



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E
GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS E TEXTURAIS DE
QUARTZO DO GRANITO ANTÔNIO VICENTE, PROVÍNCIA
ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ, REVELADAS ATRAVÉS
DE IMAGENS DE MEV-CATODOLUMINESCÊNCIA**

Dissertação apresentada por:

KELLEN KATUCHA NOGUEIRA ROCHA

Orientador: Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão (UFPA)

BELÉM

2011

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

R672h Rocha, Kellen Katucha Nogueira
Variações morfológicas e texturais de quartzo do Granito Antonio Vicente, Província Estanífera do Sul do Pará, reveladas através de imagens de MEV-Catodoluminescência / Kellen Katucha Nogueira Rocha; Orientador: Claudio Nery Lamarão – 2011
xvi, 62 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

1. Quartzo. 2. Catodoluminescência. 3. LA-ICP-MS. 4. Granito Antonio Vicente-PA. I. Lamarão, Claudio Nery e, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22. ed.: 549.68098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS E TEXTURAIS DE
QUARTZO DO GRANITO ANTÔNIO VICENTE, PROVÍNCIA
ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ, REVELADAS ATRAVÉS
DE IMAGENS DE MEV-CATODOLUMINESCÊNCIA**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
KELLEN KATUCHA NOGUEIRA ROCHA**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 11 / 07 / 2011

Banca Examinadora:

Claudio Nery Lamarão
Prof. Dr. CLAUDIO NERY LAMARÃO
(Orientador-UFPA)

Régis Munhoz Krás Borges
Prof. Dr. RÉGIS MUNHOZ KRÁS BORGES
(Membro-UFPA)

Valdecir de Assis Janasi
Prof. Dr. VALDECIR DE ASSIS JANASI
(Membro-USP)

*Dedico este trabalho ao meu avô
Manoel Nogueira (Candinho - in
memorian-), que me ensinou acima de
tudo a ter dignidade.*

AGRADECIMENTOS

- Em primeiro lugar gostaria de agradecer a DEUS, que até aqui tem me sustentado e sido fiel e justo;
- Aos meus pais (José e Deuzalina) e aos meus irmãos (Bruno e Ellmer), que me mostram todos os dias o que é ter uma verdadeira família;
- Ao Prof. Cláudio Lamarão, meu orientador, por confiar em mim, dividir seus conhecimentos e por me ensinar o significado da palavra respeito;
- A Capes e ao INCT-GEOCIAM (CNPq/MCT/FAPESPA Proc. 573733/2008-2), pelos recursos financeiros que permitiram o desenvolvimento do projeto;
- À Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pelo apoio técnico e logístico;
- À minha avó, Maria Deuzalina, por todo amor e carinho a mim dedicado;
- Ao meu amigo Isaac (meu irmãozinho), pelo companheirismo e por sempre cuidar de mim;
- À minha amiga Joseanna, por toda amizade, pelo abrigo na sua casa quando mais precisei e pela ajuda nos textos em inglês;
- À Kamilla (minha MANA), pela cumplicidade e pela confiança, nunca desistindo de mim;
- Aos meus amigos Gildo Jr. e Milla, por serem fiéis e estarem sempre presentes na minha vida;
- Ao Rodrigo Lima, que apesar de toda distância física, tem me apoiado e me ensinado que não precisamos estar perto para estarmos juntos;
- À minha amiga Adrian Ceí, por ser simplesmente minha “alma gêmea”;
- Aos meus amigos do EJC (Marquinho, Thayná, Vanessa & Paulo, Carneiro e Amanda) por serem meu refúgio quando o mundo geológico tenta me consumir;
- Aos membros do GPPG, especialmente ao Prof. Roberto Dall’Agnol, por todo apoio no desenvolvimento deste trabalho;
- Aos membros do LAB-MEV (PH, Max e Jardel), especialmente, à Macris por toda ajuda nas análises e por sua grande amizade.
- Aos professores Valdecir Janasi e Sandra Andrade do Laboratório de Química e ICP-AES/MS da USP por realizar as análises de “laser Ablation” nos quartzos;
- À minha amiga Cris por toda paciência e psicologia utilizada comigo;
- A todos que contribuíram direta ou indiretamente ao desenvolvimento deste trabalho.

“E o SENHOR te porá por cabeça, e não por cauda; e só estarás em cima, e não debaixo, se obedeceres aos mandamentos do SENHOR teu Deus”

Deuteronômio 28:13

RESUMO

O Granito Antônio Vicente (GAV), situado a noroeste de São Félix do Xingu, Província Carajás, é um dos corpos que compõem a Suíte Intrusiva Velho Guilherme. É formado por rochas isotrópicas sienograníticas a monzograníticas hololeucocráticas a leucocráticas alteradas em diferentes intensidades por processos tardi a pós-magmáticos. Hospeda mineralizações de Sn e outros metais (Ta, Nb, Zr, Y) em suas rochas mais evoluídas e em corpos de greisens associados. Geoquimicamente apresenta caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, assinatura de granitos tipo-A e afinidade geotectônica com granitos intraplacas. Quatro grandes domínios petrográficos foram reconhecidos: (1) Biotita-anfibólio sienogranito a monzogranito (BASMG), mais preservados de alterações tardi a pós-magmáticas; (2) Anfibólio-biotita sienogranito (ABSG); (3) Biotita monzogranito (BMG) e, (4) Biotita sienogranito (BSG) com variações para tipos alterados e intensamente alterados, denominados de Biotita sienogranito alterado (BSGA) e Biotita sienogranito intensamente alterado (BSGIA), respectivamente. Corpos de greisens tabulares ocorrem alojados em fraturas e falhas nas rochas sienograníticas. Estudos petrográficos e geoquímicos demonstram que a cristalização fracionada foi o principal processo petrogenético que governou a evolução deste corpo. Cinco tipos de quartzo foram identificados com base em análises morfológicas e texturais através de MEV-CL: **Qz1**, luminescente, anédrico, fraturado, médio a grosso, localmente zonado, presente em todas as fácies e considerado o tipo mais precoce. **Qz2**, pouco luminescente, forma manchas irregulares descontínuas ou bordas cinza a cinza escuras sobre o Qz1; ocorre em maior intensidade nas rochas mais evoluídas. **Qz3**, considerado o tipo mais tardio, apresenta cor preta e preenche microfraturas, seccionando os tipos anteriores. É mais raro nos greisens associados ao GAV. **Qz4**, identificado nos BSGIA e greisens, forma cristais anédricos bem desenvolvidos, pouco fraturados e com luminescência variável. Parece marcar a passagem do estágio magmático para o hidrotermal. **Qz5**, identificado somente nos corpos de greisen ou preenchendo cavidades nos BSGIA. Aparece como cristais euédricos pouco fraturados, por vezes formando finos agregados de cristais. Mostra zoneamentos claro-escuro bem definidos num padrão tipicamente hidrotermal. Cristais de cassiterita associam-se comumente aos tipos Qz4 e Qz5. As feições morfológicas e texturais observadas sugerem que o quartzo magmático (Qz1) foi alterado e transformado em Qz2 e Qz3 por fluídos hidrotermais que percolaram o granito. Essas transformações são mais intensas nos BSGA e BSGIA. Nos greisens, os cristais de quartzo mostram padrão de quartzo hidrotermal. Análises químicas preliminares por LA-ICP-MS em cristais de quartzo mostraram variações significativas principalmente nos conteúdos de Ti, Al e

Ge. A diminuição contínua no conteúdo de Ti com a evolução do GAV confirmou o comportamento compatível deste elemento em rochas graníticas e mostrou uma correlação negativa com as razões Rb/Sr em rocha total. O Al apresentou comportamento mais irregular, mas decresceu neste mesmo sentido. O Ge, considerado um bom indicador de diferenciação magmática, apresentou razões Ge/Ti médias constantes nas rochas monzograníticas e sienograníticas, porém mais elevadas nas rochas intensamente alteradas e no greisen, indicando ser um bom índice de evolução magmática em sistemas graníticos. O estudo de MEV-CL mostrou que o quartzo foi um excelente marcador das alterações impostas pelos processos tardi a pós-magmáticos que atuaram no GAV. Este estudo abre uma nova linha de pesquisa no IG da UFPA, tornando esta uma ferramenta importante em estudos geológicos.

Palavras-chave: Granito Antônio Vicente, fácies, quartzo, MEV, catodoluminescência.

ABSTRACT

The Antonio Vicente Granite (AVG), located in the northwest of Sao Felix do Xingu, Carajás Province, is one of the bodies of the Velho Guilherme Intrusive Suite. It consists of isotropic syenogranite to monzogranite hololeucocratic to leucocratic rocks altered in different intensities by late to post-magmatic processes. The AVG hosts mineralization of Sn and other metals (Ta, Nb, Zr, Y) in its more evolved rocks and associated bodies of greisens. Geochemically, presents metaluminous to weakly peraluminous character, signature of A-type granites, and geotectonic affinity with intraplate granites. Four major petrographic domains were recognized: (1) Biotite-amphibole monzogranite to syenogranite (BASMG), preserved of late to post-magmatic alterations, (2) Amphibole-biotite syenogranite (ABSG), (3) Biotite monzogranite (BMG) and, (4) Biotite syenogranite (BSG) with variations to types altered and intensely altered, called, respectively, Altered biotite syenogranite (ABSG) and Intensely altered biotite syenogranite (IABSG). Tabular bodies of greisens occur in fractures and faults into syenogranite rocks. Petrographic and geochemical studies show that fractional crystallization was the major petrogenetic process that governed the evolution of this body. Five types of quartz were identified based on morphological and textural analysis using SEM-CL: **Qz1**, luminescent, anhedral, fractured, medium to-coarse grained, locally zoned, present in all facies and considered the earlier type. **Qz2**, little luminescent, it forms irregular patches or discontinuous gray to dark gray edges on the Qz1; it is present in greater intensity in the more evolved rocks. **Qz3**, considered the later type, show black color and fills microfractures, sectioning previous types. It is rarer in greisens associated with AVG. **Qz4**, identified in the IABSG rocks and greisens, it forms well developed anhedral crystals, slightly fractured and with variable luminescence. It seems to mark the transition from magmatic to hydrothermal stage. **Qz5**, it was identified only in bodies of greisens or filling cavities in IABSG. It appears as euhedral crystals slightly fractured, sometimes forming clusters of fine crystals. It shows light-dark zoning in a typically well-defined hydrothermal pattern. Crystals of cassiterite are commonly associated with Qz4 and Qz5 types. The morphological and textural features suggest that magmatic quartz (Qz1) was modified and transformed into Qz2 and Qz3 by hydrothermal fluids that percolated the AVG. These alterations are more intense in the ABSG and IABSG. In the greisens, quartz crystals show typically hydrothermal quartz pattern. Preliminary chemical analysis by LA-ICP-MS on quartz crystals showed significant changes mainly in the contents of Ti, Al and Ge. The continuous decrease in the content of Ti with the differentiation of the AVG confirmed the compatible behavior of this element in granitic

rocks and showed a negative correlation with Rb/Sr whole rock. Al showed a more irregular behavior, but decreased in the same direction. The Ge, considered a good indicator of magmatic differentiation, presented constant Ge/Ti ratios in the syenogranite and monzogranite rocks, but higher in intensely altered rocks and in the greisen, been a good indicator of magmatic evolution in granitic systems. The study of SEM-CL showed that quartz was an excellent marker of the changes imposed by the late to post-magmatic process that acted in the AVG. This study opens a new line of research in the GI of the UFPA, making this an important tool in geological studies.

Keywords: Antonio Vicente Granite, facies, quartz, SEM, cathodoluminescence.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1. Esboço do Estado do Pará mostrando a localização aproximada da área onde está inserido o Granito Antonio Vicente (destaque em vermelho), bem como as principais vias de acesso _____ 3
- Figura 1.2: Mapa geológico esquemático da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, com destaque ao Granito Antonio Vicente (quadrado preto)._____ 6
- Figura 2.1: Representação esquemática dos efeitos produzidos pela interação de um feixe de elétrons com uma amostra no MEV _____ 12
- Figura 2.2: Modelo esquemático dos processos de geração de CL em quartzo _____ 13
- Figura 2.3: Texturas de crescimento primário em fenocristal de quartzo magmático com 1-5 mm através de MEV-CL: 1-Nucleação de Qz hexagonal- β ou romboédrico- α ; 2- Superfície de reabsorção; 3- Crescimento esquelético; 4- Zoneamento em degraus (50-1000 μm); 5- Zoneamento oscilatório (2-20 μm); 6- Crescimento impedido; 7- Inclusão ou bolha de magma; 8- Crescimento impedido por fenocristal adjacente; 9- Borda anedral de Qz (final da cristalização) _____ 15
- Figura 2.4: (a, b, c) Imagens comparativas de cristais de quartzo em luz transmitida, MEV-ERE e CL, respectivamente. Escala das imagens = 0.5 mm. (d, e, f) Imagens de CL de cristais e quartzo. Escala das imagens ~ 0,7 mm. Complexo Granítico de Jersey, Channel Island, UK. _____ 18
- Figura 2.5: Imagem de MEV-CL de veio de quartzo-pirita. Rutilo (rut), pirita (py) e epóxi são mencionados; o restante mostrado na imagem é quartzo. Texturas identificadas incluem: (A) dissolução de quartzo luminescente seguido por crescimento de quartzo cinza eudral nos espaços preenchidos por fluídos; (B) Texturas em “teia de aranha” e “ondulada”; (C) Fraturas escuras; (D) Fraturas escuras separando pedaços de quartzo que se juntam como peças de um quebra-cabeça indicando dilatação; (E) Recristalização de quartzo luminescente para quartzo cinza. Essas texturas indicam pelo menos duas gerações de quartzo: 1- quartzo luminescente precoce relacionado à mineralização de molibdenita e, 2- quartzo cinza tardio com zonas de crescimento ligado à mineralização de pirita. Escala = 100 mm _____ 19
- Figura 2.6: (A) Imagem de MEV-CL e (B) Imagem em luz transmitida da mesma área do veio contendo quartzo (qz), molibdenita (mb), pirita (py) e sericita (ser). A imagem de MEV-CL mostra núcleos de quartzo luminescentes com baías e sobrecrescimentos de quartzo cinza euédricos. Núcleos e bordas são óticamente contínuos e não há evidências da ação de fluídos hidrotermais ou dissolução na imagem de luz transmitida. Esta textura é causada pela precipitação de quartzo luminescente, seguida por dissolução e precipitação de quartzo cinza nos espaços criados pelos fluídos a partir de fluidos quimicamente distintos e de temperatura e pressão mais baixas. _____ 20

Figura 2.7: Imagens de MEV-CL de cristais de quartzo zonados do granito fino (A), grosso (B), pórfiro (C) e de enclave félsico no granito grosso (D), com perfis composicionais de Ti obtidos por microsonda eletrônica. Complexo Intrusivo Vinalhaven _____	21
Figura 2.8: Imagens de MEV-CL de cristais de quartzo do Granito Drammen, Noruega . (a) Qz1, Qz2 e Qz3; (b) Qz3 em contato direto com Qz1; Qz2 ausente; (c) Notar Qz2 menos luminescente se desenvolvendo nas bordas do Qz1; (d) Cristais de Qz1 subarredondados e zonados em matriz de álcali-feldspato _____	23
Figura 2.9: Esquema evolutivo de alteração de quartzo magmático do Granito Drammen, Noruega. O estágio 3 representa o estado atual do grão observado através de MEV-CL (Figura 2.7a). A ação de fluídos hidrotermais resultou em alteração mais intensa da parte superior do grão em comparação com a porção inferior, que se encontra protegida da ação dos fluídos por grãos de plagioclásio _____	24
Figura 3.1: Mapa geológico do Granito Antonio Vicente, mostrando suas principais fácies petrográficas _____	26
Figura 3.2: Cristal anédrico grosso de Qz1 com contatos irregulares com cristais de feldspato alcalino (Fk). (a) luz natural, (b) nicóis cruzados _____	33
Figura 3.3: Cristais de Qz2. (a) incluso em feldspato alcalino (Fk) e (b) formando agregados em contato com feldspato alcalino. (a, c) luz natural. (b, d) nicóis cruzados _____	34
Figura 3.4: Cristal anédrico intimamente associado à biotita e minerais opacos. (a) luz natural. (b) nicóis cruzados. Bt=biotita. Op=opacos _____	35
Figura 3.5: Cristais anédricos de quartzo do MQG associado ao GAV. (a) luz natural. (b) nicóis cruzados. Qz=quartzo _____	35
Figura 3.6: (a, b) Cristal de quartzo anédrico médio com bordas corroídas. (c, d) Cristais de quartzo anédricos finos associados a fases micáceas. CSMQG. (a, c) luz natural. (b, d) nicóis cruzados. Qz=quartzo. Bt=biotita _____	36
Figura 3.7: Imagens comparativas de cristais de quartzo do GAV obtidas por MEV-ERE (a, c, e) e CL (b, d, f). 1= fraturas preenchidas por quartzo tardio visíveis apenas em CL. 2= fraturas abertas visíveis em ERE e CL. 3= quartzo secundário se desenvolvendo ao longo de fraturas sobre o quartzo primário. Mt+Ilm= inclusões de magnetita+ilmenita em treliça no contato entre cristais de quartzo e álcali feldspato. Em d, notar núcleo luminescente envolto por zonas composicionais mais escuras _____	37
Figura 3.8: Imagens de MEV-ERE (a, c) e MEV-CL (b, d) de cristais anédricos bem desenvolvidos, luminescentes e intensamente fraturados de Qz1. Notar a presença de microfraturas preenchidas por quartzo tardio (1). Fácies BASMG do GAV _____	40
Figura 3.9: Imagens de MEV-CL de cristais de Qz1 anédricos a subédricos, bem desenvolvidos, luminescentes e intensamente fraturados. Fácies BASMG do GAV _____	41

- Figura 3.10: Imagens de MEV-ERE (a) e MEV-CL (b-f) de cristais de Qz1 anédricos bem desenvolvidos, luminescentes e fraturados, parcialmente dissolvidos e transformados para Qz2. Fácies BMG do GAV. 1= Fraturas preenchidas por quartzo tardio (Qz3) _____ 42
- Figura 3.11: Imagens de MEV-CL de cristais de Qz1, Qz2 e Qz3 identificados no GAV. Notar Qz3 preenchendo microfraturas e seccionando os outros dois. Fácies BMG, BSG e BSGA do GAV _____ 43
- Figura 3.12: Imagens de MEV-CL de cristais de Qz4 identificados nas rochas evoluídas (BSGIA) e no clorita-siderofilita-muscovita-quartzo *greisen* do GAV. (a) Cristais angulosos com diferentes luminescências. (b e c) Cristais anédricos mostrando contatos curvos entre si e mantos cinza pouco luminescentes nas bordas. Notar quantidade de fraturas comparativamente inferior que nos tipos descritos anteriormente _____ 44
- Figura 3.13: Imagens de MEV-CL de cristais de Qz5 identificados no muscovita-quartzo *greisen* (a-d) ou preenchendo cavidades nas rochas mais evoluídas (BSGIA) do GAV (e). Notar agregado de finos cristais de quartzo hidrotermal (Qz5) dispersos na rocha (d) _____ 45
- Figura 3.14: Evolução dos cristais de quartzo do GAV em termos de alteração e fácies petrográficas em imagens de MEV-CL. (i): finos cristais de Qz5 (círculo branco). (j): cristal de Qz5 preenchendo cavidade e em contato com Qz1 intensamente alterado. Legendas detalhadas no texto. _____ 48
- Figura 3.15: Imagens de ERE (a, c, e) e CL (b, d, f) de cristais de cassiterita (Cst) preenchendo cavidades em cristais de Qz4 e Qz5 em rochas greisenizadas do GAV. Espectros composicionais de EDS de Cst mostrados no canto direito. Fk= feldspato alcalino _____ 49
- Figura 3.16: Cristais de quartzo do GAV e *greisen* associado com a localização dos pontos analisados por LA-ICP-MS (*rasters*). (A) Bonsucesso (BASMG) 354 x. (B) GAM-CS-37 (BMG) 354 x. (C) NE-B-71 (BSG) 350 x. (D) SL-2A-DT (BSGIA) 440 x. (E) NR-AV-26B (*greisen*) 354 x. B=biotita; A=anfíbólio; S=sienogranito; MG=monzogranito; IA=intensamente alterado _____ 52
- Figura 3.17: Diagramas de elementos traços obtidos em cristais de quartzo do GAV e *greisen* associado. (A) Ti x Rb/Sr.(B) Al x Rb/Sr. (C) Ge/Ti x Rb/Sr. (D) Ti x Na. Razão Rb/Sr em rocha total _____ 54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Quadro com as idades dos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme _____	8
Tabela 1.2: Relação de lâminas e respectivas fácies petrográficas do GAV descritas por Teixeira (1999) _____	10
Tabela 1.3: Lâminas polidas para análises de LA-ICP-MS _____	11
Tabela 3.1. Composições Modais das fácies petrográficas do GAV e <i>greisen</i> associado (compilado de Teixeira, 1999) _____	27
Tabela 3.2: Análises químicas das fácies petrográficas do GAV e <i>greisen</i> associado (compilado de Teixeira 1999) _____	28
Tabela 3.3: Análises químicas das fácies petrográficas do GAV e <i>greisen</i> associado por LA-ICP-MS _____	53

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA _____	iv
AGRADECIMENTOS _____	v
EPÍGRAFE _____	vi
RESUMO _____	vii
ABSTRACT _____	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES _____	xi
LISTA DE TABELAS _____	xiv
1. INTRODUÇÃO _____	1
1.1 APRESENTAÇÃO _____	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO _____	2
1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL _____	3
1.4 SUÍTE INTRUSIVA VELHO GUILHERME _____	4
1.4.1 Granito Antônio Vicente _____	4
1.4.2 Granito Ubim/Sul _____	4
1.4.3 Granito Benedita _____	5
1.4.4 Granito Rio Xingu _____	5
1.4.5 Granito Mocambo _____	5
1.4.6 Granito Serra da Queimada _____	7
1.4.7 Granito Velho Guilherme _____	7
1.4.8 Granito Bom Jardim _____	7
1.5 JUSTIFICATIVAS _____	8
1.6 OBJETIVOS _____	9
1.7 MATERIAIS E MÉTODOS _____	9
1.7.1 Lâminas Petrográficas _____	9
1.7.2 Descrições Petrográficas _____	9
1.7.3 Estudos de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) _____	10

1.7.4 Análises de LA-ICP-MS	11
2. A CATODOLUMINESCÊNCIA (CL) EM CRISTAIS DE QUARTZO	12
2.1 TEXTURAS PRIMÁRIAS EM CRISTAIS DE QUARTZO MAGMÁTICO	14
2.2 VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS EM QUARTZO MAGMÁTICO	15
2.3 EXEMPLOS DA APLICAÇÃO DE MEV-CL EM QUARTZO	16
3. GRANITO ANTONIO VICENTE	25
3.1 INTRODUÇÃO	25
3.2 PETROGRAFIA	30
3.2.1 Biotita-anfibólio sienogranito a monzogranito (BASMG)	30
3.2.2 Biotita monzogranito (BMG)	31
3.2.3 Biotita sienogranito (BSG)	31
3.2.4 Greisens	32
3.3 TIPOS DE QUARTZO IDENTIFICADOS POR MICROSCOPIA ÓTICA	33
3.3.1 Granito Antônio Vicente	33
3.3.2 Greisens	35
3.4 TIPOS DE QUARTZO DO GAV DISTINGUIDOS POR MEV-ERE-CL	36
3.4.1 Quartzo 1 (Qz1)	38
3.4.2 Quartzo 2 (Qz2)	38
3.4.3 Quartzo 3 (Qz3)	38
3.4.4 Quartzo 4 (Qz4)	38
3.4.5 Quartzo 5 (Qz5)	39
3.5 EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA E TEXTURAL DO QUARTZO	46
3.6. ANÁLISES QUÍMICAS PRELIMINARES POR LA-ICP-MS	50
3.6.1 Diagramas de Variações	54
4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	55
5. SUGESTÕES	57
REFERÊNCIAS	58

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Granito Antonio Vicente (GAV) é um dos corpos que compõem a Suíte Intrusiva Velho Guilherme na região de São Félix do Xingu, Província Carajás, e o mais bem estudado petrográfica, geoquímica e geocronologicamente (Dall’Agnol 1980, Teixeira 1999, Teixeira et al. 2002, 2005). É constituído por rochas hololeucocráticas a leucocráticas com composições sienograníticas a monzograníticas, contendo tipos álcali-feldspato graníticos subordinados.

Geoquimicamente mostra natureza subalcalina, caráter metaluminoso a levemente peraluminoso e afinidade com granitos tipo-A (Whalen et al. 1987). As rochas mais evoluídas do GAV são hospedeiras de mineralizações em Sn, sendo consideradas produto de diferenciação magmática extrema e de interação com fluidos aquosos pós-magmáticos ricos em voláteis, sobretudo F. Corpos de *greisens*, também mineralizados a Sn, associam-se a essas rochas mais evoluídas (Teixeira et al. 2002).

O zoneamento composicional em minerais (p. ex. plagioclásio, álcali-feldspato, zircão) fornece um registro da história de cristalização e das condições envolvidas na formação das rochas ígneas (Loomis & Welber 1982, Hogan 1993, Slaby et al. 2008). Mais recentemente, vários estudos demonstraram que o quartzo em rochas ígneas pode preservar zoneamentos capazes de fornecer informações comparáveis sobre sua história de cristalização (Landtwinig & Pettke 2005; Müller et al. 2000, 2002, 2005). Esses zoneamentos e outras feições intracristalinas são imperceptíveis em microscopia convencional, mas podem ser visualizados através de imagens de microscopia eletrônica de varredura (MEV)-catodoluminescência (CL).

Por se tratar de uma metodologia eficaz, a CL tem sido utilizada na identificação de diferentes gerações de quartzo de uma mesma unidade magmática (Müller et al. 2005), revelando padrões complexos de zoneamentos, identificando estágios de deformação, caracterizando diferentes processos magmáticos envolvidos (p. ex. mistura de magmas e reabsorção), visualizando defeitos intracristalinos, ajudando no estudo de evolução e cristalização de magmas, além de ser empregada na identificação e caracterização de quartzo hidrotermal (Rusk et al. 2008; Bahia et al. 2010).

Uma vez que o GAV é um corpo composicionalmente zonado e bem estudado, ele foi escolhido para o desenvolvimento deste trabalho, que envolve, basicamente, o estudo de quartzo de suas diferentes fácies petrográficas através de MEV-CL.

Considerando que o principal processo responsável pela geração das diferentes rochas que constituem o GAV foi a cristalização fracionada, os cristais de quartzo podem ter guardado em sua estrutura variações morfológicas e composicionais que marcam a passagem das rochas menos evoluídas (anfíbólio-biotita monzogranito a sienogranito) para as mais evoluídas (biotita sienogranito). Além disso, a intensa alteração tardi a pós-magmática que afetou principalmente as rochas sienograníticas, gerando sericita \pm muscovita, clorita, fluorita, epidoto, topázio, albita, monazita e argilominerais (Teixeira 1999), deve ter deixado registro de sua atuação também em cristais de quartzo sob a forma de texturas secundárias (p. ex. dissolução, recristalização, preenchimento de cavidades e microfraturas, etc.). Por fim, cristais de quartzo de *greisens* associados às rochas evoluídas do GAV devem mostrar comportamento em CL distinto dos magmáticos, possivelmente com a formação de quartzo hidrotermal.

O estudo morfológico e composicional de quartzo através de CL pode fornecer, assim, informações importantes sobre a história de resfriamento de seu magma gerador.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Granito Antonio Vicente (GAV) está situado na região sul-sudeste do Estado do Pará, extremidade oeste da Serra dos Carajás, a aproximadamente 50 km a noroeste da cidade de São Félix do Xingu. Possui forma amebóide e ocupa uma área de aproximadamente 600 km². É intrusivo a norte em rochas do complexo Xingu, do Grupo São Sebastião e da Formação Sobreiro (Grupo Uatumã). A nordeste corta rochas do grupo São Sebastião e do Complexo Xingu. A sudeste e a sul, é intrusivo em rochas das Formações Sobreiro e Iriri (Grupo Uatumã), e a oeste e noroeste no Granito Parauarí (Teixeira 1999, Teixeira et al. 2002). As principais vias de acesso à área de ocorrência do Granito Antônio Vicente são as rodovias PA-150 (Belém - Marabá-Xinguara) e PA-279 (Xinguara–Tucumã–São Félix do Xingu). Em São Félix do Xingu é necessária a travessia em balsa do Rio Fresco. A partir daí, o acesso é realizado por estradas vicinais que conduzem a pequenos povoados e a sedes de fazendas até a área de ocorrência do granito. A Figura 1.1 mostra as vias de acesso e a localização do Granito Antonio Vicente.

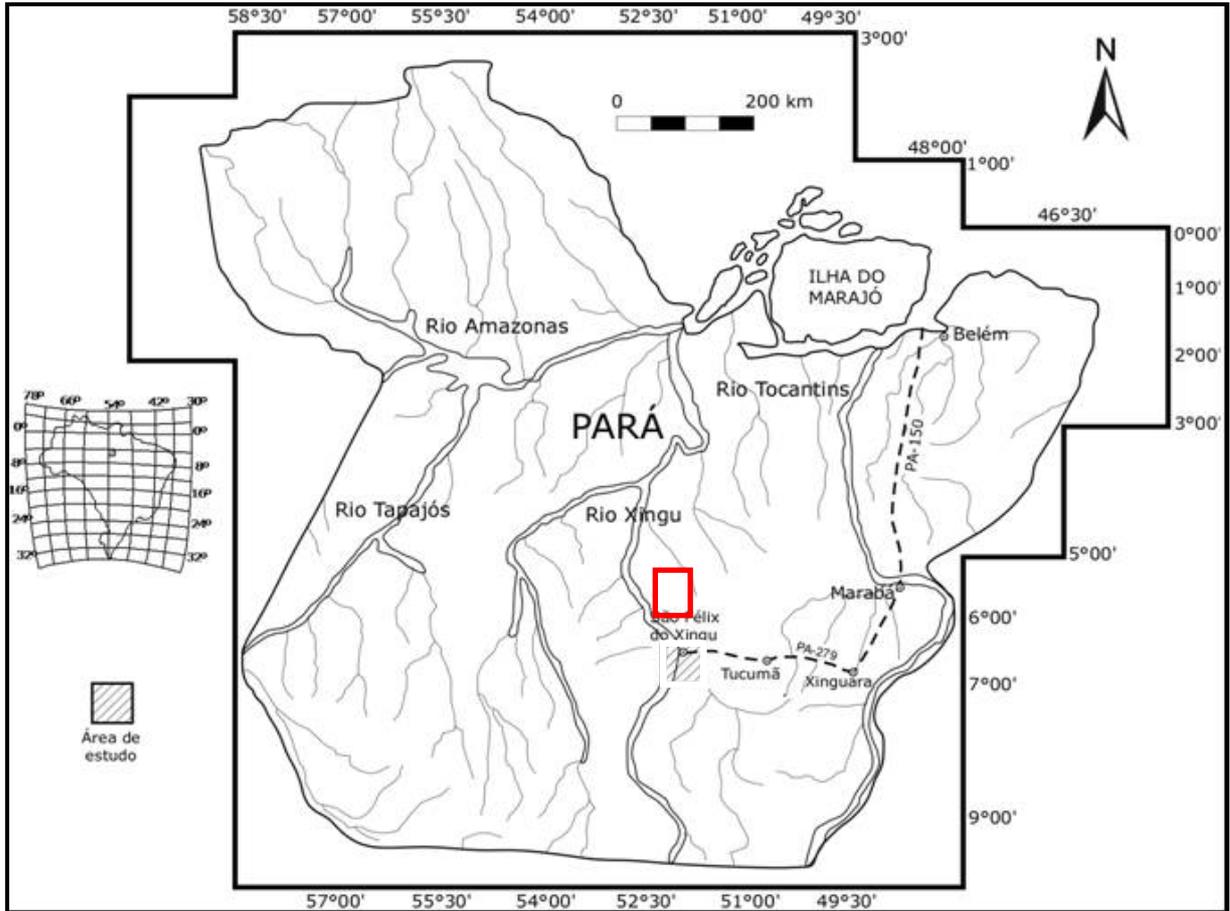


Figura 1.1: Esboço do Estado do Pará mostrando a localização aproximada da área onde está inserido o Granito Antonio Vicente (retângulo), bem como as principais vias de acesso (modificado de Teixeira 1999).

1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de São Félix do Xingu, situada nos domínios da província geocronológica Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999, 2004), abrange rochas arqueanas representadas por unidades do Terreno Granito–*Greenstone* do Sul do Pará (Araújo et al. 1988) ou Terreno Granito–*Greenstone* de Rio Maria (Costa et al. 1995) e do Supergrupo Itacaiúnas (Araújo et al. 1988). As rochas paleoproterozóicas são representadas por corpos máficos e ultramáficos (gabros, noritos, piroxenitos) não deformados da Suíte Cateté (Macambira & Ferreira Filho 2002), pelo Granito Parauari (Macambira & Vale 1997) e por vulcânicas do Grupo Uatumã, constituído pelas Formações Sobreiro e Iriri (CPRM/DNPM 1997, Teixeira 2002, Fernandes et al. 2006, Pinho et al. 2006) ou Sobreiro e Santa Rosa (Fernandes 2009, Juliani & Fernandes 2010). Além desses, vários maciços graníticos anorogênicos paleoproterozóicos com idades entre 1,88–1,86 Ga (Lafon et al. 1995, Teixeira et al. 2002, Pinho 2005) e portadores de mineralizações de Sn e W foram agrupados na Suíte

Intrusiva Velho Guilherme (CPRM/DNPM 1997, Teixeira *et al.* 1998) e constituem a Província Estanífera do Sul do Pará (Abreu & Ramos 1974). Depósitos aluvionares quaternários constituem as unidades mais jovens da região.

1.4 SUÍTE INTRUSIVA VELHO GUILHERME (SIVG)

Está representada na Folha São Felix do Xingu pelos granitos Antônio Vicente, Ubim/sul, Benedita, Rio Xingu, Mocambo, Serra da Queimada, Velho Guilherme e Bom Jardim (Silva *et al.* 1974, Dall’Agnol 1980, CPRM/DNPM 1997, Teixeira *et al.* 2002, 2005, Pinho 2009). Estudos demonstram que essas rochas possuem características hololeucocráticas a leucocráticas, composição sienogranítica a monzogranítica dominante, com álcali-feldspato granitos subordinados. Os principais depósitos de Sn e W da Província Estanífera do Sul do Pará estão associados a essas rochas (Teixeira *et al.* 2002).

Segundo Teixeira (1999), a cristalização fracionada foi o principal processo petrogenético que governou a evolução dos granitos da suíte. Os diferenciados mais evoluídos e hospedeiros de mineralizações de Sn mostram um grau extremo de diferenciação ($\text{SiO}_2 > 75\%$) e são produto de fracionamento magmático e da interação com fluidos aquosos pós-magmáticos ricos em voláteis (F). Esses fluidos foram responsáveis pela extração de Sn^{+2} a partir das fases minerais primárias, especialmente da biotita, incorporando-o às soluções residuais, oxidando, passando para a forma Sn^{+4} e depositando-o como cassiterita.

A Figura 1.2 mostra o mapa geológico simplificado da região de São Félix do Xingu com as ocorrências dos granitos estaníferos da SIVG.

1.4.1 Granito Antônio Vicente

Discutido em detalhe mais adiante.

1.4.2 Granito Ubim/Sul

É intrusivo no Granito Parauari e faz contato com rochas vulcânicas félsicas da Formação Iriri, do Grupo Uatumã. Suas rochas apresentam caráter hololeucocrático, sendo constituídas por Biotita sienogranito a monzogranito. As fases acessórias são principalmente zircão, ilmenita e magnetita, tendo sericita, muscovita, clorita, fluorita, topázio, microclina, albita, esfalerita, cassiterita, monazita, allanita, epidoto, carbonato, fluorcerita, cério-

pirocloro, fergusonita e minerais argilosos como resultados de alteração pós-magmática (Teixeira et al. 2005). Três variedades petrográficas foram identificadas: biotita sienogranito equigranular médio, sienogranito heterogranular e microsienogranito, todos afetados em diferentes intensidades por alterações pós-magmáticas.

1.4.3 Granito Benedita

É formado por um Biotita-álcali feldspato granito hololeucocrático, avermelhado a rosa esbranquiçado, de textura hipidiomórfica heterogranular fina a média. Os acessórios principais são zircão e minerais opacos. Os produtos de alteração pós-magmática são representados por sericita, muscovita, albita, fluorita, clorita, pirita, óxido de Fe e argilominerais.

1.4.4 Granito Rio Xingu

Segundo Teixeira (1999) este maciço forma um “stock” aproximadamente circular e homogêneo constituído basicamente por sienogranitos. Teixeira et al. (1998) realizaram datações Pb-Pb em rocha total obtendo idades de 1906 ± 29 Ma. Adicionalmente, os mesmos autores dataram o granito pelo método Pb-Pb em zircão obtendo a idade de 1866 ± 3 Ma.

1.4.5 Granito Mocambo

Encontra-se intensamente afetado por alterações pós-magmáticas. Suas rochas são resultantes da interação do granito original com fluidos residuais ricos em voláteis (F). O maciço Mocambo é composto por três fácies petrográficas: sienogranito a monzogranito porfírico, sienogranito com muscovita e álcali-feldspato granito aplítico, além da ocorrência de um corpo de siderofilita-clorita-muscovita-quartzo-*greisen* interpretado como produto de alterações pós-magmáticas mais intensas sobre o sienogranito com muscovita. Os principais minerais acessórios são zircão, ilmenita e magnetita. O siderofilita-clorita-muscovita-quartzo-*greisen* apresenta aspecto maciço, textura hipidiomórfica heterogranular, granulação fina a média e coloração cinza escura a negra, sendo constituído essencialmente por quartzo, muscovita, clorita e siderofilita. Datações geocronológicas por evaporação de Pb em zircão indicaram idade de 1862 ± 32 Ma para este corpo (Teixeira et al. 2002).

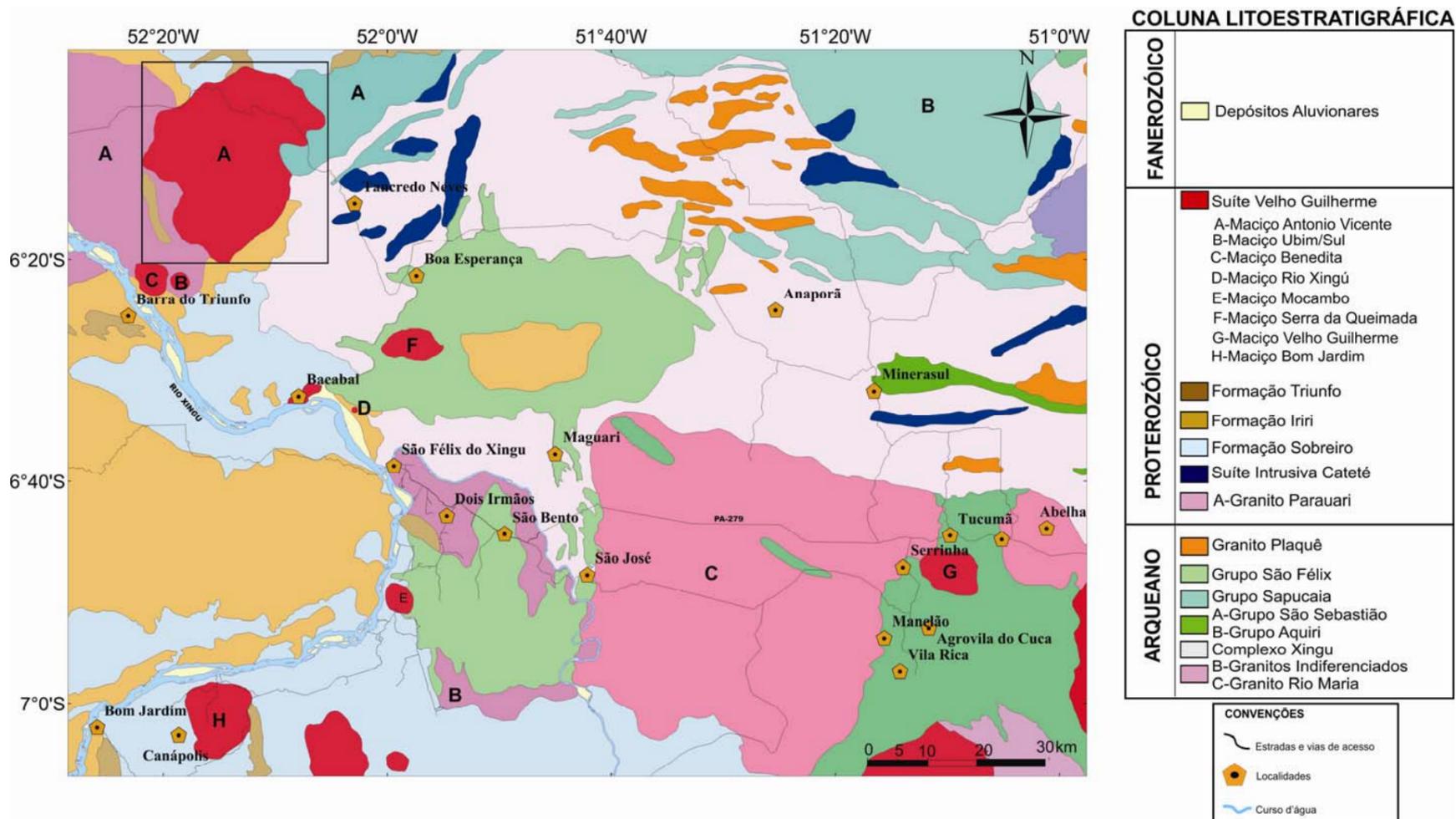


Figura 1.2: Mapa geológico simplificado da SIVG com destaque para o Granito Antonio Vicente (quadrado preto). Modificado de Vasquez et al. (2008).

1.4.6 Granito Serra da Queimada

Segundo CPRM/DNPM (1997), este granito tem forma elíptica com diâmetro maior segundo a direção E-W e aflora em uma área de aproximadamente 20 km². É intrusivo em rochas supracrustais do Grupo São Félix e portador de cassiterita. Suas rochas são isotrópicas, apresentam estrutura maciça, textura fanerítica média a grossa e cor rosa-acinzentada a cinza levemente esverdeada. Apresenta variações composicionais de monzogranito a sienogranito, tendo a biotita como único mineral ferromagnésiano (Pinho 2009). Pinho (2005) datou o Granito Serra da Queimada pelo método Pb-Pb em zircão obtendo uma idade de 1882±12 Ma, interpretada como idade de cristalização.

1.4.7 Granito Velho Guilherme

É intrusivo em rochas arqueanas do Terreno Granito-Greenstone do Rio Maria, ao sul da cidade de Tucumã. Trata-se de um granito anorogênico, grosseiramente circular, subvulcânico, mineralizado à cassiterita e topázio (CPRM/DNPM 1997). De acordo com Teixeira (1999) este maciço compreende três variedades petrográficas: biotita sienogranito equigranular médio, sienogranito heterogranular e micro sienogranito, todas afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas. Datações pelo método Pb-Pb em rocha total forneceram idade de 1874±30 Ma, interpretada como idade de colocação do corpo (Lafon et al. 1995).

1.4.8 Granito Bom Jardim

Segundo Pinho (2009), as rochas que compõem o Granito Bom Jardim ocorrem sob a forma de serras, morrotes abaulados, lajeiros e blocos rolados. São constituídas por rochas maciças isotrópicas de coloração rosada, com textura fanerítica média a grossa e cristais bem desenvolvidos, por vezes mostrando orientação causada, provavelmente, por fluxo magmático. Apresenta composições monzograníticas a sienograníticas tendo como único mineral varietal a biotita ($M' < 10\%$), demonstrando o caráter extremamente silicoso e evoluído de seu magma gerador. Localmente veios centimétricos constituídos mineralogicamente por quartzo, biotita e wolframita seccionam o corpo. Mineralizações de Sn e W ocorrem associadas às rochas mais evoluídas e alteradas e à rochas greisenizadas e veios de quartzo. Datação Pb-Pb em zircão em rocha monzogranítica forneceu idade de

1867±1 Ma (Pinho 2005), semelhante à de outros maciços graníticos especializados agrupados na SIVG.

A tabela 1. 1 mostra um quadro comparativo com as idades dos granitos da SIVG.

Tabela 1.1: Quadro com as idades dos corpos graníticos da SIVG.

GRANITO	IDADE	MÉTODO	REFERÊNCIA
Serra da Queimada	1882±12 Ma	Pb-Pb Zircão	Pinho 2005.
Mocambo	1862±32 Ma.	Pb-Pb Zircão	Teixeira et al. 2002
Rio Xingu	1866±3 Ma.	Pb-Pb Zircão	Teixeira et. al. 2002
Bom Jardim	1867±1 Ma.	Pb-Pb Zircão	Pinho 2005
Antonio Vicente	1867±4 Ma.	Pb-Pb Zircão	Teixeira et al. 2002
Velho Guilherme	1874±30 Ma.	Pb-Pb rocha total	Lafon et. al 1995

1.5 JUSTIFICATIVAS

Cristais de quartzo são excelentes marcadores de processos magmáticos, metamórficos e sedimentares, sendo estas informações preservadas através de suas heterogeneidades e zoneamentos composicionais internos (Boggs et al. 2001, Müller et al. 2000, Jacamon & Larsen 2009, Larsen et al. 2009). Tais características são normalmente invisíveis em microscópio ótico convencional e raramente documentadas em análises quantitativas (D'Lemos et. al. 1997). Por este motivo, o uso de MEV-CL no estudo morfológico e composicional de quartzo vem crescendo nos últimos anos. No Brasil, o estudo de cristais de quartzo por MEV-CL ainda é pouco difundido.

O Instituto de Geociências (IG) da UFPA adquiriu recentemente uma Mono-CL que trabalha acoplada ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), tornando viável o estudo de minerais por CL, incluindo cristais de quartzo, objeto deste trabalho. A CL do IG-UFPA já vem sendo utilizada em estudos morfológicos e composicionais semiquantitativos de zircão (Bahia et al. 2010, Lamarão et al. 2007, 2010, Soledade 2010), assim como na obtenção de imagens de cristais de zircão com vistas a datações geocronológicas pontuais.

Com o estudo de MEV-CL em cristais de quartzo magmático-hidrotermal será aberta uma nova linha de pesquisa que poderá auxiliar outros segmentos da geologia, como por

exemplo, estudos petrológicos, metalogenéticos, estruturais, de proveniência, etc., além de possibilitar maior otimização do conjunto MEV-CL.

1.6 OBJETIVOS

Os principais objetivos deste trabalho foram:

- Estudar morfológicamente os cristais de quartzo presentes nas diferentes fácies do GAV e *greisens* associados através de imagens de MEV-CL;
- Mostrar as modificações morfológicas e texturais ocorridas neste mineral com a evolução do GAV;
- Caracterizar quimicamente cristais de quartzo do GAV através de análises por *Laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry* (LA-ICP-MS).

1.7 MATERIAIS E MÉTODOS

1.7.1 Lâminas Petrográficas

As lâminas delgadas do GAV utilizadas neste estudo pertenceram ao prof. Nilson Pinto Teixeira e hoje fazem parte do acervo do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides-GPPG do IG da UFPA. O acervo conta com trinta e nove lâminas distribuídas nas diferentes fácies do corpo (Tabela 1.2). Deste conjunto, foram selecionadas duas lâminas representativas de cada fácies (Tabela 1.2 em negrito). A fácies ABSG, por não ter lâminas disponíveis, não participou deste estudo.

As lâminas delgadas foram imersas em *Xilol* por 10 dias para retirada das lamínulas. Após esta fase, passaram por polimento no Laboratório de Laminação do IG da UFPA e se transformaram em lâminas polidas. Foram utilizadas, inicialmente, lixas de 1000 e 1200 mesh e, posteriormente, pastas de diamante de $1/4\mu\text{c}$, $1/2\mu\text{c}$ e $1\mu\text{c}$ com o lubrificante Azul Arotec para a obtenção de um polimento refinado.

1.7.2 Descrições Petrográficas

A petrografia convencional foi realizada para identificação dos tipos de quartzo presentes nas diferentes fácies do GAV, sendo adotada a mesma terminologia descrita por Teixeira

(1999). Posteriormente, foram selecionados e fotografados cristais de quartzo representativos de cada fácies para estudos petrográficos e de MEV. As descrições petrográficas foram realizadas em um microscópio petrográfico modelo “*Zeiss Axioskop 40*” e as fotomicrografias obtidas em um microscópio “*Leica DM 2500 P*” com câmera acoplada, utilizando objetivas de 2,5, 5 e 10 mm. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geologia do IG da UFPA.

1.7.3 Estudos de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O MEV utilizado encontra-se instalado no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do IG da UFPA. O MEV é um LEO-ZEISS 1430 com sistema de Mono-CL da Gatan acoplado. As condições de operação do MEV para imagens de elétrons retroespalhados (ERE) foram as seguintes: corrente do feixe de elétrons = 90 μ a, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 15 mm. As imagens de CL foram obtidas sob as mesmas condições, exceto a distância de trabalho que foi de 13 mm. As lâminas polidas foram inicialmente metalizadas com uma fina camada de platina durante 30s. As imagens obtidas foram tratadas pelos programas *Microsoft Picture Manager* e *Corel Draw*.

Tabela 1.2: Relação de lâminas e respectivas fácies petrográficas do GAV descritas por Teixeira (1999).

BASMG	BMG	BSG	BSGA	BSGIA	GREISENS
IE-04	GAM-CS-37	SL-09-DT B	NE-B-82	SL-02A-DT	NR-AV-26B
GFe-03	NS-02	SL-07C-DT	NN-AV-BA4	NE-B-60	NN-AV-IN-10
NS-6	GR-01	SL-08-DT		NE-B-75	NN-AV-TOP-7
GFe-01	GAM-CS-54	NE-B-71		NR-AV-48	NN-AV-TOP-3
NS-3	GAM-CS-33	NR-AV-23		NE-B-83I	
NS-5	GAM-CS-55A	NR-AV-11		NE-B-63	
Bonsucesso		SL-06C-DT		NE-B-83	
		SL-06A-DT		NR-AV-43	
		SL-03A-DT		NE-B-83 A	
		NE-B-71A		NE-B-75 A	

BASMG=Biotita-anfibólio sienogranito a monzogranito; ABSFG= anfibólio-biotita sienogranito a álcali feldspato granito; BMG=Biotita monzogranito; BSG=Biotita sienogranito; A= alterado; IA= intensamente alterado. Em negrito, lâminas utilizadas neste trabalho.

1.7.4 Análises por LA-ICP-MS

Para as análises por LA-ICP-MS (*Laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*) foram confeccionadas cinco lâminas polidas com 48 x 28 x 80 mm das fácies mencionadas na Tabela 1.3, exceto a BSGA. As análises foram realizadas no Laboratório de Química e ICP-AES/MS da USP sob a supervisão dos professores Valdecir de Assis Janasi e Sandra Andrade. O Laser utilizado foi o modelo UF-213/AF-New Wave, com potência de 60%, frequência de 10hz, tamanho do *spot* de 30 μ m, *scan* de 5 μ m/s, espaçamento entre linhas 32 μ m e potência incidente entre as amostras de ~ 5.5 J/cm² e ~ 0.04 mJ. O ICP-MS foi um ELAN-6100 DRC-PerkinElmer/Sciex com potência RF de 1300W, fluxo de gases Argônio-Hélio, plasma 16L/min, auxilia 1L/min, nebulizador 0.5L/min e % óxidos no plasma < 1%. As análises foram realizadas pelo sistema de *rasters* (linhas com comprimento de aproximadamente 85 μ m e “spot” de 55 μ m) que penetraram no mineral em média por 15-30 μ m. Os *rasters* foram compostos de seis linhas com as dimensões (comprimento x largura x profundidade) de 190 x 160 x 15 μ m, levando um volume amostrado de $4,56 \times 10^{-7}$ cm³. Considerando a massa específica do quartzo em 2,6 g/cm³, tem-se em média 1,2 μ g de massa amostrada. O tempo total de análise foi de 1 minuto para branco e 4 minutos e 35 segundos para a amostra.

Tabela 1.3: Lâminas polidas utilizadas para análises por LA-ICP-MS.

FÁCIES	LÂMINAS
BASMG	BONSUCESSO
BMG	GAM-CS-37
BSG	NE-B-71
BSGIA	SL-2A - DT
<i>GREISEN</i>	NR-AV-26B

BASMG=Biotita-anfíbólio sienogranito a monzogranito; BMG=Biotita monzogranito; BSG=Biotita sienogranito; IA=intensamente alterado.

2. A CATODOLUMINESCÊNCIA (CL) EM CRISTAIS DE QUARTZO

A CL é a luz emitida por uma amostra quando esta é excitada por um feixe de elétrons como, por exemplo, em um MEV (Figura 2.1). Alguns minerais, incluindo quartzo, cassiterita, esfalerita, topázio, albita, feldspatos, carbonatos, entre outros, emitem CL.

De acordo com Boggs et al. (2001), pouco se conhece sobre CL na maioria dos minerais de ocorrência natural, dentre eles o quartzo. Por outro lado, a origem de CL em cristais artificiais é bastante conhecida devido a sua importância econômica na indústria, na fabricação de televisores, monitores de computador, etc. A CL é controlada por alguns fatores como temperatura, estrutura cristalina, microfaturas, tensão, conteúdo de elementos traços (Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Na, Elementos Terras Raras, entre outros; Marschall 1988).

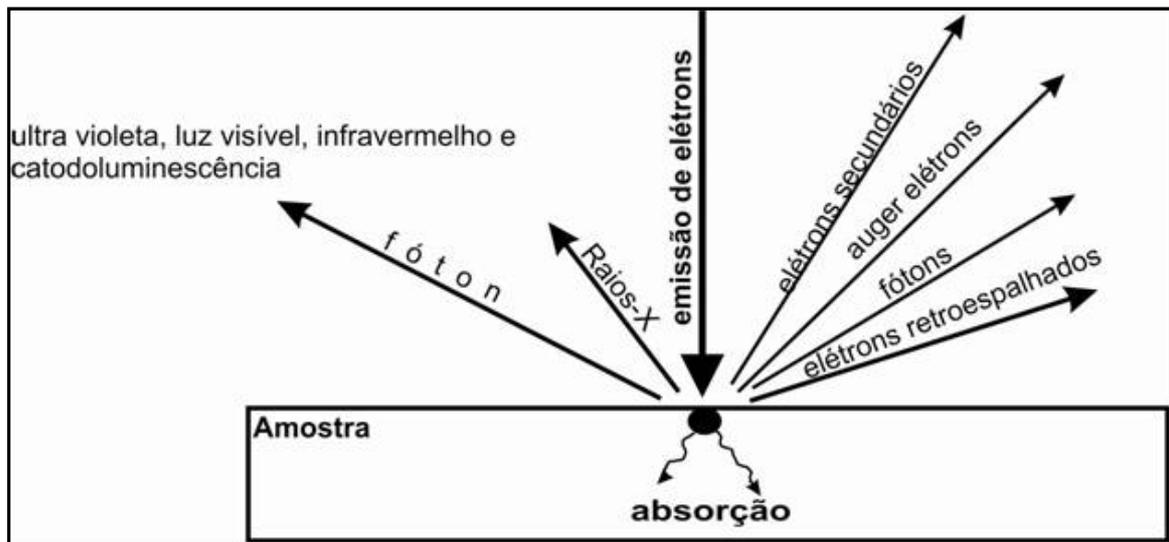


Figura 2.1: Representação esquemática dos efeitos produzidos pela interação de um feixe de elétrons do MEV com uma amostra.

O quartzo é um dos minerais mais abundantes e importantes da crosta terrestre. Pertence à classe dos tectosilicatos, possui estrutura cristalina trigonal e hexagonal, hábito prismático e apresenta fratura conchoidal. Devido à relativa estabilidade química e estrutural, quartzo e similares são chamados de isolantes. Esta descrição idealizada se aplica aos cristais perfeitos. Naturalmente, todos os cristais têm defeitos. De maior interesse para a emissão de CL são os defeitos decorrentes de deslocamentos estruturais, de vacâncias na estrutura cristalina a partir de íons intersticiais que ocupam uma posição nanoestrutural, além de substituições de silício ou oxigênio (Boggs et al. 2001).

Imagens de MEV-CL podem revelar detalhes texturais de cristais de quartzo provenientes de defeitos intracristalinos. Tais defeitos podem ser intrínsecos (estruturais) e extrínsecos, causados pela presença de outros elementos químicos classificados como ativadores de CL, como por exemplo, Ti, Mn, Ca, Na, Al, Fe, ETR (Boggs et al. 2001). Quando um cristal de quartzo é irradiado por um feixe de elétrons de alta tensão, elétrons na banda de valência (BV) de baixa energia do cristal são promovidos para um estado de energia mais elevada denominada de banda de condução (BC). Os elétrons permanecem durante microssegundos na BC antes de perder energia e retornar a BV (Figura 2.2). Como os elétrons com pouca energia se movem aleatoriamente através da estrutura cristalina, podem acabar presos temporariamente nos defeitos presentes nesta estrutura. A energia perdida é transformada em fótons, gerando, assim, catodoluminescência que tem sua intensidade ligada à quantidade de defeitos presentes na estrutura cristalina dos cristais. Segundo Boggs et al. (2001), a combinação MEV-CL pode fornecer melhor resolução espacial e padrão microcomposicional do quartzo.

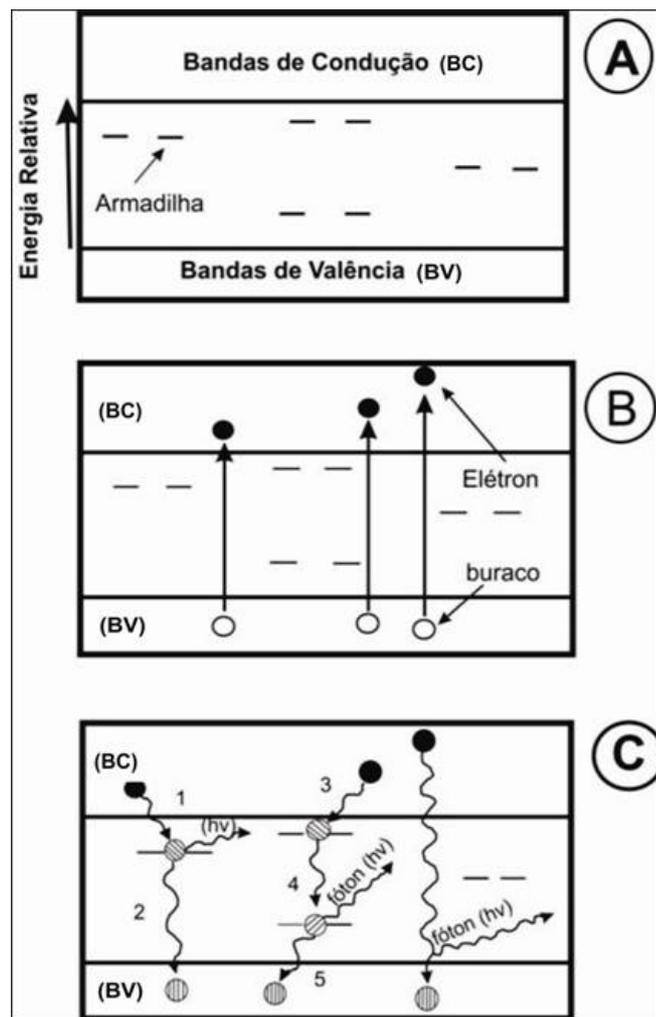


Figura 2.2: Modelo esquemático dos processos de geração de CL em quartzo (Boggs et al. 2001).

2.1 TEXTURAS PRIMÁRIAS EM CRISTAIS DE QUARTZO MAGMÁTICO

Tomando como base a estrutura zonada dos plagioclásios, Müller et. al. (2000) desenvolveram um modelo de texturas de crescimento e reabsorção em fenocristal de quartzo magmático utilizando imagens de CL (Figura 2.3). As maiores descontinuidades no zoneamento (50-1000 μm) são consideradas não-periódicas e mostram mudanças significativas na luminescência, sendo resultantes de mudanças físico-químicas atribuídas a fatores externos tais como temperatura, pressão e composição do magma. Bottinga et al. (1966), apud Müller et al. (2000), definiram tais zonas como *zoneamentos composicionais* e Allègre et al. (1981), como *zoneamento em degraus (stepped zoning)*.

Zoneamentos oscilatórios finos (2-20 μm), ocorrendo dentro dos zoneamentos composicionais, são atribuídos a mecanismos controlados por difusão na interface cristal-líquido. Crescimentos impedidos ou em baías são causados por líquidos imiscíveis, bolhas de vapor, sulfetos fundidos ou gotas de magmas ricos em fluídos que se prendem na superfície dos cristais, impedem seu crescimento, resultando em depressões. Superfícies de reabsorção ocorrem devido à subsaturação de SiO_2 do magma, que é originada pelo aumento da temperatura, despressurização isothermal ou mistura de magmas. O arredondamento dos cristais estaria ligado à rápida ascensão de líquidos graníticos através de diques. A presença de crescimento esquelético evidencia resfriamento rápido (*supercooling*) e diminuição da taxa de difusão/crescimento.

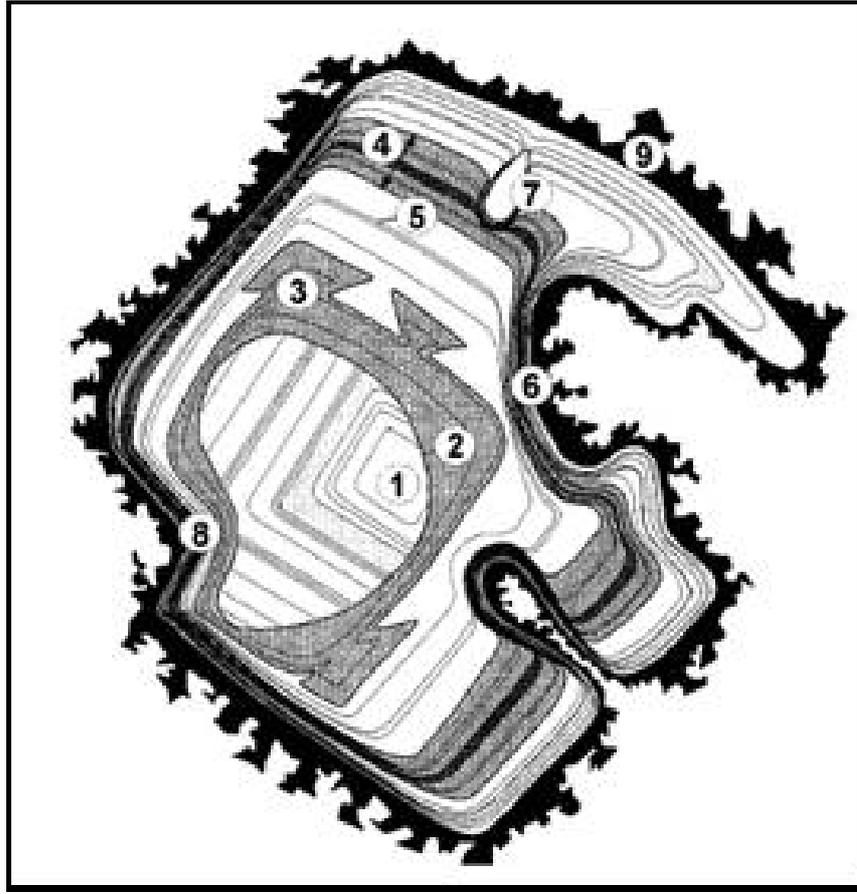


Figura 2.3: Texturas de crescimento primário em fenocristal de quartzo magmático com 1-5 mm através de MEV-CL (compilado de Müller et al. 2000): 1-Nucleação de Qz hexagonal- β ou romboédrico- α ; 2- Superfície de reabsorção; 3- Crescimento esquelético; 4- Zoneamento em degraus (50-1000 μm); 5- Zoneamento oscilatório (2-20 μm); 6- Crescimento impedido; 7- Inclusão ou bolha de magma; 8- Crescimento impedido por fenocristal adjacente; 9- Borda anedral de Qz (final da cristalização).

2.2 VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS EM QUARTZO MAGMÁTICO

Além das feições texturais observadas somente em imagens de MEV-CL, cristais de quartzo vêm sendo estudados através de análises químicas pontuais utilizando-se técnicas modernas como microsonda eletrônica e LA-ICP-MS (Ruffini et al. 2002, Breiter & Müller 2009, Wiebe et al. 2007, Rusk et al. 2008, Jacamon & Larsen 2009, Larsen et al. 2009). Essas técnicas são capazes de identificar e determinar a concentração dos principais elementos traços presentes nas suas diferentes zonas, geralmente em concentrações muito baixas (30–200 ppm). De acordo com Jacamon & Larsen (2009), a concentração de elementos-traço em quartzo é controlada por sua abundância no magma, pelo coeficiente de partição entre as diferentes fases, pelas condições termodinâmicas do sistema e pela estrutura do cristal. No entanto, os processos

que controlam a entrada dos elementos-traço na estrutura do quartzo ainda não estão bem compreendidos. Os conteúdos de Al, Ti, Ge, Fe, K e Li em quartzo ígneo têm sido utilizados para identificar magmas de diferentes origens ou compreender melhor os processos de fracionamento magmático (Larsen et al. 2000, 2004; Go'tze et al. 2004; Jacamon & Larsen 2009).

O potencial químico do quartzo para revelar mudanças nas condições termodinâmicas e químicas durante a evolução do magma é consideravelmente elevado, conforme demonstrado por Muller et al. (2000, 2002, 2003) e Jacamon & Larsen (2009). Além disso, a composição química do quartzo tem sido utilizada para distinguir quartzo ígneo de quartzo relacionado a episódios tardimagmáticos e hidrotermais (Müller et al. 2002, Rusk et al. 2006, 2008; Larsen et al. 2009). Dentre os vários elementos químicos analisados em quartzo magmático Ti e Al são considerados os principais ativadores de CL (Marshall 1988). Alguns trabalhos mostram uma relação direta entre zonas luminescentes no quartzo e conteúdos mais elevados de Ti (Wark & Spear 2005, Wiebe et al. 2007, Larsen et al. 2009); entretanto esta correlação deve ser feita com cautela, uma vez que a variação na luminosidade do quartzo em CL pode ser influenciada por outros elementos presentes, como H^+ , OH^- , P^{5+} , Ge^{4+} , Ti^{4+} , Li^+ , Na^+ , K^+ (Landtwing & Pettke 2005).

Jacamon & Larsen (2009) estudaram composicionalmente cristais de quartzo do granito Kleivan, SW da Noruega, constituído por piroxênio granitos, hornbenda granitos, biotita granitos e aplitos. As análises revelaram um decréscimo contínuo nos teores de Ti das rochas charnoquíticas para os aplitos e um aumento, neste mesmo sentido, nos teores de Ge. Com base nos dados obtidos, demonstraram que a razão Ge/Ti no quartzo pode ser utilizada como um bom índice de diferenciação magmática. Uma das vantagens, segundo aqueles autores, é que esta razão se mantém estável mesmo em granitos alterados, uma vez que Ge e Ti são elementos relativamente imóveis durante a recristalização parcial do quartzo.

2.3 EXEMPLOS DA APLICAÇÃO DE MEV-CL EM QUARTZO

O estudo de quartzo magmático através de CL vem ganhando destaque nos últimos anos em decorrência, sobretudo, da utilização em conjunto de MEV-CL-(LA-ICP-MS) ou Microsonda Eletrônica (D'Lemos et al. 1997; Müller et al. 2000, 2002a, 2003, 2005; Chang & Meinert 2004; Rusk et al. 2006, 2008; Wiebe et al. 2007; Breiter & Müller 2009; Jacamon & Larsen 2009; Larsen et al. 2009). Imagens de MEV-CL são capazes de identificar feições texturais e gerações de quartzo distintas dentro de um mesmo grão, enquanto as análises

químicas pontuais determinam a composição dos elementos traços presentes. O quartzo é quimicamente o mais resistente dos minerais formadores de rochas graníticas e sua assinatura de elementos traços preserva, portanto, suas características magmáticas. Como esses elementos são altamente sensíveis a processos petrogenéticos, podem ser utilizados no reconhecimento da origem e evolução de rochas graníticas (Breiter & Müller 2009, Jacamon & Larsen 2009).

A seguir, são mostrados alguns exemplos da aplicação de MEV-CL no estudo de quartzo magmático e hidrotermal.

D'Lemos et al. (1997) utilizaram MEV-CL para mostrar zoneamentos complexos e entender a história de cristalização de cristais de quartzo do Complexo Granítico de Jersey, Channel Island (UK). A Figura 2.4 mostra a imagem parcial de um cristal de quartzo em (a) luz transmitida, (b) ERE e (c) CL. Nas duas primeiras observam-se claramente os limites do grão, mas nenhuma feição interna. Por outro lado, a última imagem revela um núcleo mais brilhoso com um manto mais escuro, resultantes de variações na luminescência emitida de diferentes partes do grão. As Figuras 2.4 (d-f) são imagens de MEV-CL em cristais de quartzo do mesmo complexo granítico. Na imagem (d), observa-se uma alternância de zonas claro-escuras da ordem de 300 μm (zoneamentos composicionais ou em degraus, Figura 2.3). Zoneamentos oscilatórios (entre 5 e 30 μm) ocorrem paralelamente. Esta repetição cíclica seria indicativa de auto-organização geoquímica e estaria ligada a períodos de menores variações na composição do magma. Zoneamentos mais finos são observados até as porções mais externas do cristal. Um grão de feldspato adjacente trunca as zonas de crescimento externas do quartzo (crescimento impedido, Figura 2.3). A imagem (e) mostra cristais de quartzo com núcleos subarredondados fracamente luminescentes limitados por superfícies curvas que os separam de mantos mais luminescentes.

A mudança abrupta entre núcleo e manto indica mudança na composição. O núcleo do grão superior contém regiões mais luminescentes, assemelhando-se a zoneamentos oscilatórios que são truncados pelo manto mais escuro. Tal feição é uma forte evidência de que o manto é posterior e que o grão original sofreu reabsorção (dissolução). A formação desses grãos seria resultante, segundo os autores, de: (1) Crescimento inicial dos cristais de quartzo; (2) Reabsorção (dissolução) durante um período de desequilíbrio; (3) Crescimento de mantos. A imagem (f) mostra um grão de quartzo com contato convoluto núcleo-manto mais escuro. Zonas de crescimento do núcleo são truncadas por zonas mais escuras e aparentemente registram um período de reabsorção do cristal.

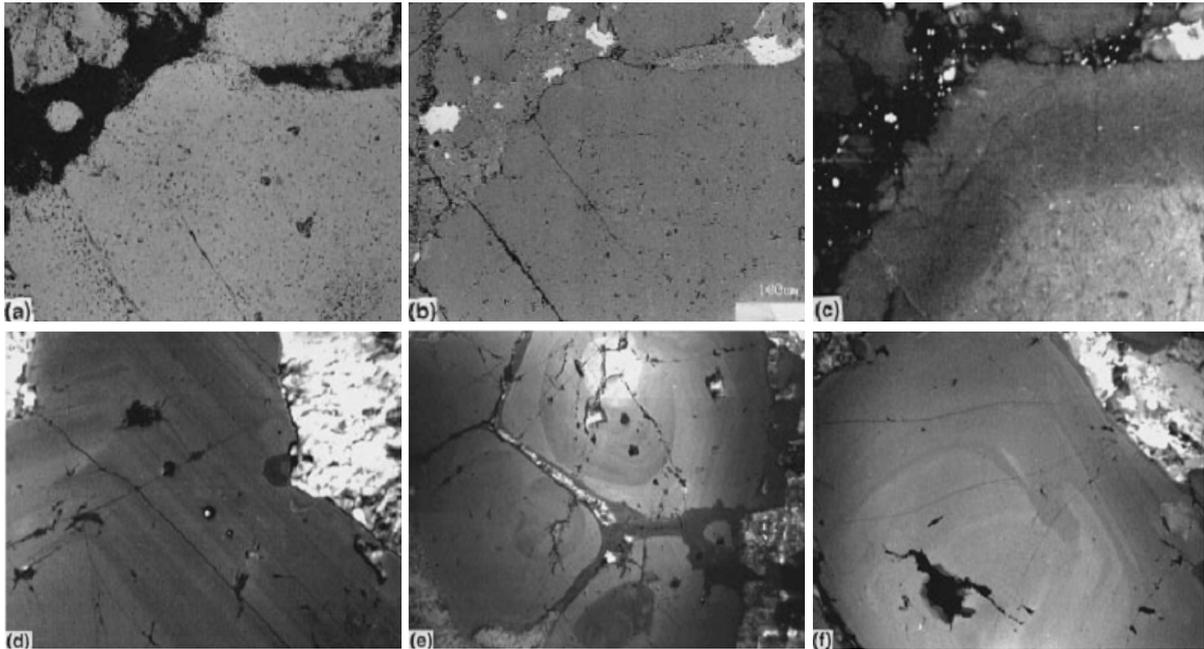


Figura 2.4: (a, b, c) Imagens comparativas de cristais de quartzo em luz transmitida, MEV-ERE e CL, respectivamente. Escala das imagens = 0.5 mm. (d, e, f) Imagens de CL de cristais e quartzo. Escala das imagens ~ 0,7 mm. Complexo Granítico de Jersey, Channel Island, UK (D'Lemos et. al. 1997).

Estudos através de MEV-CL em quartzo de veios do depósito de cobre pórfiro de Butte, Montana, realizados por Rusk & Reed (2002) mostraram diferentes tipos de textura e uma história complexa de crescimento deste mineral (Figura 2.5). Duas gerações de quartzo precipitadas sob diferentes condições físicas podem ser visualizadas na Figura 2.6. Cristais de quartzo cinza com zonas de crescimento euédricas circundam núcleos de quartzo luminescente. Estes são irregulares, descontínuos e mostram contatos em baías com o quartzo cinza, indicando que o quartzo brilhoso formou-se primeiro e foi posteriormente dissolvido por fluídos subsaturados em sílica, deixando um quartzo com alta porosidade. Os espaços porosos foram depois ocupados por quartzo cinza euédricos zonados.

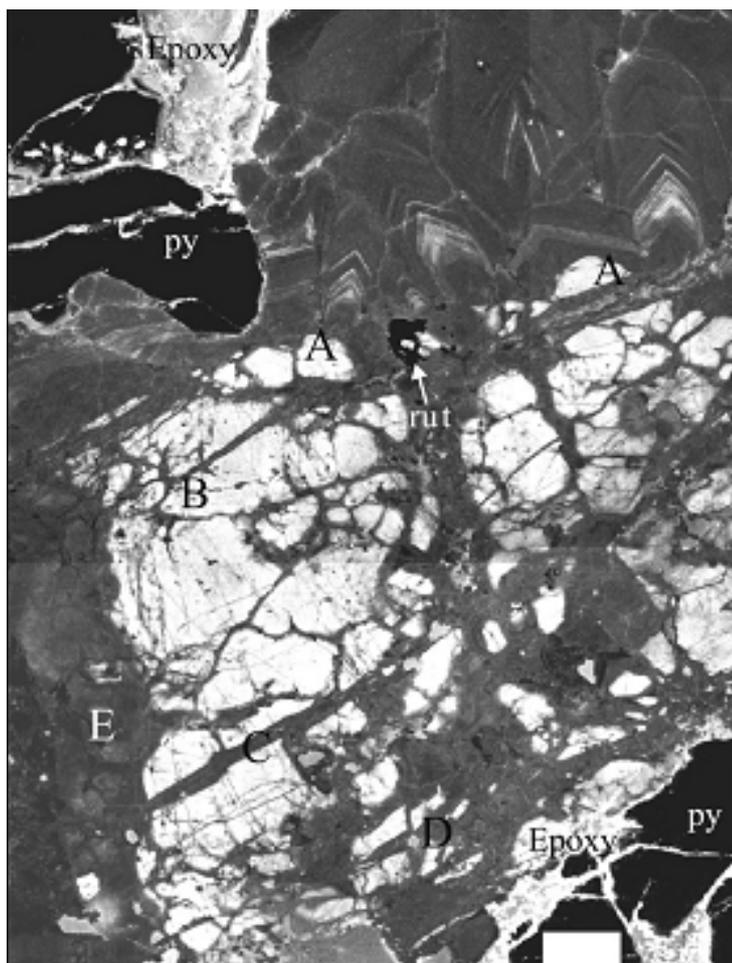


Figura 2.5: Imagem de MEV-CL de veio de quartzo-pirita (Rusk & Reed 2002). Rutilo (rut), pirita (py) e epóxi são mencionados; o restante mostrado na imagem é quartzo. Texturas identificadas incluem: (A) dissolução de quartzo luminescente seguido por crescimento de quartzo cinza eudral nos espaços preenchidos por fluídos; (B) Texturas em “teia de aranha” e “ondulada”; (C) Fraturas escuras; (D) Fraturas escuras separando pedaços de quartzo que se juntam como peças de um quebra-cabeça indicando dilatação; (E) Recristalização de quartzo luminescente para quartzo cinza. Essas texturas indicam pelo menos duas gerações de quartzo: 1- quartzo luminescente precoce relacionado à mineralização de molibdenita e, 2- quartzo cinza tardio com zonas de crescimento ligado à mineralização de pirita. Escala = 100 μ m.

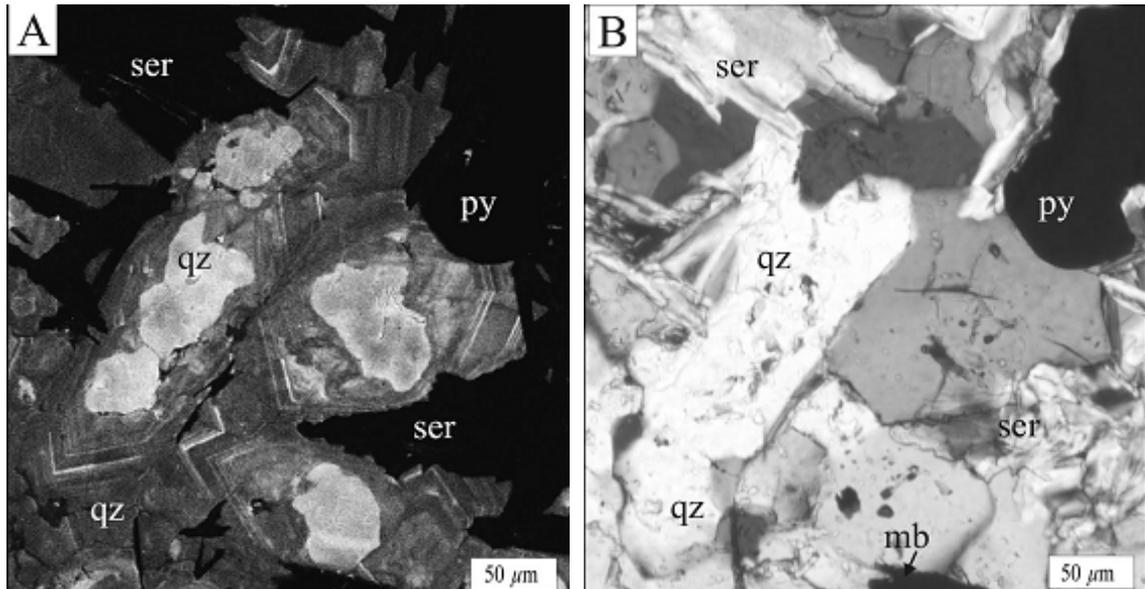


Figura 2.6: (A) Imagem de MEV-CL e (B) Imagem em luz transmitida da mesma área do veio contendo quartzo (qz), molibdenita (mb), pirita (py) e sericita (ser). A imagem de MEV-CL mostra núcleos de quartzo luminescentes com baías e sobrecrecimentos de quartzo cinza euédricos. Núcleos e bordas são opticamente contínuos e não há evidências da ação de fluidos hidrotermais ou dissolução na imagem de luz transmitida. Esta textura é causada pela precipitação de quartzo luminescente, seguida por dissolução e precipitação de quartzo cinza nos espaços criados pelos fluidos a partir de fluidos quimicamente distintos e de temperatura e pressão mais baixas (Rusk & Reed 2002).

Wiebe et al. (2007) realizaram estudos de MEV-CL-Microsonda Eletrônica (ME) em cristais de quartzo do Complexo Intrusivo Vinalhaven, sudeste da Baía de Penebscot, Coastal Mine. O objetivo principal foi mostrar que zoneamentos em cristais de quartzo fornecem um registro claro dos processos magmáticos inferidos a partir de observações de campo, sendo muito úteis em estudos de corpos graníticos. Em todas as rochas félsicas do Complexo de Vinalhaven, o quartzo mostra zoneamento predominantemente concêntrico marcado por variações na intensidade de CL (Figura 2.7). Os zoneamentos são similares àqueles identificados em cristais de plagioclásio em granitos. Análises químicas por ME mostraram que os conteúdos de Ti em cristais de quartzo dos granitos finos, grossos, porfiríticos e de enclaves félsicos no granito grosso são sempre menores nas zonas escuras, com valores em torno de 40 ppm, e predominantemente mais elevados nas zonas luminescentes, atingindo valores de até 160 ppm de Ti. Tais resultados comprovam a existência de uma relação direta entre a intensidade de emissão de CL com a concentração de Ti em quartzo ígneo, conforme sugerido por Wark & Spear (2005) e com a temperatura de cristalização, de acordo com Wark & Watson (2006).

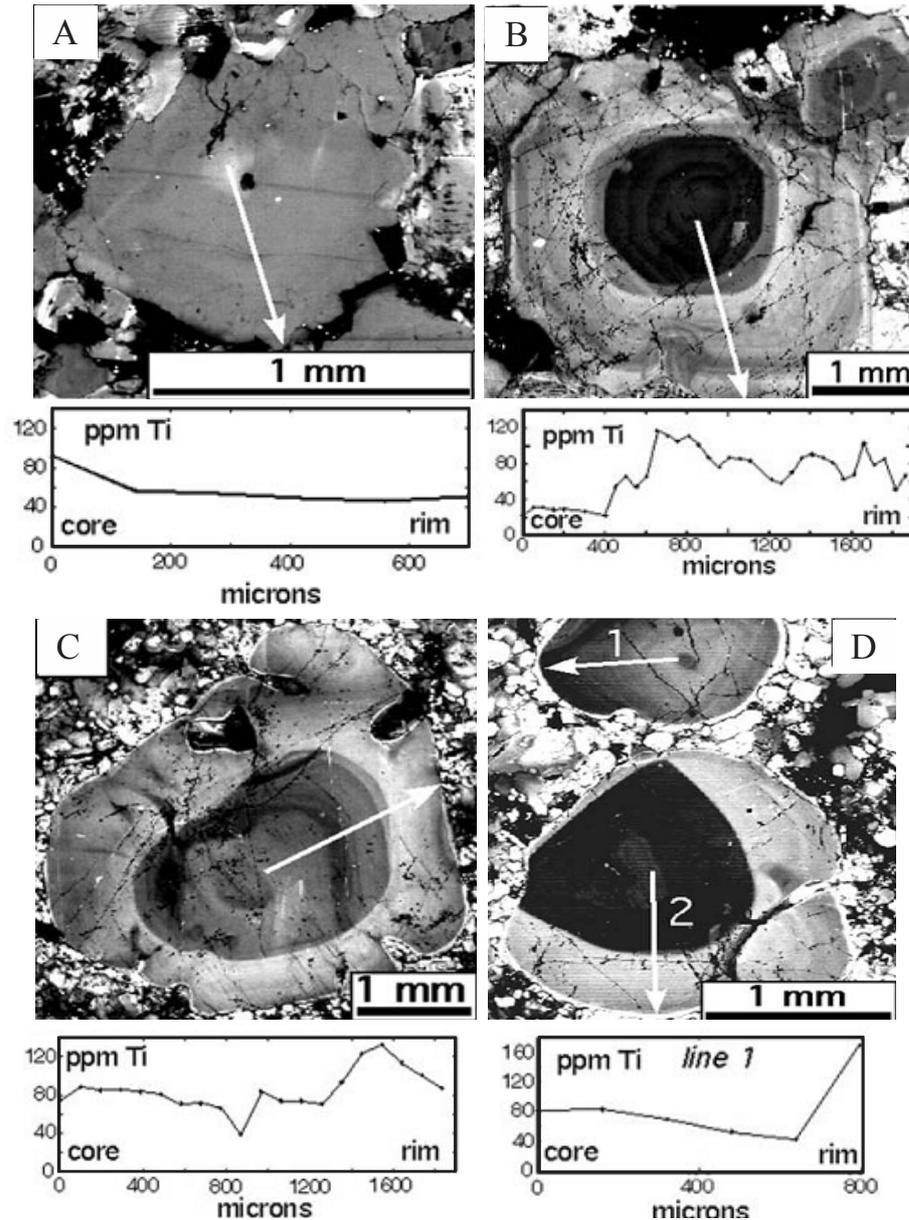


Figura 2.7: Imagens de MEV-CL de cristais de quartzo zonados do granito fino (A), grosso (B), pórfiro (C) e de enclave félsico no granito grosso (D), com perfis composicionais de Ti obtidos por microsonda eletrônica. Complexo Intrusivo Vinalhaven (Wiebe et. al. 2007).

Larsen et al. (2009) realizaram estudos de MEV-CL em cristais de quartzo do granito estanífero Drammen, situado no rift continental de Oslo, Noruega, identificando quatro tipos texturais (Figura 2.8). O Qz1 representaria o quartzo magmático cristalizado precocemente. É luminescente, anédrico e mostra zoneamentos concêntricos claro-escuros alternados, refletindo mudanças termodinâmicas no magma. Mudanças na composição do magma durante o crescimento dos cristais teriam produzido bordas arredondadas devido à reabsorção parcial. O Qz2 é menos luminescente que o Qz1, se desenvolve em zonas que seguem o limite do

crystal e em fraturas intersectando o Qz1. O Qz3 diferencia-se dos outros tipos pela menor luminescência e coloração cinza mais escura. O Qz4 compreende quartzo de cor preta que preenche microfraturas e forma manchas irregulares. Os estudos e MEV-CL sugerem, ainda, uma seqüência cronológica de formação dos diferentes tipos de quartzo. O Qz1 representa o quartzo magmático primário, mais abundante, frequentemente intersectado pelos demais e comumente mostrando zoneamento composicional, característico de origem magmática. Os outros tipos correspondem a gerações tardias que se formaram por reações entre o Qz1 e fluidos deutéricos (Qz2 e Qz3) e/ou meteóricos (Qz4). O Qz4 é o último a se formar e secciona os demais.

A alteração progressiva do Qz1 por fluidos hidrotermais dando origem aos Qz2, Qz3 e Qz4 é sumarizada, segundo os autores acima, em três estágios (Figura 2.9):

(Estágio 1) A região superior do grão de quartzo, em contato direto com fluidos deutéricos, fica mais exposta às alterações do que a porção inferior que se encontra protegida por fases minerais adjacentes. A decomposição avança ao longo das bordas do cristal expostas aos fluidos. Dissolução/recristalização relacionadas à formação do Qz3 se desenvolve ao longo de zonas de fraquezas mais vulneráveis à percolação dos fluidos.

(Estágio 2) As bordas do Qz1 são alteradas e zonas mais largas de Qz2 e Qz3 alteram e substituem, respectivamente, o Qz1. A formação de Qz2 é regular e uniforme ao longo do Qz1, enquanto manchas de Qz3 se desenvolvem mais rápida e internamente no grão.

(Estágio 3) O grão de quartzo adquire a aparência atual observada em CL (Figura 2.8a). Parte do quartzo magmático (Qz1) é substituída por Qz2, Qz3 e Qz4, transformando o aspecto morfológico e textural do granito.

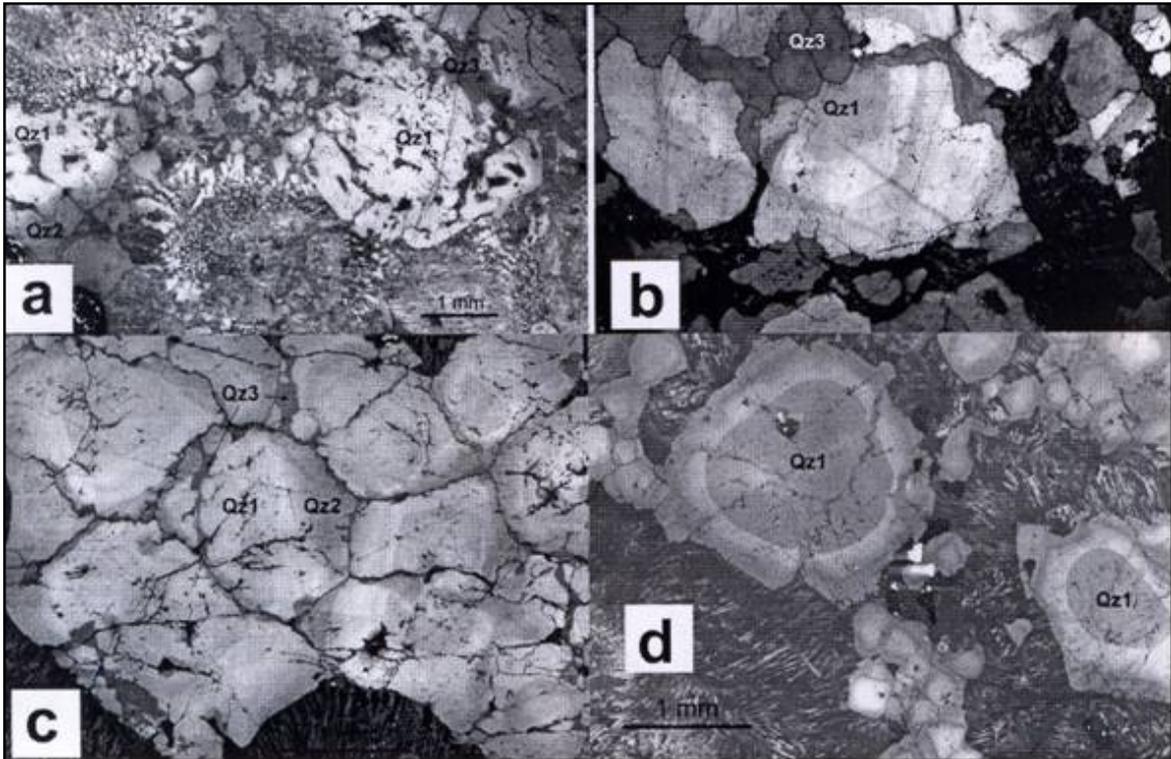


Figura 2.8: Imagens de MEV-CL de cristais de quartzo do Granito Drammen, Noruega (Larsen et al. 2009). (a) Qz1, Qz2 e Qz3; (b) Qz3 em contato direto com Qz1; Qz2 ausente; (c) Notar Qz2 menos luminescente se desenvolvendo nas bordas do Qz1; (d) Cristais de Qz1 subarredondados e zonados em matriz de álcali-feldspato.

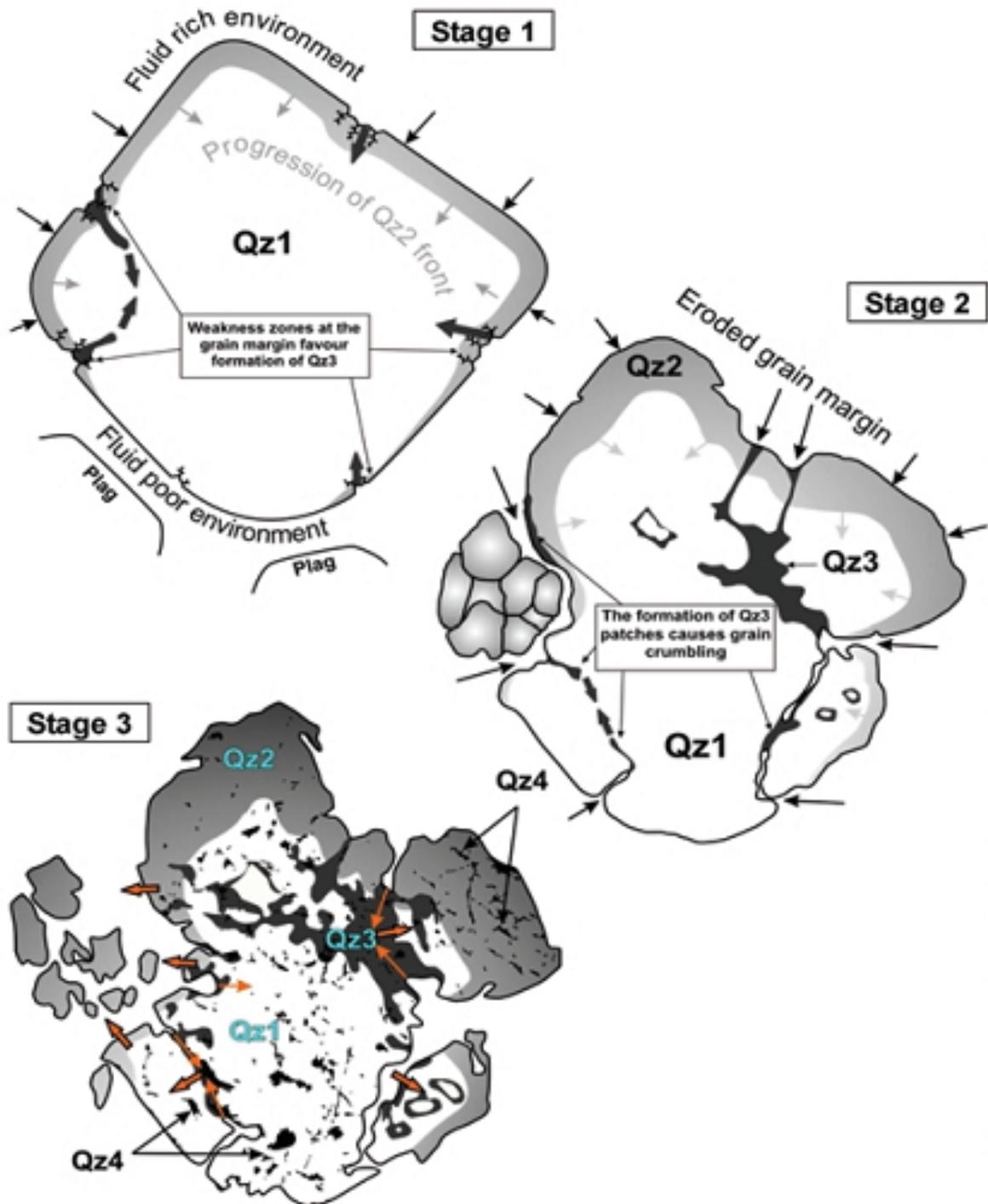


Figura 2.9: Esquema evolutivo de alteração de quartzo magmático do Granito Drammen, Noruega (Larsen et. al. 2009). O estágio 3 representa o estado atual do grão observado através de MEV-CL (Figura 2.8a). A ação de fluidos hidrotermais resultou em alteração mais intensa da parte superior do grão em comparação com a porção inferior, que se encontra protegida da ação dos fluidos por grãos de plagioclásio.

3. GRANITO ANTÔNIO VICENTE

3.1 INTRODUÇÃO

O Granito Antonio Vicente (GAV) está situado na região sul-sudeste do Estado do Pará, extremidade oeste da Serra dos Carajás, aproximadamente 50 km a noroeste da cidade de São Félix do Xingu. Trata-se de um corpo anorogênico, hololeucocrático a leucocrático, de composição sienogranítica a monzogranítica dominante. Pertence à série subalcalina, mostra caráter metaluminoso a peraluminoso, assinatura geoquímica de granitos tipo-A (Whalen et al. 1987) e afinidade geoquímica com granitos intraplacas (Pearce et al. 1984). Apresenta diferentes graus de alterações tardi a pós-magmáticas e hospeda mineralizações de Sn e outros metais (Ta, Nb, Zr, Y, etc.) em suas rochas mais evoluídas e corpos de greisens associados. A ausência de fraturas marcantes no interior do corpo, o seu caráter francamente discordante em relação às encaixantes e a presença freqüente de intercrescimentos granofíricos em algumas das fácies demonstram que a colocação do corpo granitóide ocorreu em profundidades rasas (Teixeira 1999, Teixeira et al. 2002). Segundo Teixeira & Bettencourt (2000) a cristalização fracionada foi o principal processo petrogenético que governou a evolução desse corpo.

Teixeira & Dall'Agnol (1991), baseados em trabalhos de campo, petrográficos e em estudos de fotointerpretação, elaboraram um mapa faciológico do GAV (Figura 3.1) definindo quatro domínios petrográficos principais: (1) Biotita-anfibólio sienogranito a monzogranito (BASMG) pouco afetados por alterações pós-magmáticas; (2) Anfibólio-biotita sienogranito (ABSG); (3) Biotita monzogranito (BMG) e, (4) Biotita sienogranito (BSG). Corpos de *greisens* associados ao GAV formam corpos tabulares alojados em falhas e fraturas nos BSG, não sendo mapeáveis na escala do mapa.

O desenvolvimento desta dissertação envolveu o estudo de cristais de quartzo dos BASMG, BMG, BSG e de *greisens* associados. Foram estudados ainda, cristais de quartzo de Biotita sienogranito alterado (BSGA) e intensamente alterado (BSGIA), variações das rochas sienograníticas portadoras de mineralização de Sn.

As Tabelas 3.1 e 3.2, compiladas de Teixeira (1999), mostram as composições modal e química do GAV e *greisens* associados.

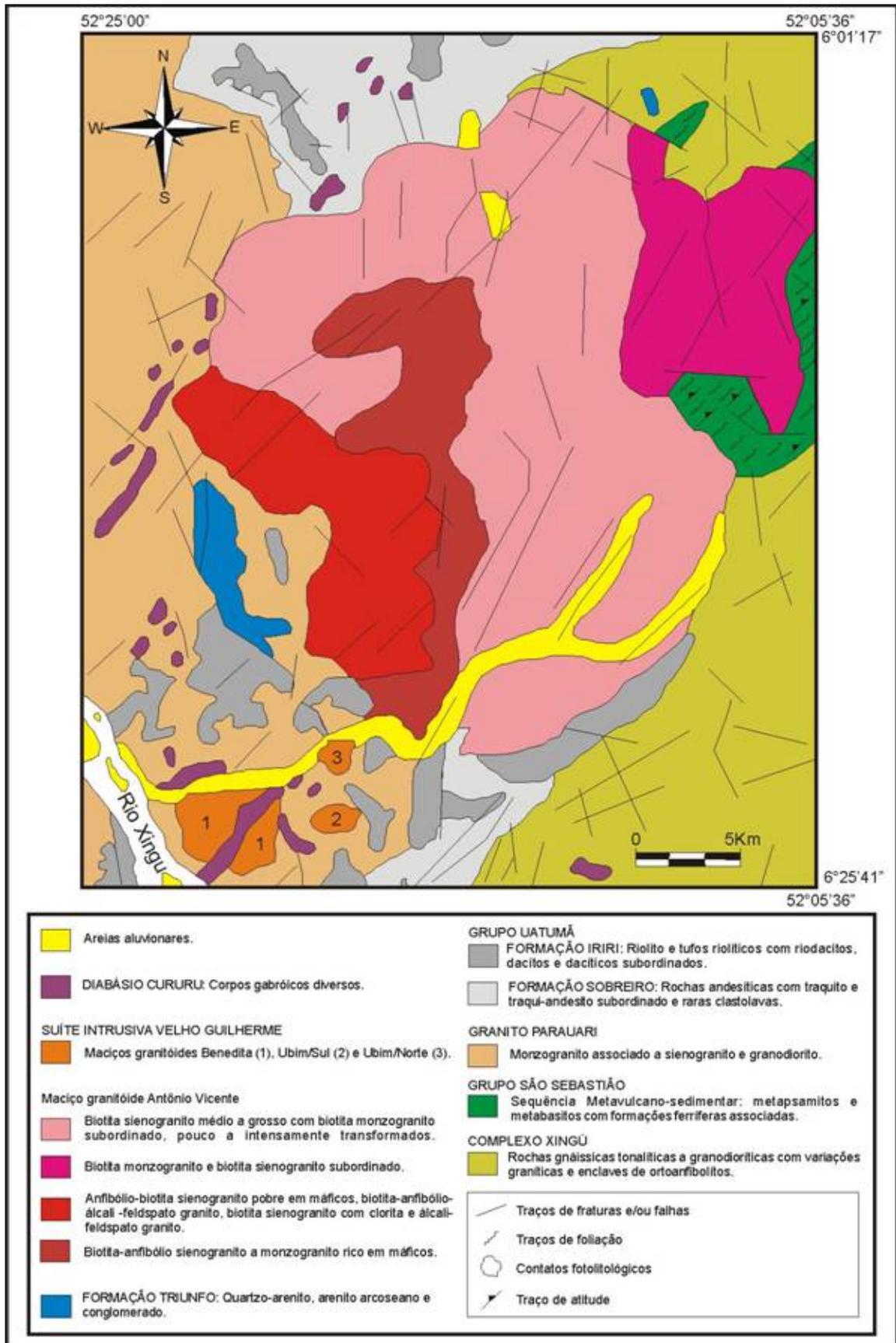


Figura 3.1: Mapa geológico do Granito Antonio Vicente, mostrando suas principais fácies petrográficas (modificado de Teixeira & Dall'Agnol 1991).

Tabela 3.1: Composições Modais das fácies petrográficas do GAV e greisen associado (compilado de Teixeira 1999).

Fácies Amostra	BASMG		BMG		BSG		BSGA		BSGIA		Greisen
	GEF-01	NS-06	GAM-CS-54	GAM-CS-37	SL-6C-DT	SL-9B-DT	NE-B-82	NE-B-83	NE-B-83A	NR-AV-26B	
Análises	1	7	52	53	26	30	38	46	47	63	
Quartzo	22	32	37	38	37	29	33	35	37	48	
Plagioclásio	28	20	18	26	17	18	19	21	18	nd	
Fk1	34	38	39	35	37	39	41	29	36	nd	
Anfibólio	13	4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Biotita	1	tr	3	4	3	10	Tr	Tr	1	nd	
Clorita	nc	nc	nc	nc	2	4	2	1	tr	49	
Zircão	tr	1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	1	tr	
Opacos (OP1)	1	1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	2	
Apatita	1	1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	nd	
Allanita	tr	tr	nd	nc	nd	tr	nd	nd	nd	tr	
Titanita	tr	tr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Sericita±Musc	tr	tr	tr	tr	tr	tr	1	7	5	nd	
Fk2	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc	
Clorita	tr	tr	tr	5	nc	nc	nc	nc	nc	nc	
Allanita	nd	nd	tr	tr	nc	nd	nc	nc	nd	nd	
Epidoto	tr	1	tr	tr	1	tr	tr	tr	tr	nd	
Albita	tr	2	2	2	4	1	3	5	3	nd	
Fluorita	nd	nd	tr	tr	tr	tr	1	1	tr	nd	
Monazita	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2	
Opacos (OP2)	nc	tr	tr	tr	nc	nc	nc	nd	nd	nd	
Quartzo	tr	tr	tr	tr	nd	nd	nd	nd	nc	nc	
Argilominerais	nc	nc	nc	nc	nd	nd	nc	nc	nc	nc	
Topázio	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	tr	tr	nd	
Cassiterita	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	tr	tr	nd	
Q (quartzo)	26	35	38	42	39	33	48	39	39	0	
A (k-feldspato)	34	43	43	30	43	46	38	38	42	0	
P (plagioclásio)	40	22	19	28	18	21	14	23	19	0	
Q	22	34	37	38	38	29	48	41	40	nd	
A+P	63	61	60	53	57	57	51	58	59	nd	
M ⁺ (máficos)	15	5	3	9	5	14	1	1	1	nd	

tr=traço; nd = não detectado; nc = não contado

Tabela 3.2. Análises químicas das fácies petrográficas do GAV e greisen associado (compilado de Teixeira 1999).

Fácies	BASMG		BMG		BSG	BSGA	BSGIA		GREISEN
Amostras	GFE-01	NS-6	GAM-CS-54	GAM-CS-37	SL-6C-DT	NE-B-82	NE-B-63	NE-B-83	NR-AV-26B
Análises	1	3	21	23	7	14	16	18	25
SiO ₂ (%)	64,74	68,66	76,96	75,60	77,29	77,37	76,03	74,83	60,35
TiO ₂	1,16	0,47	0,13	0,15	0,13	0,09	0,03	0,05	0,48
Al ₂ O ₃	13,90	15,54	12,05	12,08	12,22	12,23	12,91	12,44	9,80
Fe ₂ O ₃	2,76	1,47	0,73	2,15	0,34	0,24	0,65	--	26,44
FeO	4,10	1,15	1,30	1,35	1,51	1,29	0,36	1,65	--
MnO	0,06	0,07	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,04	0,72
MgO	1,38	1,46	0,11	0,12	0,12	0,05	0,01	0,03	0,27
CaO	2,29	1,21	0,18	0,76	0,92	0,77	0,54	0,78	0,09
Na ₂ O	3,81	4,34	3,61	3,00	3,36	3,22	3,70	3,57	0,27
K ₂ O	3,63	4,32	5,12	5,10	4,80	4,71	4,70	3,93	0,06
P ₂ O ₅	0,37	0,10	0,02	0,12	0,02	0,02	0,02	0,02	0,10
P.F.	1,22	0,86	0,89	0,80	0,56	0,77	0,87	0,87	3,94
Total	100,23	98,65	101,11	101,24	102,30	102,50	99,86	98,21	102,52
Rb (ppm)	129	425	380	196	321	440	452	477	12
Ba	1830	225	231	539	210	127	29	8	--
Sr	253	23	20	46	39	23	12	11	41
Zr	453	161	147	193	179	128	125	88	435
Nb	< 5	35	20	15	26	41	40	49	70
Y	48	219	30	36	60	80	160	159	129
Ga	< 5	13	6	13	<5	12	24	19	--
Mo	2,58	6,23	1,41	3,11	0,81	0,93	5,89	0,79	--
Li	10	10	10	26	41	16	2	10	--
Sn	4	8	6,5	2,5	3,5	8,5	13	54	--
F	1100	490	190	1000	2500	3600	3000	4900	--
Cl	1080	72	120	477	301	85	57	30	--
W	16	49	27,6	41,1	48,6	23,6	23,3	17,6	--
Ta	2,45	0,66	1,40	0,03	3,89	10,61	6,80	9,17	--
Th	20	66	74	75	83	57	39	47	--
U	6	26	22	11,12	29,92	33,76	39,60	41,66	--

Tabela 3.2: Continuação.

Fácies	BASMG		BMG		BSG	BSGA	BSGIA		GREISEN
Amostras	GFE-01	NS-6	GAM-CS-54	GAM-CS-37	SL-6C-DT	NE-B-82	NE-B-63	NE-B-83	NR-AV-26B
Ce	146,6	322,30	130,00	194,00	198,00	130,90	89,20	76,90	--
Pr	14,00	5,30	10,76	1,23	9,38	11,23	6,72	6,45	--
Nd	55,00	147,00	41,70	57,30	57,70	43,30	33,40	33,20	--
Sm	11,00	31,90	8,20	10,30	11,00	10,60	12,80	13,80	--
Eu	0,58	1,69	0,40	0,70	0,60	0,40	0,20	0,20	--
Gd	9,40	26,60	6,30	7,20	8,80	9,50	12,90	15,00	--
Tb	0,88	0,56	0,46	0,19	0,70	1,78	2,72	3,10	--
Dy	8,00	30,00	6,60	5,70	9,30	11,70	21,20	23,80	--
Ho	1,04	0,55	0,47	0,21	0,86	2,70	4,59	5,18	--
Er	4,30	18,80	3,80	3,30	6,00	7,90	14,30	15,60	--
Tm	0,47	0,16	0,24	0,07	0,36	1,41	2,36	2,52	--
Yb	4,00	22,20	4,10	3,60	7,30	10,10	18,00	17,50	--
Lu	0,50	2,80	0,50	0,50	1,00	1,30	2,10	2,10	--

BASMG=Biotita-anfibólio sienogranito a monzogranito; BMG=Biotita monzogranito; BSG=Biotita sienogranito; A=alterado; IA=intensamente alterado

3.2 PETROGRAFIA

3.2.1 Biotita-anfibólio sienogranito a monzogranito (BASMG)

Corresponde às rochas menos evoluídas e relativamente pouco afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas. Seus conteúdos de minerais máficos oscilam entre 5 e 15%.

Os BASMG apresentam textura hipidiomórfica heterogranular média a grossa e coloração cinza escura a rosa acinzentado. Anfibólio e biotita são os minerais varietais e opacos, apatita, titanita, allanita e zircão as fases acessórias. As fases secundárias relacionadas às alterações tardi a pós-magmáticas foram divididas em dois conjuntos: (1) Associado a um evento metassomático de natureza potássica evidenciado pela substituição parcial (descalcificação) do plagioclásio por sericita-muscovita (Mv_1) \pm clorita (Cl_1) \pm fluorita (Fl_1), epidoto (Ep_1) \pm carbonato; marca o início de transformações tardi a pós-magmáticas e a microclinização (Fk_2) do plagioclásio primário (albita-oligoclásio a andesina). (2) Associado a um evento metassomático sódico marcado pela albitização dos feldspatos potássico (Fk_1 e Fk_2) e, subordinadamente, do plagioclásio primário (Pl_1), bem como pela substituição parcial da biotita produzindo clorita (Cl_2) + fluorita (Fl_2) + minerais opacos \pm epidoto (Ep_2) \pm quartzo \pm muscovita (Mv_2).

O álcali-feldspato é caracterizado por, pelo menos, duas gerações. O FK_1 forma grãos subédricos a euédricos finos a grossos. O FK_2 ocorre como megacristais anédricos a subédricos formados pela substituição do Pl_1 . É caracterizado pelo desenvolvimento de texturas pertíticas e transformações para argilominerais. Pode exibir inclusões de quartzo (Qz_1 e Qz_2), plagioclásio, anfibólio, minerais opacos e zircão.

Dois tipos de plagioclásio foram identificados. Pl_1 , cristais subédricos médios a grossos, podendo ocorrer grãos mais finos na forma de agregados com anfibólio, opacos e apatita. Bordas corroídas, por vezes albitizadas ou com intercrescimento mirmequítico, ocorrem localmente. Pl_2 , cristais subédricos finos a médios pouco alterados e com maclas nítidas. Apresentam composição albítica e representam o primeiro evento metassomático (albitização).

O anfibólio, Al-hastingsita a Al-ferro-edenita, altera para biotita \pm opacos \pm titanita \pm allanita \pm quartzo. A biotita altera para clorita, epidoto, quartzo, fluorita, muscovita e opacos. As fases minerais acessórias são representadas principalmente por opacos, apatita, titanita e zircão.

3.2.2 Biotita monzogranito (BMG)

Apresenta grandes semelhanças com os BSG, porém são comparativamente menos afetados por alterações tardi a pós-magmáticas. Os BMG apresentam textura hipidiomórfica, granulação fina a grossa e coloração rosa, rosa esbranquiçada e rosa acinzentada. Quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio são os essenciais e biotita o único varietal. Zircão, minerais opacos e apatita são os principais acessórios e clorita é principal máfico secundário.

As alterações produziram dois tipos principais de associações minerais. No primeiro tem-se sericita \pm muscovita (Mv_1) \pm clorita (Cl_1) \pm fluorita (Fl_1), epidoto (Ep_1) e microclina (Fk_2), intimamente ligada à substituição do plagioclásio evidenciando um evento metassomático de natureza potássica. No segundo, ocorre clorita (Cl_2) \pm minerais opacos \pm epidoto (Ep_2) \pm allanita \pm quartzo (Qz_3). Esta associação é menos expressiva e representa um evento de metassomatismo sódico (albitização).

3.2.3 Biotita sienogranito (BSG)

Os BSG mostram-se afetados por alterações tardi a pós-magmáticas, sendo individualizados os tipos alterados (BSGA) e intensamente alterados (BSGIA). O conjunto de rochas é predominantemente hololeucocrático a leucocrático, com os percentuais de máficos equivalentes nos BSGA e BSGIA. Zircão, minerais opacos e apatita são os acessórios presentes. Os minerais resultantes das alterações tardi a pós-magmáticas estão representados por sericita \pm muscovita \pm clorita \pm fluorita \pm epidoto \pm topázio, microclina pertítica, albita, minerais opacos, monazita e argilominerais. A cassiterita está associada a este estágio e ocorre preferencialmente nos BSGIA.

O K-feldspato é freqüente sob a forma de fenocristais anédricos a subédricos (Fk_2) grossos formados a partir da substituição do $P1_1$. O Fk_2 mostra-se parcialmente albitizado e transformado para argilominerais. O plagioclásio Pl_1 é o mais comum, exibindo cristais subédricos, subordinadamente euédricos, com bordas corroídas principalmente ao contato com o Fk_2 . Mostra-se alterado para sericita \pm muscovita (Mv_1) \pm clorita (Cl_1) \pm fluorita (Fl_1), \pm epidoto (Ep_1) \pm topázio e microclina pertítica (Fk_2). O topázio substitui a albita ou associa-se à fluorita.

A biotita ocorre em lamelas anédricas a subédricas finais a grossas, na forma de agregados ou intersticiais, às vezes parcialmente cloritizada. Pode exibir inclusões de minerais opacos, zircão e apatita.

O zircão é o acessório mais comum, ocorrendo em grãos subédricos a euédricos. Os minerais opacos são freqüentes e ocorrem em duas variedades. OP₁, como grãos subédricos a euédricos, hábito hexagonal, podendo ocorrer intimamente associados à biotita. OP₂, ligado à cloritização da biotita, formando grãos alongados. A apatita, menos freqüente, ocorre como finais cristais subédricos a euédricos, associados à biotita e aos OP₁. A monazita, rara, forma cristais subédricos a euédricos finos.

O par sericita±muscovita ocorre em forma de lamelas finas, ligadas à alteração do plagioclásio. Os argilominerais formam nuvens amarronzadas intimamente associadas aos feldspatos potássicos. A fluorita forma cristais anédricos a subédricos, de granulação variável. O topázio é mais freqüente nas variedades mais transformadas (BSGA e BSGIA).

3.2.4 Greisens

Ocorrem como corpos tabulares alojados em fraturas e/ou falhas nos BSG. Baseado na textura e mineralogia foram identificados três tipos de *greisens*: muscovita-quartzo-*greisen* (MQG), quartzo-clorita-*greisen* (QCG) e clorita-siderofilita-muscovita-quartzo *greisen* (CSMQG).

O MQG apresenta textura hipidiomórfica heterogranular, granulação amplamente variável, desde tipos finos até grossos. É constituído essencialmente por quartzo e muscovita em proporções equivalentes; como fases minerais menores ocorrem zircão, minerais opacos, allanita, esfalerita, rutilo e cassiterita. A muscovita forma lamelas anédricas, subédricas e mais raramente euédricas, com relevo ondulante fraco e interferências de cores altas. A allanita é freqüente, anédrica, de granulação fina e associada à muscovita. O zircão forma grãos anédricos ou prismáticos zonados. Os minerais opacos ocorrem em grão finos e anédricos e a esfalerita é anédrica e associada à muscovita. Cassiterita e rutilo apresentam-se como grãos finos anédricos disseminados na rocha.

O QCG mostra textura hipidiomórfica heterogranular e é constituído essencialmente por clorita e quartzo, com sericita±muscovita subordinada. Como fases menores ocorrem esfalerita, allanita, zircão e minerais opacos. A esfalerita forma grãos anédricos finos a médios associados à clorita. A allanita ocorre como grãos anédricos a subédricos finos a médios dispersos na rocha. O zircão apresenta-se como grãos subédricos a euédricos finos e os opacos como grãos finos associados à clorita e a esfalerita.

O CSMQG apresenta granulação fina a grossa, sendo constituído por quartzo, muscovita, siderofilita, clorita e restos de biotita. A muscovita ocorre em lamelas anédricas,

formando agregados com siderofilita, clorita, restos de biotita, minerais opacos e quartzo. A clorita forma lamelas anédricas finas quase sempre alteradas para siderofilita e muscovita. A biotita, de granulação fina à média, aparece como lamelas cloritizadas e oxidadas. O zircão tem cristais subédricos a euédricos zonados e associados a fases micáceas. A cassiterita apresenta grãos finos anédricos a subédricos, por vezes formando agregados associados à clorita oxidada.

Para este estudo foram utilizados cristais de quartzo do muscovita-quartzo *greisen* (MQG, amostra NR-AV-26B) e clorita-siderofilita-muscovita-quartzo *greisen* (CSMQG, amostra NN-AV-IN-10).

3.3 TIPOS DE QUARTZO IDENTIFICADOS POR MICROSCOPIA ÓTICA

Teixeira (1999), utilizando microscopia de luz transmitida e com base nos aspectos morfológicos e texturais dos cristais identificou seis tipos de quartzo nas diferentes fácies do GAV. A seguir, são mostrados os três tipos dominantes nas rochas do GAV e nos corpos de *greisens* associados.

3.3.1 Granito Antônio Vicente

a) Qz1. Apresenta-se como cristais anédricos a subédricos, médios a grossos, desenvolvendo contatos irregulares, às vezes suturados, entre si e com outros minerais. Apresenta-se fraturado e, por vezes, com extinção ondulante, podendo exibir localmente inclusões de álcali-feldspato, plagioclásio, minerais opacos e apatita (Figura 3.2). É o tipo dominante.

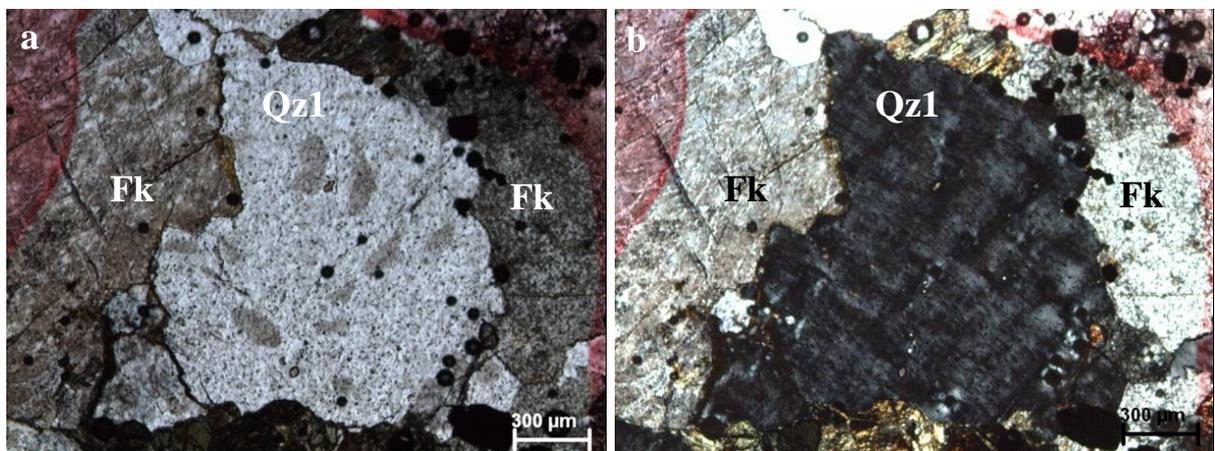


Figura 3.2: Cristal anédrico grosso de Qz1 com contatos irregulares com cristais de feldspato alcalino (Fk). (a) luz natural, (b) nicóis cruzados.

b) Qz2. Forma cristais subédricos finos a médios, desenvolvendo contatos mais regulares com outras fases minerais, podendo ocorrer também como inclusão em grãos de Fk (Figura 3.3).

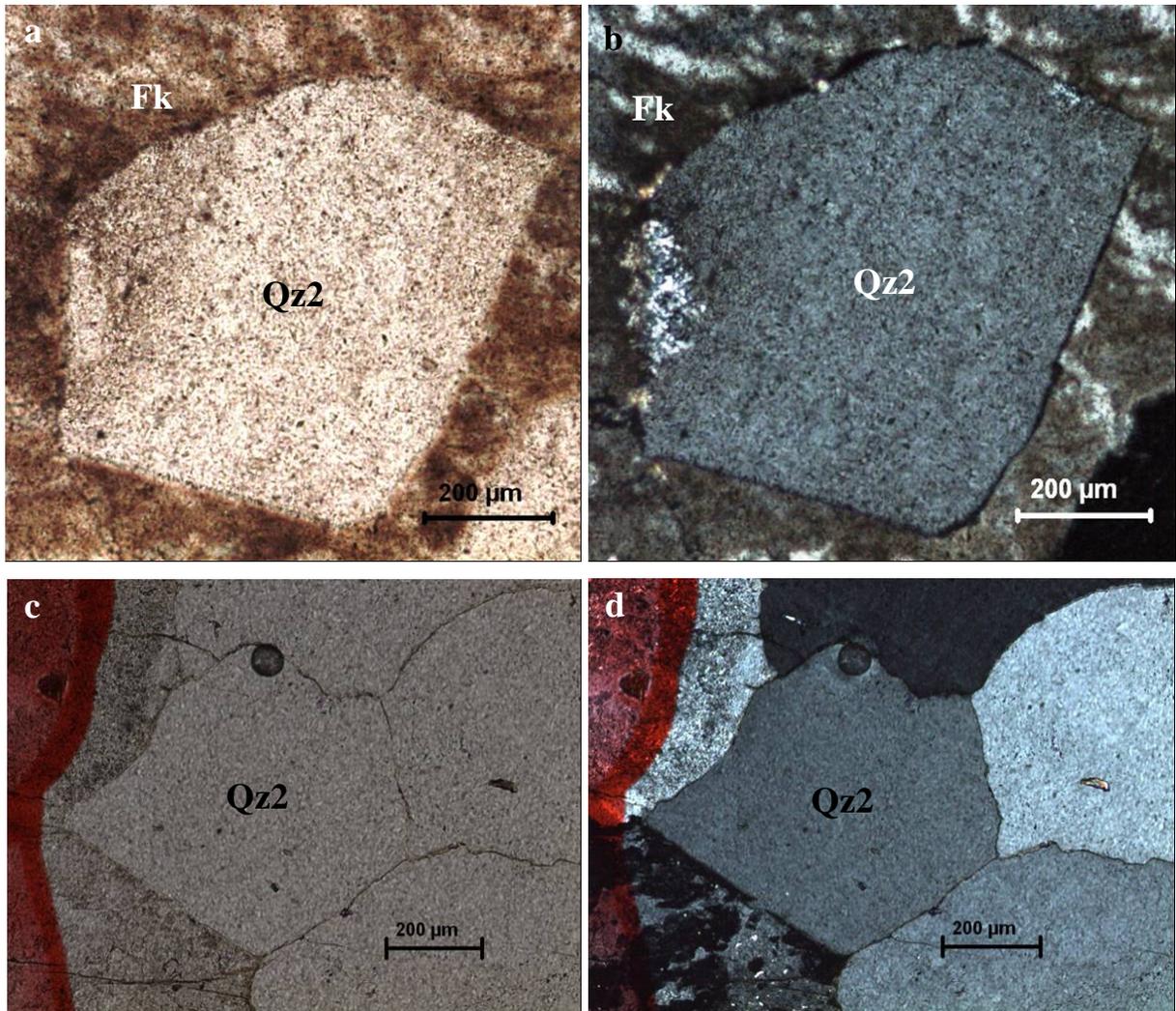


Figura 3.3: Cristais de Qz2. (a) incluído em feldspato alcalino (Fk) e (b) formando agregados em contato com feldspato alcalino. (a, c) luz natural. (b, d) nicóis cruzados.

c) Qz3. Forma cristais predominantemente anédricos médios a grossos, associados a anfíbólio, biotita, minerais opacos e titanita.

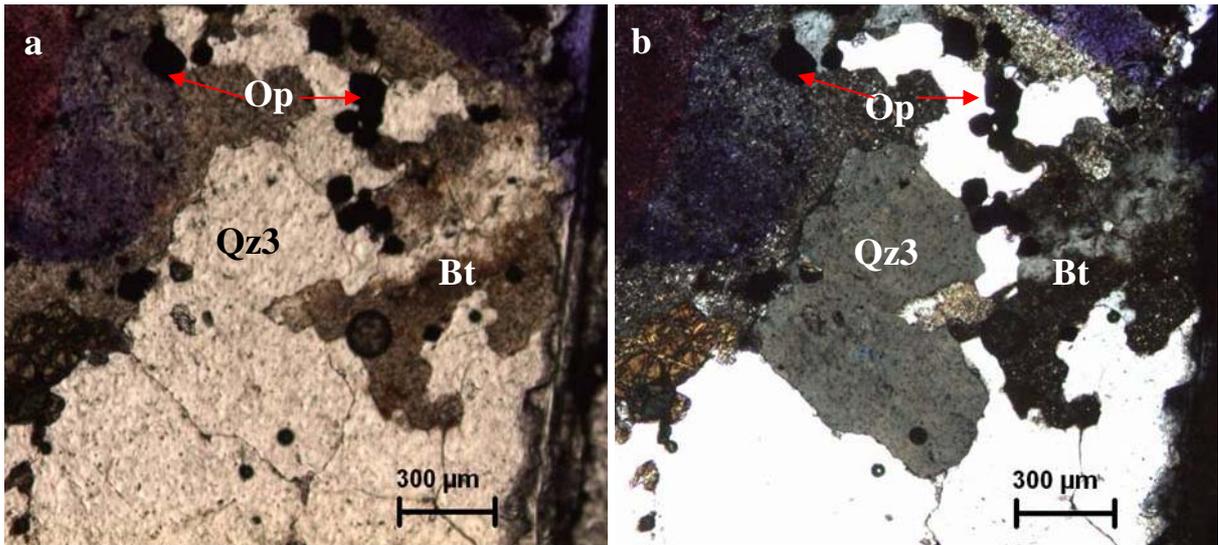


Figura 3.4: Cristal anédrico intimamente associado à biotita e minerais opacos. (a) luz natural. (b) nicóis cruzados. Bt=biotita. Op=opacos.

3.3.2 Greisens

a) Muscovita-quartzo *greisen* (MQG). Os cristais de quartzo apresentam formas predominantemente anédricas, por vezes subédricas, bordas corroídas, extinção ondulante acentuada e contatos irregulares. Cristais euédricos aparecem mais raramente.

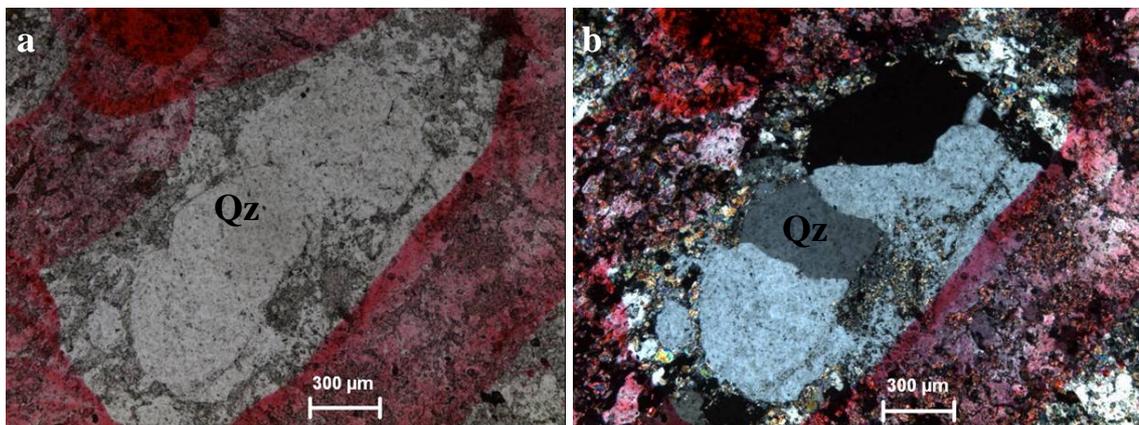


Figura 3.5: Cristais anédricos de quartzo do MQG associado ao GAV. (a) luz natural. (b) nicóis cruzados. Qz=quartzo.

b) Clorita-siderofilita-muscovita-quartzo *greisen* (CSMQG). O quartzo ocorre nessas rochas como cristais anédricos, médios a grossos, com bordas corroídas e contatos irregulares e interpenetrantes, assemelhando-se ao Qz1 do GAV (Figura 3.6a, b). Apresenta-se também na forma de grãos finos, anédricos, intimamente associados às fases micáceas (Figura 3.6 c, d).

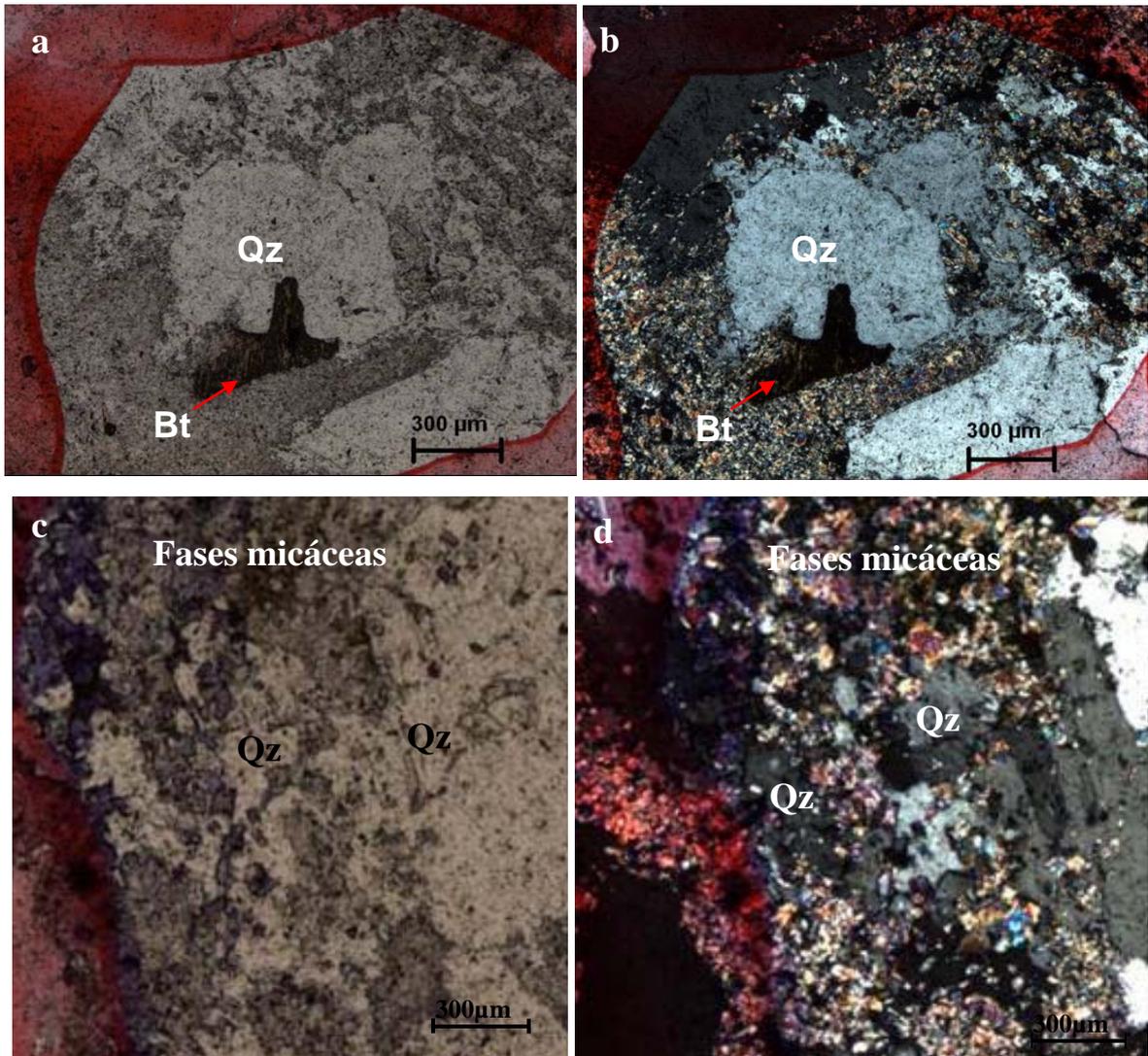


Figura 3.6: (a, b) Cristal de quartzo anédrico médio com bordas corroídas. (c, d) Cristais de quartzo anédricos finos associados a fases micáceas. CSMQG. (a, c) luz natural. (b, d) nicóis cruzados. Qz=quartzo. Bt=biotita

3.4 TIPOS DE QUARTZO DO GAV DISTINGUIDOS POR MEV-ERE-CL

O MEV produz imagens com alta resolução espacial e profundidade de foco, com possibilidade de grande ampliação final da imagem. Entretanto, somente através de imagens de CL podemos visualizar zoneamentos composicionais, núcleos herdados, cristais reabsorvidos e outras feições texturais ocasionadas por defeitos intracristalinos. Apesar das imagens de elétrons secundários (MEV-ESE) possibilitarem uma melhor visualização topográfica e profundidade de foco do material analisado, neste trabalho foram realizadas imagens de elétrons retroespalhados (ERE) em conjunto com imagens de CL, tendo em vista as primeiras permitirem melhor visualização dos cristais em lâmina e seção polida.

A Figura 3.7 compara imagens de ERE e CL de cristais de quartzo do GAV e mostra a eficiência da CL para estudos morfológicos de quartzo através da identificação de zoneamentos composicionais, núcleos luminescentes, microfraturas preenchidas por quartzo tardio, microfraturas abertas, quartzo secundário, entre outras.

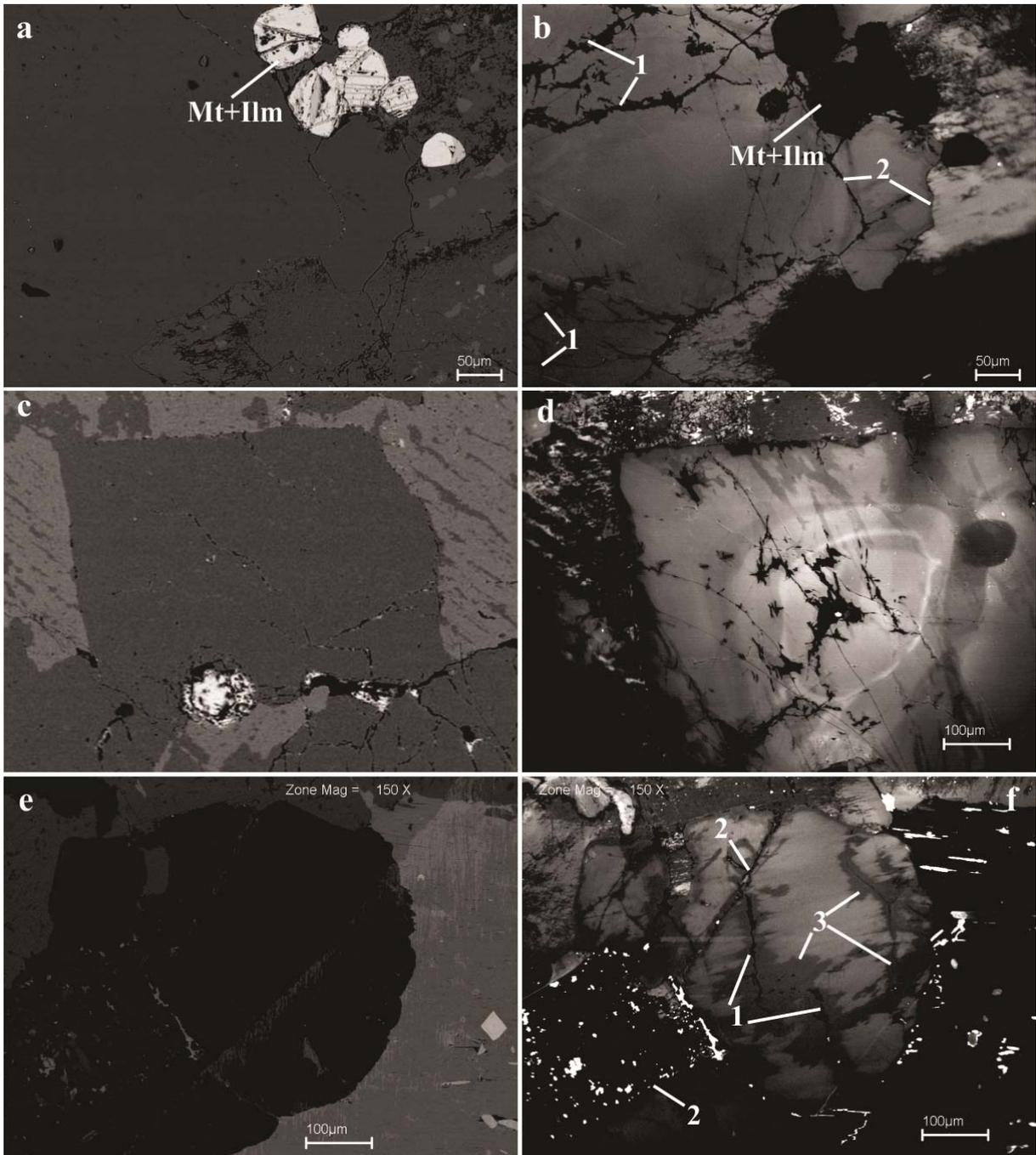


Figura 3.7: Imagens comparativas de cristais de quartzo do GAV obtidas por MEV-ERE (a, c, e) e CL (b, d, f). 1= fraturas preenchidas por quartzo tardio visíveis apenas em CL. 2= fraturas abertas visíveis em ERE e CL. 3= quartzo secundário se desenvolvendo ao longo de fraturas sobre o quartzo primário. Mt+Ilm= inclusões de magnetita+ilmenita em treliça no contato entre cristais de quartzo e álcali feldspato. Em d, notar núcleo luminescente envolto por zonas composicionais mais escuras.

Com base em imagens de MEV-ERE-CL, em feições morfológico-texturais identificadas e em trabalhos da literatura mencionados anteriormente foi possível distinguir três gerações principais de quartzo presentes no GAV e duas em clorita-quartzo *greisens* (CQG) e clorita-siderofilita-muscovita-quartzo *greisens* (CSMQG) associados aos biotita sienogranitos intensamente alterados (BSGIA).

3.4.1 Quartzo 1 (Qz1)

O Qz1 (Figuras 3.8 e 3.9) é considerado o tipo mais precoce e dominante em todas as fácies estudadas, sendo identificado também nos *greisens*. Apresenta-se como cristais anédricos a subédricos bem desenvolvidos, luminescentes, intensamente fraturados, por vezes com núcleos brilhosos envoltos por mantos claro-escuros concentricamente alternados, indicando mudanças efetivas na composição do magma. Este zoneamento composicional é indicativo de uma origem magmática do cristal (cf. Müller et al. 2003, Wiebe et al. 2007, Larsen et al. 2009).

3.4.2 Quartzo 2 (Qz2)

O Qz2 (Figura 3.10) apresenta coloração cinza a cinza escura, é comparativamente pouco luminescente e se desenvolve formando bordas de espessuras variáveis ou manchas irregulares descontínuas ao longo do Qz1. É comum também preenchendo microfraturas no Qz1. O Qz2 é gerado tardiamente em relação ao Qz1 em decorrência, muito provavelmente, de reações entre este e os fluidos hidrotermais que afetaram o GAV (cf. Larsen et al. 2009).

3.4.3 Quartzo 3 (Qz3)

Apresenta cor preta e preenche microfraturas, seccionando os dois tipos anteriores (Figura 3.11). É considerado o tipo mais tardio. Está presente em todas as fácies e, mais raramente, nos corpos de *greisens* associados.

3.4.4 Quartzo 4 (Qz4)

Este tipo de quartzo foi identificado nas rochas mais evoluídas (BSGIA), intensamente afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas, e nos corpos de *greisens* associados. É

formado por cristais anédricos bem desenvolvidos, com luminescência variável, desde tons brilhosos até cinza escura. Os cristais mostram-se isentos ou pouco fraturados quando comparados aos tipos anteriores (Figura 3.12).

3.4.5 Quartzo 5 (Qz5)

Foi identificado nos corpos de *greisens* ou preenchendo cavidades nas rochas mais evoluídas do GAV (Figura 3.13). Formam cristais euédricos médios a grossos pouco fraturados, por vezes finos agregados de cristais. Mostram zoneamentos claro-escuro bem definidos num padrão tipicamente hidrotermal (cf. Rusk & Reed 2002, Rusk et al. 2008).

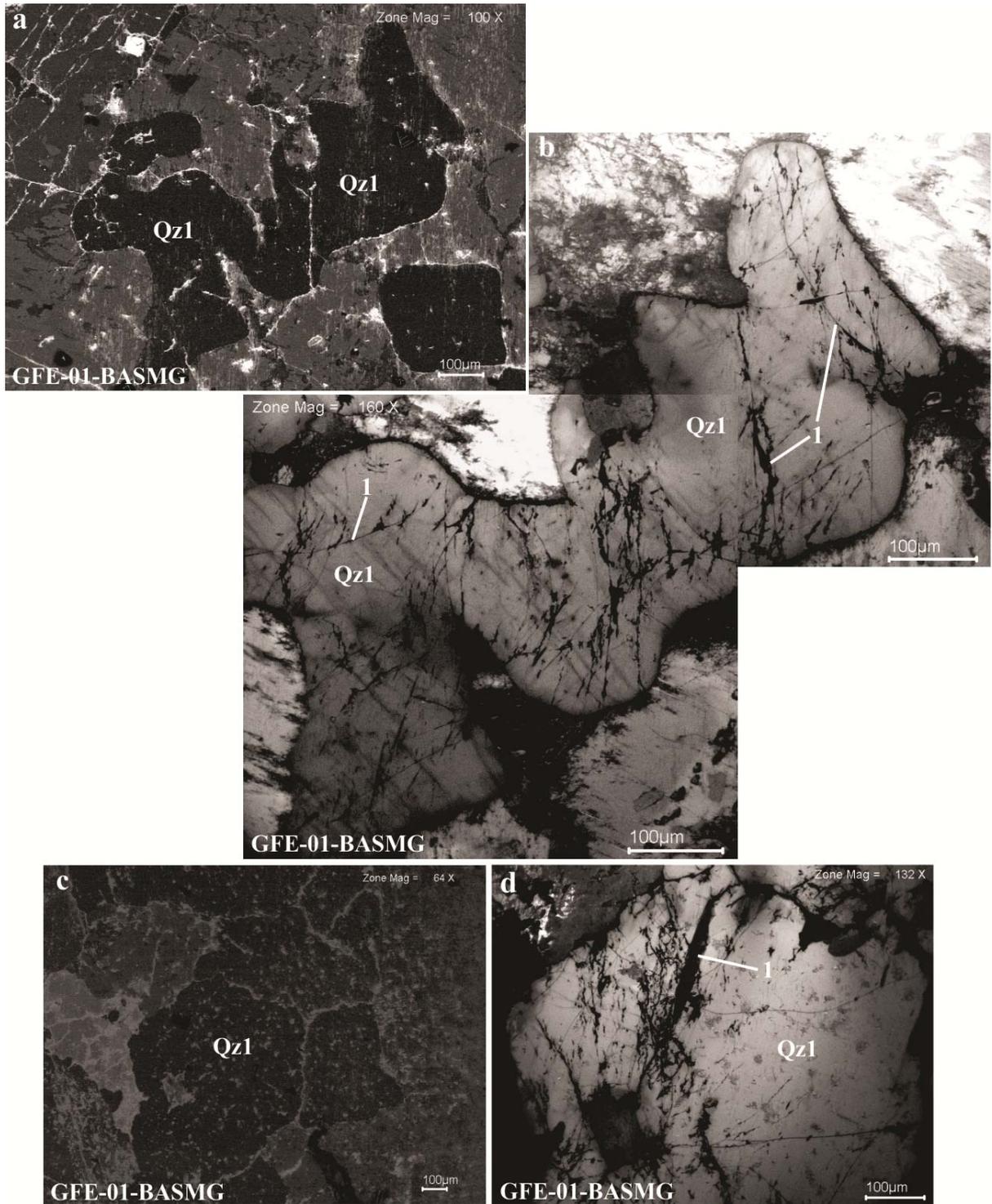


Figura 3.8: Imagens de MEV-ERE (a, c) e MEV-CL (b, d) de cristais anédricos bem desenvolvidos, luminescentes e intensamente fraturados de Qz1. Notar a presença de microfraturas preenchidas por quartzo tardio (1). Fácies BASMG do GAV.

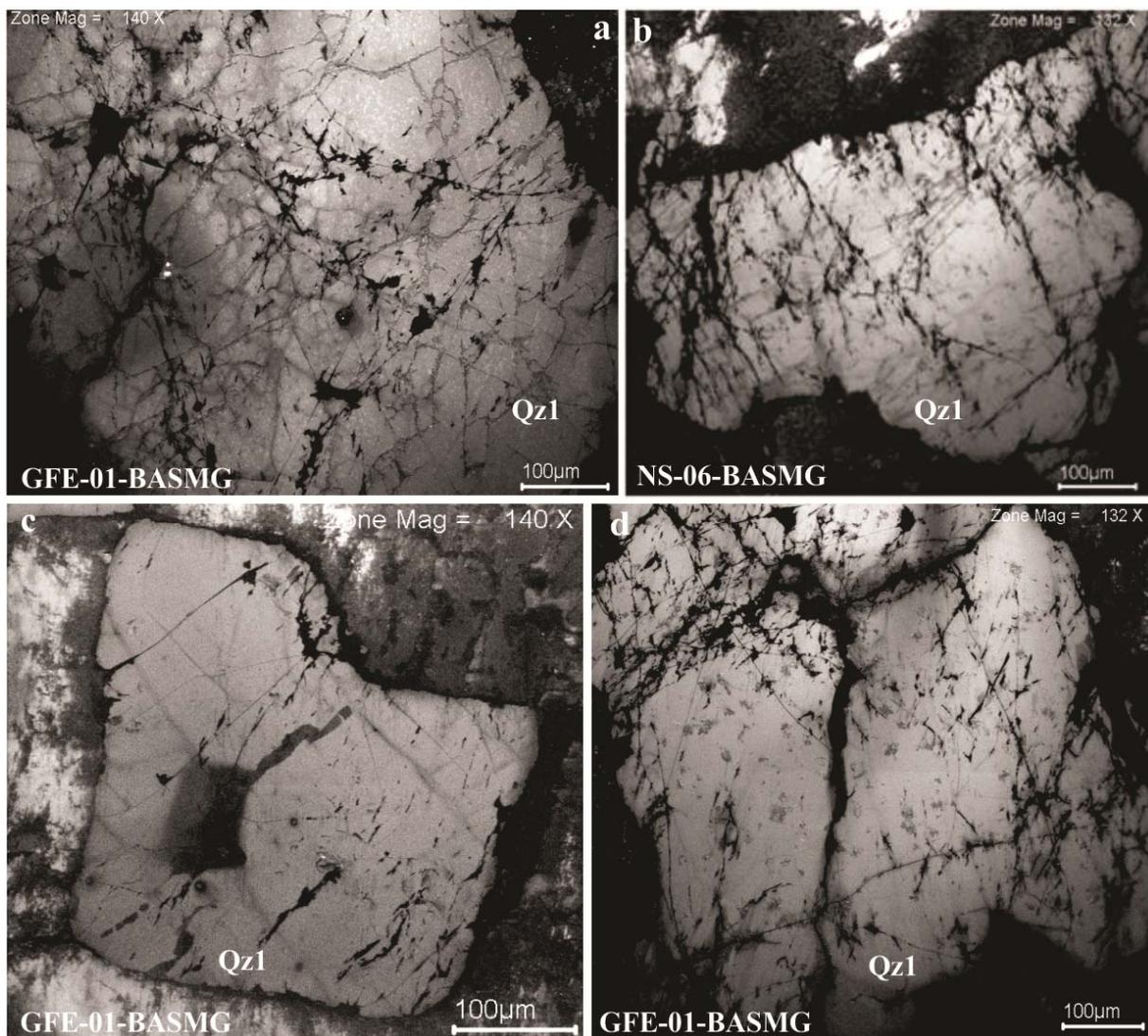


Figura 3.9: Imagens de MEV-CL de cristais de Qz1 anédricos a subédricos, bem desenvolvidos, luminescentes e intensamente fraturados. Fácies BASMG do GAV.

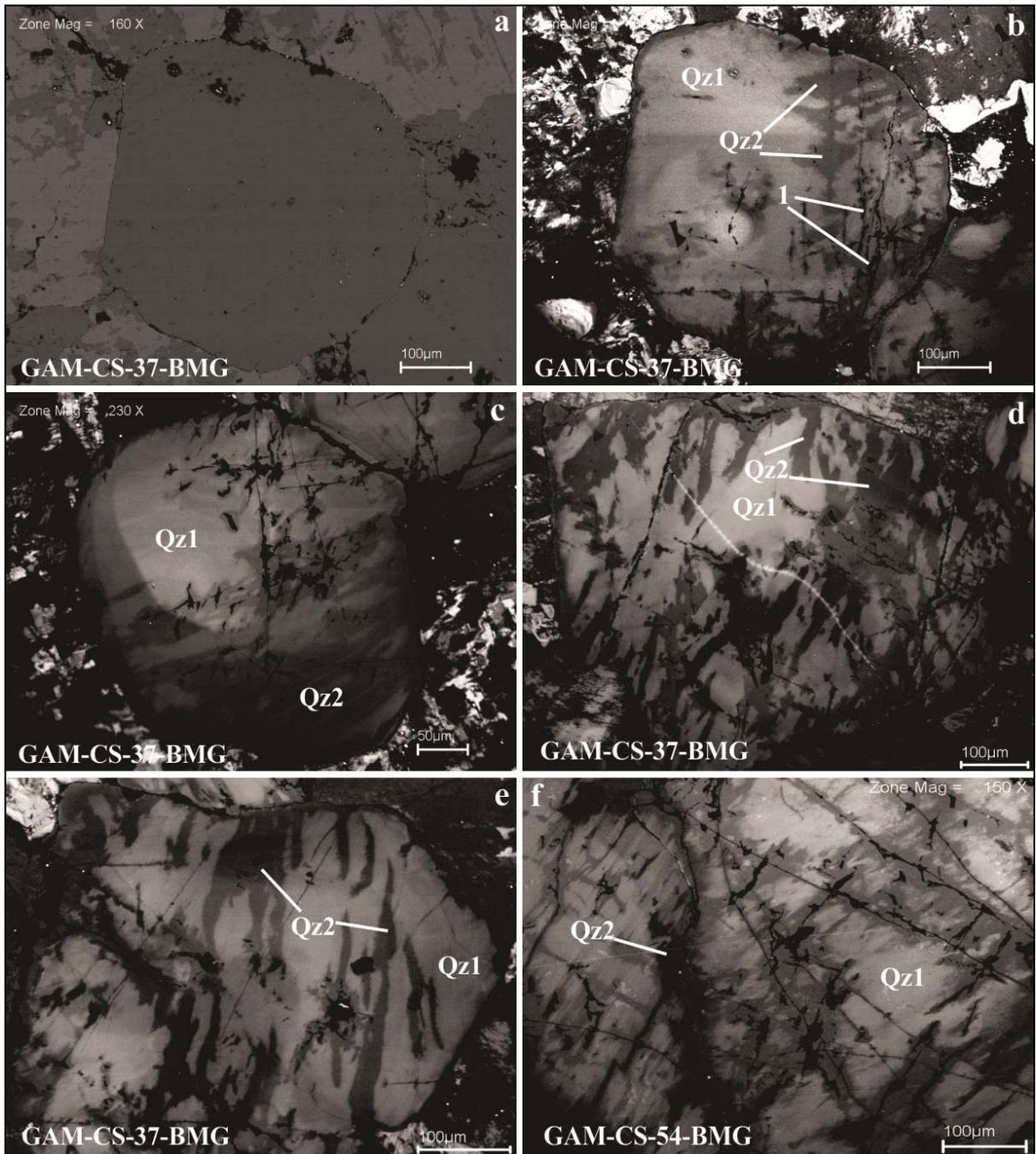


Figura 3.10: Imagens de MEV-ERE (a) e MEV-CL (b-f) de cristais de Qz1 anédricos bem desenvolvidos, luminescentes e fraturados, parcialmente dissolvidos e transformados para Qz2. Fácies BMG do GAV. 1= Fraturas preenchidas por quartzo tardio (Qz3).

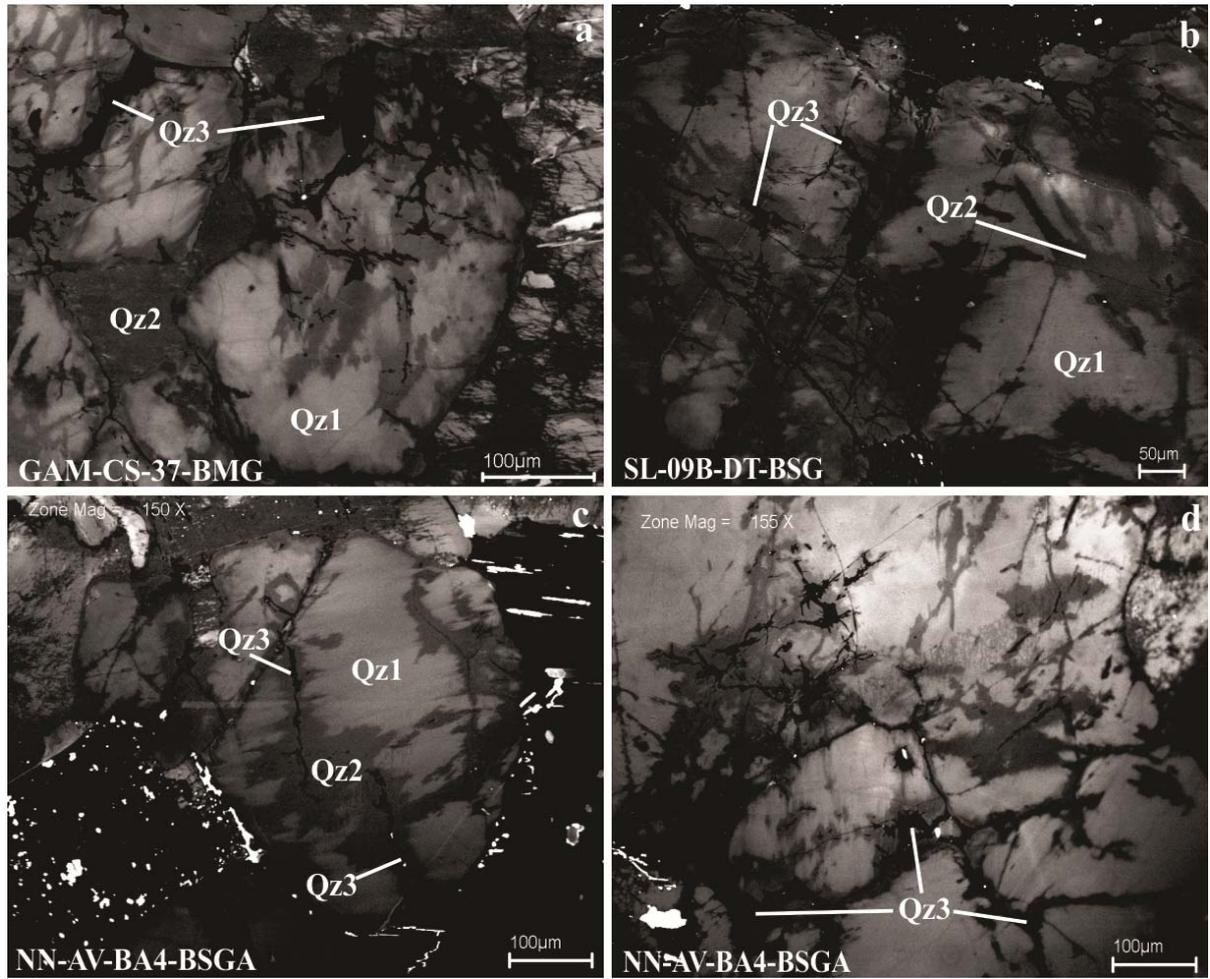


Figura 3.11: Imagens de MEV-CL de cristais de Qz1, Qz2 e Qz3 identificados no GAV. Notar Qz3 preenchendo microfraturas e seccionando os outros dois. Fácies BMG, BSG e BSGA do GAV.

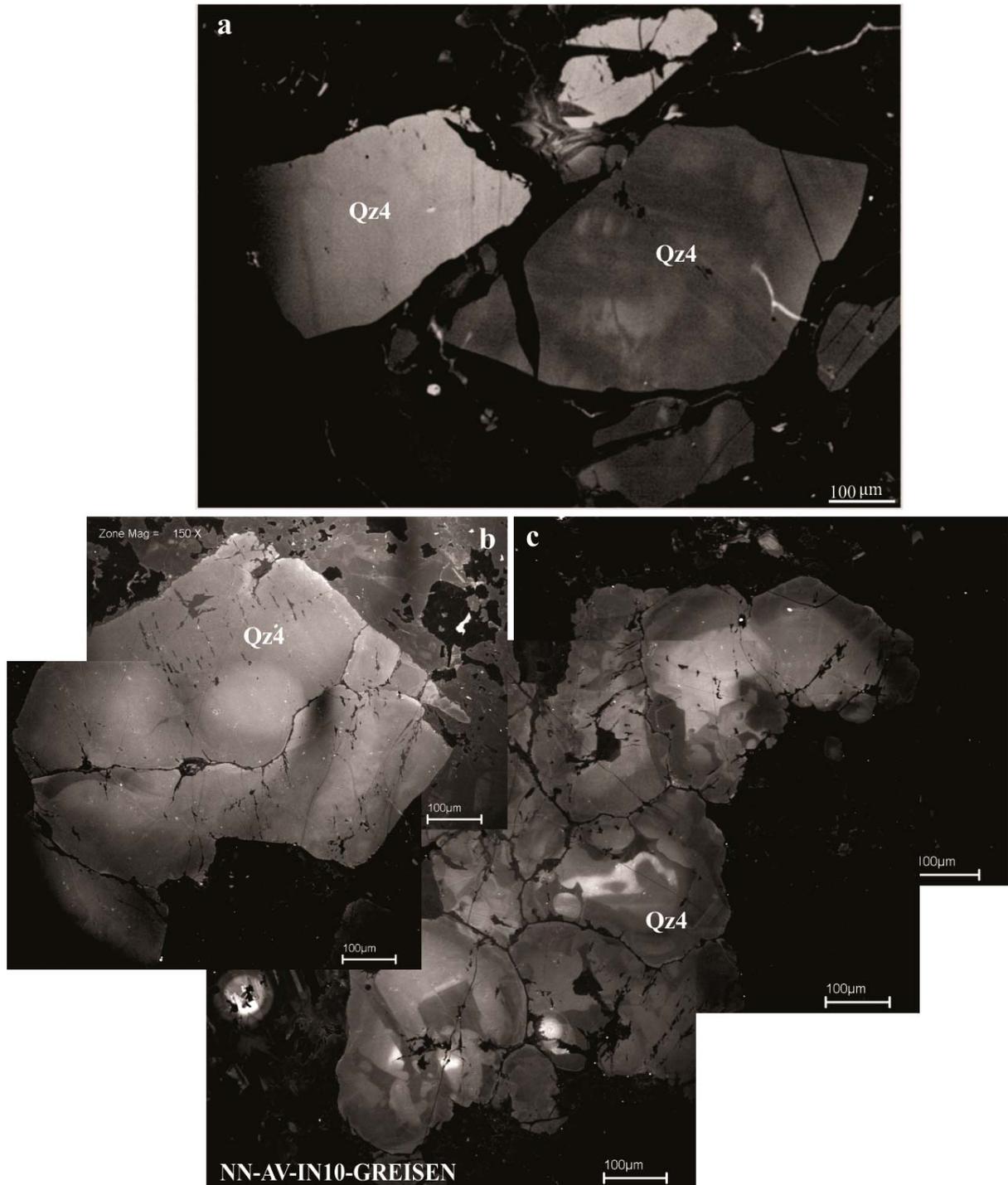


Figura 3.12: Imagens de MEV-CL de cristais de Qz4 identificados nas rochas evoluídas (BSGIA) e no clorita-siderofilita-muscovita-quartzo *greisen* do GAV. (a) Cristais angulosos com diferentes luminescências. (b e c) Cristais anédricos mostrando contatos curvos entre si e mantos cinza pouco luminescentes nas bordas. Notar quantidade de fraturas comparativamente inferior a dos tipos descritos anteriormente.



Figura 3.13: Imagens de MEV-CL de cristais de Qz5 identificados no muscovita-quartzo *greisen* (a-d) ou preenchendo cavidades nas rochas mais evoluídas (BSGIA) do GAV (e). Notar agregado de finos cristais de quartzo hidrotermal (Qz5) dispersos na rocha (d).

3.5. EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA E TEXTURAL DO QUARTZO

O estudo de cristais de quartzo das diferentes fácies do GAV por MEV-CL mostra claramente que o quartzo magmático (Qz1) sofreu modificações progressivas pelos fluidos hidrotermais que percolaram e alteraram o granito, transformando-o em Qz2 e Qz3. Tais modificações mostram-se mais intensas das rochas menos evoluídas (ABSMG) para as mais evoluídas (BSGIA), ou seja, com o avanço da cristalização fracionada, principal processo atuante no magma gerador do corpo (Teixeira 1999, Teixeira et al. 2002). Como as rochas mais evoluídas do GAV são também as mais intensamente afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas, gerando uma associação de minerais característicos como sericita-muscovita, clorita, fluorita, epidoto, topázio, cassiterita, albita, monazita e argilominerais (Teixeira 1999), cristais de quartzo presentes nessas rochas registraram tais modificações sob a forma de alteração, dissolução e recristalização. Nos corpos de *greisens* associados às rochas mais evoluídas e alteradas, os cristais de quartzo apresentam características morfológicas e texturais distintas daquelas observadas em cristais de quartzo do GAV, assemelhando-se nitidamente a quartzo de origem hidrotermal.

A Figura 3.14 mostra imagens de MEV-CL de cristais de quartzo das diferentes fácies petrográficas do GAV e de *greisens* associados dispostas no sentido das rochas menos evoluídas (BASMG) para as mais evoluídas e alteradas hidrotermalmente (BSGIA), seguidas de imagens de quartzo de *greisens* associados a essas últimas. A seqüência de imagens demonstra que o quartzo do GAV foi um bom marcador das alterações impostas pelos processos tardi a pós-magmáticas que atuaram no corpo como um todo (Teixeira 1999).

De um modo geral, o quartzo primário (Qz1) está presente em todas as fácies, porém encontra-se mais preservado nas rochas menos evoluídas (BASMG a BMG). Neste caso, forma cristais bem desenvolvidos, luminescentes e intensamente fraturados (Figura 3.14a, b). Entretanto, alguns cristais de Qz1 dos BASMG estão alterados para Qz2 e Qz3, evidenciando que as transformações no GAV ocorreram de forma generalizada, embora mais intensa nos BSG. Cristais de Qz1 com zoneamentos composicionais (cf. Müller et al. 2000) que atestam sua origem magmática são comuns nessas rochas (Figuras 3.7d e 3.9b), mas não foram detectados nas rochas mais evoluídas e *greisens* do GAV.

Na passagem dos BMG para os BSG, os processos de alteração tardi a pós-magmática foram mais intensos e promoveram a alteração do Qz1, provavelmente por reações (dissolução) deste com fluidos hidrotermais, com conseqüente formação de Qz2. Percebe-se que o Qz2 se desenvolve sobre o Qz1 como manchas cinza irregulares e pouco luminescentes,

na forma de mantos cinza bordejando os cristais de Qz1 ou, ainda, aproveitando a rede de fraturas já existente (Figura 3.14d-f). Nas rochas mais evoluídas e alteradas (BSGA e BSGIA), a formação de Qz2 é dominante, deixando pequenas “ilhas” de Qz1 (Figura 3.14g, h) Qz3 de cor preta, considerado o mais tardio, preenche fraturas e secciona os tipos anteriores (Figura 3.14d-h).

Nos BSGIA e corpos de *greisens* associados, aparecem cristais de quartzo médios a grossos, geralmente luminescentes e comparativamente pouco fraturados, denominados de Qz4. Este tipo de quartzo, não identificado em rochas menos evoluídas do GAV, parece representar uma passagem do estágio magmático para o hidrotermal (Figura 3.14i).

Por outro lado, nos corpos de *greisens* foram identificados cristais de quartzo euédricos médios a grossos, com zoneamentos concêntricos claro-escuros muito bem definidos, comumente preenchendo cavidades (Figura 3.14j, k) ou, localmente, formando agregados de finos cristais (Figura 3.14i). Tais cristais mostram feições morfológicas e texturais típicas de origem hidrotermal (cf. Rusk & Reed 2002, Rusk et al. 2008). Neste trabalho foram designados de Qz5. Cristais anédricos de cassiterita zonada, geralmente inferiores a 100 μm , são comuns preenchendo cavidades neste tipo de quartzo ou associadas ao Qz4 (Figura 3.15). Análises químicas semiquantitativas por EDS revelaram teores médios de 85,0% de Sn nesses cristais de cassiteritas.

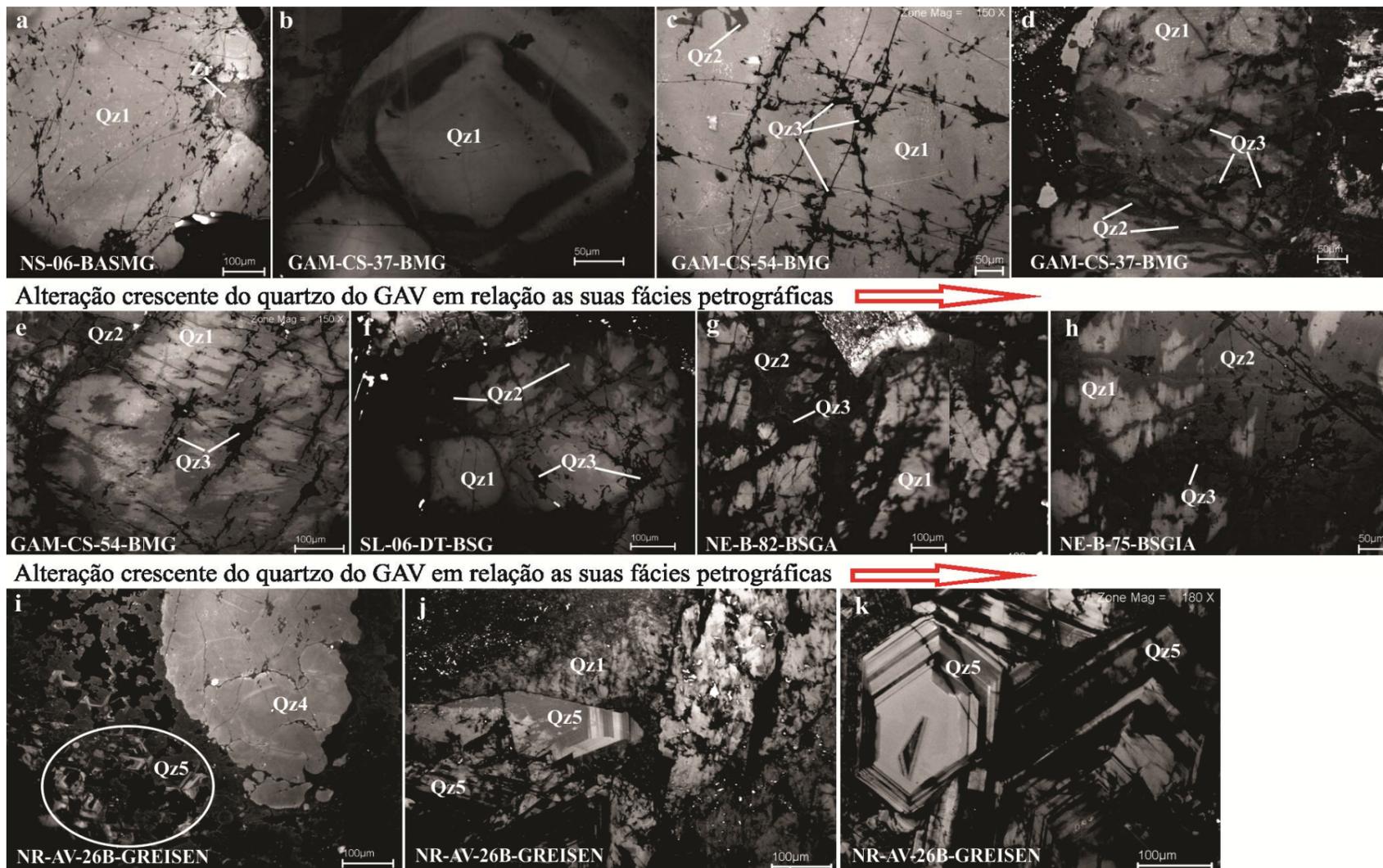


Figura 3.14: Evolução dos cristais de quartzo do GAV em termos de alteração e fácies petrográficas em imagens de MEV-CL. (i): finos cristais de Qz5 (círculo branco). (j): cristal de Qz5 preenchendo cavidade e em contato com Qz1 intensamente alterado. Legendas detalhadas no texto.

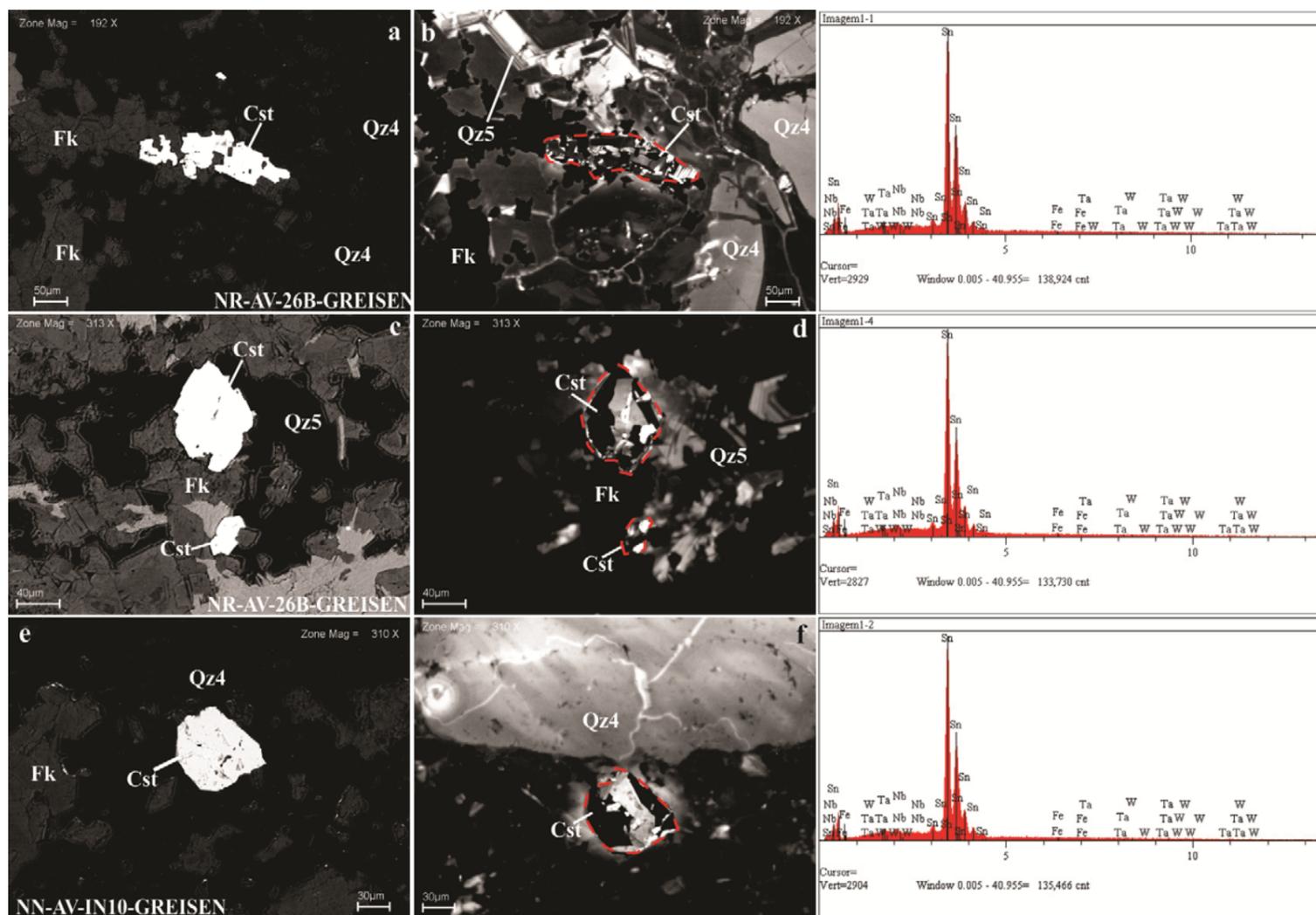


Figura 3.15: Imagens de ERE (a, c, e) e CL (b, d, f) de cristais de cassiterita (Cst) preenchendo cavidades em cristais de Qz4 e Qz5 em rochas greisenizadas do GAV. Espectros composicionais de EDS de Cst mostrados no canto direito. Fk= feldspato alcalino.

3.6 ANÁLISES QUÍMICAS PRELIMINARES POR LA-ICP-MS

Devido a sua elevada resistência à alteração, cristais de quartzo tendem a preservar sua assinatura geoquímica de elementos-traço, mesmo nas rochas mais evoluídas e fracionadas. O conteúdo total de Ti, Al, Ge, Fe e Li em quartzo ígneo e hidrotermal, obtido através de análises pontuais precisas, tem sido utilizado para discriminar magmas de diferentes origens ou para melhor compreender os processos de fracionamento magmático (Larsen et al. 2000, 2004; Breiter & Müller 2009; Rusk et al. 2008; Larsen et al. 2009; Jacamon & Larsen 2009).

Al e Ti são os elementos-traço mais comuns encontrados em cristais de quartzo e considerados ativadores de CL (Müller et al. 2003; Larsen et al. 2009). Concentrações elevadas de Ti em quartzo magmático (> 40 ppm) geralmente indicam formação a temperaturas > 500 °C, enquanto concentrações de Ti > 240 ppm são típicas de quartzo formado a altas pressões, como em rochas granulíticas (Müller et al. 2002, 2003).

Com o objetivo de identificar possíveis variações composicionais, foi selecionado um cristal de quartzo de cada fácies petrográfica do GAV e um do clorita-quartzo *greisen* para análises químicas preliminares por LA-ICP-MS (Tabela 3.3). As análises foram realizadas através do sistema de *rasters*, uma vez que este método aumenta o tempo do sinal de integração e melhora os limites de detecção e o fracionamento dos elementos. Em cada cristal foram realizados três *rasters*, exceto no quartzo do BASMG com quatro (Figura 3.16). A Tabela 3.3 mostra as concentrações de Ti, Al, Na, Li e Ge obtidas por LA-ICP-MS, além de razões Rb/Sr em rocha total compiladas de Teixeira (1999).

As concentrações de Ti nos cristais de quartzo das rochas do GAV decrescem, de uma maneira geral, com a evolução do corpo, confirmando o caráter compatível deste elemento em sistemas graníticos. Nos BASMG e BMG o Ti variou de 42,9 a 79,0 ppm, com média de 57,06 ppm. Nos BSG e BSGIA essa variação foi de 47,5 a 55,6 ppm e de 25,2 a 31,5 ppm, com médias de 52,03 e 27,83 ppm, respectivamente. O quartzo do *greisen* apresentou conteúdos médios de Ti de 2,54 ppm.

O Al mostra comportamento mais irregular, aumentando dos BASMG (média de 270,0 ppm) para os BMG (média de 662,42 ppm), mas decrescendo para os BSG e BSGIA (médias de 132 e 59,57 ppm, respectivamente). O quartzo do *greisen* apresentou concentração média de 139,57 ppm de Al.

O Na mostra comportamento similar ao do Ti, com o quartzo dos BASMG apresentando as maiores concentrações (média de 537,75 ppm). Nos BMG e BSG as concentrações de Na variaram de 101 a 435 ppm e de 257 a 334 ppm, com médias de 256 e

294 ppm, respectivamente. No quartzo dos BSGIA os conteúdos de Na ficaram entre 62,9 e 289,0 ppm, com média de 157,97 ppm. No quartzo do *greisen* foram registradas as menores concentrações de Na (média de 23,67 ppm).

As concentrações de Li nos cristais de quartzo do GAV mostram um comportamento mais irregular em relação ao grau de diferenciação do corpo. Nos BASMG apresentaram valores constantes com média de 6,32 ppm. Nos BMG, duas análises apresentaram teores em torno de 14 ppm, porém uma terceira alcançou 52 ppm de Li, proporcionando uma concentração média de 27,07 ppm. Nas rochas do BSG o teor médio decresceu para 0,55 ppm, voltando a crescer nas rochas do BSGIA, com concentração média de 7,82 ppm. No *greisen*, a concentração de Li do quartzo analisado alcançou valor médio de 23,17 ppm.

O Ge, considerado um elemento incompatível em sistemas graníticos e um bom indicador de diferenciação magmática (Jacamon & Larsen 2009), apresentou concentrações entre 0,9 e 1,18 ppm, proporcionando razões Ge/Ti médias de 0,02 nas rochas monzograníticas e sienograníticas. Nos sienogranitos intensamente alterados e no *greisen* essa razão foi de 0,04 e 0,18, respectivamente (Tabela 3.3).

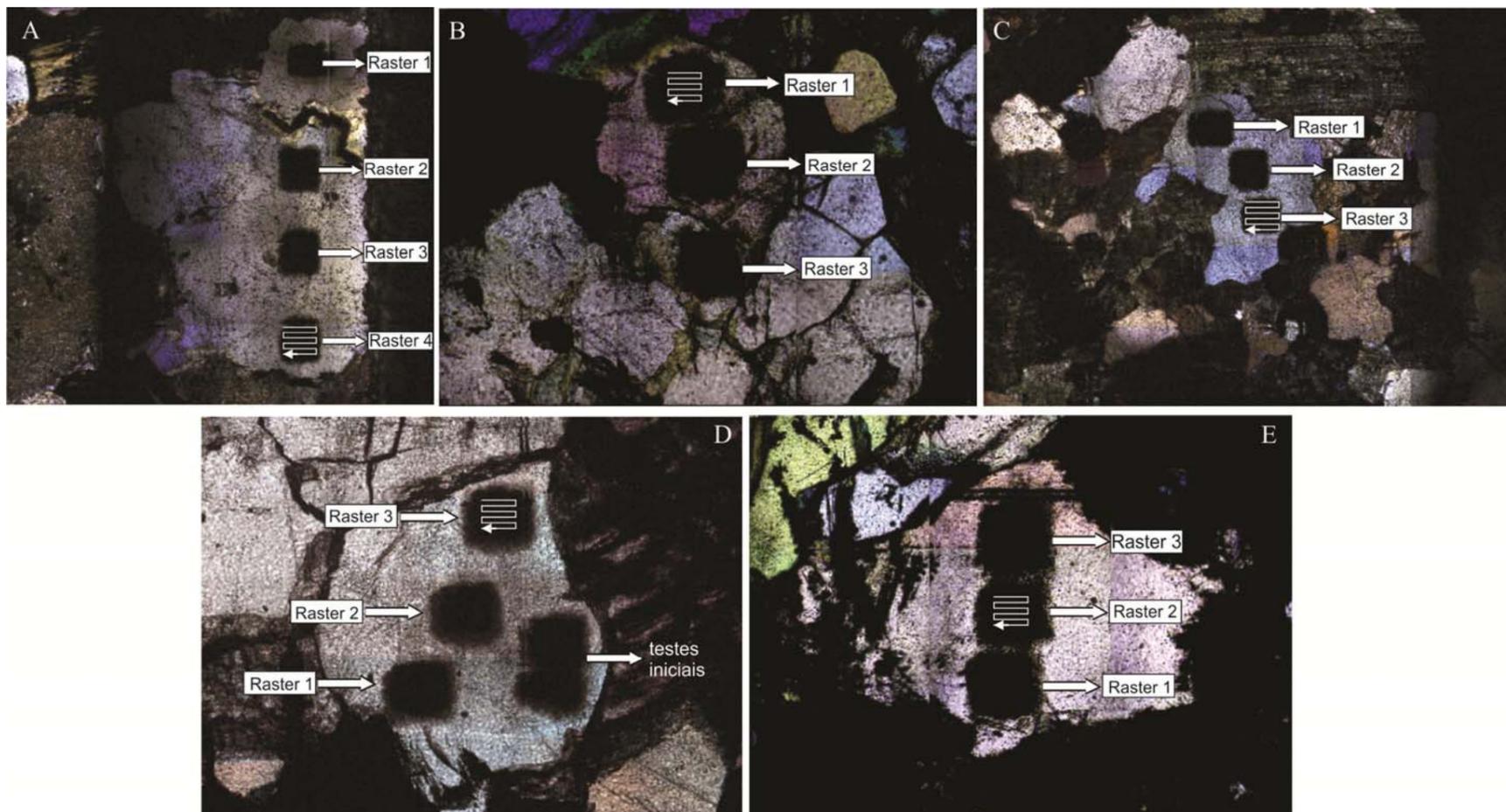


Figura 3.16: Cristais de quartzo do GAV e *greisen* associado com a localização dos pontos analisados por LA-ICP-MS (*rasters*). (A) Bonsucesso (BASMG) 354 x. (B) GAM-CS-37 (BMG) 354 x. (C) NE-B-71 (BSG) 350 x. (D) SL-2A-DT (BSGIA) 440 x. (E) NR-AV-26B (*greisen*) 354 x. B=biotita; A=anfíbólio; S=sienogranito; MG=monzogranito; IA= intensamente alterado.

Tabela 3.3. Análises químicas de cristais de quartzo do GAV e greisen associado realizadas por LA-ICP-MS. Valores em ppm.

AMOSTRA	A				B				C				D				E				LD	
FÁCIES	BASMG				BMG				BSG				BSGIA				Greisen					
	raster 1	raster 2	raster 3	raster 4	Média	raster 1	raster 2	raster 3	Média	raster 1	raster 2	raster 3	Média	raster 1	raster 2	raster 3	Média	raster 1	raster 2	raster 3	Média	
ELEMENTO																						
Ti	42,90	50,50	48,70	61,20	50,83	61,50	79,00	49,40	63,30	55,60	47,50	53,00	52,03	26,80	31,50	25,20	27,83	<1,44	2,23	2,85	2,54	1,0
Al	105,00	101,00	572,00	302,00	270,00	150,28	163,35	1673,62	662,42	164,00	116,00	116,00	132,00	56,70	58,70	63,30	59,57	61,50	83,20	274,00	139,57	1,0
Ge	0,91	<0,98	<1,11	<1,12	0,91	1,01	0,87	1,66	1,18	1,13	1,09	1,11	1,11	0,91	1,15	1,12	1,06	0,30	0,56	0,54	0,47	0,1
Na	380,00	556,00	622,00	593,00	537,75	101,00	435,00	232,00	256,00	281,00	344,00	257,00	294,00	122,00	289,00	62,90	157,97	22,20	21,70	27,10	23,67	1,0
Li	6,17	6,29	6,60	6,21	6,32	52,30	14,30	14,60	27,07	0,55	0,44	0,65	0,55	2,81	4,96	15,70	7,82	13,00	21,40	35,10	23,17	0,1
Ge/Ti	0,02	x	x	x	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	x	0,25	0,19	0,18	
Rb/Sr (RT)					0,51				4,30				8,20				37,70					

A = Bonsucesso B = GAM-CS-37 C = NE-B-71 D = SL-2A-DT NR-AV-26B LD = Limite de detecção

BASMG = Biotita-anfibólio sienogranito a monzogranito BMG = Biotita monzogranito BSGIA = Biotita sienogranito intensamente alterado

RT= Rocha total

3.5.1 Diagramas de Variação

A Figura 3.17 mostra diagramas de variação envolvendo Al, Ti, Na e a razão Ge/Ti em quartzo, além da razão Rb/Sr em rocha total. Ti e Al do quartzo, quando confrontados com a razão Rb/Sr em rocha total (A e B), mostram comportamento muito similar, aumentando dos biotita-anfibólio sieno a monzogranitos (BASMG) para os biotita monzogranitos (BMG) e decrescendo, a seguir, para as rochas sienograníticas (BSG) e sienograníticas intensamente alteradas (BSGIA) com o aumento daquela razão. A razão Ge/Ti (C), embora constante no quartzo das rochas monzograníticas e sienograníticas (0,02), cresce no sentido das rochas intensamente alteradas (0,04), juntamente com a razão Rb/Sr em rocha total, e no quartzo do *greisen* (0,18, não mostrada no gráfico). O Na nos cristais de quartzo analisados mostra uma queda no sentido das rochas mais evoluídas e no *greisen* (D).

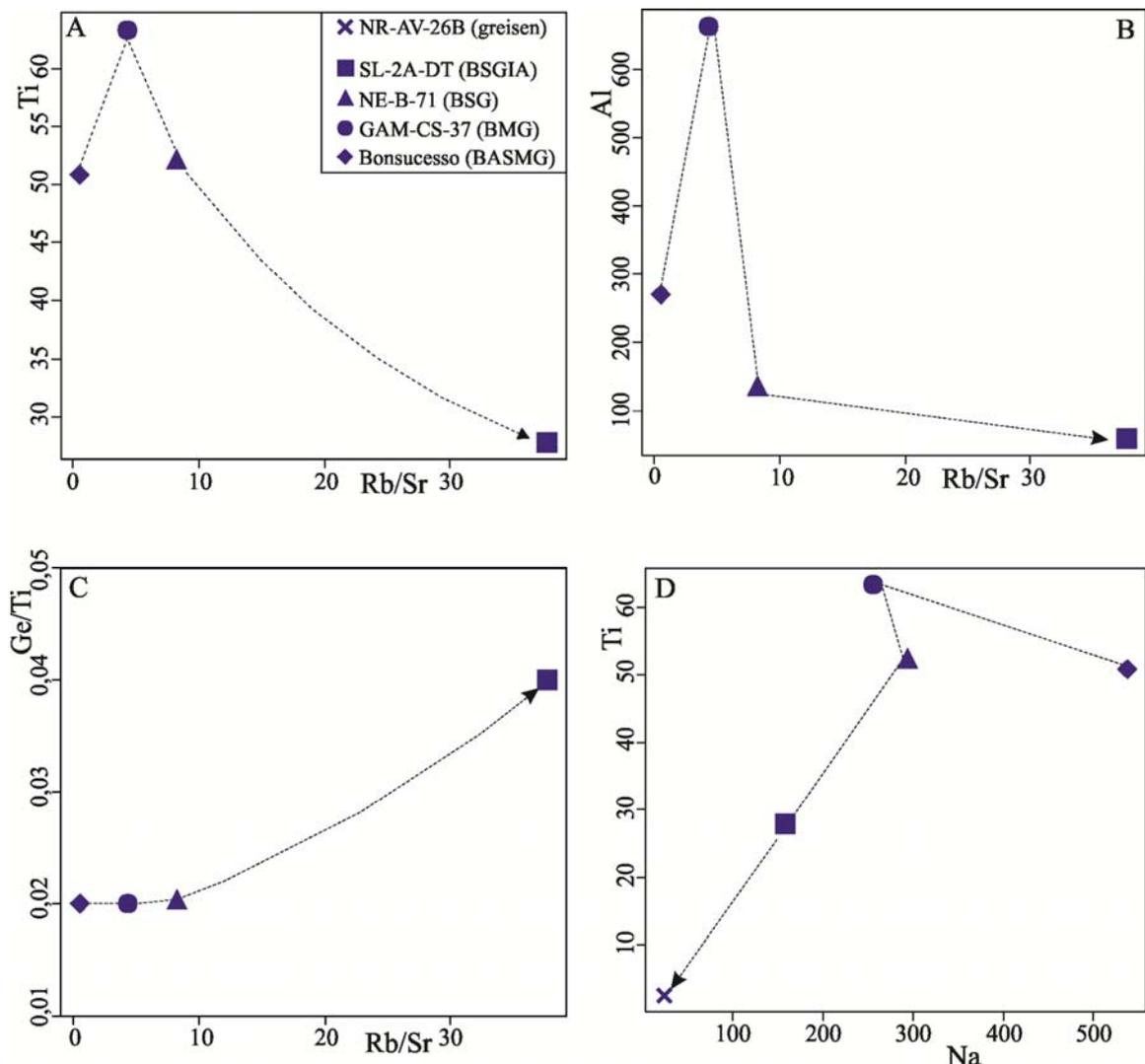


Figura 3.17: Diagramas de elementos-traço obtidos em cristais de quartzo do GAV e *greisen* associado. (A) Ti x Rb/Sr. (B) Al x Rb/Sr. (C) Ge/Ti x Rb/Sr. (D) Ti x Na. Razão Rb/Sr em rocha total.

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O Granito Antonio Vicente (GAV), localizado às proximidades de São Félix do Xingu, sudeste do Estado do Pará, é dominado por rochas sienograníticas a monzograníticas alteradas hidrotermalmente em diferentes intensidades. Hospeda mineralizações de Sn, Ta, Nb em suas rochas mais evoluídas e corpos de *greisens* associados. Segundo Teixeira & Bettencourt (2000) a cristalização fracionada foi o principal processo petrogenético que governou a evolução desse corpo. Quatro domínios petrográficos principais foram reconhecidos (Teixeira & Dall'Agnol 1991): (1) Biotita-anfibólio sienogranito a monzogranito (BASMG) pouco afetados por alterações pós-magmáticas; (2) Anfibólio-biotita sienogranito (ABSG); (3) Biotita monzogranito (BMG) e, (4) Biotita sienogranito (BSG). Rochas sienograníticas alteradas (BSGA) e intensamente alteradas (BSGIA), portadoras de mineralização de Sn, constituem variações das rochas BSG.

Cristais de quartzo dos BASMG, BMG, BSG, BSGA, BSGIA e de corpos de *greisen* estudados por MEV-CL revelaram características morfológicas e texturais distintas que permitiram a identificação de cinco tipos: **Qz1**, médio a grosso, anédrico, fraturado, luminescente, por vezes composicionalmente zonado, presente em todas as fácies e considerado o tipo mais precoce. **Qz2**, de coloração cinza a cinza escura e menos luminescente que o Qz1, forma manchas irregulares descontínuas ou bordas sobre o Qz1. Seria resultante de reações entre o Qz1 primário e fluidos hidrotermais que afetaram o GAV. Ocorre em maior intensidade nas rochas evoluídas. **Qz3**, considerado o tipo mais tardio; apresenta cor preta e preenche microfraturas, seccionando os tipos anteriores. É mais raro nos *greisens* associados ao GAV. **Qz4**, identificado apenas nas rochas mais intensamente alteradas (BSGIA) e *greisens*, forma cristais anédricos bem desenvolvidos, pouco fraturados e com luminescência variável. Parece marcar a passagem do estágio magmático para o hidrotermal. **Qz5**, identificado somente nos corpos de *greisen* ou preenchendo cavidades nos BSGIA. Aparece como cristais euédricos pouco fraturados, por vezes formando finos agregados de cristais. Mostram zoneamentos claro-escuro bem definidos num padrão tipicamente hidrotermal. Cristais de cassiterita associam-se comumente aos tipos Qz4 e Qz5 (Figura 3.15).

Em termos comparativos, o Qz1 identificado na microscopia ótica convencional corresponde ao **Qz1** descrito nas imagens de MEV-CL, sendo ambos magmáticos. Os tipos Qz2 e Qz3 oticamente caracterizados não mostram correspondentes diretos em CL como o tipo anterior. Por outro lado, o quartzo dos *greisens* descritos na microscopia ótica se

identificam com os tipos **Qz4** e **Qz5** observados em MEV-CL. Um estudo comparativo mais detalhado entre os tipos oticamente identificados e seus correspondentes em imagens de MEV-CL se torna necessário em estudos futuros.

As feições morfológicas e texturais observadas nos cristais de quartzo do GAV sugerem que o quartzo magmático (**Qz1**) foi alterado e transformado em **Qz2** e **Qz3** por fluidos hidrotermais que percolaram o granito. Essas transformações, provavelmente resultantes de processos de alteração, dissolução e recristalização, são mais evidentes nas rochas mais evoluídas (BSGA e BSGIA). Nos *greisens*, associados às rochas mais evoluídas e alteradas do GAV, os cristais de quartzo identificados por MEV-CL são morfológica e texturalmente distintos, assemelhando-se nitidamente a quartzo de origem hidrotermal.

Rusk & Reed (2002) admitem que manchas irregulares de quartzo cinza (*CL-gray quartz*) dispersas no quartzo luminescente (*CL-bright quartz*) e conectadas por uma rede de microfraturas semelhantes a uma “teia de aranha”, comuns em veios de quartzo-molibdenita do depósito de cobre pórfiro de Butte, Montana, seriam formadas pela corrosão do quartzo brilhoso primário (Qz1) ao longo de microfraturas, seguida da precipitação do quartzo cinza (Qz2) nas cavidades de corrosão. Larsen et al. (2009) consideram que a formação deste tipo de quartzo está relacionada à presença de fluidos aquosos que penetraram ao longo das bordas e fraturas do quartzo magmático primário (Qz1), promovendo sua alteração e conseqüente formação dos tipos Qz2 e Qz3 (Figuras 2.8 e 2.9).

O estudo dos diferentes tipos de quartzo por MEV-CL mostrou que este mineral foi um excelente marcador das alterações impostas pelos processos tardi a pós-magmáticos que atuaram no corpo Antônio Vicente. Os diferentes tipos e a seqüência de transformação dos cristais de quartzo com a evolução do GAV são mostrados na Figura 3.14.

Apesar de preliminares, as análises químicas por LA-ICP-MS em cristais de quartzo do GAV mostraram variações significativas nos conteúdos de Ti, Al, Na, Li e Ge. A diminuição contínua do conteúdo de Ti dos cristais de quartzo das rochas monzograníticas (média de 57,06%) para as sienograníticas e sienograníticas intensamente alteradas (médias de 52,03 e 27,83%, respectivamente), confirma o comportamento compatível deste elemento em rochas graníticas e mostra uma correlação negativa com as razões Rb/Sr em rocha total. O Al mostra comportamento mais irregular, mas diminui neste mesmo sentido. O Ge no quartzo, considerado um bom indicador de diferenciação magmática, apresentou concentrações entre 0,9 e 1,18 ppm e razões Ge/Ti médias de 0,02 nas rochas monzograníticas e sienograníticas. Nas rochas intensamente alteradas e no *greisen* esta razão subiu para 0,04 e 0,18,

respectivamente, indicando ser um bom índice de evolução magmática em sistemas graníticos (cf. Jacamon & Larsen 2009).

O estudo de MEV-CL, acompanhado de análises químicas pontuais por LA-ICP-MS, em cristais de quartzo magmático-hidrotermal do GAV abre uma nova linha de pesquisa no IG da UFPA, tornando esta uma ferramenta importante em estudos petrológicos, metalogenéticos, estruturais, de proveniência, entre outros.

5. SUGESTÕES

Para estudos posteriores sugerem-se imagens de MEV-CL em um maior número de cristais de quartzo. Análises químicas por LA-ICP-MS devem ser realizadas através de “perfis de pontos” em cada tipo de quartzo (p.ex. Qz1, Qz2). Análises pelo sistema de *raster* devem ser realizadas com cautela, pois podem envolver mais de um tipo de quartzo (p.ex. Qz2 alterando o Qz1).

REFERÊNCIAS

- ABREU F.A.M. & RAMOS C.R. 1974. Estanho do Sul do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre. *Anais*, SBG, (5): 11-23.
- ALLÈGRE C.J., PROVOST A., JAUPART C. 1981. Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth. *Nature*, (294): 223-228.
- ARAÚJO O.J.B., MAIA R.G.N., JORGE JOÃO X.S., COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. *Anais*, SBG, (1): 324-333.
- BAHIA G.T.M., COSTA M.L., ALMEIDA H.D.F., LAMARÃO C.N. 2010. Caracterização morfológica e geoquímica de zircões da Formação Solimões (AC) através de catodoluminescência e EDS como indicadores petrogenéticos. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém-Pará. *Abstract*.
- BOGGS S. Jr., KRINSLEY D.H., GOLES G.G., SEYEDOLALI A., DYPVIK H. 2001. Identification of shocked quartz by scanning cathodoluminescence imaging. *Meteoritics & Planetary Science*, (36): 783-791.
- BOTTINGA Y., KUDO A., WEILL D. 1966. Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *American Mineralogist*, (51): 792-806.
- BREITER K. & MÜLLER A. 2009. Evolution of rare-metal granitic magmas documented by quartz chemistry. *Eur. J. Mineral.*, (21): 335-346.
- CHANG Z. & MEINERT L.D. 2004. The magmatic-hydrothermal transition: evidence from quartz phenocrysts textures and endoskarn abundance in Cu-Zn skarns at the Empire Mine, USA. *Geochemical Geology*, (210): 149-171.
- COSTA J.B.S., ARAÚJO O.J.B., SANTOS A., JORGE JOÃO X.S., MACAMBIRA M.J.B., LAFON J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, (7): 199-235.
- CPRM/DNPM. 1997. Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solo e de Vegetação para a Área do Projeto Grande Carajás – Sub - Programa Mapas metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha São Felix do Xingu-SB-22-Y-B. CPRM, Superintendência Regional de Belém (*Relatório Final*).
- DALL'AGNOL R. 1980. *Etudes sur des granites du type 'Rondonian' en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques*. Ph. D. Thesis, Univ. Paul Sabatier, France.
- D'LEMOES R.S., KEARSLEY A.T., PEMBROKE J.W., WATT G.R., WRIGHT P. 1997. Complex quartz growth histories in granite revealed by scanning cathodoluminescence techniques. *Geological Magazine*, 134 (4) 549-552.

- FERNANDES C.M.D. 2009. *Estratigrafia e Petrogênese das Sequências Vulcânicas Paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (Pa), Província Mineral de Carajás*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 190 p.
- FERNANDES C.M.D, LAMARÃO C.N., TEIXEIRA N. P. 2006. O Vulcanismo Bimodal Do Tipo Uatumã Da Região De São Félix Do Xingu (Pa), Província Mineral De Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (3): 523-534
- GÖTZE J., PLÖTZE M., GRAUPNER T., HALLBAUER D.K., BRAY C.J., 2004. Trace element incorporation into quartz: a combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography. *Geochim Cosmochim Acta*, (68): 3741-3759.
- HOGAN J.P. 1993. Monomineralic glomerocrysts: Textural evidence for mineral resorption during crystallization of igneous rocks. *Journal of Geology*, (101): 531-540.
- JACAMON F. & LARSEN R.B. 2009. Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation. *Lithos*, (102): 281-291.
- JULIANI C. & FERNANDES C.M.D. 2010. Well-preserved late paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191 (3-4): 167-79.
- LAFON J.M., RODRIGUES E., MACAMBIRA E.M.B., PEREIRA E.D. 1995. Magmatisme anarogénique du Protérozoïque Inférieur dans la région de São Felix do Xingu-Tucumã (Amazonie Orientale, Brésil). Nouvelles données géochronologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (320): 937-944.
- LAMARÃO C.N., DALL'AGNOL, R, SOLEDADE G.L., SILVA J.S. 2007. Variações composicionais de zircão em granitos anorogênicos proterozóicos do Cráton Amazônico: implicações metalogenéticas. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 693-704.
- LAMARÃO C.N., DALL'AGNOL R., SILVA J.S., SOLEDADE G.L. 2010. Morphological and compositional variation in zircons of tin-specialized Paleoproterozoic A-type granites of the Amazonian craton: Metallogenic implications. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON A-TYPE GRANITES AND RELATED ROCKS THROUGH TIME (IGCP-510); Helsinki-Finland, 2010. O. Tapani Ramo, Sari Lukkari, Aku Heinonen (Editors). University Helsinki – Department of Geosciences and Geography. Helsinki University Print, Abstract Volume.
- LANDTWING M.R. & PETTKE T. 2005. Relationships between SEM-cathodoluminescence response and trace-element composition of hydrothermal vein quartz. *American Mineralogist*, (90): 122-131.
- LARSEN R.B., JACAMON F., KRONZ A. 2009. Trace element chemistry and textures of quartz during the magmatic hydrothermal transition of Oslo Rift granites. *Mineralogical Magazine*, 37(4): 691-707.

- LARSEN R.B., POLVÉ M., JUVE G. 2000. Granitic pegmatite quartz from Evje-Iveland: trace element chemistry and implications for high purity quartz formation. *Bulletin Geological Survey Norway*, (436): 57-65.
- LARSEN R.B., HENDERSON H., IHLEN P.M., JACAMON F. 2004. Distribution and petrogenetic behaviour of trace elements in granitic pegmatite quartz from South Norway. *Contrib Mineral Petrol*, (147): 615-628.
- LOOMIS T.P, WELBER P.W. 1982. Crystallization processes in the Rocky Hill granodiorite Pluton, California: An interpretation based on compositional zoning of plagioclase. *Contrib Mineral Petrol*, (8) 14: 230-239.
- MACAMBIRA E.M.B. & FERREIRA-FILHO C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – sudeste do Pará. In: KLEIN, E.L.; MACAMBIRA, E.M.B. & TASSINARI, C.C.G – 1998 – Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações Geocronológicas e Geológicas e Geotectônicas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 40, Belo Horizonte, *Resumo*, 463.
- MACAMBIRA E.M.B & VALE A.G. 1997. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Programa Grande Carajás, Folha SB-22-Y-B, São Félix do Xingú, Estado do Pará-Belém, convênio DNPM/CPRM, 344 p.
- MARSHALL D.J. 1988. Cathodoluminescence of geological materials. Allen & Unwin, Winchester/Mass, 146 pág.
- MULLER A., SELTAMAN R., BEHR H-J. 2000. Application of cathodoluminescence to magmatic quartz in a tin granite-case study from the Schellerhau granite Complex, Eastern Erzgebirge, Germany. *Mineralium Deposita*, (35): 169-189.
- MÜLLER A., KRONZ A., BREITER K. 2002. Trace elements and growth pattern in quartz: a fingerprint of the evolution of the subvolcanic Podlesí Granite System (Krusné Hory, Czech Republic). *Bull Czech Geol Surv*, (77): 135-145.
- MÜLLER A., RENÉ M., BEHR H.J., KRONZ A. 2003. Trace elements and cathodoluminescence in igneous quartz in topaz granites from the Hub Stock (Slavkovský Les Mts., Czech republic). *Mineralogy and Petrology*, (79): 167-191.
- MULLER A., BREITER K., SELTMANN R, PÉCSKAY Z. 2005. Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing. *Lithos*, (80): 201-227.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* (25): 956-983.
- PINHO S.C.C., FERNANDES C.M.D., TEIXEIRA N.P., PAIVA Jr. A.L., CRUZ V.L., LAMARÃO C.N., MOURA C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do sul do Pará: petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (4): 724-732.

- PINHO S.C.C. 2005. *Petrografia e geocronologia da borda ENE do Granito Serra da Queimada e da borda SE do Granito Bom Jardim, Província Estanífera do Sul do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 50 p.
- PINHO S.C.C. 2009. *Geologia, Petrografia e Geoquímica do granito Bom Jardim, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 121 p.
- RUFFINI R., BORGHI A., COSSIO R., OLMI F., VAGGELLI G. 2002. Volcanic quartz growth zoning identified by cathodoluminescence and EPMA studies. *Mikrochimica Acta*, (139): 151-158.
- RUSK B.G & REED M.H. 2002. Scanning electron microscope–cathodoluminescence analysis of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana. *Geology*, 30 (8): 727-730.
- RUSK B.G, REED, M.H., DILLES J.H., KENTI A.J.R. 2006. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana. *American Mineralogist*, (91): 1300-1312.
- RUSK B.G, Lowers H.A, REED M.H. 2008. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *The Geological Society of America*, 36 (7): 547-550.
- SLABY E., GÖTZE J., WÖRNER G., SIMON K., WRZALIK R., SMIGIESKI M. 2008. K-feldspar phenocrysts in microgranular magmatic enclaves: a cathodoluminescence and geochemical study of crystal growth as a marker of magma mingling dynamics. *Lithos*, (105): 85-97.
- SILVA G.G., LIMA, J.J.C., ANDRADE, A.R.F., ISSLER, R.S., GUIMARÃES G. 1974. Geologia. In: PROJETO RADAM BRASIL. Folha SC.22/Tocantins. Rio de Janeiro, DNPM, v.4, p.1-143. (LEV. REC. NAT., 22).
- SOLEDADE G.L. 2010. *Estudo de zircões do Granito Madeira, província estanífera do Pitinga (AM), Através de Microscopia Eletrônica de Varredura, Catodoluminescência e Difração de Raios-X*. 2010. Trabalho de Conclusão de curso (Curso de graduação em geologia) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências. Belém, 80 p.
- TASSINARI C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999 - Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, (22): 174-182.
- TASSINARI C.C.G. & MACAMBIRA M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro and B. B. d. Brito Neves. São Paulo, BECA: 471-486.
- TEIXEIRA N.P. & DALL'AGNOL R. 1991. Geologia e petrografia do Maciço Granítico Antonio Vicente. Região de São Félix do Xingu/PA. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Série Ciência da Terra, (3): 45-73.

- TEIXEIRA N.P., BETTENCOURT J.S., MOURA C.A.V., DALL'AGNOL R. 1998. Pb/Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme intrusive suite and volcanic rocks of the Uatumã Group. South-Southeast Pará-Brasil. In: VanSchmus W.R., Brown B.A., Mudrey M.G.Jr. (Eds.), Proterozoic Granite Systems of the Penokean Terrane in Wisconsin, USA. IGCP Project 426 International Field Conference, September 13-19, 1998. Wisconsin Geol. Nat. Hist. Surv. Open File Rep. pp.178-180.
- TEIXEIRA N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Universidade de São Paulo (USP). Tese de Doutorado. 508 p.
- TEIXEIRA N.P. & BETTENCOURT J.S. 2000. Velho Guilherme Intrusive Suite, Pará, Brazil: petrogenetic aspects and associated mineralization. In: *Intern. Geol. Congr.*, Rio de Janeiro. Abstract. Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes, IGCP-426, IAGC.
- TEIXEIRA N.P., BELLO R.M.S., BETTENCOURT J.S. 2002. Inclusões fluidas do maciço Antônio Vicente, Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (1): 135-146.
- TEIXEIRA N.P., BETTENCOURT J.S., DALL'AGNOL R., MOURA C.A.V., FERNANDES C.M.D., PINHO S.C.C. 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, (35): 217-226.
- VASQUEZ L.V., ROSA-COSTA L.R., SILVA C.G., RICCI P.F., BARBOSA J.O., KLEIN E. L., LOPES E.S., MACAMBIRA E.B., CHAVES C.L., CARVALHO J.M., OLIVEIRA J.G., ANJOS G.C., SILVA H. R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores, Vasquez M. L., Rosa-Costa L. T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- WARK D.A. & SPEAR F.S. 2005. Titanium in quartz: Cathodoluminescence and thermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta Suppl.* (69): A592
- WARK D.A. & WATSON E.B. 2006. The TitaniQ: a Titanium-in-Quartz Geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, (152): 743-754.
- WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol.* (95): 407–419.
- WIEBE R.A., WARK D.A., HAWKINS D.P. 2007. Insights from quartz cathodoluminescence zoning into crystallization of the Vinalhaven granite, coastal Maine. *Contrib Mineral Petrol*, (154): 439-453.