



UNIVERSIDADE FEDERAL DO SUL E SUDESTE DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E ENGENHARIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

CAIO JOSÉ SOARES MESQUITA

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL
DOS GRANITOIDES ARQUEANOS PRÓXIMOS DE VILA PLANALTO,
MUNICÍPIO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS**

MARABÁ-PA
2015

CAIO JOSÉ SOARES MESQUITA

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL
DOS GRANITOIDES ARQUEANOS PRÓXIMOS DE VILA PLANALTO,
MUNICÍPIO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geologia da Universidade Federal do
Sul e Sudeste do Pará – UNIFESSPA em
cumprimento às exigências para obtenção do Grau
de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Gilmara Regina Lima Feio

MARABÁ-PA
2015

CAIO JOSÉ SOARES MESQUITA

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL
DOS GRANTOIDES ARQUEANOS PRÓXIMOS DE VILA PLANALTO,
MUNICÍPIO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geologia da Universidade Federal do
Sul e Sudeste do Pará – UNIFESSPA em
cumprimento às exigências para obtenção do Grau
de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Gilmara Regina Lima Feio

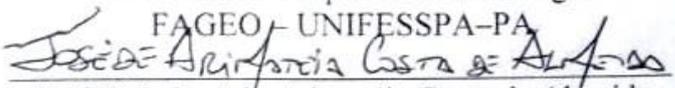
Data de aprovação: 24 / 02 / 2015

Conceito: EXC

Banca examinadora:


Orientador: Prof^a.Dr^a. Gilmara Regina Lima Feio
Orientadora

Doutora em Geoquímica e Petrologia
FAGEO – UNIFESSPA-PA


Prof^o.Dr^o. José de Arimatéia Costa de Almeida
Banca

Doutor em Geoquímica e Petrologia
FAGEO – UNIFESSPA-PA


Prof^a.Dr^a. Ana Carolina dos Reis Pinheiro
Banca

Doutora em Geologia
FAGEO – UNIFESSPA-PA

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca II da UNIFESSPA. CAMAR, Marabá, PA

Mesquita, Caio José Soares

Caracterização Microestrutural e da alteração hidrotermal dos granitoides arqueanos próximos de vila Planalto, município de Canaã dos Carajás, Província Carajás / Caio José Soares Mesquita; orientadora: Gilmara Regina Lima Feio - 2015.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, Instituto de Geologia e Engenharias, Faculdade de Geologia, Marabá, 2015.

1. Petrologia – Canaã dos Carajás (PA). 2. Alteração hidrotermal. 3. Metamorfismo (Geologia) 4. Rochas ígneas. 5. Rochas metamórficas. 6. Geoquímica. I. Feio, Gilmara Regina Lima. Orient. II. Título.

CDD: 23. ed.: 552.098115

*Mesmo que na vida fatos CISALHANTES abalem
suas ESTRUTURAS, e nos machucados sangue
quente FLUA, não desista, pois NADA É POR
ACASO e quando o sangue esfriar algo
VALIOSO você pode conquistar*
Caio Mesquita

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus e aos espíritos de luz que certamente me acompanharam nesta caminhada. Proporcionando-me serenidade, discernimento e paz nas horas difíceis.

Aos meus pais Edilmar Mesquita e Mônica Soares que durante minha vida inteira fizeram das “tripas a coração” para que eu sempre tivesse acesso à educação de qualidade. Principalmente durante os últimos 5 anos de graduação na cidade de Marabá, com apoio emocional e financeiro, nunca me deixando na mão e sempre acreditando em meu potencial como estudante e agora profissional.

Às minhas queridas e amadas irmãs Lia Coeli e Iara Maria, a minha Vó Tetê e prima Gabi que nos meses de férias em Belém sempre me recebiam com entusiasmo e alegria. E todo restante das minhas grandes Famílias Soares e Mesquita, em especial meus tios Júnior, Chicão, André, Lena e a prima/irmã Débora, pelo apoio a mais que me deram.

À minha ilustríssima namorada e muito amada Rafaela Oya, a qual sempre me apoiou, ouviu e suportou durante a confecção deste. Mesmo distante sempre mostrou-se paciente e compreensiva quando eu “chorava” nos seus ouvidos não sabendo o que escrever nos capítulos intermináveis deste trabalho. Agradeço seus diversos conselhos e carinhos nos momentos mais complicados.

Aos meus antigos amigos e agora irmãos Fernando Rios (Cabeça) e Renato Queiroz (Queixo), pelos milhares de momentos vividos na H-HOUSE, local em que nossos laços se estreitaram devido à convivência diária e noturna, seja por confecção de seminários, estudo para provas, tarefas de casa, conversas intermináveis na quina da 17 ou em festas, festas e mais festas. Não esquecendo dos que um dia residiram na H-HOUSE, meu muito obrigado também a Hargell Bernades, Luciano Ribeiro, Brendo Ribeiro, Vinicius, Rafael Yamada, Dívino Alves e Diórgenes.

A todos os integrantes da turma de Geologia 2010, pelas horas e horas de sala de aula, os momentos de descontração no Tapiri e diversas festas no decorrer do curso.

Aos amigos (as) de Marabá/Belém que de alguma forma estiveram presentes ao longo desses anos: Gisele, Thaiz, Leilane, Ádrian, Kiko, Dayriane, Katmamão, Presley, Marcela, Diego, Bernardo, Tassya, Gigi, Fernanda, Ingrid, Seu Antônio, Daiana, Dona Cleusa, Seu zé, Roberto motora, Dona Clemilda, entre outros mil!

À Faculdade de Geologia-FAGEO e Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA) pela infraestrutura cedida.

Aos integrantes do LABMEV da Universidade Federal do Pará, Prof. Claudio Lamarão e a Técnica Ana Paula.

Ao INCT de Geociências da Amazônia pelo suporte financeiro. E ao CNPq pela concessão da bolsa de iniciação científica.

À minha orientadora Prof^a. Dr^a. Gilmara Lima que me deu oportunidade para trabalhar como aluno de iniciação científica, me ensinando os primeiros passos como pesquisador. Agradeço seus conselhos e dicas geológicas de suma importância para o aprimoramento deste trabalho, mesmo recém mamãe, não me deixou na mão e me orientou de forma brilhante nesta última etapa da graduação. “Valeu Gil!”

Em especial ao meu professor e amigo Antônio Emídio (Tchaca) pelos momentos de descontração e grandes ensinamentos tanto geológicos como pessoais. Pelo exemplo de competência e ética no trabalho. E por me hospedar em sua casa durante as fases finais da confecção deste trabalho.

E aos demais professores da FAGEO-Marabá que durante esses cinco anos estiveram presentes repassando todo tipo de conhecimento possível acerca de geologia. Em especial aos professores (as): Ana Valéria, José de Arimatéia, Nonato e Leonardo.

RESUMO

O Subdomínio Carajás, localizado na porção norte da Província Carajás, é formado por uma ampla variedade de granitoides e rochas máficas de idade arqueana, intrudidos por granitos tipo-A paleoproterozóicos. Os estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos sobre os granitoides da área de Canaã dos Carajás, permitiram um avanço considerável nos conhecimentos acerca da evolução crustal da Província Carajás. Entretanto, houve necessidade de uma melhor caracterização da deformação/metamorfismo (?) e alteração hidrotermal dos granitoides ao longo do corredor de cisalhamento Itacaiúnas que afetou as unidades próximas de vila Planalto, norte da cidade de Canaã dos Carajás. Portanto, o principal objetivo deste trabalho é a caracterização microestrutural (deformação e/ou metamorfismo) e da alteração hidrotermal dos granitoides arqueanos próximos à vila Planalto. As três unidades alvo do estudo são: (1) Trondhjemitó Rio Verde; (2) Gnaisse Granítico Bom Jesus; e (3) Granito Serra Dourada. As informações à cerca de deformação microcristalina mostram que as microestruturas presentes nas rochas estão diretamente relacionadas às zonas de cisalhamento que cortam a área de estudo, atuando sob diferentes condições de deformação e temperatura. Sendo assim, percebeu-se que quanto mais próximo às zonas de cisalhamento, devido ao aumento de pressão e temperatura, texturas primárias são modificadas e estruturas deformacionais são impressas, bem como existe a formação de minerais secundários. Portanto, neste trabalho o Trondhjemitó Rio Verde e o Granito Serra Dourada são ambas rochas ígneas metamorfisadas e deformadas apenas ao longo de zonas de cisalhamento. Enquanto que o Gnaisse Bom Jesus é considerado como rocha metamórfica, de origem ígnea, formada em condições de fácies anfíbolito a granulito. Além disso, a sequência da evolução deformacional dos minerais félsicos das três unidades é representada pelas microestruturas seguintes: (1) extinção ondulante; (2) subgrãos; (3) novos grãos; (4) extinção ondulante de novos grãos; (5) formação de subgrãos em novos grãos; e (6) Fraturas. Bem como, a sequência evolutiva dos mecanismos de deformação associados às microestruturas é: (1) migração de deslocamentos (extinção ondulante); (2) recuperação (formação de subgrãos); (3) recristalização (formação de novos grãos); (4) migração de deslocamentos em novos grãos (extinção ondulante); (5) recuperação em novos grãos (formação de subgrãos); e (6) Fraturamento intercristalino (Fraturas). Baseado na descrição mineralógica dos minerais secundários e suas associações foi possível correlacioná-las com quatro tipos de alteração hidrotermal: Alteração Sódica, Alteração Sódica Cálcica, Alteração Potássica I e II. No trondhjemitó Rio Verde é comum Alteração Sódica Cálcica representada por actinolita + epidoto e Alteração Potássica II evidenciada pela abundante formação de sericita. Já no Granito Serra Dourada constatou-se a presença de Alteração Sódica (albita + escapolita) e Alteração Potássica I (biotita + magnetita). A análise semiquantitativa via EDS permitiu a caracterizar a ação da alteração hidrotermal. Em tal análise observou-se presença de biotitas verdes, empobrecidas em Ti por processos hidrotermais, bem como formação de actinolita e cristais de epidoto proveniente da alteração de plagioclásio. Por fim, cristais de magnetita martitizados, resultado de oxidação da magnetita e presença de ilmenita subordinada. A sequência dos estágios de alteração hidrotermal é dada por: (1) Albitização; (2) Escapolitização; (3) Formação de óxidos de ferro; (4) Potássica; (5) Sódica Cálcica; e (6) Potássica II. Desta forma, conclui-se que a alteração hidrotermal na área de Canaã se deu através da percolação de fluidos hidrotermais por fraturas geradas pelas zonas de cisalhamento e assemelham-se àquelas descritas nos depósitos tipo IOCG de Carajás, datadas entre o Mesorqueano e o Neoarqueano.

Palavras chaves: Microestrutural, Alteração Hidrotermal, Granitoides Arqueanos, Província Carajás

ABSTRACT

The Carajás subdomain, northern of the Carajás Province, consists of a wide variety of granitoids and mafic rocks of Archean age, intruded by granites type-A Paleoproterozoic. Petrographic, geochemical and geochronological on granitoids of Canaã dos Carajás area, allowed a considerable advance in knowledge of the crustal evolution of the Carajás Province. However, there was need for better characterization of deformation / metamorphism (?) and hydrothermal alteration of granites along the Itacaiúnas shear zone that affected the near Planalto village units, north of the town of Canaan. The petrographic, geochemical and geochronological on granitoids of Canaan area of Carajás, allowed a considerable advance in knowledge of the crustal evolution of the Carajás Province. Therefore, the main objective of this work is the microstructural characterization (deformation and / or metamorphism) and hydrothermal alteration of granitic Archean near Planalto village. The three study target units are: (1) Rio Verde trondhjemite; (2) Bom Jesus granitic gneiss; and (3) Serra Dourada granite. The information about microcrystalline deformation show that the microstructures present in rocks is directly related to shear zones that cross the study area, working under different conditions of deformation and temperature. Thus, it was noticed that the closer to the shear zones, due to the increase in pressure and temperature, primary textures are modified and deformation structures are printed, and there is the formation of secondary minerals. Therefore, in this work the Rio Verde trondhjemite and the Serra Dourada Granite are both metamorphosed and deformed igneous rocks just along shear zones. While Bom Jesus Gneiss is regarded as metamorphic rock of igneous origin, formed in amphibolite facies conditions. In addition, the following developments of mineral felsic deformation of the three units are represented by the following microstructures: (1) undulant extinction; (2) sub-grains; (3) new grains; (4) undulant extinction of new grains; (5) subgrains formation in new grains; and (6) fractures. As well as the evolutionary following the deformation mechanisms associated with microstructures is: (1) dislocation migration (undulant extinction); (2) recovery (subgrains formation); (3) recrystallization (new grain formation); (4) dislocation migration in new grains (wavy extinction); (5) recovery in new grains (subgrains formation); and (6) intercrystalline fracture (fractures). Based on mineralogical description of secondary minerals and their associations were possible to correlate them with four types of hydrothermal alteration: sodium alteration, sodium-calcium alteration, Potassic alteration I and II. In Rio Verde trondhjemite is common sodium-calcium alteration, actinolite + epidote represented by, and Potassic alteration II evidenced by abundant formation of sericite. In Serra Dourada granite contacted the presence of sodium alteration (albite + scapolite) and Potassic alteration I (biotite + magnetite). The semiquantitative analysis by EDS allowed characterize the action of hydrothermal alteration. In this analysis we observed the presence of green biotite, impoverished in Ti by hydrothermal processes, as well as training and actinolite epidote crystals from the plagioclase alteration. Finally, crystals of oxidized magnetite and ilmenite presence are subordinate. The sequence of hydrothermal alteration stages is given by: (1) albitization; (2) scapolitization; (3) Formation of iron oxides; (4) Potassic I; (5) calcium-Sodium; and (6) Potassic II. Thus, it is concluded that the hydrothermal alteration in the Canaã area was performed by percolation of hydrothermal fluids fractures generated by shear zones and resemble those described in the type IOCG deposits of Carajás, dated between the Mesorchean and Neorchean.

Keywords: Microstructural, Hydrothermal Alteration, Archean granitoids, Carajás Province

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo,.....	17
Figura 2: Estudo petrográfico e mineralógico.....	19
Figura 3: Caracterização mineral via EDS-MEV,.....	20
Figura 4: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	22
Figura 5: Mapa geológico da Província Carajás.	23
Figura 6: Mapa geológico da área de estudo.....	27
Figura 7: Aspectos mesoscópicos do Trondhjemito Rio Verde.....	28
Figura 8: Aspectos mesoscópicos do Gnaiss Granítico Bom Jesus.	29
Figura 9: Aspectos mesoscópicos do Granito Serra Dourada.....	30
Figura 10: Defeitos cristalinos.	33
Figura 11: Esquemas de deslocamento.	34
Figura 12: Esquemas: migração de deslocamento e paredes de deslocamentos.....	36
Figura 13: Recuperação e recristalização.....	37
Figura 14: Aspectos microestruturais de quartzo e plagioclásio do Trondhjemito Rio Verde distantes das zonas de cisalhamento.....	39
Figura 15: Aspectos microestruturais de quartzo do Trondhjemito Rio Verde próximo das zonas de cisalhamento.	41
Figura 16: Aspectos microestruturais de plagioclásio do Trondhjemito Rio Verde próximo das zonas de cisalhamento.	42
Figura 17: Aspectos microestruturais dos minerais máficos do Trondhjemito Rio Verde próximos às zonas de cisalhamento.....	43
Figura 18: Aspectos microestruturais de quartzo do Gnaiss granítico Bom Jesus próximo às zonas de cisalhamento.	45
Figura 19: Aspectos microestruturais de feldspato potássico do Gnaiss granítico Bom Jesus próximo às zonas de cisalhamento.	46
Figura 20: Aspectos microestruturais de plagioclásio do Gnaiss granítico Bom Jesus próximo às zonas de cisalhamento.....	47
Figura 21: Aspectos microestruturais de biotita do Gnaiss granítico Bom Jesus próxima às zonas de cisalhamento.	48
Figura 22: Aspectos microestruturais de quartzo do Granito Serra Dourada distante das zonas de cisalhamento.	50
Figura 23: Aspectos microestruturais de feldspato potássico, plagioclásio e biotita do Granito Serra Dourada distantes às zonas de cisalhamento.....	51
Figura 24: Aspectos microestruturais de quartzo do Granito Serra Dourada próximo às zonas de cisalhamento	53
Figura 25: Aspectos microestruturais de feldspato potássico do Granito Serra Dourada próximo às zonas de cisalhamento.....	54
Figura 26: Aspectos microestruturais de plagioclásio e biotita do Granito Serra Dourada próximo às zonas de cisalhamento.	55
Figura 27: Aspectos petrográficos dos minerais de alteração hidrotermal do Trondhjemito Rio Verde.	57
Figura 28: Aspectos petrográficos dos minerais de alteração hidrotermal do Granito Serra Dourada.	59
Figura 29: Análises químicas via EDS-MEV de biotitas do Trondhjemito Rio Verde e Granito Serra Dourada.....	62
Figura 30: Análises químicas via EDS-MEV de biotitas do Gnaiss Granítico Bom Jesus...	63
Figura 31: Diagramas de classificação de biotitas.	65
Figura 32: Análises químicas via EDS-MEV de anfibólio do Trondhjemito Rio Verde.....	67
Figura 33: Diagrama de classificação de anfibólios.....	68

Figura 34: Análises químicas via EDS-MEV de epidoto do Trondhjemito Rio Verde.	69
Figura 35: Histograma com teores de pistacita.	70
Figura 36: Análises químicas via EDS-MEV de magnetita do Trondhjemito Rio Verde.	71
Figura 37: Análises químicas via EDS-MEV de ilmenita do Gnaisse Granítico Bom Jesus e Granito Serra Douada	72
Figura 38: Sequencia evolutiva dos mecanismos de deformação e suas respectivas microestruturas associadas.	74
Figura 39: Feições microestruturais distais e proximais às zonas de cisalhamento.....	77
Figura 40: Evolução paragenética das unidades estudadas associada aos diferentes estágios e tipos de alteração hidrotermal.	81

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1: Síntese das principais microestruturas descritas das rochas distais às zonas de cisalhamento	75
Quadro 2: Síntese das principais microestruturas descritas das rochas próximas às zonas de cisalhamento	76

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	15
1.1 APRESENTAÇÃO.....	15
1.2 JUSTIFICATIVA	15
1.3 OBJETIVOS	16
1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	17
2 MATERIAIS E MÉTODOS	18
2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	18
2.2 ESTUDO PETROGRÁFICO	18
2.3 ESTUDO MINERALÓGICO	19
3 GEOLOGIA REGIONAL	21
3.1 PROVÍNCIA CARAJÁS.....	22
3.1.1 Domínio Rio Maria	24
3.1.2 Domínio Carajás	24
4 GEOLOGIA LOCAL	26
4.1 TRONDHJEMITO RIO VERDE	28
4.2 GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS	28
4.3 GRANITO SERRA DOURADA	29
5 MICROESTRUTURAL (DEFORMAÇÃO)	31
5.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS	31
5.1.1 Mecanismos de deformação	31
5.1.2 Recuperação, recristalização	35
5.1.3 Milonitos	37
5.2 TRONDHJEMITO RIO VERDE	38
5.2.1 Descrição microestrutural distal às zonas de cisalhamento	38
5.2.2 Descrição microestrutural proximal às zonas de cisalhamento	40
5.3 GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS	43

5.3.1 Descrição microestrutural proximal às zonas de cisalhamento	43
5.4 GRANITO SERRA DOURADA	48
5.4.1 Descrição microestrutural distal às zonas de cisalhamento	49
5.4.2 Descrição microestrutural proximal às zonas de cisalhamento	51
6 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	56
6.1 TRONDHJEMITO RIO VERDE	56
6.1.1 Descrição dos minerais de alteração hidrotermal	56
6.2 GRANITO SERRA DOURADA	58
6.2.1 Descrição dos minerais de alteração hidrotermal	58
6.3 SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA	60
6.4 QUÍMICA MINERAL DOS MINERAIS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	60
6.4.1 Biotita	61
6.4.2 Anfibólio	65
6.4.3 Epidoto	68
6.4.4 Minerais opacos	70
7 DISCUSSÕES	73
7.1 SEQUÊNCIA EVOLUTIVA E MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO DAS MICROESTRUTURAS	73
7.2 ANÁLISE DA VARIAÇÃO DEFORMACIONAL EM DIREÇÃO ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO.....	74
7.3 PRINCIPAIS TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	77
7.4 SEQUÊNCIA DE ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	80
7.5 RELAÇÕES ENTRE DEFORMAÇÃO E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	81
8 CONCLUSÕES	83
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85
10 ANEXOS	90

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Subdomínio Carajás, localizado na porção norte da Província Carajás, é formado por uma ampla variedade de granitoides e rochas máficas de idade arqueana, intrudidos pelos granitos tipo-A paleoproterozoicos (DALL'AGNOL *et al.*, 2006; OLIVEIRA *et al.*, 2010; FEIO *et al.*, 2012). Estudos geológicos, geoquímicos e isotópicos realizados em granitoides do Subdomínio de Transição (FEIO, 2011) ou Domínio Canaã dos Carajás (DALL'AGNOL *et al.*, 2013) tem melhorado o conhecimento sobre a geologia da Província Carajás. A área de Canaã dos Carajás, porção nordeste do subdomínio de transição, é a porção mais bem estudada deste segmento da Província Carajás. Porém, apesar de existir estudos minuciosos sobre os granitoides da área de Canaã dos Carajás, falta uma melhor caracterização da deformação/metamorfismo (?) e alteração hidrotermal dos granitoides ao longo do corredor de cisalhamento que afetou as unidades próximas de vila Planalto.

Por esta razão, neste trabalho os dados obtidos acerca de deformação e alteração hidrotermal da área de estudo podem ajudar a compreender a evolução crustal deste segmento da Província Carajás, bem como entender a relação entre as rochas e a gênese dos depósitos IOCG da Província Carajás. Este trabalho está vinculado ao projeto de pesquisa “Caracterização dos granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás” e “Instituto Nacional de Geociências da Amazônia”, ambos financiados pelo CNPQ.

1.2 JUSTIFICATIVA

Os estudos realizados por Feio *et al.* (2013), os quais forneceram dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos sobre os granitoides da área de Canaã dos Carajás, permitiram um avanço considerável nos conhecimentos acerca da evolução crustal da Província Carajás. Entretanto, há necessidade de uma melhor caracterização da deformação/metamorfismo (?) e alteração hidrotermal dos granitoides ao longo do corredor de cisalhamento Itacaiúnas que

afetou as unidades próximas de vila Planalto, norte da cidade de Canaã dos Carajás. Embora vários pesquisadores estejam discutindo a gênese do depósito de Cu de Carajás, a maior parte dos estudos sobre alteração hidrotermal na área de Canaã dos Carajás têm se limitado aos depósitos do Sossego/Siqueirinho e corpos satélites associados ao Tonalito Bacaba (MONTEIRO *et al.* 2006; SOUSA *et al.* 2007, MORETO *et al.* 2011, CRAVEIRO *et al.* 2012), ainda falta uma discussão sobre deformação e possível relação com a alteração hidrotermal. Portanto, a realização do estudo proposto permitirá um avanço considerável na compreensão dos processos de *subsolidus* atuantes nos granitoides da região de Canaã dos Carajás.

1.3 OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização microestrutural (deformação e/ou metamorfismo?) e da alteração hidrotermal dos granitoides arqueanos próximos à vila Planalto. Para isso, foram estabelecidos alguns objetivos específicos listados a seguir.

- ✓ Caracterizar petrográfica e mineralogicamente os granitoides arqueanos, com ênfase em microestrutural (deformação) e alteração hidrotermal;
- ✓ Identificar e diferenciar as microestruturas ígneas e deformacionais;
- ✓ Estabelecer a sequência de evolução deformacional baseando-se nas microestruturas;
- ✓ Analisar a variação deformacional em direção às zonas de cisalhamento;
- ✓ Identificar as associações minerais e os principais tipos de alteração hidrotermal;
- ✓ Realizar análises semiquantitativas por EDS em minerais chave para determinação da alteração hidrotermal;
- ✓ Sequenciar os estágios de alteração hidrotermal;
- ✓ Entender as relações entre deformação e alteração hidrotermal;
- ✓ Compreender o significado da deformação e alteração hidrotermal e suas semelhanças com a gênese dos depósitos IOCG da Província Carajás.

1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está situada no sudeste do estado do Pará, geograficamente pertence à porção nordeste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Cráton Amazônico. Geograficamente está localizado na porção norte de Canaã do Carajás nas proximidades de vila Planalto. O acesso principal, por via terrestre, partindo de Marabá é a rodovia PA-150 e PA-257, passando por Eldorado dos Carajás, Curionópolis e Parauapebas. O acesso para o município de Canaã dos Carajás se dá por estrada pavimentada, ligando o terminal ferroviário de Parauapebas com a cidade de Canaã dos Carajás. A partir da sede de Canaã dos Carajás segue-se em direção norte, através de viciniais até chegar à área de estudo (Figura 1).

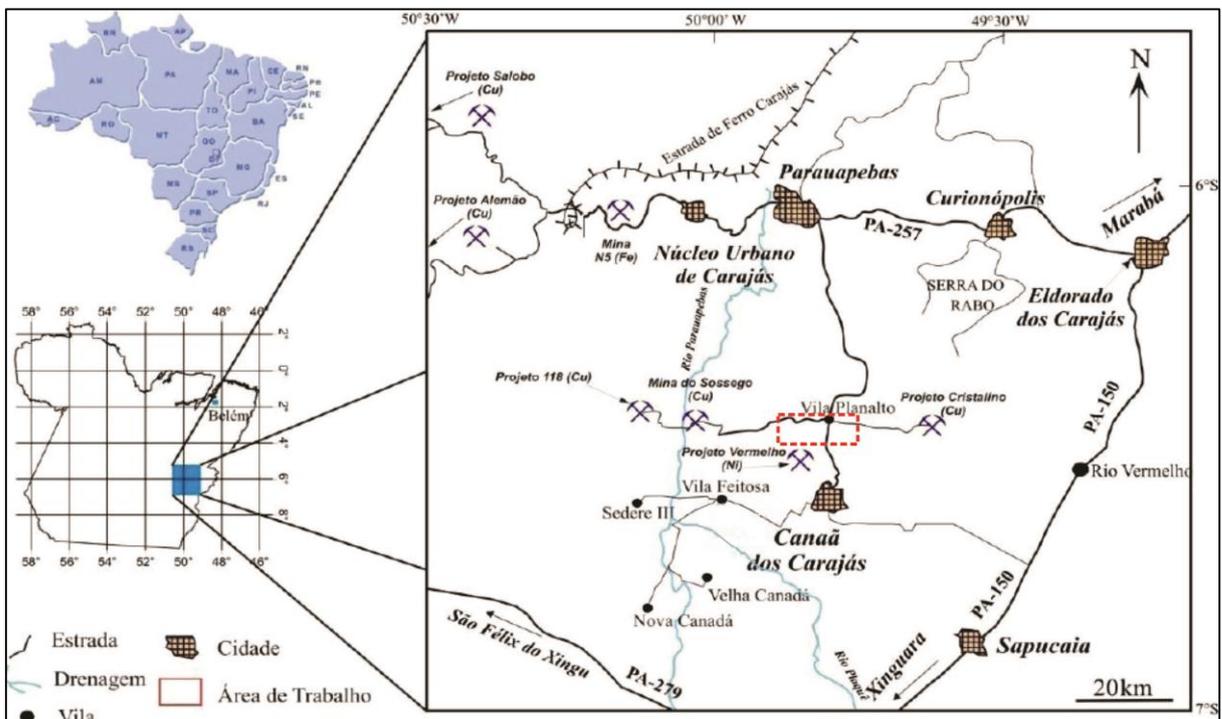


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, nas proximidades de vila Planalto (modificado de SANTOS, 2009).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Primeiramente foi realizada uma pesquisa bibliográfica com ênfase em rochas TTG e granitos Arqueanos, deformação sintectônica e metamorfismo e alteração hidrotermal bem como paragênese mineral de depósitos tipo IOCG. Paralelamente, foram pesquisadas características petrográficas e mineralógicas de TTG arqueanos da Província Carajás.

Para realizar os estudos acerca de microestrutural foram utilizadas as seguintes referências: Blenkinsop (2000), Vernon (2004), Passchier & Trouw (2005), Trouw *et al.*, (2010) e Fossen (2012)

2.2 ESTUDO PETROGRÁFICO

Realizaram-se estudos mineralógicos concomitantes a estudos petrográficos minuciosos em 33 amostras representativas dos diversos granitoides da área de vila Planalto, com ênfase em microestrutural (deformação) e alteração hidrotermal. Tais estudos foram realizados ao microscópio óptico (Modelo ZEISS-Axioskop 40) em luz transmitida e refletida (Figura 2). Os mesmos foram efetuados no Laboratório de Mineralogia Microscópica da Faculdade de Geologia (FAGEO) da Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA).



Figura 2: Estudo petrográfico e mineralógico no Laboratório de Mineralogia Microscópica da FAGEO-Marabá.

2.3 ESTUDO MINERALÓGICO

Foi realizada a caracterização dos minerais chave para determinação da alteração hidrotermal através de microscopia eletrônica, utilizando-se do método de análises semiquantitativas por EDS (Espectroscopia de Raios-X por Dispersão de Energia), no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA, sob a supervisão do Prof. Claudio Nery Lamarão e da técnica Ana Paula, utilizando-se microscópio eletrônico LEO modelo 1430, sob condições de voltagem de 20kv, tempo de análise de 30s, a 15 mm de distância e tamanho do spot 250 (Figura 3). As cinco lâminas polidas de amostras utilizadas para análise foram preparadas e metalizadas a carbono.



Figura 3: Caracterização mineral via EDS-MEV, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA.

3 GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton Amazônico localiza-se na porção norte da Plataforma Sul-Americana, e abrange uma área de aproximadamente 4.500.000 km², incluindo a parte norte do Brasil e os países Guiana Francesa, Venezuela, Guiana, Suriname, Colômbia e Bolívia. É formado pelos escudos das Guianas e Brasil Central, divididos pelas bacias sedimentares fanerozoicas do Solimões e Amazonas. Possui fronteiras a norte com a margem atlântica, e em suas extremidades oriental e meridional com faixas orogênicas neoproterozoicas amalgamadas durante o Ciclo Brasileiro (cinturões Paraguai-Araguaia-Tocantins). O limite ocidental ocorre com a Cadeia Andina é em grande parte convencional, pois geralmente está encoberto por depósitos cenozoicos das bacias de antepaís retroarco sub andinas (SCHOBENHAUS & BRITO NEVES, 2003).

Nas últimas décadas diversos modelos de compartimentação tectônica foram sugeridos para o Cráton Amazônico (CORDANI *et al.*, 1979; SANTOS *et al.*, 2000; TASSINARI, 1996; TASSINARI *et al.*, 2000; TEIXEIRA *et al.*, 1989) desde Amaral (1974). Dentre as propostas mais discutidas na literatura (Figura 4), destacam-se a de Tassinari & Macambira (2004) e Santos *et al.* (2006). De acordo com Tassinari & Macambira (2004), o cráton pode ser dividido em seis províncias geocronológicas: províncias Amazônia Central (>2.6 G.a.), Maroni-Itacaiúnas (2.25-2.06 G.a.), Ventuari-Tapajós (1.98-1.81 G.a.), Rio Negro-Juruema (1.78-1.55 G.a.), Rondoniana-San Ignacio (1.55-1.3 G.a.) e Sunsás (1.28-0.95G.a) (idades atualizadas por CORDANI *et al.* 2009). Entretanto, Santos *et al.*, (2006) subdividem o Cráton Amazônico em sete províncias geocronológicas, com limites consideravelmente distintos do anterior. Ambos modelos, admitem que a evolução do Cráton Amazônico é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal a norte e a sudoeste durante o Paleoproterozoico e o Mesoproterozoico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano denominado Província Carajás (SANTOS *et al.*, 2006) ou porção sudeste da Província Amazônia central (TASSINARI & MACAMBIRA, 2004).

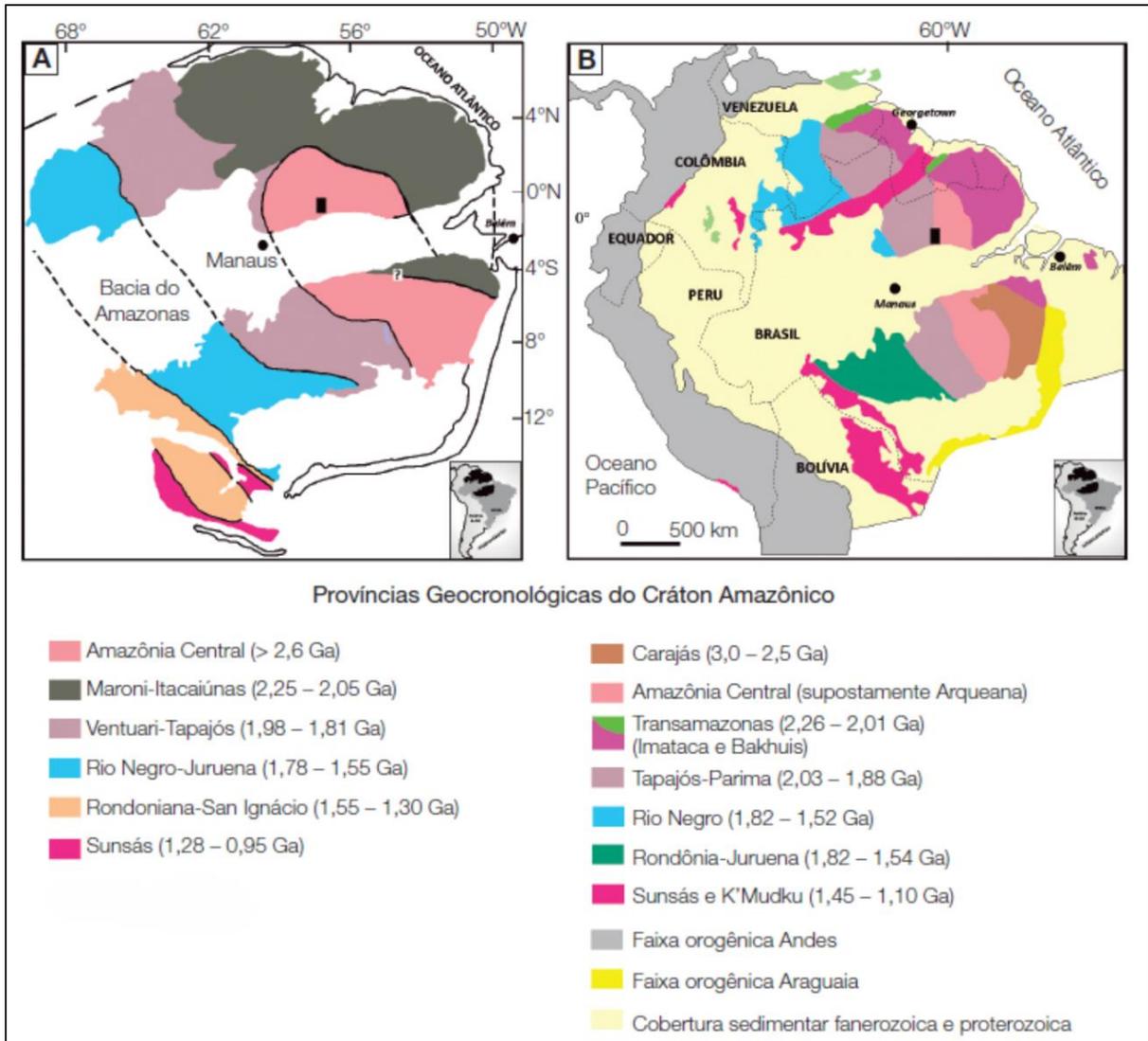


Figura 4: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico: A) modelo de Tassinari & Macambira (2004), cujas idades das províncias foram atualizadas de acordo com Cordani *et al.* (2009); B) subdivisão das Províncias conforme Santos *et al.* (2006).

3.1 PROVÍNCIA CARAJÁS

A Província Carajás está localizada na porção sudeste do Estado do Pará (Figura 4 e 5), ocorre delimitada a norte pelo Domínio Bacajá, correspondente ao extremo sul da província Transamazonas (Santos *et al.* 2006) ou Maroni-Itacaiúnas (Tassinari & Macambira 2004), a sul com o Domínio Santana do Araguaia, a leste é cavalgada pelo Cinturão Araguaia e a oeste limita-se com a Província Amazônia Central (SANTOS *et al.*, 2006).

Esta província é subdividida em dois domínios tectônicos denominados: Domínio Rio Maria (DRM), ao sul, e Bacia de Carajás (BC), ao norte (VASQUES *et al.*, 2008). O Domínio

Rio Maria, formado durante o final do Mesoarqueano (3,0 a 2,86 Ga), é o domínio cuja evolução geológica foi estudada em maior detalhe dentro da Província Carajás (DALL'AGNOL *et al.*, 2006; OLIVEIRA *et al.*, 2009; ALMEIDA *et al.*, 2011). No último mapa geológico da PC, o Domínio Carajás foi subdividido em Bacia Carajás, a norte, e Subdomínio de Transição, a sul, o qual, inicialmente, foi interpretado como um possível prolongamento do DM afetado pelos eventos neoarqueanos que moldaram a Bacia de Carajás (DALL'AGNOL *et al.* 2006; FEIO, 2011). Porém, estudos recentemente realizados por Dall'Agnol *et al.*, (2013), propuseram que o Subdomínio de Transição seria formado por dois domínios geológicos e tectonicamente distintos, denominando-os de Domínio Sapucaia e Domínio Canaã dos Carajás (Figura 5). No primeiro destaca-se fortes analogias litológicas com o DRM e o segundo apresenta características peculiares, sendo o provável embasamento da Bacia Carajás.

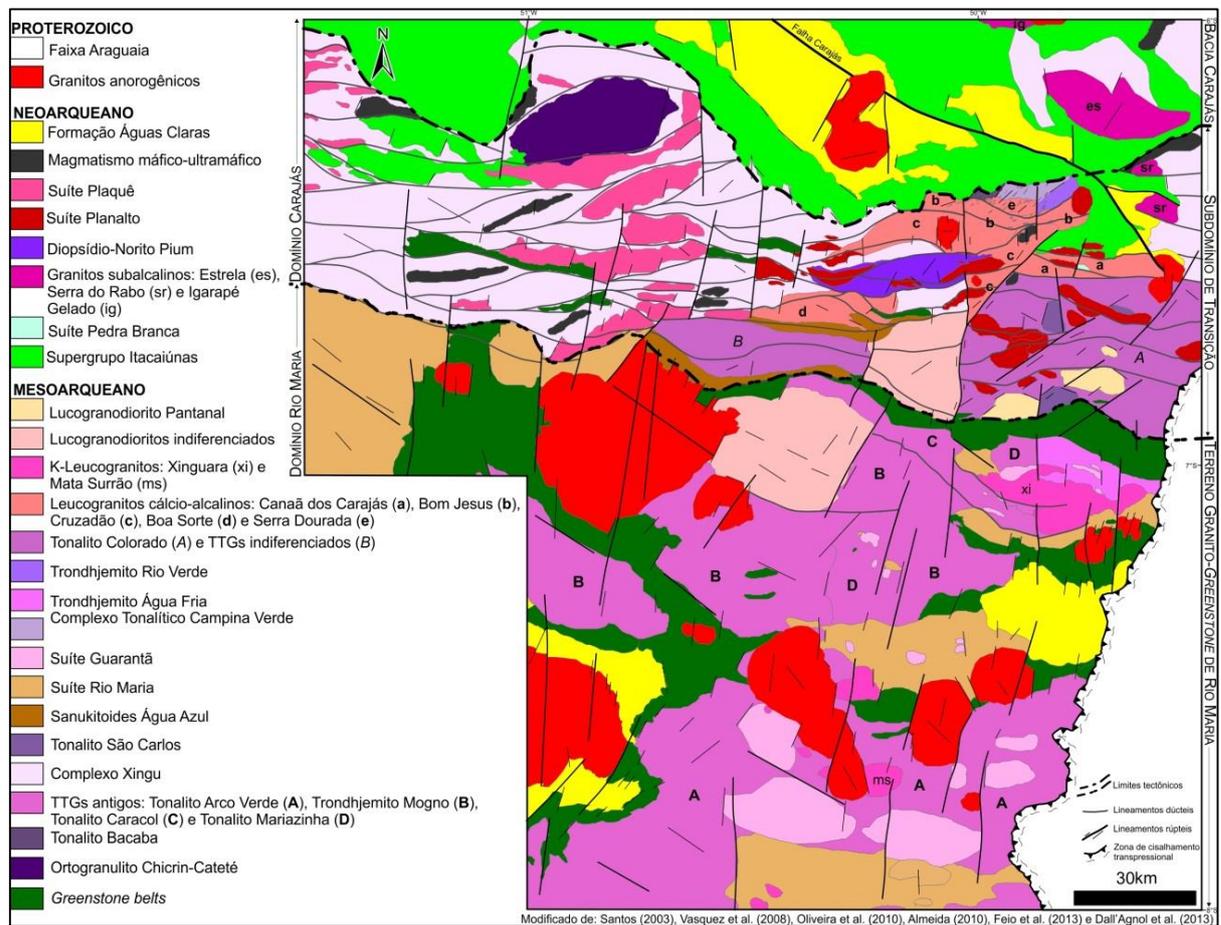


Figura 5: Mapa geológico da Província Carajás (GABRIEL *et al.* 2014).

3.1.1 Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria está localizado na porção sul da Província Carajás e compreende uma crosta mesoarqueana. É formado por *Greenstone belts* (Supergrupo Andorinhas) e por cinco principais grupos de granitoides arqueanos (ALMEIDA *et al.*, 2010; 2011; ALTHOFF *et al.*, 2000; DALL'AGNOL *et al.*, 2006; LEITE, 2001; LEITE *et al.*, 2004; MACAMBIRA & LAFON, 1995; OLIVEIRA *et al.*, 2009; PIMENTEL & MACHADO, 1994), os quais são: (1) Séries TTGs mais antigas formadas em dois episódios distintos, sendo o mais antigo ($2,96 \pm 0,02$ Ga), representado pelo Tonalito Arco Verde e Trondhjemitó Mogno, seguido em $2,93 \pm 0,02$ Ga pela formação do Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e algumas rochas do Tonalito Arco Verde; (2) granitoides tipo sanukitóide, principalmente, granodioritos com alto Mg (2,87 Ga), formado pelo Granodiorito Rio Maria, com rochas intermediárias e máficas associadas; (3) leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcico-alcálicos enriquecidos em Ba e Sr, correspondente a Suíte Guarantã e granitos similares (2,87 Ga); (4) TTGs mais jovens, correspondentes ao Trondhjemitó Água Fria (2,86 Ga); e (5) leucogranitos alto K (2,86 Ga), correspondentes aos granitos Xinguara, Mata Surrão e similares.

3.1.2 Domínio Carajás

Na Bacia Carajás, o magmatismo não é inteiramente conhecido, restando muitas dúvidas e controvérsias a respeito de sua evolução. Esta encontra-se na porção norte do Domínio Carajás, é constituída principalmente por unidades supracrustais neoarqueanas (VASQUEZ *et al.*, 2008) cortadas por granitos neoarqueanos. O Subdomínio de Transição é formado por unidades mesoarqueanas intrudidas por granitoides neoarqueanos (OLIVEIRA *et al.*, 2010; MORETO *et al.*, 2011; GABRIEL, 2012; SILVA, 2012; SANTOS, 2012; SANTOS, 2013; TEIXEIRA, 2013; FEIO *et al.*, 2013)

O Subdomínio de Transição compreende granitoides arqueanos e subordinadamente rochas granulíticas ou charnoquíticas (VASQUEZ *et al.*, 2008). A área de Canaã dos Carajás, borda sul da Bacia Carajás, Domínio Canaã dos Carajás de Dall' Agnol *et al.* (2013), é a porção mais bem estudada deste segmento da Província Carajás. Feio *et al.* (2013) caracterizaram os granitoides arqueanos da área de Canaã e individualizou quatro eventos magmáticos principais:

(1) em 3,05-3,0 Ga ocorreu a formação do protólito do Complexo Pium, Tonalito Bacaba e de rochas com idades similares cuja existência foi deduzida somente a partir de zircões herdados encontrados em diversas unidades; (2) em 2,96-2,93 Ga deu-se a cristalização do Granito Canã dos Carajás e a formação das rochas mais antigas do Trondhjemito Rio Verde; (3) em 2,87-2,83 Ga foram formados o Tonalito Campina Verde, o Trondhjemito Rio Verde e os granitos Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada; (4) no Neoarqueano, em 2,75-2,73 Ga foram originadas as suítes Planalto e Pedra Branca; e rochas charnoquíticas. Além dos granitoides desta porção do Subdomínio de Transição, encontra-se o Diopsídio-Norito Pium, a oeste de Canã dos Carajás, o qual foi, primeiramente, associado à idade mesoarqueana (PIDGEON *et al.*, 2000), porém, no último lustro foi reinterpretado como associação charnoquítica formada durante o Neoarqueano (VASQUEZ *et al.*, 2008; SANTOS, 2012).

Os estudos realizados no Domínio Sapucaia de Dall' Agnol *et al.* (2013), porção centro-leste do Subdomínio de Transição, abrangendo desde o município de Água Azul do Norte até as proximidades do município de Sapucaia, evidenciam que essa área é dominada por associações TTG e rochas com afinidades sanukitoides ambos de idade mesoarqueana (GABRIEL, 2012).

4 GEOLOGIA LOCAL

O mapeamento geológico efetuado pelos pesquisadores do GPPG (Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides-UFPA) individualizou três principais tipos de granitoides na área de vila Planalto, as quais são Trondhjemitó Rio Verde, Gnaisse Granítico Bom Jesus e Granito Serra Dourada (Figura 6). A distinção entre as unidades foi difícil de ser realizada, pois esta área é interceptada por um corredor de cisalhamento que provocou a deformação e, provavelmente, a circulação de fluidos alterando as rochas da área.

Os dados apresentados neste capítulo foram compilados de Feio (2013) e de outros pesquisadores do GPPG (Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides-UFPA), durante diversas excursões de campo.

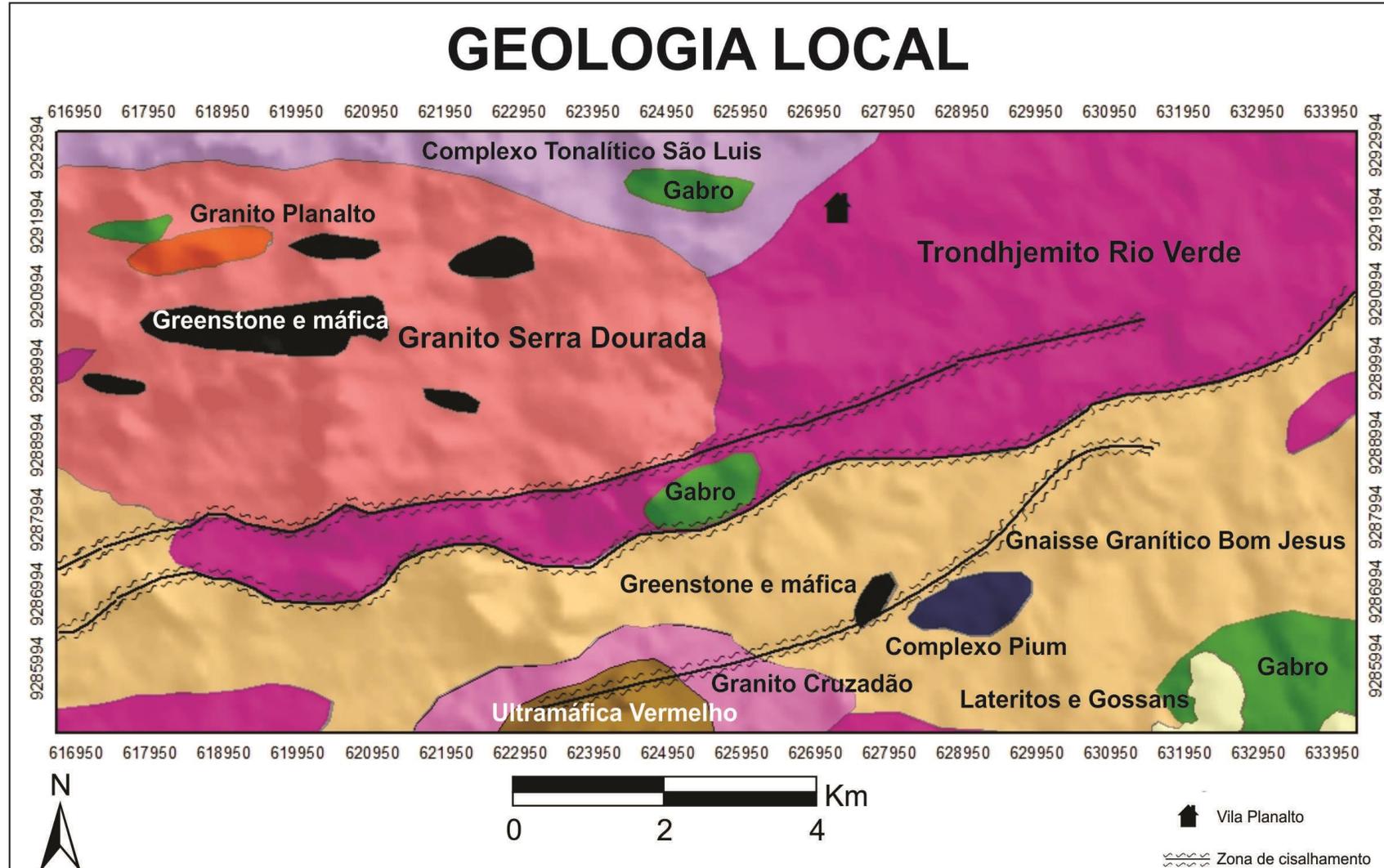


Figura 6: Mapa geológico da área de estudo. Destaque para as unidades Trondhjemitó Rio Verde, Gnaiss Granítico Bom Jesus e Granito Serra Dourada (FEIO *et al*, 2013), as quais são os alvos do estudo.

4.1 TRONDHJEMITO RIO VERDE

O Trondhjemito Rio Verde ocorre imediatamente a sul de Vila Planalto e se estende por uma faixa estreita em direção a oeste, até o contato com o Granito Serra Dourada. Aflora como blocos e lajedos de dimensões inexpressivas e de relevo pouco saliente. O aspecto mesoscópico do trondhjemito é a cor branca com eventuais pontuações rosadas, geralmente de aspecto sujo. A deformação é heterogênea, com preservação parcial da textura magmática. Apresentam megaenclaves de *greenstone belts* com foliação $75^{\circ}/208^{\circ}\text{Az}$ (Figura 7a,b) e são cortadas por veios de leucogranito e, a leste de vila Planalto, por rochas da associação cálcico-alcalina tonalítica. A sua foliação varia de EW para NW-SE com mergulhos altos para NE, NW e SW ($65^{\circ}/35^{\circ}\text{Az}$, $78^{\circ}/300^{\circ}\text{Az}$, $52^{\circ}/255^{\circ}\text{Az}$).

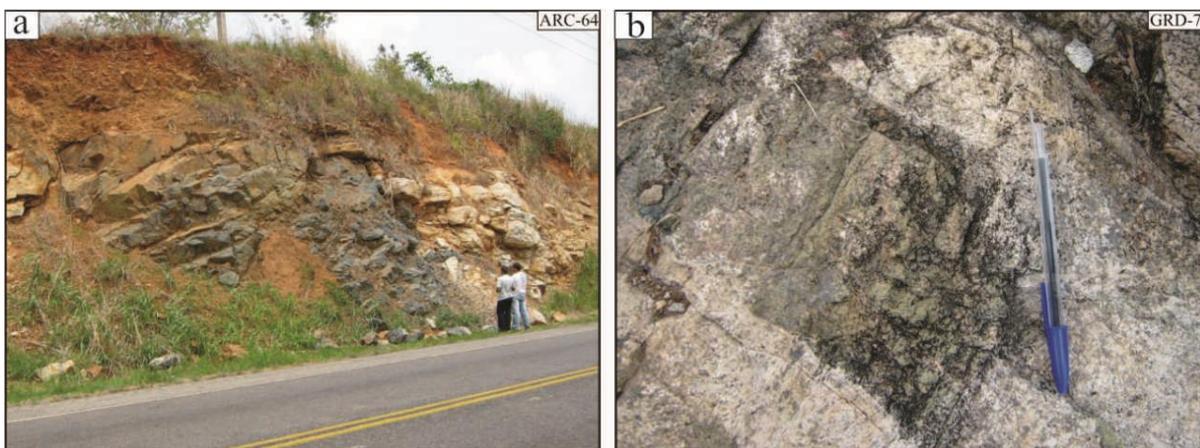


Figura 7: Aspectos mesoscópicos do Trondhjemito Rio Verde a) Megaenclave de *greenstone belts* no trondhjemito; b) Detalhe de um anfibolito incluído. Fotos extraídas de Feio (2011).

4.2 GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS

Compreende uma extensa faixa disposta no sentido leste-oeste, em relevo relativamente plano ou caracterizado por colinas suaves e morros arredondados (Figura 8b). Aflora em lajedos ou blocos, sendo constituído por rochas de cor rosa acinzentado a cinza, e granulação média a grossa (Figura 8a). Engloba enclaves de anfibolitos e tonalitos, estes dispostos como corpos oclares ao longo da foliação. A alteração hidrotermal nesta unidade é bem menos intensa. No gnaiss Bom Jesus, a deformação é heterogênea, sendo marcada por zonas moderadamente deformadas até porções intensamente deformadas e milonitizadas. As feições estruturais

identificadas foram foliação milonítica, estruturas S-C e dobras. De modo geral, apresenta uma foliação penetrativa com direção em geral variando de E-W para NW-SE, concordante com a estruturação regional, e mergulhos variáveis de moderados a fortes, ora para sul, ora para norte ($45^{\circ}/190^{\circ}\text{Az}$, $60^{\circ}/20^{\circ}\text{Az}$, $85^{\circ}/355^{\circ}\text{Az}$). Localmente, esta rocha apresenta bandamento composicional concordante com a foliação e é cortado por zonas de cisalhamento de direção 300°Az .

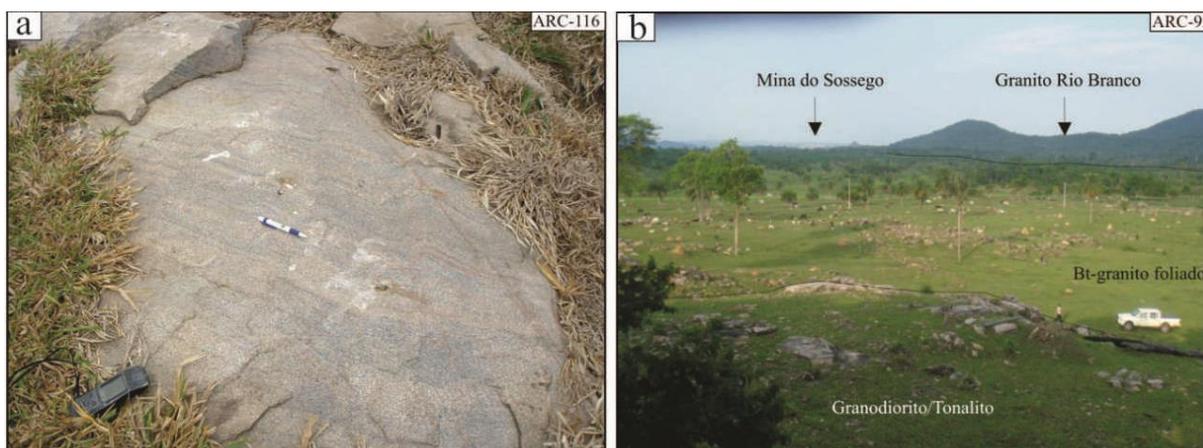


Figura 8: Aspectos mesoscópicos do Gnaiss Granítico Bom Jesus a) Lajedo, sendo constituído por rocha de cor rosa acinzentado a cinza, e granulação média a grossa; b) Blocos de rocha do biotita-granito foliado, ao fundo tem-se o Granito Rio Branco intrusivo e a Mina do Sossego. Fotos extraídas de Feio (2011).

4.3 GRANITO SERRA DOURADA

É um stock granítico com cerca de 45 km^2 , localizado a oeste de vila Planalto, nas proximidades da vila de Serra Dourada. Trata-se de um corpo subcircular alongado na direção EW, intrusivo no Tonalito Campina Verde e no gnaiss granítico Bom Jesus. Além disso, o granito é cortado na sua porção norte por um pequeno corpo de granito arqueano tipo Planalto. De modo geral, o Granito Serra Dourada apresenta textura equigranular média a grossa, coloração rosada e aspecto isotrópico ou pouco deformado (Figura 9a). Localmente, foram observados leucogranitos de granulação média a fina associados (Figura 9b). O granito é cortado por veios pegmatíticos e aplíticos.

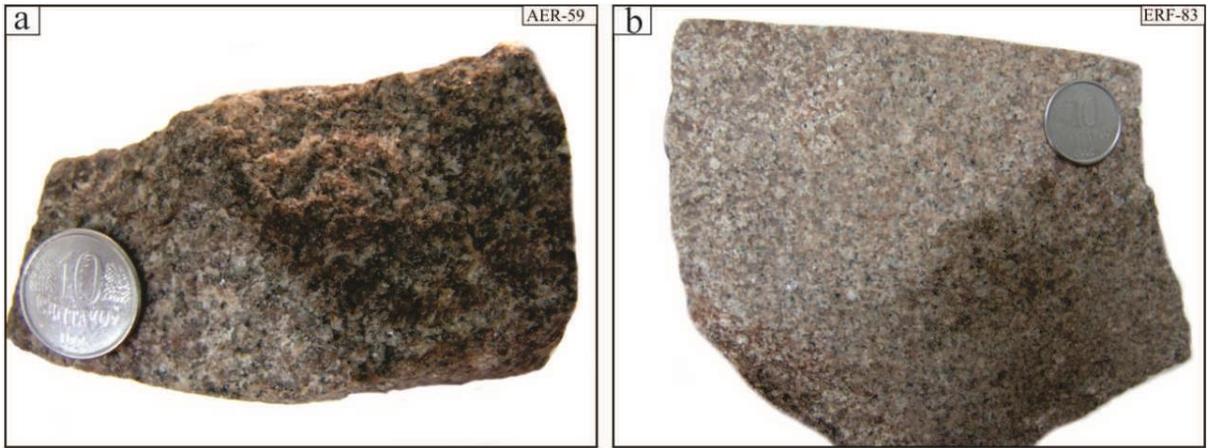


Figura 9: Aspectos mesoscópicos do Granito Serra Dourada a) Aspecto mesocópico do Granito Serra Dourada, mostrando certo isotropismo; b) Leucogranito associado ao Granito Serra Dourada. Fotos extraídas de Feio (2011).

5 MICROESTRUTURAL (DEFORMAÇÃO)

5.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Neste tópico serão expostos os principais tipos de mecanismos de deformação e suas respectivas microestruturas. Porém, serão enfatizados os mecanismos e microestruturas encontradas nas unidades descritas. A ordem dos subtópicos está disposta de maneira didática de acordo com Fossen (2012).

Microtectônica é um ramo da Geologia Estrutural, que analisa as estruturas de deformação em escala microscópica e fornece informações sobre: deformação, cinemática e história evolutiva da deformação. As microestruturas são estruturas que variam em tamanho da escala atômica à escala de agregados de cristais, vistas ao microscópio eletrônico ou óptico, respectivamente (FOSSSEN, 2012).

As microestruturas são subdivididas em dois tipos: (a) as estruturas que ocorrem dentro de cristais individuais são denominadas intracristalinas e abrangem ‘fraturas de grãos’, ‘geminção de deformação’ e ‘bandas de deformação’; (b) as estruturas que afetam mais de um cristal são chamadas intercristalinas e compreendem ‘fraturamento de agregados’ e ‘deslizamento em contato de grãos’, bem como, são particularmente comuns em regime rúptil (BLENKINSOP, 2000; VERNON, 2004; PASSCHIER & TROUW, 2005; FOSSSEN, 2012).

5.1.1 Mecanismos de deformação

Mecanismos de deformação ocorrem quando processos microscópicos, ativados pelo acúmulo de deformação, alteram a estrutura interna, forma e/ou volume de uma rocha. (BLENKINSOP, 2000; VERNON, 2004; PASSCHIER & TROUW, 2005; TROUW *et al.*, 2010; FOSSSEN, 2012).

Tendo em vista a profundidade da crosta, os mecanismos de deformação rúpteis predominam na crosta superior, ao passo que, mecanismos de deformação plásticos são mais comuns na crosta inferior, onde as condições de P e T são mais elevadas. O aumento da temperatura, diretamente relacionado à profundidade, é o principal fator que leva aos

mecanismos de deformação plástica (BLENKINSOP, 2000; FOSSEN, 2012). Porém, nas porções mais profundas da litosfera podem ocorrer mecanismos rúpteis bem como nas porções mais rasas podem ocorrer mecanismos plásticos, considerando que existem outros fatores, além de temperatura e pressão, que controlam os mecanismos de deformação (FOSSEN, 2012), os quais de acordo com Passchier & Trouw (2005) são: (1) Mineralogia, (2) Composição do fluido intergranular, (3) Granulometria, (4) Orientação preferencial da estrutura, (5) Porosidade, (6) Permeabilidade e (7) Taxa de deformação. Desta forma, devido às diversas condições físicas, relacionadas a profundidade da crosta a transição de um regime inteiramente rúptil para um regime completamente dúctil ocorre gradualmente podendo coexistir. Por exemplo, cristais de quartzo e feldspato de uma mesma rocha reagem de forma distinta aos esforços, particularmente no intervalo de 300° C a 500° C (FOSSEN, 2012; BLENKINSOP, 2000).

O entendimento da estrutura cristalina dos minerais é primordial para a compreensão dos mecanismos de deformação. De acordo com Fossen (2012), um número significativo de defeitos está presente na estrutura cristalina de qualquer grão mineral, deformado ou não. Estes defeitos, por sua vez, acumulam energia (livre) nos retículos dos cristais. Além disso, quanto maior for a densidade de defeitos, maior será energia acumulada, tornando o cristal mais instável.

Para Passchier & Trouw (2005), defeitos da estrutura cristalina em cristais podem ser agrupados em defeitos pontuais e defeitos lineares ou deslocamentos. O defeito pontual é representado por ausência ou pontos extras de átomos ou moléculas conhecidos, respectivamente, como vacâncias e impurezas atômicas intersticiais ou substituição (Figura 10a) e os defeitos lineares ou deslocamentos, são definidos como uma linha móvel de defeitos que contribui para a deformação intracristalina através de um mecanismo de migração ou deslizamento (Figura 10b).

A deformação possui a capacidade de aumentar a densidade de defeitos, acumulando mais energia. Em contrapartida, um estado de baixa energia é mais estável e há, portanto uma força termodinâmica no sentido de reduzir o número de defeitos cristalinos. Assim, a migração dos defeitos (vacâncias e/ou deslocamento) dentro do retículo cristalino ocasiona tanto o desenvolvimento de defeitos como a sua redução. Para que tal migração ocorra é necessário energia, além disso, o movimento irá ocorrer na direção que necessite de uma menor quantidade de energia (FOSSEN, 2012).

Tratando-se da migração de vacâncias, existe um mecanismo chamado difusão por fluência (*diffusion creep*) ou transferência de massa por difusão (*diffusive mass transfer*), a qual

é caracterizada pela migração de vacâncias em retículos cristalinos (VERNON, 2004) (Figura 10c).

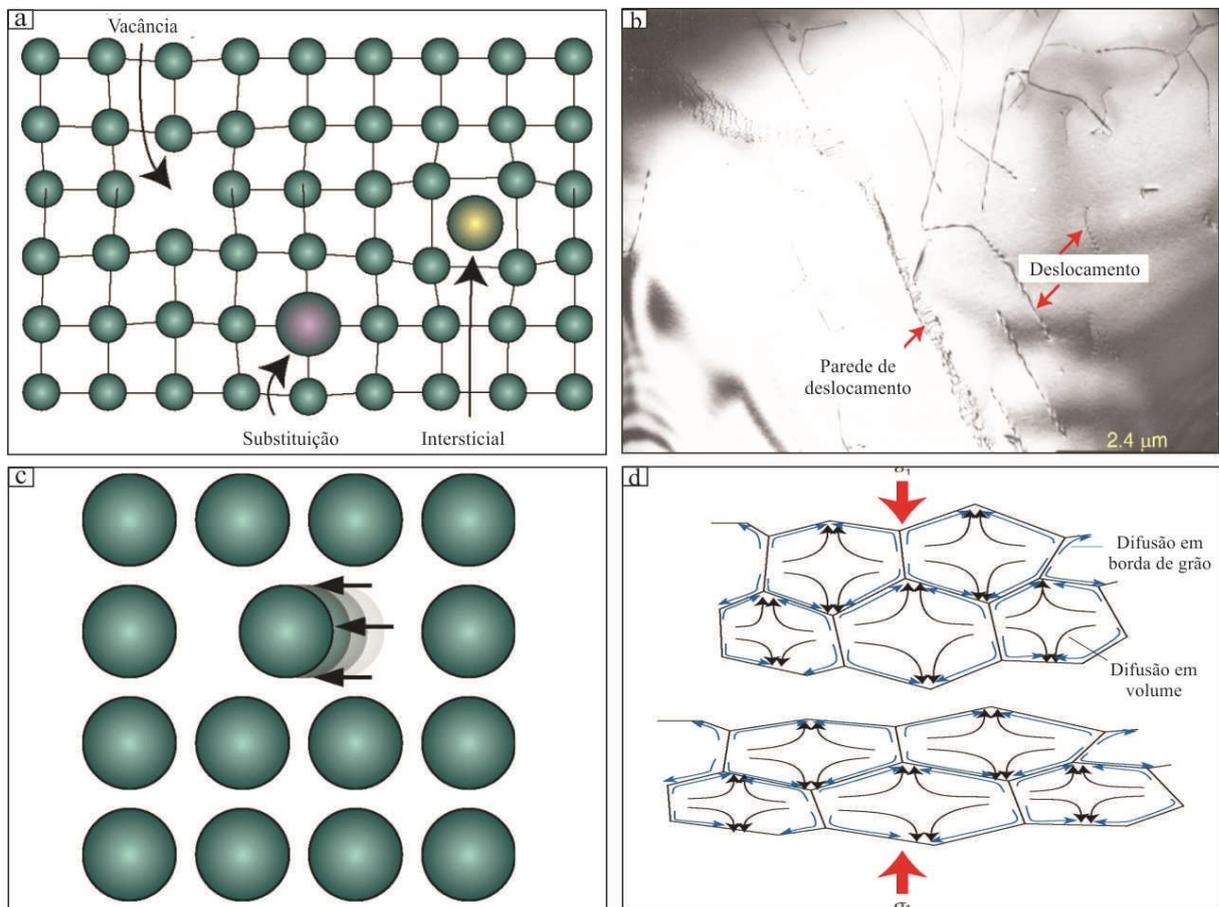


Figura 10: a) Defeitos pontuais em uma estrutura cristalina incluem vacâncias (vazios), impurezas de substituição e impurezas intersticiais. As vacâncias representam os defeitos pontuais mais importantes no fluxo plástico em cristais; b) Deslocamento e parede de deslocamento; c) Migração de vacância; d) A difusão em mineral pode ocorrer dentro dos grãos por difusão em volume ou ao longo dos limites dos grãos. Em ambos os casos as vacâncias se movem em direção aos locais de maior esforço, e dessa forma os minerais acumulam deformação ao longo do tempo. (Fonte: FOSSEN, 2012).

Existem três tipos de difusão por fluência, porém apenas duas foram observadas nas unidades estudadas, as quais são: (1) difusão em volume; e (2) difusão em bordas de grãos.

A difusão em volume ou também chamada de fluência Nabarro-Herring, apresenta uma taxa baixa, talvez seja na ordem de poucos centímetros por milhões de anos. Neste processo em algum momento as vacâncias pontuais irão atingir o limite dos grãos/cristais e dissipar-se. Devido ao fato das vacâncias migrarem na direção de locais de máximo esforço, os cristais adquirem uma trama ou deformação (Figura 10d). (FOSSEN, 2012).

Na difusão em bordas de grãos (Fluência de Coble) a migração de vacâncias ocorre preferencialmente ao longo dos limites de grãos (Figura 10d). Esta por sua vez, necessita de um pouco mais de energia que a fluência Nabarro-Herring e é mais importante na deformação da crosta plástica (FOSSEN, 2012).

É importante destacar, que nos dois tipos de difusão descritos, o grãos/cristais mudam sua forma e, em razão disso, as rochas acumulam, ao longo do tempo, deformação mesoscópica visível em amostra de mão ou afloramento. É interessante notar que o tamanho dos grãos/cristais é importante, particularmente na fluência Nabarro-Herring: quanto menores os grãos/cristais, maior a taxa de deformação (FOSSSEN, 2012).

Ainda sobre os mecanismos de deformação plástica, um deslocamento ou defeito linear é uma linha móvel de defeitos que contribui para a deformação intracristalina por meio de um mecanismo de migração ou deslizamento. Neste caso, deslizamento corresponde a uma frente de deslocamento dentro de um plano de deslizamento (Figura 11b). Existem dois tipos de deslocamentos, sendo eles: (1) deslocamento em linha e (2) deslocamento em parafuso. O deslocamento em linha ocorre e migra ao longo da aresta de um meio-plano extra do retículo cristalino (Figura 11a). A linha de deslocamento é representada pelo final do meio-plano extra e é perpendicular a direção de deslocamento. Quando a linha de deslocamento é paralela à direção de deslizamento, trata-se do deslocamento em parafuso. (Figura 11a) (FOSSSEN, 2012).

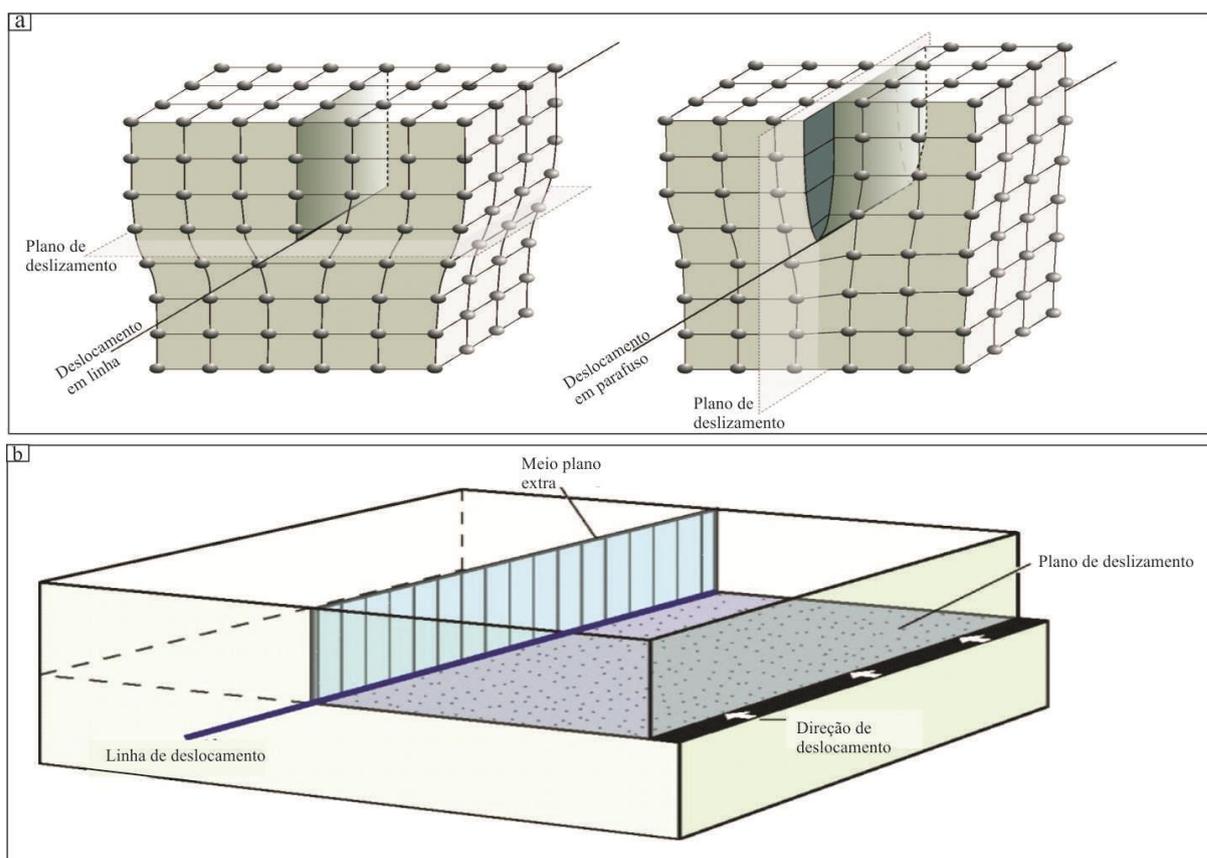


Figura 11: a,b) Esquemas representando os conceitos de linha de deslocamento, plano de deslizamento, meio-plano extra do retículo, direção de deslizamento e sentido de deslizamento. Lembrando que nesse contexto deslizamento de deslocamento é sinônimo de migração de deslocamento. (Fonte: FOSSSEN, 2012).

A movimentação e destruição de deslocamentos podem ser chamadas de fluência de deslocamentos. O processo de migração de um deslocamento em linha é denominado

deslizamento de deslocamento. Esse deslizamento não deixa vestígios, pois não danifica e nem enfraquece a estrutura cristalina do mineral (FOSSEN, 2012).

Um cristal deformado apresenta maior densidade de deslocamentos, bem como energia de deformação, tal energia pode ser dissipada com a fluência de deslocamentos, e durante a migração dos deslocamentos, estes podem encontrar obstáculos, como interstícios, substituições ou outros deslocamentos. Além disso, podem não superar obstáculos se permanecer bloqueados caso possuam pouca energia. Deslocamentos podem acumular-se quando são bloqueados em conjunto. Para transpor obstáculos os deslizamentos necessitam alterar seus planos de deslizamento, em um processo denominado de deslizamento cruzado para os deslocamentos em parafuso, e escalada para os deslocamentos em linha. (FOSSEN, 2012).

Geralmente os processos de escalada e deslizamento cruzado ocorrem acima de 300° C em quartzo e de 500° C em feldspatos. Abaixo dessa temperatura a migração dos deslocamentos é mais difícil e rapidamente ocorre uma mudança do regime plástico para o regime rúptil (FOSSEN, 2012).

5.1.2 Recuperação, recristalização

Durante a recuperação, deslocamentos fluem por migração dentro da estrutura cristalina, diminuindo a tensão (energia interna) (Figura 12a). Os deslocamentos migram para formar limites de subgrãos, representados pelas paredes de deslocamentos (Figura 12b). Ao microscópio, observa-se que as paredes de deslocamentos tendem a ser relativamente espaçadas e se porções do cristal dos dois lados da parede apresentarem ângulos de extinção ligeiramente distintos, produzirá extinção ondulante (VERNON, 2004). Contudo, a extinção ondulante indica a presença de paredes de deslocamentos nos cristais. Se os deslocamentos migrarem ainda mais e se arranjam em redes bem definidas, pequenos domínios com poucos indícios de deformação irão surgir, em um processo denominado formação de subgrãos. Porções poligonais de um cristal ligeiramente deslocadas (em geral, $> 5^\circ$) em relação aos domínios vizinhos ou ao cristal hospedeiro são denominadas subgrãos (FOSSEN, 2012).

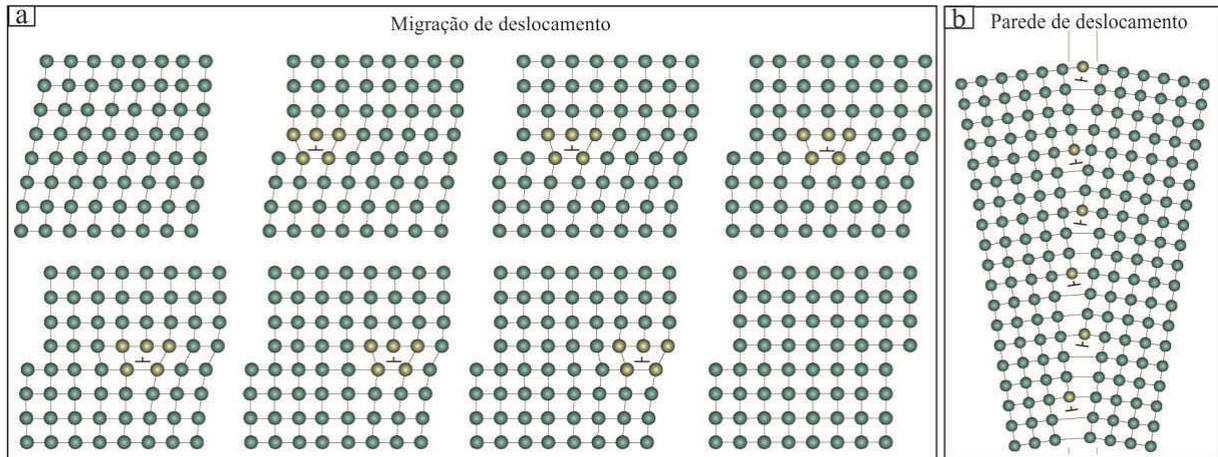


Figura 12: a) Esquema ilustrando o processo de migração de deslocamento; b) Paredes de deslocamentos formadas por deslocamentos em linha. Elas separam partes do cristal com orientação ligeiramente diferente do retículo, como no caso de limites de subgrãos. (Fonte: FOSSEN, 2012).

A recristalização é a formação de novos grãos livres de deformação a partir de subgrãos anteriormente deformados (VERNON, 2004), ou seja, de acordo com Fossen (2012), a recristalização ocorre quando a recuperação se prolonga até os deslocamentos dos subgrãos serem removidos e os grãos se tornarem livres de deformação.

Os processos de recristalização são divididos em: (1) recristalização por abaulamento (*Bulging*) de baixas temperaturas, (2) rotação de subgrão, e (3) migração de limite de grão de altas temperaturas (Figura 13a). No chamado *Bulging* a migração ocorre por difusão de átomos através dos limites dos cristais, o que conseqüentemente move-se na direção oposta à direção de difusão, deixando um mineral não deformado atrás dele formando o "*bulge*" (Figura 13b). O processo de rotação de subgrão é caracterizado pelo acúmulo de deslocamentos nas bordas dos subgrãos, ocasionando o giro dos subgrãos até poderem ser classificados como novos grãos (a partir de 10° em relação aos subgrãos vizinhos). Além disso, a estrutura núcleo-manto está associada a este processo. A rotação de subgrãos requer que os deslocamentos possam migrar e escalar com relativa liberdade, processo este, favorecido por temperaturas moderadas e pode ser denominada fluência de deslocamentos acomodados por escalada ou fluência exponencial (Figura 13c). Por fim, a migração de limite de grão de altas temperaturas é regida pelo mesmo mecanismo do *Bulging*, porém, as elevadas temperaturas intensificam o processo, gerando limites irregulares entre os novos grãos, ao invés de simples abaulamentos (*bulges*) (VERNON, 2004; PASSCHIER & TROUW, 2005; FOSSEN, 2012).

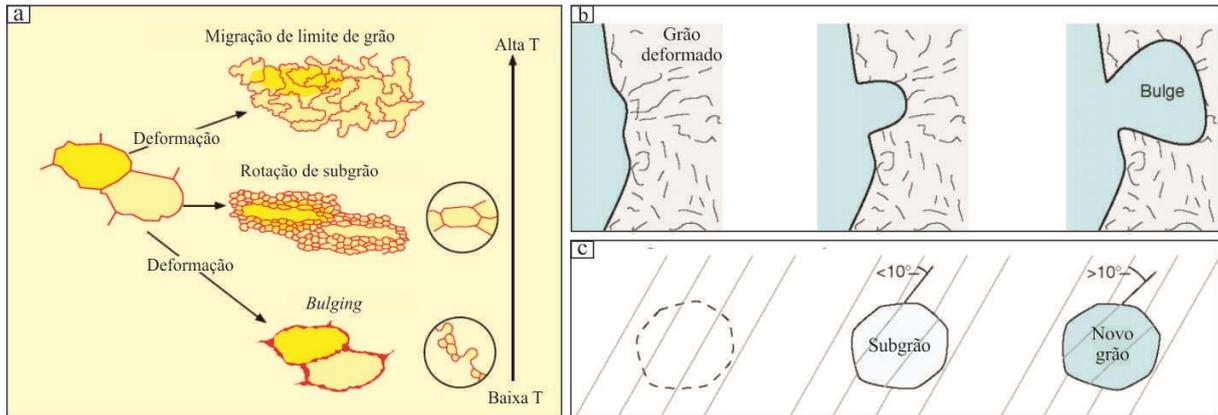


Figura 13: a) Esquema com os três principais tipos de recristalização dinâmica em um agregado policristalino: (1) *Bulging* de baixas temperaturas, (2) rotação de subgrãos de temperaturas moderadas e (3) Migração de limite de grãos de altas temperaturas; b) *Bulging*, resultado da migração do limite de grão para o interior de um grão mais deformado (com mais deslocamentos); c) Ilustração da evolução dos mecanismos de recuperação e recristalização por rotação de subgrãos. (Fonte: TROUW *et al.*, 2010; FOSSEN, 2012).

A recristalização pode ocorrer durante a deformação da rocha (recristalização dinâmica ou sin-deformacional), ou após a deformação (recristalização estática). Na recristalização dinâmica os novos grãos formados são continuamente recristalizados sob a influência de esforços tectônicos gerando novos deslocamentos e refletindo em estruturas, visualizadas ao microscópio óptico, como extinção ondulante, subgrãos, bandas de deformação e lamelas de deformação. Em contrapartida, os novos grãos formados na recristalização estática são livres de deformação e tende a produzir grãos mais desenvolvidos, mais homogêneos e tipicamente em arranjo poligonal com junção tríplice (VERNON, 2004).

5.1.3 Milonitos

Lapworth (1885) utilizou pela primeira vez o termo milonito para designar rochas xistosas de granulação fina, em certa pesquisa realizada em uma zona de cavalgamento de Thrust Moine, na Escócia. A palavra milonito é proveniente do latim e significa moagem ou fragmentação em pequenos pedaços. Embora o termo seja frequentemente usado como um nome de rocha, este, denota mais um significado estrutural que litológico (TROUW *et al.*, 2010).

De acordo com Trouw *et al.*, (2010), os milonitos são rochas de qualquer composição, geralmente associadas à zonas de cisalhamento, com estruturas específicas que indiquem forte deformação dúctil, em contraste com as rochas adjacentes não deformadas. Os milonitos podem

ser subdivididos classificados a partir da percentagem de matriz recristalizada *versus* porfiroclastos, da seguinte forma: (1) protomilonito, 10% - 50% de matriz recristalizada; (2) milonito, 50% - 90% de matriz recristalizada; e (3) ultramilonito, 90% - 100% de matriz recristalizada (SCHOLZ, 1990;). No entanto, Trouw *et al.* (2010), discordam desta subdivisão e não recomendam essa prática, pois milonitos de baixo grau apresentam uma porção considerável de matriz não recristalizada e milonitos de alto grau apresentam uma parte apreciável de porfiroclastos que são compostos de grãos recristalizados. Os autores sugerem uma classificação mais sensata, a qual baseia-se principalmente no tamanho dos grãos, tipo e nível de recristalização. Assim, subdividem os milonitos de baixo, médio e alto grau.

Conforme Trouw *et al.* (2010), os fatores que determinam a formação dos milonitos são a intensidade e/ou taxa de deformação; condições de metamorfismo (que pode ser correlacionada com sua profundidade de formação) que inclui temperatura, pressão confinante e presença fluidos, além de suas composições; e composição mineralógica da rocha parental.

5.2 TRONDHJEMITO RIO VERDE

É composto essencialmente por plagioclásio, quartzo e menor feldspato potássico. A biotita é o principal mineral máfico. Allanita, zircão, apatita são acessórios primários, enquanto que epidoto, albita, clorita, actinolita, magnetita, muscovita e sericita figuram como secundários.

De modo geral, esta unidade encontra-se muito deformada, mostrando cristais oclares de quartzo e plagioclásio, que, apesar de deformados preservam seus contornos originais.

5.2.1 Descrição microestrutural distal às zonas de cisalhamento

De modo geral, as rochas distantes das zonas de cisalhamento preservam textura ígnea primária, a exemplo de cristais tabulares subédricos de plagioclásio e discreta formação de subgrãos e novos grãos de quartzo.

Quartzo

O quartzo ocorre em agregados de cristais anédricos recristalizados de granulação fina a média (0,5 - 2mm), intersticial a porfiroclastos de plagioclásio. (Figura 14a). Exibem moderada a forte extinção ondulante e formação de subgrãos (Figura 14b,d). Os contatos entre os cristais de quartzo são irregulares (Figura 14b,c).

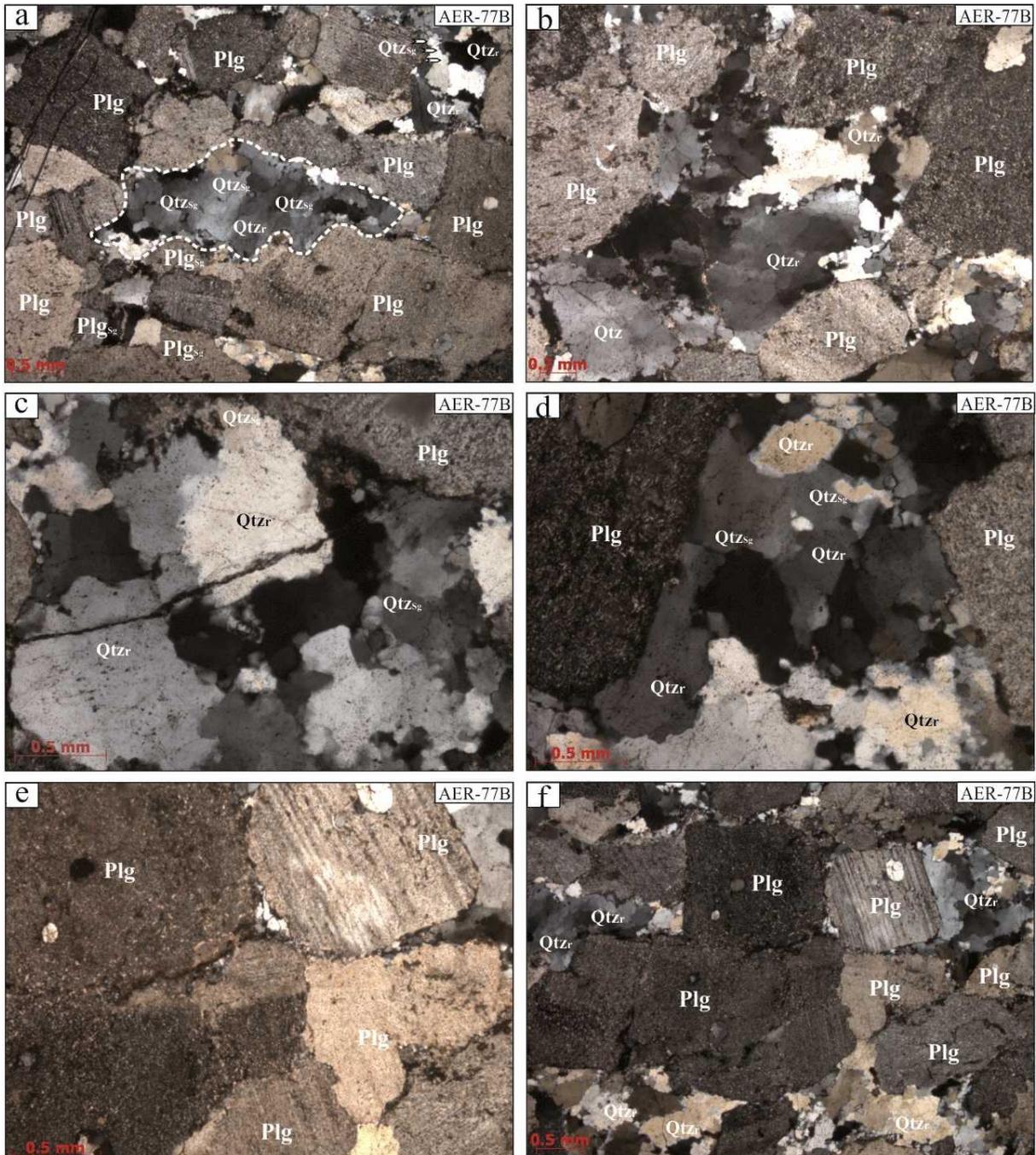


Figura 14: Aspectos microestruturais dos cristais de quartzo e plagioclásio das rochas do Trondhjemito Rio Verde distantes das zonas de cisalhamento. a) Sob nicóis cruzados - entre a linha branca tracejada encontra-se aglomerado de cristais de quartzo recristalizado (Qtz_r) com formação de subgrãos (Qtz_{sg}); b) Sob-nicóis cruzados - Observar os contatos irregulares entre os cristais de quartzo (Qtz_r); c,d) Sob nicóis cruzados - Cristais de quartzo (Qtz_r) com moderada a forte extinção ondulante e formação de subgrãos (Qtz_{sg}); e,f) Sob nicóis cruzados - porfiroclastos de plagioclásio tabulares subédricos, com maclamento indistinto do tipo albita.

Plagioclásio

Os cristais de plagioclásio (Plg) estão dispostos como porfiroclastos tabulares subédricos de granulação média (~2 mm), com maclamento indistinto do tipo albita (Figura 14e,f). Seus contatos são irregulares com cristais de quartzo (Qtz_r) e com outros porfiroclastos de plagioclásio.

5.2.2 Descrição microestrutural proximal às zonas de cisalhamento

De modo geral, as rochas próximas às zonas de cisalhamento encontram-se visivelmente com granulação mais fina, devido à maior cominuição dos cristais de quartzo e plagioclásio. Além disso, apresentam porfiroclastos ovalados de plagioclásio imersos em matriz quartzo-feldspática fina formada por subgrãos e novos grãos caracterizando uma textura milonítica.

Quartzo

Os cristais de quartzo ocorrem de duas maneiras distintas: (1) recristalizados em agregados; e (2) como *ribbons*.

O quartzo recristalizado em agregados (Qtz_r) forma cristais euédricos a subédricos com granulação fina (<1 mm) e exibem moderada a forte extinção ondulante com formação de subgrãos (Figura 15a,c). Os contatos entre os cristais dentro dos agregados são irregulares, devido à recristalização por migração de limite de grão (Figura 15d) (TROUW *et al.*, 2010) e por vezes poligonais com junção tríplice (Figura 15c).

Os cristais de quartzo *ribbons* exibem forma subédrica, com granulação fina (<1 mm), moderada extinção ondulante, alinhados e orientados no plano da foliação milonítica (Figura 15b). Seus contatos são poligonais e por vezes irregulares.

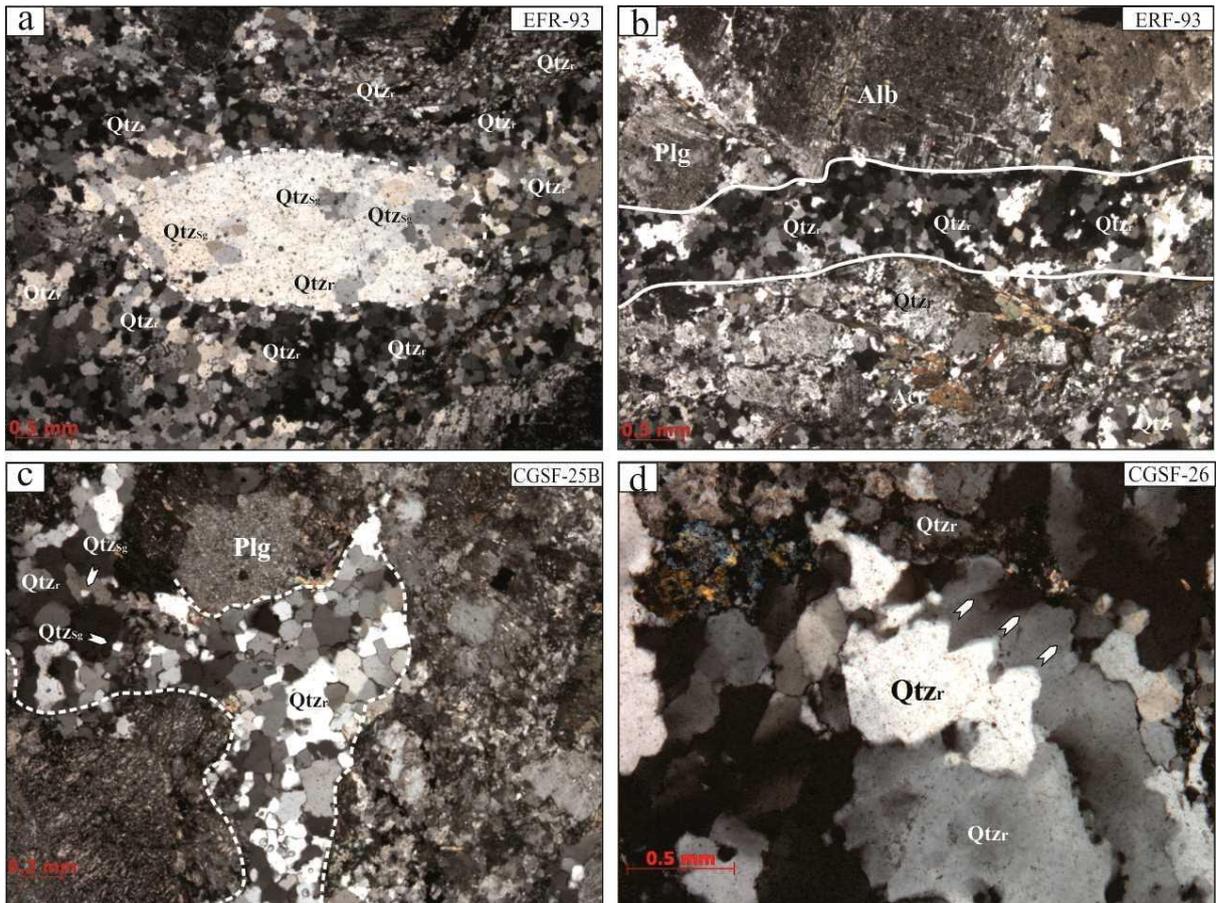


Figura 15: Aspectos microestruturais dos cristais de quartzo das rochas do Trondhjemito Rio Verde próximas às zonas de cisalhamento. a) Sob nicóis cruzados - entre a linha branca tracejada encontra-se aglomerado de cristais de quartzo recrystalizado (Qtz_r) com formação de subgrãos (Qtz_{sg}); b) Sob-nicóis cruzados - Observar entre as linhas brancas cristais de quartzo *ribbons* recrystalizados orientados no plano da foliação milonítica (Qtz_r); c) Sob nicóis cruzados - Entre as linhas brancas tracejadas evidencia-se cristais de quartzo recrystalizados poligonizados com junção tríplice, além de formação de subgrãos (Qtz_{sg}) nestes cristais; d) Sob nicóis cruzados - cristais de quartzo recrystalizados com contatos irregulares provenientes da recrystalização por migração de limite de grão.

Plagioclásio

Os cristais de plagioclásio ocorrem de duas maneiras: (1) porfiroclastos; e (2) novos grãos recrystalizados nas bordas do porfiroclastos.

Os porfiroclastos de plagioclásio (Plg) são tabulares subédricos de granulação média (~2 mm). Apresentam maclamento do tipo albita com maclas ligeiramente apagadas e maclas lenticulares deformacionais (PASSCHIER & TROUW, 2005) (Figura 16b,c). Comumente ocorre formação de novos grãos nas bordas dos porfiroclastos, caracterizando a textura núcleo-manto (VERNON, 2004) (Figura 16b,c). Seus contatos são irregulares com cristais de quartzo (Qtz_r) e com outros porfiroclastos de plagioclásio (Figura 16a).

Os novos grãos recrystalizados (Plg_r) nas bordas do plagioclásio são tabulares subédricos, de granulação fina (< 1 mm), com fraca extinção ondulante. Exibem contatos irregulares com outros novos grãos e com os porfiroclastos de plagioclásio.

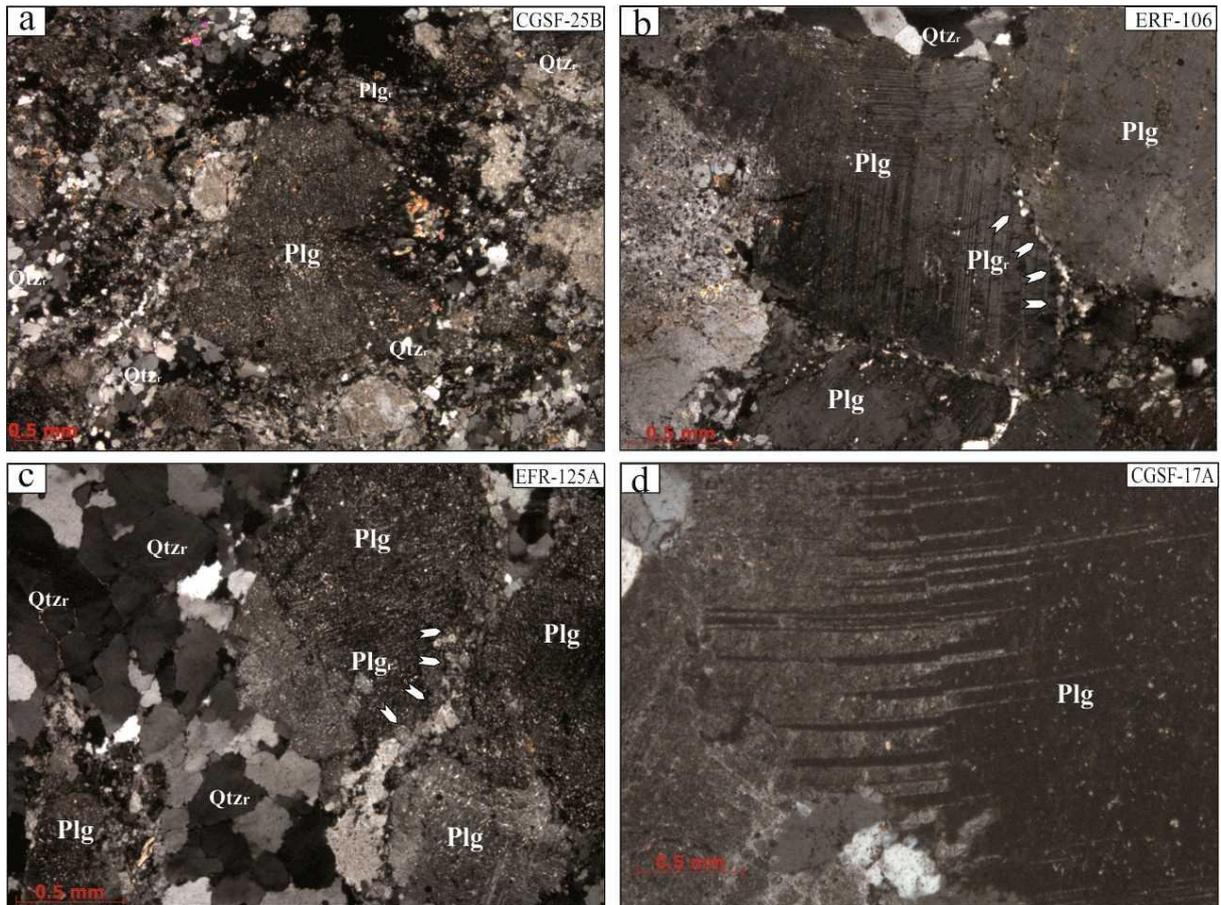


Figura 16: Aspectos microestruturais dos cristais de plagioclásio das rochas do Trondhjemito Rio Verde próximas às zonas de cisalhamento. a) Sob nícóis cruzados - Porfiroclasto de plagioclásio tabular com forma subédrica imerso a uma matriz quartzo-feldspática fina; b,c) Sob-nícóis cruzados - Porfiroclastos de plagioclásio tabulares (Plg) com maclas do tipo albita levemente apagadas. Observar a formação de novos grãos recrystalizados (Plg_r) nas bordas do porfiroclastos (Plg) caracterizando a textura núcleo-manto; d) Sob-nícóis cruzados – porfiroclastos de plagioclásio exibindo maclas lenticulares deformacionais.

Actinolita e biotita

De modo geral, por se tratar de trondhjemito a percentagem de minerais máficos é menor que 10%, portanto a descrição microestrutural detalhada destes minerais tornou-se difícil.

A actinolita (Act) é de origem hidrotermal. Ocorre como cristais anédricos, intensamente fraturados com granulação média (~1,5 mm) que ocorrem intercrescidos nos interstícios dos porfiroclastos de plagioclásio e quartzo (Figura 17a,b). Seus contatos são irregulares com porfiroclastos de plagioclásio e cristais de quartzo.

Os cristais de biotita (Bt) são euédricos, de granulação fina (<1 mm), ocorrem inclusos em porfiroclastos de plagioclásio (Plg) (Figura 17c,d).

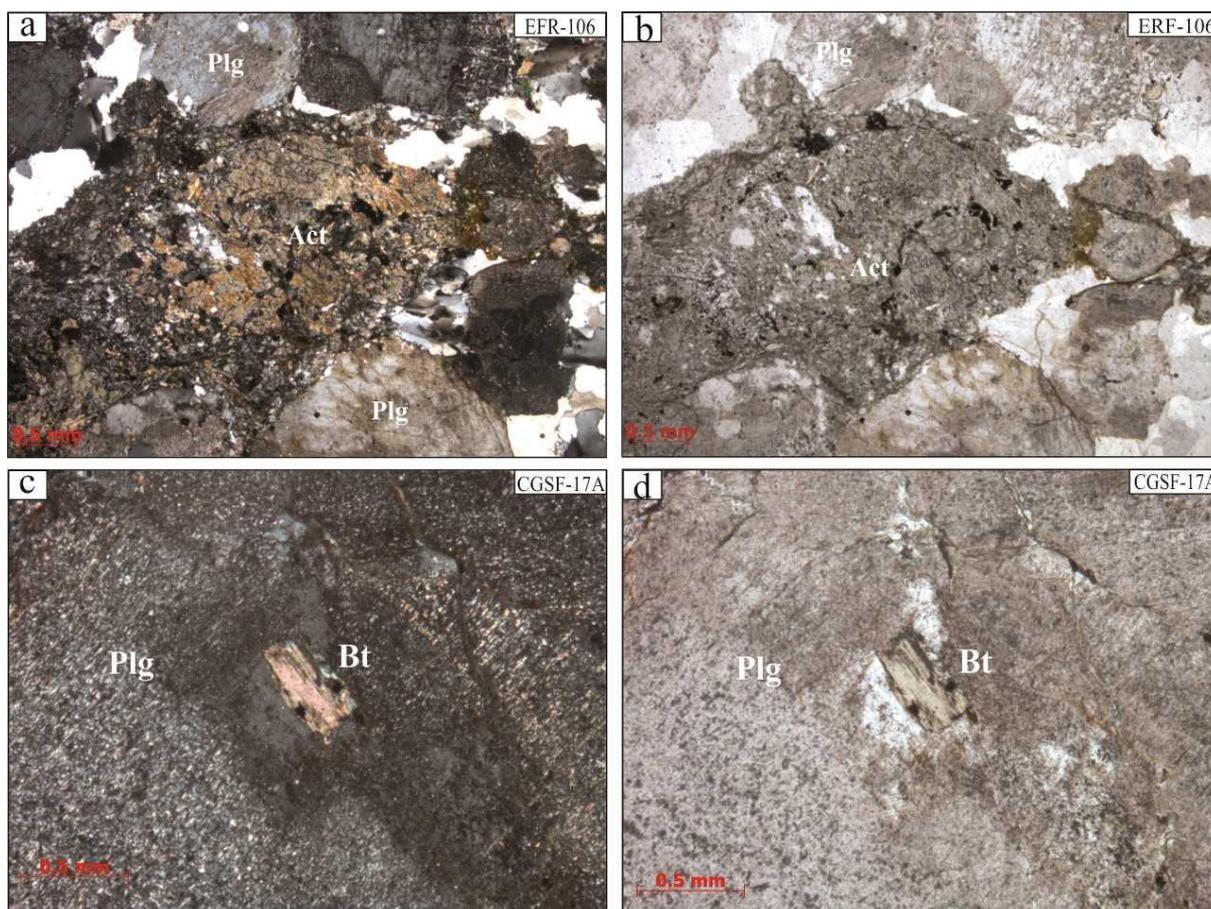


Figura 17: Aspectos microestruturais dos minerais máficos das rochas do Trondhjemito Rio Verde próximas às zonas de cisalhamento. a,b) Sob nicóis cruzados e luz natural, respectivamente - cristais de actinolita (Act) anédricos, intensamente fraturados, intercrescidos nos interstícios dos porfiroclastos de plagioclásio e cristais quartzo; c,d) Sob nicóis cruzados e luz natural, respectivamente - cristais de biotita (Bt) euédricos e inclusos em porfiroclastos de plagioclásio (Plg).

5.3 GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS

Apresenta como minerais essenciais quartzo, feldspato potássico e plagioclásio; e biotita é subordinada. Allanita, apatita e zircão são acessórios primários, enquanto que epidoto, magnetita e ilmenita encontram-se como secundários.

Esta unidade é dominada por zonas de cisalhamento. Portanto, as amostras descritas correspondem apenas às rochas próximas ao cisalhamento. De modo geral, as amostras desta unidade não preservam textura ígnea, acham-se fortemente deformadas, sendo caracterizadas por ocelos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, parcial ou totalmente envolvidos por grãos finos produzidos pela recristalização intensa de suas bordas (FEIO, 2013).

5.3.1 Descrição microestrutural proximal às zonas de cisalhamento

Quartzo

Os cristais de quartzo ocorrem de três modos distintos: (1) agregados recrystalizados formando a matriz; (2) como *ribbons*; e (3) inclusos em feldspatos.

Os cristais de quartzo recrystalizados que formam a matriz (Qtz_r) apresentam forma subédrica, com granulação fina (<1 mm) e exibem moderada a forte extinção ondulante (Figura 18a,b,c). Por vezes, alguns cristais exibem o desenvolvimento de *bulge* (Figura 18d), resultado da migração do limite de grão para o interior de um grão mais deformado (VERNON, 2004). Os contatos entre os cristais são irregulares, devido à recrystalização por migração de limite de grão.

O quartzo *ribbons* exibem cristais euédricos a subédricos, com granulação fina (<1 mm) e moderada extinção ondulante. Comumente existe a formação de subgrãos (Qtz_{sg}) (Figura 18b), além disso, estes podem formar-se em caldas de recrystalização de porfiroclastos de plagioclásio (Plg) (Figura 20d). Seus contatos são côncavo-convexos e por vezes irregulares. Os cristais dispõem-se de forma alinhada e orientada no plano da foliação milonítica (Figura 18a,b,c).

Os cristais de quartzo inclusos (Qtz) mostram-se euédricos a subédricos, com granulação fina (<1 mm) e fraca extinção ondulante (Figura 20d). Ocorrem inclusos em porfiroclastos de plagioclásio. Exibem contatos côncavo-convexos com seus cristais hospedeiros.

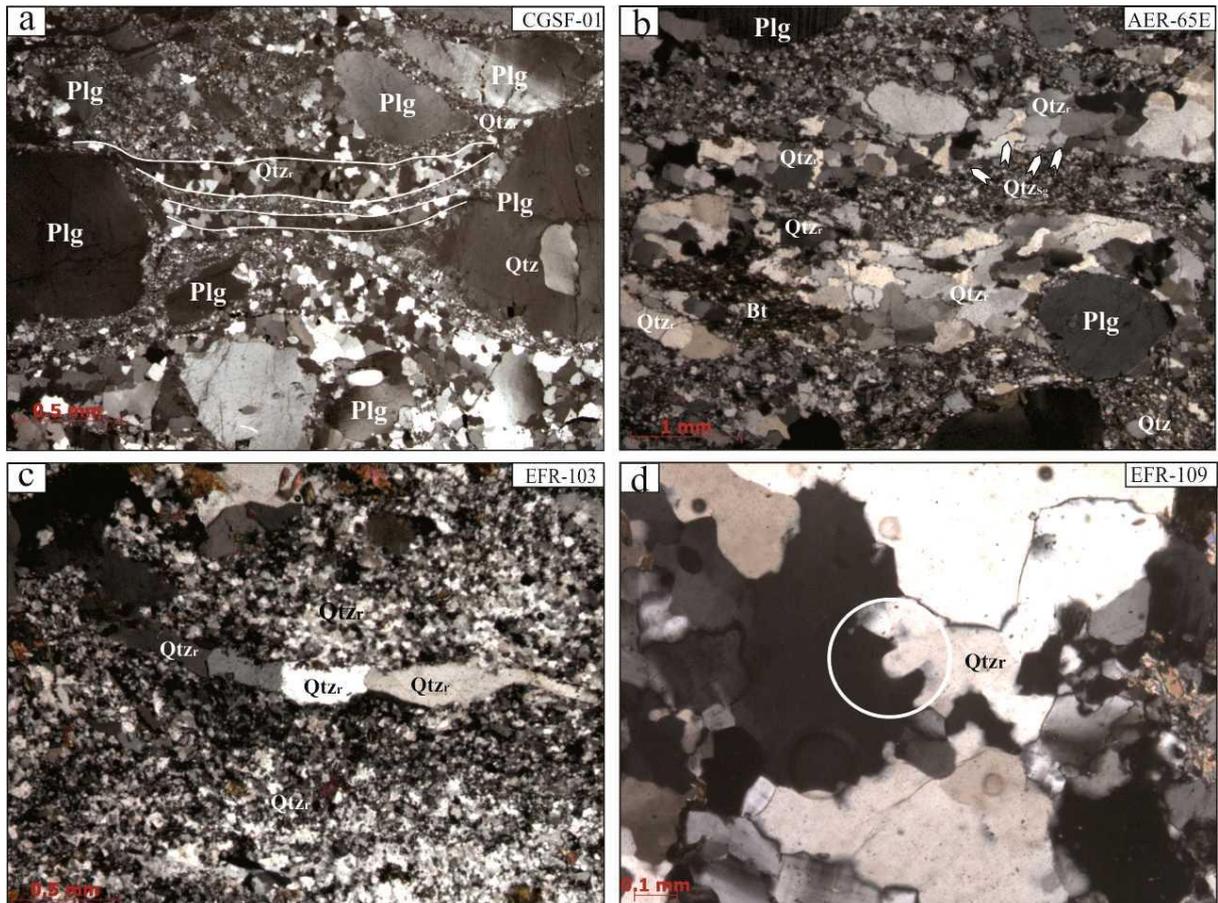


Figura 18: Aspectos microestruturais dos cristais de quartzo das rochas do Gnaiss granítico Bom Jesus próximas às zonas de cisalhamento. a,b) Sob nicóis cruzados – Notar entre as linhas brancas cristais de quartzo *ribbons* (Qtz_r). Percebe-se a existência de cristais de quartzo (Qtz) incluso em porfiroclasto de plagioclásio. Além disso, observa-se na figura (b) formação de subgrãos (Qtz_{sg}) em novos grãos (Qtz_r); c) Sob-nicóis cruzados – destaque para a formação de cristais quartzo *ribbons* com moderada extinção ondulante, imersos a uma matriz quartzo-feldspática muito fina; d) Sob-nicóis cruzados – desenvolvimento de *bulge* em cristais de (Qtz_r), resultado da migração do limite de grão para o interior de um grão mais deformado.

Feldspato potássico

Os cristais de feldspato potássico ocorrem de três maneiras: (1) porfiroclastos; (2) cristais reliquias (clastos) dispersos na matriz; e (3) novos grãos recristalizados formando a matriz.

Os porfiroclastos de feldspato potássico geralmente são tabulares, subédricos e de granulação média (~2 mm). Representados, em maior quantidade, por porfiroclastos de microclina (Mc) com maclamento do tipo xadrez e com forte extinção ondulante (Figura 19c). Em menor proporção ocorre feldspato potássico pertítico (FK) com inclusões de biotita (Bt) (Figura 19d). Em ambos os feldspatos há formação de subgrãos e/ou novos grãos (Figura 19a,b,d). Seus contatos são irregulares com outros porfiroclastos e cristais recristalizados de feldspato potássico.

Os clastos de feldspato potássico dispersos na matriz apresentam aspectos semelhantes aos porfiroclastos de microclina. Forma cristais subédricos, globulares (arredondados), com granulação fina (<1 mm), forte extinção ondulante (Figura 19a) e apresentam bordas irregulares.

Os novos grãos recristalizados (Mc_r , FK_r) formadores de matriz são tabulares, subédricos, de granulação fina (<1mm) e com fraca extinção ondulante. Quando encontrados nas bordas do feldspato-K caracterizam a textura núcleo-manto. Exibem contatos irregulares com outros novos grãos e com os porfiroclastos de feldspato potássico.

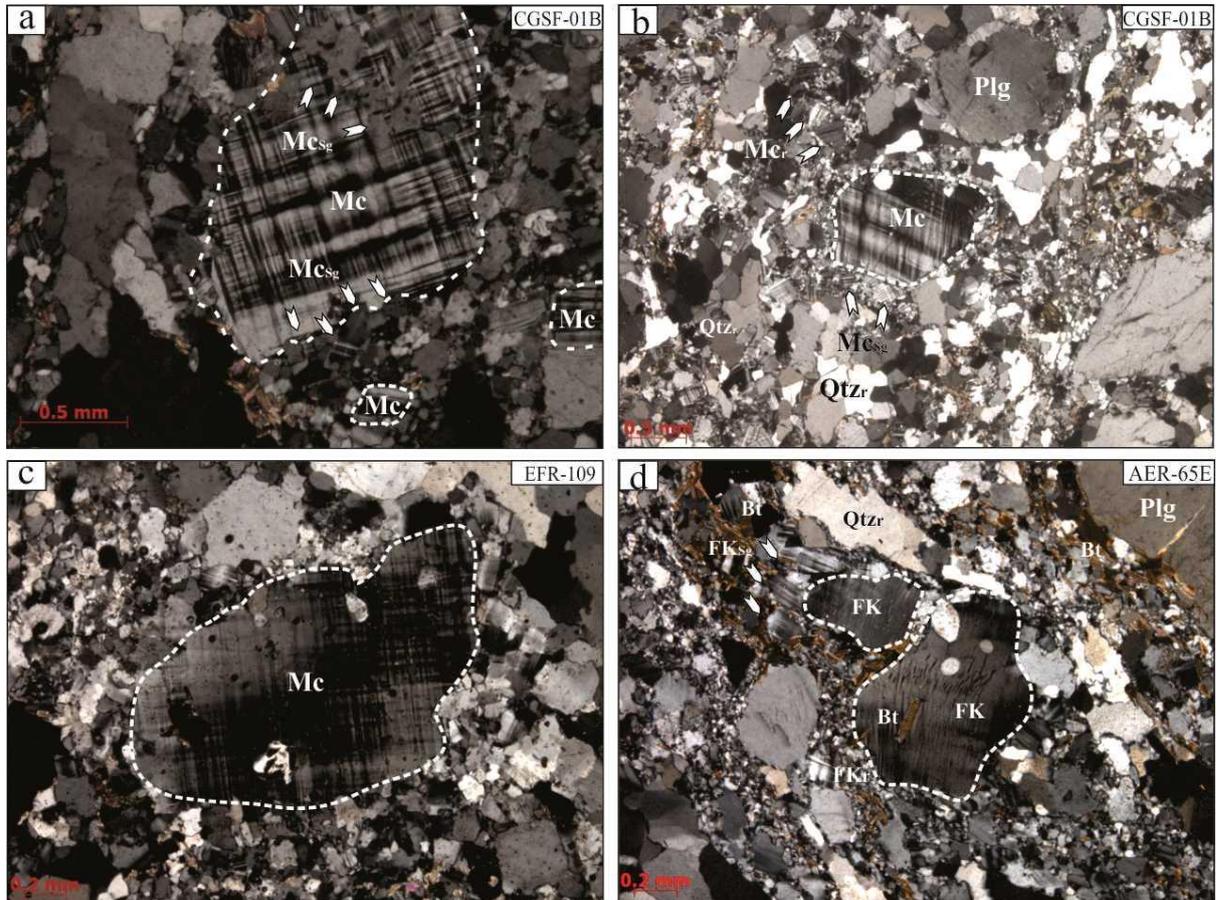


Figura 19: Aspectos microestruturais dos cristais de feldspato potássico das rochas do Gnaiss granítico Bom Jesus próximas às zonas de cisalhamento. a) Sob nicóis cruzados – Notar entre as linhas brancas tracejadas porfiroclastos de microclina (Mc) com evidente formação de subgrãos (Mc_{sg}) e no canto inferior direito clastos de microclina dispersos na matriz, ambos com maclamento do tipo xadrez; b) Sob-nicóis cruzados – Porfiroclasto de microclina imerso a uma matriz quartzo-feldspática formada por cristais recristalizados de microclina (Mc_r) e quartzo (Qtz_r); c) Sob-nicóis cruzados – Porfiroclasto de microclina com forte extinção ondulante; d) Sob-nicóis cruzados – Porfiroclastos de feldspato potássico pertítico (FK) com inclusões de biotita (Bt).

Plagioclásio

O plagioclásio ocorre de duas maneiras: (1) porfiroclastos; e (2) novos grãos recristalizados nas bordas do porfiroclastos.

Os porfiroclastos de plagioclásio (Plg) são tabulares, subédricos de granulação média (~2 mm), com maclamento do tipo albíta intensamente apagado ou também maclas lenticulares deformacionais (Figura 20a,b), bem como forte extinção ondulante (Figura 20a). Habitualmente ocorre formação de subgrãos, além de novos grãos nas bordas dos porfiroclastos caracterizando a textura núcleo-manto (Figura 22b,c) e ocorrência de inclusões de quartzo (Qtz) (Figura 20d). Observa-se a formação de caldas deformacionais desenhadas por quartzo *ribbons* e cristais de biotita orientados (Figura 20c,d). Seus contatos são irregulares com cristais de quartzo (Qtz_r) e com outros cristais de plagioclásio (Figura 20a).

Os novos grãos recristalizados (Plg_r) nas bordas do plagioclásio são tabulares, subédricos, de granulação fina (< 1 mm) e com fraca extinção ondulante. Exibem contatos irregulares com outros novos grãos e com os porfiroclastos de plagioclásio. Em conjunto com novos grãos de quartzo (Qtz_r) e feldspato potássico (Mc_r,FK_r) formam uma matriz quartzo-feldspática.

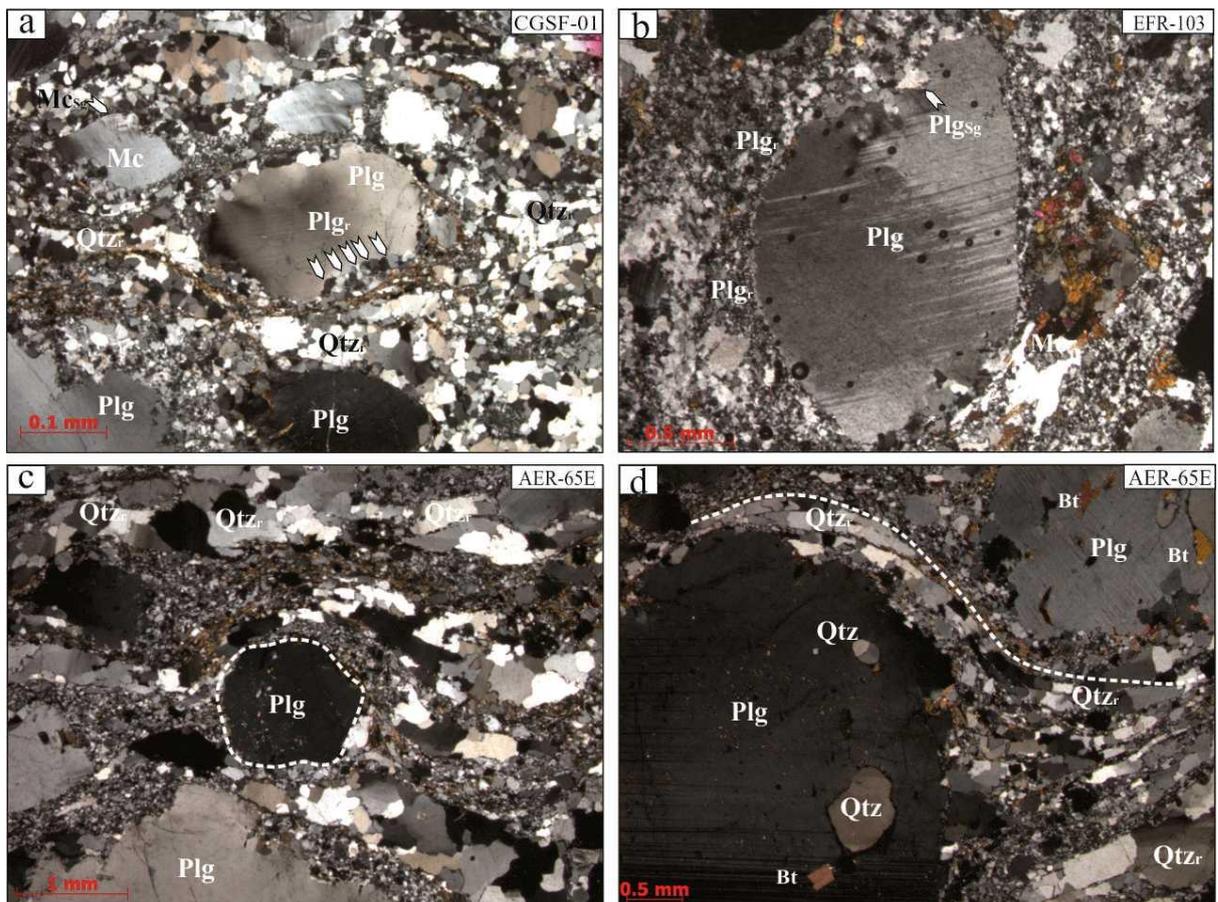


Figura 20: Aspectos microestruturais dos cristais de plagioclásio das rochas do Gnaiss granítico Bom Jesus próximas às zonas de cisalhamento. a) Sob nicóis cruzados - Porfiroclasto de plagioclásio (Plg) tabular com forma subédrica, com maclas apagadas e imerso a uma matriz quartzo-feldspática fina; b) Sob-nicóis cruzados - Porfiroclastos de plagioclásio tabulares (Plg) com maclas lenticulares de deformação. Observar a formação de subgrãos (Plg_{sg}) e novos grãos recristalizados (Plg_r) nas bordas do porfiroclastos (Plg) caracterizando a textura núcleo-manto; c,d) Sob-nicóis cruzados – Observar a formação de caldas deformacionais desenhadas por quartzo *ribbons* e cristais de biotita orientados. Bem como a presença de quartzo (Qtz) incluso nos porfiroclastos de plagioclásio.

Biotita

Os cristais de biotita (Bt) são anédricos, com hábito granular, possuem granulação fina (<1 mm) e extinção reta picotada. Ocorrem como blastos neoformados por alteração hidrotermal, em níveis, com forte orientação preferencial (Figura 21c,d). Em conjunto com cristais de quartzo *ribbons* desenham caldas deformacionais de porfiroclastos de plagioclásio e encontram-se dispostos no plano da foliação milonítica (Figura 21a,b).

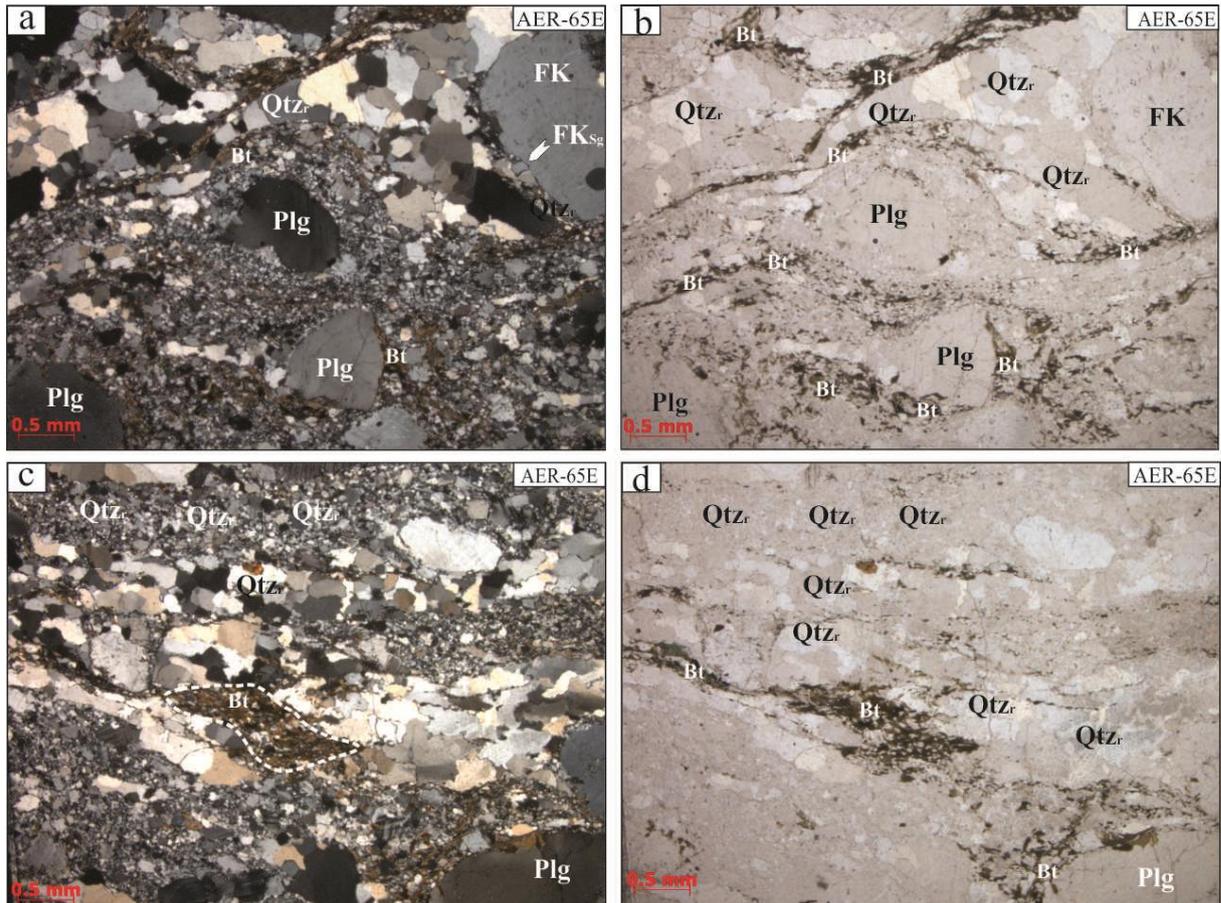


Figura 21: Aspectos microestruturais dos cristais de biotita das rochas do Gnaiss granítico Bom Jesus próximas às zonas de cisalhamento. a,b) Sob nicóis cruzados e luz natural, respectivamente - Cristais de biotita em conjunto a cristais de quartzo *ribbons* desenham caldas deformacionais de porfiroclastos de plagioclásio e encontram-se dispostos no plano da foliação milonítica; c,d) Sob nicóis cruzados e luz natural, respectivamente – Cristais de biotita (Bt) ocorrem como blastos neoformados por alteração hidrotermal, em níveis, com forte orientação preferencial.

5.4 GRANITO SERRA DOURADA

Apresenta feldspato potássico, quartzo e plagioclásio como minerais essenciais. A biotita é rara ou ausente. Allanita e zircão são acessórios primários, enquanto que epidoto, clorita,

magnetita, turmalina radial, titanita, escapolita, pirita e monazita (?) encontram-se como secundários.

Esta Unidade destaca-se por apresentar texturas ígneas mais preservadas em relação às outras unidades descritas, a exemplo de cristais tabulares subédricos de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, bem como tímida formação de subgrãos e novos grãos. Porém, localmente há rochas bastantes milonitizadas, caracterizadas por cristais oclares e arredondados de feldspatos envolvidos ou associados com cristais de quartzo cominuídos e fitados (FEIO, 2013).

5.4.1 Descrição microestrutural distal às zonas de cisalhamento

Quartzo

Os cristais de quartzo ocorrem de três maneiras distintas: (1) porfiroclastos; (2) clastos; e (3) novos grãos recristalizados.

Os porfiroclastos de quartzo (Qtz) são subédricos, com suas faces levemente arredondadas, de granulação média (~2 mm), com forte extinção ondulante e raramente encontra-se fraturado (Figura 22c). Ocorre uma tímida formação de subgrãos e novos grãos nas bordas dos porfiroclastos (Figura 22a,d). Seus contatos são retos e por vezes irregulares com cristais de plagioclásio e feldspato potássico.

Os clastos de quartzo apresentam características semelhantes aos porfiroclastos de Quartzo. São subédricos, globulares (arredondados), com granulação fina (<1 mm), moderada extinção ondulante (Figura 22b) e apresentam contatos retos entre porfiroclastos de quartzo e plagioclásio.

Os novos grãos recristalizados (Qtz_r) são tabulares, subédricos, de granulação fina (< 1 mm) e com fraca extinção ondulante. Encontram-se em pequenos agregados entre porfiroclastos de quartzo e plagioclásio ou nas bordas de porfiroclastos de quartzo. Exibem contatos irregulares com outros novos grãos e com os porfiroclastos de quartzo.

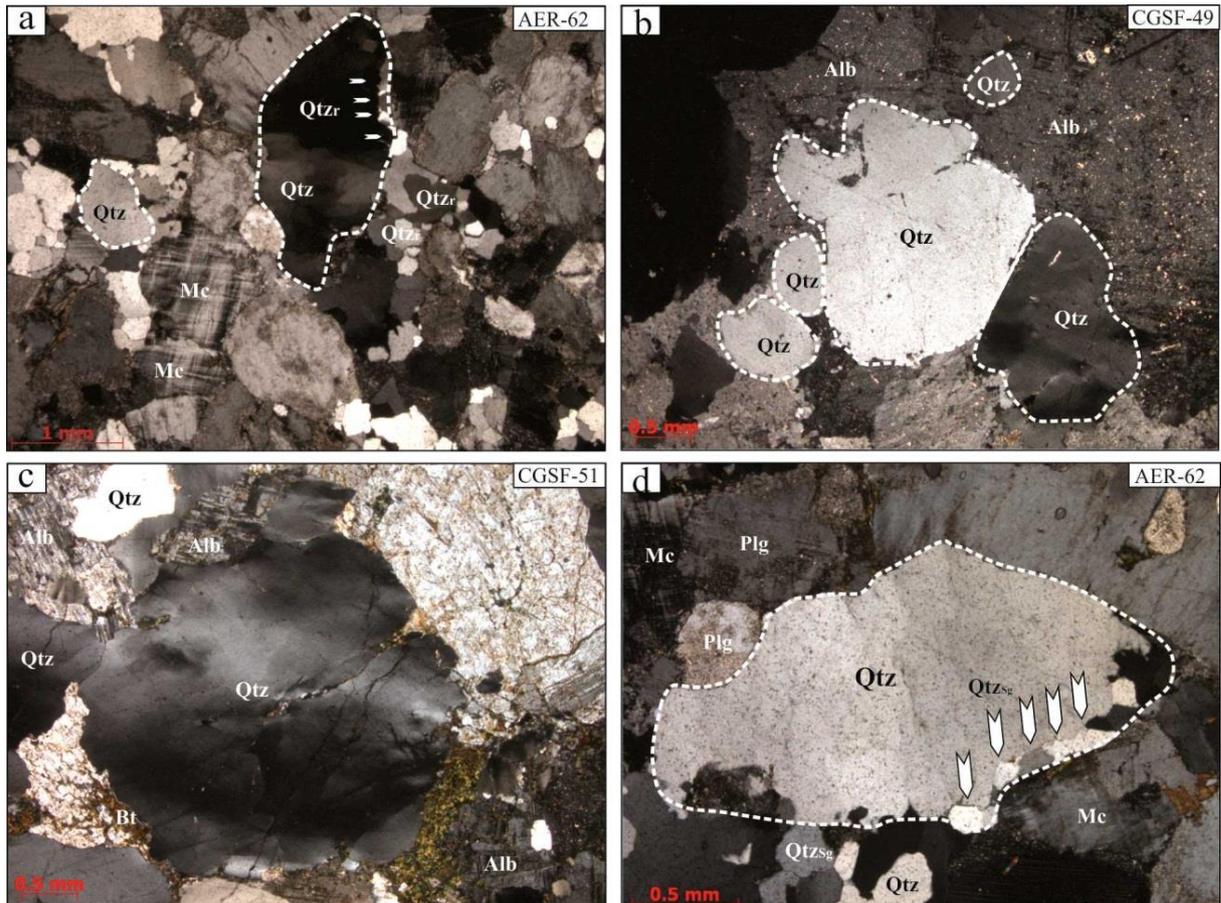


Figura 22: Aspectos microestruturais dos cristais de quartzo das rochas do Granito Serra Dourada distantes às zonas de cisalhamento. a) Sob nicóis cruzados - entre a linha branca tracejada encontra-se porfiroclastos de quartzo (Qtz) exibindo formação de novos grãos nas bordas (Qtz_r), além de clastos dispersos; b) Sob-nicóis cruzados - Observar entre as linhas brancas tracejadas porfiroclastos de quartzo tabulares e clastos globulares ambos sem formação de subgrãos; c) Sob-nicóis cruzados- Porfiroclasto de quartzo (Qtz) com forte extinção ondulante e levemente fraturado d)) Sob-nicóis cruzados- Porfiroclasto de quartzo com formação de subgrãos em seu entorno.

Feldspato potássico

Os cristais de feldspato potássico ocorrem como clastos de microclina (Mc) subédricos, tabulares ou globulares (arredondados), com granulação média (~1 mm), exibindo maclamento do tipo xadrez, moderada extinção ondulante e apresentam bordas irregulares (Figura 23a,b).

Plagioclásio

O plagioclásio ocorre como porfiroclastos subédricos e de granulação média (~2 mm). São representados por porfiroclastos de albita (Alb) tabulares, com maclamento do tipo xadrez (Figura 23c), levemente fraturados e por porfiroclastos prismáticos (Plg) com maclamento do tipo *carlsbad* (Figura 23d). Ambos apresentam contatos irregulares com outros cristais de quartzo e/ou plagioclásio.

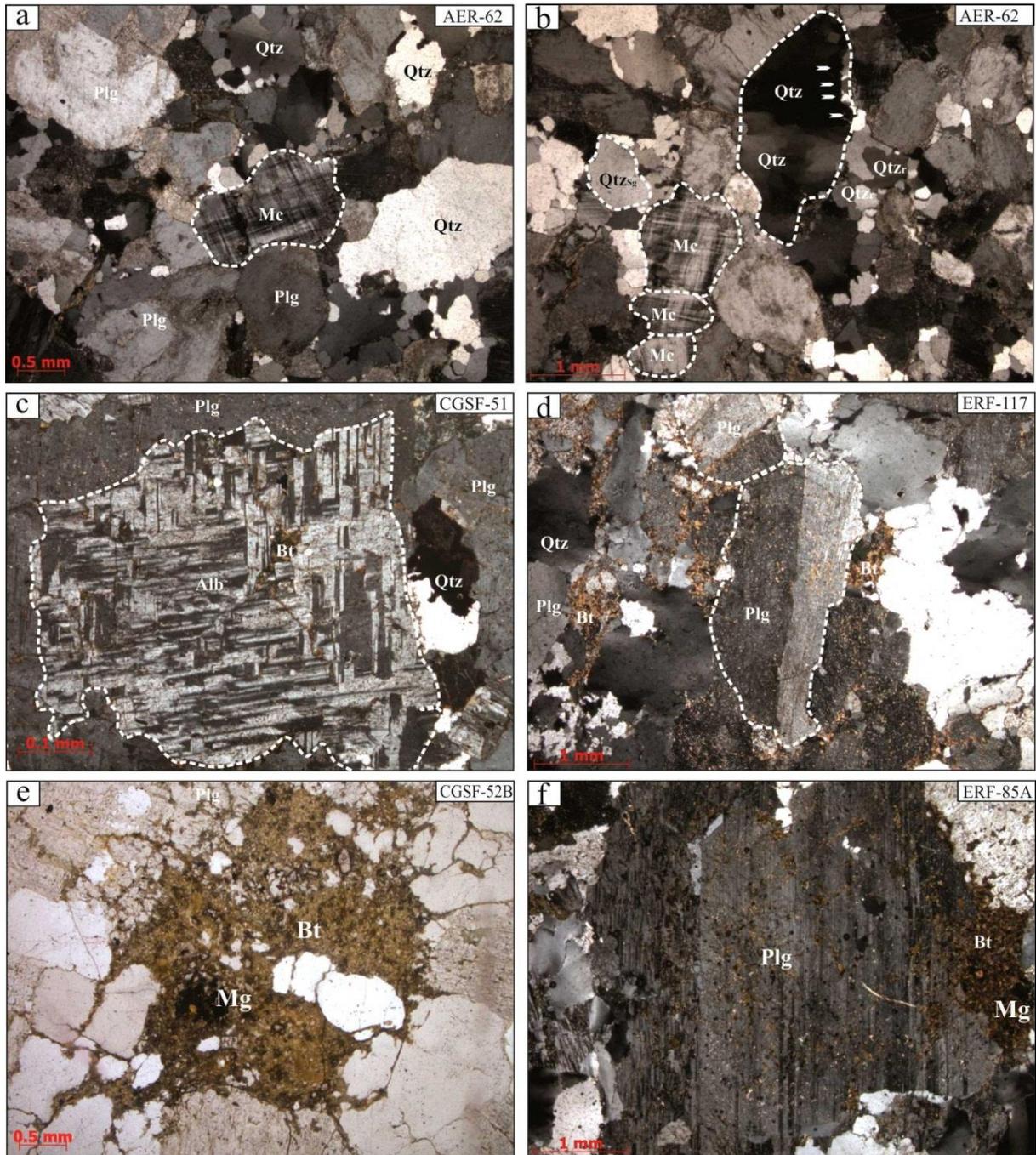


Figura 23: Aspectos microestruturais dos cristais de feldspato potássico, plagioclásio e biotita das rochas do Granito Serra Dourada distantes às zonas de cisalhamento. a,b) Sob nícóis cruzados - observar clastos de microclina (Mc) subédricos, tabulares ou globulares (arredondados), exibindo maclamento do tipo xadrez e com moderada extinção ondulante; c) Sob nícóis cruzados - destaque para o porfiroclasto de albita com maclamento do tipo xadrez levemente fraturado; d) Sob nícóis cruzados - porfiroclasto de plagioclásio prismático, com maclamento do tipo *carlsbad*; e,f) Sob luz natural e nícóis cruzados, respectivamente - cristais de biotita (Bt) anédricos, com hábito granular. Ocorrem como blastos hidrotermais, associadas a cristais de magnetita, bem como se encontram intercrescidas entre cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas.

Biotita

Os cristais de biotita (Bt) são anédricos, com hábito granular e possuem granulação fina (<1 mm). Ocorrem como blastos hidrotermais, associadas a cristais de magnetita, bem como se encontram intercrescidas entre cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas (Figura 23e,f).

5.4.2 Descrição microestrutural proximal às zonas de cisalhamento

Quartzo

Os cristais de quartzo ocorrem de duas maneiras distintas: (1) recristalizados em agregados; e (2) clastos.

Os cristais de quartzo recristalizados em agregado (Qtz_r) apresentam forma subédrica, com granulação fina (<1 mm), exibem forte extinção ondulante e observa-se formação de subgrãos (Figura 24b). Podem ser encontrados de forma lenticular fortemente orientado ou em agregado com contatos poligonalizados. Os contatos entre os cristais dentro dos agregados são irregulares (Figura 24d), devido a recristalização por migração de limite de grão (TROUW *et al.*, 2010) e por vezes poligonais com junção tríplice (Figura 24c).

Os clastos de quartzo (Qtz) são subédricos, amendoados, com granulação média (~1,5 mm) e moderada extinção ondulante (Figura 24b). Observa-se formação de novos grãos recristalizados na borda, caracterizando a textura núcleo-manto (Figura 24a). Apresentam contatos irregulares entre os cristais recristalizados.

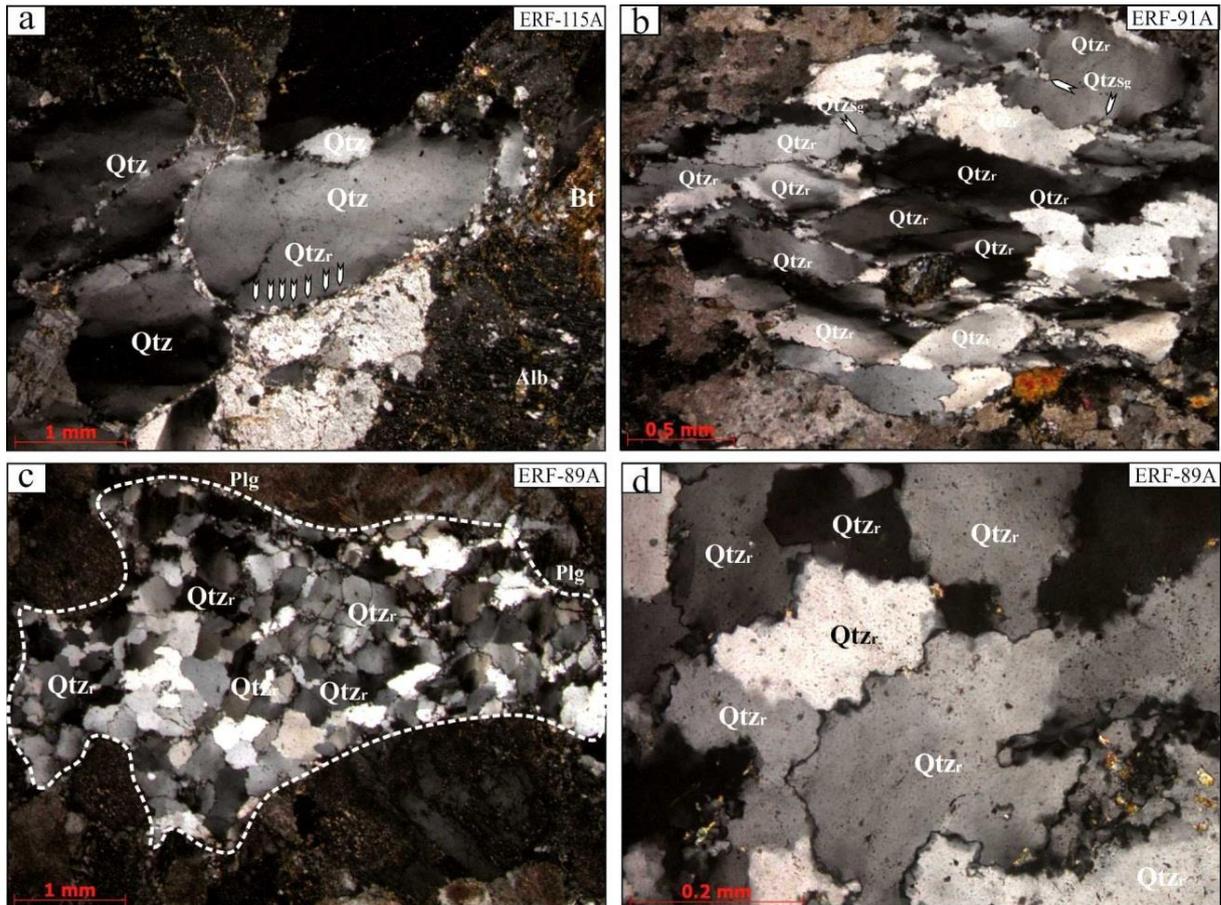


Figura 24: Aspectos microestruturais dos cristais de quartzo das rochas do Granito Serra Dourada próximas às zonas de cisalhamento. a) Sob nicóis cruzados – clastos de quartzo (Qtz) com moderada extinção ondulante e formação de novos grãos (Qtz_r) em suas bordas; b) Sob nicóis cruzados - agregado de quartzo recristalizado (Qtz_r) lenticulares fortemente orientados; c) Sob nicóis cruzados – agregado de cristais de quartzo recristalizados (Qtz_r) exibindo contatos poligonais; d) Sob nicóis cruzados – Destaque para os contatos irregulares entre os cristais de quartzo recristalizados (Qtz_r).

Feldspato potássico

Os cristais de feldspato potássico ocorrem de duas maneiras: (1) porfiroclastos; e (2) novos grãos recristalizados formando a matriz.

Os porfiroclastos de feldspato potássico geralmente são tabulares ou globulares, subédricos e de granulação média (~2 mm). Representados, em maior quantidade, por porfiroclastos de microclina (Mc) com maclamento do tipo xadrez e com forte extinção ondulante (Figura 25a). Em menor proporção ocorrem feldspatos-K peritéticos (FK). (Figura 25d). Em ambos os feldspatos existe formação de novos grãos (Figura 25a,b,d). Seus contatos são irregulares com outros porfiroclastos e cristais recristalizados de feldspato potássico.

Os novos grãos recristalizados (Mc_r, FK_r) formadores de matriz são tabulares, subédricos, de granulação muito fina (< 0,5 mm) e com fraca extinção ondulante. Exibem contatos irregulares com outros novos grãos e com os porfiroclastos de feldspato potássico.

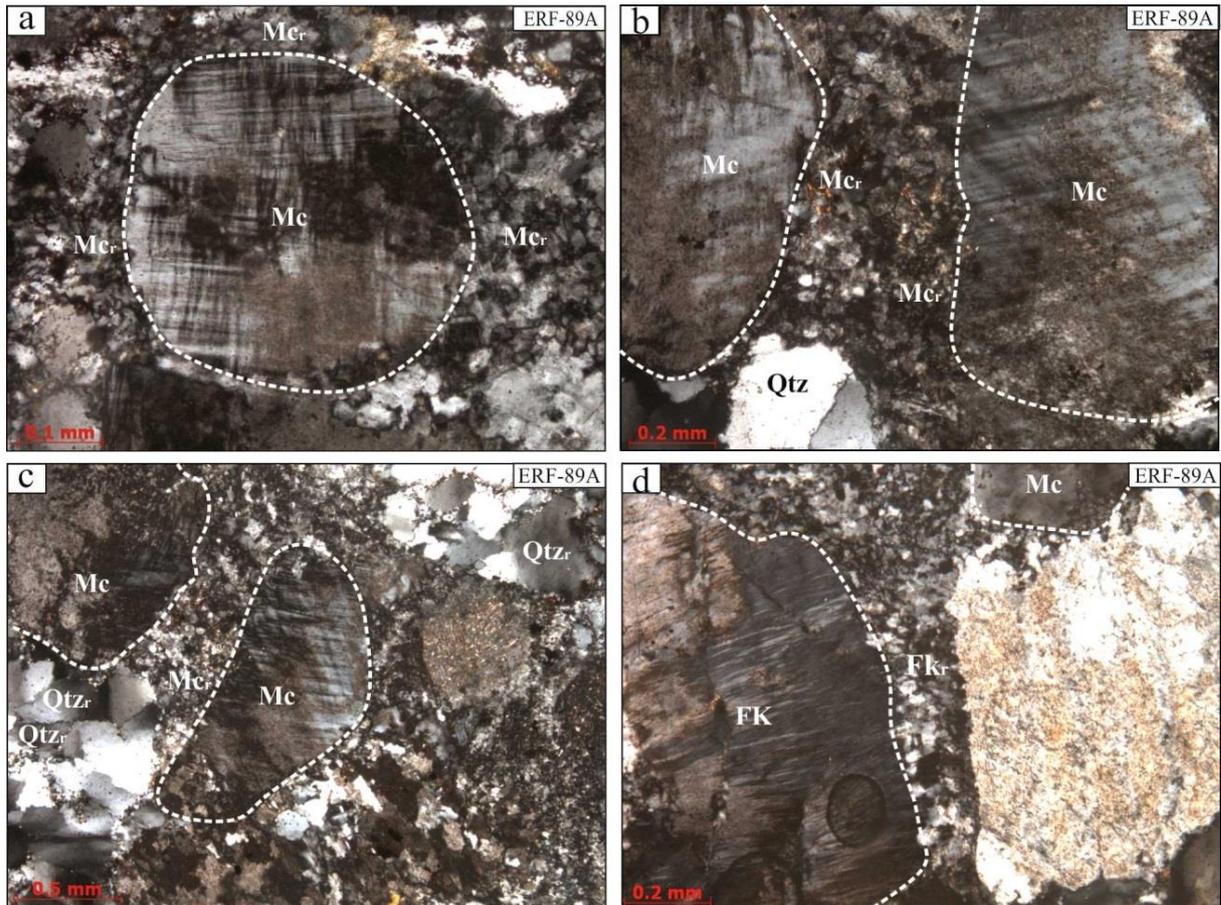


Figura 25: Aspectos microestruturais dos cristais de feldspato potássico das rochas do Granito Serra Dourada próximas às zonas de cisalhamento. a,b,c) Sob nicóis cruzados - porfiroclastos de microclina (Mc) geralmente tabulares ou globulares (arredondados), com maclamento do tipo xadrez intensamente apagados e com forte extinção ondulante. Encontram-se imersos a uma matriz formada por novos grãos de microclina (Mc_r) e quartzo (Qtz_r); d) Sob nicóis cruzados - porfiroclastos de feldspato potássico pertítico (FK) bordejado por novos grãos de feldspato potássico (FK_r).

Plagioclásio

Os cristais de plagioclásio ocorrem como porfiroblastos subédricos de albita (Alb) tabulares, de granulação média (~2 mm), com maclamento do tipo xadrez levemente apagado (Figura 26c), encontram-se intensamente fraturados, nos quais as fraturas são preenchidas por biotita hidrotermal (Figura 26a,b). Seus contatos são irregulares entre outros porfiroclastos de albita e clastos de quartzo.

Biotita

Os cristais de biotita são anédricos, com hábito granular e possuem granulação fina (<1 mm). Ocorrem como blastos neoformados por alteração hidrotermal, bem como encontram-se intercrescidas entre cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas. (Figura 26c,d)

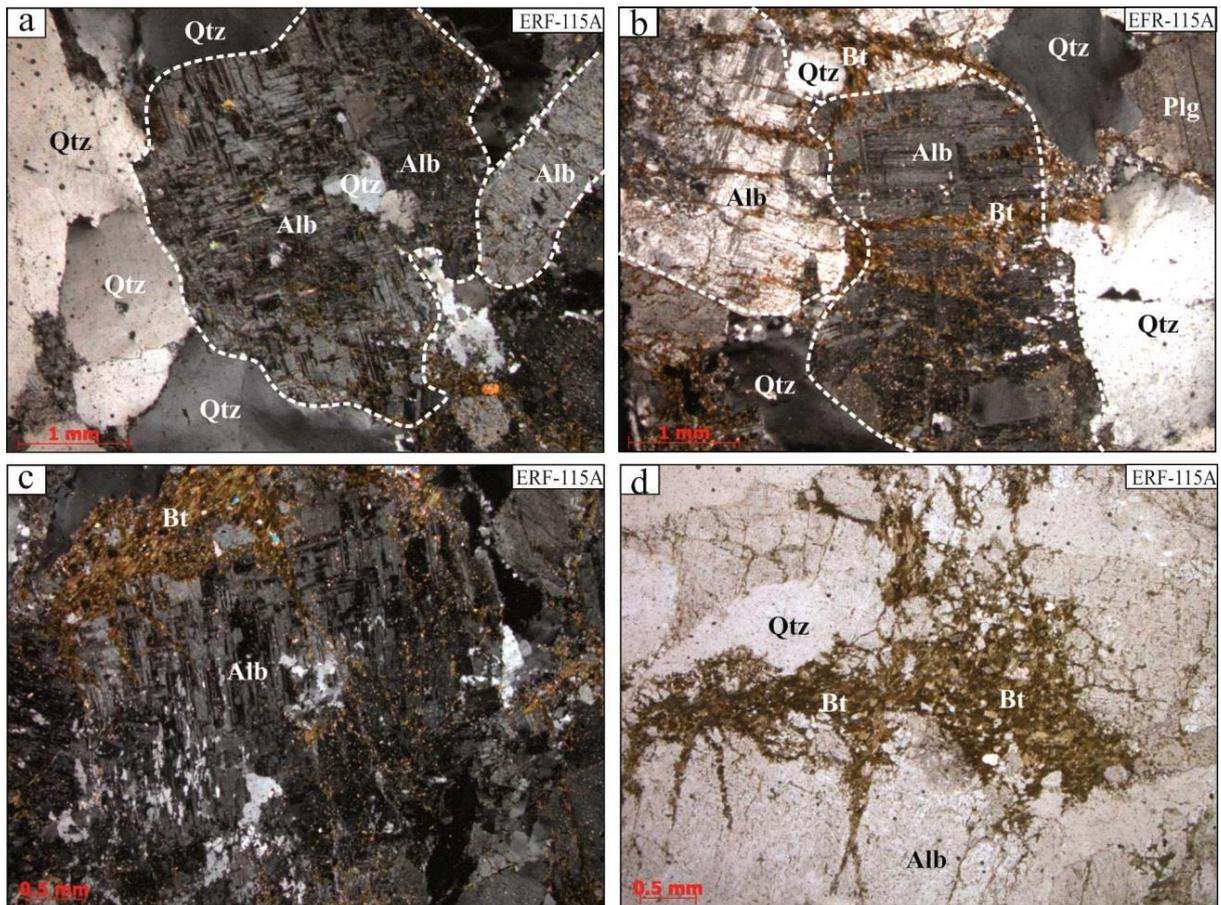


Figura 26: Aspectos microestruturais dos cristais de plagioclásio e biotita das rochas do Granito serra Dourada próximas às zonas de cisalhamento. a,b) Sob nicóis cruzados - Porfiroblastos de albita (Alb) subédricos, tabulares, com maclamento do tipo xadrez levemente apagado (Figura xc), encontram-se intensamente fraturados, nos quais as fraturas são preenchidas por biotita hidrotermal c,d) Sob nicóis cruzados e luz natural, respectivamente – Nota-se cristais de biotita anédricos, com hábito granular dispostos como blastos blastos hidrotermais, bem como encontram-se intercrescidas entre cristais de albita e preenchendo fraturas.

6 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

6.1 TRONDHJEMITO RIO VERDE

6.1.1 Descrição dos minerais de alteração hidrotermal

Sericita

Os cristais de sericita (Src) encontram-se de forma granular na superfície de porfiroclastos de plagioclásio, são anédricos e de granulação fina (< 1 mm). Seus contatos são irregulares com outros porfiroclastos de plagioclásio (Figura 27a,c).

Biotita

Os cristais de biotita (Bt) são euédricos, de granulação fina (<1 mm), ocorrem inclusos em porfiroclastos de plagioclásio (Plg) (Figura 27a). Encontram-se associadas a cristais de magnetita. Apresentam contatos retos com porfiroclastos de plagioclásio e magnetita.

Magnetita

Os cristais de magnetita (Mg) são euédricos a subédricos de granulação fina (<1 mm), ocorrem inclusos em cristais de biotita (Bt) ou intercrescida entre porfiroclastos de plagioclásio (Plg) (Figura 27a,b). Por vezes, encontram-se martitizadas. Apresentam contatos retos com cristais de biotita e contatos irregulares com porfiroclastos de plagioclásio.

Hematita

Os cristais de hematita (Hm) anédricos de granulação fina (<1 mm), ocorrem inclusos como martitas nos cristais de magnetita (Figura 27b). Apresentam contatos irregulares com cristais de magnetita.

Actinolita

Os cristais de actinolita (Act) são subédricos a anédricos, de granulação fina a média (<1 mm - 2,5 mm), ocorrem como agregados associadas a cristais de epidoto e intercrescidos entre porfiroclastos de plagioclásio e cristais de quartzo. Alguns exemplares mostram-se

fraturados (Figura 27d,e,c). Possuem contatos irregulares cristais de epidoto, quartzo e porfiroclastos de plagiocásio

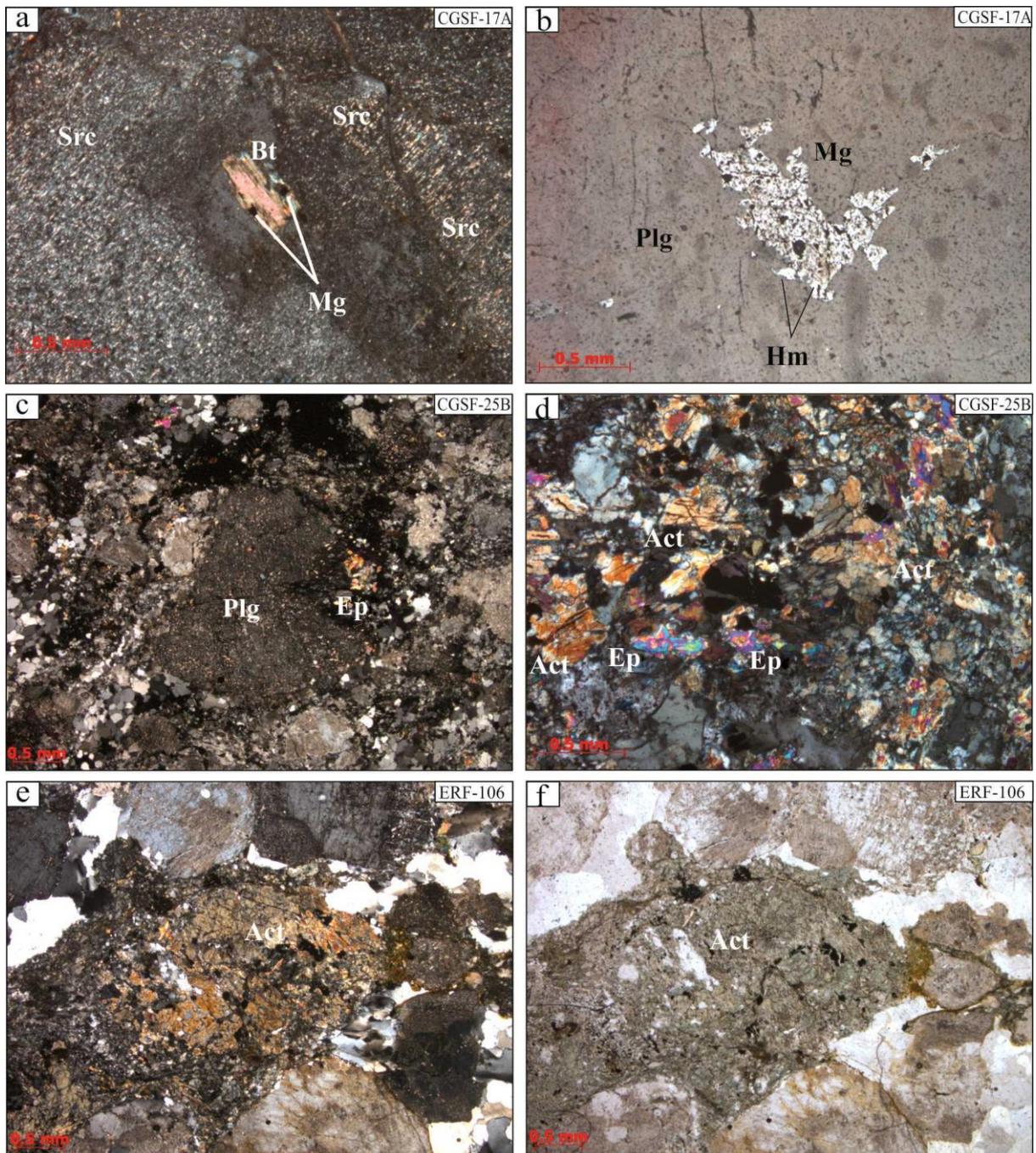


Figura 27: Aspectos petrográficos dos minerais de alteração hidrotermal do Trondhjemito Rio Verde. a) Sob nicóis cruzados - cristal de biotita (Bt) euédrico associado a cristais de magnetita e incluso em porfiroclastos de plagioclásio (Plg) intensamente sericitizado; b) Sob luz refletida e luz natural cristal de magnetita (Mg) subédrico preenchendo interstícios de cristais de plagioclásio. Apresenta hematita (Hm) em forma de martitas; c) Sob nicóis cruzados - Porfiroclasto de plagioclásio intensamente sericitizado, associado a cristal de epidoto (Ep); d) Sob nicóis cruzados - Cristais de actinolita (Act) e epidoto (Ep) associados; e,f) Sob nicóis cruzados e luz natural, respectivamente - cristais de actinolita (Act) anédricos, intensamente fraturados, intercrescidos nos interstícios dos porfiroclastos de plagioclásio e cristais quartzo.

Epidoto

Os cristais de epidoto (Ep) são anédricos, de granulação fina (<1 mm), ocorrem como agregados associadas a cristais de actinolita ou inclusos em porfiroclastos de plagioclásio (Figura 27c,d). Possuem contatos irregulares cristais de actinolita e porfiroclastos de plagiocásio.

6.2 GRANITO SERRA DOURADA

6.2.1 Descrição dos minerais de alteração hidrotermal

Albita

Os porfiroblastos de albita (Alb) são subédricos tabulares, de granulação média (~2 mm), com maclamento do tipo xadrez levemente apagado (Figura 26c), encontram-se intensamente fraturados, nos quais as fraturas são preenchidas por biotita hidrotermal (Figura 26a,b e 28a,b). Seus contatos são irregulares entre outros porfiroblastos de albita e clastos de quartzo.

Escapolita

Os cristais de escapolita (Scp) são subédricos, de granulação média (~2 mm), ocorrem associados a cristais de turmalina. Seus contatos são irregulares com cristais de plagioclásio e turmalina (Figura 28c).

Turmalina radial

Os cristais de turmalina (Tour) são anédricos, com hábito radial de granulação média (~2 mm), ocorre associada a cristais de escapolita e biotita hidrotermal (Figura 28c). Seus contatos são irregulares com cristais de plagioclásio, escapolita e biotita.

Biotita

Os cristais de biotita (Bt) são anédricos, com hábito granular e possuem granulação fina (<1 mm). Ocorrem intercrescidas entre cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas. Estão

associados a cristais de magnetita e turmalina radial (Figura 26c,d e 28d). Seus contatos são irregulares com cristais de plagioclásio, e turmalina radial.

Magnetita

Os cristais de magnetita (Mg) são euédricos a subédricos de granulação fina (<1 mm), ocorrem associadas a cristais de biotita granular (Bt) ou intercrescida entre porfiroclastos de plagioclásio (Plg) (Figura 28a,d). Apresentam contatos irregulares com cristais de biotita porfiroblastos de albita.

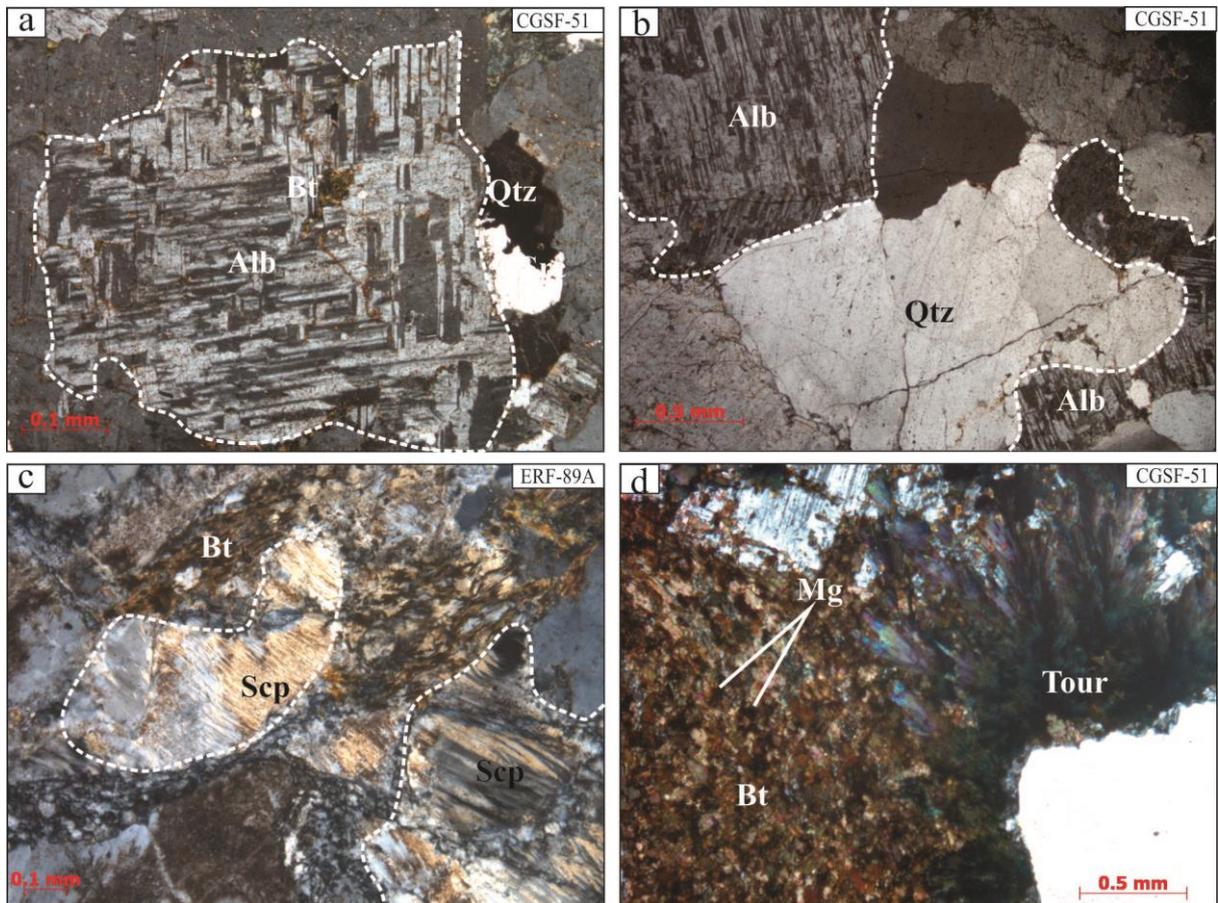


Figura 28: Aspectos petrográficos dos minerais de alteração hidrotermal do Granito Serra Dourada. a,b) Sob nícóis cruzados – destaque para os porfiroblastos de albita (Alb) com maclamento do tipo xadrez levemente fraturado; c) Sob nícóis cruzados – Cristais de escapolita (Scp) associados a cristais de biotita hidrotermal; d) Sob nícóis cruzados – cristais de biotita com hábito granular, associados a cristais de magnetita (Mg) e turmalina radial (Tour).

6.3 SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA

Com base nas texturas encontradas e na disposição dos minerais hidrotermais entre si, foi possível determinar a sequência paragenética, ou seja, a ordem na qual os minerais hidrotermais foram formados nas unidades estudadas.

No Trondhjemito Rio Verde a organização dos minerais na rocha indica que primeiramente houve formação de biotita inclusa em cristais de plagioclásio, associada a cristais de magnetita. Os cristais de magnetita dispõem-se ora inclusos em cristais de biotita, ora intercrescidos entre porfiroclastos de plagioclásio, além disso, apresentam martitas oriundas de oxidação. Em um segundo momento, há desenvolvimento de cristais de actinolita acompanhados de cristais de epidoto. Posteriormente, formação de cristais de sericita, produto da alteração do plagioclásio.

Logo, a sequência é a seguinte: (1) Biotita + Magnetita (2) Actinolita + epidoto. (3) Sericita.

No Granito Serra Dourada observa-se a neoformação de cristais de albita com maclamento do tipo xadrez, acompanhados de cristais de escapolita e/ou turmalina radial. Por conseguinte, preenchendo fraturas ou nos interstícios entre os porfiroblastos de albita ocorre formação de cristais de biotita granulares com magnetita associada. Portanto, a sequência é a seguinte: (1) Albita + escapolita + turmalina radial (2) Biotita + Magnetita.

Vale ressaltar que a alteração hidrotermal no Gnaisse Granítico Bom Jesus é escassa, sendo representada apenas por cristais de biotita verde reequilibrada.

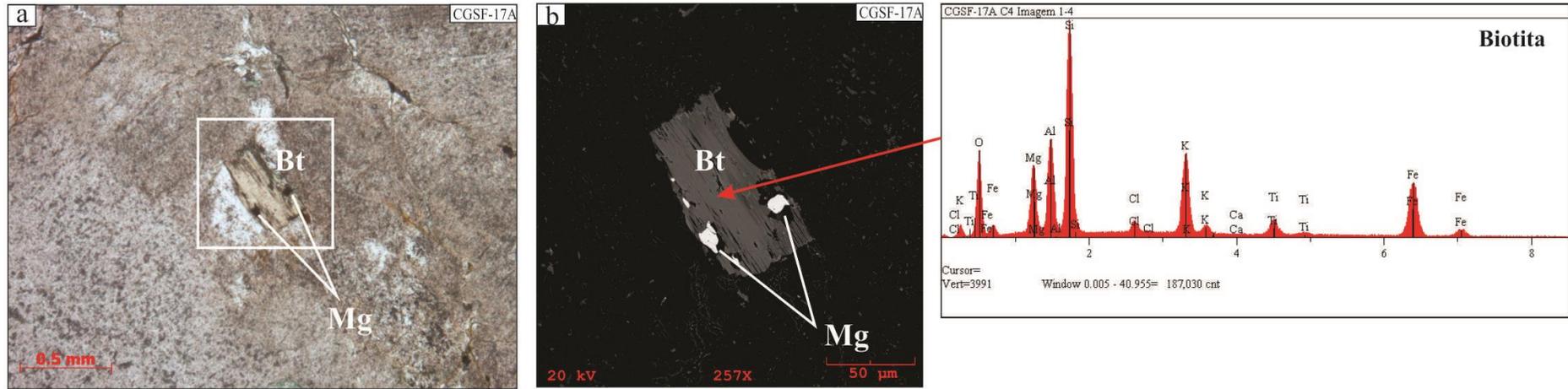
6.4 QUÍMICA MINERAL DOS MINERAIS DE ALTERÇÃO HIDROTHERMAL

Das três unidades estudadas que ocorrem na região de vila Planalto, foram determinadas as composições químicas dos principais minerais magmáticos e secundários a partir de análises semiquantitativas por EDS (Espectroscopia de Raios-X por Dispersão de Energia) em microscópio eletrônico de varredura. Os minerais analisados foram: biotita, anfibólio, epidoto, magnetita e ilmenita.

6.4.1 Biotita

No Trondhjemito Rio Verde os cristais de biotita são euédricos inclusos em cristais de plagioclásio (Figura 29a,b). No Gnaiss Granítico Bom Jesus, a biotita (Bt) ocorre na forma de cristais euédricos inclusos em cristais de plagioclásio e por vezes anédricos moderadamente orientados preenchendo os interstícios entre cristais de plagioclásio e quartzo (Figura 30). E por fim, os cristais de biotita ocorrentes no Granito Serra Dourada encontram-se com aspecto granular fino por vezes preenchendo fraturas (Figura 29c,d).

TRONDHJEMITO RIO VERDE



GRANITO SERRA DOURADA

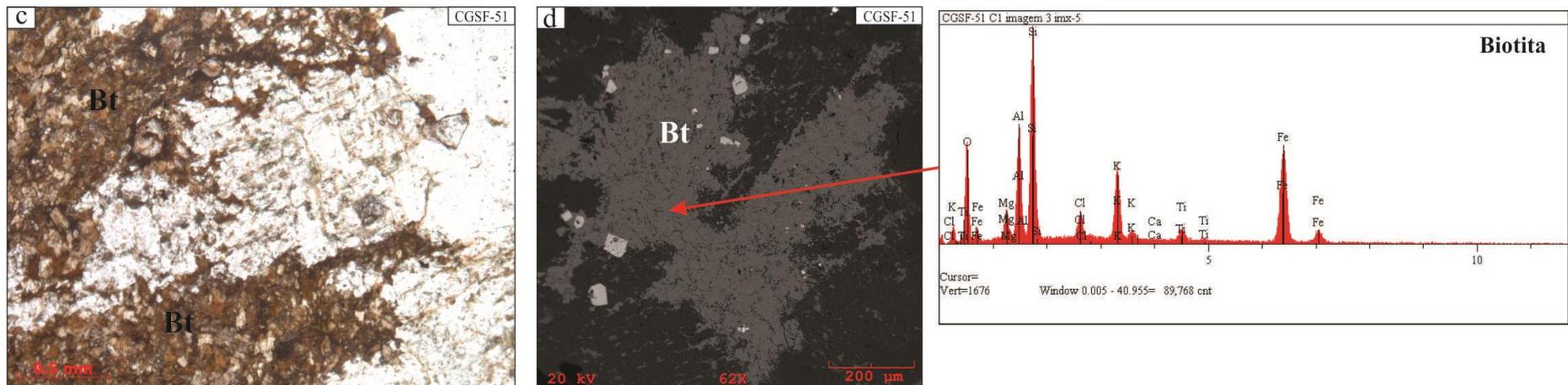


Figura 29: Fotomicrografia: a) sob luz natural de um cristal de biotita (Bt) euédrico incluído em cristal de plagioclásio, ocorrente no Trondhjemito Rio Verde b) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS do cristal; c) sob luz natural de cristais de biotita (Bt) com aspecto granular fino ocorrentes no Granito Serra Dourada; d) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS dos cristais.

GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS

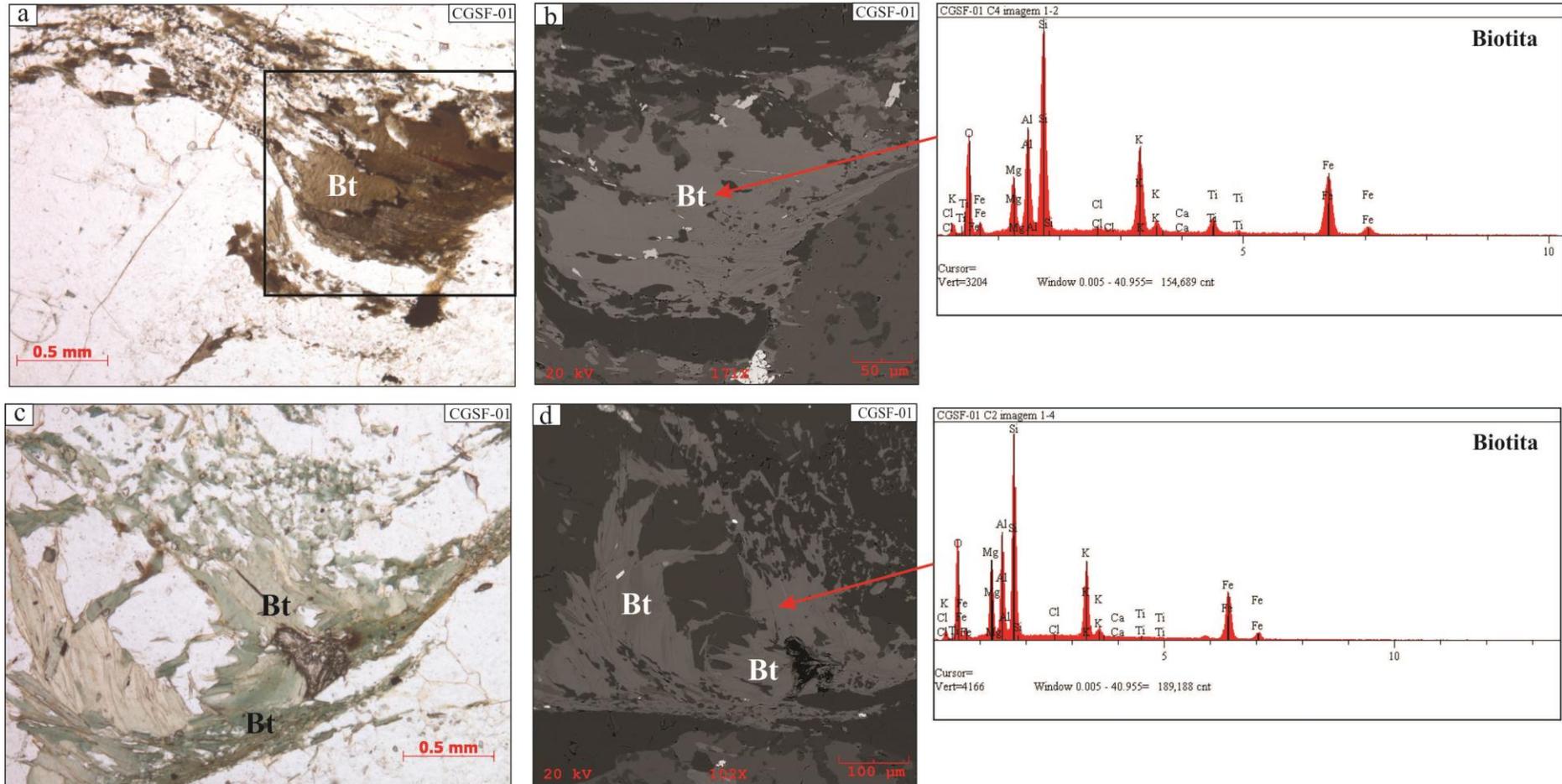


Figura 30: Fotomicrografia: a) sob luz natural de cristais anédricos de biotitas (Bt) marrons moderadamente orientados preenchendo os interstícios entre cristais de plagioclásio e quartzo ocorrentes no Granito Bom Jesus; b) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS dos cristais; c) sob luz natural de cristais anédricos de biotitas verdes moderadamente orientados preenchendo os interstícios entre cristais de plagioclásio e quartzo ocorrentes no Granito Bom Jesus d) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS dos cristais.

As composições químicas semiquantitativas de biotitas dos granitoides próximos à vila Planalto são apresentadas na tabela 1 a 4 (anexo). Foram feitas 36 análises pontuais em biotitas de quatro amostras representativas dos diferentes granitoides de Vila Planalto (CGSF-01, CGSF-17A, CGSF-51 e CGSF-52B). O cálculo da fórmula estrutural foi feita com base em 22 átomos de oxigênio. Ao plotar no diagrama FeOt-MgO-Al₂O₃, com campos de Nockolds (1947), apresentam composição predominantemente de biotitas que não possuem outras fases máficas, porém três amostras correspondentes ao Granito Serra Dourada ocupam o campo de biotitas associadas a piroxênio e/ou olivina e hornblenda (Figura 31a). Já no diagrama ternário (FeOt+MnO)-(10*TiO₂)-MgO, (campos de NACHIT,1994), as composições químicas das biotitas marrons incidiram no campo das biotitas magmáticas primárias, enquanto que as biotitas verdes variam entre biotitas magmáticas reequilibradas ou hidrotermais, estas últimas com menores proporções de TiO₂ (Figura 31b), ambas ocorrentes no Gnaiss Granítico Bom Jesus. Nos campos de Abdel (1994), as biotitas ocupam predominantemente o espaço dos granitos cálcio-alcálicos (Figura 31c).

As biotita presentes nos granitoides estudados ocupam campos diferentes no diagrama $Al^{VI} \times Fe/(Fe + Mg)$, que estão separados, à exceção de dois pontos, pela linha correspondente à fração molar $Fe/(Fe+Mg) = 0,5$. Estes granitos apresentam majoritariamente composições aníticas e subordinadamente flogopítica com alumínio total variando de 2,52 a 2,99 aproximadamente (Figura 31d). Além disso, a biotita verde hidrotermal apresenta menores proporções de Ti.

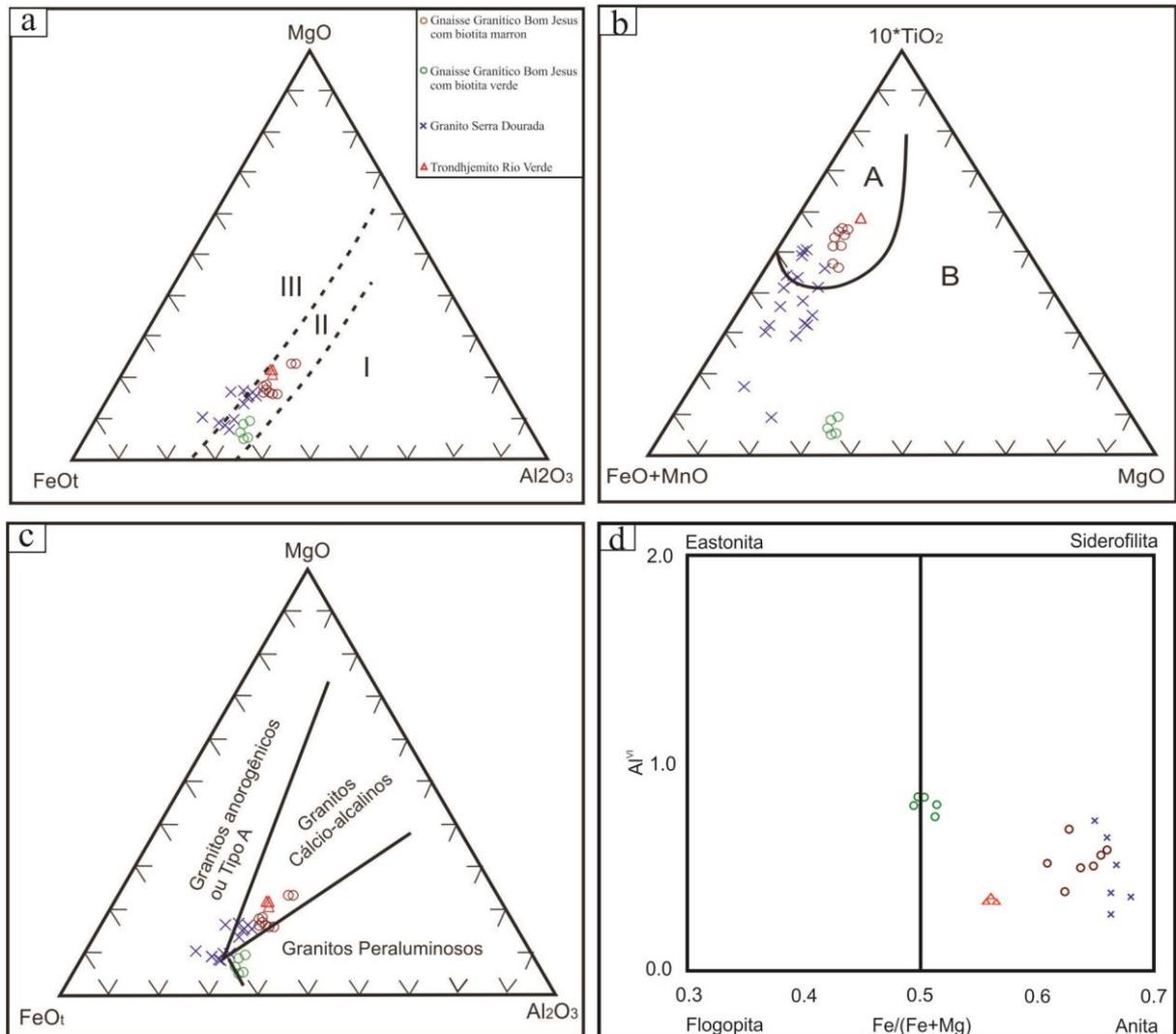


Figura 31: a) Diagrama FeO-MgO-Al₂O₃ (NOCKOLDS, 1947) mostrando as composições de biotitas em diferentes associações minerais. Campos: I - biotita associada à muscovita, topázio, fluorita etc; II – biotitas que não acompanha outras fases máficas; III - biotita associada a hornblenda, piroxênio e/ou olivina; b) Diagrama (FeO+MnO)-(10*TiO₂)-MgO com campos de Nachit (1994), mostrando a distribuição das composições químicas das biotitas analisadas. A: campo das biotitas magmáticas primárias; B: campo das biotitas magmáticas reequilibradas; c) Diagrama MgOFeO-Al₂O₃ (ABDEL RAHMAN, 1994) de classificação de biotitas quanto ao tipo de granito; d) Variação composicional das biotitas ocorrentes nos granitoides de vila Planalto de acordo com o diagrama Al^{VI}vs.Fe/(Fe+Mg).

6.4.2 Anfibólio

Cristais de anfibólio (Anf), ocorrentes no Trondhjemito Rio Verde, dispõem-se de forma subédrica, levemente orientados e associados a cristais de epidoto, magnetita e zircão (Figura 32). Foram feitas quatro análises pontuais em um único cristal de anfibólio na amostra CGSF-25B. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 23 átomos de oxigênio e recalculados para 13eCNK (Tabela 5, anexo). O anfibólio analisado pode ser considerado

cálcico, pois, se enquadra na regra $CaB \geq 1,50; (Na + K)A \geq 0,50$ (2) $CaB \geq 1,50; (Na + K)A \leq 0,50$, na qual os 4 valores obtidos pertencem ao segundo grupo, além disso plotam no campo das actinolitas (Figura 33).

TRONDHJEMITO RIO VERDE

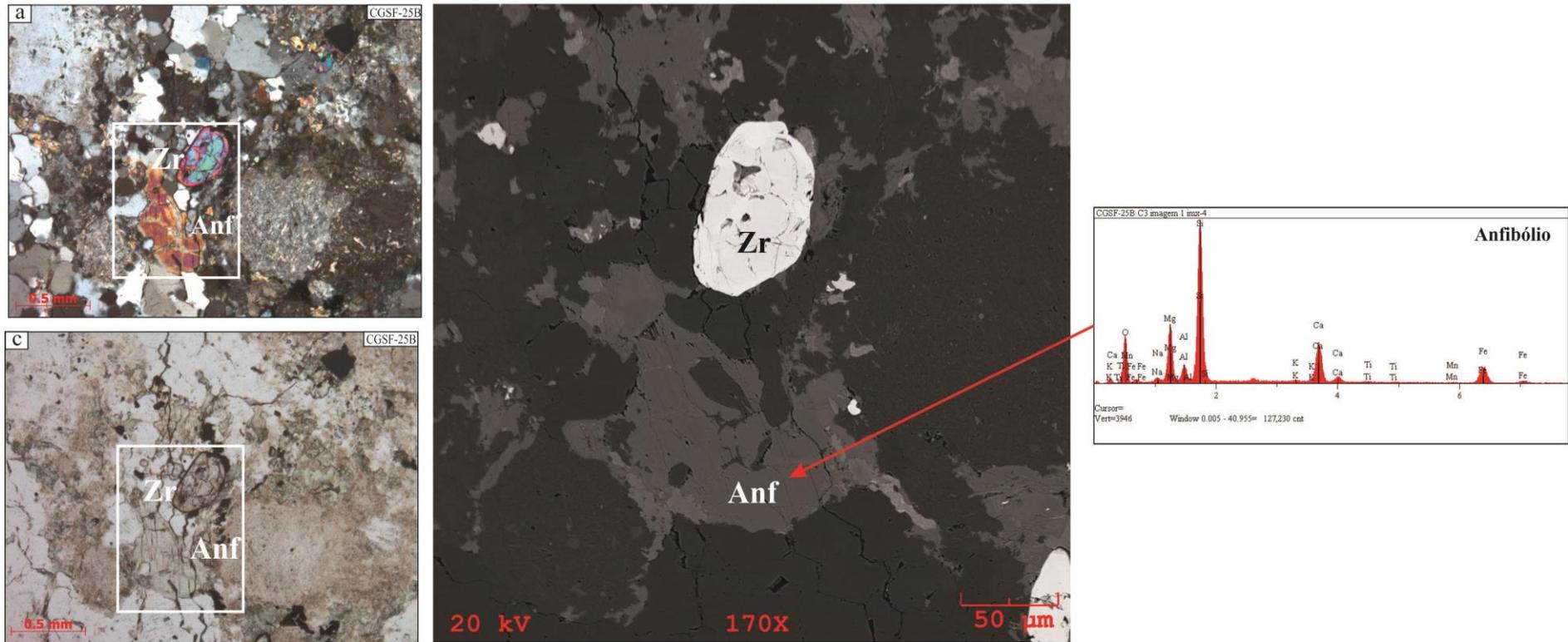


Figura 32: Fotomicrografia: a) sob nicóis cruzados de cristal subédrico de anfibólio (Anf) associado a cristal de zircão do Trondhjemito Rio Verde; b) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS do cristal.

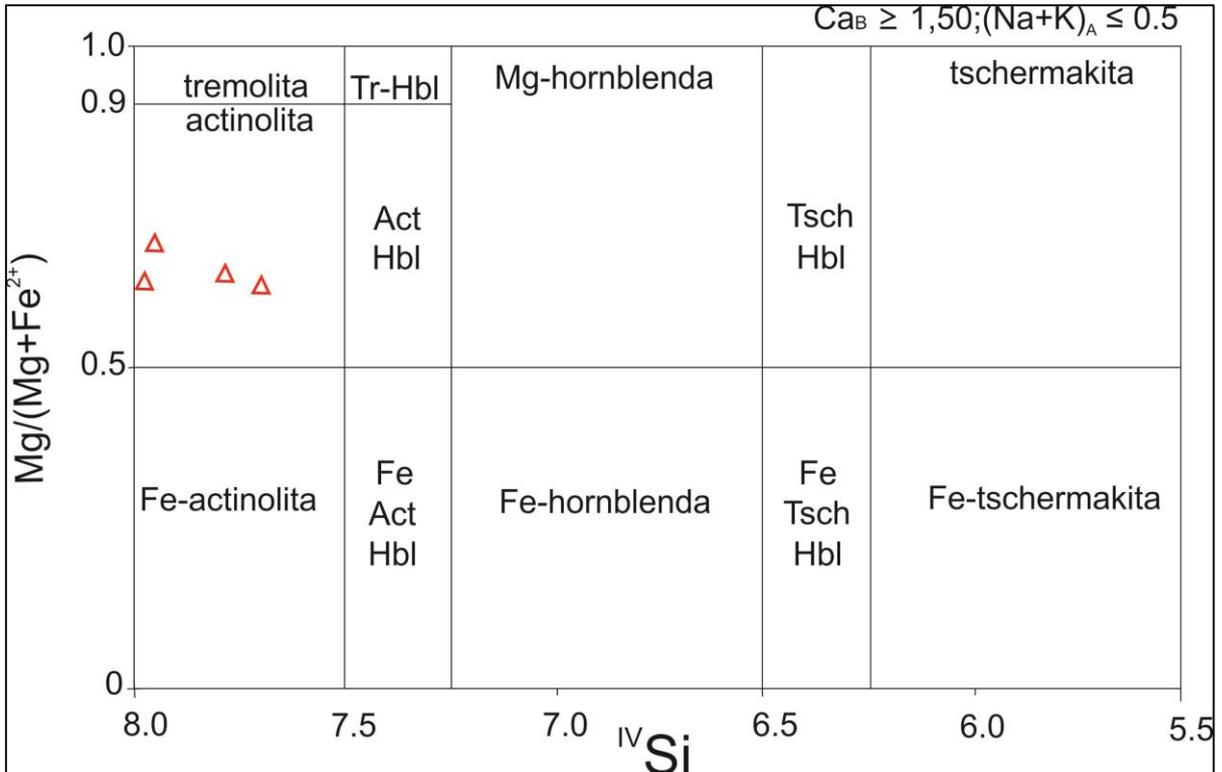


Figura 33: (A) Diagrama de classificação de anfibólios (LEAKE *et al.*, 1997), do Trondhjemito Rio Verde.

6.4.3 Epidoto

Os cristais de epidoto (Ep) ocorrem geralmente no Trondhjemito Rio Verde, apresentando forma subédrica, inclusos em cristais de plagioclásio e por vezes associados a cristais de actinolita e magnetita (Figura 34). Foram feitas seis análises pontuais em cristais de epidoto nas amostras CGSF -17A e CGSF-25B. O cálculo da fórmula estrutural foi feita com base em 13 átomos de oxigênio (Tabela 6, anexo). De acordo com o gráfico de Tulloch (1979), o qual considera a percentagem molar de pistacita (Ps) expressa pela fórmula $(Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Al)) * 100$, foi possível confirmar as evidências petrográficas e texturais as quais indicam a origem do epidoto a partir da alteração do plagioclásio, com Ps entre 18 e 22. Porém, alguns cristais plotaram no campo dos epidotos magmáticos, próximo ao limite dos epidotos de alteração do plagioclásio, com teores de Ps entre 25 e 26 (Figura 35).

TRONDHJEMITO RIO VERDE

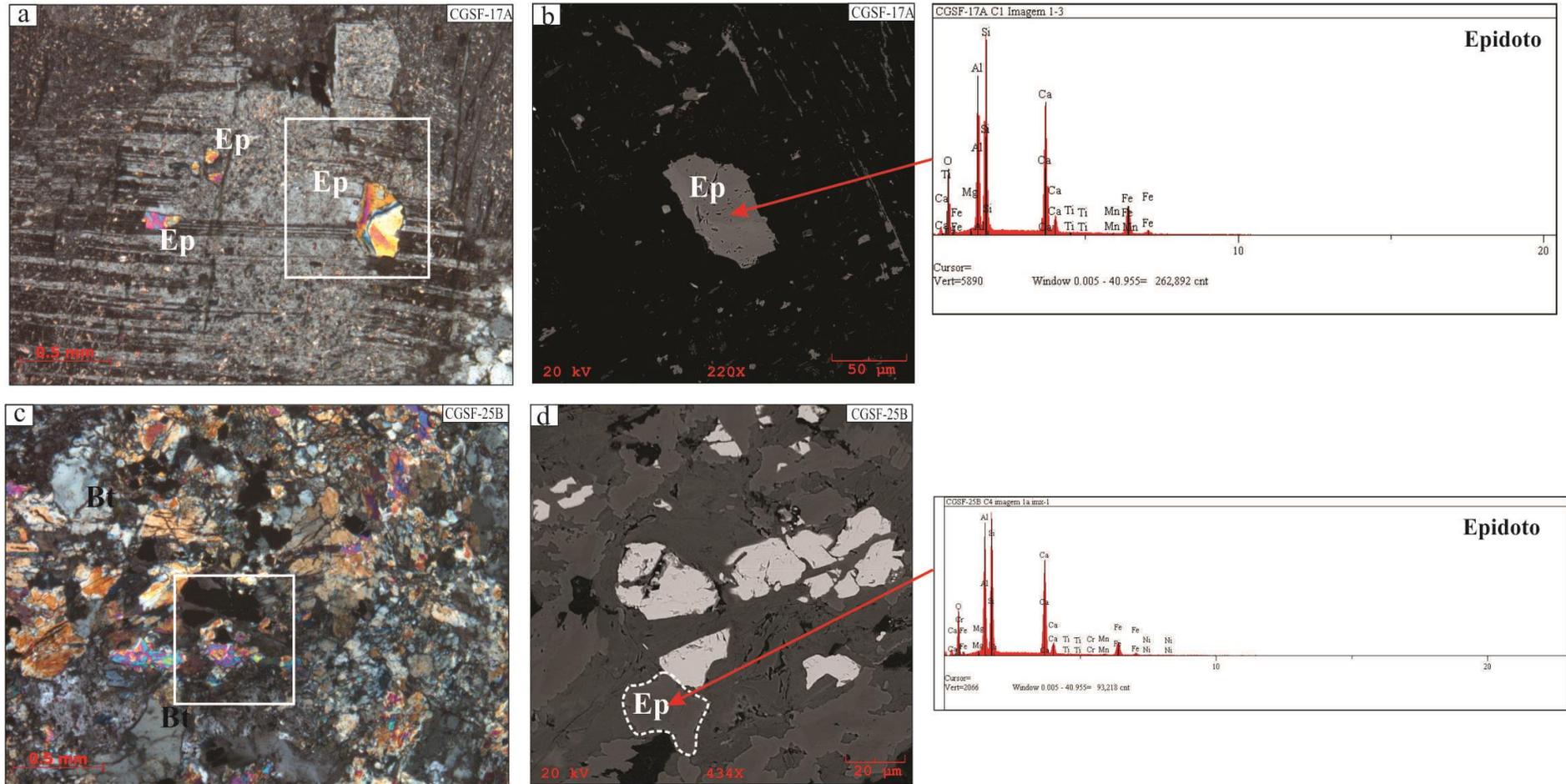


Figura 34: Fotomicrografia: a) sob nicóis cruzados de cristais de epidoto (Ep) subédricos inclusos em cristais de plagioclásio do Trondhjemito Rio Verde; b) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS dos cristais; c) sob nicóis cruzados de cristais de epidoto subédricos, associados a cristais de actinolita e magnetita; d) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS dos cristais.

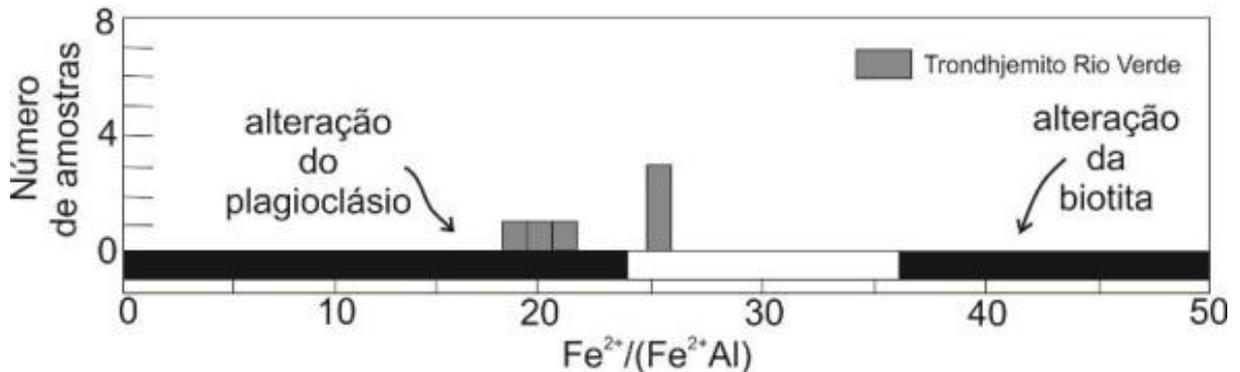


Figura 35: Histograma com teores de pistacita (% mol), de epidoto ocorrente no Trondhjemito Rio Verde. Composições de epidoto a partir da alteração de plagioclásio ou biotita, segundo Tulloch, (1979).

6.4.4 Minerais opacos

Os minerais opacos são comuns nas três unidades estudadas, representados principalmente por óxidos de ferro e titânio (magnetita, hematita e ilmenita). Os cristais apresentam-se subédricos a anédricos e ocorrem de três formas distintas: inclusões em minerais ferro-magnesianos como biotita, anfibólio e epidoto; preenchendo interstícios entre cristais de plagioclásio ou quartzo e preenchendo fraturas de outras fases minerais (Figuras 36 e 37). Foram feitas 39 análises pontuais em cristais de magnetita de cinco amostras (CGSF-01, CGSF-51, CGSF52B, CGSF-25B E CGSF-17A, Tabela 7 a 10 em anexo) e sete análises pontuais em cristais de ilmenita de duas amostras (CGSF-01 e CGSF-17A) (Tabela 11, anexo). Nota-se que os cristais de ilmenita (Ilm) encontram-se subordinados aos cristais de magnetita (Mg), visivelmente mais abundante em todas as amostras analisadas. Os cristais de magnetita por vezes, encontram-se preenchendo fraturas, sugerindo que esses cristais foram provavelmente neoformados a partir de processos hidrotermais, em estágio posterior à formação dos granitoides. Os cristais de hematita (Hm) ocorrem como produto de alteração da magnetita sob a forma de martita que exibe, em geral, formas irregulares, desenvolvendo-se a partir da borda da magnetita hospedeira. Segundo Haggerty (1981), a formação da hematita através do processo de martitização ocorre preferencialmente em cristais de magnetita pobres em Ti.

TRONDHJEMITO RIO VERDE

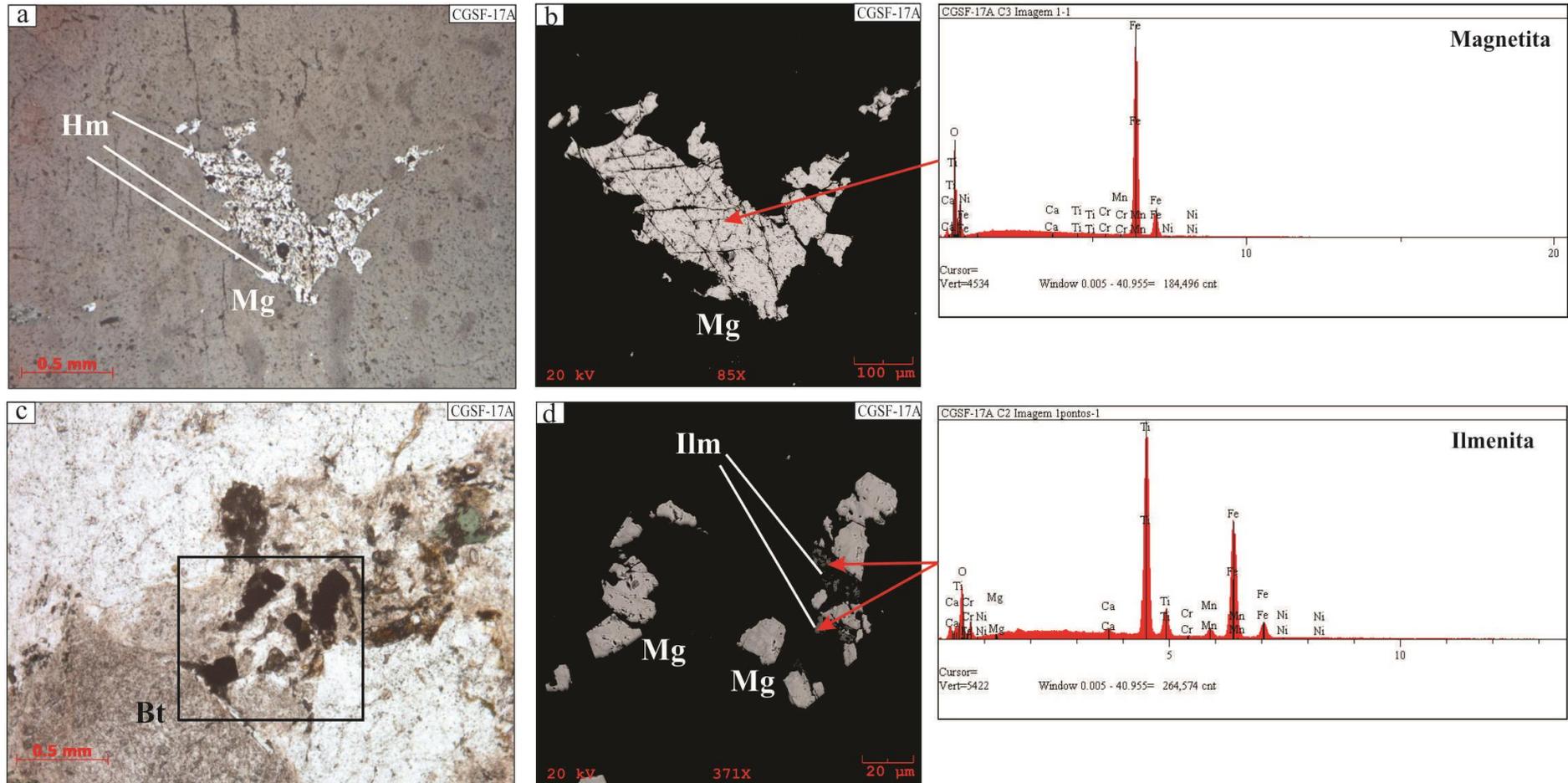
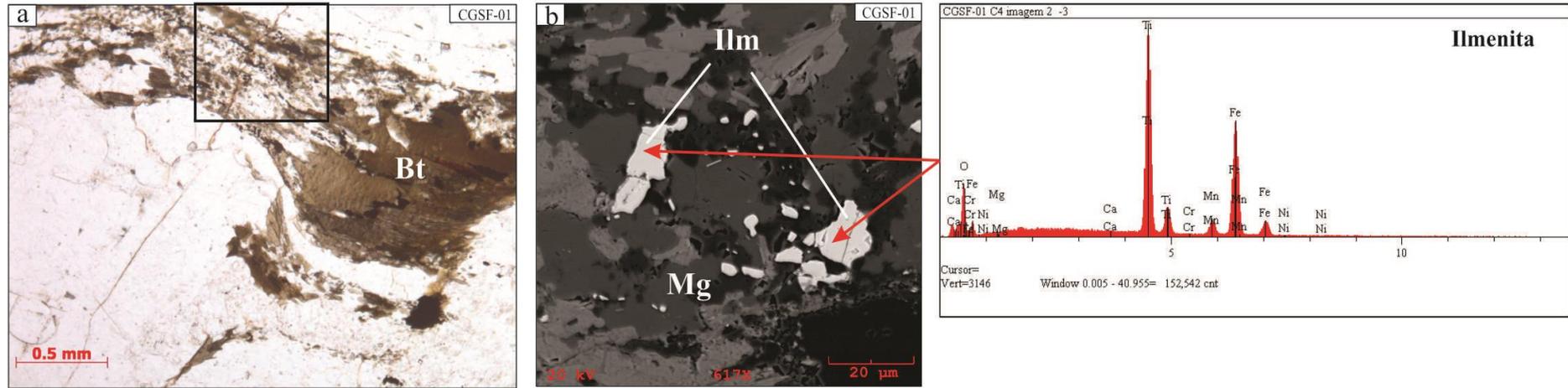


Figura 36: Fotomicrografia: a) sob luz e refletida e luz natural de cristal de magnetita (Mg) subédrico preenchendo interstícios de cristais de plagioclásio do Trondhjemito Rio Verde. Apresenta hematita (Hm) em forma de martitas; b) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS dos cristais de magnetita; c) sob luz natural de cristais ilmenita subordinados a cristais de magnetita; d) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS dos cristais.

GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS



GRANITO SERRA DOURADA

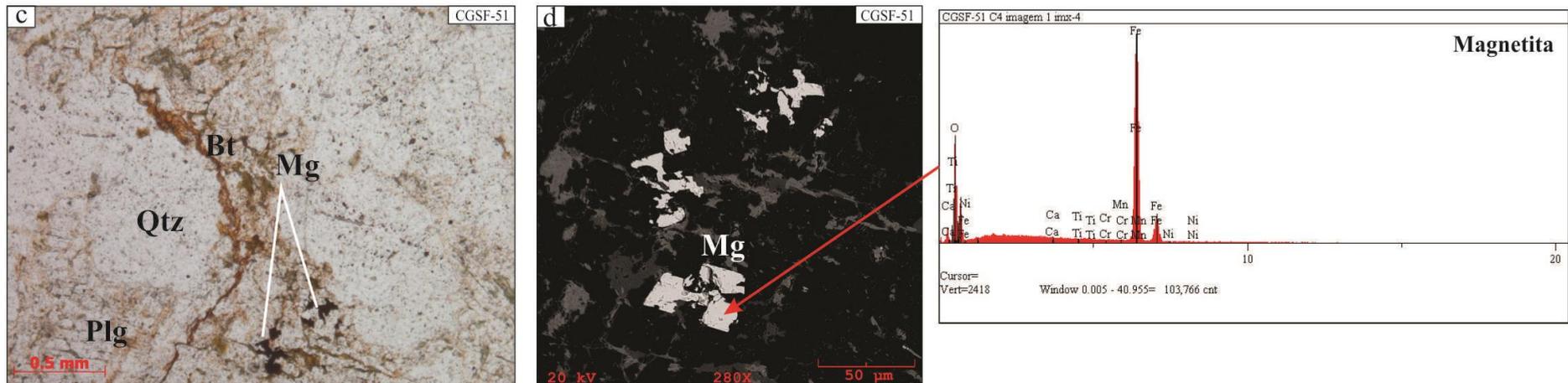


Figura 37: Fotomicrografia: a) sob luz natural cristais de ilmenita (Ilm) associados a cristais de magnetita (Mg) subédrico preenchendo interstícios de cristais de plagioclásio. Apresenta hematita (Hm) em forma de martitas; b) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS dos cristais de magnetita; c) sob luz natural de cristais magnetita preenchendo fraturas em cristais de quartzo e plagioclásio; d) imagem de elétrons retroespalhados obtida em MEV, acompanhada de espectro EDS dos cristais.

7 DISCUSSÕES

7.1 SEQUÊNCIA EVOLUTIVA E MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO DAS MICROESTRUTURAS

A análise microestrutural mostrou que as fases félsica das três unidades estudadas respondem à deformação imposta às rochas de modo evidente, por outro lado, os minerais de biotita, revelam aspectos deformacionais limitados à orientação preferencial. Sendo assim, os mecanismos de deformação tendem a ser mais expressivos nas proximidades das zonas de cisalhamento, gerando mais microestruturas. Portanto, a sequência evolutiva e os mecanismos de deformação ocorrentes nas três unidades expostos a seguir, serão de rochas das porções mais próximas das zonas de cisalhamento.

A sequência deformacional interpretada a partir dos minerais félsicos é representada por: (1) extinção ondulante; (2) subgrãos; (3) novos grãos; (4) extinção ondulante de novos grãos; (5) formação de subgrãos em novos grãos; e (6) Fraturas. O mecanismo responsável por gerar extinção ondulante é a migração de deslocamentos, os quais podem se organizar em paredes de deslocamento que possibilitam observar em microscópio ótico a mudança de orientação cristalográfica (FOSSSEN, 2012). Posteriormente em um processo de recuperação, se os deslocamentos migrarem ainda mais e se arranjam em redes bem definidas, pequenos domínios com poucos indícios de deformação irão surgir, formando subgrãos (FOSSSEN, 2012). Novos grãos são formados a partir do momento em que a recuperação se prolonga até os deslocamentos dos subgrãos serem removidos e os grãos se tornarem livres de deformação ou sem extinção ondulante, caracterizando o processo de recristalização. Neste trabalho observaram-se dois tipos de recristalização: (1) recristalização por rotação de subgrão ($> 10^\circ$ em relação aos subgrãos vizinhos) e (2) recristalização por migração de limite de grão. A crescente deformação proporciona a formação de extinção ondulante (deslocamento) nos novos grãos, propiciando a recuperação desses cristais recristalizados. O contínuo aumento da deformação em um estágio mais avançado do processo de recuperação dos novos grãos ocorre formação de subgrãos no interior dos cristais neoformados. Por fim, acontecem processos de faturamento intercristalinos. Logo, a sequência evolutiva dos mecanismos de deformação associados às microestruturas supracitadas, pode ser observada na Figura 38.

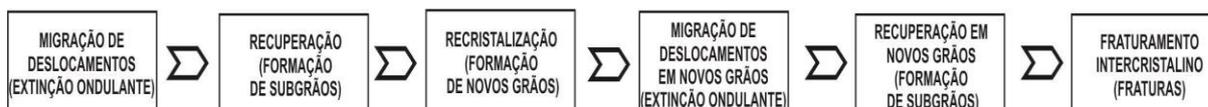


Figura 38: Sequencia evolutiva dos mecanismos de deformação e suas respectivas microestruturas associadas.

7.2 ANÁLISE DA VARIAÇÃO DEFORMACIONAL EM DIREÇÃO ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO

A partir do estudo da deformação microcristalina em lâminas delgadas, verificou-se que as microestruturas presentes nas rochas estão diretamente relacionadas às zonas de cisalhamento que cortam a área de estudo, atuando sob diferentes condições de deformação e temperatura. Além disso, as texturas e as feições de deformação observadas nas rochas analisadas refletem os efeitos da deformação que podem variar, dependendo da mineralogia, da temperatura, da disponibilidade de fluídos, da taxa de deformação e das texturas preexistentes. Estes efeitos incluem a produção de estruturas tectônicas e a recristalização de minerais em resposta a deformação. Sendo assim, ficou claro, que a deformação aumenta em direção às zonas de cisalhamento (Figura 39).

Observa-se, de modo geral, que as rochas distantes das zonas de cisalhamento preservam textura ígnea primitiva a exemplo de cristais tabulares subédricos de plagioclásio e feldspato potássico. A deformação intracristalina (VERNON 2004) é restrita a extinção ondulante e tímida formação de subgrãos e novos grãos de quartzo. Bem como cristais de biotita não se encontram orientados evidenciando baixo grau de deformação (Quadro 1).

Por outro lado, aproximando-se das zonas de cisalhamento as estruturas deformacionais são mais expressivas. A deformação intracristalina passa a ser representada pela formação de novos grãos e subgrãos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico caracterizando textura núcleo-manto. Em alguns casos com a crescente deformação chega a formar subgrãos em novos grãos. As rochas exibem quartzo *ribbons*, alinhados e orientados no plano da foliação milonítica, por vezes acompanhados de cristais de biotita desenhando caldas deformacionais em porfiroclastos de plagioclásio. A presença destes subgrãos e novos grãos indica a segregação da rocha confirmando o aumento progressivo da deformação sintectônica, a qual foi mais expressiva em cristais de quartzo por serem minerais de menor temperatura de cristalização/deformação (Quadro 2). O aumento contínuo da deformação pode obliterar estruturas pré-existentes, como as maclas magmáticas dos plagioclásios, as quais são retas e

contínuas e com a atuação da deformação tornam-se pontiagudas e descontínuas sendo denominadas maclas de deformação ou lenticulares.

A granulação reduzida pode ser considerada um tipo de matriz, logo, segundo Vernon (2004), a rocha pode ser classificada a partir da porcentagem de matriz recristalizada. Sendo assim, as rochas distantes das zonas de cisalhamento apresentam 5-15% de matriz, e as rochas próximas às zonas de cisalhamento 50-60%, ou seja, são classificadas, respectivamente, como protomilonitos e milonitos gerados em zonas de cisalhamento dúctil.

DESCRIÇÃO DOS MINERAIS DAS ROCHAS DISTAIS ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO			
CLASSIFICAÇÃO ESTRUTURAL: PROTOMILONITO (5-15% de matriz)			
	TROND. RIO VERDE	G.G. BOM JESUS	GRANITO SERRA DOURADA
QUARTZO	Anédrico recristalizado, fino a médio, moderada a forte extinção ondulante e formação de subgrãos	_____	Porfiroclastos arredondados, forte extinção ondulante e restrita formação de subgrãos e novos grãos
FELDSPATO POTÁSSICO	_____	_____	Clastos de microclina subédricos, tabulares ou globulares (arredondados), médio, maclamento do tipo xadrez e moderada extinção
PLAGIOCLÁSIO	Porfiroclastos tabulares subédricos médios com maclamento indistinto do tipo albita	_____	Porfiroclastos tabulares, subédricos e médios.
BIOTITA	_____	_____	Anédrica, hábito granular e fina

Quadro 1: Síntese das principais microestruturas descritas das rochas distais às zonas de cisalhamento

DESCRIÇÃO DOS MINERAIS DAS ROCHAS PRÓXIMAS ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO			
CLASSIFICAÇÃO ESTRUTURAL: MILONITO (50-60% de matriz)			
	TROND. RIO VERDE	GNAISSE GRANÍTICO BOM JESUS	GRANITO SERRA DOURADA
QUARTZO	Recristalizado em agregados, euédricos a subédricos, finos, moderada a forte extinção ondulante com formação de subgrãos. Por vezes fitados (<i>ribbons</i>) no plano da foliação milonítica.	Recristalizado em agregados, euédricos a subédricos, finos, moderada a forte extinção ondulante. Por vezes fitados no plano da foliação milonítica ou em caldas de recristalização de porfiroclastos de plagioclásio. Formação de subgrãos.	Clastos amendoados, médios, moderada extinção ondulante. Observa-se formação de novos grãos nas bordas, caracterizando a textura núcleo-manto. Novos grãos dispostos em agregados poligonais ou lenticulares, subédricos, finos, com forte extinção ondulante e subgrãos.
FELDSPATO POTÁSSICO	—————	Porfiroclastos tabulares, subédricos, médios. Formação de subgrãos e novos grãos. Os novos grãos constituem a matriz e apresentam fraca extinção ondulante.	Porfiroclastos, subédricos, tabulares ou globulares (arredondados) e médio. Formação de novos grãos com fraca extinção ondulante.
PLAGIOCLÁSIO	Porfiroclastos tabulares subédricos, médios, maclas ligeiramente apagadas e lenticulares, novos grãos nas bordas caracterizando textura núcleo-manto. Extinção ondulante em novos grãos.	Porfiroclastos tabulares subédricos, médios, maclas ligeiramente apagadas e lenticulares, novos grãos nas bordas caracterizando textura núcleo-manto. Extinção ondulante em novos grãos. Os novos grãos formam uma matriz quartzo-feldspática.	Porfiroclastos subédricos de albita tabulares, médios com maclamento do tipo xadrez levemente apagado e intensamente fraturados.
MÁFICOS	Biotita euédrica fina, ocorre inclusa em porfiroclastos de plagioclásio	Biotita anédrica, hábito granular e fina. Junto ao quartzo <i>ribbon</i> desenham caldas deformacionais de porfiroclastos de plagioclásio e encontra-se disposta no plano da foliação milonítica.	Biotita anédricas, com hábito granular, fina e intercrescida entre cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas.

Quadro 2: Síntese das principais microestruturas descritas das rochas próximas às zonas de cisalhamento

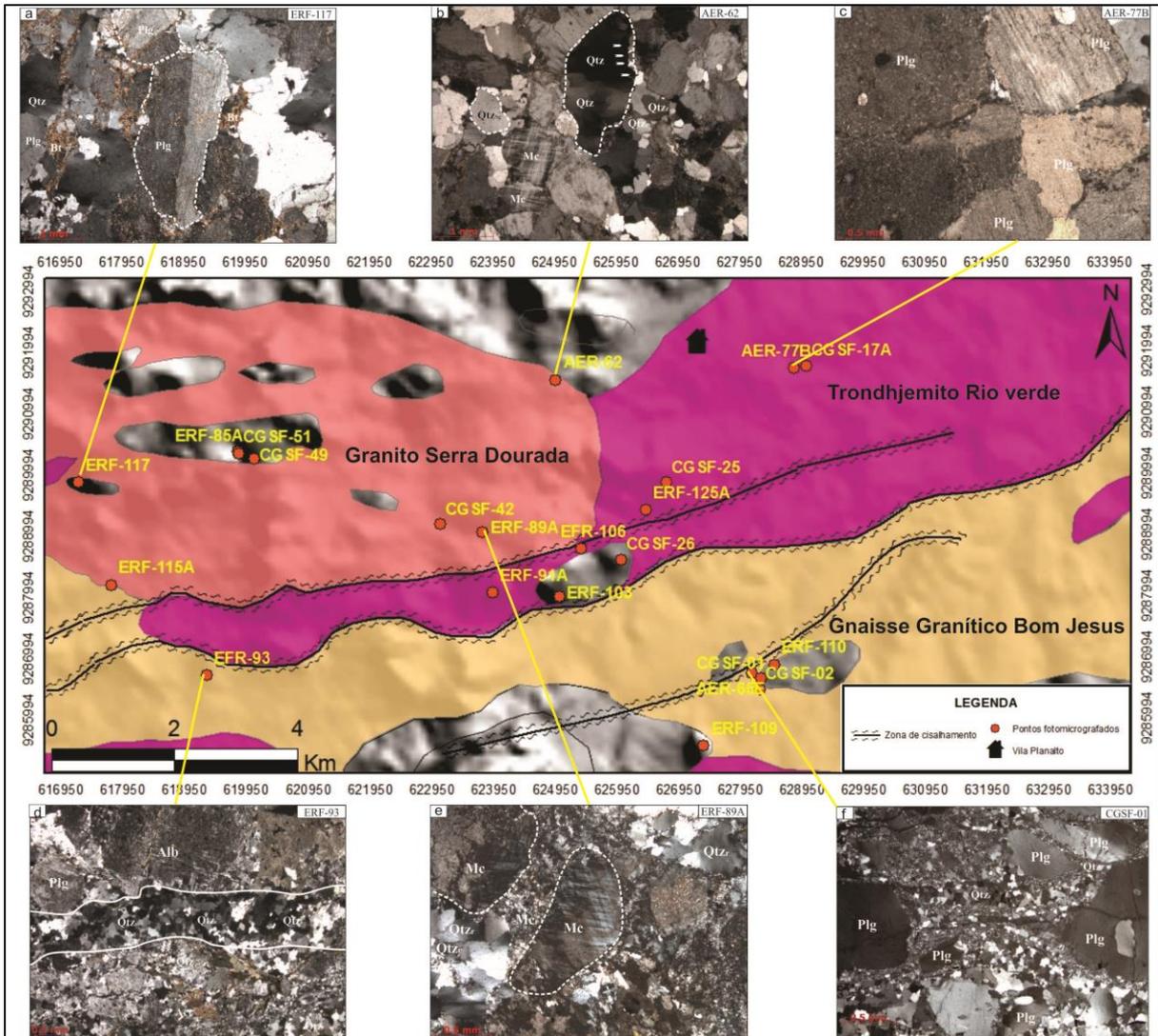


Figura 39: Feições microestruturais distais e proximais às zonas de cisalhamento. Notar o aumento de matriz recristalizada (diminuição da granulometria) próximo às zonas e texturas ígneas preservadas distante das mesmas. a) Sob nicóis cruzados - porfiroclasto de plagioclásio prismático, com maclamento do tipo *carlsbad*; b) Sob nicóis cruzados - observar clastos de microclina (Mc) subédricos, tabulares ou globulares (arredondados), exibindo maclamento do tipo xadrez e com moderada extinção ondulante; c) Sob nicóis cruzados - porfiroclastos de plagioclásio tabulares subédricos, com maclamento indistinto do tipo albita. Com textura ígnea preservada; d) Sob nicóis cruzados - Observar entre as linhas brancas cristais de quartzo *ribbons* recristalizados orientados no plano da foliação milonítica (Qtz_r); e) Sob nicóis cruzados - porfiroclastos de microclina (Mc) geralmente tabulares ou globulares (arredondados), com maclamento do tipo xadrez intensamente apagado e com forte extinção ondulante. Encontram-se imersos a uma matriz formada por novos grãos de microclina (Mc_r) e quartzo (Qtz_r); f) Sob nicóis cruzados - Notar a presença de cristais de quartzo *ribbons* (Qtz_r) formando caldas de recristalização nos. Porfiroclatos de plagioclásio os quais apresentam maclas intensamente apagadas.

7.3 PRINCIPAIS TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Com base na descrição mineralógica dos minerais secundários e suas associações foi possível correlacioná-las com quatro tipos de alteração hidrotermal: Alteração Sódica,

Alteração Sódica Cálctica, Alteração Potássica I e II. Geralmente a alteração hidrotermal nas unidades estudadas é intensa, com exceção do Gnaisse Granítico Bom Jesus. Os Processos hidrotermais, em conjunto com os deformacionais obliteraram parcialmente a totalmente as texturas originais das rochas hospedeiras.

A natureza da rocha hospedeira reflete-se na associação mineral de alteração hidrotermal. Sendo assim, cada unidade estudada pode apresentar tipos de alteração hidrotermal distintos ou semelhantes.

O metassomatismo sódico é um processo caracterizado pelo aporte de sódio às rochas quando elas entram em contato com fluidos, em geral aquosos, enriquecidos neste álcali. Este processo é comum no Trondhjemitó Rio Verde e no Granito Serra Dourada, sendo representado neste último pelo processo de albitização do feldspato alcalino e escapolitização do plagioclásio (Alteração Sódica). De acordo com Orville (1963), a albitização é ocasionada pelo aumento de temperatura ou diminuição de pressão quando o fluido está em equilíbrio com o feldspato alcalino. Porém, a precipitação de feldspatos é mais sensível a variações na temperatura, que na pressão (ORVILLE, 1963; 1972). No Granito Serra Dourada, ocorre formação de cristais de albita com maclamento tipo xadrez devido a uma substituição direta do K e Ca pelo Na nos feldspatos alcalinos preexistentes (POLLARD, 1983). Além da albitização, observa-se o processo de escapolitização do plagioclásio. A escapolita por sua vez, é um mineral, de acordo com Hunt *et al* (2005), que pode ser formado por processos metassomáticos através da reação da albita com fluidos metamórficos salinos, ricos em Cl, originados pela dissolução de sequências evaporíticas ($3\text{Albita} + \text{NaCl} \leftrightarrow \text{Marialita}$). Não foi possível verificar via EDS o tipo de escapolita ocorrente nesta unidade, porém as observações feitas por microscópio ótico levam a crer que trata-se de marialita, a qual pode ser gerada a $\approx 400^\circ\text{C}$ a partir de fluidos com ≈ 40 mol% de NaCl (ORVILLE, 1975; VANKO & BISHOP, 1982).

A alteração potássica é caracterizada pela neoformação de minerais devido a um enriquecimento de potássio por fluidos hidrotermais o qual, no Granito Serra Dourada propiciou a formação de cristais de biotita granular (Alteração Potássica I). Os valores obtidos por análises via EDS destes cristais ao serem plotados no diagrama $(\text{FeO} + \text{MnO}) - (10 * \text{TiO}_2) - \text{MgO}$ com campos de Nachit (1994), incidiram no campo das biotitas reequilibradas, confirmando a origem hidrotermal destes cristais.

Como citado, o tipo de alteração irá depender do litotipo no qual ela opera, portanto, no Trondhjemitó Rio Verde a alteração será distinta, representada por alteração Sódica Cálctica e Potássica II. Os fatores que influenciam na alteração Sódica Cálctica são semelhantes aos que ocorrem na Sódica, porém além de sódio há interação de íons de Ca, que entram na estrutura

do plagioclásio ocasionando a formação de epidoto. Dúvidas acerca da origem do epidoto surgiram no decorrer do trabalho, sendo assim, em posse dos valores obtidos via EDS de cristais de epidoto plotou-se estes valores no gráfico de Tulloch (1979), o qual considera a percentagem molar de pistacita (Ps) expressa pela fórmula $(Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Al)*100)$, confirmando as evidências petrográficas e texturais as quais indicam a origem do epidoto a partir da alteração do plagioclásio, com Ps entre 18 e 22. Porém, alguns cristais plotaram no campo dos epidotos magmáticos, próximo ao limite dos epidotos de alteração do plagioclásio, com teores de Ps entre 25 e 26. Associado a cristais de epidoto hidrotermal desenvolveu-se cristais de actinolita (anfíbólio sódico). Este anfíbólio pode ser considerado cálcico, pois, se enquadra na regra $CaB \geq 1,50$; $(Na + K)A \geq 0,50$ (2) $CaB \geq 1,50$; $(Na + K)A \leq 0,50$, na qual os 4 valores obtidos pertencem ao segundo grupo.

Diferente da Alteração Potássica I representada pela neoformação de biotita e magnetita, na Alteração Potássica II destaca-se a sericita, oriunda da alteração de plagioclásio. O processo de sericitização é caracterizado pela à entrada de potássio no estrutura do plagioclásio e a liberação de Ca ou Na no sistema.

Paralelo à formação de minerais translúcidos observa-se o desenvolvimento de minerais opacos no Trondhjemito Rio Verde. Cristais de magnetita preenchendo fraturas evidenciam que esses cristais certamente se desenvolveram também a partir de processos hidrotermais. Cristais de hematita ocorrem como produto de alteração da magnetita sob a forma de martita que exhibe, em geral, formas irregulares, desenvolvendo-se a partir da borda da magnetita hospedeira.

Monteiro (2010) afirma que o Cinturão Sul do Cobre da Província Mineral de Carajás é notável pela ocorrência de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG), tais como Alvo 118, Sossego, Cristalino, Bacaba, Castanha, Jatobá, Bacuri e Visconde ao longo de um importante corredor estrutural WNW-ESE que caracteriza o contato sul entre o Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga) e o embasamento. Tais depósitos são hospedados por metavulcânicas félsicas e máficas com lentes de ultramáficas, além de metavulcanoclásticas atribuídas ao Supergrupo Itacaiúnas, por rochas intrusivas representadas por granito, granito granofírico, quartzo-feldspato pórfiro e corpos gabróicos, assim como por unidades mesoarqueanas incluídas no embasamento (Tonalito Bacaba, ~3,0 Ga e Granito Serra Dourada, ~ 2,86 Ga). A evolução paragenética reconhecida nesses depósitos assemelha-se às descritas neste trabalho sendo caracterizada por alteração sódica-(cálcica) com albita, actinolita e/ou escapolita, formação de óxidos de ferro, seguida por alteração potássica (feldspato potássico, biotita), cloritização/carbonatização, mineralização cupro-aurífera e sericitização tardia.

7.4 SEQUÊNCIA DE ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A sequência dos estágios de alteração hidrotermal foi definida baseando-se principalmente nos seguintes fatores: sequência paragenética dos minerais de alteração, decréscimo de temperatura, salinidade, pH e aumento da fugacidade de oxigênio ao longo do tempo (Figura 39). Além de comparações com sequências estabelecidas em outras pesquisas acerca de alteração hidrotermal na região de Canaã dos Carajás.

A precoce albitização acompanhada de escapolitização ocorrentes no Granito Serra Dourada também foi descrito por Silva (2013), a qual realizou sua pesquisa no depósito Visconde, hospedado em rochas arqueanas variavelmente cisalhadas e alteradas hidrotermalmente, as principais sendo metavulcânicas félsicas (2968 ± 15 Ma), e no Granito Serra Dourada (2860 ± 22 Ma) e gabros/dioritos. Tais associações também foram observadas no Alvo Bacaba (AUGUSTO *et al.* 2008). A escapolita marialítica encontrada no Depósito Sossego indica a presença de fluidos hipersalinos (MORETO *et al.* 2011), semelhante as encontradas no Granito Serra Dourada.

De acordo com Craveiro (2012), minerais opacos como magnetita ocorrem no Granito Serra Dourada, na típica associação: albita + escapolita + quartzo + magnetita. Além de aparecerem em associações de minerais que caracterizam a Alteração Potássica I (Biotita + Magnetita).

O Trondhjemito Rio Verde por estar localizado próximo aos depósitos IOCG, na Região de Canaã é diretamente influenciado pelos mesmos processos hidrotermais e apresenta típicas alterações desses depósitos como a Sódica Cálcida e Sericítica (Potássica II). Ambas descritas por Monteiro (2010), sendo a Potássica II mais tardia. Devido a diferenças litológicas, ou seja, por se tratar de trondhjemito a alteração sericítica é mais intensa nesta unidade, a qual o principal alvo são os abundantes cristais de plagioclásio.

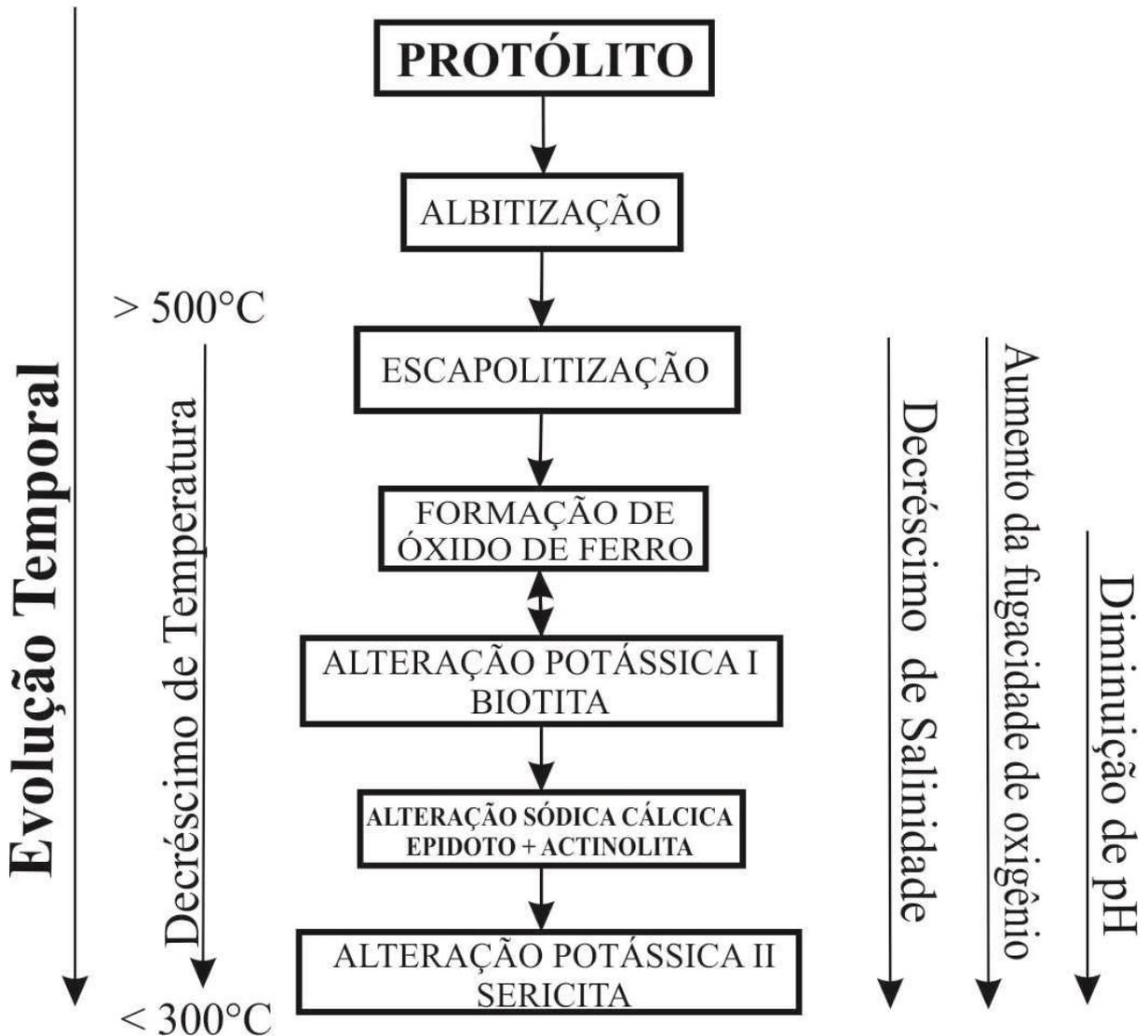


Figura 40: Evolução paragenética das unidades estudadas associada aos diferentes estágios e tipos de alteração hidrotermal. (Modificado de AUGUSTO *et al.* 2008).

7.5 RELAÇÕES ENTRE DEFORMAÇÃO E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

As unidades estudadas estão interceptadas por zonas de cisalhamento inseridas no grande corredor de cisalhamento Itacaiúnas. Logo, foram alvo dos eventos deformacionais que ocorreram na área. Sendo assim, cabe comentar as observações de ordem estrutural realizadas por Villas *et al* (2005) as quais indicam que a área do Sossego, depósito localizado próximo a área de estudo, experimentou, inicialmente, deformação sob um regime dúctil, o qual evoluiu para um regime rúptil nos estágios mais tardios, sempre, porém, acompanhada de intensa circulação de fluidos hidrotermais. Como mostra o tópico anterior, percebeu-se que quanto mais

próximo às zonas de cisalhamento, devido ao aumento de pressão e temperatura, texturas primárias são modificadas e microestruturas deformacionais são impressas, bem como a formação dos minerais hidrotermais a partir da percolação de fluidos.

A origem desses fluídos pode ser comparada a proveniência dos fluidos hidrotermais que agiram na formação do Depósito Visconde. De acordo com Silva (2013) o evento transpressivo ocorrido entre 2,76 e 2,74 Ga, responsável pela inversão da Bacia Carajás e pela geração de magmatismo granítico nos domínios Carajás e de Transição desencadeou reações de devolatilização em rochas do Supergrupo Itacaiúnas, ou mesmo, provocado à expulsão de fluidos conatos salinos aprisionados em seus intertícios. Esses fluidos teriam migrado pelas zonas de cisalhamento e reagido com as rochas (da bacia e do embasamento) pelas quais se movimentaram durante a fase dúctil.

8 CONCLUSÕES

1 – A análise microestrutural mostrou que as fases félsica das três unidades estudadas respondem à deformação de modo evidente, por outro lado, a biotita revela aspectos deformacionais restritos à orientação preferencial.

2 – A sequência da evolução deformacional dos minerais félsicos é representada pelas microestruturas seguintes: (1) extinção ondulante; (2) subgrãos; (3) novos grãos; (4) extinção ondulante de novos grãos; (5) formação de subgrãos em novos grãos; e (6) Fraturas.

3 – A sequência evolutiva dos mecanismos de deformação associados às microestruturas é a seguinte: (1) migração de deslocamentos (extinção ondulante); (2) recuperação (formação de subgrãos); (3) recristalização (formação de novos grãos); (4) migração de deslocamentos em novos grãos (extinção ondulante); (5) recuperação em novos grãos (formação de subgrãos); e (6) Fraturamento intercrystalino (Fraturas).

4 – As informações acerca de deformação microcristalina permitiram concluir que as microestruturas presentes nas rochas estão diretamente relacionadas às zonas de cisalhamento que cortam a área de estudo, atuando sob diferentes condições de deformação e temperatura. Sendo assim, percebeu-se que quanto mais próximo às zonas de cisalhamento, devido ao aumento de pressão e temperatura, texturas primárias são modificadas e estruturas deformacionais são impressas, bem como existe a formação de minerais secundários. Portanto, neste trabalho o Trondhjemito Rio Verde e o Granito Serra Dourada são ambas rochas ígneas metamorfisadas e deformadas apenas ao longo de zonas de cisalhamento. Enquanto que o Gnaiss Bom Jesus é considerado como rocha metamórfica, de origem ígnea, formada em condições de fácies anfíbolito a granulito.

5 – Com base na descrição mineralógica dos minerais secundários e suas associações foi possível correlacioná-las com quatro tipos de alteração hidrotermal: Alteração Sódica, Alteração Sódica Cálcica, Alteração Potássica I e II. No trondhjemito Rio Verde é comum Alteração Sódica Cálcica representada por actinolita + epidoto e Alteração Potássica II evidenciada pela abundante formação de sericita. Já no Granito Serra Dourada constatou-se a presença de Alteração Sódica (albita + escapolita) e Alteração Potássica I (biotita + magnetita).

6 – A análise semiquantitativa via EDS em alguns minerais ajudaram a confirmar a ação da alteração hidrotermal. Em tal análise observou-se presença de biotitas verdes, empobrecidas em Ti por processos hidrotermais, bem como formação de actinolita e cristais de epidoto

proveniente da alteração de plagioclásio. Por fim cristais de magnetita martitizados, resultado de oxidação da magnetita e presença de ilmenita subordinada.

7 – A sequência dos estágios de alteração hidrotermal foi definida baseando-se principalmente nos seguintes fatores: sequência paragenética dos minerais de alteração, decréscimo de temperatura, salinidade, pH e aumento da fugacidade de oxigênio ao longo do tempo. Além de comparações com sequências estabelecidas em outras pesquisas acerca de alteração hidrotermal na região de Canaã dos Carajás. Desta forma a sequência é a seguinte: (1) Albitização; (2) Escapolitização; (3) Formação de óxidos de ferro; (4) Potássica; (5) Sódica Cálcica; e (6) Potássica II.

8 – A alteração hidrotermal na área de Canaã se deu através da percolação de fluidos hidrotermais por fraturas geradas pelas zonas de cisalhamento e assemelham-se aquelas descritas nos depósitos tipo IOCG de Carajás datadas entre o Mesorqueano e o Neorqueano.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A.M., Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. *J. Petrol.* n. 35, p. 525-541, 1994. In: Lamarão, C.CN; Dall'Agnol, R. *Química Mineral de Anfibólios e Biotitas e Condições de Cristalização de Granitoides Paleoproterozóicos da Região de Vila Riozinho, Província Aurífera Do Tapajós, Cráton Amazônico.* *Revista Brasileira de Geociências.* 2004. v. 34, n. 1, p. 95 -108.
- ALMEIDA, J.A.C., DALL'AGNOL, R., DIAS, S.B., ALTHOFF, F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos* 187: 201-221.
- ALMEIDA, J.A.C., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, M.A., MACAMBIRA, M.J.B., PIMENTEL, M.M., RĂMÖ, O.T. GUIMARĂES, F.V., LEITE, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-*greenstone* terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 120: 235-257.
- ALTHOFF, F.J., BARBEY, P., BOULLIER, A.M. 2000. 2.8-3.0 Gaplutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104:187-206.
- AMARAL, G. 1974. *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica.* 212 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- AUGUSTO, R.A., MONTEIRO. L.V.S., XAVIER., R.O P., FILHO, C. R.S. 2008 Zonas de alteração hidrotermal e paragéneses do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, volume 38 (2).
- BLENKINSOP, T.G. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 pp.
- CORDANI, U.G. *et al.* 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2., 1979, Arica, Chile. *Actas. Arica, Chile:* v. 4, p. 137-148.
- CORDANI, U.G., TEXEIRA, W. D'AGRELLA, M.S, TRINDADE R.I. The position of the Amazonian Craton in supercontinentes Gondwana *Research* 15 (2009).
- CRAVEIRO G.S., VILLAS R.N., SILVA A.R.C 2012. Fluidos hidrotermais e origem do depósito cupro-aurífero Visconde, norte da Província Carajás, Pará. *Comunicações Geológicas, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Portugal*, 18 p.
- DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, M.A.; ALMEIDA, J.A.C.; ALTHOFF, F.J.; LEITE, A.A.S.; OLIVEIRA, D.C.; BARROS, C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol, R.; Rosa-Costa, L.T.; Klein, E.L. (eds.). *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide.* Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 150p.

DALL'AGNOL, R., *et al.* 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás - Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. 4p.

FEIO, G.R.L. 2011. Magmatismo Granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Brasil. 205p.

FEIO, G.R.L, DALL'AGNOL, R.DANTAS, E. MACAMBIRA, M.J.B., GOMES, A.C.B. SARDINHA, A.S., SANTOS, P., 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Planalto Granite suite and associated rocks: implications for the Neoproterozoic evolution of the Carajás province. *Lithos* 151, 57-73.

FEIO, G.R.L, R. DALL'AGNOL, E.L. DANTAS, M.J.B. MACAMBIRA, J.O.S. SANTOS, F.J. ALTHOFF & J.E.B. SOARES, 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 227: 157-185.

FOSSEN, H., Tradução: Andrade, R.D.F. 2012. Geologia Estrutural. Editora Oficina de Textos, São Paulo.

GABRIEL E.O. 2012. Geologia, geoquímica e petrologia magnética da porção nordeste de Água azul do norte, Província Carajás. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará (2012).

GABRIEL E.O. 2014. Petrogênese e Evolução Estrutural dos granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte-PA, Província Carajás. Exame de Qualificação de Doutorado Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará (2014).

HAGGERTY, S. E. 1981. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. Ed. Oxide minerals. 2nd ed. Washington, Mineralogical Society of America. Hg 101-Hg 300 (Reviews in Mineralogy, 3).

HUNT, J.; BAKER, T.; THORKELSON, D. Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Mineralium Deposita*, v. 40, p. 492-514. 2005.

LEAKE B. E.; WOOLEY A. R.; ARPS C. E. S.; BIRCH W. D.; BURKE, E. A. J.; FERRARIS, G.; GRICE J. D.; HAWTHORNE F. C.; KISCH H. J.; KRIVOVICHEV V. G.; SCHUMACHER J.; STEPHENSON N. C. N.; WHITTAKER E. J. W. Nomenclature of Amphiboles: Additions and Revisions to the International Mineralogical Association's 1997 Recommendations. *The Canadian Mineralogist*, v. 41, p. 1355-1362, 2003.

LEITE, A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. (Tese de Doutorado).

LEITE, A.A.S., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, M.J.B., ALTHOFF, F.J., 2004. Geologia e Geocronologia dos granitoides Arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências* 34: 447-458 (in Portuguese)

MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi 7: 263-287 (in Portuguese).

MONTEIRO, L.V.S., MORETO, C. P. N., PESTILHO, A. L. S., XAVIER, R. P., JULIANI, C., SOUZA FILHO, C. R., 2010. Cinturão Sul do Cobre na Província Mineral de Carajás: Evolução e gênese dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro.

MORETO C.P.N., MONTEIRO L.V.S., XAVIER R.P., AMARAL W.S., SANTOS T.J.S., JULIANI C., SOUZA FILHO C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2,86Ga) host rocks of the iron-oxide-Cu-Au bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. Mineralium Deposita, DOI 10.1007/s00126-011-0352-9.

NACHIT, H. Contribution à la typologie des granitoides, Petrogenèse et pétrologie structurale du batholite Panafricain du cercle de Tafrouste (boutonnière de Kerdous, Anti- Atlas occidental, Maroc). 1994, 465p. Thèse d'Etat, Université Ibhout Zohor, Agadir

NOCKOLDS, S.R. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Am. Jour. Sci. 1947. v. 245, n. 7, p. 401- 420.

OLIVEIRA, M.A., DALL'AGNOL, R., ALTHOFF, F.J., LEITE, A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 27, 146-160.

OLIVEIRA, D.C., Santos, P.J.L., Gabriel, E.O., Rodrigues, D.S., Faresin, A.C., Silva, M.L.T., Sousa, S.D., Santos, R.V., Silva, A.C., Souza, M.C., Santos, R.D., Macambira, M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDrom (in Portuguese).

ORVILLE, P.M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. American Journal of Science, v. 261, p. 201-237. 1963.

ORVILLE, P.M. Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: results at 700°C and 2000 bars in the presence of quartz. American Journal of Science, v. 272, p. 234-272. 1972.

ORVILLE, P.M. Stability of scapolite in the system Ab-An-NaCl-CaCO₃ at 4 kbar and 750°C. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 39, p. 1091-1105. 1975.

PASSCHIER, C.W., TROUW, R.A.J. 2005. Microtectonics, 2nd ed., Germany, Springer-Verlag,

PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from the pirom complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of the granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. Chemical Geology, v. 166, p. 159-171.

PIMENTEL, M.M., MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, 1988. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG. p. 390-391.

POLLARD, P.J. Magmatic and post magmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect. B: Ap II. Earth Sci.)*, v. 92, p. 1-9. 1983.

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

SANTOS, J.O.S. *et al.* 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG. Simpósio de Geologia da Amazônia. 9. Belém. Anais

SANTOS P.J.L. 2009. Geologia, petrografia e geocronologia dos granitoides do Complexo Xingu da região de Vila Nova Canadá, porção NE do município de Água Azul do Norte- Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão do Curso. FAGEO. Marabá: Universidade Federal do Pará, 130p.

SANTOS R.D. 2012. Geologia, geoquímica e geocronologia do diopsídio-norito pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. 82p.

SANTOS, P.A. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalítico-Trondhjemitico-Granodiorítica (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás - Pará. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. 128p.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B.A 2003. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A. *et al.* (Ed.). Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM. p. 5-54.

SCHOLZ, C. H. 1990 *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press.

SILVA, A.C. 2012. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos da área de Vila Jussara, Província Carajás. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

SILVA, A.R.C 2013. Estudos Isotópicos (pb, o, h, s) em Zonas Alteradas e Mineralizadas do Depósito Cupro-aurífero Visconde, Província Mineral de Carajás. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará (2013).

SOUZA F.D.S. 2007. Estudo da Alteração Hidrotermal, com Ênfase no Metamorfismo Sódico, de Rochas Granitoides e Máficas da Região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Brasil, 202p.

TASSINARI C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 139 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo.

TASSINARI, C.C.G. *et al.* 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G. *et al.* (Ed.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31. International Geological Congress. p. 41-95.

TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO NEVES, B.B. (EDS.). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida. São Paulo. p. 471-486.

TEIXEIRA, W, TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research* 42: 213–227.

TEIXEIRA, M.F.B. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de Sapucaia - Província Carajás-Pa. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – Universidade Federal do Pará.

TROUW, R.A.J., PASSCHIER, C.W., WIERSMA, D.J. 2010. Atlas of Mylonites – and related microstructures. Springer Germany.

TULLOCH, A. (1979). Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 105-117.

VANKO, D.A.; BISHOP, F.C. Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt Lopolith, N.W. Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81, p. 277-289. 1982.

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, 328p (in Portuguese).

VERNON. R.H. A practical guide to rock microstructures, 2004.

VILLAS, R. N. *et al.* Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 1., 2005. Gramado (RS). Resumos. Gramado, RS: 2005. 1 CD-ROM.

10 ANEXOS

Tabela 1 Análises por EDS de biotita do Gnaiss Granítico Bom Jesus.

Rocha	Monzogranito													
Amostra	CGSF-01													
Ponto	C1Im2p2	C1Im2p3	C2Im1p1	C2Im1p2	C2Im1p4	C2Im1p5	C2Im1p6	C4Im1p1	C4Im1p2	C4Im1p3	C4Im1p4	C4Im1p5	C4Im1p6	C4Im1p7
SiO ₂	38,46	39,11	41,62	41,17	41,26	41,16	41,12	39,37	39,26	38,89	40,37	39,31	37,55	39,24
TiO ₂	3,45	3,61	0,31	0,28	0,22	0,17	0,17	3,59	3,84	2,92	3,21	3,68	3,12	3,76
Al ₂ O ₃	16,64	16,26	16,83	16,65	16,79	16,93	17,15	15,73	15,51	16,56	16,31	15,77	16,31	15,56
FeO	25,40	24,35	19,61	20,20	20,07	19,64	19,65	22,90	23,24	25,12	22,69	23,01	26,50	23,77
MgO	7,54	7,04	11,03	10,91	10,87	11,19	10,98	7,80	7,42	9,06	7,57	7,79	9,02	7,22
CaO	0,11	0,19	0,05	0,13	0,06	0,11	0,10	0,14	0,09	0,64	0,07	0,08	0,11	0,01
K ₂ O	8,40	9,45	10,55	10,65	10,73	10,80	10,84	10,47	10,64	6,81	9,78	10,36	7,40	10,43
Cl	0,20	0,19	0,14	0,18	0,12	0,15	0,10	0,44	0,30	0,28	0,26	0,32	0,31	0,35
O=Cl	0,05	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,10	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio														
Si	5,66	5,76	5,98	5,95	5,95	5,93	5,93	5,79	5,79	5,67	5,88	5,78	5,54	5,80
Al ^{IV}	2,34	2,24	2,02	2,05	2,05	2,07	2,07	2,21	2,21	2,33	2,12	2,22	2,46	2,20
Al ^{VI}	0,55	0,58	0,83	0,78	0,81	0,81	0,84	0,52	0,49	0,51	0,68	0,51	0,38	0,50
Ti	0,38	0,40	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,40	0,43	0,32	0,35	0,41	0,35	0,42
Fe	3,13	3,00	2,36	2,44	2,42	2,37	2,37	2,82	2,87	3,06	2,77	2,83	3,27	2,94
Mg	1,65	1,54	2,36	2,35	2,34	2,41	2,36	1,71	1,63	1,97	1,64	1,71	1,98	1,59
Ca	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,10	0,01	0,01	0,02	0,00
K	1,58	1,77	1,93	1,96	1,97	1,99	1,99	1,96	2,00	1,27	1,82	1,94	1,39	1,97
Cl	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,11	0,07	0,07	0,06	0,08	0,08	0,09
Al_{total}	2,89	2,82	2,85	2,83	2,86	2,88	2,91	2,73	2,70	2,84	2,80	2,73	2,84	2,71
Fe/(Fe+Mg)	0,65	0,66	0,50	0,51	0,51	0,50	0,50	0,62	0,64	0,61	0,63	0,62	0,62	0,65

Tabela 2: Análises por EDS de biotita do Granito Serra Dourada

Rocha	Sienogranito									
Amostra	CGSF-51									
Ponto	C1Im3p1	C1Im3p2	C1Im3p3	C1Im3p4	C1Im3p5	C3Im1p1	C3Im1p2	C3Im1p3	C3Im1p4	C3Im1p5
SiO ₂	35,11	37,01	37,33	36,75	36,44	37,44	33,98	34,66	37,05	36,09
TiO ₂	2,29	3,50	3,44	3,46	2,87	2,74	1,99	1,80	2,68	2,62
Al ₂ O ₃	16,09	14,83	14,73	14,70	15,76	14,89	15,66	15,97	14,94	15,00
FeO	34,86	30,31	30,96	31,38	32,97	30,57	37,36	36,31	31,31	33,41
MgO	5,05	4,49	3,96	4,30	3,76	4,84	5,04	4,90	4,44	4,16
CaO	0,12	0,01	0,06	0,08	0,08	0,18	0,14	0,10	0,04	0,09
K ₂ O	6,48	9,84	9,53	9,32	8,13	9,34	5,83	6,26	9,54	8,64
Cl	2,23	3,47	3,59	3,71	2,50	3,88	1,93	2,14	3,63	3,33
O=Cl	0,50	0,78	0,81	0,84	0,56	0,88	0,43	0,48	0,82	0,75
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio										
Si	5,40	5,66	5,71	5,64	5,59	5,71	5,29	5,37	5,68	5,58
Al ^{IV}	2,60	2,34	2,29	2,36	2,41	2,29	2,71	2,63	2,32	2,42
Al ^{VI}	0,32	0,33	0,37	0,30	0,43	0,39	0,17	0,28	0,38	0,31
Ti	0,26	0,40	0,40	0,40	0,33	0,31	0,23	0,21	0,31	0,30
Fe	4,48	3,88	3,96	4,03	4,23	3,90	4,87	4,70	4,02	4,32
Mg	1,16	1,02	0,90	0,98	0,86	1,10	1,17	1,13	1,01	0,96
Ca	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
K	1,27	1,92	1,86	1,82	1,59	1,82	1,16	1,24	1,87	1,70
Cl	0,58	0,90	0,93	0,96	0,65	1,00	0,51	0,56	0,94	0,87
A _k total	2,92	2,67	2,66	2,66	2,85	2,68	2,87	2,92	2,70	2,73
Fe/(Fe+Mg)	0,79	0,79	0,81	0,80	0,83	0,78	0,81	0,81	0,80	0,82

Tabela 3: Análises por EDS de biotita do Granito Serra Dourada (Cont.)

Rocha	Sienogranito								
Amostra	CGSF-52B								
Ponto	C1Im1bp1	C1Im1bp2	C1Im1bp4	C1Im3p1	C1Im3p2	C2Im2p1	C2Im2p2	C2Im2p3	C2Im2p4
SiO ₂	35,74	36,87	38,08	37,81	38,68	39,31	33,14	40,24	36,58
TiO ₂	1,66	2,29	2,99	2,49	1,85	1,65	0,49	1,66	0,89
Al ₂ O ₃	16,86	15,78	14,61	15,29	17,82	15,23	17,12	16,11	13,03
FeO	31,68	30,51	27,64	27,54	26,76	27,16	37,17	27,26	38,25
MgO	8,29	7,23	7,83	7,77	8,12	7,62	10,52	7,96	5,76
CaO	0,15	0,07	0,14	0,05	0,10	0,05	0,20	0,60	0,13
K ₂ O	5,60	7,27	8,69	9,05	6,68	8,97	1,36	6,17	5,35
Cl	1,81	2,29	2,52	3,02	2,25	3,03	0,43	1,15	1,45
O=Cl	0,41	0,52	0,57	0,68	0,51	0,68	0,10	0,26	0,33
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio									
Si	5,37	5,55	5,70	5,66	5,65	5,85	5,02	5,87	5,68
Al ^{IV}	2,63	2,45	2,30	2,34	2,35	2,15	2,98	2,13	2,32
Al ^{VI}	0,36	0,35	0,28	0,37	0,72	0,52	0,08	0,65	0,06
Ti	0,19	0,26	0,34	0,28	0,20	0,18	0,06	0,18	0,10
Fe	3,98	3,84	3,46	3,45	3,27	3,38	4,71	3,33	4,97
Mg	1,86	1,62	1,75	1,74	1,77	1,69	2,38	1,73	1,33
Ca	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,09	0,02
K	1,07	1,40	1,66	1,73	1,25	1,70	0,26	1,15	1,06
Cl	0,46	0,58	0,64	0,77	0,56	0,76	0,11	0,28	0,38
Al _{total}	2,99	2,80	2,58	2,70	3,07	2,67	3,06	2,77	2,38
Fe/(Fe+Mg)	0,68	0,70	0,66	0,67	0,65	0,67	0,66	0,66	0,79

Tabela 4: Análises por EDS de biotita do Trondhjemito Rio verde.

Rocha	Trondhjemito		
Amostra	CGSF-17A		
Ponto	C4Im1p1	C4Im1p2	C4Im1p4
SiO ₂	39,70	39,58	39,82
TiO ₂	4,29	4,24	4,25
Al ₂ O ₃	14,62	14,65	14,71
FeO	21,70	21,50	21,49
MgO	9,39	9,59	9,46
CaO	0,05	0,03	0,01
K ₂ O	10,26	10,42	10,25
Cl	1,20	1,29	1,22
O=Cl	0,27	0,29	0,28
Total	100	100	100

Fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio

Si	5,81	5,79	5,81
Al ^{IV}	2,19	2,21	2,19
Al ^{VI}	0,33	0,32	0,35
Ti	0,47	0,47	0,47
Fe	2,65	2,63	2,62
Mg	2,05	2,09	2,06
Ca	0,01	0,00	0,00
K	1,91	1,94	1,91
Cl	0,30	0,32	0,30
Al ^{total}	2,52	2,53	2,53
Fe/(Fe+Mg)	0,56	0,56	0,56

Tabela 5: Análises por EDS de anfibólio do Trondhjemito Rio Verde.

Rocha	Trondhjemito			
Amostra	CGSF-25B			
Ponto	C3Im1p1	C3Im1p2	C3Im1p3	C3Im1p4
SiO ₂	58,85	56,90	54,16	54,92
TiO ₂	0,35	0,37	0,55	0,53
Al ₂ O ₃	3,11	3,03	4,82	4,18
FeO	10,83	11,18	13,01	12,28
MgO	15,65	14,81	13,77	14,33
MnO	0,19	0,23	0,12	0,21
CaO	12,01	12,67	12,28	12,32
Na ₂ O	0,79	0,64	1,02	0,99
K ₂ O	0,21	0,17	0,28	0,23
Total	100,00	100,00	100,00	100,00
Si	7,92	8,01	7,67	7,76
Al ^(IV)	0,08	-0,01	0,33	0,24
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^(VI)	0,43	0,51	0,48	0,45
Fe ³⁺	-0,26	-0,62	-0,33	-0,36
Ti	0,04	0,04	0,06	0,06
Mg	3,25	3,11	2,91	3,02
Mn	0,02	0,03	0,01	0,02
Fe ⁺²	1,52	1,94	1,87	1,81
Soma C	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,79	1,91	1,86	1,86
Na	0,21	0,09	0,14	0,14
Soma B	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,01	0,08	0,14	0,14
K	0,04	0,03	0,05	0,04
Soma A	0,05	0,12	0,19	0,18
Fe/(Fe+Mg)	0,32	0,38	0,39	0,37
<u>Mg/(Mg+Fe)</u>	0,68	0,62	0,61	0,63

