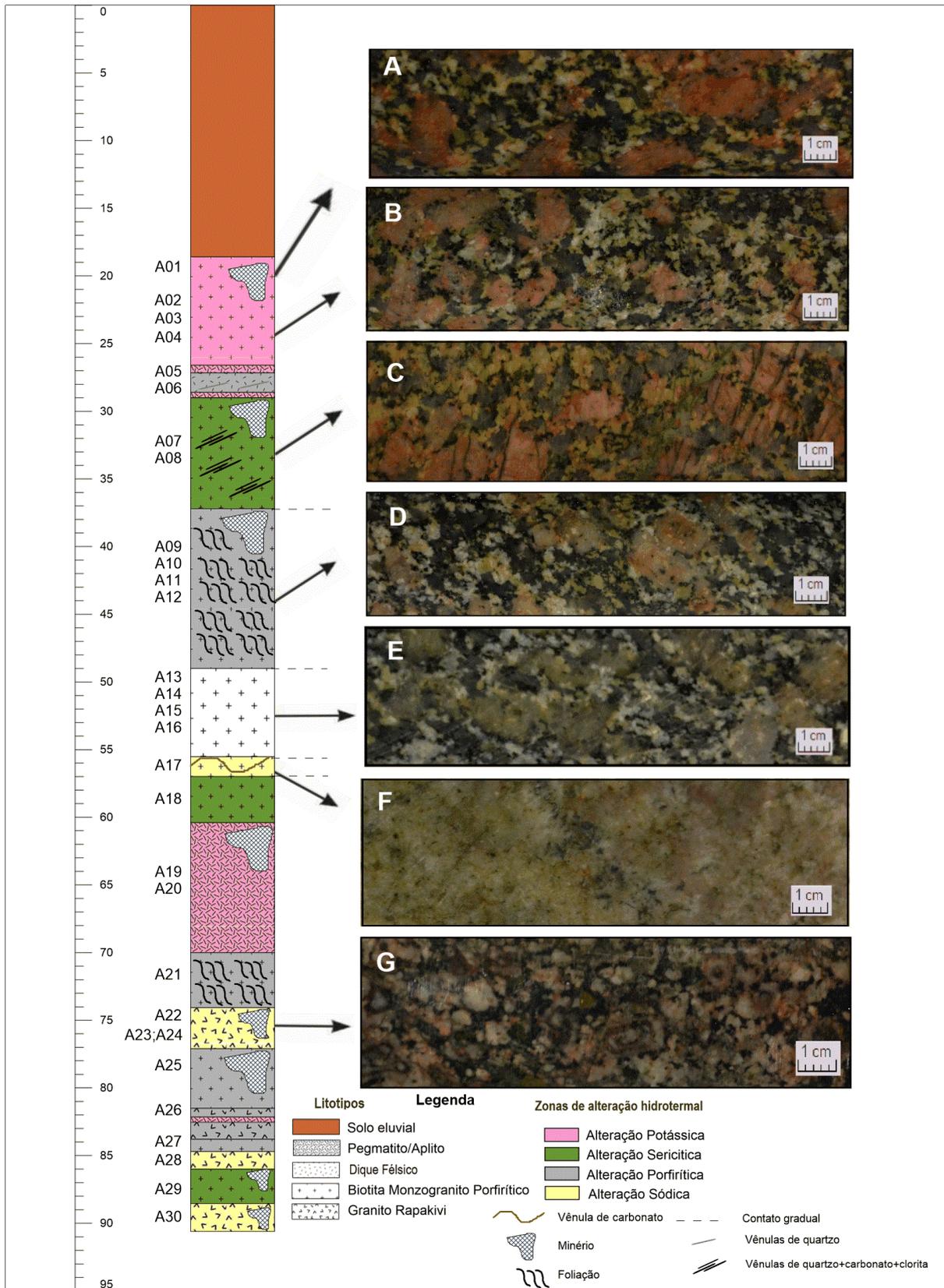
No que se referem a modelos genéticos, o depósito Serrinha, no contexto do setor leste da PAAF, têm sido comparado principalmente às classes de depósitos do tipo ouro pórfiro (i.e. porphyry gold; Moura *et al.* 2006; Assis, 2011), ou ouro associado a sistemas intrusivos (Intrusion-Related Gold Systems – IRGS; Thompson *et al.*, 1999; Santos *et al.* 2001; Hart, 2007; Paes de Barros 2007; Silva & Abram 2008), caracterizado por um depósito do tipo disseminado em rochas graníticas (Paes de Barros, 2007, Moura *et al.*, 2006).



## **6. Geologia Local**

Inserido na região do Granito Matupá, Depósito Serrinha, nas proximidades do município de Matupá, foram identificados por descrição macroscópica e petrográfica, dois granitos, um dique félsico, e uma unidade pegmatítica-aplítica. Esse capítulo destina-se a caracterização dessas unidades, tendo como base o perfil geológico Mat-18 da Figura 5.1, descrito a seguir na petrografia.

# Perfil MAT-18



**Figura 5.1:** Perfil do furo de sondagem MAT-18 na região de Matupá. A-G Fotografias das amostras macroscópicas do testemunho de sondagem. A) Amostra do BMP com alteração hidrotermal em intensidade média, predominantemente zona potássica. Alterações observadas: potássica (fenocristais avermelhados), sericítica (matriz com plagioclásio esverdeado) e quartzo leitoso e propilítica (minerais máficos pretos na matriz). B) Amostra do BMP com alteração hidrotermal fraca, predominantemente zona potássica. Alterações observadas: potássica (fenocristais fracamente avermelhados). C) Amostra do BMP com alteração hidrotermal intensa, preferencialmente zona sericítica. Alterações e deformações observadas: potássica ( fenocristais vermelhos fraturados, fraturas com padrão oblíquo ao alongamento do grão preenchidas por epidoto±clorita), sericítica (matriz verde e quartzo leitoso), propilítica (minerais máficos pretos na matriz), epidotização fissural (vênulas de epidoto truncando toda a rocha). D) Amostra do BMP fracamente hidrotermalizado, predominantemente zona propilítica. Foliação (oblíqua ao testemunho) determinada pelos fenocristais. E) BMP preservado. F) Amostra do BMP com alteração hidrotermal intensa, principalmente zona sódica. Alterações hidrotermais observadas: sódica (matriz branca acinzentada), sericítica (tonalidade fracamente esverdeada na matriz), propilítica (minerais máficos). G) Amostra do Granito Rapakivi fortemente hidrotermalizado e deformado, principalmente zona sódica. Alterações observadas- potássica (tonalidade avermelhada), sódica (tonalidade esbranquiçada ), alteração propilítica ( minerais máficos).

## 5.1 Petrográfia do Granito Matupá

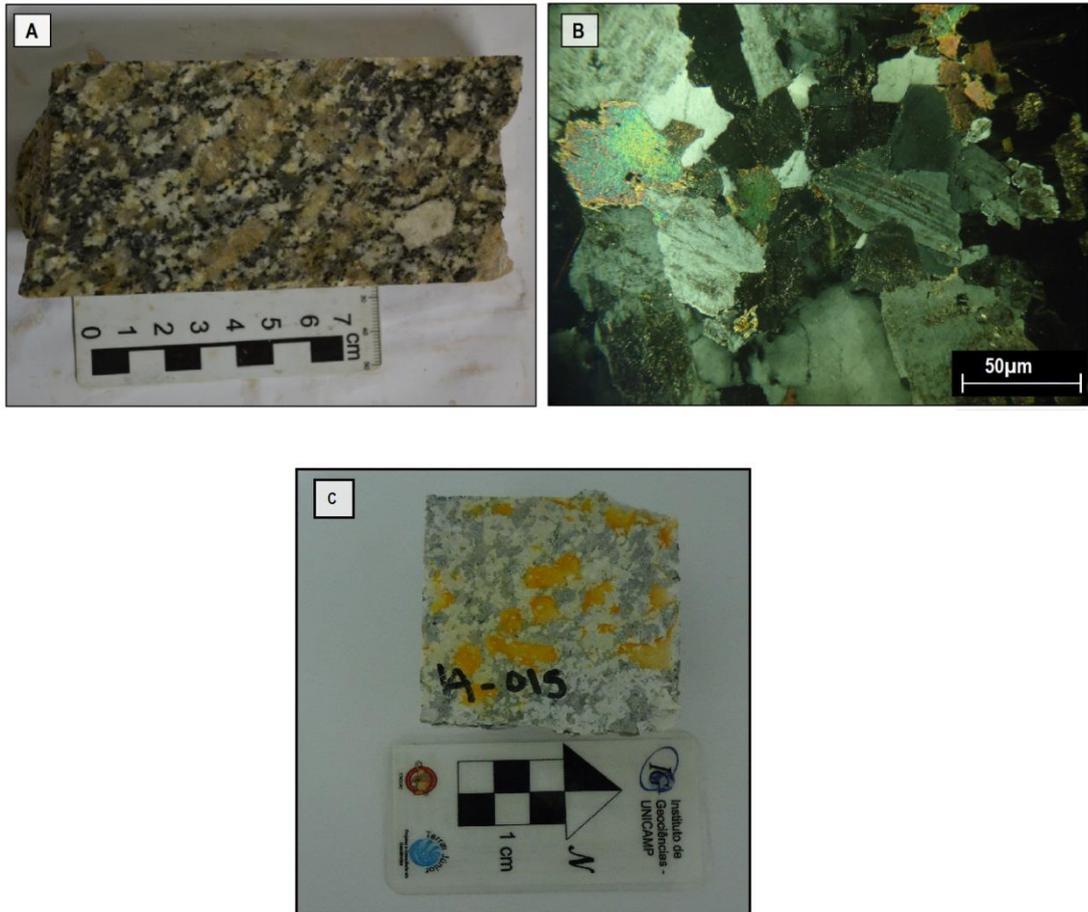
### 5.1.1 Biotita Monzogranito Porfírico

O Biotita monzogranito porfírico (BMP) compreende o litotipo de maior ocorrência na região estudada, possuindo algumas intrusões de Diques pegmatíticos-aplíticos de composição tonalíticos.

O BMP é caracterizado por uma rocha pouco deformada e pouco fraturada de tonalidade acinzentada, com textura porfírica de feldspatos potássicos brancos e matriz inequigranular fina à média (Figura 5.2-A e B). A análise do feldspato potássico pela técnica cobalto-nitrito, confirmou a porcentagem dos feldspatos, obtida no estudo petrográfico (Figura 5.2-C).

A assembleia mineral primária é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico (ortoclásio), biotita, ± hornblenda, titanita, apatita, allanita, zircão, ± magnetita, ± ilmenita (magma mais redutor). As amostras deste litotipo se encontram hidrotermalizadas, com intensidades distintas, porém, em geral a assembleia mineral secundária é quartzo, albita, microclínio, sericita, clorita, epidoto, ± titanita, ± calcita, ± magnetita, ± ilmenita, ± hematita, ± pirita.

As amostras A09, A10, A11, A12, A21 e A25 encontram-se com foliação fraca determinada pela orientação dos fenocristais de feldspato potássico e por agregados de biotita na matriz, como mostrado na Foto B do Perfil Mat-18 (Figura5.1)

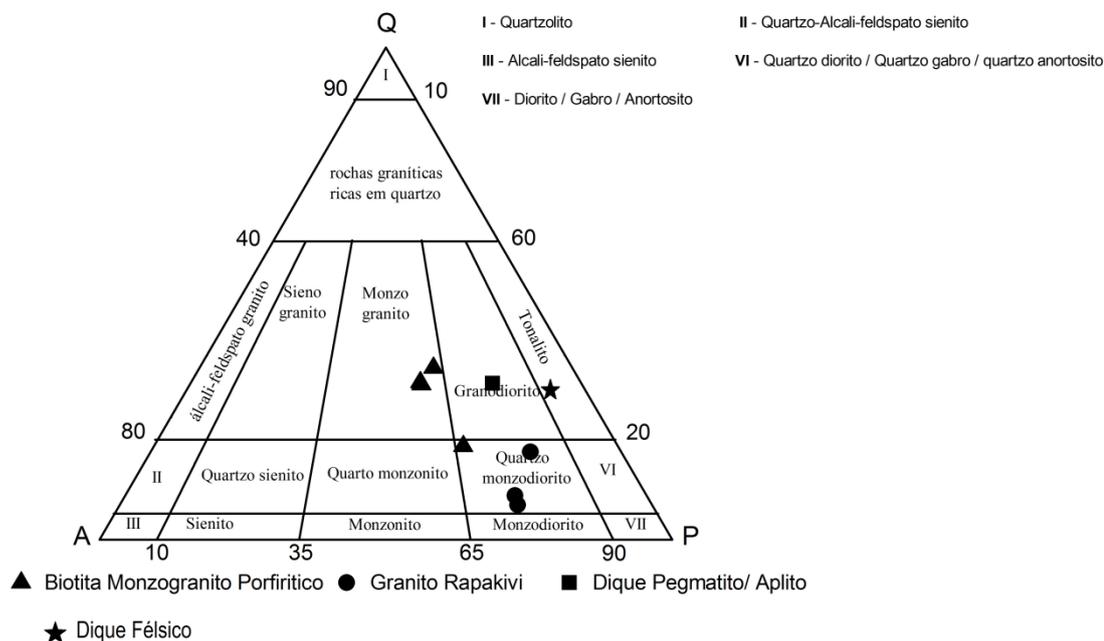


**Figura 5.2:** A) Amostra da Biotita Monzogranito Porfíritico (A-15); B) Fotomicrografia do BMP (A-14). Textura ígnea preservada, com feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Quartzo preenche interstícios entre limites de grãos de feldspatos. Notar microestrutura tabuleiro de xadrez em quartzo (centro inferior); C) Amostra do BMP após análise cobalto-nitrito, os grãos amarelos correspondem ao feldspato potássico com inclusões de plagioclásio (em branco).

A composição modal do BMP foi feita pelos métodos de contagem modal em lâmina delgada e em amostra de mão, após teste de cobalto e nitrito para colorir os feldspatos alcalinos, e está expressa na Tabela 5.1, sendo a A14, A15 as amostras mais preservadas e representativas desta unidade e as amostras A11 e A27 pouco hidrotomalizadas. Segundo o digrama QAP (Streckeisen, 1976), as amostras do BMP plotam no campo do Monzogranito, ficando apenas a amostra A27 no limite com a composição quartzo monzodiorito (Figura 5.3).

**Tabela 5.1:** Composição modal (%) das amostras do Biotita Monzogranito Porfírico (A27, A11, A14, A15), Granito Rapakivi (A22, A24, A28), Dique Pegmatito-Aplito (A20) e Dique Félsico (A06).

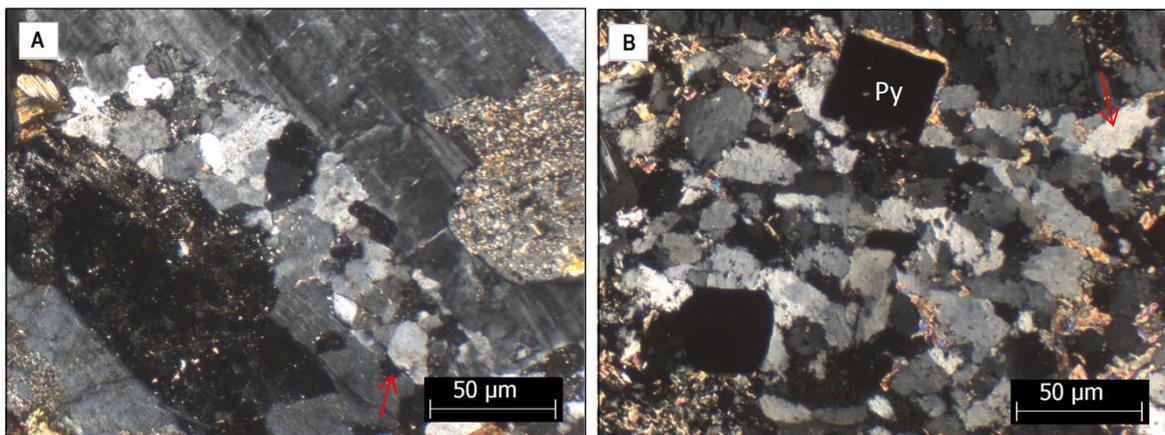
Rochas	Biotita Monzogranito Porfírico %				Granito Rapakivi %			Pegmatito-Aplito %	Dique félsico %
	A11	A14	A15	A27	A22	A24	A28	A20	A06
Plagioclásio	31	33	37	44	56	37	63	39,47	54,00
Quartzo	37	36	29	17	13	29	12	30,70	25,00
Kfeldspato	21	19	26	22	19	26	21	27,19	5,00
Biotita	6	7	7	15	4	7	tr.	3	7
Magnetita	1	2	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	-	tr.
Titanita	3	2	1	-	-	1	-	-	tr.
Apatita	tr.	tr.	tr.	tr.	-	-	-	-	tr.
Hornblenda	tr.	tr.	-	-	-	-	-	-	-
Allanita	-	tr.	-	tr.	-	-	-	-	-
Zircão	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Opacos	tr.	tr.	tr.	1%	1%	tr.	1%	tr.	tr.



**Figura 5.3:** Amostras do Biotita Monzogranito Porfírico, Granito Rapakivi, Dique Pegmatito/Aplito e Dique félsico no diagrama QAP (quartzo – feldspato alcalino – plagioclásio), de Streckeisen (1976).

O quartzo apresenta-se intersticial, anédrico a subédrico (Figura5.2-B). Os limites de grão são irregulares. As microestruturas de deformação importantes são extinção ondulante, tabuleiro de xadrez,

micrográfica e novos grãos recristalizados. O quartzo recristalizado pode ocorrer em vênulas intergranulares discretas e irregulares medindo entre 7 $\mu$ m e 40  $\mu$ m de espessura (Figura 5.4-A); e em cavidades em equilíbrio com feldspato potássico e pirita (Figura 5.4-B). O quartzo com tabuleiro de xadrez ocorre na matriz, intersticial e anédrico (Figura 5.4-A).



**Figura 5.4:** Fotomicrografias do monzogranito porfirítico, A, B luz polarizada (LP). A) Vênula de quartzo poligonal, com polígonos de tamanhos diferentes. Limites da vênula muito irregulares (flecha) e curvados, evidenciando que a abetura de espaço para o fluido não era bem definida; truncando plagioclásio. B) Quartzo recristalizado em cavidade disseminada, em equilíbrio com feldspato potássico (flecha) e pirita (Py); com muscovita nos interstícios e limite de grãos.

O feldspato potássico ocorre em menor quantidade que o plagioclásio. O plagioclásio possui hábito prismático subédrico, e encontra-se alterado principalmente para a sericita, e secundariamente para epidoto (Figura 5.5-A e B). Quando preservado, apresenta geminação segundo a lei da albita. A composição média está entre oligoclásio e andesina (An 25-35). Por vezes ocorrem como inclusões prismáticas nos fenocristais de feldspato potássico (Figura 5.5-B). Além disso, é possível observar estruturas de deformação como grãos fraturados e bandas de compressão, também chamadas kink.

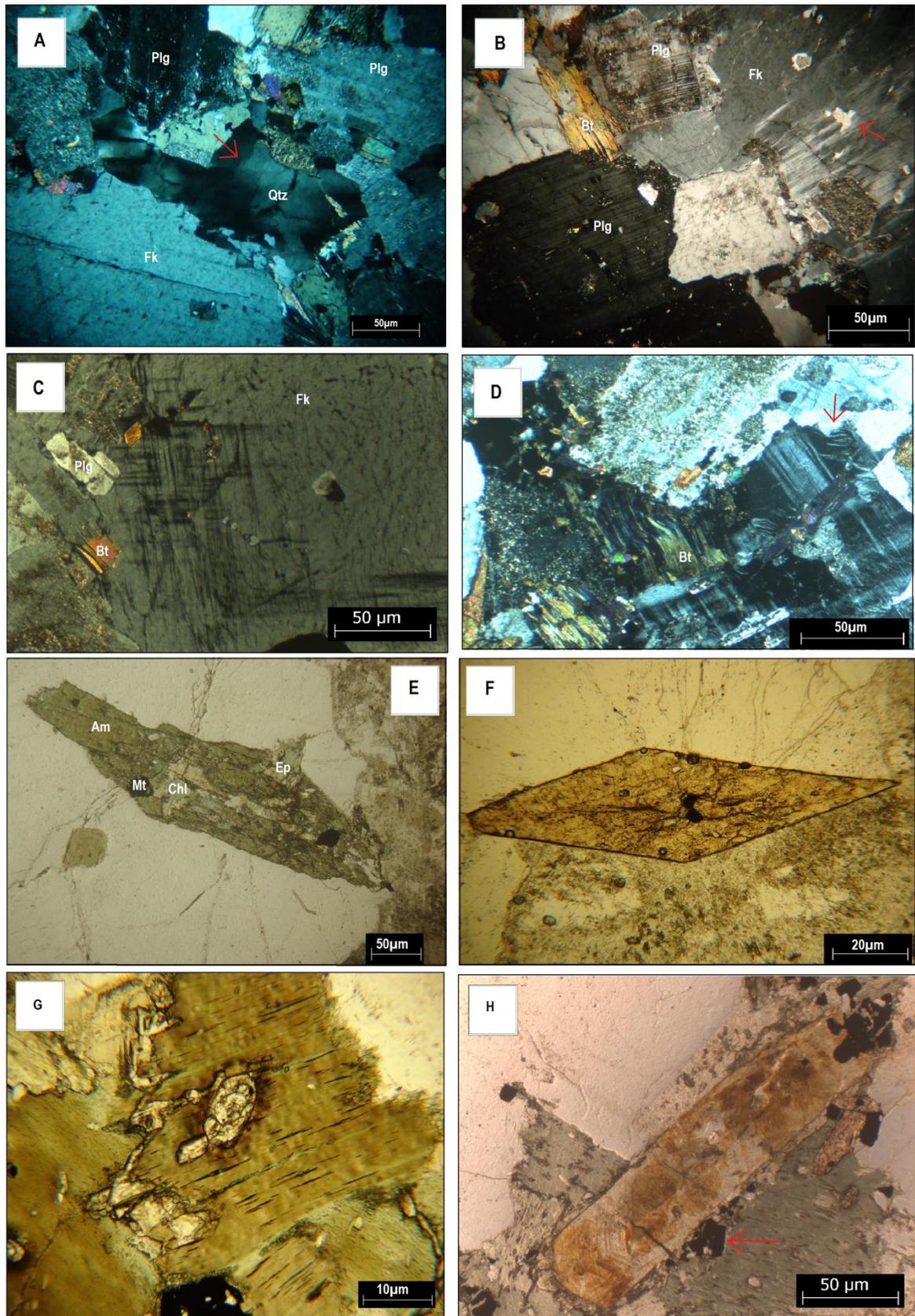
O ortoclásio corresponde ao feldspato alcalino dominante, possui hábito primário euédrico a subédrico, apresenta por vezes geminação carlsbad e textura pertítica normalmente tipo filete (Figura 5.5-A e C), apresentando textura pertítica tipo chama apenas na amostra A15

(Figura 5.5-B e D). Esta concentra-se em locais específicos do grão como limites de grão ou limites de inclusões. Frequentemente exibe textura poiquilítica com inclusões de plagioclásio, biotita, titanita e raramente quartzo (Figura 5.5-C). Os fenocristais exibem contatos retilíneos com os minerais da matriz, o que pode indicar terem se nucleado precocemente durante a cristalização da suíte.

A biotita de hábito lamelar, possui pleocroísmo variando de marrom claro a verde amarronzado, mas geralmente se encontra cloritizada segundo o plano de clivagem [001], o que lhe confere uma cor verde mais clara, e uma cor de interferência cinza-arroxeadada (Figura 5.5-G). Na transformação de biotita para clorita, há formação de epidoto, titanita, muscovita, ilmenita e/ou magnetita secundária. A biotita apresenta nas amostras A10 e A21 bandas de compressão kink (Figura 5.5-D).

O anfibólio foi observado nas amostras A14 e A21. É euédrico, mede aproximadamente 1,0 mm (eixo maior) e apresenta pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro, com birrefringência média (cor de interferência entre amarelo e marrom). Apresenta inclusões de apatita e zircão. O anfibólio foi classificado como hornblenda pelas características petrográficas. Apresenta-se parcialmente alterado para a associação clinzoizita, biotita (cloritizada) e magnetita (Figura 5.5-E).

A titanita ocorre de duas maneiras, original na assembleia magmática, e como produto de alteração hidrotermal (descrito no próximo sub-capítulo). A titanita magmática possui hábito navicular euédrico, cor castanho avermelhada e tamanho variável entre 40 e 120  $\mu\text{m}$  (Figura 5.5-F). Possui inclusões de magnetita e ilmenina. Na amostra A04, a titanita aparece totalmente alterada para rutilo, em substituição pseudomórfica.



**Figura 5.5:** Fotomicrografias do monzogranito porfirítico, A, B, C, D luz polarizada (LP) e E, F, G, H luz natural (LN). A) Quatzo (qtz) com microestrutura em tabuleiro de xadrez, ou seja subgrãos com limites ortogonais entre si (flecha); plagioclásio (Plg) sericitizado e saussuritizado; Kfeldspato (Fk) com textura pertítica do tipo filete. B) Arranjo ígneo de

plagioclásio (Plg), feldspato potássico (Fk) e biotita (Bt). Plagioclásio prismático com limites irregulares, devido a substituição por sericita; k-feldspato com textura pertítica do tipo chama concentrada em limite do grão ou ao redor de inclusões (flecha). Inclusões de plagioclásio. C) K-feldspato com inclusões de plagioclásio (Plg) e biotita (Bt). Maclas do tipo microclínio, concentradas no limite do grão. D) Biotita (Bt) com bandas de compressão tipo kink. Novos grãos límpidos de K-feldspato com pertitas em chama (flecha) concentradas em limites de grãos. E) Anfibólio (Am) com inclusões de magnetita (Mt), clorita (chl) e epidoto (Ep). F) Titanita, euédrica com limites bem definidos. G) Zircão preservado, pristático e zonado, incluso na biotita. A biotita marrom claro, com tonalidades esverdeadas pela transformação para clorita. Notar feições de deformação como clivagem (001) dilatada e preenchida por material preto, e deformada próximo aos limites da lamela. Limite este, irregular e reativo. H) Allanita zonada, prismática alongada com limites ora retos, ora difusos com formação de óxidos de Fe e Ti (flecha).

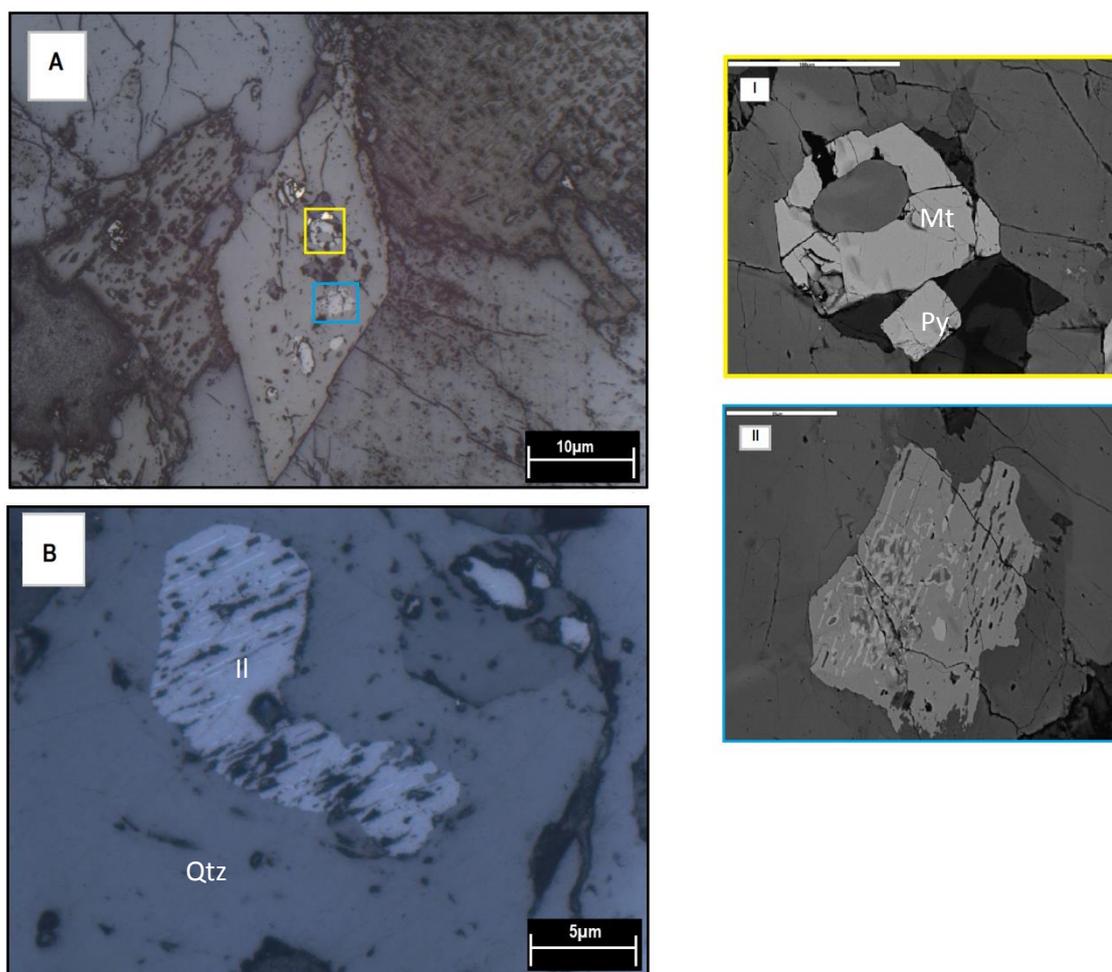
O zircão é um mineral acessório sempre presente, e ocorre em maior quantidade nas amostras A17, A21 e A22. É incluso principalmente em quartzo e biotita, e encontra-se bem preservado, euédrico, prismático e zonado (Figura 5.5-G).

A allanita é observado nas amostras A11, A09 A2, A14, A21 e A27. Ocorre com hábito prismático bi-piramidado alongado, euedral, medindo entre 0,4 a 2mm (eixo maior). É castanha amarelada a castanha avermelhada, zonada, com linhas de crescimento marcadas por alternância de cor (Figura 5.5-H). Pode estar inclusa em feldspato potássico. Apresenta limites definidos a irregulares, em equilíbrio com óxidos de Fe e Ti.

Os óxidos magnetita, ilmenita e hematita foram identificados com a utilização do MEV (Anexo I). A magnetita é mais frequente nas amostras estudadas do que a ilmenita, e ambos os minerais ocupam interstícios de quartzo e feldspato, ou ocorrem inclusos em quartzo, plagioclásio, biotita e titanita (Figura 5.6-A). Ocorrem com hábito granular euédrico a subédrico e em equilíbrio com piritita magmática (Figura 5.6-A e AI). A ilmenita magmática pode apresentar feição de exsolução de hematita, com os limites nítidos e sem alteração em limite de grão (Figura 5.6-A-II; B). Ambos também ocorrem associados à alteração hidrotermal da biotita, descritos no sub-capítulo seguinte.

Mais de uma geração de pirita é observada. Encontra-se como inclusão em titanita em equilíbrio com magnetita, cubica e bem formada (Figura 5.6-A e AI), provavelmente magmática. Uma outra geração aparece como produto de alteração hidrotermal da biotita ou disseminada na matriz (esta geração será estudada no próximo sub-capítulo).

A apatita é um acessório comum, prismática euédrica, observada inclusa em biotita. Quimicamente pode ser classificada como Hydroxyapatite, pobre em ETR, de fórmula média  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$  (dados qualitativos obtidos com o MEV).



**Figura 5.6:** A e B-Fotomicrografias de óxidos do BMP em luz refletida (LR). I e II-Imagens de elétrons retroespalhados (MEV). A) Titanita com inclusões de óxidos. Detalhe da imagem: I) associação de magnetita (Mt) e pirita(Py) primárias. II) Ilmenita com textura de exsolução

de hematita na forma de filetes e glóbulos. B) Ilmenita inclusa em quartzo, com textura de exolução de hematita na forma de filetes.

### **5.1.2 Granito Rapakivi**

O Granito Rapakivi apresenta-se com intercalações do BMP e do Dique Pegmatito-Aplito com menos de 1 a 5m de espessura. O Granito Rapakivi não ocorre preservado nas amostras estudadas.

O Granito Rapakivi é cinza escuro com textura porfírica, matriz heterogranular média, e os fenocristais de feldspato possuem textura rapakivi (Figura5.7-A). A rocha não apresenta-se com foliação e se encontra muito alterada hidrotermalmente, muitas vezes com a alteração completa dos minerais primários pelos minerais hidrotermais, os quais serão discutidos no sub-capítulo seguinte.

Em geral, feições de intensa deformação dúctil estão presentes. Observa-se: matriz recristalizada de quartzo, albita e microclínio (Figura5.7-B); subgrãos e grãos recristalizados de quartzo, bandas tipo kink em biotita e plagioclásio; pertita em chama e subgrãos em feldspatos. Observa-se também feições de deformação rúptil como sistemas de zonas de cisalhamento discretas intragranulares em feldspatos e intergranulares preenchidas por quartzo recristalizado, calcita ou muscovita (Figura5.7-D). Minerais rígidos frente a deformação dúctil-rúptil, como plagioclásio e opacos, encontram-se intensamente fraturados.

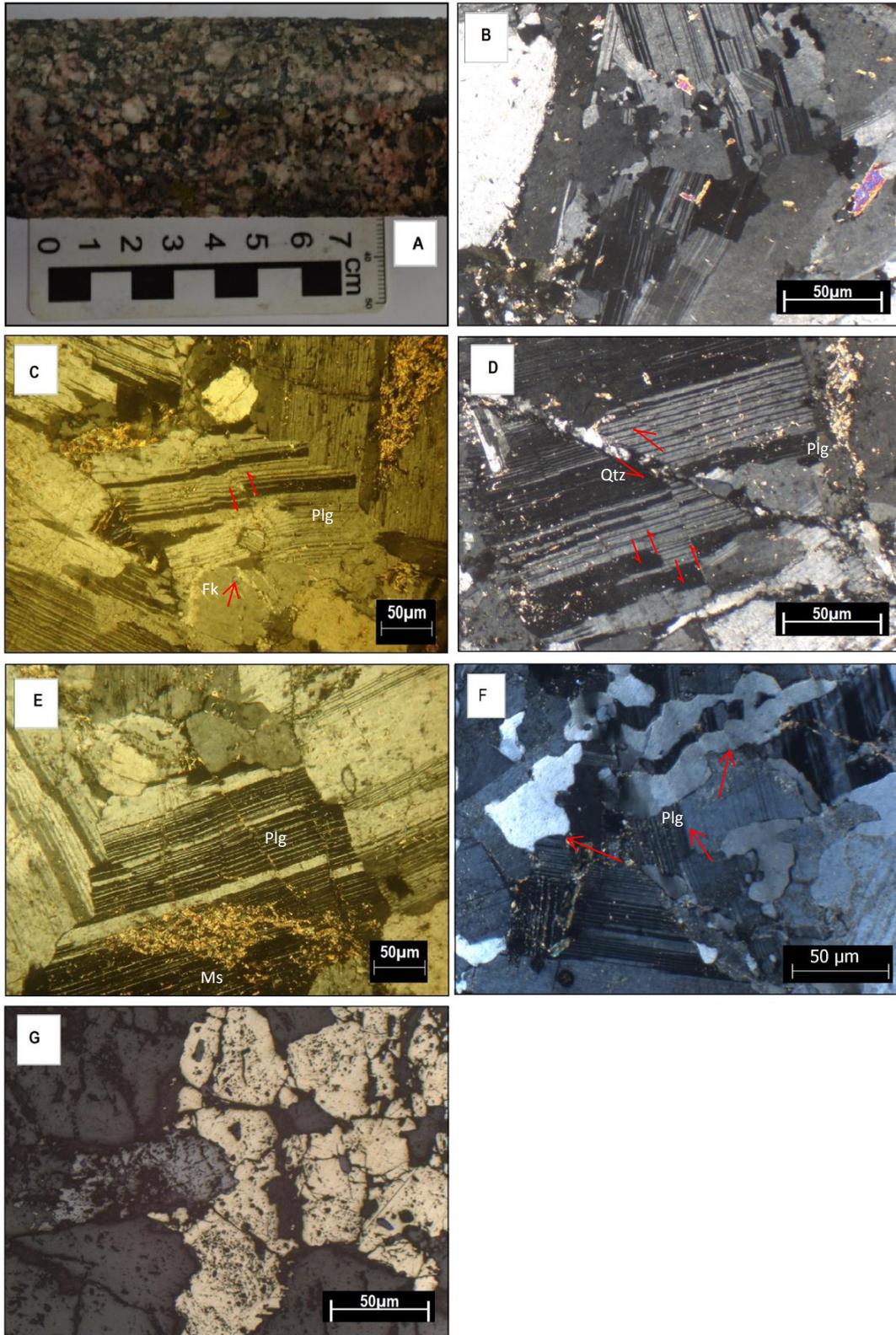
A assembléia mineral primária é contituida por plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico, ± magnetita, ± titanita, zircão e ± monazita. As amostras deste litotipo se encontram hidrotermalizadas, com intensidades distintas, porém, em geral a assembleia mineral secundária é quartzo, albita, microclínio, muscovita, ± sericita, clorita, epidoto, ± calcita, ± magnetita, ± ilmenita, ± hematita, ± rutilo, ± pirita e ± esfalerita.

As composições modais das amostras selecionadas do Granito Rapakivi estão na tabela 5.1. O Granito rapakivi é classificado como quartzo monzodiorito no diagrama da Figura 5.3.

O plagioclásio aparece na matriz com hábito prismático subédrico, e com textura rapakivi, como orla exterior envolto aos fenocristais de K-feldspato. Quando preservado, o plagioclásio apresenta-se com geminação e com composição variando de oligoclásio a andesina (A22, A28, A30). Normalmente, os cristais apresentam feições de deformação, como zonas de cisalhamento discretas (Figura 5.7-B) de 5 a 10  $\mu\text{m}$  preenchidas por quartzo recristalizado ou muscovita, bandas tipo kink nas maclas de geminação (Figura 5.7-C) e/ou formação de subgrãos médios (Figura 5.7-F), anédricos, estas duas últimas geradas por deformação dúctil. O mineral encontra-se geralmente alterado, sendo os principais produtos de alteração albita, sericita, e epidoto.

O feldspato ortoclásio aparece como fenocristal, medindo até 1 cm (eixo maior), hábito prismático subédrico e com borda de plagioclásio, caracterizando a textura rapakivi. Na matriz aparecem em menor proporção, como cristais finos, prismáticos anédricos. Possuem intercrescimento pertítico do tipo filete (Figura 5.7-C). Na maioria das vezes possuem inclusões de plagioclásio prismático anédrico sericitizado. Apresentam fraturas de 5  $\mu\text{m}$  intragranulares com que são normalmente preenchidas muscovita.

O quartzo apresenta-se intersticial, anédrico a subédrico, com contato irregular com outros grãos. Apresenta extinção ondulante e textura gráfica. Na matriz recristalizada, ocorre como grãos poligonais com os feldspatos (Figura 5.7-B). Zonas de cisalhamento discretas, de 5  $\mu\text{m}$  de espessura, são preenchidas por quartzo recristalizado fino (Figura 5.7-D).



**Figura 5.7:** Feições do Granito Rapakivi; A-amostra do testemunho; B a E-luz transmitida polarizada(LP); F-luz refletida natural (LN). A) Textura porfírica e matriz heterogranular média. Notar zonação por diferença de cor nos feldspatos (A23). B) Matriz recristalizada poligonal do Granito Rapakivi (A24). C) Zonas de cisalhamento discretas dúcteis-rúpteis em plagioclásio (Plg; flechas indicam o sentido de movimento, amostra não orientada). Perthitas em chama irregularmente distribuídas em limite de grão de feldspato (Fk; flecha). D) Dois

sistemas de zonas de cisalhamento discretas, o primeiro, semelhante a figura (C) parece restrito aos limites do plagioclásio (Plg), e pode não romper as maclas, só arquea-las (flechas menores mostram o sentido de movimento), evidenciando caráter dúctil. O segundo é posterior, secciona a rocha como um todo e é composto por quartzo recristalizado (Qtz; flechas maiores mostram o sentido de movimento). E) Muscovita (Ms) como produto da alteração do plagioclásio (Plg), e preenchendo as zonas de cisalhamento discretas do plagioclásio. Notar como estas zonas são intracristalinas. G) Grãos de plagioclásio recristalizados (flechas) em grãos médios e anédricos, e textura gráfica de quartzo. F) Piritita (Py) e magnetita (Mt) dissimuladas e fraturadas.

A biotita primária é difícil de ser encontrada nas amostras estudadas, pois está sempre cloritizada, o que resulta em um pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro. A biotita se transforma em clorita, muscovita ± carbonato ± titanita ± óxidos de Fe e Ti.

A titanita ocorre em duas gerações, original na assembleia magmática, e como produto de alteração hidrotermal (descrito no próximo sub-capítulo). A magmática é um acessório raro, estando preservado na amostra A22, com hábito navicular, cor castanho avermelhada, medindo aproximadamente 30µm. Na maioria das amostras, ambas as titanitas (magma e hidrotermal) aparecem parcialmente transformadas em rutilo ou em substituição pseudomórfica.

O zircão encontra-se pouco a muito deformado, com deformação das suas zonas de crescimento e por vezes aparece com fraturas sem preenchimento. Quando preservado apresenta-se com hábito prismático, euédrico a subédrico e zonado. Ocorre inclusive principalmente em quartzo, biotita e piritita.

A monazita é um acessório muito raro, apresenta-se com hábito prismático longo, euédrico a subédrico, muito fino, com pleocroísmo variando de verde claro a amarelado, e extinção oblíqua. Ocorre inclusive em biotita.

Dois gerações de magnetita são observadas, a exemplo do BMP. A magnetita primária é um acessório raro, ocorre com hábito granular euédrico a subédrico e inclusa no plagioclásio. A magnetita secundária

(descrito no próximo sub-capítulo) ocorre como produto da alteração da biotita, ou está em equilíbrio com a pirita (Figura5.7-G).

A pirita apresenta-se de forma disseminada na matriz com hábito xenomórfico (Figura5.7-G), ou em equilíbrio com a muscovita/clorita e quartzo recristalizado com hábito cúbico subédrico. Possui microinclusões de minerais com os elementos bismuto, telúrio, urânio, além de galena, apatita, zircão, monazita, rutilo, calcopirita, prata, ouro e esfalerita (dados obtidos com MEV; AnexoI). Apresentam-se com fraturas intragranular, geralmente sem preenchimento.

A muscovita é um mineral secundário, hidrotermal. Possui hábito lamelar. Nas amostras A22 e A24 apresenta textura fibro radiada. Aparece como produto de alteração do plagioclásio e da clorita ou preenchendo fraturas e venulas (A28 e A30; Figura5.7-E).

### **5.1.3 Dique félsico**

O Dique félsico contato abrupto com o BMP.

Encontra-se afetado por processos hidrotermais, mas ainda preserva algumas estruturas ígneas. A rocha é verde acinzentada escura, com granulação muito fina, isotrópica, matriz fanerítica homogênea (Figura5.8-A). O litotipo foi classificado com Tonalito.

A assembléia primária é contituída por plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico, biotita ± apatita (Figura5.8-B). A amostra deste litotipo se encontram muito hidrotermalizada, a assembléia mineral secundária é sericita, quartzo, albita, microclínio, clorita e pirita.

A quantidade de fenocristais (plagioclásio) não excede 2% da amostra, e os cristais são prismáticos euédricos a subédricos e medem até 2 mm de comprimento. Na matriz se encontra totalmente substituído por sericita, em substituição pseudomórfica (Figura5.8-B).

O quartzo é límpido, fino, granular e anédrico. Possui extinção ondulante e contato irregular entre os grãos.

O feldspato potássico ortoclásio ocorre como original na matriz magmática, e como produto da alteração hidrotermal. O feldspato alcalino magmático é fino, prismático e anédrico. Quando de produto de alteração hidrotermal, apresenta macla microclínia.

A biotita ocorre em cristais muito finos, com hábito lamelar. A biotita por vezes, aparece sendo alterada para clorita hidrotermal.

#### **6.1.4 Dique pegmatito-aplito**

O Dique pegmatito-aplito ocorre com contato abrupto com as outras litologias.

O pegmatito-aplito ocorre como um dique que afeta o granito com contato abrupto, ocorre com bordas de granulação fina, aplítica, de aproximadamente 50 cm, com a porção central de granulação grossa, pegmatítica (Figura 5.8-C). Encontra-se afetado por processos hidrotermais, porém conservam algumas estruturas ígneas. O pegmatito é rosa leitoso, com granulação grossa, heterogranular com megacristais de Kfeldspato e apresenta textura gráfica marcante. O aplito é avermelhado leitoso, com textura equigranular fina. Ambos apresentam vênulas de quartzo e sistema de vênulas orientadas de clorita, carbonato e/ou epidoto.

A assembléia mineral primária é formada por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, zircão,  $\pm$  biotita,  $\pm$  rutilo,  $\pm$  pirita (Tabela 5.1). A assembleia mineral secundária é formada por quartzo, albita, kfeldspato, sericita, clorita, epitoto e  $\pm$  carbonato. São classificadas como granodiorito (Figura 5.3).

O quartzo apresenta-se granular ou intersticial anédrico a subédrico, com textura mirmequitica e gráfica. As microestruturas de

deformação importantes são extinção ondulante, gráfica e venulas (Figura 5.8-D). As venulas são tipo pente (crescimento da borda para o centro) de no máximo 1mm de espessura e cortam toda a amostra (A-05). O quartzo nas vênulas também possui extinção ondulante (Figura 5.8-D).

O plagioclásio primário encontra-se geralmente alterado para a sericita. Quando preservado, o mineral é prismático subédrico a anédrico, geminado. O feldspato potássico acontece de duas maneiras, original na matriz magmática, e como produto hidrotermal, o que confere uma tonalidade rosea à amostra de mão. O feldspato potássico primário é encontrado na matriz e como fenocristais, possui hábito prismático subédrico, e por vezes apresenta intercrescimento microperítico, e rara macla carlsbad.

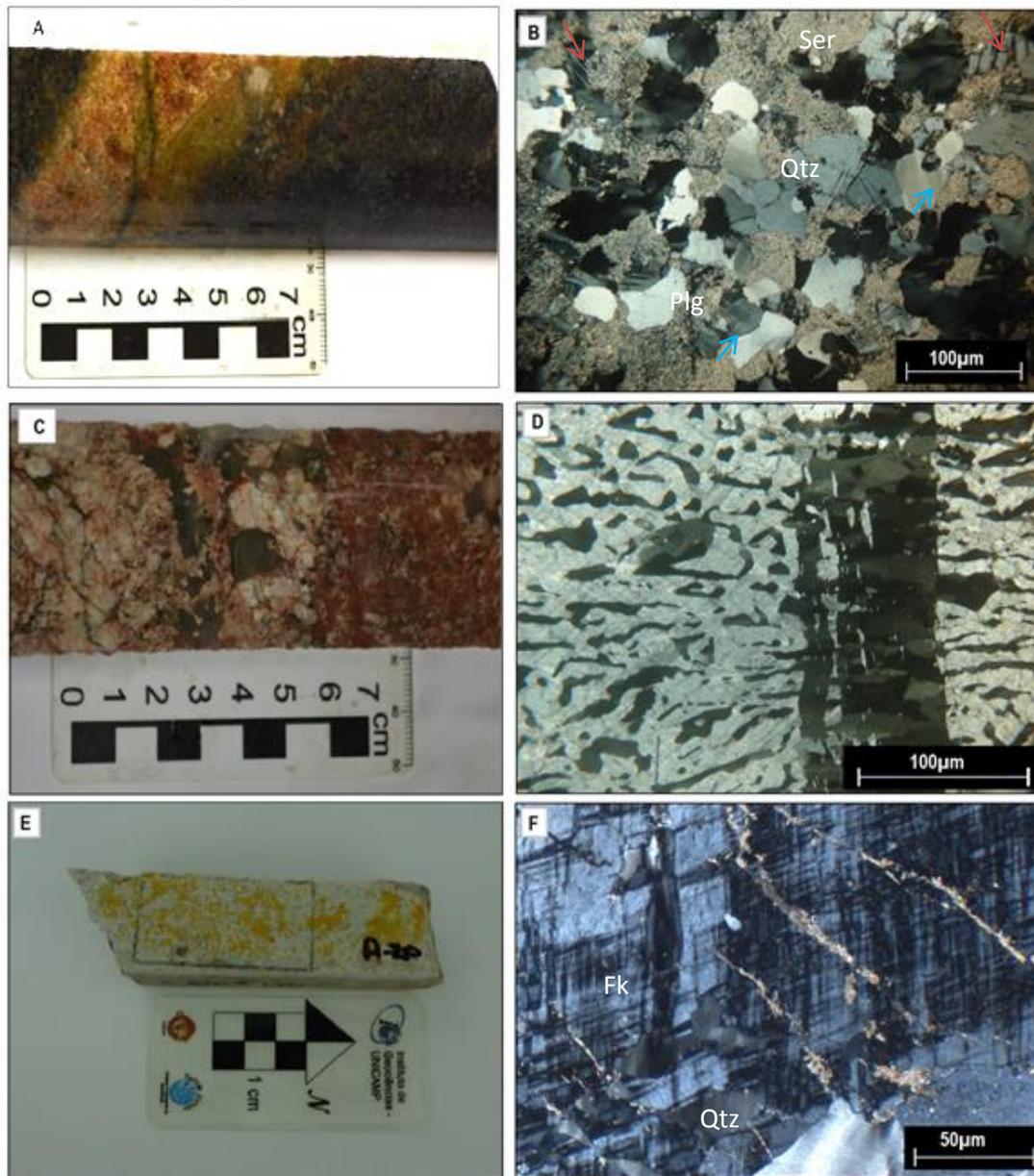
Utilizando-se da técnica Cobalto-Nitrito, foi observado que a amostra do aplito (A20), possui 30% de feldspato potássico, porém estes podem ser primários ou de alteração hidrotermal, sendo impossível a distinção entre eles por esta técnica (Figura 5.8-E). A distribuição do feldspato alcalino na rocha é disseminado.

Vênulas discretas de clorita, epidoto, carbonato e  $\pm$  rutilo cortam o feldspato potássico, oblíquas ao alongamento maior (Figura 5.8-F).

A biotita tem hábito lamelar e pleocroísmo variando de marrom claro a bege. Encontra-se geralmente cloritizada, o que lhe dá uma cor esverdeada clara em luz natural. A biotita se transforma em clorita com uma paragênese observada em lâmina de clorita, epidoto,  $\pm$  carbonato,  $\pm$  ilmenita,  $\pm$  magnetita e  $\pm$  rutilo.

A pirita tem hábito cúbico subédrico, ocorre em agregados na rocha. Apresenta-se em equilíbrio com clorita e/ou quartzo.

O zircão é um acessório raro de hábito prismático, euédrico a subédrico e zonado. Ocorre incluso em quartzo.



**Figura 5.8:** Feições de dique félsico e do pegmatito-aplito: A, C e E- amostras do testemunho; B, D e F- fotomicrografia dos respectivos litotipos, luz transmitida polarizada (LP). A) Amostra da Intrusão Tonalítica com aplito (A06); B) Matriz equigranular composta por plagioclásio (Plg), em substituição pseudomórfica por sericita, quartzo (Qtz) e feldspato potássico límpidos, recristalizados. Notar feldspato potássico com geminação xadrez e pertita em chama e quartzo com microestrutura de extinção ondulante a subgrãos. C) Amostra do testemunho do contato entre pegmatito (esquerda) aplito (direita)., (A-05). D) Textura gráfica afetada por vênula de quartzo, com quartzo em crescimento em pente, ou seja paralelo as paredes da vênula. Notar que a orientação em pente é paralela a orientação dos filetes de quartzo, da textura gráfica. E) Amostra A20 após análise cobanto-nitrito, feldspato potássico tingido de amarelo. E) sistema de vênulas de + carbonato ± rutilo oblíquas ao alongamento do microclínio (Fk) e sistema de vênulas irregulares de quartzo (Qtz). O quartzo nas vênulas está com extinção ondulante e bandas de deformação.

## 6.2 Petrografia das zonas de alteração hidrotermal

Os granitóides estudados mostram-se afetados por alteração hidrotermal em distintos graus de intensidade. Esta é predominantemente disseminada, e localmente confinada em vênulas. Os tipos de alteração hidrotermal reconhecidos incluem potássica, sódica, silicificação, propilítica, sericítica, alteração com muscovita, piritização e carbonatação (processo fissural), e epidotização. Os tipos da alteração hidrotermal observados em cada amostra e lâmina constam na lista do Anexos II (descrição individual das amostras).

### 5.2.1 Alteração Potássica

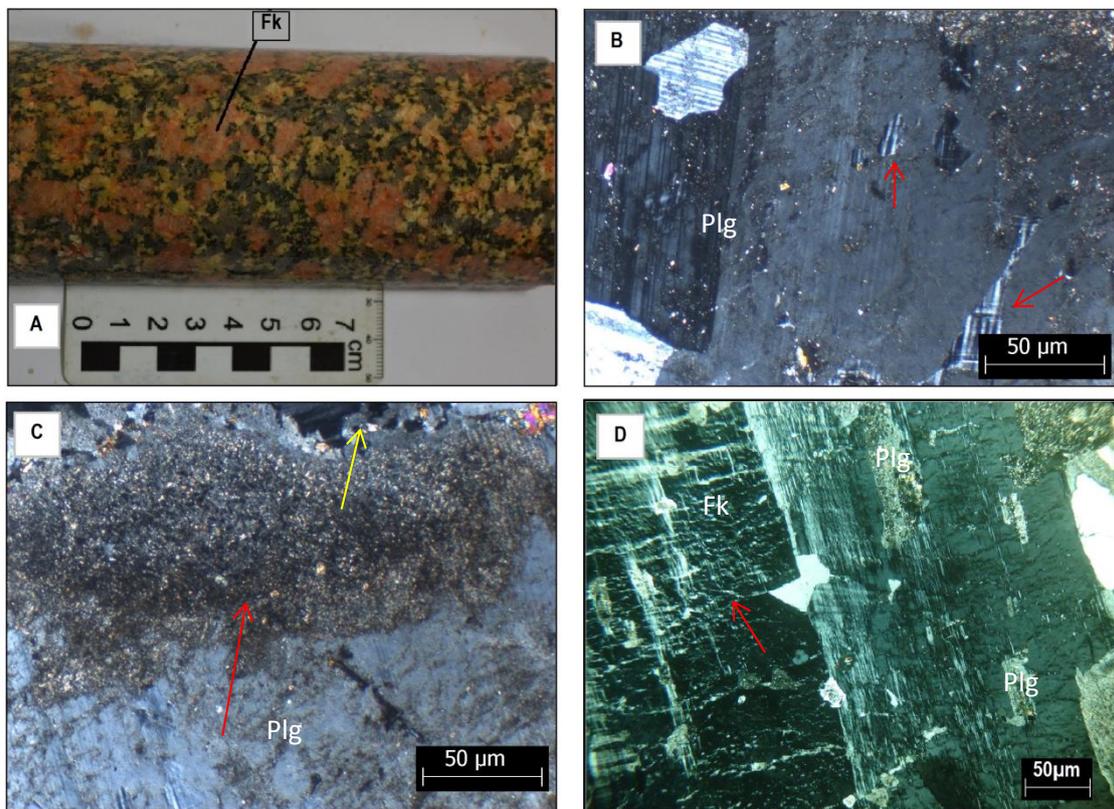
Alteração em estilo pervasivo, bem desenvolvida em todos os litotipos descritos, exceto no Granito Rapakivi, onde é incipiente. É responsável pela tonalidade avermelhada dos litotipos (Figura 5.9-A). Representada pela paragênese microclínio + hematita  $\pm$  biotita. Ocorre geralmente a partir da substituição do plagioclásio ígneo por feldspato potássico na matriz (Figura 5.9-B e C), e da microclinização do fenocristal de feldspato potássico original no BMP. O feldspato potássico microclínio, por vezes perítico, ocorre como cristais finos e xenomórficos no dique félsico, médio a grosso e xenomórfico no pegmatito-aplito e como fenocristais sub-euédricos no granito BMP.

Foi observado o pseudomorfismo do ortoclásio a partir da substituição total dos fenocristais por microclínio no BMP (A02, A08, A09, A10, A11, A12 e A21).

A hematita ocorre como microinclusões muito finas no feldspato potássico, conferindo-lhe um aspecto turvo em luz transmitida, enquanto o quartzo, menos abundante, é fino, exhibe contatos irregulares com o feldspato potássico e ocorre raramente incluso no mesmo.

O feldspato potássico pode apresentar feições de deformação como macla xadrez irregularmente distribuída no grão e concentrada em

limites tensionados , pertita em chama sigmoidal, quartzo policristalino fino ao longo de limite da macla carlsbad (Figura 5.9-C e D).

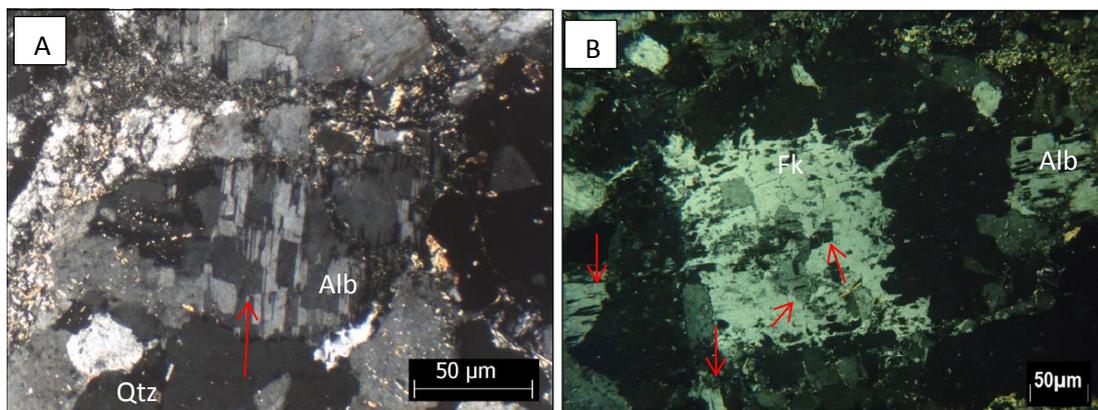


**Figura 5.9:** A- Foto do BMP com alteração potássica; Fotomicrografias da alteração potássica, B, C, D luz polarizada (LP). A) Amostra A08, BMP alterado, com fenocristais de K-feldspato rosado. B) Microclinização do plagioclásio (Plg) na matriz (Flecha). C) Alteração potássica com aspecto turvo na borda do plagioclásio (Plg) da matriz (Flecha vermelha), com alteração sericitica se sobrepondo e vênula de epidoto +quartzo no limite do grão (Flecha amarela). D) Microclinização do fenocristal (Fk), com pertita em chama sigmoidal (Flecha), e inclusão de plagioclásio sericitizado (Plg).

### 5.2.2 Alteração Sódica

Alteração aparece em estilo pervasivo, pouco desenvolvida. É representada pela geração de albita hidrotermal com textura tabuleiro de xadrez (Figura 5.10-A). Corresponde a uma alteração pouco presente no dique félsico, no aplito-pegmatito e no BMP exceto na amostras A17, onde o metassomatismo sódico foi intenso, transformado-a em uma rocha branca (Figura 5.1-F). Por outro lado, é bem desenvolvida no Granito Rapakivi, especialmente nas amostras A23, A24, A28 e A30. Ocorre como cristais neoformados anédricos de granulação média a grossa, comumente obliterados por alterações posteriores,

principalmente sericítica (Figura5.11-B), ou nas bordas e/ou centro do feldspato potássico (Figura5.10-B).



**Figura 5.10:** Fotomicrografias da alteração sódica, A e B luz polarizada (LP). A) Albita (Alb) hidrotermal com textura tipo tabuleiro de xadrez (flecha; Amostra A28). B) Albita (Alb) hidrotermal alterando o centro e as bordas (Flechas) do feldspato alcalino (Fk) com textura rapakivi.

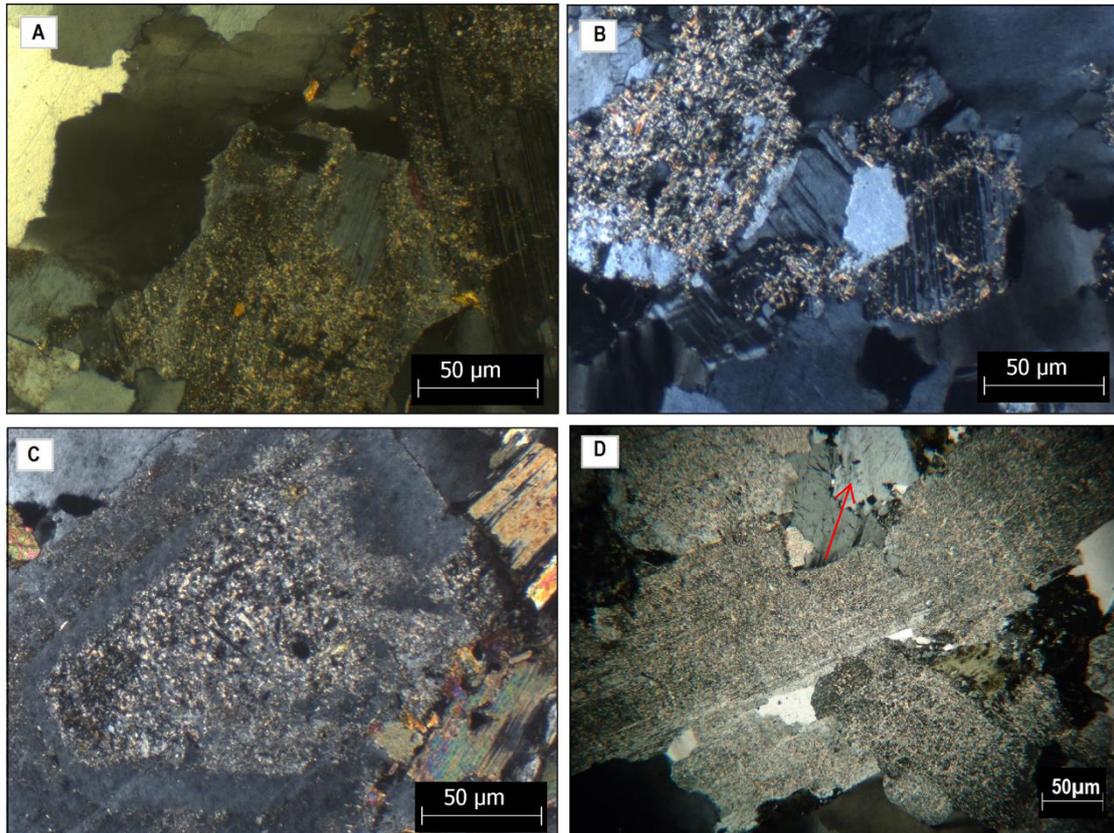
### 5.2.3 Alteração Sericítica

Alteração em estilo pervasivo, bem desenvolvida, de ampla distribuição, ocorrendo como produto de alteração parcial e/ou total do plagioclásio (Figura5.11-A). A sericitização é marcada pela geração de sericita ± muscovita (Figura5.11-B). Exemplos dos valores composicionais da sericita analisados em MEV estão na Tabela 5.2 a seguir. Valores não comuns a sericita como C e Ti podem estar relacionados com a metalização por carbono e contaminação por outros elementos devido a granulação muito fina da sericita.

**Tabela 5.2:** Exemplos da composição da sericita analisada em MEV.

Sericita	A30.i5b.1 (%)	A30.i5b.2 (%)
O	47.67	44.60
Na	-	0.17
Mg	1.02	0.98
Al	12.99	13.36
Si	18.24	18.63
K	7.50	8.08
Ti	0.16	0.17
Fe	1.28	1.59

A alteração sericítica do plagioclásio, por vezes se dá de forma zonada, sendo mais intensa no centro do que nas bordas no mineral (Figura 5.11-C). Muitas vezes forma pseudomorfos de plagioclásio e pode evoluir deste estilo para amplas zonas sericitizadas (Figura 5.11-D). É mais expressiva nas amostras A03, A04 do BMP e A06 do Dique Tonalítico.



**Figura 5.11:** Fotomicrografias de feições da alteração sericítica- A, B, C e D, luz transmitida polarizada (LP). A) Substituição parcial do plagioclásio por sericita e epidoto. B) Albita alterada para sericita, nos limites dos grãos e muscovita em substituição completa. C) Alteração sericítica seletiva em zonação de feldspato. D) Sericita pseudomorfo de plagioclásio, evoluindo para uma zona sericitizada. Kfeldspato perítico preservado na matriz (Flecha).

#### 5.2.4 Alteração Propilítica

Alteração marcada pela paragênese clorita + epidoto + magnetita ± carbonato ± apatita ± titanita ± pirita ± rutilo. Essa alteração afeta todas as rochas investigadas, sendo mais expressiva nas amostras A02,

A8, A21 do BMP. Apresenta normalmente estilo seletivo alterando a biotita e o anfibólio na matriz das rochas (Figura 5.12-A.)

A clorita ocorre como produto da alteração da biotita e da hornblenda, principalmente a partir dos planos de clivagem (001), e/ou dos limites de grão, de todas as rochas descritas (Figura 5.12-A, B e D). Quando com formato euédrico, corresponde a pseudomorfos da biotita (A8, A9, A11, A30). Em termos composicionais, a clorita parece ser magnésiana, pela cor de interferência azulada.

A titanita faz parte da associação epidoto, clorita e magnetita, substituindo biotita (Figura 5.12-A). Pode apresentar hábito navicular subédrico, com limites de grão arredondados e com textura poiquilítica, com inclusões de apatita, magnetita e minerais da matriz (Figura 5.12-D). Aparece na clorita (pseudomorfo de biotita), com orientação sub-paralela ao eixo de kink (Figura 5.12-C).

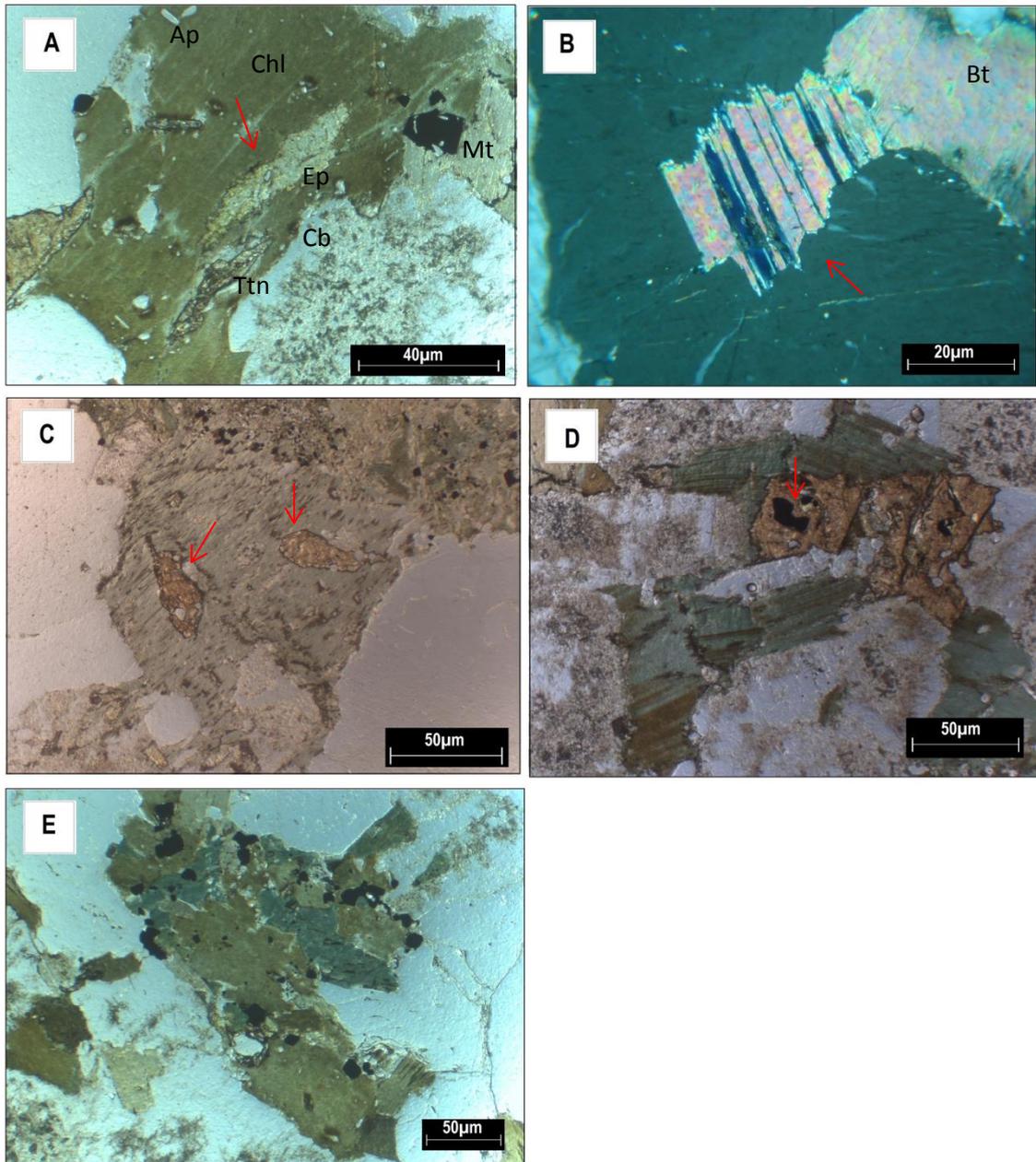
O epídoto ocorre em agregados com carbonato, apatita, magnetita e ilmenita e em equilíbrio com a clorita, na substituição da biotita e da hornblenda. Neste contexto, possui granulação fina a média, de hábito granular subédrico. Saussuritização em plagioclásio também é comum, com epídoto muito fino, granular, anédrico, sendo mais expressiva nas amostras A08 e A27. Em termos mineralógicos, o epídoto pode variar de clinozoizita a pistacita. (Figura 5.12-A e E).

O carbonato é normalmente granular xenomórfico e exibem contatos lobados com a clorita. Associa-se aos agregados com epidoto e clorita. Em termos composicionais, é predominantemente calcita.

A apatita, é prismática, euédrica a subédrica, fina a média. Aparece juntamente com o agregado de epidoto e outros minerais máficos, ou inclusa em titanita hidrotermal(Figura 5.12-D).

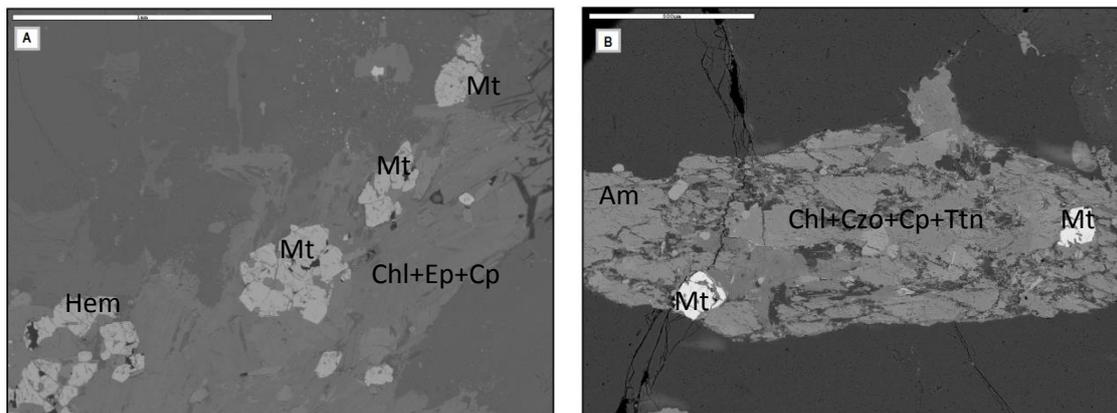
A magnetita, e mais raramente hematita, ocorre espacialmente associada a epídoto, clorita e titanita. Pode ocorrer de duas maneiras: como inclusões em titanita secundária (Figura 5.12-D); em agregados

máficos com epídoto, clorita, apatita e pirita (Figura 5.13-E; Figura 5.13-A); ou em agregados máficos como produto de alteração da hornblenda (Figura 5.13-B).



**Figura 5.12:** Fotomicrografias de feições da alteração propilítica- A, C, D, E luz transmitida natural (LN); B, F, transmitida polarizada (LP). A) Alteração propilítica típica, com clorita (Chl) + epídoto (Ep) + magnetita (Mt) ± carbonato (Cb) ± apatita (Ap) ± titanita (Ttn). B) Alteração da biotita (Bt) para clorita no plano de clivagem {001} e ao longo dos limites da lamela (Flecha). C) Titanita (Ttn) com hábito navicular subédrico e limites arredondados (Flechas). Notar a orientação da titanita sub-paralela ao eixo de kink em

biotita (cloritizada). (D) Agregado de biotita cloritizada (Chl), titanita grossa (Ttn) com textura poiquilítica e com inclusões de magnetita, apatita e outros minerais da matriz (Flecha). E) anfibólio, hornblenda (Am) com limites irregulares e reativos, sendo substituído por biotita cloritizada (Chl), epidoto (Ep), e minerais opacos (flecha).



**Figura 5.13-** Imagens de eletron retroespalhados (MEV) da associação propilítica A) Grãos de Magnetita (Mt) e Hematita (Hem), em equilíbrio com clorita, epidoto e carbonato (Chl+Ep+Cp). B) Hornblenda (Am) propilitizada. Alteração no centro e no limite do grão. Clorita (Chl) +Clinozoizita (Czo)+ Carbonato (Cb)+Titanita (Ttn)+ Magnetita (Mt).

Nas amostras A04 do BMP e na A28 do Granito Rapakivi, a alteração propilitica atuou de forma distinta, caracterizada por um estilo pervasivo e fissural de clorita+carbonato. A cor de interferência da clorita é de marrom a verde escuro, o que pode caracterizar uma biotita com composição mais rica em ferro. Quando pervasiva, ocorre alterando a biotita da matriz por clorita (Figura5.16-C). Quando fissural ocorre ao longo de trilhas anastomosadas intergranular de 2µm a 5µm, com bordas irregulares de clorita e/ou carbonato (Figura 5.16-B).

Em ambas as amostras, ocorre titanita sendo alterada totalmente para rutilo mais quartzo, reação que pode estar associada a outro tipo de alteração hidrotermal, que não a propilítica.

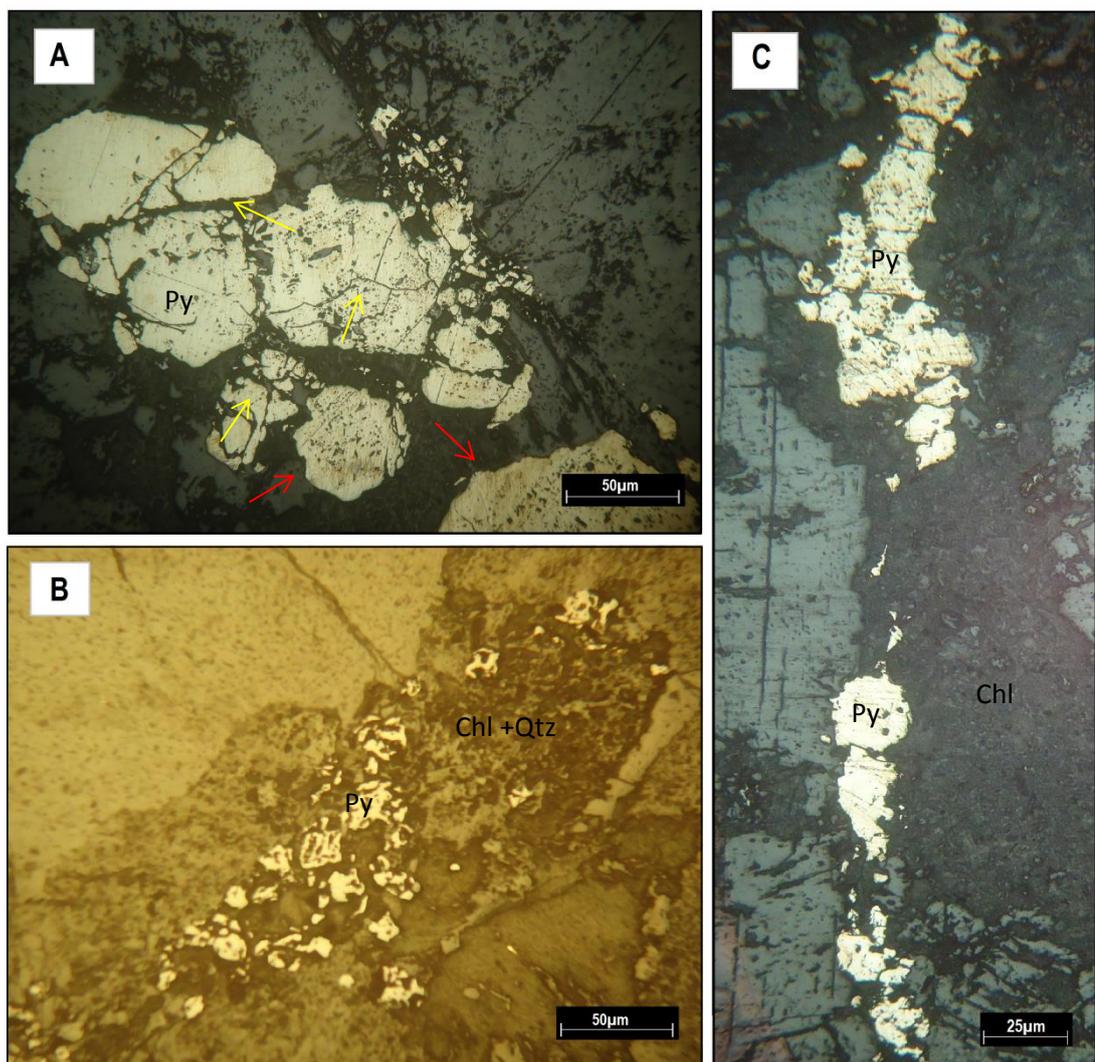
### 5.2.5 Piritização

A piritização se desenvolveu nas porções mais fortemente hidrotermalizadas da zona propilítica e albítica, com geração de pirita, apatita e magnetita. Está presente em maior quantidade nas amostras

A21 do BMP, A22, A23 e A30 do Granito Rapakivi. Porém nas amostras analisadas não há uma quantidade muito expressiva do minério.

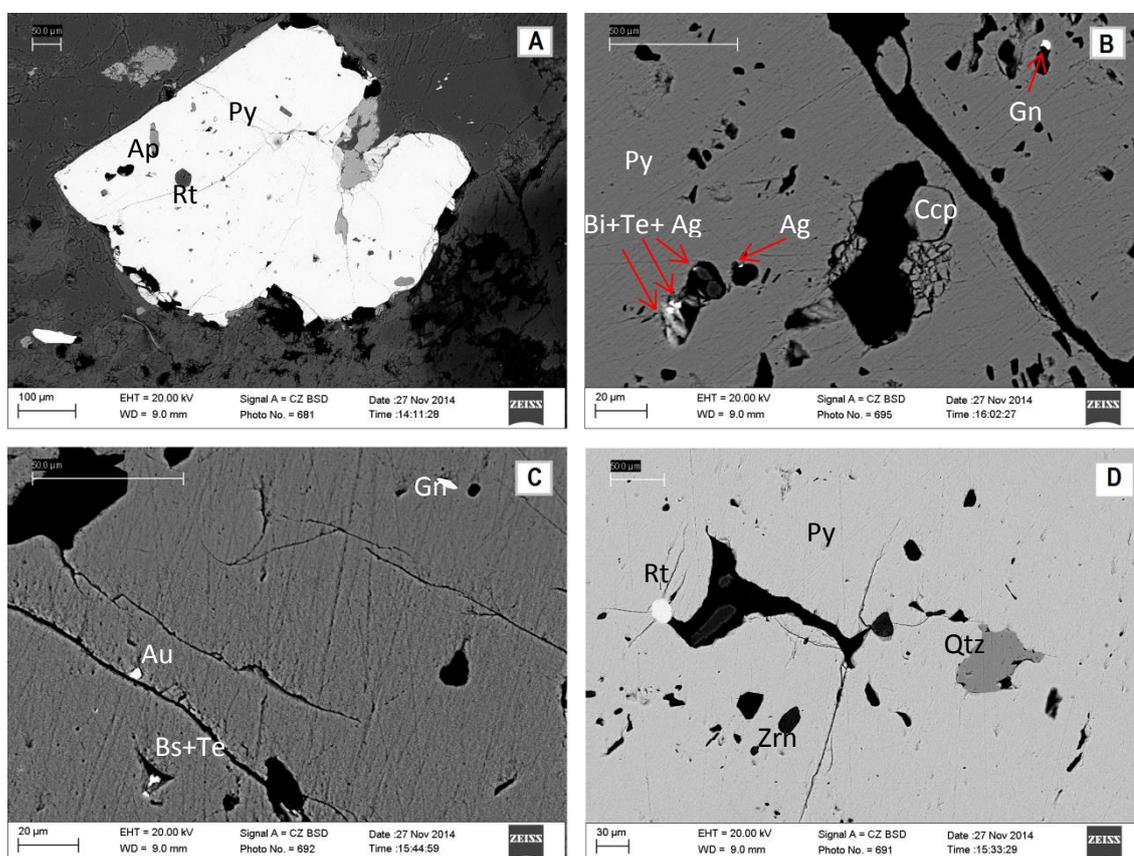
Os grãos de pirita são tabulares subédricos a xenomórficos, finos a médios e bastante fraturados (Figura 5.14-A).

A pirita ocorre de forma disseminada em agregados com magnetita, ou associada com quartzo, clorita, apatita e/ou carbonato (Figura 5.14-B). Pode ocorrer em vênulas, em uma associação pirita-clorita (Figura 5.14-C).



**Figura 5.14:** Fotomicrografias em luz refletida normal da zona de piritização. A) Pirita disseminada na rocha, agregados de grãos arredondados (flechas vermelhas). Notar fraturas irregulares (flechas amarelas). B) Pirita em agregados com clorita + quartzo. C) Vênula de pirita maciça e clorita .

A partir do MEV foi possível observar que a pirita apresenta microinclusões de ouro, galena, esfalerita, apatita, ilmenita, sulfossais de Ag+Bi+Te e minerais de Cu em toda sua ocorrência (Figura 5.15-A, B, C e D).



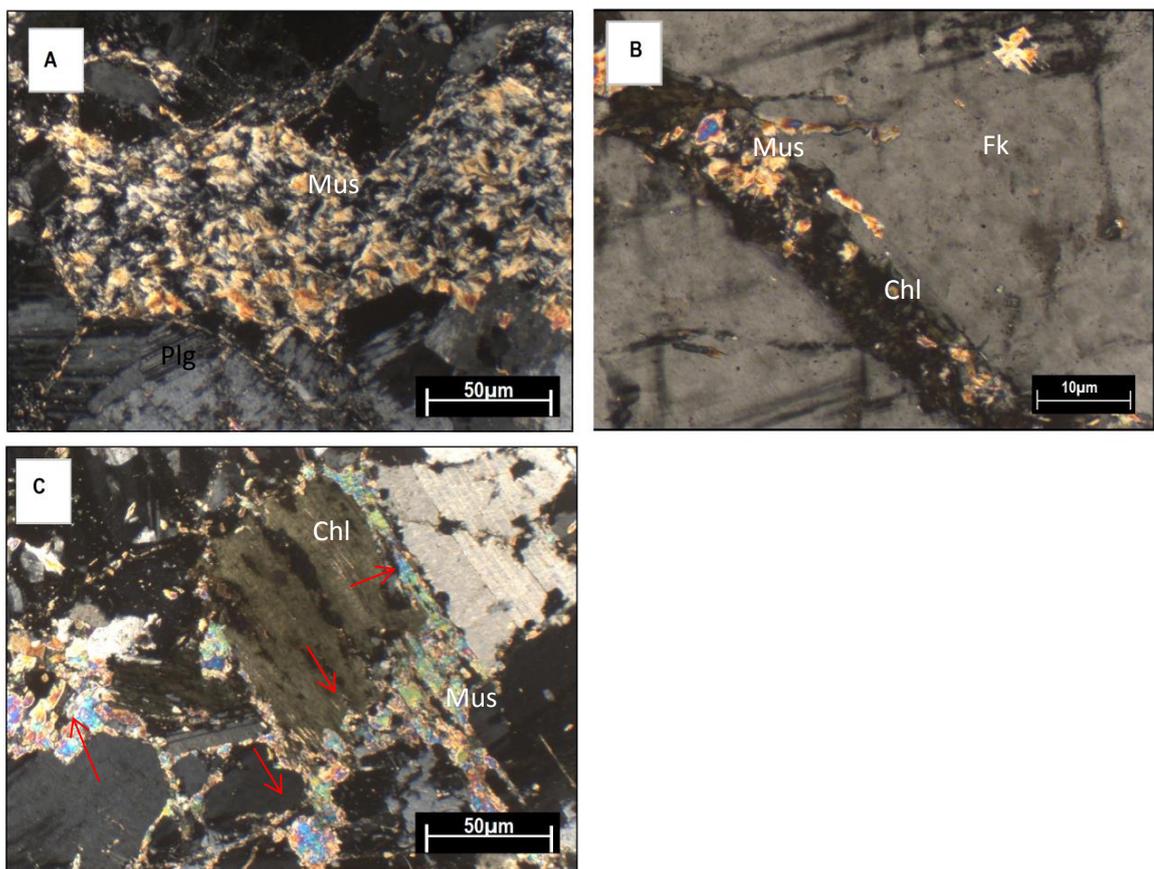
**Figura 5.15-** Imagens de eletron retroespalhados (MEV) de pirita: A) Microinclusões de apatita (Ap), rutilo (Rt) em pirita (Py) (A30). B) Pirita (py) com microinclusões de galena (Gn), Calcopirita (Ccp), prata (Ag) e bismuto+telúrio+prata (Bi+Te+Ag) (A24). C) Pirita (Py) com microinclusões de bismuto +telúrio (Bs+Te), galena (Gn) e ouro (Au) (A30). D) Pirita (Py) com microinclusões de rutilo (Rt), zircão (Zrn) e quartzo (Qtz) (A30).

### 5.2.6 Alteração com Muscovita

Nas amostras A22, A23 e A24 do Granito Rapakivi a alteração sericítica evolui para uma alteração pervasiva, intersticial ou seletiva, ambas com muscovita  $\pm$  sericita  $\pm$  quartzo e foi separada da alteração sericítica. A muscovita possui granulação média, mas podendo variar de fina a grossa, é sub-édrica, exibe textura fibro-radial (Figura 5.16-A) e ocorre ao longo de trilhas anastomosadas que contornam os minerais (Figura 5.16-B). A principal característica da alteração com muscovita é

alterar a clorita (da assembleia propilítica), a partir dos limites das lamelas (Figura 5.16-C).

Pseudomorfos de muscovita formados a partir da alteração do plagioclásio e/ou biotita anteriormente cloritizada, podem ser observados, geralmente com textura fibro-radial, indicando cristalização sem deformação. Sobre o plagioclásio a muscovita forma pequenos cristais bem formados e distribuídos por todo o cristal. Exemplos da composição química da muscovita obtidos por MEV estão representada na Tabela 5.3 a seguir, e é comparada com os valores de Deer *et al.*, 2008.



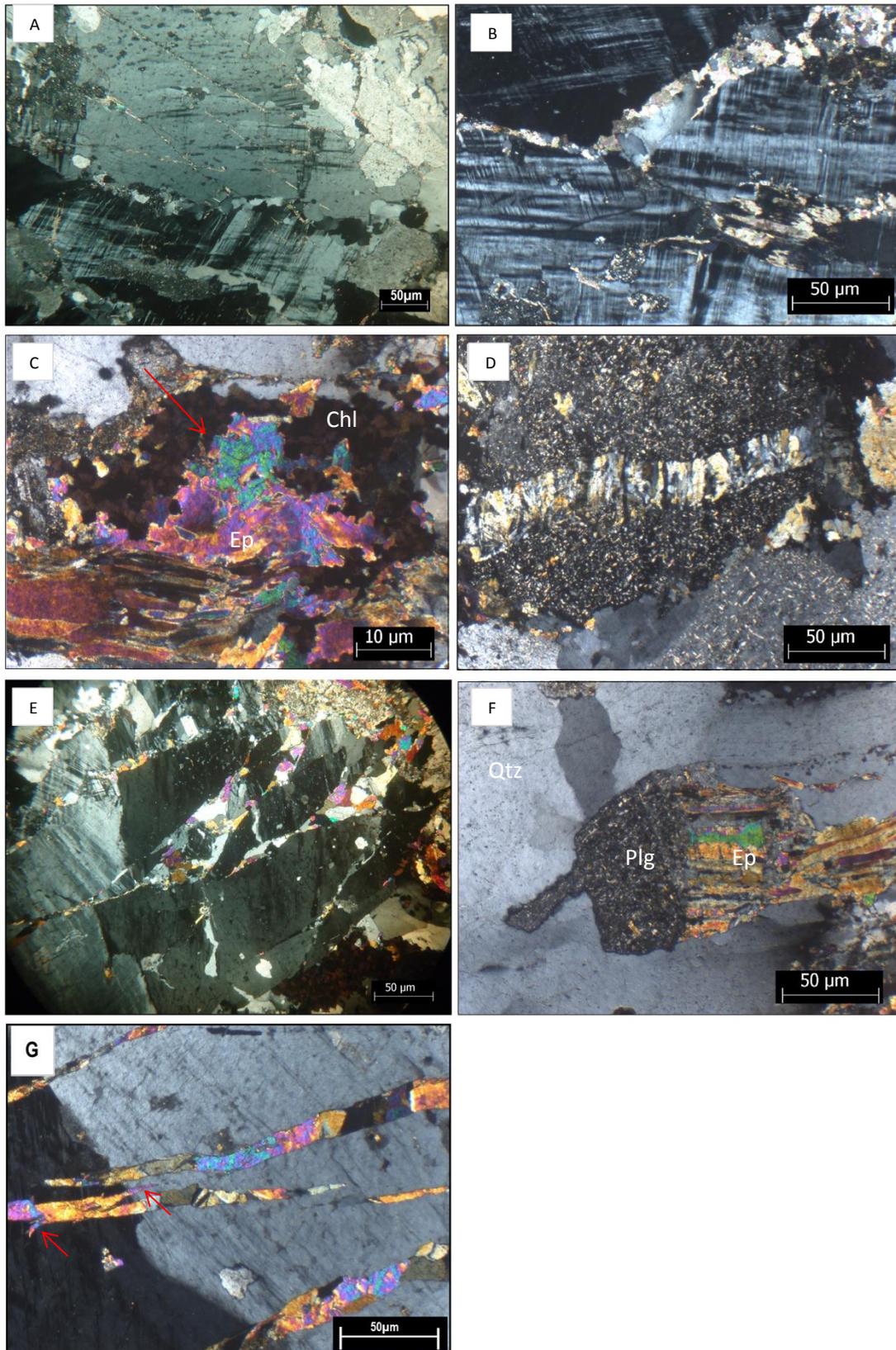
**Figura 5.16:** Fotomicrografias de feições da alteração com muscovita- A, B e C luz transmitida polarizada (LP). A) Muscovita (Ms) com textura fibro radial, em matriz de plagioclásio (PLg). B) Alteração para muscovita (Ms) em clorita (Chl) anastomosada, que corta o feldspato potássico (Fk). C) Muscovita (Ms) alterando clorita pseudomorfa (Chl) de biotita, no limite da lamela e ocupando interstícios (flechas).

**Tabela 5.3:** Exemplos da composição química da muscovita radial (dados obtidos por MEV).

Muscovita Radial	A23.i1.1 (%)	A23.i2.1 (%)	A23.i2.2 (%)	Muscovita (%; Deer <i>et al.</i> , 2008)
O	48,64	49,53	47,09	47,35
Mg	1,77	1,84	1,84	-
Al	13,97	13,73	14,25	20,3
Si	24,2	24,11	25,21	21,13
K	9,42	9,19	9,94	9,81
Fe	1,98	1,61	1,97	-

### 5.2.7 Carbonatação e Epidotização

A carbonatação ocorre em estilo fissural, onde fraturas intergranulares são preenchidas por calcita, quartzo e clorita férrica. Ocorrem de forma mais evidente nas amostras A17 e A21 do BMP, porém também estão presentes no Granito Rapakivi, de forma mais discreta. As vênulas são retilíneas a curvas, tem limites bem definidos e medem de 1 a 10  $\mu\text{m}$  de espessura (Figura5.17-A). O crescimento da calcita na vênula é sintaxial, das paredes para o centro desta, e a calcita tem hábito granular a prismático alongado, perpendicular as paredes das vênulas (Figura5.17 - B).



**Figura 5.17:** Fotomicrografias de carbonatação e epidotização. A, B, C, D e E luz polarizada (LP). A) Fraturas paralelas intergranulares com 2 $\mu$ m de espessura, cortando fenocristal microclinizado perítico, e vênula de quartzo recristalizado. Carbonato muito fino preenchendo as fraturas. B) Fratura intergranular e intragranular em microclínio hidrotermal, preenchida por calcita e quartzo. C) Epidoto (Ep) disseminado granular e tabular, alterando a

clorita (Chl) hidrotermal, da borda para o centro (flecha). D) Vênula de epidoto intergranular, cortando plagioclásio sericitizado. Notar crescimento do tipo pente, ou sintaxial, ortogonais as paredes das vênulas. E) Sistema de vênulas de epidoto com padrões conjugados amendoados, afetando microclínio, plagioclásio sericitizado, e clorita. F) Vênula de epidoto (Ep), alterando plagioclásio sericitizado (Plg), em quartzo recristalizado (Qtz). G) Sistema de vênulas de epidoto (Ep) e clorita (Chl). Notar ganchos sigmoidais conjugados, partindo da vênula principal (flechas).

Nas tabelas a seguir se encontram exemplos da composição química da calcita e clorita analisados em MEV. A calcita possui valores equivalentes aos de Deer et al.(2008; Tabela 5.4). E a clorita, com formula química média  $(Mg,Al,Fe)_{12}(Si, Al)_{8}O_{20}(OH)_{16}$ , se mostra de composição férrica (Tabela 5.5).

**Tabela 5.4-** Exemplos da composição química da calcita (dados obtidos por MEV).

Calcita	a17.i3.1 (%)	a17.i3.2 (%)	Calcita (%; Deer <i>et al.</i> , 2008)
C	15,69	11,2	12
O	43,22	47,64	47,96
Ca	39,79	39,98	40,04
Mn	1,3	1,18	-

**Tabela 5.5-** Exemplos da composição química da clorita (dados obtidos por MEV).

Clorita	a17.i3.3 (%)	a17.i3.4 (%)
O	46.62	45.70
Mg	5.61	5.39
Al	9.88	9.95
Si	11.19	11.62
Mn	1.57	0.18
Fe	24.74	25.76
Ba	0.38	-

Esta geração de epidoto ocorre associado com quartzo,  $\pm$  carbonato,  $\pm$  clorita e  $\pm$  magnetita, em estilo disseminado, ou venular. Em estilo disseminado o epidoto ocorre associado a magnetita. Tem hábito granular, xenomórfico, com contato irregular com outros grãos, e geralmente em termos composicional é representado pela a clinozoizita. Os cristais de epidoto aparentam se sobreporem aos minerais da matriz hidrotermal, como clorita. (Figura5.17-C).

Os sistemas de vênulas de epidoto possuem 10  $\mu\text{m}$  de espessura e os limites são bem definidos. Formam padrões conjugados interconectados, gerando figuras triangulares nos minerais hospedeiros (Figura 5.17-E, Granito Rapakivi, amostras A22, A24, A38 e A30). As vênulas podem apresentar terminações sigmoidais (Figura 5.17-G). O epidoto está associado a quartzo e carbonato nestas vênulas extensionais. As vênulas cortam tanto fenocristais como a matriz hidrotermalizada do BMP e do Granito Rapakivi (Figura 5.17-D, F e G). O crescimento do epidoto, na vênula, pode ser do tipo em pente, ou sintaxial (Figura 5.17-D).

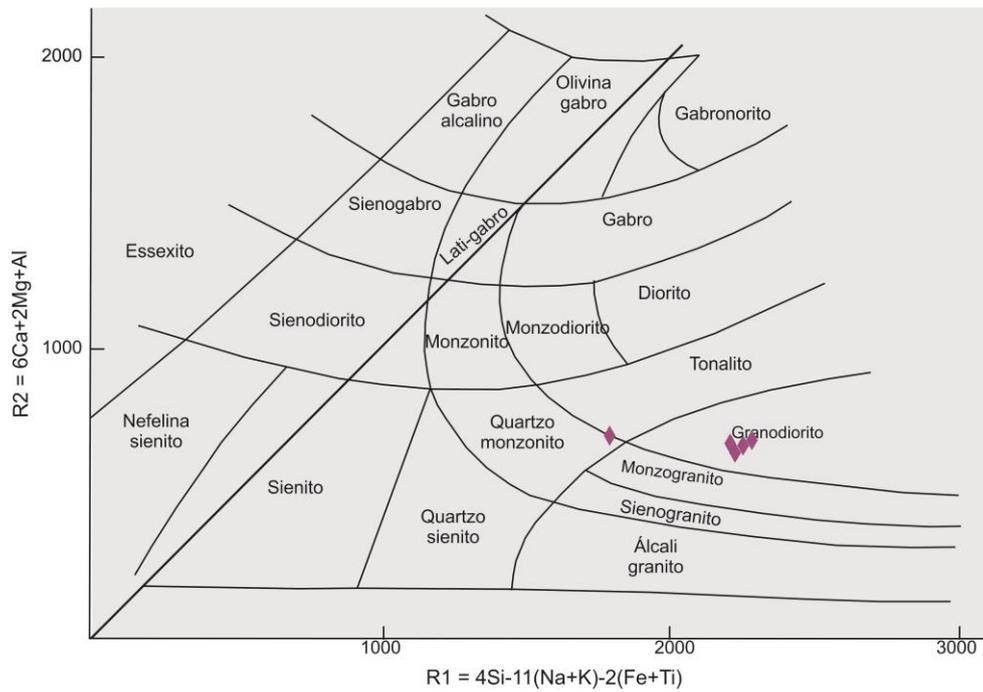
## 7. Litogeoquímica

As amostras que tiveram seus elementos maiores (fluorescência de raio X) e menores (ICP-MS) analisados foram A10, A12, A13, A14, A15, do Biotita Monzogranito Porfirítico (BMP). Estas amostras foram selecionadas por estarem pouco ou nada hidrotermalizadas, confirmado por uma P.F. <2%, valor aceitável para granitos não alterados (Moura, 1998). Todas as amostras possuem uma P.F. < 1%, apenas a amostra A10 possui uma P.F. de 1,8%, mostrando que está um pouco hidrotermalizada, mas ainda dentro do valor considerado aceitável para a caracterização do granito. As amostras do Granito Rapakivi se encontravam muito hidrotermalizadas, impossibilitando o seu estudo geoquímico para a classificação do litotipo. Os resultados das análises químicas de rocha total utilizados neste trabalho encontram-se no Anexo III.

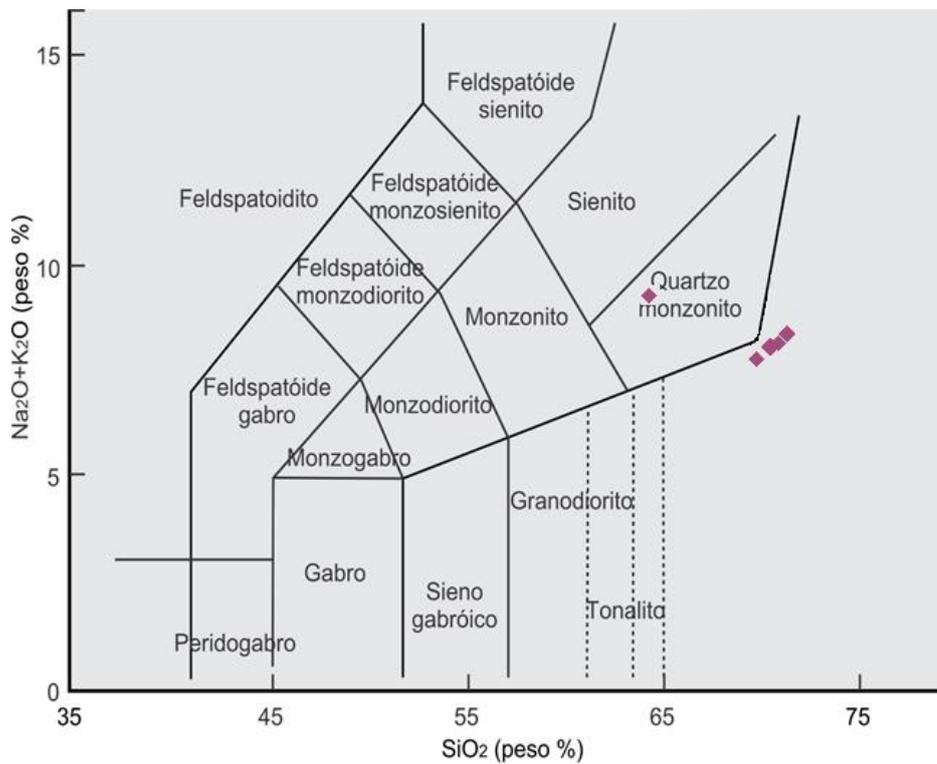
As amostras estudadas possuem valores de SiO<sub>2</sub> entre 64 e 69%, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O entre 7-8% e K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O >1. Além disso, possuem valores entre 14-16% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2-3% de CaO, e são enriquecidos em Ba (1203ppm) e Sr (247ppm) quando comparados com os ERT.

As amostras analisadas, quando comparadas aos condrito (Sun & McDonough (1989) possuem valores moderados de elementos terras raras, Zr ( 236-290ppm), Rb (112-152ppm) e baixo conteúdo de Nb (14,9-19,5ppm), Y (22,8-30,5ppm), Ta (1,18-1,76ppm), Ga (18,9-20,5ppm), Zn (41,7-51,3ppm), Sn (2,13-2,96ppm), W (0,16-0,39ppm) Mo (0,29-1,94ppm) e Li (20,6-31,9ppm). O valor de Cu para a amostra A10, pouco hidrotermalizada, é de 31,6 ppm, enquanto para as demais amostras, não hidrotermalizadas é de 13,5-18,1 ppm.

A classificação da BMP foi feita utilizando os diagramas R1 x R2 de De La Roche *et al.* (1980, Figura 6.1) e TAS (álcalis total versus sílica, de Le Maitre, 1989, Figura 6.2) e. Assim, em ambos diagramas o BMP foi classificado como Granodiorito, com tendência ao quartzo monzonito (amostra10).

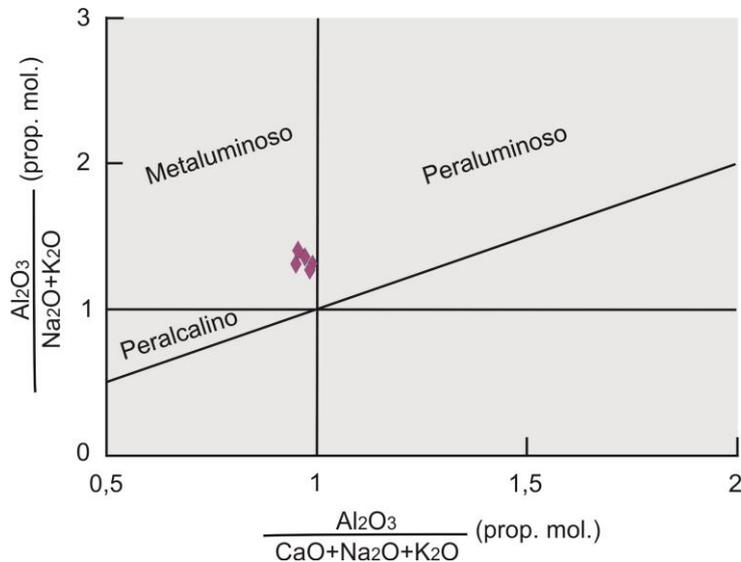


**Figura 6.1:** Classificação geoquímica utilizando os parâmetros  $R_1 \times R_2$  de De la Roche *et al.*, 1980) para o do Biotita Monzogranito Porfírico ( $R_1 = 4Si-11(Na+K) -2(Fe+Ti)$ ;  $R_2 = 6Ca+2Mg+Al$ ).



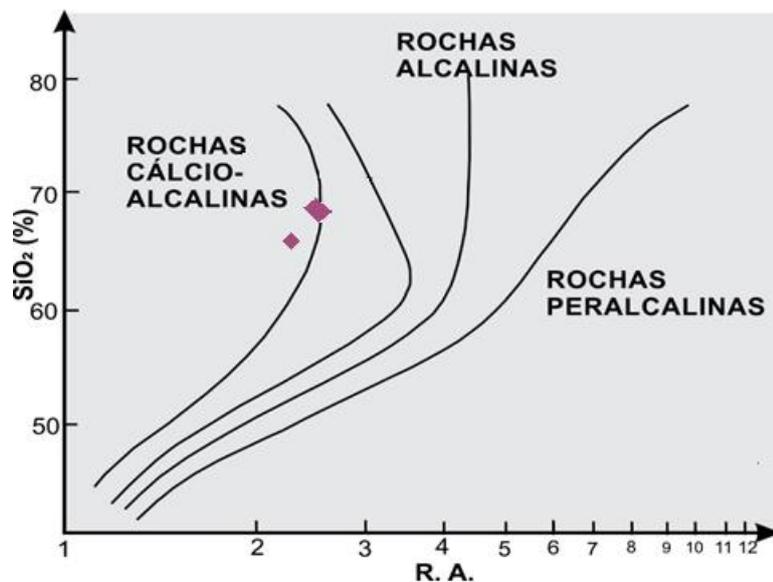
**Figura 6.2:** Diagrama álcalis total versus sílica (TAS) conforme Le Maitre (1989) para as amostras do BMP.

O BMP é um granito metaluminoso, próximo ao limite peraluminoso, conforme o índice de saturação em alumina (ISA=  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , fração molar), ou índice de Shand (Zen, 1986; Maniar & Piccoli, 1989; Figura 6.3).



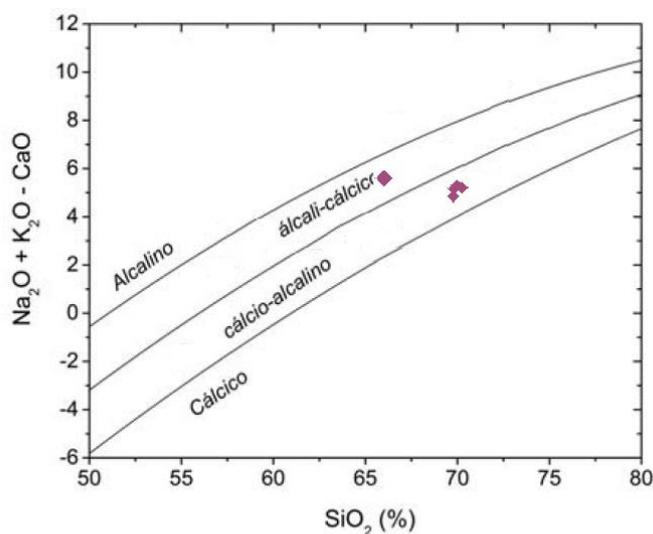
**Figura 6.3:** Diagrama de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) para as amostras do BMP.

O diagrama de Wright (1969) é baseado na razão de alcalinidade simples ( $\text{R.A.} = [(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}) + (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})] / [(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ ), e é apropriado para rochas ricas em sílica, como é o caso do BMP. Porém, para rochas com mais de 50% em sílica e com a relação  $1.0 < \text{k}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 2.5$ , utiliza-se na fórmula de R.A. o valor de  $2\text{Na}_2\text{O}$  em lugar da soma dos álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; Wernick, 2004). Como no BMP a porcentagem de sílica varia entre 64-70%, foi utilizado o valor de  $2\text{Na}_2\text{O}$  na fórmula de R.A. As amostras situam-se na linha intermediária entre rochas cálcio-alcálicas e alcálicas, com tendência a cálcio-alcálicas (Figura 6.4).



**Figura 6.4:** Diagrama de R.A.  $[(Al_2O_3+CaO) + (Na_2O+K_2O)] / [(Al_2O_3+CaO)-(Na_2O+K_2O)]$  x Sílica, para as amostras da BMP, conforme Wright (1969).

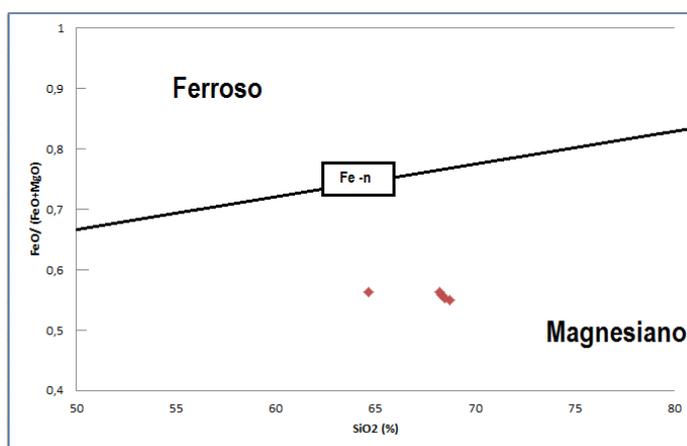
Segundo o diagrama de Frost *et al.* (2001), baseado no índice de alcalinidade modificado (MALI;  $Na_2O+K_2O-CaO \times SiO_2$ ), as rochas estudadas estão no campo cálcio-alcálico, sendo a amostra A10 no campo álcali-cálcico (Figura 6.5).



**Figura 6.5 :** Diagrama do índice de alcalinidade modificado (MALI) de  $Na_2O+K_2O-CaO \times SiO_2$  de Frost *et al.* (2001) para as amostras do BMP.

A classificação proposta por Frost *et al.* (2001) de rochas ferrosas e magnesianas, baseadas no número-Fe ( $FeO/(FeO+Mg-O)$ ), separa rochas que possuem enriquecimento de FeO (total) em detrimento de

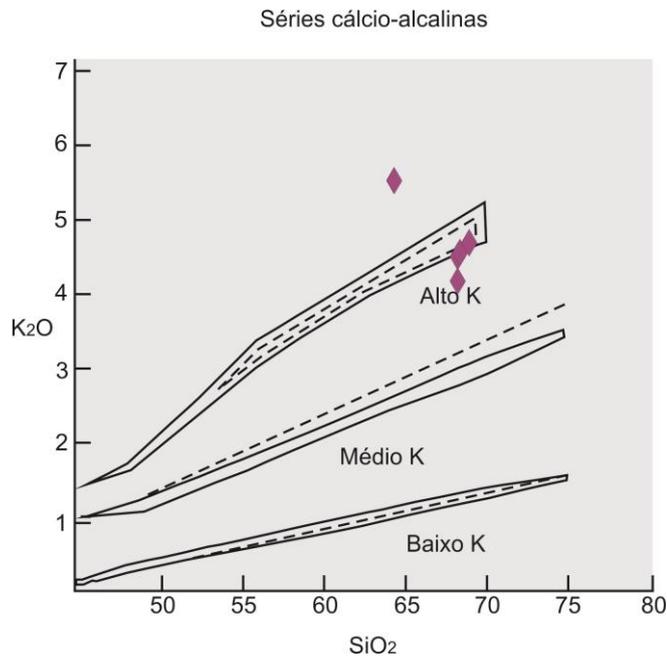
MgO durante a cristalização. Segundo esta classificação, as amostras do BMP são magnesianas (Figura 6.6).



**Figura 6.6:** Diagrama de Frost. (2001), baseado na razão de enriquecimento de FeO e MgO ( $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  versus  $\text{SiO}_2$ )

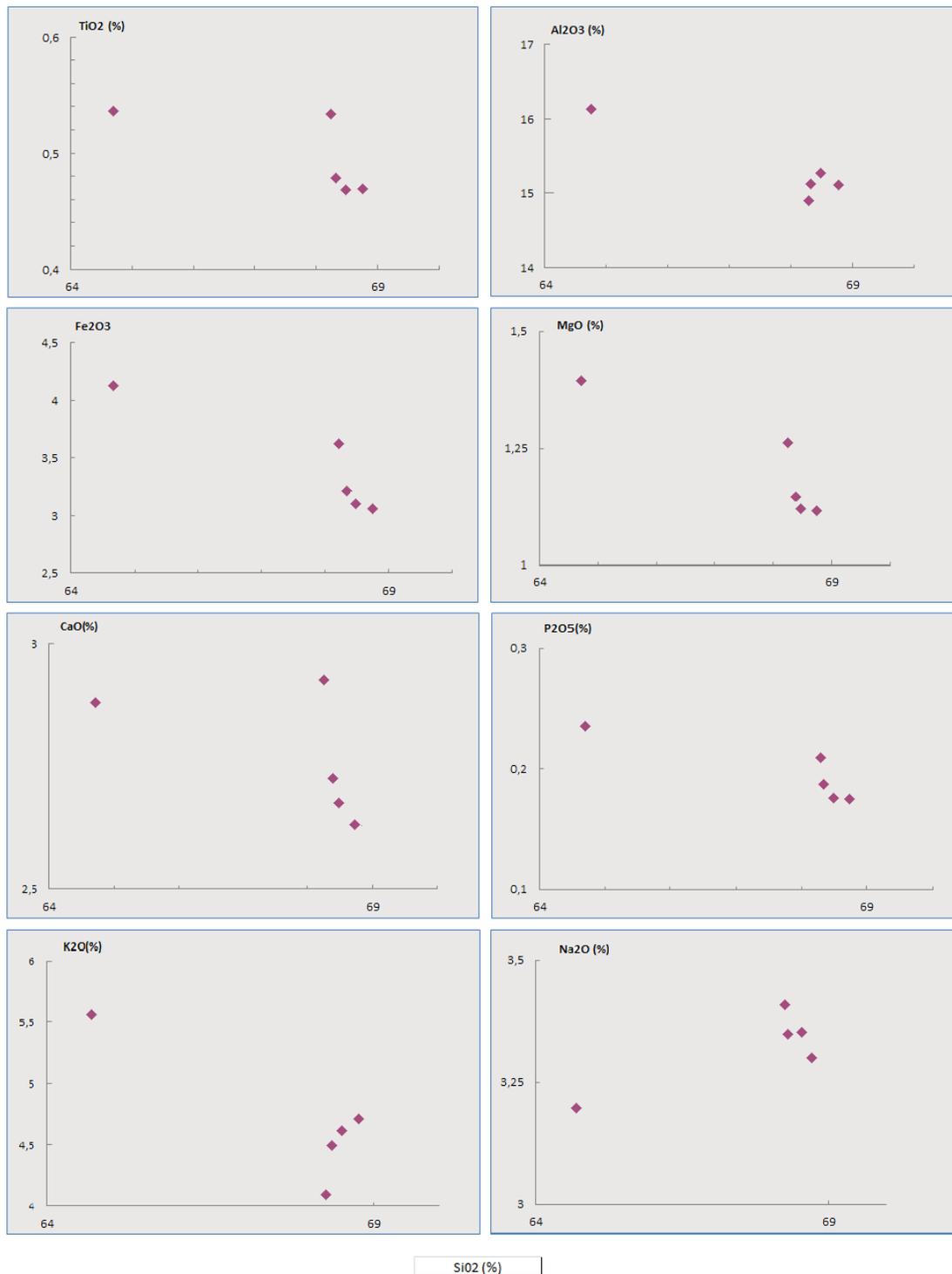
O BMP pertence à série cálcio-alcalina (cf. Bowden & Lameyre, 1982) pelas características petrográficas, tais como a presença de hornblenda, titanita, allanita, biotita, ausência de piroxênio alcalino, e características geoquímicas, tais como ser metaluminoso no diagrama de Shand, cálcio-alcalino, no diagrama de índice de alcalinidade modificada de Frost *et al.* (2001) e magnesiano (Figura 6.6). Isto, apesar das amostras terem uma tendência ao limite com o campo alcalino, no diagrama de Wright (1969).

Assim, é possível utilizar o diagrama de Le Maitre (1989) para rochas calcio-alcalinas, onde as amostras do BMP plotam no limite superior do campo cálcio-alcalino alto-K, exceto a amostra A10, que se localiza acima do campo alto-K, com valores de  $\text{K}_2\text{O}$  acima de 5%, provavelmente devido a alteração potássica (Figura 6.7).



**Figura 6.7 :** Diagrama K<sub>2</sub>O x SiO<sub>2</sub> de Le Maitre (1989) para classificação das rochas cálcio-alcálinas, nas amostras do BMP.

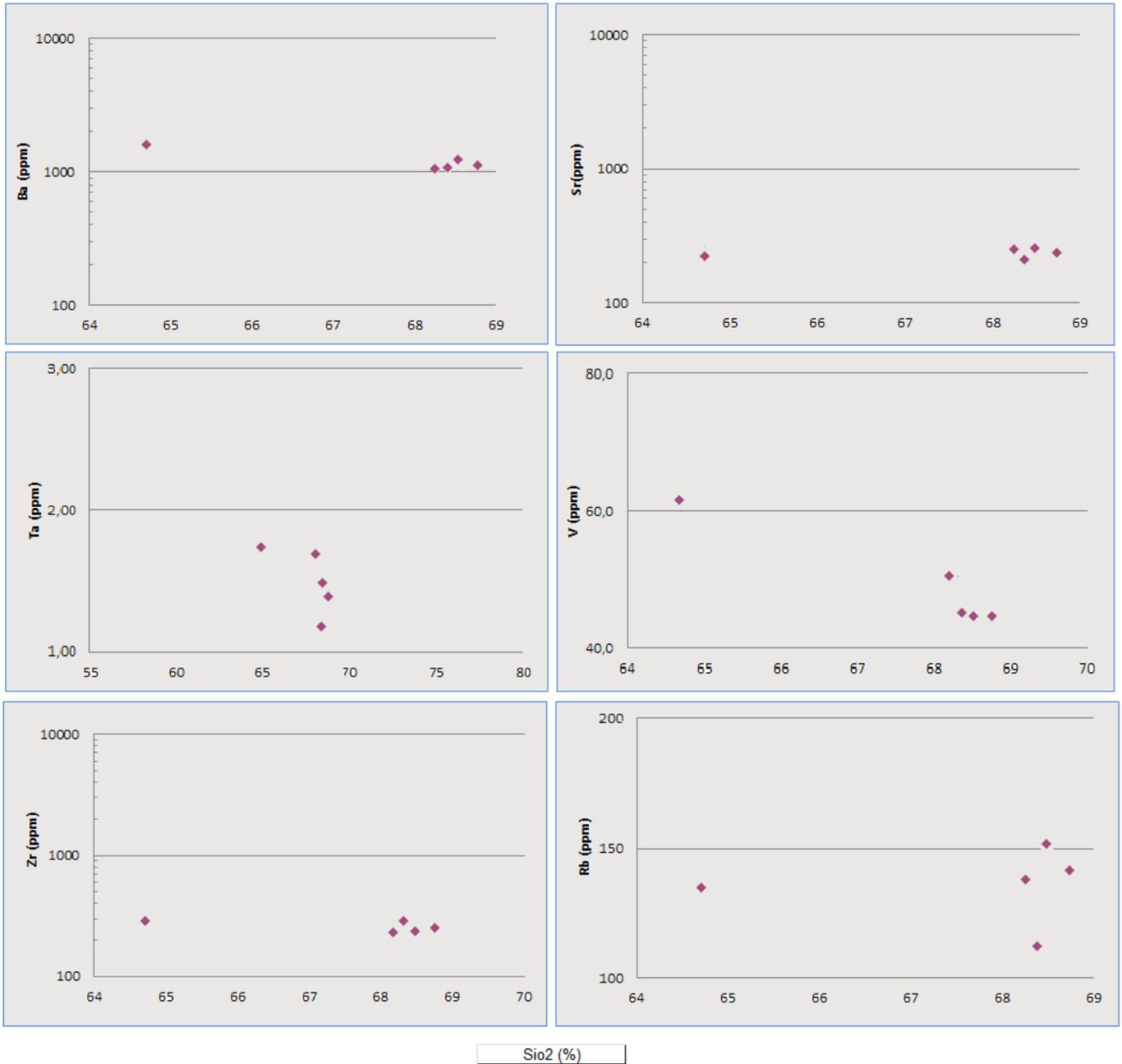
Os diagramas de variação de elementos maiores tipo Harker mostram, sem considerar a amostra A10, que com o incremento SiO<sub>2</sub>, o Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e Na<sub>2</sub>O têm correlação negativa; K<sub>2</sub>O tem correlação positiva; e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> não se correlacionam com a sílica (Figura 6.8).



**Figura 6.8:** Diagramas de variação dos elementos maiores ou tipo Harker, tomando a sílica como índice de diferenciação, para amostras do BMP.

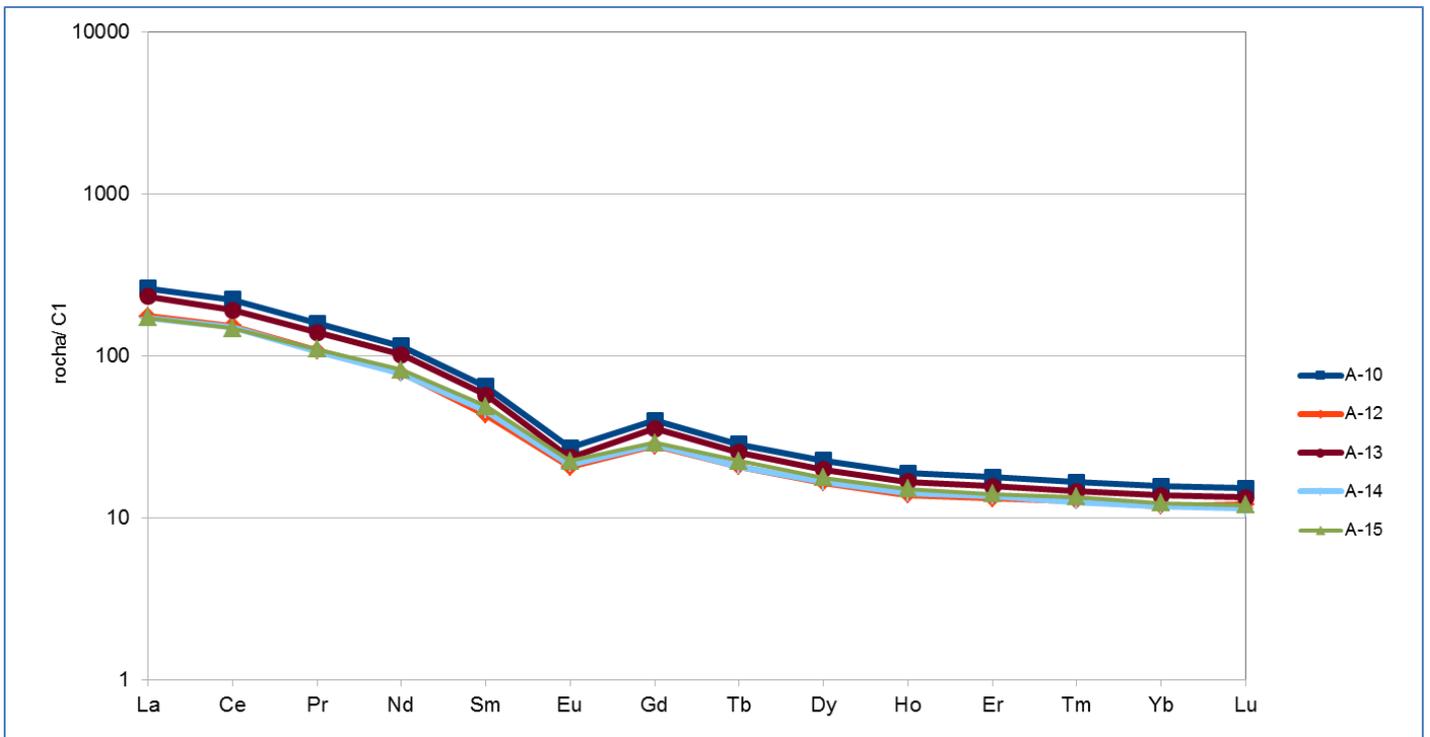
Por outro lado é possível observar o comportamento da amostra A10 discrepante dos trends de evolução desenvolvidos pelas outras amostras do BMP, principalmente no que diz respeito a  $K_2O$ ,  $Na_2O$ , além de  $CaO$  e  $P_2O_5$ .

Nos diagramas do tipo Harker para os elementos-traço, observa-se com o aumento de  $\text{SiO}_2$ , uma leve correlação negativa para V, uma leve correlação positiva para Rb, pouca correlação para Ta. Os elementos Ba, Sr, Zr não apresentam variações significativas (Figura 6.9).



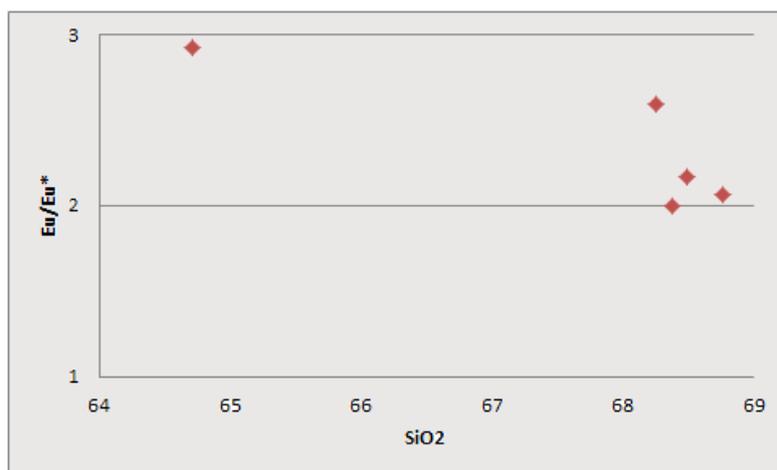
**Figura 6.9:** Diagramas de variação dos elementos-traços ou tipo Harker tendo a sílica como índice de fracionamento, para amostras do BMP.

Os padrões de elementos terras raras (ETR) das amostras do BMP normalizadas pelo condrito, conforme Sun & McDonough (1989), são muito semelhantes entre si (Figura 6.10). Os espectros mostram elevado enriquecimento em ETRL e enriquecimento menor em ETRP com relação aos condritos. O grau de fracionamento dos ETR pode ser expresso pela concentração de um ETR leve (La ou Ce) dividido pela concentração de um ETR pesado (Yb ou Y), ambos elementos normalizados para condrito. No BMP os padrões são moderadamente fracionados, apresentando valor de  $La_n/Yb_n = 16$ , e apresentam uma importante anomalia negativa de Eu. A amostra A10, mesmo sendo pouco hidrotermalizada, não apresentou variações de ETR distintas das amostras mais preservadas. Contudo, a mesma apresenta os valores mais altos de ETR total, enquanto as amostras A14 e A15, descritas na petrografia como menos hidrotermalizadas, apresentam os valores gerais de ETR mais baixos.



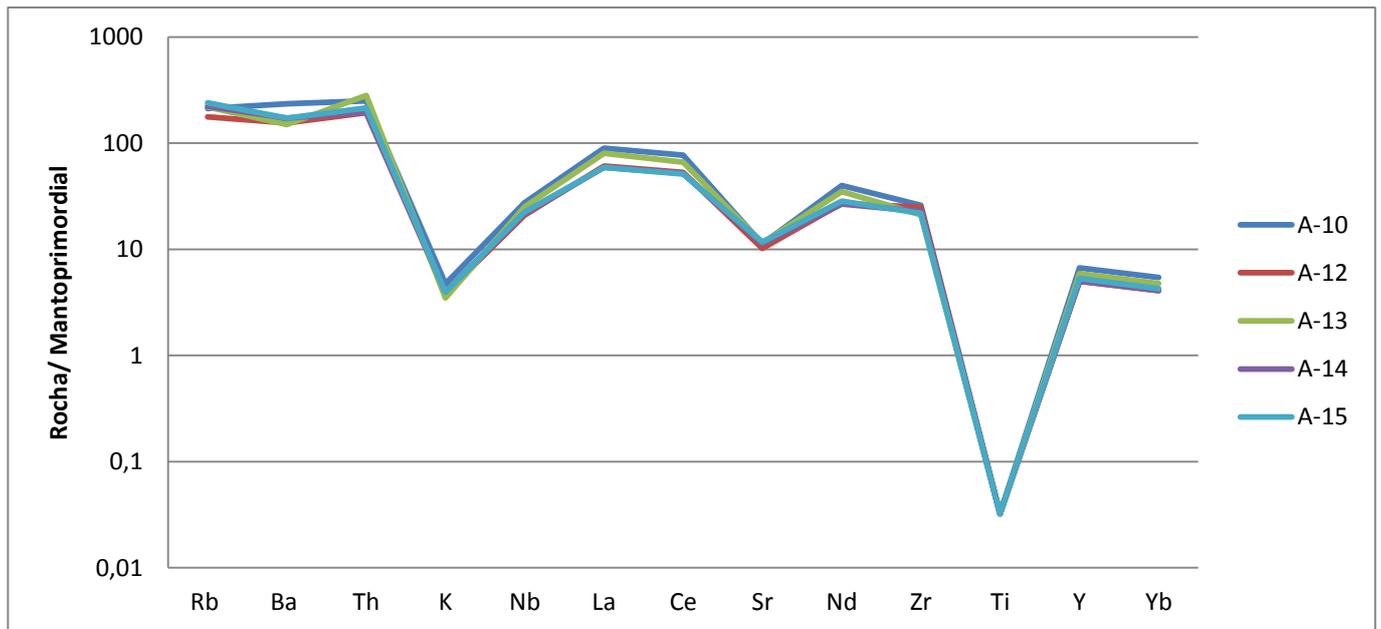
**Figura 6.10:** Espectro de elementos terras raras de amostras representativas do BMP, normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989).

Em diagramas  $\text{SiO}_2 \times \text{Eu}/\text{Eu}^*$  (Figura 6.11), ocorre uma dispersão dos dados, contudo uma leve correlação negativa entre a dimensão da anomalia negativa de Eu e o incremento de  $\text{SiO}_2$  das amostras do BMP podem ser observadas, o que significa que o incremento de sílica pode ajudar a explicar a anomalia de Eu na Figura 6.10 (Emmermann *et al.*, 1975).



**Figura 6.11:** Diagrama de  $\text{SiO}_2 \times \text{Eu}/\text{Eu}^*$  ( $\text{Eu}^* = (\text{Eu}/0,069) / \text{raiz} [(\text{Sm}/0,181) \times (\text{Gd}/0,249)]$ ); representa o valor correspondente ao Eu se não houvesse a anomalia, para as amostras do BMP (Emmermann *et al.*, 1975).

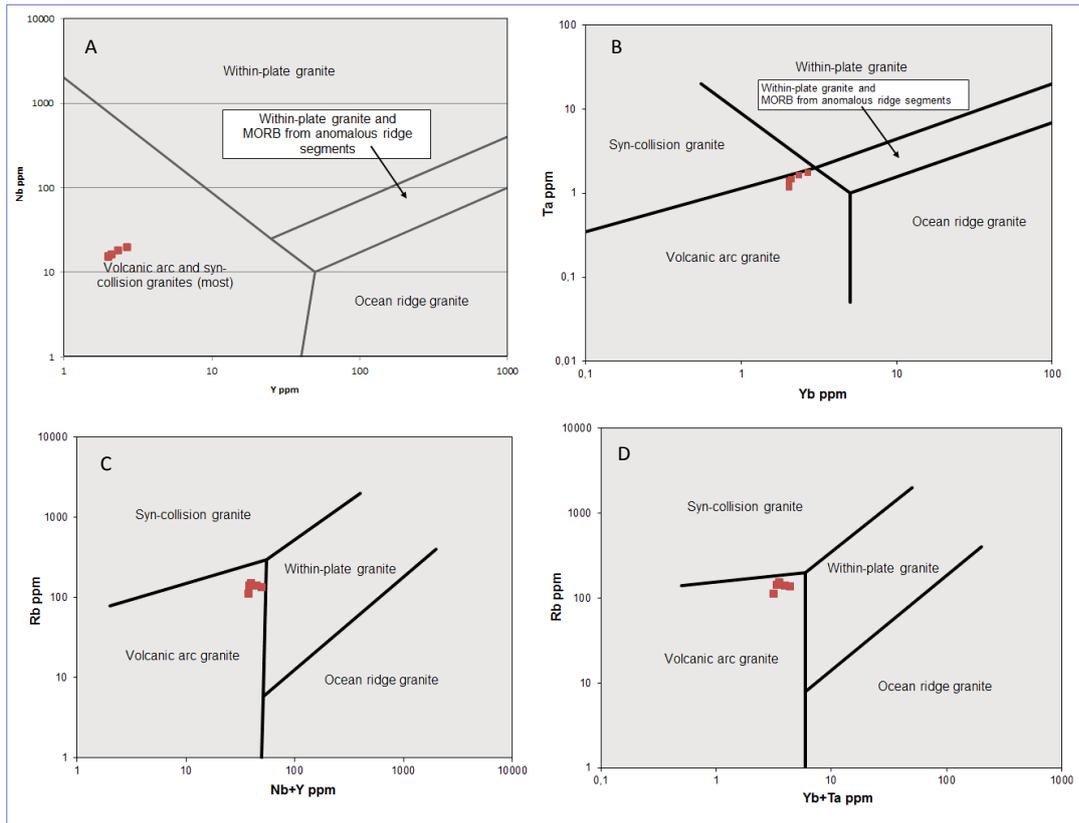
No diagrama multielementar com valores de normalização para o manto primordial de Sun & McDonough (1989) e ordenação semelhante à utilizada por Wyborn *et al.* (1992) e Moura (1998), para fins de comparação, as amostras do BMP caracterizam-se por acentuadas anomalias negativas para K, Sr e Ti, anomalia negativa de Yb, pequena anomalia negativa de Ba e ausência de anomalia de Y (Figura 6.12)



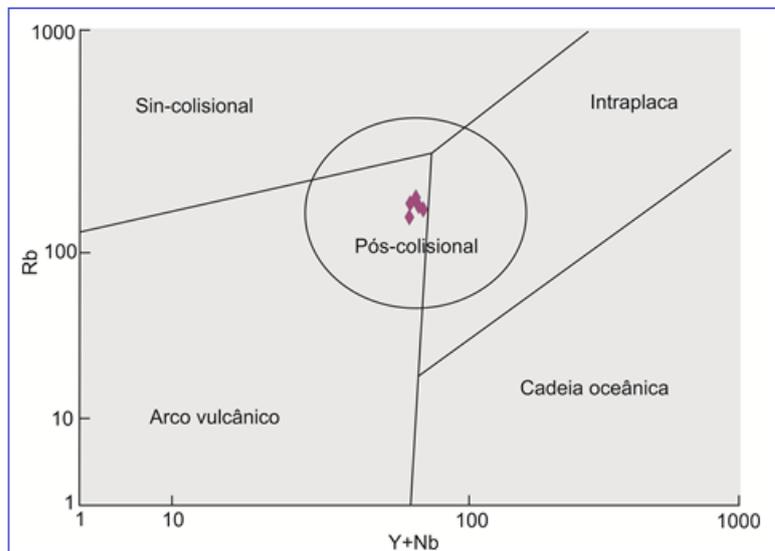
**Figura 6.12:** Amostras do BMP em diagrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial, com fatores de normalização de Sun & McDonough (1989).

Com o objetivo de se definir o tipo de ambiente tectônico do BMP utilizou-se os diagramas propostos por Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996). Os diagramas em questão tem como proposta a separação em sete campos tectônicos, de acordo com a evolução do ciclo de Wilson, um evento completo de abertura e colisão de placas.

No diagrama Y x Nb (Figura 6.13-A), os campos tectônicos de arco-vulcânicos (tipo I) e sin-colisionais não são discriminados, e as amostras do BMP se encontram neste campo. Já no diagrama de Yb x Ta (Figura 6.13-B), com a discriminação dos campos acima citados, as amostras do BMP se encontram no limite superior do campo de granitos de arcos vulcânicos (Tipo I). Tanto nos diagramas Nb+Y x Rb (Figura 6.13-C) e Yb+Ta x Rb (Figura 6.13-D), as amostras do BMP se encontram no campo de granitoides de arcos vulcânicos (Tipo I). Pearce (1996) inclui um campo geotectônico ao diagrama Nb+Y x Rb, o campo pós-colisional, neste caso, as amostras do BMP mostram afinidade com o ambiente pós-colisional com tendência ao campo do ambiente de arcos vulcânicos (Tipo I) (Figura 6.14).

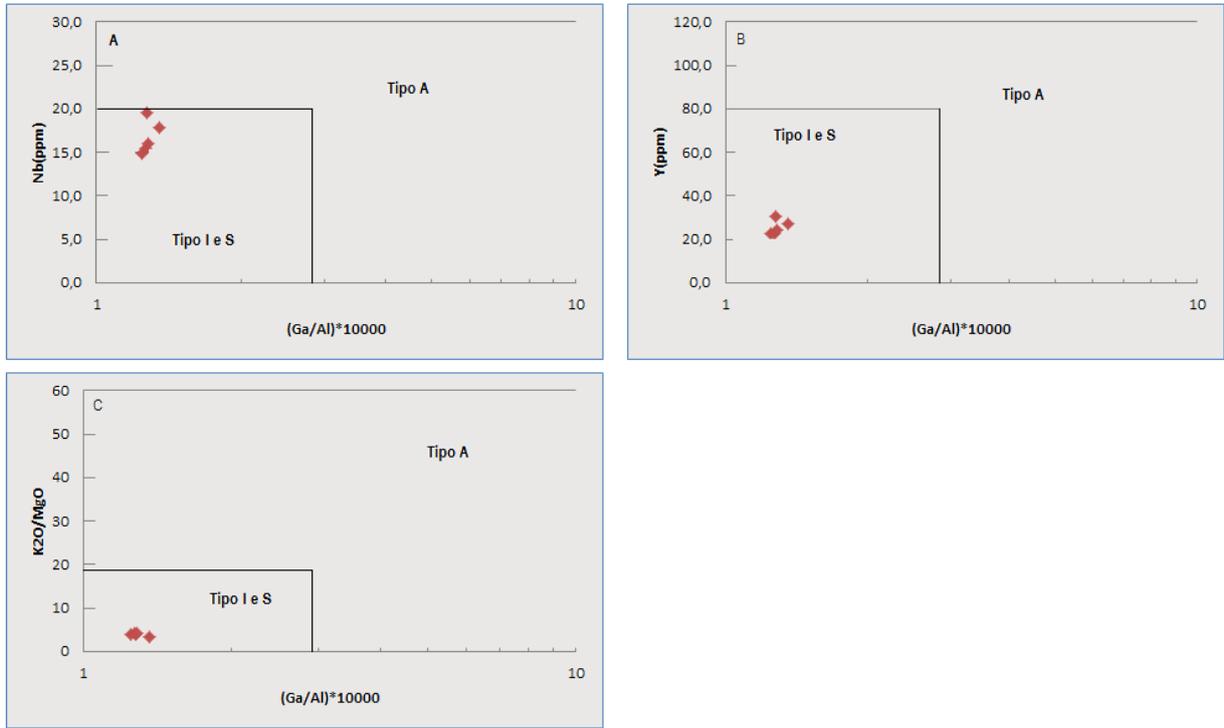


**Figura 6.13:** Disposição do granito BMP nos diagrama de Pearce *et al.* (1984) com a subdivisão dos campos dos granitos intra-placa (WPG), arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (SYN-COLG), cadeias oceânicas (ORG): A) Y x Nb; B) Yb x Ta; C) Nb+Y x Rb; D) Yb+Ta x Rb.



**Figura 6.14:** Diagrama de ambiência tectônica proposto por Pearce *et al.*, (1996).

Segundo os diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987), observa-se que os granitos do BMP estão no campo dos granitoides orogênicos do tipo I (Figura 6.15-A, B e C).



**Figura 6.15:** Diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987):  $1000 \cdot (Ga/Al)$  versus A) Nb; B) Y; C) K<sub>2</sub>O/MgO. Em todos os diagramas as amostras do BMP se encontram no campo de granitos tipo I e S.

## 8. Discussão

### 7.1 Petrogênese dos litotipos

No diagrama de Streckeisen (1967; Figura 5.3) o Biotita Monzogranito Porfirítico foi classificado como Monzogranito, porém segundo as classificações geoquímicas de Le Maitre, (1989), diagrama TAS, e De La Roche *et al.* (1980), diagrama  $R_1 - R_2$ , é classificado como granodiorito. A classificação modal, utilizando o diagrama QAP de Streckeisen (1967), é baseada na diferença em abundância e composição dos feldspatos e é válida para uma grande variedade de granitóides, o que a torna muito útil para definição inclusive de diferentes séries magmáticas como as cálcio-alcálicas e alcálicas (Frost *et al.* 2001). Porém esta classificação ignora a variação composicional de outros elementos, como minerais máficos, além de não demonstrar a presença ou não de fases menores (Wernick, 2004). No caso do dique félsico estudado, foi difícil a separação entre o plagioclásio mais cálcico e a albita. Isto pode ter afetado tanto a contagem mineralógica modal quanto a classificação.

Devido as limitações do diagrama QAP, outros autores buscaram formas diferentes de classificação de granitóides, como é o caso do diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986). O diagrama TAS é uma classificação química, a qual relaciona a composição da sílica e dos álcalis, permitindo a classificação básica tais como acidez, saturação em sílica, saturação em alumina, alcalinidade e a relação entre os feldspatos presentes (Wernick, 2004). Segundo Wernick (2004), o maior problema do diagrama TAS é a falta de concordância entre os limites das famílias de rochas ígneas, classificadas em bases químicas e em base de composição mineralógica (QAP).

O diagrama de De La Roche *et al.* (1980) utiliza as variáveis  $R_1 - R_2$  (Figura 6.1), que levam em consideração a variação de saturação em sílica e a razão  $Fe/(Fe+Mg)$  (Frost *et al.*, 2001). É possível a

representação do diagrama  $R_1 - R_2$  no diagrama QAPF, com o vértice F representado pela nefelina. Assim, o plano A-P do QAPF coincide com o plano crítico de sílica insaturada ( $R_1$  e  $R_2$ ), e os dois sistemas de classificação possuem em comum os vértices Q e F (Wernick; 2004). Porém, o diagrama  $R_1 \times R_2$  apresenta uma saturação em sílica máxima de 70% (Frost *et al.*, 2001), fazendo com que o diagrama não seja totalmente ideal para os litotipos estudados.

Segundo Frost *et al.* (2001), há algumas diferenças fundamentais entre as suites de rochas ígneas que possuem enriquecimento em ferro durante a diferenciação magmática, das que não possuem enriquecimento em FeO em relação ao MgO. Miyashiro (1970) evidencia que a partir desta diferença é possível definir um digrama de  $FeO/(FeO+MgO)$  versus  $SiO_2$  (Figura 6.6). Frost *et al.* (2001) demonstra que a partir deste diagrama é possível traçar uma linha, Fe-number, que distingue os magmas ferrosos e os magnesianos, o primeiro típico de magmas Tipo- A e o segundo típico de granitóides tipo-Cordilheranos (ou I). As amostras do BMP plotadas no referente diagrama, se encaixam nas rochas magnesianas, portanto pouco enriquecidas em Fe.

Outra classificação utilizada foi em relação ao valor de saturação em alumina ou ISA ( $ISA = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ , fração molar), de Shand (1943). Esta expressão leva em consideração a quantidade de  $Al_2O_3$  presente no magma que será acomodado no feldspato (Shand, 1943). Segundo Frost *et al.* (2001), se  $ISA > 1$ , a rocha é peraluminosa, o que significa que a quantidade de  $Al_2O_3$  no magma é maior do que é possível acomodar no feldspato, assim devem estar presentes outras fases como biotita, muscovita, granada entre outras; caso a  $ISA < 1$  porém  $Na+K < Al$ , a rocha é metaluminosa, o que significa que a rocha teve excesso de CaO após o  $Al_2O_3$  ter sido consumido pelos feldspatos, como resultado a rocha deve conter hornblenda e augita; e por fim, com  $ASI < 1$  e  $Na+K > Al$ , a rocha é peralcalina, isso significa que o magma possui mais alcalis que o necessário para produção de feldspato.

O BMP é classificado como metaluminoso no diagrama de Shand (Maniar & Piccoli, 1989), porém com um ISA=0,9, próximo ao limite com o campo peraluminoso (Figura 6.3). Tal tendência pode ser igualmente observada na petrografia pela presença de biotita. Além disso, as amostras estudadas possuem valores de SiO<sub>2</sub> entre 64 e 69% e Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O entre 7-8% , valores que são menores que os valores típicos de granitos metaluminosos a peraluminosos de Nardi (1991; SiO<sub>2</sub> entre 68-79%; Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O maiores que 9%). Devido às características descritas acima, o BMP pode ser classificado como metaluminoso a levemente peraluminoso.

Segundo Frost *et al.* (2001), rochas típicas magnesianas metaluminosas (relacionadas a granitoides do tipo I, Figura 6.6) possuem magnetita como acessório principal em sua composição, e rochas férricas (relacionadas a granitoides do tipo S), possuem ilmenita. No BMP a magnetita, juntamente com titanita, é um acessório comum, com a ilmenita ocorrendo em menor quantidade. Magnetita e titanita corroboram a classificação do BMP como magnésiano metaluminoso e refletem magmas oxidados.

Para determinar a alcalinidade do BMP, utilizou-se os diagramas de Wright (1969), baseado na razão de alcalinidade simples ( $R.A. = \frac{[(Al_2O_3+CaO) + (Na_2O+K_2O)]}{[(Al_2O_3+CaO)-(Na_2O+K_2O)]}$ ), e apropriado para rochas ricas em sílica; e de Peacock (1931) com a relação MALI (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO) modificada por Frost *et al.* (2001). Em ambos os diagramas o BMP foi classificado como cálcio-alcalino (Figura 6.4 e 5). Segundo Lameyre & Bowden (1982) granitos cálcio-alcalinos possuem hornblenda, titanita, allanita, biotita na sua composição, como é observado nas amostras estudadas, o que corrobora a classificação discutida acima.

Segundo as características descritas acima, é possível relacionar o BMP com os granitos magnesianos, cálcio-alcalinos, metaluminosos, da suite Tuolumne de Bateman & Chappell (1979).

Utilizando o diagrama de Le Maitre (1989) para rochas calcio- alcalinas, que relaciona o teor de  $K_2O$  com sílica, as amostras do BMP se encontram no campo de alto-K (Figura 6.7). O alto potássio pode ser um reflexo da presença dos fenocristais de ortoclásio observados na petrografia, com uma porcentagem que vai de 21 a 26%, quase que equivalente a porcentagem de plagioclásio na matriz (aprox. 31%).

Em relação aos elementos maiores e menores, foi possível observar uma diferença composicional marcante desses elementos entre as amostras mais preservadas (A12, A13, A14 e A15) e a menos preservada hidrotermalmente A10, com perda ao fogo maior (PF 1,8%). No caso da sílica, observa-se um percentual entre 68-69% para o grupo de rochas mais preservadas, e um percentual de 64% para a amostra A10. Esta variação também é observada pelos maiores percentuais de  $K_2O$ , MgO,  $TiO_2$  e  $Fe_2O_3$  na amostra A10.

Podem ser discutidas, pelo menos, duas hipóteses para esta variação. A primeira seria que a amostra A10 é menos diferenciada que as demais, com sílica 64%, e assim mais rica em MgO e FeO que as demais amostras (Frost, 2008), mas neste caso é difícil explicar os valores mais elevados de  $K_2O$  que nas outras amostras. A segunda hipótese é baseada na petrografia e na alteração hidrotermal que foram observadas na amostra A10 (Ficha de descrição A10-AnexoII). A alta concentração de  $K_2O$  seria um reflexo da alteração potássica (Faure, 1998) e sericítica, e a maior concentração de MgO,  $TiO_2$  e  $Fe_2O_3$  pode representar a maior quantidade de clorita e titanita, causada pela alteração propílica (Reed, 1997).

Para o grupo das amostras preservadas, a partir dos diagramas de Harker (Figura 6.8), observa-se uma tendência geral de diminuição dos elementos maiores, e um aumento de  $K_2O$  com o incremento da sílica sem considerar a amostra A10. Essa correlação pode indicar a formação de plagioclásio, hornblenda, titanita, magnetita e apatita na evolução magmática destas rochas, fases comumente observadas durante a petrografia (Harrison & Watson, 1984). Em relação aos elementos-traço,

observa-se um comportamento geoquímico semelhante entre as amostras preservadas e a amostra A10 (Figura 6.9).

Em relação aos elementos menores estudados da Figura 6.9 (Anexo III), a concentração de Rb (152ppm) e Ba (1641ppm) se destacam comparados com típicos granitos calcio-alcálicos de alto K. As altas concentrações de Rb e o Ba podem estar relacionadas a presença de feldspato alcalino, onde o Ba segundo Cox et al. (1996) e Moore & Sisson (2008) pode ser admitido na estrutura cristalina do ortoclásio, gerando por distorção do retículo cristalino à geminação Carlsbad, observada na petrografia do granito. Porém, observando-se o diagrama Harker, Ba, juntamente com Sr e Zr, não apresenta variação com o incremento de sílica. Isto pode ser resultado de desequilíbrios causados por alteração hidrotermal, como já apontado por Moura (1989) para este tipo de granito. A leve ou a não relação desses elementos com o incremento de sílica, também pode demonstrar que o fracionamento cristalino não foi muito expressivo para as amostras analisadas (Whalen et al., 1987). Principalmente, porque estas amostras não apresentam uma variação de sílica suficiente para demonstrar correlações com a diferenciação magmática.

Para Rb não é observado uma correlação em relação à sílica, enquanto que o  $K_2O$  possui um enriquecimento com o incremento da sílica. Observando a amostra A10 hidrotermalizada, esta possui o mais alto  $K_2O$ , e Rb igual as demais amostras. O comportamento distintos desses dois elementos podem evidenciar que parte do enriquecimento em potássio está relacionado com a alteração potássica, como apontado por Faure (1998).

Em relação ao espectro dos ETR (Figura 6.10), observa-se moderado enriquecimento em ETRL e menor enriquecimento em ETRP com relação aos condritos. No BMP os padrões são portanto moderadamente fracionados, apresentando a relação  $La/Yb = 16$ , o que indica que o fracionamento ígneo não foi altamente expressivo,

coerente, portanto, com as variações observadas nos diagramas bivariantes de Harker (Whalen *et al.*, 1987).

Comparando os valores de ERT das amostras mais preservadas com os valores da amostra A10, tida como pouco hidrotermalizada, constata-se que não existe uma grande variação entre eles. Isso se deve ao fato de que a distribuição dos ETR só é afetada significativamente quando o hidrotermalismo é muito forte, porque os concentradores mais efetivos desses elementos são os minerais acessórios da rocha (Nardi, 1984).

A principal característica no padrão de distribuição de ETR para o BMP, é a presença de uma forte anomalia negativa de Eu. No diagrama  $\text{SiO}_2 \times \text{Eu}/\text{Eu}^*$  (Figura 6.11), observa-se uma dispersão dos dados, contudo uma leve correlação negativa entre a dimensão da anomalia negativa de Eu e o incremento de  $\text{SiO}_2$  para o BMP, mostrando que pode ter havido uma relação, mesmo que secundária, entre a dimensão da anomalia negativa de Eu e o incremento em  $\text{SiO}_2$  das amostras do BMP (Emmermann *et al.*, 1975). Segundo Rollinson, 1993 e Yang *et al.* (2008), em magmas félsicos, essa anomalia indica a cristalização do plagioclásio via fracionamento, ou então, a retenção do elemento na fonte, quando não liberado durante os processos de fusão parcial. A concentração do plagioclásio aumenta com o incremento da sílica, sendo que o incremento da sílica está relacionada com a anomalia de Eu, acredita-se que apesar da fraca correlação com o Rb, a hipótese de cristalização do plagioclásio parece ser a mais adequada para explicar a pronunciada anomalia negativa de Eu.

O BMP exibe também um pequeno enriquecimento em Gd comparado com os ETRP. Esse comportamento pode estar relacionado à ocorrência de hornblenda, titanita e apatita, fases descritas durante a petrografia. Em magmas félsicos, ETRL, incluindo o Gd, tem coeficiente de partição alto com relação a esses minerais, propiciando a concentração destes elementos nos minerais citados e não no magma (Rollison, 1993).

O mesmo padrão do espectro de distribuição de ETR com forte anomalia negativa de Eu foi descrito para os granitos Arquianos e pós-cinmáticos de Yellowknife no Canadá (Drury, 1979), o que corrobora com a hipótese do BMP estar relacionado a ambiente pós-colisional.

Um dos diagramas mais utilizados no estudo de granitos é o multielementar normalizado ao manto primordial. Sendo o manto primordial fonte original de todos os magmas, os elementos quando normalizados em relação a ele passam a caracterizar o grau de fracionamento químico dos granitos a partir daquela fonte comum, representando os efeitos integrados de todos os episódios de fusão e processos de fracionamento na produção dos granitos (Sun & McDonough, 1989). Wybon *et al.* (1992) utilizaram o diagrama multielementar normalizado ao manto primordial para mostrar que os granitos podem ser empobrecidos em Y e não empobrecidos em Sr ou não-empobrecidos em Y e empobrecidos em Sr. Sendo o primeiro grupo com granada estável nas regiões fontes em algum estágio de sua geração, e o segundo grupo com regiões fontes contendo plagioclásio. Neste sentido, a ausência de anomalia negativa de Y no diagrama multielementar (Figura 6.12) do BMP pode indicar que a granada jamais foi uma fase estável importante na fonte desse granito, e que a existência de anomalia negativa de Sr sugere fontes dominadas por plagioclásio, implicando profundidades menores que as requeridas para geração de granito com granada (superiores a 45km). Norman *et al.* (1992) propuseram pressões superiores a 10kb (35km de profundidade) para fontes contendo granada. Também a ausência de anomalia negativa de Y corrobora a conclusão que o BMP não tem características peraluminosas e nem de granitos colisionais ou leucogranitos. E a anomalia negativa de Sr corrobora o BMP ser um granito cálcio-alcálico com fontes dominadas por plagioclásio.

Assim, os dados petrográficos e geoquímicos como a existência de anomalia negativa de Eu, e ausência de anomalia negativa de Y, sugerem geração do BMP em condições de pequenas profundidades,

com pressão menor que 10Kb, com granada ausente e plagioclásio residual abundante (*Norman et al.*, 1992; *Wyborn et al.*, 1992). A geração de magmas silicáticos, dando origem a rochas como o BMP, a pequenas profundidades na litosfera (com pressão menor que 10Kb, como a situação descrita acima) pode estar relacionada à atenuação crustal ocorrida, por exemplo, quando um processo de convergência de placas cessa (*Nirman et al.*, 1992).

Segundo *Yang et al.*, (2008); *Chandrasekharam et al.*, (2009) e *Wernick* (2004), as anomalias negativas pronunciadas de Sr e Ti encontradas no diagrama multielementar (Figura X.12) nas rochas estudadas, assim como as baixas concentrações de Ta observado nos diagramas de *Pearce et al.* (1984), são indicativas de granitos do tipo I, originados em ambiente de arcos vulcânicos. Estes dados estão em conformidade com os resultados obtidos nos diagramas de *Pearce et al.* (1984 e 1996; Figura 6.13 ), que os classifica como granito tipo I, originados em arcos vulcânicos a ambientes pós-colisionais.

De acordo com *Pearce et al.* (1984), os granitos classificados como sin-tectônicos são granitos contendo muscovita, são geralmente peraluminosos e exibem muitos feições de fusão crustal. Os granitos pós-tectônicos, por sua vez, contêm comumente biotita ± hornblenda, posicionam-se nos campo de quartzo monzonito, granodiorito e granito no diagrama de *Streckeisen*, pertencem a suítes cálcio-alcálicas alto potássio, são metaluminosos a levemente peraluminosos e exibem muitas características de granito do tipo I ou S. Com base nestas características, o BMP se aproxima dos granitos em ambiente pós-colisionais.

De acordo com *Frost et al.* (2001; 2008), rochas magnesianas, com composição de tonalito-granodioritos a granitos, cálcica-alcálicas a alcalino-cálcicas, e metaluminosas ou peraluminosas ocorrem tipicamente em ambiente de arco e pós-colisional. Esses dados reforçam a hipótese do BMP ter sido gerado em ambiente de arco pós-colisional.

Segundo os diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987), observa-se que os granitos do BMP se encontram no campo dos granitoides orogênicos do tipo I ou S (Figura 6.15-A, B e C).

De acordo com Barbarin (1998), granitos cálcio-alcálicos alto-K, metaluminosos, como os BMP, estão presentes em vários ambientes geotectônicos, indicando na verdade mais uma variação no regime tectônico do que um ambiente específico. Eles são encontrados tanto em períodos de relaxamento quanto em períodos de transição. Portanto, esse granitos são comuns em cinturões orogênicos relacionados a colisão continental, especialmente no momento em que a colisão cessou (Barbarin, 1998).

Devido as poucas amostras, os dados de litogeoquímica e petrográficos não permitem concluir sobre o ambiente tectônico do BMP, existindo indicações de ambiente de arco vulcânico a pós-colisional.

Assim o BMP, é um monzogranito da serie cálcio-alcálica alto potássio, metaluminoso, e magnésiano. Tem padrão moderadamente fracionado em ETR, com anomalia negativa de Eu, e padrão ETR empobrecido em Sr e não empobrecido em Y, indicando o granito tipo I, originado em ambiente de arcos vulcânicos a pós colisionais.

É possível fazer uma correlação do BMP com a Suite Intrusiva Matupá, fácies 1 estudada por Moura (1998), Moura *et al.* (2006) e por Souza *et al.* (2005), pois os dados químicos desta fácies indicam caráter metaluminoso a peraluminoso, cálcio-alcálico, semelhante aos granitos tipo I, padrões de ETR fracionados, com forte anomalia negativa de Eu.

O padrão ETR muito fracionado de Moura (1998) para a fácies 1 sugere uma importante atividade de cristalização fracionada, enquanto que o comportamento dos ETR do BMP, discutidos acima, sugerem uma atividade de cristalização fracionada moderada, ou falta de amostras menos diferenciadas no presente estudo.

Além disso, segundo Moura (1998) a fácies 1 da suíte intrusiva Matupá sofreu uma importante fase hidrotermal, assim como o BMP, o que promoveu o aparecimento de pirita, calcopirita, sericita, epidoto, carbonato e clorita, por vezes contendo ouro. A magnetita hidrotermal e rutilo, tanto no BMP quanto na Fácies 1, acompanham normalmente a pirita. Moura (1998) ainda descreve feições de deformações rúpteis e dúcteis, o que também é observado no BMP, bandas de compressão kink em biotita e plagioclásio, quartzo com textura de tabuleiro de xadrez, microclínio com macla mecânica.

Para o Granito Rapakivi não foi feito o estudo litogeoquímico, devido este estar muito hidrotermalizado. Segundo a classificação de Streckeisen (1976), o Granito Rapakivi é um quartzo monzodiorito. Porém, com a petrografia, foi observado uma forte alteração sódica, o que poderia ter mascarado esta classificação, devido a albitização do plágioclásio e feldspato potássico (Pirajno, 1992).

No BMP e principalmente no Granito Rapakivi uma característica importante é a ocorrência de muitas microestruturas de deformação dúctil, como tabuleiro de xadrez em quartzo, bandas de deformação, pertitas e maclas mecânicas nos feldspatos, além de subgrãos de quartzo e feldspato.

Deformação dúctil é produzida por mecanismos de deformação ativados termalmente, como deslizamentos intergranulares, plasticidade cristalina, difusão, recuperação e recristalização. Estes ocorrem em temperaturas mais altas que os mecanismos de deformações rúpteis (Passchier & Trouw, 2005).

Bandas kinks são formadas por deformação compressional dúctil, são visíveis por afetarem as maclas ou clivagens primárias dos minerais e não são limitadas a planos cristalográficos específicos, e sim são controladas pela tensão dirigida na região (Passchier & Trow, 2005). Elas são comuns em micas, mas podem ocorrer em feldspatos e anfibólios (Nishikawa and Takeshita 1999, 2000). Em biotita, as bandas

kink costumam a ocorrer a temperaturas acima de 250 °C , a partir da qual a biotita passa a ter um comportamento dúctil (Stesky *et al.* 1974; Stesky 1978). Em feldspatos, é possível a presença de bandas kink, juntamente com extinção ondulante, a partir de uma temperatura de 400–500 °C, acima desta temperatura, observa-se subgrãos e grãos recristalizados (Ji, 1998a).

Para o quartzo, em condições de muito baixo grau (abaixo de 300 °C), os mecanismos de deformação característicos são fraturamento e migração de soluções por pressão, evidenciados por fraturas, veios e vênulas (Stipp *et al.* 2002). Em condições de baixo grau (300–400 °C) a feição característica é recristalização por movimento dinâmico (Lloyd 2000). Em temperaturas de 400–500 °C, ocorrem mecanismos de deslizamentos intragranulares segundo os eixos C as feições importantes são, cristais achatados e recristalizados, onde grãos antigos podem ser totalmente substituído por um material recristalizado. A textura de tabuleiro de xadrez é uma evidência de alta temperatura de deformação do quartzo, sob condições de média pressão (Khrull 1996), 550–600°C e 3 kbar (Stipp *et al.* 2002; Okudaira *et al.*,1995), pois evidencia que houve deslizamentos tanto nos planos-C como nos planos-A.

Em feldspato, os mecanismos de deformação dúctil observados se relacionam a plasticidade cristalina, como formação de pertita em chama, macla do microclínio e subgrãos. A formação de macla é um mecanismo de deformação de baixa temperatura (Tullis 1983; Paschier & Trouw 2005), e a formação de pertita em chama vai de 300 a 530°C (Pryer & Robbin, 1995). Porém feições do tipo recuperação-recristalização em feldspato não foi observado, limitando a deformação a temperaturas inferiores a 500°C (Völl, 1976).

Feições de deformação rúptil como fraturas de cisalhamento em feldspatos foram observadas, principalmente no Granito Rapakivi (Figura5.7-B; Figura5.1-C). As fraturas por vezes estão preenchidas com epidoto, quartzo recristalizado, clorita e muscovita, mostrando que a

deformação ocorreu juntamente com a percolação de fluidos hidrotermais (Figura 5.7-D).

Assim, a partir destas microestruturas presentes é possível dizer que o BMP e o Granito Rapakivi foram cristalizados com um campo tensional ativo presente. Como são microestruturas de alta temperatura (400-600°C) e não se tem evidências de metamorfismo regional de médio a alto grau para estes granitos, sugere-se a atuação de deformação subsolidus, e o alojamento dos corpos em ambiente sin-cinemático. As altas temperaturas são evidência de que o calor para geração das microestruturas é o calor do magma em resfriamento. Devido à falta de dados geoquímicos é difícil correlacionar o Granito Rapakivi com as unidades descritas para a Suíte intrusiva Matupá. Sendo a única correlação possível com textura Rapakivi, presente na fácies 4 da Suíte intrusiva Matupá (Souza *et al.*, 2005). Além disso, devido as mesmas feições deformacionais terem sido observadas no BMP e no Granito Rapakivi, é possível dizer que os dois granitos se formaram com um mesmo campo tensional ativo durante a cristalização.

O Dique félsico descrito cortando o BMP, de coloração verde escura, com granulação muito fina e textura porfirítica com menos de 3% de fenocristais e com composição modal tonalítica, pode ser comparado com os Diques Félsicos de Moura (1998), os quais possuem as mesmas características acima descritas e aparecem cortando a fácies 1 do Granito Matupá. Para uma maior discussão sobre o dique implicaria em um estudo geoquímico para o mesmo.

Para o pegmatito-aplito de composição granodiorítica também não foi realizado o estudo litogeoquímico, pela sua baixa ocorrência no testemunho e devido aos mesmos motivos descritos acima para o Granito Rapakivi.

## 7.2 Evolução do sistema hidrotermal

Os dois litotipos graníticos e diques foram submetidos à expressiva alteração hidrotermal que deu origem a diferentes zonas hidrotermais normalmente sobrepostas temporal e espacialmente, o que torna complexa a individualização cronológica relativa destas zonas, em alguns casos. Tendo em vista a alteração hidrotermal estar em sua maioria disseminada no corpo granítico, e em raras vezes associada a padrões fissurais, os processos de metassomatismo que atuam sobre as amostras estudadas podem ser classificados, segundo Stermprok (1987), como processos de infiltração pervasiva.

No perfil Mat-18 (Figura 5.1) é possível, a partir das amostras de mão e da petrografia das mesmas, definir as zonas de alteração hidrotermal. Na maioria das amostras todas as alterações estão presentes e se mostram em intensidades distintas.

Na tabela 7.1, apresenta-se os minerais hidrotermais gerados, em comparação com as assembleias mineralógicas magmáticas, primárias. As diferentes fases hidrotermais identificadas foram divididas em zonas, as quais foram tentativamente dispostas em ordem cronológica relativa, que será discutida a seguir.

Primeira fase hidrotermal é caracterizada por um metassomatismo alcalino (700 a 600° C; Pirajno, 1992), onde ocorre uma ampla alteração potássica e sódica. Neste contexto, a alteração potássica é interpretada como a mais precoce do sistema hidrotermal, uma vez que aparece sempre alterando minerais primários, como os fenocristais de ortoclásio (Figura 5.9-B) ou o plagioclásio da matriz (Figura 5.9-C). A alteração se desenvolve de dois modos: (a) na matriz, pela alteração do plagioclásio (Eq.I) e com formação de hematita que segundo Faure (1998), ocorre em um fluido hidrotermal, devido a diminuição do pH da solução num fluido de natureza oxidante (Eq.II.); ou b) pela microclinização dos fenocristais de ortoclásio.



**Tabela 7.1:** Minerais presentes nas diversas fases hidrotermais, apresentadas em ordem cronológica relativa. A quantidade de "x" é proporcional a quantidade de cada mineral, onde: X - 1-15%, XX - 15-30, XXX-30-45%, XXXX- 45-60%.

	Granito	Alteração Potássica silicática	Albitização	Alteração sericitica	Alteração Propílitica	Piritização	Alteração por Muscovita	Carbonatação	Epidotização
Quartzo	XX	X	X	XX	X		X	X	X
Ortoclásio	XX								
Plagioclásio	XX								
Biotita	X	X							
Titanita	X								
Apatita	X					X			
Zircão	X								
Ilmenita	X								
Hematita	X	X			X				
Magnetita	X				X	X			
Microclínio		XXX							
Anfibólio	X								
Albita			XXX						
Clorita					XXX			X	X
Sericita				XXXX					
Muscovita				X			XXX		
Epidoto					XX				XXX
Pirita				X	X	XX			
Calcopirita						X			
Rutilo		X			X	X			
Calcita					X			XXX	
Sulfetos+Au						XXX			

Essa fase de **alteração potássica** teria se processado em um ambiente de atividade de sódio ( $a_{\text{Na}^+}$ ) elevada a moderada, pH alto (baixa  $a_{\text{H}^+}$ ) e alta atividade de potássio ( $a_{\text{K}^+}$ ). A presença de hematita associada à paragênese da alteração potássica requer um aumento, mesmo que em pequena proporção, da acidez do fluido. As condições de P-T associadas à alteração potássica não estão ainda bem esclarecidas segundo Pirajno (1992), porém estudos de inclusões fluidas indicam

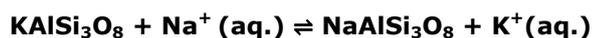
temperaturas entre 320 e 700°C com pressões entre 1,2 e 2 kbar (Pirajno, 1992) o que refletem, portanto, fontes de K<sup>+</sup> eminentemente magmáticas.

A alteração potássica ocorre de forma pervasiva e bem desenvolvida, exceto no Granito Rapakivi. A abundância de K-feldspato formado nessas zonas de alteração, associadas aos corpos plutônicos, sugere baixa razão fluido/rocha (Pirajno, 1992).

Porém, em oposição a microclinização do ortoclásio, por vezes é observado que o microclínio neo-formado possui uma macla irregular e concentrada, com pertita em chama sigmoidal associada, e quartzo recristalizado ao longo do limite da macla carlsbad (Figura 5.9-D). Estas feições podem não estar associadas a alteração potássica e sim a zonas de deformação ductil (Passchier & Trouw, 2005). Os padrões sigmoidais da pertita em chama ou das fraturas de cisalhamento em feldspatos, podem indicar zonas de cisalhamento dúcteis discretas que ocorrem heterogeneamente ao longo dos corpos graníticos.

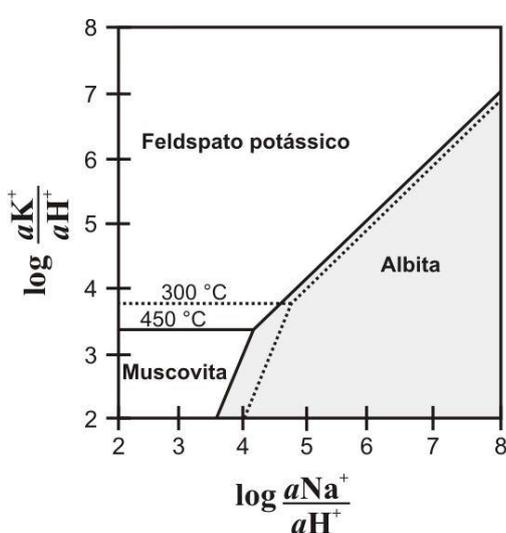
O estágio posterior é representado pela **alteração sódica** pervasiva com albita (albitização) e afeta principalmente o Granito Rapakivi. Em alguns casos, as relações petrográficas, como a albita alterando o plagioclásio primário da matriz (Figura 5.10-A), parecem demonstrar que a alteração sódica foi contemporânea a alteração potássica. Porém se observa a alteração sódica no limite e no centro do grão do microclínio hidrotermal com a formação de albita (Figura 5.10-B). Contudo o microclínio pode ser de deformação ou ígneo, e neste caso, a albitização pode ser precoce no granito.

A alteração sódica está principalmente relacionada à perda de Ca<sup>2+</sup> e incremento de Na<sup>+</sup> do plagioclásio ígneo com consequente formação de albita e secundariamente pela substituição do feldspato alcalino pela albita, devido à troca do K<sup>+</sup> do feldspato alcalino pelo Na<sup>+</sup> (Eq. III; Pirajno, 1992). Ambas as ocorrências são observadas com a geração de texturas do tipo tabuleiro de xadrez na albita .



III.

Após a fase da alteração potássica, houve o conseqüente aumento na  $a_{\text{Na}^+}$  do sistema (Figura 7.1). O aumento na atividade de sódio pode ter sido decorrente da liberação de  $\text{Na}^+$  pela substituição do plagioclásio por feldspato alcalino (Eq.I.). A geração de albita hidrotermal tem sido discutida como diagnóstica das porções mais profundas de mineralizações do tipo ouro pórfiro (Carten, 1986; Seedorff *et al.*, 2008), e também é comum em IOCGs.

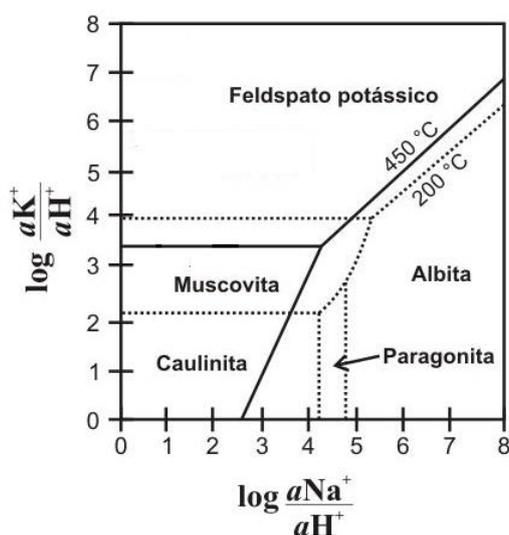
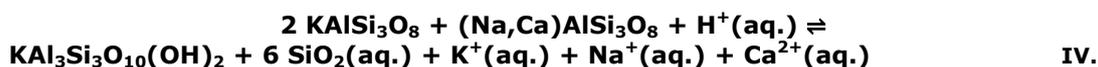


**Figura 7.1)** Diagramas empíricos de alterações hidrotermais extraídos de Burnham & Ohmoto (1980).

Posteriormente, o sistema hidrotermal evoluiu à **alteração sericítica** bem, com a geração de sericita  $\pm$  quartzo  $\pm$  muscovita  $\pm$  pirita, em estilo seletivamente pervasivo, substituindo parcial e/ou totalmente o plagioclásio, por vezes resultando em texturas pseudomórficas. A alteração foi interpretada como posterior a alteração sódica, pois ocorre alterando a albita hidrotermal (Figura 5.11-B). É uma alteração comum para todos os litotipos descritos, porém, é mais expresiva nas zonas do BMP definidas no Perfil Mat-18 (Figura 5.1).

A alteração sericítica é caracterizada por uma alta razão fluido/rocha, uma alteração de natureza mais ácida, representada pelo aumento das atividades de  $a_{\text{H}^+}$  com conseqüente rebaixamento da  $a_{\text{Na}^+}$ , das razões  $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$  e do  $\log [(m\text{KCl}+\text{K}^+)/(\text{mHCl}+\text{H}^+)]$  (Figura 7.2),

seguido do decréscimo da temperatura do sistema (Pirajno, 1992). A geração inicial de microclinio, e/ou a precipitação de albita no estágio mais precoce da alteração favoreceu com que houvesse disponibilidade de íons  $H^+$  e consequente aumento da  $aH^+$  (eq. I, II). A alteração é representada pela equação IV (Pirajno, 1992):



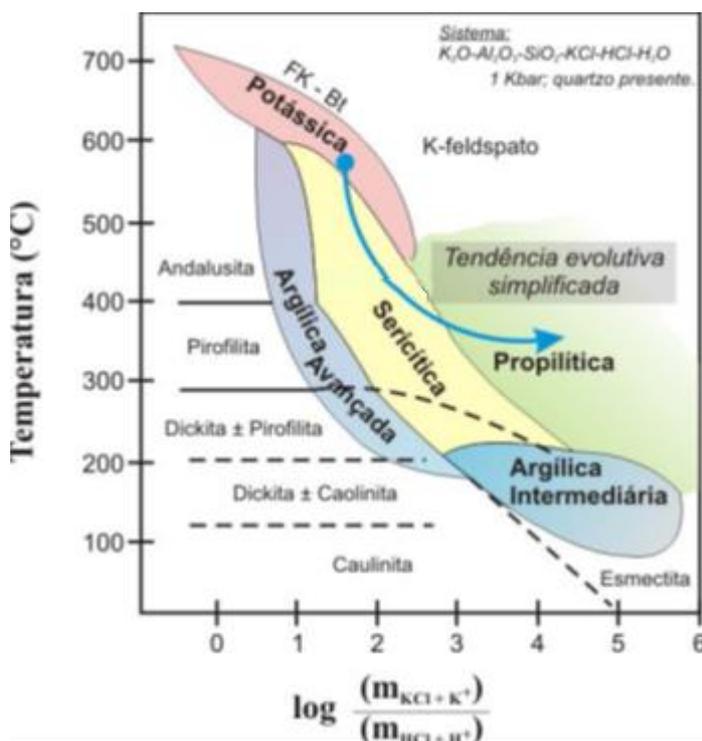
**Figura 7.2:** Diagramas empíricos da alteração hidrotermal sericitica extraídos de Burnham & Ohmoto (1980).

A ordem temporal entre a alteração propilítica e alteração sericitica é de difícil determinação, uma vez que as duas alteram diferentes minerais. Porém, foi interpretado que a alteração propilítica é posterior a sericitica, pois a alteração sericitica aparece bem desenvolvida e substituindo o plagioclásio em amostras onde a biotita está praticamente sem alteração, isso é melhor observado nas amostras macroscópicas do Perfil Mat-18 (Figura 5.1-B).

A **alteração propilítica** é representada por clorita + epidoto ± calcita ± quartzo ± titanita ± magnetita ± Ilmenita ± apatita ± pirita. Neste tipo de alteração, a paragênese mineral desenvolvida é essencialmente devida à composição química da rocha e não do fluido (Reed, 1997), ou seja a razão fluido/rocha é baixa. É bem desenvolvida

no litotipos estudados, de caracter pervasivo e como produto da alteração da biotita.

A alteração propilítica pode corresponder a uma fase de resfriamento, marcada pela adição de H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>, pelo aumento das razões  $(m_{KCl+K^+})/(m_{HCl+H^+})$  (Johnson *et al.*, 1992; Figura. 7.3) e indica atuação de fluidos fracamente ácidos a neutros. A clorita observada é preferencialmente magnesiânica, e está muitas vezes em equilíbrio com o minério, remetendo a razões  $a_{Mg^{2+}}/a_{H^+}$  superiores àquelas de cloritas ricas em ferro (Johnson *et al.* (1992), descritas nos estágios finais de alteração (carbonatação). Segundo Johnson *et al.* (1994), essa relação sugere que fluidos relativamente mais frios estiveram relacionados à geração da clorita rica em Mg. A paragênese clorita + epídoto ± carbonato, que representa a alteração propilítica, sugere temperaturas da ordem de no máximo 400°C (Deer *et al.*, 2000).



**Figura 7.3:** Diagrama de fase para o sistema  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-KCl-HCl$  (para  $P_{H_2O} = 1$  kbar), do  $\log (m_{KCl+K^+})/(m_{HCl+H^+})$  em função da temperatura, em que se observa a trajetória evolutiva e simplificada do sistema hidrotermal (seta em azul). Diagrama de Seedorff *et al.* (2005).

A evolução do sistema hidrotermal é seguido por um novo aporte de fluidos ácidos, representado por uma **alteração com muscovita** grossa fibro-radial e quartzo subordinado. A muscovita é posterior a alteração propilítica, pois por vezes ela ocorre alterando a clorita hidrotermal nos limites das lamelas e nas vênulas (Figura 5.16- B e C). Esse tipo de alteração com muscovita grossa, está presente apenas no Granito Rapakivi e ocorre tanto de pervasiva quanto confinada. Quando pervasiva, aparece alterando a albita, o plagioclásio, o feldspato alcalino e a biotita cloritizada. Quando confinada, aparece em vênulas descontínuas intergranulares em minerais hidrotermais.

Podemos relacionar alteração a muscovita com a do tipo greisen, definida por Seedorff *et al.* (2005), para designar uma alteração hidrotermal com agregados de muscovita grossa. Esta denominação não remete a denotação genética da clássica alteração do tipo greisen de Pirajno (1992), que corresponde a assembleia hidrotermal de quartzo + muscovita com fluorita, topázio e turmalina subordinados.

A alteração por muscovita representa um novo aporte de fluidos ácidos, ricos em  $K^+$  ao sistema segundo Pirajno (1992) e Seedorff *et al.* (2005), e normalmente está associada ao resfriamento da intrusão granítica. No Granito Rapakivi, a ocorrência de muscovita em cristais de microclínio e plagioclásio, que configuram uma textura do tipo em ilhas (sericite island texture; Meyer, 1965; Figura 5.6-B), indica um possível alívio da pressão interna da câmara magmática (com fraturamento), demonstrando que o sistema hidrotermal apresenta indícios de alívio de pressão (desgaseificação) e decréscimo da temperatura.

Neste caso, a redução da pressão e da temperatura do sistema com feldspato e muscovita, mais a dissociação do HCl em meio aquoso, pode promover um ambiente altamente ácido, com geração de íons  $H^+$  e  $Cl^-$ , que por consequência ocasiona a diminuição das razões de  $aK^+/aH^+$  necessária para a formação da muscovita (Figura 7.2; Barnes, 1997). Esse fator, portanto, leva a desestabilização do feldspato alcalino e plagioclásio, com consequente geração de muscovita grossa e o

deslocamento da reação da equação V para o lado esquerdo (favorecimento dos reagentes; Barnes, 1997).



A **carbonatação** corresponde a próxima etapa na evolução do sistema hidrotermal, pois é observada como vênulas contínuas, intergranular e irregulares, truncando as outras zonas. Aparece restritamente no Granito Rapakivi e na amostra A17 do BMP, em estilo fissural, em vênulas de calcita ± clorita (férica), e com calcita preenchendo fraturas em minerais hidrotermais (Figura 5.17 A e B).

Representa um estilo em condições físico-químicas distintas da alteração por muscovita, pois está associada a fluidos neutros a levemente alcalinos, de baixa salinidade e com alta pressão parcial de dióxido de carbono (PCO<sub>2</sub>; Robb, 2006).

Segundo Barnes (1997), a solubilidade do carbonato diminui com o aumento da temperatura e há quatro mecanismos principais para a precipitação de uma ganga carbonática a partir de soluções hidrotermais: (i) aquecimento da solução a baixas salinidades e/ou temperaturas; (ii) diminuição da salinidade; (iii) desgaseificação do CO<sub>2</sub>, com domínio do íon HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> sobre o ácido carbônico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>); e (iv) aumento do pH.

Como não há evidências petrográficas para nenhum dos dois fatores iniciais, então acredita-se que a precipitação de calcita tenha ocorrido mediante o incremento do pH da solução (Eq. VI.) e da desgaseificação descrita na alteração anterior, que se seguiu na alteração carbonática.



O H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> é um ácido fraco, composto por 2 mols de H, e a sua dissociação é acompanhada por leve aumentos de pH (Eq. VI e VII). A elevação do pH causa a dissociação do HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> em CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, o que favorece

a atividade do íon carbonato e, conseqüente precipitação de calcita (Eq. VIII).

A **epidotização** corresponde a última etapa do sistema hidrotermal. Aparece tanto no BMP quanto no Granito Rapakivi, no dique félsico e no pegmatito aplito. Ocorre em estilo fissural, com epidoto e clorita em vênulas intergranulares com limites bem desenvolvidos e preenchendo fraturas nos minerais hidrotermais, como o microclínico, a albita, plagioclásio sericitizado, e a clorita (Figura 5.17-C, D, E, F e G). Os padrões conjugados e terminações sigmoidais das vênulas de epidoto evidenciam a presença de deformação por cisalhamento rúptil-dúctil atuante no sistema (Figura 5.17-G).

Juntamente com a evolução do sistema hidrotermal em regime de decréscimo da temperatura, observa-se zonas silicificadas com pirita subordinada em equilíbrio com kfeldspato perítico, e normalmente concentradas em bolsões e veios de quartzo (Figura 5.4-B). O fato do quartzo estar recristalizado com mosaicos poligonais nestes sítios silicosos evidencia que a silicificação se deu concomitante a deformação dúctil, ou esta é posterior. Estas zonas de quartzo recristalizado, foram geradas em sistema hidrotermal saturado em uma fase fluida rica em sílica que sofre constante decréscimo da temperatura para precipitação da mesma. A tensão cisalhante de alta temperatura pode ter gerado as feições de recristalização dinâmica, ou esta pode ter sido gerada em eventos deformacionais posteriores (Figura 5.4-A).

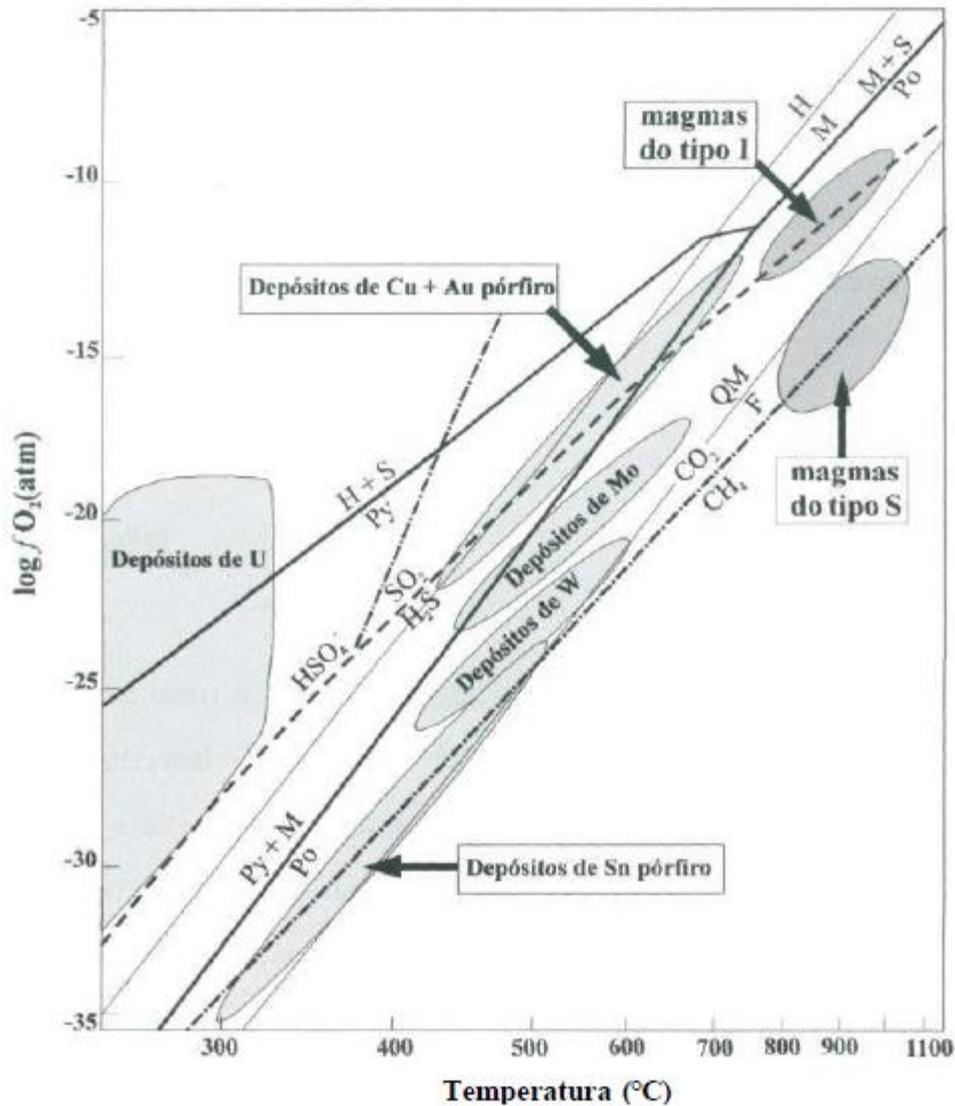
Reforçando a hipótese da atuação de uma tensão dirigida de cisalhamento, gerando deformação dúctil a dúctil-rúptil, são observados as bandas de compressão kinks (Figura 5.5-D), tabuleiro de xadrez em quartzo (Figura 5.5-A), pertitas em chama e maclas do microclínio, ambas as últimas por suas características formadas por mecanismos mecânicos ou por deformação dúctil (Figura 5.5-D). E feições rúpteis, como sistema de falhas de cisalhamento e vênulas de quartzo e epidoto também são observados (Figura 5.17-D).

### 7.3 Piritização e Mineralização

A Piritização observada nos litotipos estudados ocorre de maneira disseminada, afetando as zonas albítica, sericítica, propilítica, como se pode observar no perfil Mat-18 (Figura 5.1). A pirita está associada com magnetita e é rica em inclusões de calcopirita, esfalerita, galena, rutilo, apatita, prata, ouro e sulfossais de telúrio, bismuto, urânio e tório.

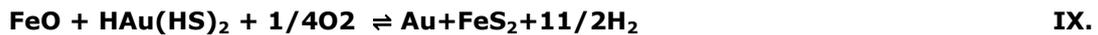
Pelo fato do ouro ocorrer tanto como microinclusões como preenchendo fraturas na pirita, a piritização e a precipitação do ouro foram concomitantes.

A presença, embora subordinada, de calcopirita como fase incluída na pirita, juntamente com o ouro, implica em condições levemente redutoras em pH neutro na precipitação do minério (Ohmoto & Goldfarb, 1997). Além disso, a existência de magnetita hidrotermal associada a pirita, sugere que a mineralização descrita foi formada em condições de  $fO_2$  sobre ou acima do tampão pirrotita+pirita+magnetita (Figura 7.4), próximo à razão unitária de  $mSO_2/MH_2O$ . As texturas de exsolução magnetita-hematita observadas (Figura 7.3) podem indicar estados de oxidação ainda mais altos, relacionados ao tampão magnetita-hematita (M/H na Figura 7.4). Essas características são observadas nos fluidos aquosos produzidos a partir de magmas oxidados do tipo I, no campo dos depósitos tipo pórfiro de Au e Cu (Ohmoto & Goldfarb, 1997).



**Figura 7.4:** Diagrama condições genéticas dos magmas graníticos dos tipos I e S e condições de formação dos depósitos de Cu-Au pórfiro, Mo pórfiro, Sr pórfiro, W pórfiro, e depósitos hidrotermais de U (Ohmoto e Goldfaber, 1997).

A depender da temperatura, o ouro pode ter sido transportado por AuCl<sub>2</sub> ou Au(HS)<sup>2-</sup> (Gammons & Williams-Jones, 1997). O ouro associado com pirita ocorre devido à remoção do enxofre da solução pela reação:



Levando em consideração que o BMP faz parte do Granito Matupá (cf Moura 1998, Moura *et al.* 2006), e a partir das características da mineralização estudada, é possível relacioná-la a mineralização do Depósito Serrinha, mais especificadamente da segunda geração, descrito por Moura (1998) e Moura *et al.* (2006). O ouro da segunda geração

descrito pelos autores aparece associado com Te, Bi e Ag, preenchendo fraturas ou incluso na pirita. Ocorre devido à mistura de fluidos magmáticos e meteóricos durante a ascensão do fluido mineralizante.

#### **7.4 Modelo metalógeno.**

Fortes evidências são observadas para vincular a metalogênese do ouro no setor leste da PAAF ao desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais, entre elas: estreita relação espacial entre as mineralizações auríferas disseminadas e plutons graníticos paleoproterozóicos do tipo I, de afinidade sub-alcálica a cálcio-alcálica, metaluminosa a levemente peraluminosa, de médio a alto potássio e composição de tonalito-granodiorito a sienito-monzogranito; e a mineralização aurífera associada a zonas de intensas alterações hidrotermais (Moura, 1998; Moura *et al.* 2006; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011).

Neste contexto magmático-hidrotermal, comparando as características gerais das fácies estudadas do Granito Matupá com os diferentes tipos de depósitos relacionados a magmatismo félsico (Sillitoe, 2010; Mason, 1992; Hedenquist & Lowenstern, 1994), verifica-se muitas semelhanças com os depósitos disseminados classificados como Ouro-Pórfiro (Mason, 1992), tais como: (a) Ambiente tectônico caracterizado por arcos plutônicos; (b) composição da rocha hospedeira variável, cálcio-alcálica, tipo I, da série magnetita, de alto potássio, metaluminoso; (c) mineralização disseminada ou controlada por fraturas; (d) principal metal Au; (e) pirita como principal sulfeto associado; (f) alterações hidrotermais associadas tipo propilitica e sericítica, e presença de magnetita hidrotermal; (g) gerados em profundidades em geral rasas (~5km) e; (h) não possuir especialização metalógeno em estanho e tungstênio, comum no modelo Intrusion-related gold system ou IRGS (Sillitoe, 1993 ;e Ohmoto & Goldhaber, 1997).

No entanto, as fácies investigadas, BMP e o Granito Rapakivi, possuem algumas características similares aos depósitos relacionados a intrusivas félsicas (IRGS), sendo as principais: (a) Baixo conteúdo de sulfetos (< 5% vol.) nas porções mais distais da mineralização; e (b) ausência de padrões em stockwork onde as mineralizações estejam hospedadas; e (c) existência de Au nativo enriquecido em Ag, associado a teluretos e minerais de Ag e Bi (fluidos meteóricos).

As fácies estudadas também possuem evidência de estágio próximo da interface pórfiro-epitermal: a presença de Au nativo associado a teluretos e minerais de Ag e Bi, que remetem a presença de mistura de fluidos magmáticos e meteóricos durante a mineralização. Porém, segundo Hedenquist & Lowenstern (1994), a mineralização tipo pórfiro é dominada por fluidos magmáticos no estágio inicial, embora a mistura com água meteórica seja não apenas comum como crítica para o aumento da concentração dos metais no depósito.

As feições de deformação dúcteis indicam que os granitos se alojaram em um ambiente com campo tensional dirigido dúctil, como as zonas de cisalhamento, frequentes na região da Província Aurífera de Alta Floresta (Miguel Jr. 2011). Deformação dúctil que ocorre durante o alojamento de granitóides, quando este ainda não está totalmente cristalizado, é chamada deformação subsolidus e bastante descrita em ambientes de formação de granitos sin-cinemáticos a zonas de cisalhamento, em ambientes pós-colisionais (Mesquita e Fernandes 1991; Peternell *et al.* 2009, Martini *et al.* 2014). Estes indicativos devem ser investigados, pois depósitos tipo pórfiro, são típicos de ambiente de arcos magmáticos, onde essas características deformacionais dúcteis são difíceis de ocorrerem (Mason, 1992).

A partir da amostragem restrita dos litotipos estudados e das zonas de alteração hidrotermal presentes, as características discutidas são condizentes com depósitos do modelo exploratório ouro pórfiro.

## 9. Conclusão

A área de estudo localiza-se nas proximidades do município de Matupá, Mato grosso, na província Aurífera de Alta Floresta. Foram descritos 4 diferentes litotipos: (i) Biotita Monzogranito Porfirítico; (ii) Granito Rapakivi; (iii) Pegmatito- Aplito; e (iv) Dique félsico.

O Biotita Monzogranito Porfirítico, litotipo de maior ocorrência no testemunho, é cinza, porfirítico com feldspato potássico branco em matriz heterogranular fina à média.. É predominantemente isotrópico, com deformação dúctil e rúptil-dúctil localizada. Foliação anastomosada, quando presente, é definida pelos fenocristais e agregados máficos da matriz. A assembleia mineral primária é constituída por quartzo, plagioclásio (oligoclásio e andesina), feldspato potássico, biotita,  $\pm$  hornblenda, titanita, apatita, allanita, zircão, magnetita,  $\pm$  ilmenita.

O Granito Rapakivi é cinza escuro porfirítico, com fenocristais de feldspato de textura rapakivi em matriz heterogranular média. É classificado como quartzo monzodiorito. A assembleia mineral primária é constituída por plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico,  $\pm$  magnetita,  $\pm$  titanita, zircão e  $\pm$  monazita. Em geral, feições de intensa deformação dúctil estão presentes, como subgrãos e grãos recristalizados de quartzo, bandas tipo kink em biotita e plagioclásio, pertita em chama e subgrãos em feldspatos. Observa-se também feições de deformação rúptil como microfalhas de cisalhamento intragranulares em feldspato e vênulas de quartzo recristalizado, muscovita ou calcita.

O Dique félsico corta apenas o BMP. É uma rocha isotrópica, verde acinzentada escura, de matriz afanítica homogenia, granulação muito fina, textura porfirítica marcada por fenocristais de plagioclásio, e é classificado como tonalito. A assembleia mineral primária é constituída por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita  $\pm$  apatita.

O Pegmatito-aplito ocorre como diques tardios afetando o BMP e o Granito rapakivi, é cogenético ao Dique félsico, classificado como granodiorito. Tem uma gradação granulométrica da parede para o centro

do dique. Próximo as paredes, a granulação é fina, aplítica, e na porção central, a granulação é grossa, pegmatítica. O Pegmatito é rosa leitoso, de textura gráfica marcante, heterogranular. O Aplito é avermelhado leitoso, com textura equigranular fina. A assembleia mineral primária de ambos é formada por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, zircão, ± biotita, ± rutilo, ± pirita.

O BMP é cálcio-alcálico alto potássio, metaluminoso, magnésiano, com padrão de ETR moderadamente fracionado ( $La/Yb = 16$ ) em relação ao condrito e com anomalia de Eu. O padrão de elementos-traços é empobrecido em Sr, Nb, e Ti e não-empobrecido em Y, em relação ao manto primordial. As características químicas do BMP, tais como as descritas anteriormente, indicam magmas formados em ambiente de arcos vulcânicos a pós colisionais.

O BMP pode ser correlacionado com o Maciço Matupá descrito por Moura (1998) e Moura *et al.* (2006) e a Suite Intrusiva Matupá, fácies 1 determinado por Souza *et al.* (2005). Os dados petrográficos e químicos deste Maciço e desta fácies indicam características semelhantes ao BMP: composição variando de biotita granito a biotita monzogranito porfirítico, caráter metaluminoso a peraluminoso, cálcio-alcálico, semelhante aos granitos tipo I, padrões de ETR fracionados, com forte anomalia negativa de Eu, empobrecidos em Sr e não empobrecidos em Y, além de possuir características de granitos orogênicos, gerados em arco vulcânico ou em ambiente de pós-colisão.

Não foram realizados estudos de litogeoquímica para o Granito Rapakivi, o Dique Félsico, e o Pegmatito-Aplito, devido a estes estarem muito hidrotermalizados.

O Granito Rapakivi pode ser correlacionado com a fácies 4 da Suite Intrusiva Matupá (Souza *et al.*, 2005) apenas devido a textura rapakivi encontrada nos dois litotipos.

O Dique félsico descrito cortando o BMP pode ser comparado com os Diques Félsicos de Moura (1998) e Moura *et al.* (2006), os quais possuem as características similares, como coloração verde escura,

granulação muito fina e textura porfirítica com menos de 3% de fenocristais e composição modal tonalítica.

O BMP e principalmente o Granito Rapakivi possuem microestruturas de deformação dúctil, como tabuleiro de xadrez em quartzo, bandas de deformação, pertitas e maclas mecânicas nos feldspatos, além de subgrãos de quartzo e feldspato. Estas feições permitem considerar condições de formação em alta temperatura (400-600°C), que pela ausência de metamorfismo regional na área pode indicar cristalização dos granitos em um campo tensional ativo e deformação dúctil do tipo subsolidus.

Todos os litotipos descritos foram submetidos a uma expressiva alteração hidrotermal disseminada, que deu origem a diferentes zonas hidrotermais, normalmente sobrepostas e de difícil individualização. Considera-se a evolução a partir da alteração potássica e sódica pervasiva, de difícil determinação temporal relativa entre as duas, a primeira, representada pela microclinização dos fenocristais e a segunda pela albitização dos feldspatos. A zona seguinte, constituída pela geração de sericita  $\pm$  quartzo  $\pm$  muscovita  $\pm$  pirita, em estilo seletivamente pervasivo, caracteriza a alteração sericítica. Em sequência houve alteração propilítica, pervasiva, representada por clorita + epidoto  $\pm$  calcita  $\pm$  quartzo  $\pm$  titanita  $\pm$  magnetita  $\pm$  Ilmenita  $\pm$  apatita  $\pm$  pirita, sendo produto da alteração da biotita. O sistema hidrotermal então evoluiu para a alteração com muscovita grossa fibro-radial e quartzo subordinado, de estilo pervasivo e confinado. A carbonatação trunca as outras zonas e é constituída por calcita e clorita férrica em vênulas contínuas, intergranulares e irregulares. A epidotização corresponde a última etapa do sistema hidrotermal, ocorre em estilo fissural, com epidoto e clorita em vênulas intergranulares, com limites bem desenvolvidos e preenchendo fraturas nos minerais hidrotermais.

A Piritização, observada no BMP e no Granito Rapakivi, ocorreu de maneira disseminada, afetando às zonas de alteração hidrotermal de albítica, sericítica, propilítica. Está associada a magnetita e é rica em

inclusões de calcopirita, esfalerita, galena, rutilo, apatita, prata, ouro, e sulfossais de telúrio, bismuto, e urânio e tório.

Conclui-se que o ouro nativo é concomitante à pirita, pois ocorre como microinclusões ou preenchendo fraturas da mesma, juntamente com a calcopirita ± magnetita e os minerais de Te, Bi e Ag. A existência de magnetita hidrotermal associada a pirita, indica que a mineralização foi formada em condições de  $fO_2$  sobre ou acima do tampão pirrotita+pirita+magnetita (próximo à razão unitária de  $mSO_2/ MH_2O$ ), e as texturas de exsolução magnetita-hematita evidenciam estados de oxidação ainda mais altos, relacionados ao tampão magnetita-hematita.

É possível relacionar a piritização e mineralização de ouro estudadas a mineralização do Depósito Serrinha, mais especificadamente com ouro e pirita da segunda geração, associados com Te, Bi e Ag, e ouro preenchendo fraturas ou incluso na pirita (Moura *et al.*, 2006).

A partir da amostragem restrita dos litotipos estudados e das zonas de alteração hidrotermal presentes, as características discutidas poder ser condizentes com depósitos do modelo exploratório ouro pórfiro.

Assim, com o estudo do testemunho Mat-18 foi possível acrescentar informações aos litotipos da Suíte intrusiva Matupá, como a cronologia relativa das zonas de alteração hidrotermal, sendo necessário o estudo de outros testemunhos para uma delimitação horizontal das mesmas. Com os dados da geoquímica reforça-se a hipótese desta suíte ter se formado em ambiente de arco vulcânico a ambiente pós-colisional. Os dados da petrografia indicam cristalização dos granitos em campo tensional ativo e deformação dúctil do tipo subsolidus, nunca sugerido antes. Além disso, o estudo corrobora o modelo exploratório tipo ouro pórfiro para o depósito Serrinha na Suíte Matupá, contestado por outros autores.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, p.349-364, 1977.
- Amaral G. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212p, 1974.
- Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalite and trondhjemite magmas. *Journal of Petrology*, v. 19, p. 289-316, 1978.
- Assis R.R. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 81p, 2008.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes Barros A.J., Barbuena D., Miguel E.J. Contexto geológico e litogeoquímico das unidades plútonicas-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Prvíncia Aurífera de Alta Floresta (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, v.42, n.1, p.130-161, 2012.
- Barnes H.L. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. United States, 972p, 1997.
- Bateman, P.C., and Chappell, B.W. Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California, *GSA Bulletin*, v.90, p.465-482, 1979.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern brazilian shear belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p.184-187, 2000.
- Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, v. 46, p.605-626, 1998.
- Barriere, M. Deformation associated with the Ploumanac'h intrusive complex. *Brittany: Geological Society of London Journal*, v.134, p.311-324, 1977.
- Bateman, P. C. & Chappell, B. W. Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Geological Society of America Bulletin*, v.90, p.465-482, 1979.
- Botelho N.F. e Moura M.A. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*,v.11, p.427-438, 1998.
- Burnham, C. & Ohmoto, H. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology.*, v. 8, p.1-11, 1980.
- Carten, R.B. Sodium-calcium metasomatism; chemical, temporal, and spatial relationship at Yerington, Nevada, porphyry copper deposit: *Economic Geology*, v.81, p.1495-1519, 1986.

Chandrasekharam, D., Santo, A. P., Cappuccino, B., Vaselli, O., Manetti, P., Aalam, M. A., and Tassi, F. Volcanological and petrological evolution of Barren Island (Andaman Sea, Indian Ocean). *Journal of Asian Earth Sciences*, v.35, p. 469-487, 2009.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), 2004, Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta: Goiânia, Brazil unpublished report, (CD-ROM).

Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. II Congresso Geológico Chileno. Arica. Chile, Actas, p 137-48., 1979.

Cordani, U. G. & Brito Nevers, B. B. The Geologic Evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*,v.12, p. 78-88, 1982.

Cox, R. A., Dempster, T. J., Bell, B. R. and Rogers, G. Crystallisation of the Shap Granite: evidence from zoned K-feldspar megacrysts. *Journal of the Geological Society of London*, v. 153, p. 625-35, 1996

Dardene, M. A.; Schobbenhaus, C. Metalogênese do Brasil. Brasília. Universidade de Brasília, 392p, 2001.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. *Minerais constituintes das rochas – Uma introdução*, 2ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, p. 727, 2000.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* v. 29, p.183-210, 1980.

Didier, J., and Lameyre, J. Les granites du Massif Central français: Étude comparée des leucogranites et des granodiorites: Contributions to Mineralogy and Petrology, v.24, p. 219-238, 1969.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, v. 20, p. 641-644, 1992.

Gibbs, A.K., Barron, C.N. The Guayana Shield reviewed. v 2, 7; p14, 1983.

Emmermann, R. Daiveva, L. Shneider, J. Petrologic significance of rare earth distributios in granites. *Contrib. Mineral. Petro.*, v. 52, p.267-283, 1975.

Faure, G. Principles and Applications of Geochemistry, 2nd ed., Prentice Hall, 1998.

Frost R.B.; Barnes C.G.; Collins W.J.; Arculus R.J.; Ellis D.J.; Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.42, p.2033-2048, 2001.

Frost, B. R. and Frost, C. D. A geochemical classification for feldspathic rocks. *Journal of Petrology*, v.49, n.11, p.1955-69, 2008.

Gammons CH, Williams-Jones A.E. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology* v.92, p. 45-59, 1997.

- Guilbert, J. and Park, C. *The geology of ore deposits*: W.H. Freeman and Co., New York, p. 985, 1986.
- Harrison T.M. & Watson E. B. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, v.48, p.1467-14477, 1984.
- Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems. Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, v. 5, p. 95-112, 2007.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collisionzone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A. C. (ed.) *Collision Tectonics*. London, The Geological Society, Special Publ., v.19: p. 67-81, 1986.
- Hedenquist, J.W. & Lowenstern, J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* v.370, p.519-527, 1994.
- Irvine, T. N. & BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, v. 8, p.523-546, 1971.
- Ji S. Deformation microstructure of natural plagioclase. Snoke A, Tullis J, Todd VR (eds) *Fault related rocks – a photographic atlas*. Princeton University Press, New Jersey, p. 276–277, 1998.
- Johnson , S.Y., C.J. Potter, and J.M. Armentrout, Origin and evolution of the Seattle basin and Seattle fault, *Geology*, v.22, p.71–74, 1994.
- Lamwyre, J. & Bowden, P. Plutonic rock types series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanology Publ. Com.*, Amsterdam., v.14, p.169-186, 1982.
- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion-related gold systems. *Soc. Econ. Geol. Newsletter*, v. 40, p.6-15, 2000.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* v. 27, p.745–750, 1986.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific, 1989.
- Liégeois, J.P. Preface—Some words on the post-collisional magmatism: *Lithos*, v. 45, p. xv–xvii, 1998.
- Lowell, J.D., and Guilbert, J.M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology*, v. 65, p. 373–408, 1970.
- Kruhl J. H. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz; a microstructural geothermobarometer. *J Metam Geol* v.14, p. 581–589, 1996.

Macambira, J.B., Ramos, J. F.F., Assis J. F. P., Figueira, A.J.M. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca: Relatório final. Belém, Centro de Geociências/ UFPA. 150p, 1990.

MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. Tectonic discriminations of granitoids. Geological Society of America Bulletin v.101, p.635-643. 1989.

Martini, A., Bitencourt, M. F. . Caracterização cinemática de uma zona de cisalhamento transcorrente de direção NNE marcada na evolução de seu magmatismo granítico sintectônico - região de Camboriú, SC. Geologia USP. Série Científica, v. 14, p. 61-74, 2014.

McDonough W.F. & Sun, S.-S. The composition of the Earth. Chemical Geology, v. 120, p.223-253, 1995.

Mesquita, M. J. ; Fernandes, L. A. D. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Cangucu, Região Quitéria/Capivarita, RS.. Acta Geológica Leopoldensia, UNISINOS, São Leopoldo, v. 30, p. 55-74, 1991.

Meyer, F.W. Saline artesian water as a supplement: American Water Works Association Journal, v. 63, no. 2, p. 65-7, 1971.

Michel-Lévy, A. Note sur une classe de roches éruptives intermédiaires entre les granites porphyroides et les porphyres granitoides: Groupe des granulites. Bull.Soc.géol.Fr., III, v.2, p.177-189, 1874.

Miyashiro, A., Shido, F. & Ewing, M. Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24 and 30 north latitude. Contri. Mineral. Petrol. V.23, p.38-52, 1969.

Miguel Jr, E. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. 2011. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

Moore, J. G. and Sisson T.W. Igneous phenocrystic origin of K-feldspar megacrysts in granite rocks of Sierra Nevada Batholith. Geosphere, v.4, p.387-400, 2008.

Moura M.A. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. 1998. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

Moura M.A., Botelho N.F. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro da província aurífera Juruena-Teles Pires (MT). Revista Brasileira de Geociências, v.32, n.3, p.377-386, 2002.

Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. Economic Geology, v.101, p.585-605, 2006.

Moreton L.C. & Martins E.G. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, p.68, 2005.

Nardi, L.V.S. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos mataluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*, v.18, n.1, p.44-57, 1991.

Nardi, L.V.S. & Bonin, B. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil -A case study. *Chem. Geol.*, v.92, p.197-212, 1991.

Nishikawa O., Takashita, T. Progressive lattice misorientation and microstructural developed in quartz veins deformed under sub-greenschis conditions. *Jornal of Structural Geology* v. 22, p.259-276, 2000.

Norman, M.D.; Leeman, W.P; Mertzaman, S.A. Granites and rhyolites from the northwestern U.S.A.: temporal variation in magmatic processes and relations to tectonic setting. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v.83, p.71-81, 1992.

Ohmoto H, Goldfaber M.B. Sulfur and carbon isotopes. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes HL (ed) J Wiley and Sons, p 517-611, 1997.

Okudaira T, Takeshita T, Hara I, Ando J. A new estimate of the conditions for transition from basal <a> to prism [c] slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics* v. 250, p.31-46, 1995.

Paes de Barros A. J. Contribuição à geologia e controle das mineralizações auríferas da região de Paixoto de Azevedo. 1994. Ins. De Geociências, USP, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 155p.

Paes de Barros A.J. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). 2007. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.

Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. *Microtectonics*. 2nd ed. XVI, 366 p, 2005.

Pearce J.A.; Harris N.B.W.; Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25, p. 956-983, 1984.

Pearce, J. A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes v.12, p.79-113, 1996.

Peccerillo A., WU C.W. Evolution of calcalkaline magmas in continental arc volcanoes: evidence from the island of Alicudi, Southern Tyrrhenian Sea. *J. Petrol.*, v.33, p.1295-1315, 1992.

Phillips, G.N. & Groves, D.I. The nature of Archaean-gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *J. Geol. Soc. Australia*, v.30, p.25-39, 1983.

Pirajno F. *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists*. Berlin, Springer-Verlag, 709 p., 1992.

Plá Cid J., Nardi L.V.S., Enrique P., Merlet C., Boyer B. SIMS analysis on trace and rare earth elements in coexisting clinopyroxene and mica from minette mafic enclaves in potassic syenites crystallized under high pressures. *Contrib Mineral Petrol* v.148, p.675–688, 2005.

Peternell, Mark ; Bitencourt, Maria de Fátima ; Kruhl, Jörn H. ; Stäb, Christian . Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences JCR*, v. 29, p. 738-750, 2009.

Reed, L.E. Les Mines Selbaie—25 years of discovery and definition of a polymetallic base metal sulphide ore body, in *Proceedings of Exploration '97*. 1997

Robb L. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Australia, 373 p., 2006.

Roger Mason. *Modelling the Demand For Status Goods*. SV - Meaning, Measure, and Morality of Materialism, eds. Floyd W. Rudmin and Marsha Richins, Provo, UT : Association for Consumer Research, p.88-95, 1992.

Rollinson, H. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*, p. 102-212, 1993.

Santos J.O.S. Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. 2000. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p.

Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., and Mc-Naughton, N.J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon craton, Brazil: *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 278–299, 2001.

Santos, J.O.S., Van Breemen, O.B., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., and Fletcher, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós domain, Amazon craton: Constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology: *Precambrian Research*, v. 131, p. 73, 2004.

Seedorff, E., Barton, M. D., Stavast, W. J. A., and Maher, D. J. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth: *Economic Geology*, v. 103, p. 939-956, 2008.

Shand, S. J. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons, 1943.

Sillitoe R.H. *Porphyry Copper Systems*. *Economic Geology*, v.105, p. 3–41, 2010.

Silva M.G. & Abram M.B. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p, 2008.

Souza J.P. Frasca A.A.S., Oliveira C.C. *Geologia e Recursos Minerais da província Mineral de Alta Flores Brasília*, CPRM, Relatório Intergrado, 164 p, 2005.

Stesky R.M. Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite. *Can J Earth Sci* v.15, p.361–375, 1978.

Stesky R.M., Brace W.F., Riley D.K., Robin P.Y.F. Friction in faulted rock at high temperature and pressure. *Tectonophysics* v.23,p.177–203, 1974.

Streckeisen, A. L. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch for Mineralogie, Abhandlungen*, v.141, p. 1-14, 1978.

Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *J Struct Geol* v.24, p.1861–1884, 2002.

Sun, S.S. and McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), Geological Society of London, London. V.42, p.313-345, 1989.

Takehita T., Wenk H.R., Lebensohn R. Development of preferred orientation and microstructure in sheared quartzite; comparison of natural data and simulated results. *Tectonophysics* p.312, v.133–155, 1999.

Tassinari C.C.G. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico: revisão dos dados isotópicos. 1996. Ins. De Geociências USP, São Paulo, Tese de livre Docência, 139p.

Tassinari, C.C.G., Macambira, J.B.M. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* v.22, n.3, p.174–182, 1999.

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. A review of the geochronology of the Amazon CRio Alegre Terrain: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, v.42, p.213-227, 1989.

Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita*, v.34, p.323-334, 1999.

Tullis J. Deformation of feldspars. In: Ribbe PH (ed) *Feldspar mineralogy*. Mineral Soc Am Rev Mineral v.2, p.297–323, 1983.

Vollbrecht A., Rust S., Weber K. Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscan basement in NE Bavaria. *J Struct Geol* v.13, p.787–799, 1991.

Whalen J. B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.

Wernick E. 2004. Rochas magmáticas: Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Editora UNESP, p. 655, 1987.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol* v.95, p.407–419, 1987.

Wilson, M. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*, London, Boston, Sydney, Wellington: Unwin Hyman. 466 p., 1989.

Wright J.B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, v.106, n.4, p.370-384, 1969.

Wyborn, L.A.I., Wyborn, D., Warren, R.G., and Drummond, B.J. Proterozoic granite types in Australia: implications for lower crust composition, structure and evolution. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v.83, p.201- 209, 1992.

Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thorne K.G. Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos*, v.104, p.355-377, 2008.

Zen E.An. Aluminium enrichment in silicalc mclls by fraciional crystallization: Some mincralogic and pctrologic constraints. *Jour. Petrol.*, v.27p. 1095-1117, 1986.