



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**O MAGMATISMO GRANÍTICO E OS SEUS EFEITOS NA REGIÃO
DE XAMBIOÁ/ARAGUANÁ, TO**

Dissertação apresentada por:

JANAINA REIS POINSIGNON

**BELÉM
2009**

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

P752m Poinsignon, Janaina Reis

O Magmatismo granítico e os seus efeitos na região de Xambioá/Araguanã, To / Janaina Reis Poinsignon; Orientador: Basile Kotschoubey – 2009.

xviii, 174 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.

1. Metalogenia (To). 2. Magmatismo félsico. 3. Alterações metassomáticas. 4. Albitização. 5. Greisenização. 6. Caulizinação. 7. Veios de quartzo. 8. Quadro magmático/hidrotermal. 9. Xambioá (To). I. Universidade Federal do Pará. II. Kotschoubey, Basile, *orient.* III. Título.

CDD 20° ed.: 553.10981



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

**O MAGMATISMO GRANÍTICO E OS SEUS EFEITOS NA
REGIÃO DE XAMBIOÁ/ARAGUANÃ, TO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

JANAINA REIS POINSIGNON

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

Data de Aprovação: **22/05/2009**

Comitê de Dissertação:



DR. BASILE KOTSCHOUBEY (UFPA)
(Orientador)



DR. VALMIR DA SILVA SOUZA (UnB)
(Membro)



DR. RAIMUNDO NETUNO N. VILLAS (UFPA)
(Membro)

Belém

Aos meus pais Christian
e Heliana e à minha vò
Euzébia.
Dedico esta dissertação
em memória de meu pai,
que sempre estará no meu
coração e ao qual devo
muito.

AGRADECIMENTOS

A DEUS pelas oportunidades oferecidas.

Aos meus pais pelo apoio, carinho e compreensão pelo tempo e pela distância em que estive longe deles. E principalmente para o meu pai, que não está mais aqui, mas que sempre me deu apoio e muito incentivo.

Ao meu namorado Jones pelo carinho, atenção, paciência e ajuda nesses anos de mestrado e namoro.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Basile Kotschoubey, pelo apoio, ajuda e transmissão de conhecimentos durante nossas longas conversas.

A Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade e apoio durante a realização dessa dissertação.

A CAPES pela concessão de bolsa durante a realização desse trabalho.

A todos os professores que contribuíram para confecção de minha dissertação e principalmente ao Prof. Dr. Raimundo Netuno Villas pelo carinho, paciência e grande ajuda nas etapas de inclusões fluidas e correção da dissertação.

Ao Prof. Dr. Cláudio Lamarão pela realização e ajuda nas numerosas sessões de microscopia eletrônica de varredura (MEV) no lab. de MEV da UFPA.

Ao Prof. Dr. Jean-Michel Lafon pela ajuda em geocronologia e apoio na finalização da tese.

A todos os amigos do curso pelo apoio e inúmeras discussões, em particular Gilmara, Ana Glória, D'Ávila, Roberta, Wagner, Anderson e muitos outros.

Aos técnicos dos laboratórios do Instituto de Geociências pelo auxílio nos trabalhos de laboratório.

A todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento desta dissertação.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1: Mapa de localização da região de Xambioá-Araguanã, com a área de estudo delimitada pelo quadrado	5
Figura 1.2: Mapa geológico simplificado da Faixa Araguaia.	6
Figura 1.3: Mapa geológico da região de Xambioá-Araguanã com os pontos de amostragem.	24
Figura 4.1: Mapa geológico da região de Xambioá-Araguanã com os pontos de amostragem.	26
Figura 5.1: Granito de Araguaci da zona periférica. a) Foto de amostra de mão (Arg 1a); b) Fotomicrografia em nicóis X da textura hipidiomórfica equigranular em lâmina delgada desta amostra.	27
Figura 5.2: Fotomicrografias do granito da zona de borda (nicóis X): a) Formas dos cristais de quartzo, plagioclásios finos e rutilo; b) Formas da albíta fina com grãos de quartzo, muscovita e biotita.	28
Figura 5.3: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Cristal de pirita anédrico (1) com borda oxidada (2) e inclusão de barita (3), e grão de apatita anédrico (4) às proximidades; b) Grãos subédricos de rutilo (1), apatita (2) e zircão (3) inclusos em albíta; e c) Cristal de ilmenita (3) com lamelas de exsolução de magnetita (2) e parcialmente alterado para rutilo (1) contendo inclusão de quartzo (4).	28
Figura 5.4: Zona interna do granito de Araguaci (Arg 11), a) Foto de amostra de mão (Arg 11); b) Fotomicrografia em NX da textura hipidiomórfica equigranular em lâmina delgada desta amostra.	29
Figura 5.5: Fotomicrografias em NX do albíta granito da zona central: a) Cristais ripiformes de albíta se encontram imersos em cristais maciços de quartzo assim com os grãos de monazita subédricos; b) Cristais de albíta com fraturas preenchidas por sericita.	30
Figura 5.6: Cristais geminados de monazita no albíta granito: a) Fotomicrografia dos contatos em equilíbrio com albíta (nicóis X); b) Imagem de elétrons retroespalhados obtida por MEV na forma de inclusão em albíta.	30
Figura 5.7: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Cristal anédrico de pirita (1) fraturado, associado a finos grãos de rutilo (2) e de monazita inclusos em quartzo (4), além de albíta (5); b) Grãos subédricos de rutilo (1), zircão (2) inclusos em albíta (3); c) Cristais subédricos a anédricos de monazita (1), zircão (2) e rutilo (3) inclusos em quartzo e albíta (6) e agregados de óxidos/hidróxidos de ferro (hematita).	30
Figura 5.8: Foto de amostra de granito intensamente albitizado (Arg 5), com uma zona esbranquiçada rica em albíta numa rocha altamente alterada.	31
Figura 5.9: Rocha albitizada do setor de Araguaci (Arg 1b): a) Foto de amostra de mão com foliação preservada; b) Fotomicrografia (NX) mostrando as feições microscópicas, com um bandamento reliquiar.	32
Figura 5.10: Fotomicrografias em NX de amostra de xisto albitizado: a) Formas dos cristais de quartzo, plagioclásios, por vezes fortemente sericitizados, e muscovita; b) Alternância de bandas mais ricas em quartzo e outras mais ricas em albíta e muscovita, inclusão de biotita.	33
Figura 5.11: Fotomicrografias de amostra do xisto albitizado: a) Cristais de turmalina inclusos no quartzo e plagioclásio, e de biotita cloritizada (NX); b) Cristais zonados de turmalina inclusos em quartzo (N //).	33
Figura 5.12: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Restos de biotita (1) associados a óxidos/hidróxidos de ferro contendo Ti (5) e finos grãos de quartzo (2) inclusos em albíta (3 e 4); b) Cristal anédrico de apatita (1) em meio a um agregado de grãos de quartzo(2).	34







Figura 5.13: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão anédrico de monazita em meio a uma massa de cristais de albita (2 e 3), além de palheta de muscovita (4); b) Cristal de pirita anédrico (1) com borda oxidada (2) bem como grão de rutilo (3) incluso em quartzo (4); C) Cristais de zircão (1), ilmeno-rutilo (2) e ilmenita (3) inclusos em albita (5) e restos de biotita (4).	34
Figura 5.14: Xisto grafitoso, constituindo um “ <i>roof-pendant</i> ” no granito Araguaci (Arg 3r), afetado por metamorfismo de contato e por albitização: a) Foto de amostra de mão mostrando as feições macroscópicas; b) Fotomicrografia em NX mostrando as feições dessa rocha.	35
Figura 5.15: Difrátograma da amostra Ar3a assinalando a presença de albita (Ab), grafite (C), quartzo (Qz), muscovita (Mc) e caulinita mal cristalizada (K).	36
Figura 5.16: Fotomicrografias em NX do xisto grafitoso albitizado: a) Cristais de albita euédricos em bolsões; b) Cristais de albita em vênulas que recortam a massa mais fina de grafita, quartzo e albita.	36
Figura 5.17: Fotomicrografia em NX de amostra do xisto grafitoso albitizado recortado por vênulas de albita e mostrando o material grafitoso (Grap).	37
Figura 5.18: Fotomicrografias em NX de amostra do xisto grafitoso albitizado: a) Grãos anédricos de rutilo imersos na massa fina de quartzo, albita e grafita; b) Cristal de turmalina que se destaca na massa fina de quartzo, albita e grafita.	37
Figura 5.19: Imagens elétrons retroespalhados obtidas por MEV em amostras do xisto albitizado: a) Cristal de pirita anédrico (1) com inclusões de albita euédrica (2 e 3) em bolsões; b) Pirita em vênula (1), junto com albita (2 e 3), que corta a massa fina de quartzo, albita e grafita.	38
Figura 5.20: Imagens elétrons retroespalhados obtidas por MEV em amostra de xisto albitizado: a) Cristal anédrico de xenotímio (1) com inclusão de rutilo (2), e cristal de albita (3); b) Cristal anédrico de monazita com inclusão de rutilo, imerso em massa de quartzo (3), albita (4) e grafite.	38
Figura 5.21: Foto de amostra de mão de greisen do setor de Araguaci (Ar3a) mostrando o aspecto macroscópico da rocha.	39
Figura 5.22: Foto de morro sustentado por veios de quartzo localizado nas circunvizinhanças de Araguaci.	40
Figura 5.23: Fotos de veios de quartzo. a) veio de quartzo leitoso com cristal de rocha às margens do rio Muricizal. b) veios de quartzo com grandes cristais de rocha bem formados.	40
Figura 5.24: Foto do Garimpo da Lagoa e das cavas abertas durante a atividade garimpeira no passado.	41
Figura 5.25: Rochas geisenizadas do setor do Garimpo da Lagoa. a) Foto de amostra de mão mostrando a estratificação reliquiar (Ga La 2); b) Foto de amostra de mão mostrando o aspecto maciço com a micas verde, fuchsite (Ga La 4).	42
Figura 5.26: Fotomicrografias em NX de amostra de rocha greisenizada: a) Grãos anédricos a subédricos de quartzo (Qz) em contato com palhetas anédricas de muscovita (Ms); b) Cristal anédrico de turmalina (Tur) ocupando interstícios entre cristais de muscovita e o quartzo.	43
Figura 5.27: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grãos de rutilo anédricos (1) inclusos na fuchsite (2); b) Cristal geminado de rutilo (1), grãos anédricos de zircão (3) e quartzo (3) também inclusos em fuchsite (4); c) Grãos de monazita (1 e 2) inclusos na fuchsite (3).	43
Figura 5.28: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Partícula subédrica de bismuto (1) inclusa em quartzo; b) Partículas anédricas de ouro (1 e 2) inclusas no quartzo (3); c) Partícula anédrica de ouro (1) inclusa na fuchsite (2).	44
Figura 5.29 : Rejeito de caulim em margem de cavas no Garimpo da Lagoa (Ga La cau).	44

- Figura 5.30:** Difratoograma de caulim da amostra Ga La cau assinalando a presença de caulinita (K) e quartzo (Qz). 45
- Figura 5.31:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV na amostra Ga La cau. a) sanfonas (*booklets*) e b) placas vermiformes de caulinita em uma matriz fina de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais. 46
- Figura 5.32:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV e espectros EDS de uma seção de minerais pesados da amostra GaLa cau destacando os diferentes minerais encontrados. a) Grão de zircão incluído no rutilo; b) Geminação em cotovelo do rutilo e grão de quartzo subarredondado; c) Micropartícula de ouro incluída em grão de rutilo; d) cristal euédrico de turmalina, incluído num grão de monazita; e) Grão anédrico de ilmenita com ínfimas inclusões, grão de quartzo subarredondado e grão de rutilo. 47
- Figura 5.33:** Foto de amostra de mão de um fragmento de quartzo leitos em contato com palhetas de mica verde (fuchsitita) do setor do Garimpo da Lagoa. 48
- Figura 5.34:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV na amostra Ga La mi: a) Agregados de palhetas de fuchsitita com formas euédricas (1) e (2) e b) Micro-partículas anédricas de rutilo (1) e monazita (2) imersos em um agregado de palhetas de fuchsitita (3). 48
- Figura 5.35:** Foto de uma antiga cata de garimpagem com cerca de 4 m de profundidade, hoje abandonada. 49
- Figura 5.36:** Foto de contato de veio de quartzo com rocha caulinizada. 49
- Figura 5.37:** Foto de amostra de mão do xisto encontrado no Setor de Água Branca (AB Sc). 50
- Figura 5.38:** Rocha greisenizada encontrada no setor de Água Branca (AB6a): a) Foto de amostra de mão com cavidades de dissolução; b) Fotomicrografia em NX mostrando as feições microscópica com abundante muscovita associada a quartzo. 51
- Figura 5.39:** Fotomicrografias (NX e N //, respectivamente) de amostra de rocha greisenizada: a) Matriz fina composta de cristais anédricos a subédricos de quartzo e muscovita e cortada por vênulas de quartzo; b) cristal zonado de turmalina imerso na matriz fina de quartzo e muscovita. 52
- Figura 5.40:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão de rutilo anédrico (1) em contato de equilíbrio com quartzo (2) e muscovita (3) (o que está em preto corresponde à buracos na lamina); b) Palheta euédrica de muscovita (1), incluída em uma massa de óxido/hidróxido de ferro (3 e 4) e grão de rutilo (2) em contato com muscovita. 52
- Figura 5.41:** Difratoograma da amostra AB, revelando composição essencialmente quartzo-muscovítica (Qz = quartzo; Mu = muscovita; Ru = rutilo; Mc = argilo mineral). 53
- Figura 5.42:** Fotos de amostras de mão de rochas caulinizadas maciças coletadas na área de Água Branca, ABJP e AB 6b, respectivamente mostrando a coloração esbranquiçada e finos grãos de rutilo dispersos nas rochas. 53
- Figura 5.43:** Fotomicrografias em NX da amostra de rocha caulinizada (ABJP): a) Flocos de mica alterando para caulinita (Amc) em meio à matriz caulínica (Mk); b) Matriz fina de caulinita na qual estão dispersos grãos de rutilo (Ru). 54
- Figura 5.44:** Difratoograma da amostra ABJP coletada na área Água Branca (K = caulinita; Ru = rutilo). 55
- Figura 5.45:** Imagens de elétrons secundários obtidas por MEV das amostras AB 6b e AB JP. a) Sanfonas (“booklets”) e placas vermiformes de caulinita em uma matriz fina de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais; b) Matriz fina de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais mostrando empilhamentos de cristalitos. 55
- Figura 5.46:** Fotomicrografias de grãos de rutilo na forma granular e geminada em cotovelo a 60° extraídos das amostras de rocha caulinizada AB 6b e AB JP (luz natural). a) Diversas formas dos grãos de rutilo, b) Detalhe da geminação do rutilo; c) Aspectos dos numerosos grãos de rutilo; d) Geminações em cotovelo do rutilo; e) Graos de rutilo em cotovelo; f) Grãos de rutilo em agregados e agulhas. 57

- Figura 5.47:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV de seções de minerais pesados das amostras de caulim AB JP e AB 6b. a) Grão de zircão incluído no rutilo geminado em cotovelo; b) Zircão e mica incluídos no rutilo; c) Grão subarredondado de zircão e grão subangular de quartzo; d) Palheta de mica e grão de quartzo; e) Zircão e palheta de mica incluídos no rutilo; f) Grão corroído de rutilo em agregados de óxidos de ferro. 58
- Figura 5.48:** Fotos de apófise do granito da Serra da Ametista: a) Granito fino róseo à direita cortado por veio pegmatóide; b) Granito pegmatítico em veios à esquerda. 59
- Figura 5.49:** Rocha microgranítica da Serra da Ametista (SA): a) Foto de amostra de mão destacando sua granulação fina a média e caráter leucocrático; b) Fotomicrografia em NX da textura alotriomórfica desta amostra. 60
- Figura 5.50:** Fotomicrografias em NX do microgranito (SA): a) Cristal de microclina parcialmente argilizado e muscovita em fratura; b) Cristal de microclina substituído por quartzo, finos grãos de albita e muscovita. 61
- Figura 5.51:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV em amostras do corpo Serra da Ametista: a) grãos subédricos de magnetita (1 e 2) incluídos em microclina (4 e 5) e palhetas de sericita em microfraturas (3); b) grãos anédricos de monazita (1) incluídos em microclina e óxidos/hidróxidos de ferro (2); e c) grãos anédricos de calcopirita (1 e 2) incluídos em microclina. 61
- Figura 5.52:** Rocha pegmatítica da Serra da Ametista (SA): a) Foto de amostra de mão destacando sua granulação média a grossa e caráter leucocrático; b) Fotomicrografia em NX mostrando a textura pegmatítica da rocha. 62
- Figura 5.53:** Amostra do veio pegmatítico da Serra da Ametista: a) Fotomicrografia (NX) de cristal de microclina com textura micrográfica em lamelas (Tx lam) e gotas (Tx go); b) Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV do contato entre o cristal de microclina (3) com pertita (4), grãos de quartzo (2) e albita (1). 63
- Figura 5.54:** Fotomicrografias em NX de amostras do veio pegmatítico: a) Palhetas de biotita parcialmente cloritizadas (nicóis //); b) Cristais de microclina argilizados e intensamente sericitizados, além de muscovita em fratura e textura micrográfica (Tx Mic). 63
- Figura 5.55:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV em amostras do veio pegmatítico: a) Grão subédrico de apatita (1) incluído em microclina (2) e cristal de albita (3) em contato com microclina; b) Grão euédrico de apatita (1) com inclusão de zircão (2) e grãos de zircão (3) incluídos na microclina; c) Grãos finos de monazita (1) e zircão (2) em agregado de material de óxido/hidróxido de ferro entre cristais de microclina (4) e clorita (3). 64
- Figura 5.56:** Rocha albítica do setor da Serra da Ametista (SA3): a) Foto de amostra de mão, ressaltando seu aspecto maciço e caráter eminentemente leucocrático; b) Fotomicrografia em NX da textura hipidiomórfica inequigranular da rocha. 64
- Figura 5.57:** Fotomicrografias em NX de amostras da rocha albítica: a) Cristal de microclina com intercrescimento mirmequítico em gotas e parcialmente substituído por grãos finos de albita e quartzo; b) Cristal de microclina com inclusões de albita e quartzo, parcialmente substituído por sericita e albita finas. 65
- Figura 5.58:** Fotomicrografia em NX de cristal de microclina sericitizado bordejado por muscovita em microfratura em rocha albítica. 66
- Figura 5.59:** Foto do dique intensamente alterado, distinguindo-se duas zonas (a) e (b). 68
- Figura 5.60:** Foto da zona mais fina desenvolvida no dique. 68
- Figura 5.61:** Foto da zona mais grossa do dique “albítico” com suas respectivas subzonas delimitadas pelas linhas tracejadas. O círculo pontilhado em lilás corresponde a um xenólito. 69
- Figura 5.62:** Fotos do material que compõe a subzona Pb 1a: a) Aspecto geral deste material; b) Veios de quartzo de até 10 cm de espessura cortando o material. 69

Figura 5.63: Difratoograma do material da subzona Pb 1a composto de albita (Ab), quartzo (Qz) e caulinita (K).	70
Figura 5.64: Rocha albitica da subzona Pb1b: a) Foto da rocha no afloramento, ressaltando uma leve estratificação subvertical; b) Foto de amostra de mão ressaltando a coloração esbranquiçada da rocha.	71
Figura 5.65: Difratoograma do material da subzona Pb 1b composto de albita (Ab), quartzo (Qz), caulinita (K) e rutilo (Ru).	71
Figura 5.66: a e b) Fotos da subzona Pb 1c mostrando manchas amarronzadas certamente decorrentes da oxidação da pirita e finos grãos de rutilo dispersos na rocha.	72
Figura 5.67: Albita granito encontrado no setor de Pedra Preta (PP1): a) Foto de mostra de mão mostrando as feições macroscópicas; b) Fotomicrografia em NX mostrando as feições microscópicas, ripas de albita em contato com grandes cristais de quartzo.	73
Figura 5.68: Fotomicrografias em NX do albita granito: a) Cristais ripiformes de albita intensamente fraturados, sericitizados e ferruginizados; b) Fenocristal de albita em matriz fina composta de quartzo e albita fina.	74
Figura 5.69: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Cristais de albita (1 e 4) com evidências de ferruginização (2 e 3); b) Cristal euédrico de monazita (1) incluso na albita (2) e palheta de muscovita (3); c) Grãos de hematita (1) e barita (2) em meio a cristais subédricos de albita (3).	74
Figura 5.70: Foto de amostra de mão de xisto albitizado do setor de Pedra Preta (PP2).	75
Figura 5.71: Difratoograma da amostra PP2 do garimpo/setor de Pedra Preta, composta de albita (Ab), quartzo (Qz), caulinita (K) e sepiolita (Sp).	75
Figura 5.72: Foto de amostra de mão do microgranito de coloração branca e parcialmente alterada (XB1a).	76
Figura 5.73: a) Foto de amostra de mão de rocha granítica albitizada (Xb 3b), encontrada na beira da estrada, mostrando o aspecto da rocha com um grande cristal de pirita.	78
Figura 5.74: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Epidoto substituindo o cristal de albita-oligoclásio, com biotita (3) e grãos de titano-magnetita (4); b) Grãos de allanita (1) e carbonato (2) em rutilo; c) Grão de ilmenita (1) mostrando textura em treliça, com lamelas mais rica em Ti (4), transformação para rutilo (2) e em contato com albita (5) e epidoto (6) e inclusão de zircão (2 e 3).	79
Figura 5.75: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Partículas anédricas de ouro (1 e 2) inclusas em quartzo; b) Partícula anédrica de ouro (1) inclusa em quartzo; c) Partículas anédricas de thorita (1).	80
Figura 5.76: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Carbonato (1) alterando a albita (2); b) Grão de monazita (1) no contato de um grão de apatita anédrico (2) e muscovita (3) e presença de carbonato (3) alterando a albita (6).	81
Figura 5.77: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grãos de zircão (1,2 e 3) inclusos na albita e muscovita, grão de monazita (4) inclusa na albita (5) e presença de carbonato (6); b) Grãos de torita (1), monazita (2), pirita (3) e apatita (4) e presença de carbonato (6); c) Grão subédrico de monazita (1) e grão de rutilo (2) incluso em muscovita e carbonato (2 e 4).	81
Figura 5.78: Imagem de elétrons retroespalhados obtidas por MEV mostrando um grão de titano-magnetita (1) alterando para rutilo (2) em contato com carbonatos (3 e 4) e clorita (5), inclusos em albita (6).	82
Figura 5.79: Rocha albitica do setor da Fazenda Belém (FzB1b). a) Foto de amostra de mão mostrando o aspecto da rocha; b) Fotomicrografia em NX mostrando as feições microscópicas dessa rocha.	83

- Figura 5.80:** Fotomicrografia em NX da rocha albitica: a) Vênulas de quartzo recortando uma matriz fina composta de quartzo e albita fina e alguns cristais de muscovita ocorrendo intersticialmente; b) Cristal de quartzo com coroa formada de diminutos grãos de albita. 84
- Figura 5.81:** Fotomicrografias em NX da rocha albitica: a) Matriz fina de quartzo, albita fina e muscovita e grão de quartzo policristalino; b) Cristal de clorita anédrica e intersticial. 85
- Figura 5.82:** Imagens de elétrons retroespalhado obtidas por MEV: a) Grão de quartzo (1) com finos grãos de albita (2, 4 e 5) ao redor e cristais de rutilo (5); b) Óxidos/hidróxidos de ferro (1, 2 e 3) e rutilo (4) dispersos numa massa de quartzo e albita (5 e 6) e resto de feldspato potássico (7); c) Massa de quartzo (5) e albita (3, 4 e 7), biotita (1 e 6) e clorita (2). 85
- Figura 5.83:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão subédrico de zircão (1) incluso em albita; b) Partícula anédrica de monazita (1) inclusa em albita (2). 86
- Figura 5.84:** Rocha albitizada do setor da fazenda Belém (FzB 1a): a) Foto de amostra de mão mostrando as feições macroscópicas, b) Fotomicrografia em NX mostrando as feições microscópicas. 86
- Figura 5.85:** Fotomicrografias em NX de rocha albitizada: a) Matriz fina de quartzo, albita fina, muscovita e restos de biotita recortada por vênulas de quartzo; b) Vênulas de quartzo e da albita fina. 87
- Figura 5.86:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão anédrico de rutilo (1) intersticial na biotita cloritizada (4) e cristais de quartzo (2) e albita (3, 5 e 6); b) Cristais de quartzo (1) em contato com grãos de albita (4, 5 e 6) e muscovita em fissuras (2 e 3). 88
- Figura 5.87:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão de ilmenita (2) alterando para rutilo (1) em contato com muscovita (3), quartzo (5) e albita (4 e 6); b) Alteração da ilmenita (2) para rutilo (1). 88
- Figura 5.88:** a) Foto de um morrote onde está exposta a rocha caulinizada (caulim), b) detalhe de um bloco de caulim. 89
- Figura 5.89:** a e b) Fotos de amostras de rochas caulinizadas aflorantes às proximidades da Fazenda Bela Vista: a) a rocha encontra-se totalmente caulinizada e apresenta uma forte ferrugunização EAX VII 5c; b) um bandamento reliquiar é observável na rocha parcialmente caulinizada CAU VAL X, com bandas onde se concentram óxidos/hidróxidos de ferro. 90
- Figura 5.90:** Fotomicrografias em luz transmitida (NX) da amostra EAX VII 5c, com as formas da caulinita, os grãos de quartzo e rutilo. a) grão angular de quartzo na massa caulínica; b) numerosos grãos de rutilo e agregados de caulinita; c) substituição da caulinita nos planos de interstratificação da mica; d) *booklets* bem desenvolvido de caulinita imerso na massa caulínica fina. Qz: quartzo, Ru: rutilo, Mc: mica, Amc: mica alterada, Kc: caulinita cristalizada em sanfona e Mk: massa caulínica. 91
- Figura 5.91:** Difratoograma da amostra EAX-VII 5c assinalando a presença de caulinita (K) e rutilo (Ru). 92
- Figura 5.92:** Imagens de elétrons secundários obtidas por MEV da amostra EAX VII 5c. a) sanfonas (“booklets”) e placas vermiformes de caulinita em uma matriz de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais; b) Grão de ilmenita em meio a uma matriz de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais. 92
- Figura 5.93:** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV de uma seção de minerais pesados da amostra de caulim EAX VII 5c. a) grãos de zircão e ilmenita; b) grão de ilmenita corroído; c) grãos de ilmenita e rutilo; d) grão de ilmenita com trilha de corrosão; e) grão de ilmenita com partes mais rica em ferro e grão de rutilo; f) grãos de rutilo e quartzo inclusos em óxidos de ferro. 94
- Figura 5.94:** Rocha albitizada encontrada no setor da fazenda Bela Vista (Fz BV): a) Foto de amostra de mão com foliação preservada; b) Fotomicrografia (NX) mostrando as feições microscópicas, com um bandamento reliquiar e uma orientação das micas. 95

Figura 5.95: Fotomicrografias em NX de amostra de rocha albitizada: a) Matriz fina de quartzo, albíta e biotita truncada por agregado de grãos de quartzo policristalino; b) Mineral de biotita totalmente chloritizado e orientação dos cristais de muscovita.	96
Figura 5.96: Fotomicrografias em N // de amostra de rocha albitizada: a) Biotita totalmente substituída por clorita vermicular; b) Cristais subédricos de turmalina.	96
Figura 5.97: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Alteração da ilmenita (2 e 3) para rutilo (1); b) Grão subédrico de torita (1) incluso em clorita (2); c) Grão subédrico de monazita (1) em contato com a biotita (2) e albíta (3).	97
Figura 5.98: Foto de amostra de mão de rocha albitizada da fazenda Novo Horizonte.	98
Figura 5.99: Difrátograma da amostra do setor da fazenda Novo Horizonte assinalando a presença de plagioclásio sódico (Pl), quartzo (Qz), rutilo(Ru) e feldspato potássico (FK).	98
Figura 5.100: Foto dos blocos de rocha caulinizada situados próximo à Fazenda Morena.	99
Figura 5.101: Fotomicrografias em luz transmitida (NX) da amostra EAX II 36 do setor da fazenda Morena: a) cristal subangular de quartzo, grãos de rutilo e palheta de mica alterando para caulinita, imersos numa massa caulínica fina; b) passagem da mica para caulinita, substituição pelos planos de interstratificação; c) agregados de grãos de rutilo, junto com palheta de mica imersos na massa caulínica fina; d) agregados de palhetas finas de muscovita alterando para caulinita; e) e f) grãos de rutilo imersos na massa caulínica onde se observa palhetas de mica transformadas em caulinita. Qz: quartzo, Ru: rutilo, Amc: Mica alterada e Mk: massa caulínica.	100
Figura 5.102: Difrátograma da amostra Cau Fz-Mo assinalando a presença de caulinita (K), quartzo (Qz), rutilo (Ru) e mica (Mc, a haloisita).	101
Figura 5.103: Imagens de elétrons secundários obtidas por MEV da amostra FzMo. a) sanfonas (“booklets”) e placas vermiformes de caulinita em uma matriz fina de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais e agulhas de haloisita; b) sanfonas de caulinita em matriz fina de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais e cristais alongados (agulhas) de haloisita.	102
Figura 5.104: Fotos do corpo granítico encontrado nas proximidades da Fazenda Uberama.	103
Figura 5.105: Foto da amostra de mão da rocha granítica do setor da Fazenda Uberama, recortada por vênulas de quartzo.	103
Figura 5.106: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Cristal de riebeckita euédrico (1) e grão anédrico de aegirina (2) inclusos em albíta (3); b) Grãos de riebeckita (1), apatita (2), rutilo (3) e ilmenita (4 e 5) inclusos em albíta (6 e 7).	104
Figura 6.1: Aracnograma de distribuição de alguns elementos em amostras de álcali-feldspato granito da Serra da Ametista. Normalização à crosta superior de acordo com Taylor & McLennan (1981).	105
Figura 6.2: Diagrama de distribuição dos ETR para os álcali-feldspato granitos. Normalização ao condrito, de acordo com Evenson et al. (1978). Normalização ao condrito, de acordo com Evenson et al. (1978). As amostras do granito Serra da Ametista estão representadas pelo símbolo  e as amostras do granito Ramal do Lontra (dados de AlOes, 2006) por  .	106
Figura 6.3: Aracnograma de distribuição de alguns elementos maiores, traço e terras raras para os albíta granitos. Normalização à crosta superior segundo Taylor & McLennan (1981). As amostras de albíta granitos estão representadas por  e as de albíta granitos ricos em quartzo por  .	107
Figura 6.4: Diagramas de distribuição dos ETR para os albíta granitos. Normalização a condrito, de acordo com Evenson et al. (1978). As amostras de albíta granitos estão representadas por  e as de albíta granitos ricos em quartzo por  .	108

- Figura 6.5:** Aracnograma de distribuição de alguns elementos para as amostras de albititos. Normalização ao granito SA. As amostras de albititos estão representadas pelo símbolo ◀ e o aegirina-riebeckita albitito por + e o granito de referência Serra da Ametista (SA) por ◆. 110
- Figura 6.6:** Diagramas de elementos terras raras para os albititos. Normalizado pelo condrito de Evenson et al. (1978). As amostras de albititos estão representadas pelo símbolo ◀ e o aegirina-riebeckita albitito por +. 111
- Figura 6.7:** Aracnograma de distribuição de alguns elementos maiores, traço e terras raras para os xistos albitizados. Normalizado ao xisto de referência. As amostras de xistos albitizados estão representadas pelo símbolo ▼, de “roof-pendant” de Araguaci por ◀ e do xisto de referência por ◆. 112
- Figura 6.8:** Diagrama de elementos terras raras para os xistos albitizados. Normalizado pelo condrito de Evenson et al. (1978). As amostras de xistos albitizados estão representadas pelo símbolo ◐, de “roof-pendant” de Araguaci por ◀ e do xisto de referência por ◆. 113
- Figura 6.9:** Diagrama de elementos terras raras para os greisens. Normalizado pelo condrito de Evenson et al. (1978). As amostras de greisens do Garimpo da Lagoa estão representadas pelo símbolo ◐, os greisens de Água Branca por ◐ e o xisto de referência por ◆. 115
- Figura 6.10:** Diagrama de multi-elementos, mostrando o padrão de distribuição dos elementos traço para os greisens. Normalizado ao xisto de referência. As amostras de greisens do Garimpo da Lagoa estão representadas pelo símbolo ◐, os greisens de Água Branca por ◐ e o xisto de referência por ◆. 116
- Figura 6.11:** Diagrama de distribuição dos ETR para os caulins. Normalização ao condrito segundo Eversen et al. (1978). As amostras de caulins estão representadas pelo símbolo ● e o xisto de referência por ◆. (1): Garimpo da Lagoa, (2): Fazenda Morena, (3 e 4): proximidades Fazenda Bela Vista e (5): Água Branca. 117
- Figura 6.12:** Diagrama de multi-elementos, mostrando o padrão de distribuição dos elementos traço para os caulins. Normalizado ao xisto de referência. As amostras de caulins estão representadas pelo símbolo ● e o xisto de referência por ◆. 118
- Figura 7.1:** Fotomicrografia de inclusões aquosas trifásicas na forma de cristais negativos, alongadas e subarredondadas, em quartzo da amostra Arg8 (luz natural). 121
- Figura 7.2:** Fotomicrografia de inclusão aquo-carbônica que sofreu estrangulamento e foi dividida em duas inclusões bifásicas (L+V) e L+S). Quartzo da amostra Arg8 (luz natural). 121
- Figura 7.3:** Fotomicrografia de trilhas primárias de inclusões aquo-carbônicas trifásicas (L+V+S) correspondendo a zonas de crescimento de cristal de quartzo da amostra Ga La (luz natural). 122
- Figura 7.4:** Fotomicrografia de trilhas pseudo-secundárias, pois não ultrapassam os limites do cristal, de inclusões aquo-carbônicas trifásicas e polifásicas, em quartzo da amostra Ga La (luz natural). 123
- Figura 7.5:** Fotomicrografia de inclusões aquo-carbônicas em quartzo da amostra Ga La (luz natural): (a) IF trifásica com uma fase sólida apresentando a forma cúbica perfeita (arestas bem definidas) e (b) IF polifásica com quatro sólidos (S1+S2+S3+S4, S4 sendo uma fase opaca). 123
- Figura 7.6:** Fotomicrografia de inclusões aquosas e aquo-carbônicas em cristal de quartzo da amostra Ga La (luz natural): (a) IF aquosas trifásicas com formas de cristais negativos e arredondadas e (b) IF aquo-carbônicas polifásicas com formas irregulares, tubulares e subarredondadas. 124
- Figura 7.7:** Fotomicrografia de inclusões aquo-carbônicas em cristal de quartzo da amostra Ga La (luz natural): (a) e (b) IF polifásicas (L_{H2O}+L_{CO2}+V+S) com formas irregulares. 124
- Figura 7.8:** Fotomicrografias de inclusões aquo-carbônicas em cristal de quartzo da amostra PBQ 2 (luz natural). (a) e (b) trifásicas (L+VCO₂+V H₂O+S) e (c) e (d) polifásicas (L+VCO₂+V H₂O+S1+S2) com formas irregulares. 125

Figura 7.9: Fotomicrografia de trilhas de inclusões monofásicas em cristal de quartzo da amostra PBQ 2 (luz natural).	126
Figura 7.10: Histograma de frequência das temperaturas do eutético referentes às inclusões aquosas bifásicas.	127
Figura 7.11: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões aquosas bifásicas.	127
Figura 7.12: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões aquosas bifásicas.	128
Figura 7.13: Histograma de frequência das temperaturas do eutético referentes à fase aquosa das inclusões aquo-carbônicas trifásicas e multifásicas.	129
Figura 7.14: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do CO ₂ referentes às inclusões aquo-carbônicas trifásicas e multifásicas .	129
Figura 7.15: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total referente às inclusões aquo-carbônicas trifásicas e multifásicas .	130
Figura 7.16: Diagrama Te vs salinidade referente às inclusões aquosas bifásicas e trifásicas (linha tracejada verde= sistema NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O; linha tracejada vermelha= sistema NaCl-KCl-H ₂ O).	131
Figura 7.17: Diagrama Te vs salinidade referente às inclusões aquo-carbônicas trifásicas e polifásicas (linha tracejada verde= sistema NaCl-FeCl ₂ -H ₂ O; linha tracejada rósea= sistema NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O).	131
Figura 7.18: Diagrama Tht vs salinidade referente às inclusões aquosas e aquo-carbônicas (linha vermelha: curva critica e linha preta: curva de saturação da halita).	132
Figura 7.19: Imagem de elétrons retroespalhados (ERS) e espectro EDS de cristais de halita (amostra Ga La).	133
Figura 7.20: Imagem de ERS e espectro EDS de cristais de silvita (amostra Ga La).	133
Figura 7.21: Imagem ERS e espectro EDS de cristais de halita e silvita (amostra Arag 8).	134
Figura 8.1: Diagrama ressaltando os dois intervalos de idades encontrados para o granito Araguaci.	137
Figura 10.1: Representação esquemática mostrando as possíveis relações entre processos magmáticos e pós-magmáticos em ambiente granitóide e indicando os diferentes tipos de rochas e alterações encontradas no presente estudo, bem como os veios de quartzo e ametista.	156

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
SUMÁRIO	xv
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 – INTRODUÇÃO	5
1.1- GENERALIDADES	5
1.2- OBJETIVOS	7
1.3- JUSTIFICATIVA	7
1.4- MÉTODOS E TÉCNICAS	8
1.4.1- Trabalho de campo	8
1.4.2- Pesquisa bibliográfica	8
1.4.3- Trabalhos de laboratório	8
1.4.3.1-Petrografia	9
1.4.3.2-Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	9
1.4.3.3-Difratometria de raios-X	10
1.4.3.4-Geoquímica	10
1.4.3.5-Análise de minerais pesados	10
1.4.3.6-Microtermometria	11
1.4.3.7-Geocronologia	11
2 - GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA	12
2.1- ESTRATIGRAFIA	12
2.2- EVOLUÇÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA	18
3 – POTENCIAL MINERAL	20
4 – GEOLOGIA DA REGIÃO DE XAMBIOÁ-ARAGUANÃ	22
5 – SETORES ESTUDADOS	25
5.1- SETOR DE ARAGUACI	25
5.1.1- Introdução	25
5.1.2-Contexto geológico	25
5.1.3- Descrição macroscópica e microscópica	25
5.1.3.1-Rocha granitóide	25
5.1.3.2-Rocha intensamente albitizada	31
5.1.3.3-Xisto albitizado	32
5.1.3.4- “ <i>Roof pendant</i> ”	35
5.1.3.5- Greisen	39
5.1.3.6-Veios de quartzo	39
5.2- SETOR DO GARIMPO DA LAGOA	41

5.2.1- Introdução	41
5.2.2-Contexto geológico	41
5.2.3- Descrição macroscópica e microscópica	41
5.2.3.1- Rochas greisenizadas	41
5.2.3.2- Rochas caulinizadas	44
5.2.3.3-Veios de quartzo	47
5.3- SETOR DA ÁGUA BRANCA	49
5.3.1-Introdução	49
5.3.2-Contexto geológico	50
5.3.3- Descrição macroscópica e microscópica	50
5.3.3.1- Micaxisto	50
5.3.3.2- Rochas greisenizadas	51
5.3.3.3- Rochas caulinizadas	53
5.4- SETOR DA SERRA DA AMETISTA	59
5.4.1- Introdução	59
5.4.2-Contexto geológico	59
5.4.3- Descrição macroscópica e microscópica	60
5.4.3.1-Rocha microgranítica	60
5.4.3.2-Rocha pegmatítica	62
5.4.3.3-Álcali-feldspato granito albitizado	64
5.5- SETORES DA PEDRA BRANCA E PEDRA PRETA	67
5.5.1- Introdução	67
5.5.2-Contexto geológico	67
5.5.3- Descrição macroscópica e microscópica	67
5.5.3.1-Pedra Branca	67
5.5.3.2-Pedra Preta	72
5.6- SETOR DO MORRO DAS ANTENAS	76
5.6.1- Introdução	76
5.6.2-Contexto geológico	76
5.6.3- Descrição macroscópica e microscópica	76
5.6.3.1-Morro das Antenas	76
5.6.3.2-Beira da Estrada (100m a SE do Morro das Antenas)	78
5.7- SETOR DA FAZENDA BELÉM	78
5.7.1- Introdução	84
5.7.2-Contexto geológico	83
5.7.3- Descrição macroscópica e microscópica	83
5.7.3.1-Rocha albítica	83
5.7.3.2-Xisto albitizado	86
5.8- SETOR DA FAZENDA BELA VISTA	89
5.8.1- Introdução	89
5.8.2-Contexto geológico	89
5.8.3- Descrição macroscópica e microscópica	90

5.8.3.1-Rocha caulinizada	90
5.8.3.2-Rocha albitica	95
5.9- SETOR DA FAZENDA NOVO HORIZONTE	97
5.9.1- Introdução	97
5.9.2-Contexto geológico	97
5.9.3- Descrição macroscópica e difração de raios-X	97
5.9.3.1-Rocha albitizada	98
5.10- SETOR DA FAZENDA MORENA	99
5.10.1- Introdução	99
5.10.2-Contexto geológico	99
5.10.3- Descrição macroscópica e microscópica	99
5.10.3.1-Rocha caulinizada	99
5.11- SETOR DA FAZENDA UBERAMA	102
5.11.1- Introdução	102
5.11.2- Contexto geológico	103
5.11.3- Descrição macroscópica e microscópica	103
6- QUIMISMO	105
6.1- ÁLCALI-FELDSPATO GRANITOS	105
6.1.1- Elementos maiores	105
6.1.2- Elementos traço	105
6.1.3- Elementos terras raras	106
6.2- ALBITA-GRANITOS	106
6.2.1- Elementos maiores	107
6.2.2- Elementos traço	107
6.2.3- Elementos terras raras	108
6.3- ALBITITOS	109
6.3.1- Elementos maiores	109
6.3.2- Elementos traço	109
6.3.3- Elementos terras raras	110
6.4- XISTOS ALBITIZADOS	111
6.4.1- Elementos maiores	111
6.4.2- Elementos traço	112
6.4.3- Elementos terras raras	113
6.5- GREISENS	114
6.5.1- Elementos maiores	114
6.5.2- Elementos terras raras	114
6.5.3- Elementos traço	115
6.6- CAULINS	116
6.6.1- Elementos maiores	116
6.6.2- Elementos terras raras	117
6.6.3- Elementos traço	118

7 – ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS	119
7.1- INTRODUÇÃO	119
7.2- AMOSTRAS ESTUDADAS	119
7.3- PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS	120
7.3.1- Araguaci	120
7.3.2- Garimpo da Lagoa	122
7.3.3- Pedra Branca	124
7.4- ESTUDO MICROTERMOMÉTRICO	126
7.4.1- Testes de resfriamento e aquecimento	126
7.4.2- Diagramas sintéticos obtidos durante os diferentes testes	131
7.4.3- Interpretação dos dados microtermométricos	132
7.5- MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	133
8 – GEOCROLOGIA	135
8.1- INTRODUÇÃO	135
8.2- RESULTADOS ANALÍTICOS	135
8.3- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	138
9 – DISCUSSÃO	140
9.1- ROCHAS GRANITOÍDES	140
9.1.1- Álcali-feldspato granitos	140
9.1.2- Albita-granitos	141
9.1.3- Discussão	141
9.2- VEIOS DE QUARTZO	142
9.3- ALTERAÇÃO METASSOMÁTICA/HIDROTERMAL	144
9.3.1- Albitização	144
9.3.1.1- Albitização das rochas graníticas	144
9.3.1.2- Albitização dos xistos	145
9.3.1.3-Discussão	145
9.3.2- Greisenização	147
9.3.2.1- Greisenização dos xistos	147
9.3.2.2- Discussão	147
9.3.3- Caulinização	149
9.3.3.1- Caulinização dos xistos	150
9.3.1.1- Discussão	150
10 – PROPOSTA DE EVOLUÇÃO	153
11 – CONCLUSÕES	157
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	159
ANEXOS	175

RESUMO

A região de Xambioá está localizada na parte oriental do Cinturão Araguaia, na porção setentrional do domínio do Grupo Estrondo (noroeste do estado do Tocantins). Os granitos Ramal do Lontra e Serra da Ametista, intrusivos nas rochas do Grupo Estrondo, eram até pouco tempo os únicos corpos félsicos conhecidos na região. Recentemente, por ocasião de levantamentos geológicos mais detalhados, foram identificados outros corpos graníticos intrusivos, geralmente de pequeno porte, bem como, em vários setores, sinais de albitização, greisenização e caulínização tanto destes corpos como das rochas encaixantes. Enxames de veios de quartzo hospedeiros de cristal de rocha e eventualmente ametista estão comumente associados às intrusões graníticas e/ou às rochas encaixantes alteradas. O magmatismo félsico se expressou pelo alojamento, por um lado, de corpos álcali-graníticos (granitos do Ramal do Lontra e Serra da Ametista e ocorrências da Fazenda Novo Horizonte, Fazenda Bela Vista, Fazenda Belém, Morro das Antenas e adjacências) e por outro de albita granito (Granito de Araguaci e setor de Pedra Preta). Os álcali-feldspato granitos, de granulação fina a média, são geralmente deformados. Esses corpos foram considerados como tardi-tectônicos e corresponderiam a zonas apicais ou apófises de intrusões graníticas maiores, não expostas. O albita granito, também de granulação fina a média, compõe-se essencialmente de albita, em cristais euédricos, e quartzo e não apresentam deformação. Foram interpretados como produtos de extrema diferenciação do magma granítico, do qual se originaram os álcali-feldspato granitos. O quadro pós-magmático teve um desenvolvimento complexo, que resultou na formação de enxames de veios de quartzo e em acentuada alteração tanto das rochas graníticas intrusivas como das rochas encaixantes pertencentes às formações do Grupo Estrondo e do embasamento arqueano. De acordo com o estudo de inclusão fluida (IF) em veios de quartzo, dois tipos de fluidos atuaram durante a fase pós-magmática, um aquo-carbônico e outro aquoso. O primeiro, de alta temperatura (de 340 a 500°C) e salinidade (de 38 a 53 % eq NaCl) e de origem metamórfica, com importante contribuição magmática, teria sido responsável pela formação das porções precoces, leitosas, dos veios de quartzo, bem como, provavelmente, pelas alterações metassomáticas de mais alta temperatura, ou seja, a albitização e a greisenização dos corpos graníticos intrusivos e das suas rochas encaixantes. O segundo tipo, de temperatura e salinidade moderadas a baixas (de 120 a 200°C e de 1 a 18% eq NaCl), teria tido uma origem exclusivamente magmática, porém teria

sofrido, desde o início, uma influência crescente de soluções de baixa temperatura e salinidade, provavelmente de origem meteórica. No entanto, é possível que a forte diminuição de temperatura e salinidade seja resultado, em parte, do decaimento natural do processo hidrotermal. Esses fluidos tardios teriam sido responsáveis pela formação do cristal de rocha, em regime distensivo de alívio de pressão. Admite-se também que esses fluidos causaram, nas rochas ígneas e metassedimentares encaixantes, as alterações de baixa temperatura, em particular a caulinição. Em termos de alterações metassomáticas, a albitização foi a mais precoce. Sob alta temperatura e condições alcalinas, ela afetou tanto os álcali-feldspato granitos como o albita granito, além das formações encaixantes proximais. Albititos, contendo localmente aegirina e riebeckita, resultaram desse processo. No entanto, indícios acentuados de albitização foram igualmente detectados nas rochas do Grupo Estrondo e do Complexo Colméia, independentemente de qualquer influência magmática, sugerindo a possibilidade de este processo não ter sido apenas local, e sim também regional, e relacionado ao metamorfismo regional ou ao dinamometamorfismo que atuaram durante a estruturação do Cinturão Araguaia. A greisenização, mais localizada, sucedeu à albitização, ainda à alta temperatura, porém já em condições francamente ácidas. Limitou-se às rochas imediatamente encaixantes dos corpos graníticos intrusivos e provavelmente às porções mais marginais destes. Finalmente, a temperaturas mais baixas e condições ácidas ocorreu a caulinição cujos efeitos foram observados exclusivamente em xistos encaixantes dos corpos intrusivos, embora esta alteração tenha possivelmente afetado também estes últimos. A destruição de todos os minerais primários, exceto o quartzo, em parte dissolvido, resultou em formação de caulim bastante puro, constituído por caulinita de elevada cristalinidade. Os dados geoquímicos mostram certa coerência entre os diversos processos, assim como a concentração de elementos traço (Th, U, Hf, Nb, Zr, V, W) bastante clássicos de ambiente graníticos. Os resultados obtidos, no presente estudo, mostraram que as manifestações do quadro magmático/hidrotermal foram muito mais intensas do que se pensava anteriormente, sendo assim recomendada a continuação das investigações, em zonas mais meridionais do domínio do Grupo Estrondo.

Palavras-chave: metalogenia (TO), magmatismo félsico, alterações metassomáticas, albitização, greisenização, caulinição, veios de quartzo, quadro magmático/hidrotermal, Xambioá-TO.

ABSTRACT

The Xambioá region is located in the eastern part of Araguaia belt, in the northern portion of the domain of Estrondo Group (northwest of the State of Tocantins). The granites of Ramal do Lontra and Serra da Ametista, intrusive in the rocks of Estrondo Group, were until recently, the only felsic bodies known in the region. More recent geological observations, during detailed geological mapping, identified several intrusive granitic bodies, generally small, as well as in many sectors, unequivocal signs of albitization, greisenization and caulinization in both granitic bodies and host rocks. Quartz vein systems, host of hyaline quartz and eventually amethyst are commonly associated with granitic intrusions and/or with altered host rocks. The felsic magmatism expressed by the emplacement of alkali-granites (Ramal do Lontra and Serra da Ametista granites and occurrences of Fazenda Novo Horizonte, Fazenda Bela Vista, Fazenda Belém, Morro das Antenas and adjacency) and of albite-granites (Araguaci and sector of Pedra Preta granites). Fine to medium-grained alkali-granites, are usually deformed. These bodies have been considered late-tectonic and correspond most likely to apical zones of larger granitic intrusions, not yet exposed. Fine to medium-grained albite-granites consist essentially of albite, like euhedral crystals, and quartz do not show deformation. It has been interpreted as products of extreme granitic magma differentiation, which originated the alkali-granite. The postmagmatic context had a complex development, resulting in the formation of quartz vein systems and marked alteration of both the intrusive granitic rocks and host rocks of Estrondo Group formations and the Archean basement. Based on fluid inclusions studies of vein quartz, two types of fluids have been recognized: aqueous- carbonic and aqueous. The first, with high salinity (38 to 53% eq of NaCl) and temperature (340 to 500°C) of metamorphic origin with important magmatic contribution, may have caused the formation of the early milky quartz, and probably the metasomatic alterations at high temperature, namely the albitization and greisenization of both granitic intrusions and host rocks. The second type, of moderate to low temperature and salinity (to 120 from 200°C and 1 to 18% eq of NaCl), is interpreted as having a magmatic origin and after mixing with meteoric waters caused its temperature and salinity decrease. It is possible that the drops in temperature and salinity may have been, in part, resulted from the natural cooling of hydrothermal process. These fluids were responsible for the formation of hyaline quartz, in distensive context of decreasing pressure. They also caused the alteration of igneous

rocks and host rocks at low temperature, essentially kaolinization. The albitization was the earliest metasomatic alteration. At high temperature and alkaline conditions, it affected both alkali-granites and albite-granites, and the nearby host formations. Albitite with riebeckite and aegirine resulted also from this process. Strong signs of albitization were also detected in the Estrondo Group rocks and Complexo Colméia, regardless of any magmatic influence, what suggests the possibility of this process not be local but regional and related to the regional metamorphism or dynamometamorphism that acted during the structural evolution of Araguaia belt. The greisenization, even more local, succeeds to albitization, at high temperature but in acidic conditions. It is restricted to immediately host rocks of the intrusive granitic bodies and probably to their marginal portions. At last, at lower temperatures and acidic conditions, kaolinization occurred and their effects have been observed only in the host schists, although this alteration may have also affected the intrusive bodies. The total destruction of all primary minerals but not quartz, resulted in the formation of pure kaolin consisting of kaolinite of high crystallinity. The geochemical data reveal coherence between several processes, like the concentration of trace elements (Th, U, Hf, Nb, Zr, V and W) very common in granitic environment. The results obtained in this study suggest that magmatic/ hydrothermal manifestations have been more intense than believed before, being recommended the continuation of investigations, in more meridian zones of the Estrondo Group domain.

Keywords: metallogeny (TO), felsic bodies, metasomatic alterations, albitization, greisenization, kaolinization, quartz veins, magmatic/ hydrothermal manifestations, Xambioá-TO.

1- INTRODUÇÃO

1.1- GENERALIDADES

A área de estudo está localizada na margem direita do curso baixo do Rio Araguaia englobando os municípios de Araganã e Xambioá, situados na parte noroeste do estado do Tocantins (Figura 1.1). Em termos geológicos, a área se encontra na porção oriental do Cinturão Araguaia, de idade neoproterozóica. Nesta área, ocorrem rochas supracrustais predominantemente metassedimentares com intercalações metavulcânicas subordinadas do Grupo Estrondo, rochas do embasamento arqueano (Complexo Colméia) limitadas aos núcleos das braquidobras de Xambioá e do Lontra, corpos intrusivos metagabroicos (Suíte Xambica) e graníticos. Associados aos corpos graníticos encontram-se, comumente, veios de quartzo contendo cristal de rocha e que mostram intensidade variável de alteração metassomática/hidrotermal. Alguns pequenos corpos ultramáficos de origem mantélica também estão alojados ao longo de discontinuidades tanto nas rochas supracrustais como nas do embasamento.

Esta área foi objeto de diversos estudos geológicos desde os anos 1970, tendo sido adotada como modelo para grande parte da porção oriental do Cinturão Araguaia, em termos de estratigrafia, petrologia metamórfica e geologia estrutural, entre outros aspectos. No entanto, o magmatismo granítico, os processos pós-magmáticos e os aspectos metalogenéticos, por serem bastante discretos, foram pouco investigados. O presente trabalho tenta preencher, pelo menos em parte, esta lacuna.

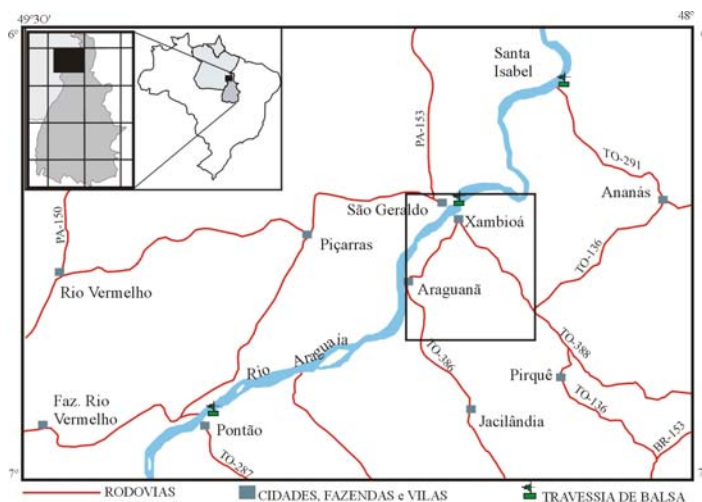


Figura 1.1: Mapa de localização da região de Xambioá-Araguanã com a área de estudo delimitada pelo quadrado (modificado de Souza & Moreton 1995).

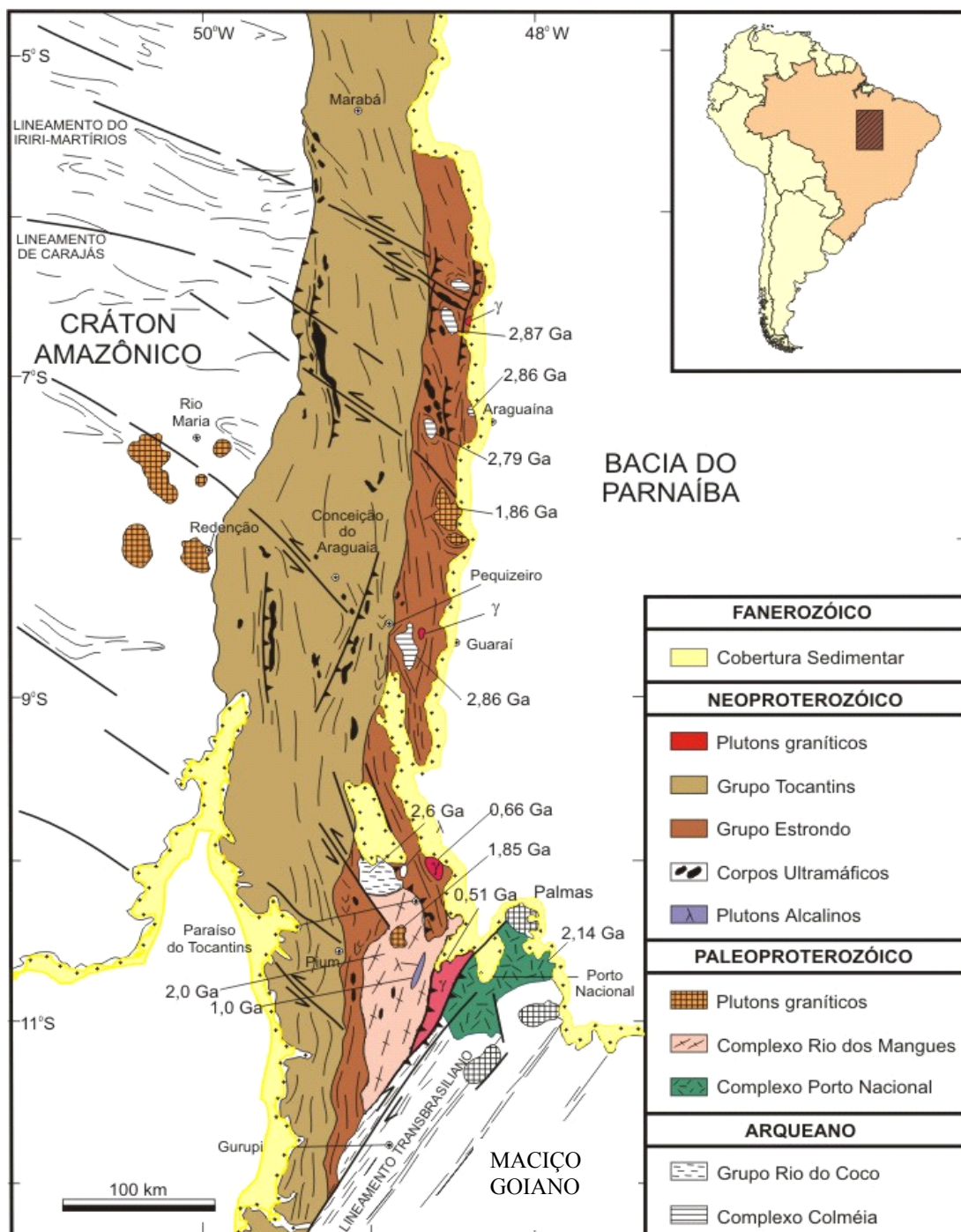


Figura 1.2: Mapa geológico simplificado da Faixa Araguaia (segundo Alvarenga et al. 2000).

1.2- OBJETIVOS

Pretendeu-se com o presente trabalho:

- a) Caracterizar o magmatismo granítico da região de Xambioá - Araguaianã com base no estudo dos corpos intrusivos de Araguaci, Serra da Ametista e outros menores lá identificados;
- b) Definir a natureza e origem das alterações metassomáticas que afetaram tanto as rochas graníticas intrusivas como as rochas encaixantes;
- c) Determinar a natureza dos fluidos hidrotermais responsáveis pela formação dos veios de quartzo com cristal de rocha, bem como as condições físico-químicas sob as quais esse processo ocorreu;
- d) Definir, em linhas muito gerais, o potencial da área em termos de bens minerais e produtos gemológicos relacionados ao magmatismo granítico;
- e) Contribuir a um melhor conhecimento da evolução dessa porção do Cinturão Araguaia por meio da datação do corpo granitóide de Araguaci.

1.3- JUSTIFICATIVA

Até agora, foram realizados poucos estudos sobre os corpos graníticos presentes na área de Xambioá. Apenas o granito do Ramal do Lontra (Alves 2006) e o granito da Serra da Ametista (Macambira 1983, Collyer 2000) foram investigados em certo detalhe, e poucos trabalhos foram desenvolvidos sobre os corpos de pequeno porte que, no entanto, parecem ser bastante abundantes na região. Com efeito, foram identificadas recentemente pequenas intrusões graníticas ao sul da estrutura dômica de Xambioá, ao longo das estradas TO-388, que liga Xambioá a Vanderlândia, e TO-164, que liga Xambioá a Araguaianã.

Levantamentos realizados por Santos (1983), Macambira (1983) e Collyer (2000), bem como mapeamentos geológicos efetuados pelos estudantes do curso de graduação em Geologia da UFPa, nos últimos anos, mostraram que estudos mais detalhados podiam levar a um substancial aprimoramento do conhecimento do quadro magmático e metalogenético da região em apreço.

1.4- MÉTODOS E TÉCNICAS APLICADAS

Para alcançar os objetivos propostos foram adotados os seguintes procedimentos metodológicos:

1.4.1- Trabalho de Campo:

Foram realizadas três etapas de campo (agosto/2005, novembro/2005, outubro/2006), durante as quais foram efetuados:

1. Reconhecimento de semidetalhe da área de estudo, mapeamento de detalhe dos locais comportando ocorrências nos setores de interesse, georeferenciamento dos corpos granitóides da área; e
2. Amostragem dos granitóides, das rochas encaixantes e mineralizadas.

1.4.2- Pesquisa Bibliográfica

Todas as fases do trabalho foram acompanhadas de levantamento bibliográfico para auxiliar no conhecimento tanto da geologia e evolução da região, quanto dos tipos de granitóides encontrados na área investigada, bem como sobre tópicos relacionados a inclusões fluidas e às mineralizações de origem hidrotermal associadas a tais granitóides.

1.4.3- Trabalhos de Laboratório

A maioria dos dados analíticos foi obtida em equipamentos instalados em diversos laboratórios do Instituto de Geociências da UFPa.

1.4.3.1- Petrografia

Os trabalhos petrográficos foram realizados em duas etapas, a primeira sendo feita em lâminas polidas de rochas granitóides alteradas ou não, rochas encaixantes e mineralizadas, enquanto a segunda foi realizada em lâminas bipolidas de quartzo.

⇒ Primeira etapa: foram confeccionadas cerca de 20 lâminas polidas para estudo petrográfico por luz transmitida (identificação das fases transparentes) e refletida (identificação de fases opacas) das rochas granitóides, das rochas encaixantes e mineralizadas. As análises petrográficas foram realizadas em vários modelos de microscópio Zeiss, dentre eles um Axioplan 2, de luz transmitida e refletida.

⇒ Segunda etapa: foram preparadas cinco lâminas bipolidas de amostras em veios de quartzo para estudo petrográfico de inclusões fluidas (IF), que foi baseado nos ensinamentos prescritos em Roedder (1984), Shepherd et al. (1985), Van den Kerkhof & Hein (2000), dentre outros.

A petrografia das IF consistiu no mapeamento e descrição de diferentes agrupamentos, estabelecendo sua morfologia, número de fases (monofásicas, bifásicas e polifásicas), origem (primária, secundária ou pseudo-secundária) e natureza (aquosa e/ou aquo-carbônica).

Os símbolos atribuídos aos minerais das fotomicrografias foram tirados de Kretz (1983).

1.4.3.2- Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Foi utilizada em apoio à petrografia para o reconhecimento de minerais e grãos de minerais acessórios (monazita, scheelita, zircão) na investigação mais detalhada das rochas e na identificação de minerais contidos em inclusões fluidas que foram crepitadas. O equipamento utilizado foi um MEV modelo LEO-1430, sendo as amostras metalizadas com ouro (para inclusões fluidas) e carbono (para os minerais e rocha). As condições de análises para inclusões fluidas foram: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 15 mm, tipo de imagens = elétrons retroespalhados. As análises de MEV foram realizadas no LabMev do Instituto de Geociências/UFPA, sob a supervisão do prof. Dr. Cláudio Lamarão.

1.4.3.3- Difractometria de raios-X

Foram realizadas análises por difração de raios-X em amostras de granitóides e rochas encaixantes em apoio às análises petrográficas, bem como em uma amostra de caulim. As amostras foram pulverizadas em um graal de ágata até a obtenção de um pó de granulometria inferior a 80 mesh. Utilizou-se um difratometro da marca Philips (X'Pert da Panalytical) para as análises e o programa PC-APD (Automed Powder Diffraction) para o tratamento dos difratogramas. Todas as análises, em rocha total, foram realizadas no laboratório de difração de raios-X do IG/UFPA.

1.4.3.4- Geoquímica

As análises químicas de 31 amostras, todas em rocha total, foram realizadas pelo laboratório comercial da ACME Analytical Laboratories LTD. no Canadá. As amostras foram preparadas em oficina do Instituto de Geociências da UFPA. A preparação consistiu em britagem e pulverização, esta realizada em um *chatter box* por 45 segundos. Após essas etapas, as amostras foram passadas num gral de ágata para obter uma fração inferior a 80 mesh. Foram enviadas cerca de 15 gramas de cada amostras para análise.

Os elementos maiores e menores foram obtidos por ICP-ES e os elementos traço e terras raras por ICP-MS.

O tratamento dos dados foi feito com o auxílio do programa de computação MINPET versão 2.0 de Richard (1995).

1.4.3.5- Análise de minerais pesados

Foi realizado um estudo dos minerais pesados do material caulinizado. Foram obtidos concentrados de minerais pesados das amostras de caulim para as frações 0,250 - 0,125 mm e 0,125 - 0,062 mm. A associação mineral foi estudada com microscópio de modelo Zeiss e por MEV. Os minerais pesados foram separados por densimetria utilizando bromofórmio ($2,89 \text{ g/cm}^3$). O intervalo granulométrico de areia muito fina (0,125–0,062 mm) foi utilizado por concentrar geralmente a maior parte destes minerais (Morton & Hallsworth 1994 e 1999). Para

confeção de lâminas foi utilizada uma mistura de resina e endurecedor Araldite na razão 5/2, respectivamente. Em seguida, foram obtidas imagens de microscopia eletrônica de varredura para caracterização de texturas superficiais (modo de elétrons-secundários). Análises pontuais para determinação semi-quantitativa da composição dos minerais pesados foram realizadas com detector de EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*).

1.4.3.6- Microtermometria

Foram realizados testes de resfriamento (temperaturas do eutético, de fusão do gelo e fusão do hidrato de gás) e de aquecimento (temperaturas de homogeneização e dissolução da halita), que permitiram determinar ou estimar a composição, densidade e salinidade das soluções, bem como a temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos. Essas medidas foram realizadas utilizando-se uma platina Linkam THMSG 600. O resfriamento foi obtido pela circulação de N₂ líquido através da platina e o aquecimento por meio de uma resistência elétrica controlada eletronicamente.

O procedimento analítico e a interpretação dos dados obtidos se basearam nos métodos recomendados por Roedder (1984), Van Den Kerkhof & Hein (2000) e Shepherd et al. (1985).

1.4.3.7- Geocronologia

Estudos geocronológicos foram desenvolvidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA - **Pará-Iso**, utilizando-se um espectrômetro de massa FINNIGAN MAT modelo 262, constituído por dois filamentos de rênio. Num filamento ocorre a evaporação do Pb radiogênio contido no zircão (temperaturas entre 1600 - 1700⁰ K) e no outro filamento ocorre a ionização (temperatura a cerca de 2200⁰ K), onde o Pb evaporado do zircão é depositado em camadas para ser analisado. Esta técnica foi desenvolvida por Kober (1986). A datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb permite a determinação da idade aparente ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb do zircão (Kober 1987). Os cristais de zircão são extraídos da amostra de rocha (≈ 5 kg) pelos processos tradicionais de concentração de minerais pesados.

2- GEOLOGIA E EVOLUÇÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA

2-1 ESTRATIGRAFIA

O Cinturão Araguaia é uma faixa móvel de orientação geral submeridiana, de aproximadamente 1.200 km de extensão e até 150 km de largura (Dall'Agnol et al. 1988). É limitado a oeste pelo Cráton Amazônico, ao norte e a leste pela Bacia do Parnaíba e ao sul e sudeste pelas unidades paleoproterozóicas do Maciço de Goiás. Consiste em sua maior parte em formações supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia, subdividido nos Grupo Estrondo, que compõe a sua parte oriental, e Grupo Tocantins, que corresponde às partes mediana e ocidental. No domínio do Grupo Estrondo, ocorre uma série de estruturas dômicas aparentemente alinhadas segundo a direção N-S, nos núcleos das quais afloram rochas do embasamento (Dall'Agnol et al. 1988).

Em toda a extensão do cinturão, as rochas do Supergrupo Baixo Araguaia apresentam um grau metamórfico crescente de oeste para leste. Assim, na sua borda ocidental, próximo do Cráton Amazônico, as rochas não são metamorfisadas ou mostram um grau metamórfico incipiente, enquanto na sua porção oriental as rochas alcançam a fácies anfíbolito médio-alto (Dall'Agnol et al. 1988, Alvarenga et al. 2000).

2.1.1- O embasamento

O embasamento é constituído por diferentes unidades litoestratigráficas, arqueanas e paleoproterozóicas.

a) Complexo Colméia

As rochas deste complexo afloram na parte interna e nas estruturas braquianticlinais localizadas na borda oriental do Cinturão Araguaia no domínio do Grupo Estrondo. Entre estas estruturas, as mais importantes são as de Xambioá, Lontra, Grota Rica, Colméia e Cocalândia. O complexo é constituído por gnaisses de composição tonalítica e trondhjemítica parcialmente migmatizados. Encontram-se localmente xistos quartzo-feldspáticos e anfíbolitos na forma de corpos lenticulares dentro dos gnaisses e granitóides (Costa 1980, Hasui et al. 1984a, Souza et al. 1985, Dall'Agnol et al. 1988). Moura & Gaudette (1999), pelo método de evaporação de Pb em

monocristais de zircão, obtiveram uma idade de $2885 \pm 0,012$ Ma para este complexo, na estrutura Colméia. Idades de $2867 \pm 0,012$ Ma e $2858 \pm 0,02$, respectivamente, foram igualmente obtidas para as rochas do embasamento nas estruturas dômicas Lontra e Grota Rica. Essas idades representariam idades mínimas de cristalização dos corpos.

b) Grupo Rio do Coco

As rochas deste grupo afloram numa área restrita, a oeste da cidade de Paraíso do Tocantins, na porção meridional do cinturão, e são constituídas por rochas metavulcânicas (anfíbolitos) e metapelíticas, formações ferríferas bem como xistos intercalados. Datações pelo método Pb-Pb em monocristais de zircão revelaram uma idade de 2618 ± 14 Ma (Arcanjo et al. 2000, Arcanjo & Moura 2000), situando esta unidade no final do Arqueano.

c) Complexo Rio dos Mangues

Esta unidade é constituída de rochas metassedimentares e meta-ígneas que afloram a sudeste de Paraíso do Tocantins. É composta por quartzitos, granada quartzitos, gnaisses tonalíticos, anfíbolitos e micaxistos. Este complexo foi datado pelo método Pb-Pb em zircão (Moura & Souza 1996) em 2,0 - 2,1 Ga, o que confirma a conclusão de Abreu et al. (1994) de que esta unidade seria independente do Complexo Colméia.

Encontram-se encaixados nas rochas do Complexo Rio dos Mangues as rochas alcalinas de Monte Santo e Serra da Estrela, constituídas por plútons de nefelina sienitos gnaissificados. Esse magmatismo alcalino pode estar associado ao rifteamento crustal, durante a formação da bacia e onde se acumularam os sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia (Alvarenga et al. 2000). Obteve-se, pelo método Pb-Pb em zircão, uma idade de 1.006 ± 0.086 Ma para os gnaisses sieníticos associados com o plúton da Serra da Estrela (Moura & Souza 1996), interpretada como a idade do evento magmático que gerou esses corpos.

d) Granito Serrote e Gnaiss Cantão

O granito Serrote também se encontra encaixado nas rochas desse complexo sob a forma de corpos alongados na direção NNE-SSW e faz parte da Serra do Serrote (Costa 1980, Hasui et al. 1984b). Este corpo é constituído, predominantemente, por sienogranitos de coloração rósea a cinza claro e apresenta uma granulometria variando de média a grossa no centro até fina nas

bordas. Os principais minerais deste granito são quartzo, microclina e plagioclásio. Pelo método Pb-Pb em zircão, foi obtida uma idade de 1851 ± 41 Ma (Souza & Moura 1995a, Souza & Moura 1995b), considerada como idade mínima de cristalização do corpo granítico.

O gnaiss Cantão é constituído por um conjunto de ortognaisses de composição granodiorítica, monzogranítica e sienogranítica, ricos em biotita e hornblenda com anfíbolitos associados. Apresenta-se sob a forma de corpos intrusivos nos gnaisses do Complexo Colméia e ocorre nas proximidades da cidade de Arapoema (SSW de Araguaína). É derivado de corpos granitóides posteriormente deformados e metamorfisados durante o desenvolvimento do cinturão no Brasileiro (Souza 1984 e Souza et al. 1985). Pelo método Pb-Pb em zircão, Moura & Gaudette (1999) obtiveram uma idade de $1858 \pm 0,068$ interpretada como cristalização dos protólitos que originaram o Gnaiss Cantão.

2.1.2- O Supergrupo Baixo Araguaia

É representado essencialmente por rochas supracrustais e é dividido nos grupos Tocantins e Estrondo. Este supergrupo é considerado como pertencente ao Neoprotézoico (Moura & Souza 1996).

a) Grupo Estrondo

As rochas deste grupo ocorrem na parte oriental do Cinturão Araguaia e foram afetadas pelo metamorfismo de mais alto grau, atingindo a fácies xisto verde alto a anfíbolito médio (Dall'Agnol et al. 1988). Compreende as formações Morro do Campo, na base, e Xambioá, no topo. A Formação Morro do Campo é composta essencialmente de quartzitos com intercalações de muscovita-biotita-quartzo xistos, metaconglomerados oligomíticos com ocorrências locais de cianita, fibrolita e granada (Hasui et al. 1984a, Dall'Agnol et al. 1988). A Formação Xambioá mantém contatos normais com a Formação Morro do Campo e é constituída essencialmente por micaxistos (biotita xistos, muscovita xistos e biotita-muscovita xistos), quartzitos, xistos grafitosos, anfíbolio xistos, anfíbolitos, formações ferríferas e mármore (Hasui et al. 1984a, Santos et al. 1984, Dall'Agnol et al. 1988).

b) Grupo Tocantins

Este grupo ocupa as porções central e ocidental do Cinturão Araguaia e é subdividido nas formações Pequizeiro, na base, e Couto Magalhães, no topo (Hasui et al. 1984a, Gorayeb 1981, Dall'Agnol et al. 1988). A Formação Pequizeiro é constituída predominantemente por clorita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos com intercalações de filitos, quartzitos, metarenitos, metarcósios e xistos carbonáticos (Hasui et al. 1984a, Dall'Agnol et al. 1988). A Formação Couto Magalhães é representada essencialmente por filitos e ardósias com intercalações de metarenitos, metarcósios, metagrauvascas, *metacherts*, metargilitos e calcários (Gorayeb 1981, Herz et al. 1989).

2.1.3- Corpos máficos e ultramáficos intrusivos

Esses corpos encontram-se alojados nas rochas supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia e nas rochas do embasamento. Eles são particularmente bem representados no domínio do Grupo Tocantins. São corpos lenticulares alongados e constituídos de serpentinitos, cromititos com talco-xistos, clorititos e esteatitos, associados à gabros, metagabros e diabásios (Puty et al. 1972, Costa 1980).

No domínio do Grupo Estrondo, os serpentinitos estão presentes sob a forma de corpos alongados recortando os gnaisses do Complexo Colméia e os micaxistos das formações Morro do Campo e Xambioá.

Gorayeb (1989) e Souza & Moreton (1995) distinguiram nesses corpos ultramáficos um zoneamento expresso por um núcleo de serpentinitos maciços a foliados e bordas concêntricas, de dentro para fora, compostas de talco maciço (esteatito), talco lamelar e cloritito foliado. Segundo estes autores, os corpos ultramáficos seriam de origem mantélica e teriam sido alojados tectonicamente nas rochas do Supergrupo Baixo Araguaia durante a fase compressiva da evolução do Cinturão Araguaia.

Em diversos estudos (Paixão & Nilson 2001, 2002a e 2002b, Kotschoubey et al. 1996 e 2005), foram discutidas a caracterização e a origem dos corpos ofiolíticos, compostos predominantemente por serpentinitos e silexitos, presentes no centro-oeste do Cinturão Araguaia, e ocorrendo em áreas representativas tais como Serra do Tapa, Morro Grande, Serra do Quatipuru

entre outras. Estes estudos trazem importantes informações sobre a evolução tectônica da bacia Araguaia, especialmente sobre o estágio de oceanização.

2.1.4- Corpos graníticos intrusivos no Grupo Estrondo

Diversos corpos granitóides foram identificados no Cinturão Araguaia, porém trata-se na maioria dos casos de ocorrências de pouca expressão. Esses corpos encontram-se essencialmente alojados nas rochas do Grupo Estrondo e constituem basicamente *stocks* circulares a elípticos, bem como veios e diques, associados a estruturas dômicas como o granito Ramal do Lontra. Segundo Lamarão & Kotschoubey (1996), esses corpos granitóides seriam sin a tectônicos. Suas origens seriam relacionadas ao pico do metamorfismo que afetou a porção oriental do Cinturão Araguaia.

A Suíte Santa Luzia reúne diversos corpos granitóides que afloram nos arredores de Paraíso do Tocantins e Barrolândia, na porção sul do cinturão. O Granito Santa Luzia, o plúton mais expressivo desta suíte, ocorre na forma de inúmeros pequenos *stocks*, diques, lentes e veios que cortam os micaxistos do Grupo Estrondo (Costa et al. 1984) e é constituído essencialmente de monzogranitos e granodioritos (Lamarão & Kotschoubey 1996). Moura & Gaudette (1993) determinaram pelo método Pb-Pb uma idade de 655 ± 24 Ma, considerada como sendo a idade de colocação deste corpo granítico e correspondendo ao evento Brasileiro. Lentes granitóides se encontram concordantes com a xistosidade das rochas encaixantes, o que permite interpretar tais corpos como pós a tectônicos (Hasui & Costa 1990, Lamarão & Kotschoubey 1996).

O Granodiorito Presidente Kennedy representa corpos granitóides aflorantes na porção sudoeste do município de Presidente Kennedy (Bulhões & Dall'Agnol 1985). Compõe-se de rochas monzodioríticas e sienograníticas. Macambira (apud Lafon et al. 1990) determinou uma idade de 620 Ma pelo método Rb-Sr, que foi interpretada como idade do resfriamento do Cinturão Araguaia no final do Ciclo Brasileiro. Bulhões & Dall'Agnol (1985) não descartaram, no entanto, a possibilidade dessas ocorrências granitóides fazerem parte de um único corpo, do qual hoje apenas as porções apicais afloram.

O Granito Ramal do Lontra é um *stock* de aproximadamente 5 km de extensão que se encontra encaixado nos micaxistos do Grupo Estrondo e formado essencialmente por meta-granitos de composição monzogranítica a granodiorítica. Sua datação pelo método de evaporação de Pb em zircão, determinou uma idade de $549,7 \pm 5$ Ma considerada como idade mínima de cristalização,

demonstrando que a colocação deste corpo está relacionada ao Ciclo Brasileiro (Alves 2006). Macambira (1983) descreveu um corpo lenticular de albíta-granita na Serra da Ametista, na borda sudeste da braquidobra do Lontra, enquanto Maurity (1986) estudou um pequeno *stock* (de 1,5 a 2 km de diâmetro em afloramento) de composição ácida, intrusivo na Formação Xambioá ao sul da estrutura do Lontra e denominado granito de Araguaci. O corpo granítico da Serra da Ametista foi datado por Collyer (2000) pelo método Rb-Sr e foram obtidas idades em torno de 400 Ma.

2.1.5- Formação Rio das Barreiras

Consiste em conglomerados polimíticos com seixos de quartzo, clorita xisto, filito em uma matriz siltico-argilosa com cimento carbonático (Hasui et al. 1984a, Hasui & Costa 1990). Esta formação repousa discordantemente sobre as rochas do Supergrupo Baixo Araguaia, formando manchas de extensão quilométrica. Esta unidade seria, segundo Hasui & Costa (1990), um pacote de rochas não metamorfisadas, nem deformadas, desenvolvidas no final da evolução do Cinturão Araguaia.

2.1.6- Bacia do Parnaíba

As rochas da Bacia do Parnaíba, de idade paleozóica, representadas principalmente pelas formações Pimenteiras e Pedra de Fogo, repousam em discordância erosiva sobre as rochas pré-cambrianas, sobretudo as do Grupo Estrondo, sendo o contato visível em inúmeros locais na borda oriental do C.A. A unidade mais inferior, em contato direto é a Formação Pimenteiras constituída por arenitos e siltitos ferruginosos e formações oolíticas, igualmente ferruginosas (Hasui et al. 1984a). Ademais, no domínio pré-cambriano, grábens de dimensões variadas, preservaram rochas do Paleozóico, encontrando-se nestas condições exposições de silexitos, calcários, argilitos calcíferos da Formação Pedra de Fogo (Macambira 1983).

2.1.7- Terrenos recentes

Coberturas lateríticas ocorrem sobre diversas unidades geológicas da região (Souza & Moreton 1995), assim como depósitos aluvionares e coluviais.

2.2- EVOLUÇÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA

A evolução do Cinturão Araguaia começou no Arqueano e prosseguiu até o Fanerozóico. De acordo com Souza & Moreton (1995), corresponderia ao modelo distensão - compressão da litosfera.

No final do Paleoproterozóico, um evento magmático gerou corpos granitóides, tais como o hoje Gnaiss Cantão e Granito Serrote, intrusivos no embasamento arqueano a paleoproterozoico mais antigo, constituído pelos complexos Colméia e Rio dos Mangues. Segundo Alvarenga et al. (2000), no início do Neoproterozoico, um rifte continental se individualizou. Durante essa fase de distensão continental, várias bacias compartimentadas se formaram, gerando várias zonas de deposição (depocentros). Concomitantemente, discontinuidades NW-SE atuaram como falhas transformantes facilitando, segundo Abreu (1978), a ascensão de magmas básico e ultrabásico posicionados como diques em vários níveis junto aos sedimentos. Hasui & Costa (1990) consideraram que nessa primeira fase distensiva da evolução do cinturão altas taxas de estiramento litosférico foram alcançadas, resultando na expressiva contribuição magmática máfico-ultramáfica. O rifte continental teria evoluído para um rifte oceanico chegando, talvez, ao estágio de um proto-oceano (Alvarenga et al. 2000). Espessos sedimentos siliciclásticos e, em menor quantidade, sedimentos químicos preencheram a bacia, seguidos pela deposição de sedimentos mais finos característicos de ambientes marinhos mais profundos. A deposição desse pacote sedimentar foi acompanhada por um magmatismo máfico, na forma de derrames basálticos, *sills* e diques.

No final do Neoproterozoico, a bacia sofreu inversão, interrompendo sua evolução (Hasui et al. 1984b e Abreu et al. 1994). Essa fase compressiva resultou no transporte de massas rochosas de SE para NW, na deformação e metamorfismo regional das rochas supracrustais e na reativação de antigas estruturas do embasamento. Houve finalmente geração de magma granitóide em resposta ao pico do metamorfismo. As deformações se traduziram por falhamentos de baixo ângulo, cavalgamentos, *nappes* e megadobramentos regionais expressos pelas estruturas de Xambioá, Lontra, Colméia, Serra dos Martírios, dentre outras. Segundo Silva (1980), o metamorfismo regional que afetou as rochas do Supergrupo Baixo Araguaia foi do tipo barrowiano. No auge do metamorfismo regional, houve a fusão parcial das rochas supracrustais e provavelmente do embasamento, o que resultou em granitogênese (Alvarenga et al. 2000). Em

termos gerais, o metamorfismo apresentou intensidade crescente de oeste (anquimetamórfico) para leste (anfíbolito médio a alto). Assim, as condições de temperatura e pressão foram mais elevadas na parte oriental do cinturão (Dall'Agnolet al. 1988). A presença de fibrolita em rochas do Grupo Estrondo indicaria que, localmente, a fácies anfíbolito alto teria sido atingida, ou seja, condições de temperaturas de 550 ± 30 °C e pressões de 5 a 6 kbar (Dall'Agnolet al. 1988).

No final do evento Brasileiro, ocorreu uma segunda fase distensiva de “alívio de pressão”, ocasião em que numerosas fraturas submeridianas foram reativadas. Uma intensa atividade hidrotermal resultou desta distensão, enquanto ocorria uma granitogênese que foi responsável pela formação dos corpos granitóides mais tardios (granitos do Ramal do Lontra e parte da Suíte Santa Luzia).

Durante o Fanerozoico, ocorreram várias fases distensivas, as mais recentes relacionadas à abertura do oceano Atlântico Sul, durante as quais houve reativação de fraturas (Borges et al. 1990) e magmatismo básico acompanhado por hidrotermalismo localizado.

3- POTENCIAL MINERAL

Desde 1970, foram desenvolvidos diversos trabalhos sobre a geologia do Cinturão Araguaia, enfocando sobretudo os aspectos estratigráficos, geocronológicos ou estruturais. No entanto, poucos foram os estudos sobre as ocorrências minerais, ou seja, sobre o potencial mineral desta mega-unidade. Os poucos trabalhos revelaram, entretanto, a existência de diversas ocorrências minerais de interesse gemológico ou para artesanato mineral, sendo as mais relevantes as ocorrências de cristal de rocha, opala, titanita, ametista e rutilo.

Santos (1983) reconheceu cinco tipos de veios: pegmatitos com cristal de rocha, ametista, hematita; pegmatitos com monazita; veios hidrotermais zonados com cristal de rocha e ametista; veios de quartzo hidrotermais com cristal de rocha, turmalina, pirita e rutilo, e veios zonados com titanita e epidoto. Foram também encontradas ocorrências de grafita e talco próximo às estruturas braquianticlinais de Xambioá e Lontra (Macambira 1983, Santos 1983), assim como cristais geminados de rutilo num corpo pegmatítico afetado por intensa caulinição na localidade de Água Branca.

Lamarão (1996) evidenciou mineralizações de turmalina preta, berilo, granada e muscovita associadas a corpos pegmatíticos da Suíte granitóide Santa Luzia na região de Paraíso do Tocantins, bem como a presença dos referidos minerais em corpos pegmatóides e em veios de quartzo associados.

Por sua vez, Collyer (2000) estudou mineralizações de caráter gemológico da região de São Geraldo do Araguaia (PA) - Xambioá (TO). Ele descreveu veios com opala e opala jaspe que cortam os quartzos micaxistos da Formação Xambioá; veios pegmatóides de ametista alojados nos micaxistos da Formação Morro do Campo; veios com quartzo tricolor hospedados em metarcósios e metarenitos da Formação Pequizeiro; veios com quartzo rutilado com clorita, encaixados nos micaxistos e quartzitos do Grupo Estrondo. Collyer identificou igualmente na região veios com titanita; veios com turmalina e veios com monazita e rutilo, assim como, ocorrências de quartzo hialino, epidoto e rutilo geminado.

Ferreira (2000) estudou uma ocorrência de cristal de rocha em um veio de quartzo encaixado em biotita xistos da Formação Xambioá, no garimpo da Lagoa.

Um depósito de esmeralda foi caracterizado em Monte Santo próximo do município de Paraíso do Tocantins (Soares & Kotschoubey 2002). Essa mineralização esmeraldífera se

encontra hospedada em veios albitíticos intrusivos em anfíbolitos do Complexo Rio do Coco, assim como nos biotititos de contato entre essas rochas e as intrusões ácidas. A esmeralda seria, portanto, o resultado da interação de rochas graníticas da Suíte Intrusiva Santa Luzia com rochas máficas particularmente ricas em cromo do Grupo Rio do Coco (origem basicamente metassomática).

Também foram encontradas no Cinturão Araguaia, ocorrências metálicas tais como:

- Cromititos podiformes associados a corpos serpentíníticos na Serra do Quatipuru e no Morro Alto (Gorayeb 1981 e 1989, Kotschoubey & Hieronymus 1996, Paixão & Nilson 2002).
- Formações ferríferas e xistos grafitosos no Grupo Estrondo, na região de Xambioá-Araguanã (Souza 2005).

4- GEOLOGIA DA REGIÃO DE XAMBIOÁ- ARAGUANÃ

A área investigada está localizada na parte oriental do Cinturão Araguaia, margem direita do rio Araguaia (Figura 4.1). As ocorrências a serem estudadas se encontram, essencialmente, entre as estruturas dômicas de Xambioá e do Lontra ao longo da rodovia BR-153 e próximo às rodovias TO-386 e TO-164, localizadas a oeste e noroeste da braquidobra do Lontra, respectivamente. Um dos corpos granitóides ocorre nas imediações da localidade de Araguaci, a sudoeste da braquianticlinal do Lontra e outro na aba oriental da Serra da Ametista, pouco ao norte do local onde o rio Lontra corta a borda leste da estrutura homônima. A leste, a área de estudo é limitada pelas rochas sedimentares da bacia do Parnaíba.

Na região encontram-se basicamente:

- As rochas do embasamento que consistem em gnaisses trondhjemíticos e migmatitos pertencentes ao Complexo Colméia (Costa 1980) e hospedam localmente corpos anfibolíticos de dimensões limitadas. Essas rochas estão expostas exclusivamente nos núcleos das estruturas braquianticlinais de Xambioá e do Lontra.

- As rochas do Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978), representadas na área pelas formações Morro do Campo e Xambioá que pertencem ao Grupo Estrondo. As principais rochas que ocorrem na área são quartzitos, biotita-quartzo xistos, micaxistos grafitosos da Formação Morro do Campo e micaxistos, tais como biotita xistos, xistos feldspáticos, grafita xistos, bem como anfibolitos da Formação Xambioá, que afloram nas zonas mais arrasadas que envolvem as duas braquidobras.

- Diversos *stocks* metagabroicos da Suíte Xambica (Gorayeb et al. 2004) intrusivos nas rochas da Formação Xambioá. As principais ocorrências localizam-se entre as braquidobras e a oeste da braquidobra do Lontra.

- Pequenos corpos ultramáficos de forma lenticular intrusivos nas rochas supracrustais bem como nas rochas gnáissicas do embasamento. Em termos litológicos, trata-se essencialmente de serpentinitos, talco-xistos e esteatitos. As principais ocorrências localizam-se na parte interna da estrutura de Xambioá e a leste da parte interna da estrutura do Lontra.

- Pequenos corpos arredondados a elípticos e de composição granítica a granodiorítica encaixados nas formações supracrustais, principalmente nas rochas do Grupo Estrondo. Essas intrusões são pouco abundantes na porção norte do Cinturão Araguaia, onde apenas ocorrem o

granito do Ramal do Lontra (Alves 2006) e o granito da aba oriental da Serra da Ametista (Macambira 1983, Collyer 2000).

- O granito Ramal do Lontra, com 8 km² de área aflorante, está localizado a leste da estrutura dômica do Lontra. É intrusivo nas rochas da Formação Morro do Campo (micaxistos e quartzitos) e encoberto em parte pelas rochas sedimentares da bacia do Parnaíba. Os minerais principais desse granito são microclínio, quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita. Estudos petrográficos permitiram classifica-los como monzogranito a granodiorito (Alves 2006).

- O granito Serra da Ametista, localizado na parte SE da braquianticlinal do Lontra, é intrusivo nas rochas da Formação Morro do Campo e apresenta, em afloramento, forma lenticular e cerca de 350 m de comprimento. A composição do corpo varia de leucogranodiorítica a sienogranítica e álcali-granítica. Os principais minerais deste granito são microclínio, albita, quartzo e muscovita subordinada. Macambira (1983) classificou este granito como sendo um albita-granito, ao qual se associam veios de quartzo anastomosados e portadores de ametista.

A área enfocada apresenta variadas manifestações hidrotermais representadas por veios e vênulas de quartzo que cortam as formações supracrustais. Os coluviões e aluviões recentes completam o quadro litoestratigráfico da área.

Neste contexto geológico foram encontrados sinais de magmatismo, bem como produtos da atividade hidrotermal que atuou na região. Esses diferentes produtos foram observados em diferentes setores da área estudada. Algumas dessas ocorrências são relativamente importantes e mostram uma variedade de rochas e mineralizações, enquanto que outras são apenas blocos ou morrotes de rochas alteradas. As principais ocorrências foram distribuídas nos seguintes setores, definidos e representados no mapa geológico da região de Xambioá- Araganã (Figura 1.3).

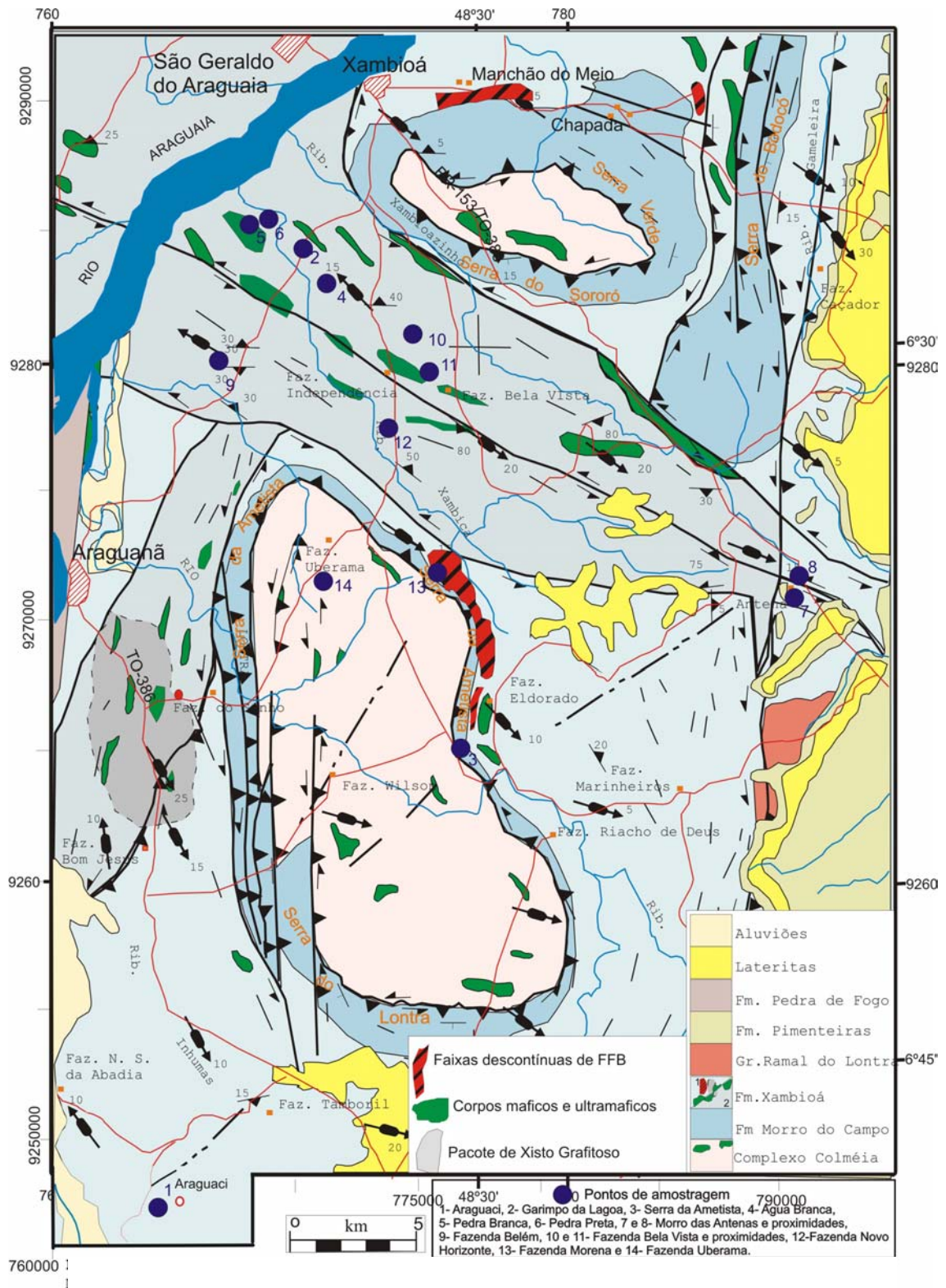


Figura 1.3: Mapa geológico da região de Xambioá-Araguanã com os pontos de amostragem (modificado de Souza & Moreton 2001).

5- CARACTERIZAÇÃO DOS CORPOS E APÓFISES ENCONTRADOS

5.1- SETOR DE ARAGUACI

5.1.1- Introdução

O corpo granítico Araguaci, intrusivo nas rochas da Formação Xambioá, está exposto entre o povoado de Araguaci e o rio Muricizal, a cerca de 9 km a sudoeste da estrutura do Lontra, e possui uma área aflorante subcircular de aproximadamente 3 km². Compõe-se de rochas de granulação fina a grossa, coloração cinza clara a escura, que adquirem tonalidade rósea ou amarronzada quando afetadas pelo intemperismo. Foram distinguidas várias fácies, que se distribuem espacialmente formando um zoneamento concêntrico. Na zona de contato com as rochas encaixantes, encontram-se numerosos xenólitos de rochas metassedimentares fortemente alteradas. O termo albitito, que será usado posteriormente, se refere a produtos de alteração de rocha tanto ígneas como metamórficas pela ação de fluidos hidrotermais ricos em sódio (Schwartz 1992, Oliver et al. 1994, Oliver 1995).

5.1.2- Contexto geológico

O quadro geológico do setor de Araguaci consiste essencialmente nas rochas da Formação Xambioá representadas, sobretudo, por biotita-quartzo xistos, feldspáticos ou não, xistos grafitosos e raros anfíbolitos. Numerosos veios de quartzo recortam tanto os micaxistos quanto o corpo granítico.

5.1.3- Descrição macroscópica e microscópica

5.1.3.1- Rocha granitóide

Macroscopicamente, duas zonas principais foram definidas com base na textura e na composição do granito.

a) Zona de borda (albita microgranito rico em quartzo)

Esta zona, de alguns metros a algumas dezenas de metros de espessura, é constituída por um granito de granulação fina e coloração cinza média a escura (Figura 5.1a). Trata-se de uma

rocha isótropa, sem sinais de deformação. Ao microscópio, exibe uma textura equigranular fina formada por cristais subédricos a anédricos (Figura 5.1b).



Figura 5.1: Granito de Araguaci da zona periférica. a) Foto de amostra de mão (Arg 1a); b) Fotomicrografia em nicóis X (NX) da textura hipidiomórfica equigranular em lâmina delgada desta amostra.

Esta rocha esta composta, em ordem de abundância, por quartzo (50 a 55%), albita (30 a 35%), biotita ($\approx 5\%$) e feldspato potássico (muito subordinado, $\approx 5\%$) com rutilo, zircão, pirita, calcopirita e hematita como minerais acessórios, além de carbonato, muscovita e clorita como produtos de alteração (Figura 5.1).

O quartzo ocorre tanto na forma de cristais anédricos, com forte extinção ondulante e exibindo contatos interpenetrantes e suturados. Localmente, podem-se observar pontos tríplexes entre os grãos mais finos.

O plagioclásio é a variedade albita (An_{2-6}), pois o estudo por MEV/EDS permitiu a identificação de um plagioclásio cuja composição corresponde a albita pura, isto é sem teor de Ca na sua composição. Forma cristais anédricos a subédricos, finos a médios, alguns exibindo fraturas preenchidas por sericita e/ou carbonato. Estão parcialmente alterados para argilominerais e sericita, que se desenvolvem ao longo dos planos de maclamento. O grau de alteração é, via de regra, maior no núcleo dos cristais do que nas suas bordas (Figura 5.2a e b).

A biotita se apresenta como lamelas milimétrica dispersas na rocha intersticialmente (Figura 5.2b) e encontra-se total ou parcialmente cloritizada. A muscovita resulta da transformação da biotita e da alteração dos plagioclásios e geralmente ocupa planos de fratura.

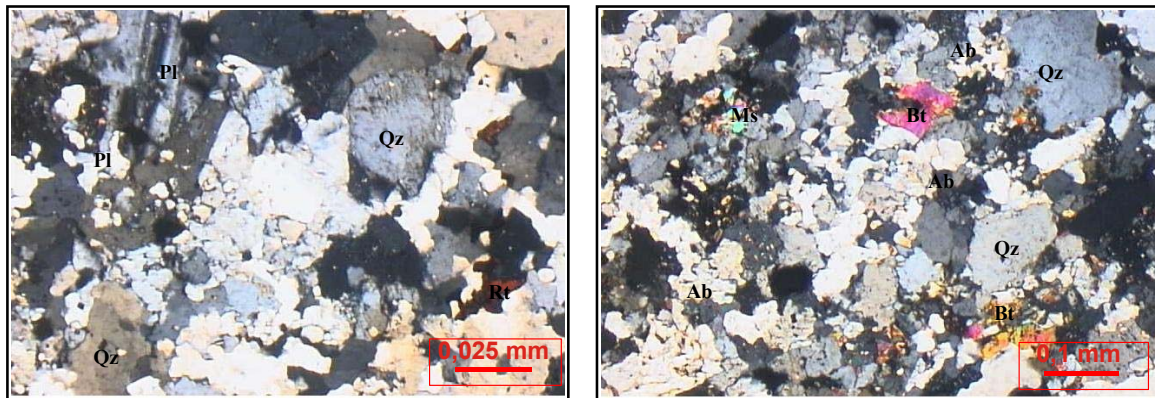


Figura 5.2: Fotomicrografias do granito da zona de borda (nicóis X): a) Formas dos cristais de quartzo, plagioclásios finos e rutilo; b) Formas da albita fina com grãos de quartzo, muscovita e biotita.

O carbonato, muito provavelmente calcita, constitui finos cristais, subédricos a euédricos, isolados ou formando agregados disseminados na rocha. Localmente, preenche planos de fratura na albita.

Cristais de apatita anédricos e de granulação fina a muito fina, foram observados no MEV, dispersos na rocha (Figura 5.3a e b).

A pirita é abundante e ocorre sob a forma de cristais subédricos a anédricos, disseminados com notável regularidade na rocha (Figura 5.3a). A pirita preenche igualmente fraturas na rocha, formando filonetes ramificados. Quando afetada pela ação do intemperismo, a pirita mostra alteração parcial a total para hidróxido de ferro (goethita).

O feldspato potássico forma cristais anédricos finos a muito finos e subordinados. Os cristais muito finos foram identificados apenas pelo MEV. Geralmente, ocorrem inclusos nos cristais de albita.

Rutilo, zircão e hematita ocorrem na forma de pequenos cristais dispersos na rocha ou inclusos no quartzo e na albita (Figura 5.3b). Localmente, os diminutos grãos de rutilo são muito abundantes, alguns com geminações em agulhas ou formando agregados. O MEV permitiu observar grãos de ilmenita com bordas de óxido de ferro e inclusões de rutilo (seria a magnetita o mineral pretérito?) (Figura 5.3c).

A monazita ocorre em grãos finos a muito finos, euédricos a subédricos e dispersos na rocha, observados pelo MEV. Finos grãos anédricos de barita, identificados no MEV, ocorrem inclusos na borda oxidada da pirita (Figura 5.3a)

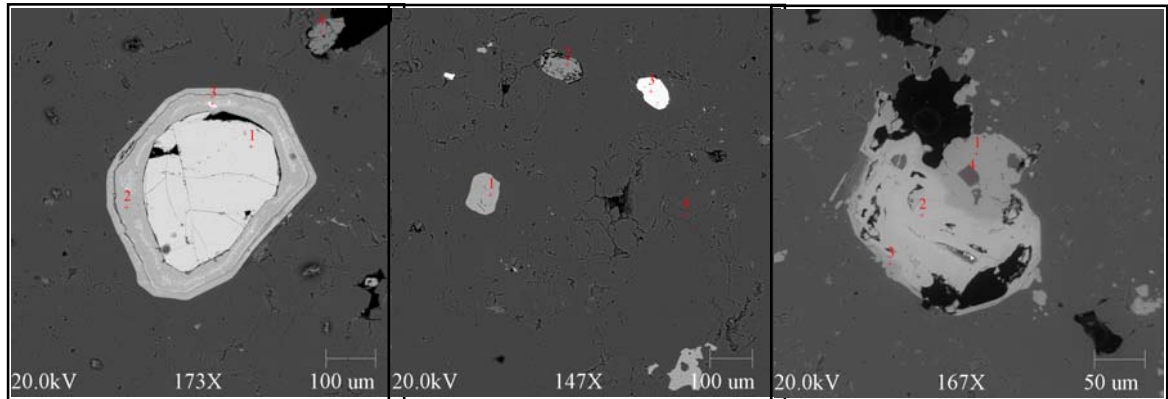


Figura 5.3: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Cristal de pirita anédrico (1) com borda oxidada (2) e inclusão de barita (3), e grão de apatita anédrico (4) às proximidades; b) Grãos subbétricos de rutilo (1), apatita (2) e zircão (3) inclusos em albita; e c) Cristal de ilmenita (3) com lamelas de exsolução de magnetita (2) e parcialmente alterado para rutilo (1) contendo inclusão de quartzo (4).

Sericitização, cloritização e carbonatação são os principais tipos de alteração observados e se manifestam substituindo minerais preexistentes, tais como albita e biotita.

b) Zona interna (albita granito)

Na parte interna do corpo intrusivo, a rocha apresenta cor cinza clara e granulação média, consistindo em cristais alongados, esbranquiçados e tabulares de feldspato sem orientação preferencial, imersos em uma “matriz”, de coloração cinza clara, composta de grãos maciços de quartzo (Figura 5.4a).

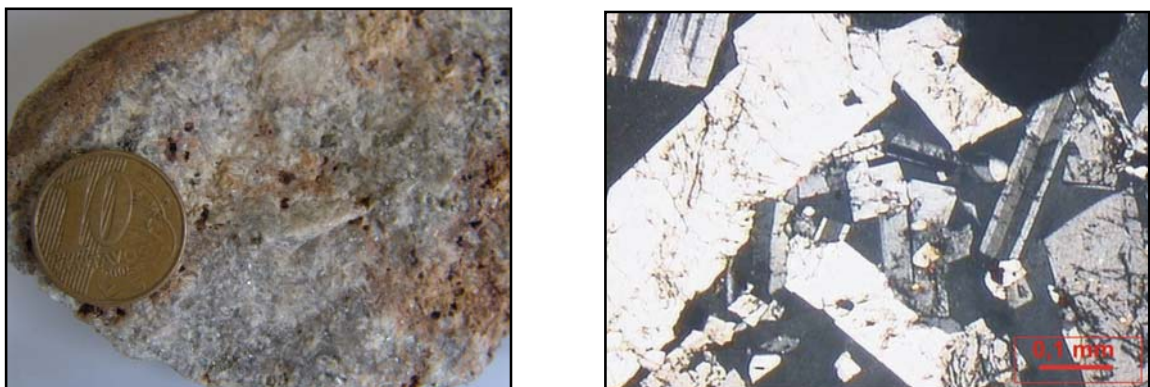


Figura 5.4: Zona interna do granito de Araguaci (Arg 11), a) Foto de amostra de mão (Arg 11); b) Fotomicrografia em NX da textura hipidiomórfica inequigranular em lâmina delgada desta amostra, mostrando grandes cristais ripiformes de albita.

Ao microscópio, nota-se que essa “matriz” é composta essencialmente de quartzo e que o feldspato é representado por albita (Figura 5.4b). A mica é rara nesta fácies. Os minerais acessórios são fundamentalmente rutilo, monazita, pirita e zircão, com ocorrência localizada de carbonato.

O quartzo é abundante e constitui entre 45 e 55% do volume total da rocha. Ocorre principalmente em cristais anédricos grossos, com inclusões de plagioclásio em quantidade variável. Também forma pequenas inclusões anédricas a subédricas nos cristais de albita. Alguns poucos grãos apresentam extinção ondulante.

A albita (An_{2-3}) perfaz, comumente, de 45 e 50% do volume da rocha, mas chega a ser ainda mais abundante. Este mineral ocorre em cristais, euédricos a subédricos, tabulares ou ripiformes, exibindo geralmente maclamento do tipo Carlsbad. Os cristais de albita variam muito em tamanho numa mesma amostra e muitos se encontram inclusos em grandes cristais de quartzo (Figura 5.5a). Localmente, a albita pode também ocorrer em pequenos cristais subédricos a anédricos, com contatos irregulares, algo fraturados e alterados para argilominerais (Figura 5.5b).

A biotita perfaz de 3 a 5% do volume total da rocha, ocorre na forma de lamelas intersticiais ou de finas inclusões subédricas nas ripas de albita.

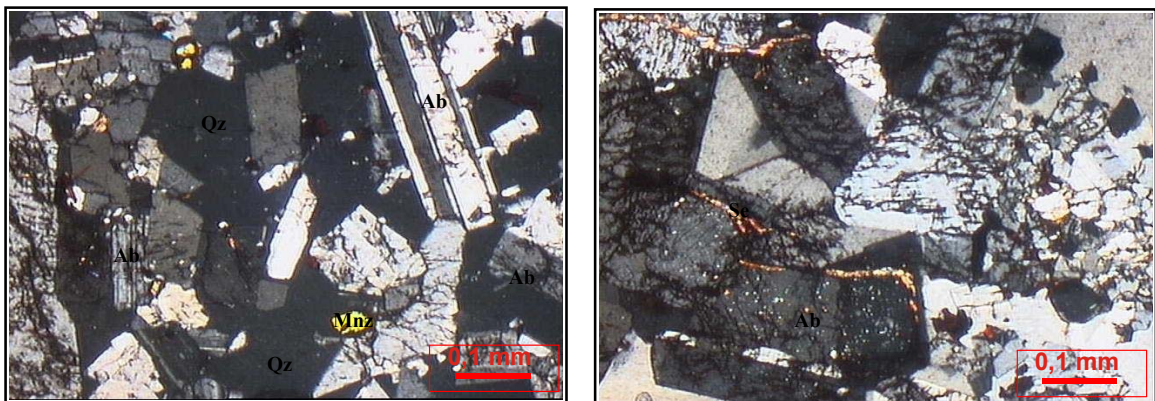


Figura 5.5: Fotomicrografias em NX do albita granito da zona central: a) Cristais ripiformes de albita se encontram imersos em cristais maciços de quartzo assim com os grãos de monazita subédricos; b) Cristais de albita com fraturas preenchidas por sericita.

A sericita ocorre nas fraturas dos cristais de albita e resulta da alteração dos plagioclásios (Figura 5.5b).

A monazita ocorre em grãos finos a médios, euédricos a subédricos, por vezes geminados e dispersos pela rocha (Figura 5.6).

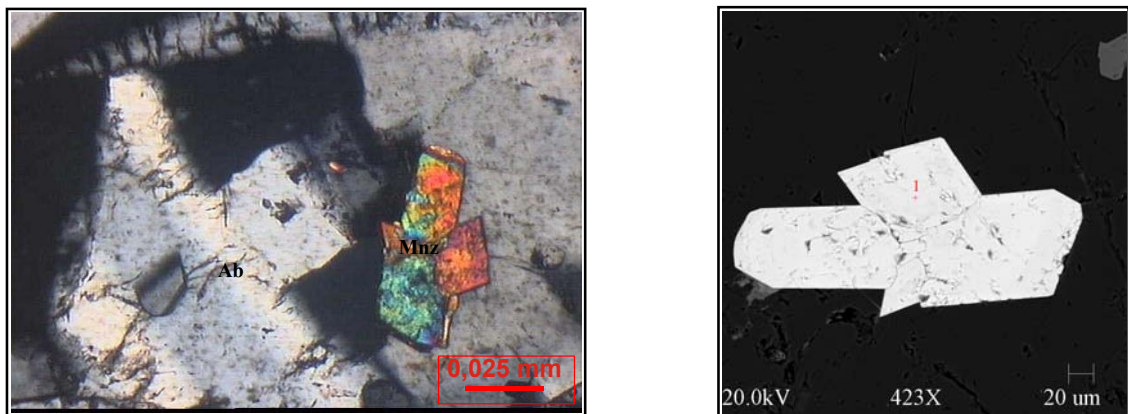


Figura 5.6: Cristais geminados de monazita no albita granito: a) Fotomicrografia dos contatos em equilíbrio com albita (nicóis X); b) Imagem de elétrons retroespalhados obtida por MEV na forma de inclusão em albita.

Rutilo, pirita e zircão formam finos grãos anédricos dispersos na rocha ou inclusos em outros minerais (Figura 5.7). Podem ser abundantes, representando, juntos com a monazita, até 7% do volume total da rocha. Via de regra, a pirita encontra-se parcial ou totalmente oxidada.

Sericitização e argilização são os principais tipos de alteração observados na rocha.

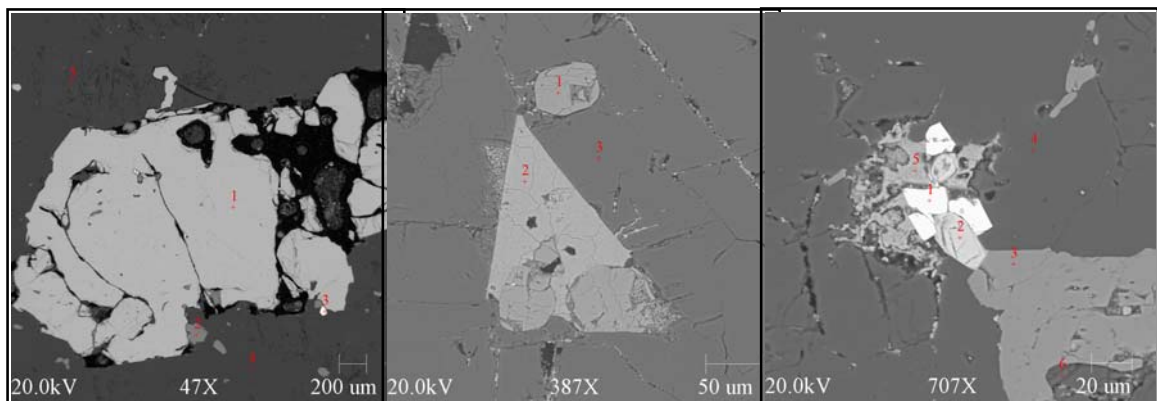


Figura 5.7: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Cristal anédrico de pirita (1) fraturado, associado a finos grãos de rutilo (2) e de monazita inclusos em quartzo (4), além de albita (5); b) Grãos subédricos de rutilo (1), zircão (2) inclusos em albita (3); c) Cristais subédricos a anédricos de monazita (1), zircão (2) e rutilo (3) inclusos em quartzo e albita (6) e agregados de óxidos/hidróxidos de ferro (hematita).

5.1.3.2- Rocha intensamente albitizada (albitito)

No contato do corpo intrusivo com a rocha encaixante, há blocos de rocha fortemente alterada, correspondendo à porção mais externa da intrusão, que mostra granulação fina a grossa e coloração acinzentada com porções rosadas e lilás a alaranjadas (Figura 5.8).



Figura 5.8: Foto de amostra de granito intensamente albitizado (Arg 5), com uma zona esbranquiçada rica em albita numa rocha altamente alterada.

Microscopicamente essas rochas são por vezes constituídas de albita (até 95%), além de quartzo (até 15%), e outras vezes apresentam também muscovita. Os cristais de albita, finos a médios, estão fortemente impregnados por óxidos/hidróxidos de ferro, porém mantêm em geral a forma reliquiar em ripa. Alguns dos contatos entre os cristais de albita são irregulares e marcados por produtos de sericitização. O quartzo apresenta textura em mosaico formada por cristais médios a grossos, tendo contatos irregulares e interpenetrantes com os de albita. Cristais aciculares de rutilo e de zircão ocorrem inclusos no quartzo ou albita. A muscovita é produto da alteração do plagioclásio e se apresenta em lamelas finas. A cloritização foi intensa e provocou precipitação de clorita em planos de fratura e entre grãos de outros minerais (em alguns casos formando pseudomorfos). Observa-se, também, uma forte ferruginização da rocha. Cristais finos de epidoto, subédricos a anédricos, estão inclusos no quartzo e/ou plagioclásio e são em geral marcados por uma auréola de óxidos de ferro. Carbonatos encontram-se dispersos na rocha ocupando espaços intersticiais e localmente substituem o plagioclásio.

Duas amostras dessa rocha foram selecionadas para análise por difração de raios-X, uma apresentando bandamento centimétrico (alternância de bandas vermelho esbranquiçadas e róseo esbranquiçadas) e a outra com textura granular de coloração rósea pálida. A análise ressaltou que ambas são constituídas de albita com quartzo subordinado e que o bandamento de uma das amostras não é composicional.

5.1.3.3- Xisto albitizado

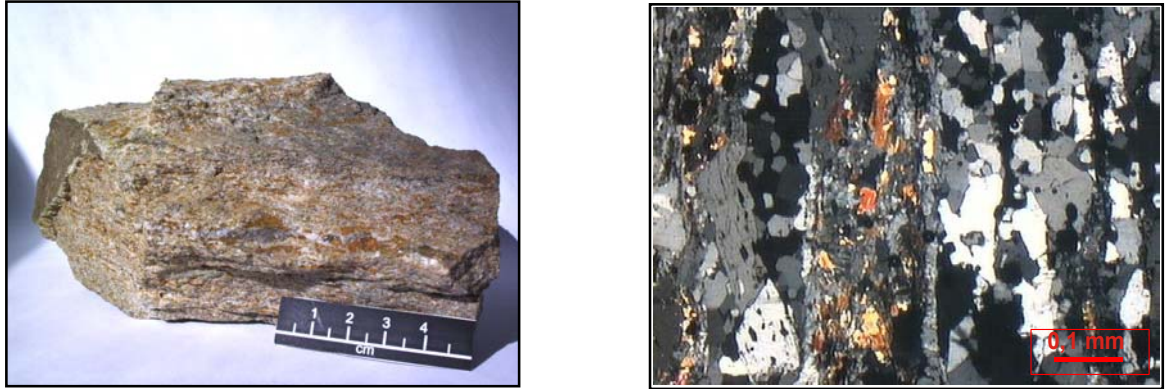


Figura 5.9: Rocha albitizada do setor de Araguaci (Arg 1b): a) Foto de amostra de mão com foliação preservada; b) Fotomicrografia (NX) mostrando as feições microscópicas, com um bandamento reliquiar.

Macroscopicamente a rocha apresenta uma coloração branca acinzentada, granulação fina a média e marcante foliação (Figura 5.9a). É composta essencialmente por quartzo.

Microscopicamente a rocha é equigranular e apresenta textura essencialmente hipidioblástica (Figura 5.9b). Os principais minerais são quartzo (de 55 a 60%), plagioclásio sódico (de 30 a 35%), feldspato potássico (5%) e biotita (5%). Os minerais acessórios são fundamentalmente rutilo, zircão, turmalina, pirita, turmalina e ocorrência localizada de apatita.

Os grãos de quartzo, médios a grossos, formam uma textura em mosaico e os contatos com os cristais de plagioclásio são irregulares a interpenetrantes (Figura 5.10a).

O plagioclásio forma cristais de granulação fina a muito fina, subédricos a anédricos. Os contatos entre os cristais de plagioclásio e os demais minerais são irregulares, curvilíneos a retilíneos (Figura 5.10b). Análise semiquantitativa no MEV permitiu identificar o plagioclásio como sendo albita com um teor de Ca entre 0,5 e 0,9%. Nem sempre a distinção microscópica entre albita e quartzo é possível.

Os raros cristais de feldspato potássico que ocorrem são finos e anédricos e acham-se fortemente alterados para sericita e argilominerais.



Figura 5.10: Fotomicrografias em NX de amostra de xisto albitizado: a) Formas dos cristais de quartzo, plagioclásios, por vezes fortemente sericitizados, e muscovita; b) Alternância de bandas mais rica em quartzo e outras mais ricas em albita e muscovita com inclusões de biotita plagioclásio.

Restos de biotita foram reconhecidos no MEV como cristais finos a muito finos, essencialmente anédricos, estando inclusos na albita e localmente cloritizados (Figuras 5.10b, 5.11a e 5.12a). A muscovita ocorre em grãos subédricos finos, essencialmente intersticiais, porém também é produto da alteração do plagioclásio e da transformação da biotita.

A turmalina apresenta-se como grãos finos a médios, subédricos a euédricos, dispersos pela rocha (Figura 5.11).

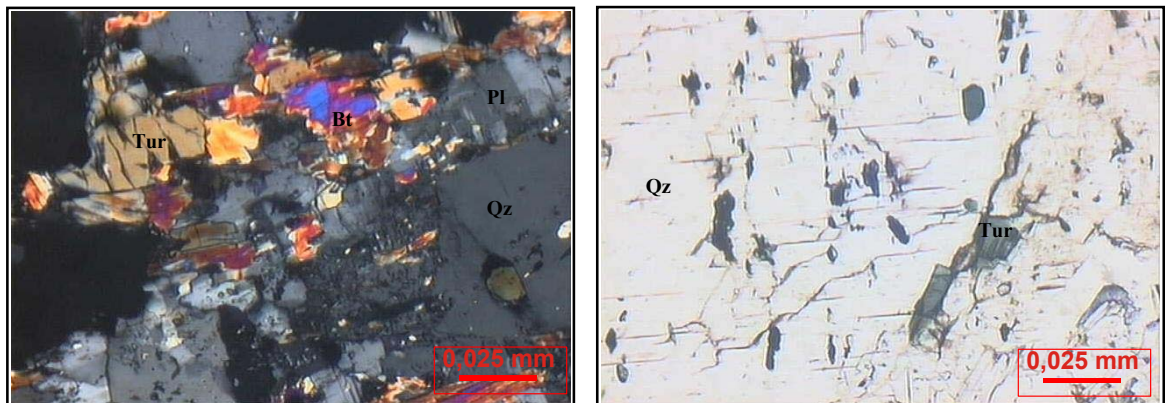


Figura 5.11: Fotomicrografias de amostra do xisto albitizado: a) Cristais de turmalina inclusos no quartzo e plagioclásio, e de biotita cloritizada (NX); b) Cristais de turmalina inclusos em quartzo (N //).

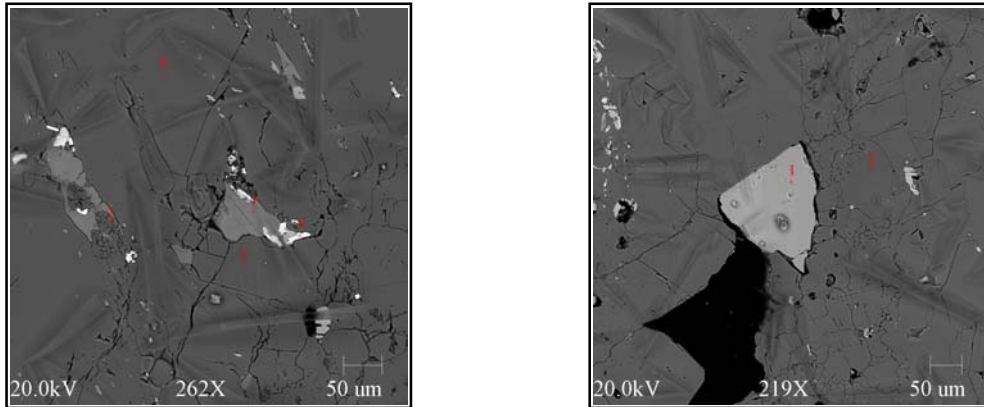


Figura 5.12: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Restos de biotita (1) associados a óxidos/hidróxidos de ferro contendo Ti (5) e finos grãos de quartzo (2) incluídos em albita (3 e 4); b) Cristal anédrico de apatita (1) em meio a um agregado de grãos de quartzo(2).

Foram observados cristais de apatita subédricos a anédricos finos incluídos no quartzo e/ou plagioclásio (Figura 5.12b). Rutilo e zircão ocorrem em pequenos grãos isolados, anédricos a subédricos, ou incluídos em outros minerais. A pirita e a monazita formam grãos finos a muito finos, euédricos a subédricos, e igualmente acham-se isolados ou incluídos no quartzo (Figura 5.13a). É comum a pirita mostrar-se parcial ou totalmente oxidada (Figura 5.13b). Finos cristais anédricos a subédricos de ilmenita e ilmeno-rutilo se distribuem aleatoriamente pela rocha (Figura 5.13c).

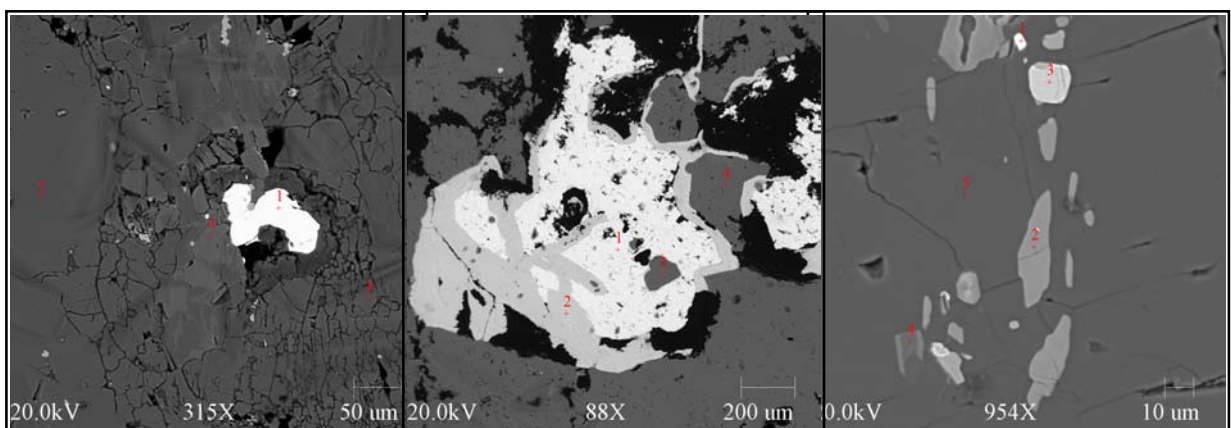


Figura 5.13: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão anédrico de monazita (1) em meio a uma massa de cristais de albita (2 e 3), além de palheta de muscovita (4); b) Cristal de pirita anédrico (1) com borda oxidada (2) bem como grão de rutilo (3) incluído em quartzo (4); c) Cristais de zircão (1), ilmeno-rutilo (2) e ilmenita (3) incluídos em albita (5) e restos de biotita (4).

5.1.3.4- “Roof-pendant”

No domínio do Granito de Araguaci, xistos grafitosos formam um *roof pendant* de dimensão decamétrica ou mesmo hectométrica. Nesse setor, as rochas exibem granulação mais grossa, provavelmente devido à recristalização, bem como acentuados sinais de albitização.

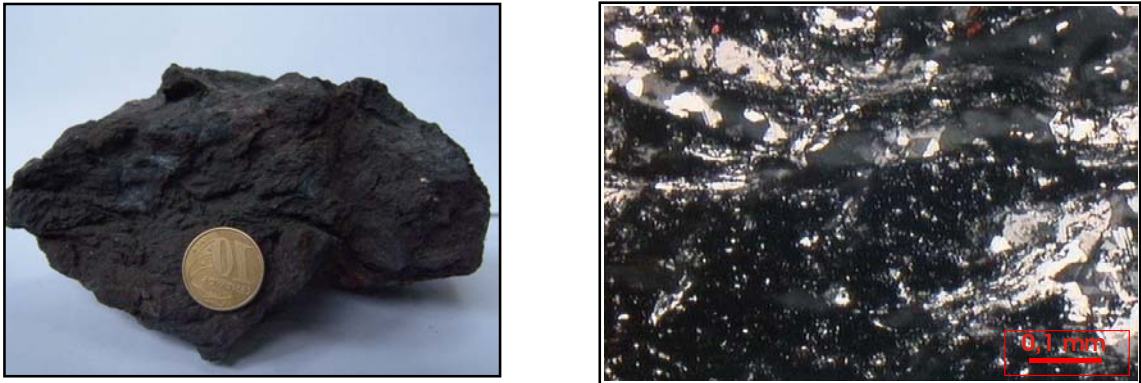


Figura 5.14: Xisto grafitoso, constituindo um “*roof-pendant*” no granito Araguaci (Arg 3r), afetado por metamorfismo de contato e por albitização: a) Foto de amostra de mão mostrando as feições macroscópicas; b) Fotomicrografia em NX mostrando as feições dessa rocha.

Macroscopicamente, a rocha apresenta cor preta, granulação fina a afanítica, aspecto maciço, cortada por vênulas de albita e sulfetos (pirita) (Figura 5.14a). A difração de raios-X permitiu a identificação dos principais minerais constituintes dessa rocha, tendo sido reconhecidos os picos do quartzo, grafite, albita, mica e caulinita (Figura 5.15). O pico principal em $26,6 \text{ A}^\circ (2\Theta)$ corresponde tanto ao quartzo quanto ao grafite. Apenas um pico arredondado se observa no lugar do principal pico da caulinita. Muito provavelmente, trata-se de argilomineral de composição próxima à da caulinita, porém muito mal cristalizado, quase amorfo. É possível que seja o produto da alteração intempérica da albita. A mica, possivelmente muscovita, é muito subordinada.

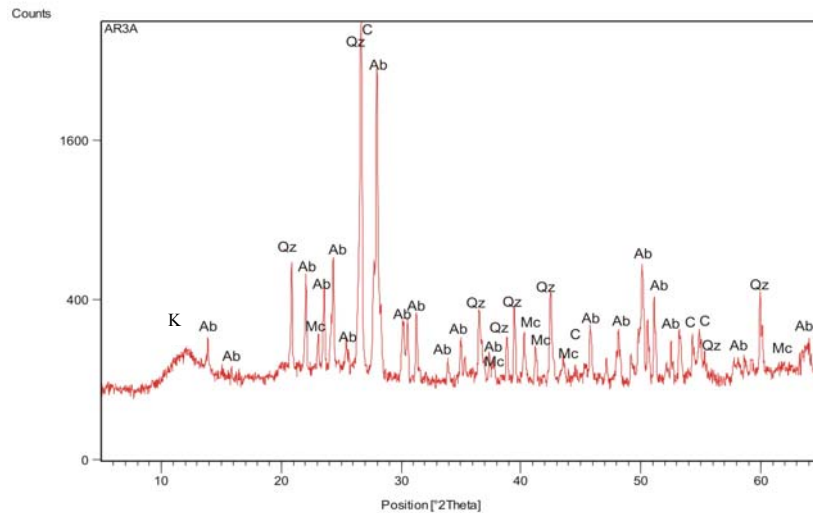


Figura 5.15: Difractograma da amostra Ar3a assinalando a presença de albita (Ab), grafite (C), quartzo (Qz), muscovita (Mc) e caulinita mal cristalizada (K).

Ao microscópio, a rocha se revela relativamente equigranular e constituída pela grafita (de 35 a 40%), albita (de 30 a 35%), quartzo (de 15 a 20%), muscovita, rutilo, sulfetos e outros minerais opacos (Figura 5.14b). Essa rocha mostra uma intensa deformação, mas guarda uma estratificação reliquiar.

A albita (An_{2-4}) ocorre em cristais de granulação fina a média com forma euédrica a anédrica (Figura 5.16a). Os cristais euédricos ocorrem em bolsões e vênulas, enquanto que os mais finos e anédricos fazem parte da massa rochosa junto com o quartzo (Figura 5.16b). Essas vênulas e bolsões parecem corresponder a microbolsões de albita granito. Os contatos entre os cristais de plagioclásio e os demais minerais são irregulares a retilíneos.

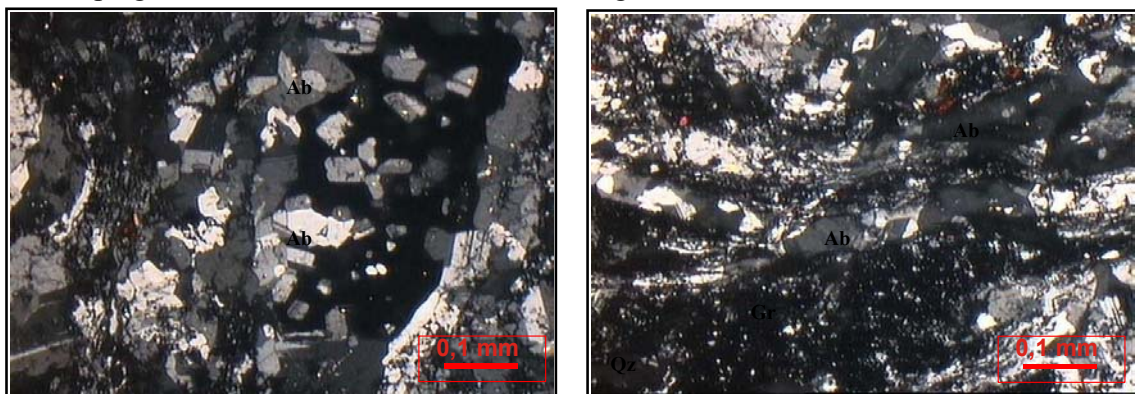


Figura 5.16: Fotomicrografias em NX do xisto grafitoso albitizado: a) Cristais de albita (Ab) euédricos em bolsões; b) Cristais de albita (Ab) em vênulas que recortam a massa mais fina de grafita (Gr), quartzo (Qz) e albita.

Os cristais de quartzo exibem essencialmente granulação fina e forma anédrica. Apresentam-se imersos na matriz fina de albита e material carbonoso. Alguns cristais foram encontrados inclusos no plagioclásio apresentando sinais de corrosão. Os contatos entre os cristais de quartzo e os dos demais minerais são retilíneos. Em geral, a distribuição dos grãos de quartzo na rocha é aleatória.

O material carbonoso (grafita) ocorre principalmente nos interstícios e em menor escala na matriz fina, junto com a albита e o quartzo (Figura 5.17), ou ainda, incluso no plagioclásio, o que mostra ter sido ele aprisionado durante a formação da albита.

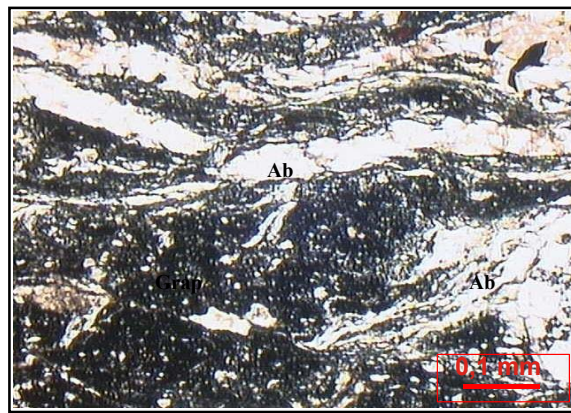


Figura 5.17: Fotomicrografia em NX de amostra do xisto grafitoso albitizado recortado por vênulas de albита (Ab) e mostrando o material grafitoso (Grap).

O rutilo é abundante e apresenta-se em cristais anédricos, de granulação fina a média, e sem orientação (Figura 5.18a). A turmalina mostra cristais subédricos zonados, finos e inclusos na albита (Figura 5.18b). O MEV/EDS revelou composição compatível com a schorlita. A sericita forma finas palhetas e resulta da alteração do plagioclásio.

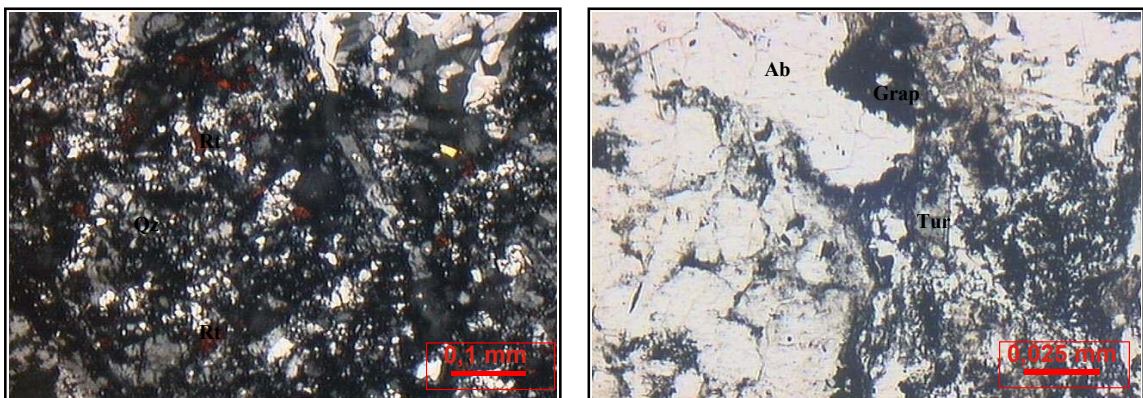


Figura 5.18: Fotomicrografias em NX de amostra do xisto grafitoso albitizado: a) Grãos anédricos de rutilo (Rt) imersos na massa fina de quartzo (Qz), albита (Ab) e grafita (Grap); b) Cristal de turmalina (Tur) que se destaca na massa fina de quartzo, albита e grafita.

A pirita apresenta-se em cristais anédricos a subédricos, finos a médios (Figura 5.19a). Ocorre ora disseminada na rocha (inclusa no rutilo ou albita), ora em vênulas junto com a albita pura (Figura 5.19b).

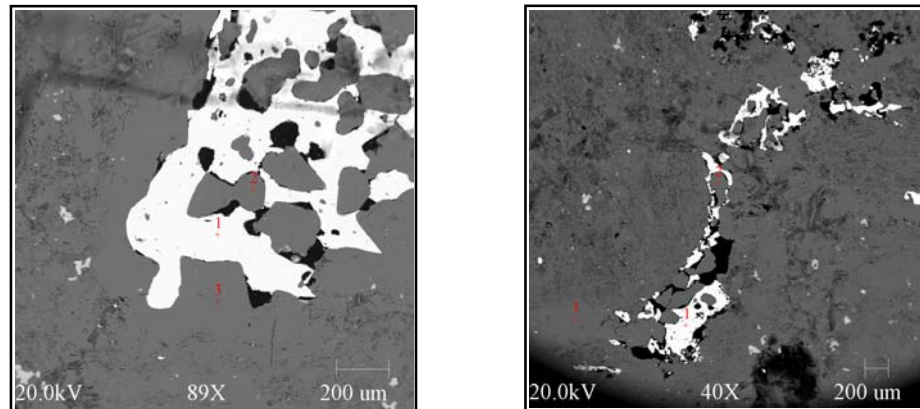


Figura 5.19: Imagens elétrons retroespalhados obtidas por MEV em amostras do xisto albitizado: a) Cristal de pirita anédrico (1) com inclusões de albita euédrica (2 e 3) em bolsões; b) Pirita em vênula (1), junto com albita (2 e 3), que corta a massa fina de quartzo, albita e grafita.

Fosfatos de terras raras pesados (xenotímio, Figura 5.20a) e leves (monazita, Figura 5.20b) ocorrem em grãos finos a médios, essencialmente anédricos, dispersos pela rocha.

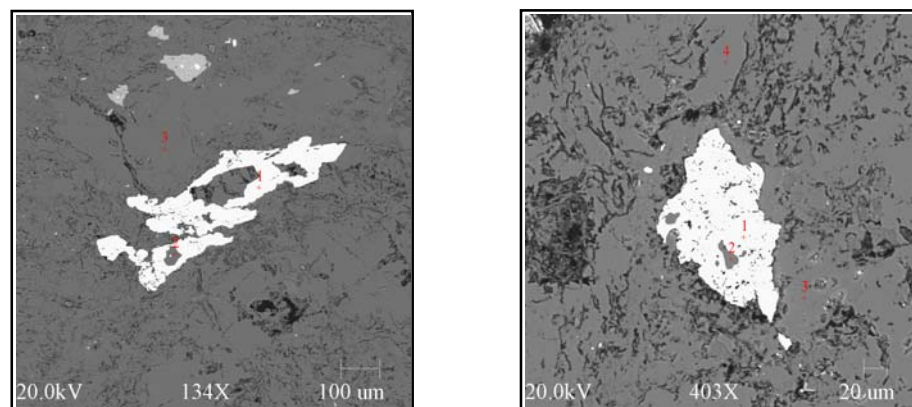


Figura 5.20: Imagens elétrons retroespalhados obtidas por MEV em amostra de xisto albitizado: a) Cristal anédrico de xenotímio (1) com inclusão de rutilo (2), e cristal de albita (3); b) Cristal anédrico de monazita com inclusão de rutilo (2), imerso em massa de quartzo (3), albita (4) e grafite.

5.1.3.5- Greisen

Macroscopicamente a rocha apresenta uma coloração acinzentada, granulação fina e aspecto maciço. Vênulas de quartzo cortam a massa rochosa que é composta predominantemente e quartzo e de micas (Figura 5.21).



Figura 5.21: Foto de amostra de mão de greisen do setor de Araguaci (Ar3a).

Microscopicamente a rocha apresenta textura equigranular com os principais minerais sendo quartzo (de 40 a 45%), muscovita (de 35 a 45%), material carbonoso (grafita) e rutilo.

O quartzo ocorre como grãos finos anédricos. O contato entre os cristais de quartzo são ora retilíneos, ora irregulares. Já os contatos entre os grãos de quartzo e os demais minerais são irregulares.

A muscovita apresenta-se em cristais euédricos a subédricos, finos a médios, e com uma textura semelhante à textura “decussate”. Os grãos de rutilo são inequigranulares, essencialmente finos e subédricos, estando dispersos na rocha. O material carbonoso (grafita) é fino a muito fino e ocorre nos espaços intergranulares. Os óxidos/hidróxidos de ferro ocorrem de forma inequigranular, com granulação fina, anédricos (com cristais, na maioria dos casos, bem individualizados) e sem orientação. São observados no contato entre os cristais de quartzo e mica, no interior destes minerais e em fraturas, sendo provenientes da oxidação de fases opacas preexistentes.

5.1.3.6 - Veios de quartzo

Os veios de quartzo encontrados na área de estudo são milimétricos a métricos, podendo alcançar até 6 m de espessura; muitos sustentam diversos morros que ocorrem nas circunvizinhanças de Araguaci (Figura 5.22).



Figura 5.22: Foto de morro sustentado por veios de quartzo localizado nas circunvizinhanças de Araguaci.

Esses veios apresentam, em geral, direção principal N-S, embora alguns exibam uma orientação E-W como, por exemplo, o grande veio que aflora na margem direita do rio Muricizal (Figura 5.23).



Figura 5.23: Fotos de veios de quartzo. a) veio de quartzo leitoso com cristal de rocha às margens do rio Muricizal. b) veios de quartzo com grandes cristais de rocha bem formados.

Esses veios estão encaixados nos micaxistos da Formação Xambioá com os quais possuem contatos bruscos, não se observando macroscopicamente nenhuma alteração ou deformação. São constituídos essencialmente de quartzo leitoso, contendo nas partes mais internas, bolsões de quartzo hialino e localmente cristais prismáticos bem individualizados de tamanho centimétrico a métrico. Os veios milimétricos que atravessam o corpo granítico são constituídos essencialmente de quartzo leitoso. Esses veios serão estudados mais adiante no capítulo de inclusões fluidas.

5.2- SETOR DO GARIMPO DA LAGOA

5.2.1- Introdução

O Garimpo da Lagoa se situa entre as estruturas de Xambioá e do Lontra, a aproximadamente 8,5 km a sudoeste de Xambioá e a 500 m da estrada que liga Xambioá a Araganã (Km 8) . Pode-se observar catas e rejeitos do antigo garimpo numa área de cerca de 1 km² (Figura 5.24). Foram encontradas rochas fortemente greisenizadas e rochas caulinizadas desenvolvidas em veios. É notável a presença de veios de quartzo leitoso ou hialino cortando essas diferentes rochas (caulinizadas e greisenizadas). Estes veios também serão estudados mais adiante no capítulo de inclusões fluidas.



Figura 5.24: Foto do Garimpo da Lagoa e das cavas abertas durante a atividade garimpeira no passado.

5.2.2- Contexto geológico

As rochas aflorantes nesta área fazem parte da Formação Xambioá e são representadas principalmente por biotitaxistos. Um importante sistema de veios com direção geral submeridiana corta essas rochas. A oeste do Garimpo da Lagoa, ao longo do rio Xambica, são observados depósitos aluvionares conglomeráticos de espessura métrica, constituídos por seixos arredondados a subarredondados de quartzo de dimensão centimétrica a decimétrica, capeados por uma crosta ferruginosa.

5.2.3- Descrição macroscópica e microscópica

5.2.3.1- Rochas greisenizadas

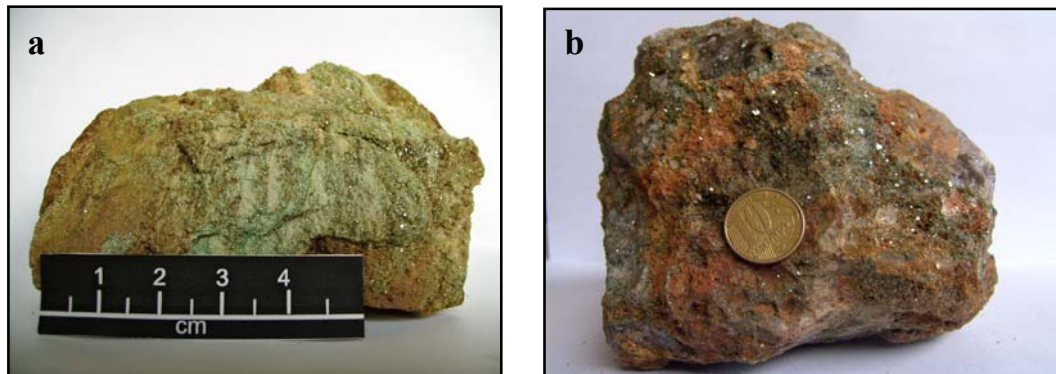


Figura 5.25: Rochas geisenizadas do setor do Garimpo da Lagoa. a) Foto de amostra de mão mostrando a estratificação reliquiar (Ga La 2); b) Foto de amostra de mão mostrando o aspecto maciço com mica verde (fuchsite) (Ga La 4).

Essas rochas exibem cor verde e forte brilho devido à presença das micas, além de um aspecto maciço (Figura 5.25 a e b) e granulação fina a grossa, sendo constituídas principalmente por quartzo e mica (fuchsite). Ainda foi observada uma estratificação reliquiar nessas rochas. Microscopicamente, o quartzo foi estimado em 45-50%, enquanto que a mica está em torno de 40-45%; muscovita, turmalina, zircão, rutilo e monazita completam o conteúdo mineralógico dessas rochas.

Os grãos de quartzo são euédricos a anédricos, revelando contatos retos e interpenetrantes entre si e com a muscovita. Em algumas amostras, o quartzo constitui bolsões ou vênulas cortando a rocha.

Lamelas de micas ocorrem intersticialmente, em fissuras/fraturas ou inclusas no quartzo maciço. Seus contatos são interpenetrantes ou retos com os grãos de quartzo (Figura 5.26 a). No MEV/EDS essa mica foi identificada como a variedade fuchsite, por ser rica em Cr. Ainda foram encontradas pequenas palhetas euédricas de muscovita inclusa no quartzo.

A turmalina, de coloração verde escura a amarela pálida, ocorre em cristais prismáticos, euédricos a subédricos, de granulação fina a média. Em geral, encontra-se inclusa no quartzo ou dispersa na rocha (Figura 5.26 b).

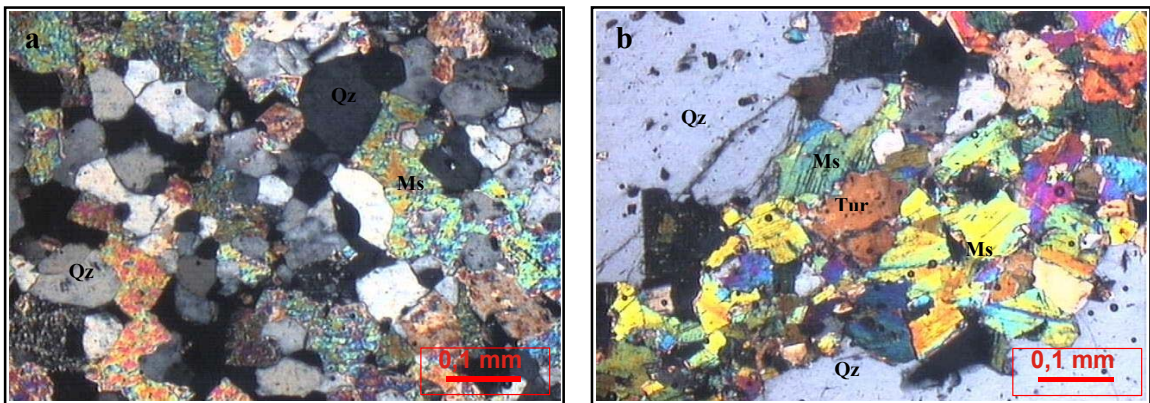


Figura 5.26: Fotomicrografias em NX de amostra de rocha greisenizada: a) Grãos anédricos a subédricos de quartzo (Qz) em contato com palhetas anédricas de muscovita (Ms); b) Cristal anédrico de turmalina (Tur) ocupando interstícios entre cristais de muscovita e o quartzo.

Os grãos de rutilo e de zircão são finos, subédricos a anédricos, e acham-se inclusos nos demais minerais ou dispersos na rocha (Figura 5.27 a e b). Localmente, o rutilo forma agregados de cristais euédricos, mostra geminações em joelho e formas em Y e acicular (Figura 5.27 b).

A monazita foi identificada pelo MEV, formando cristais finos, euédricos a subédricos, inclusos na mica (Figura 5.27 c).

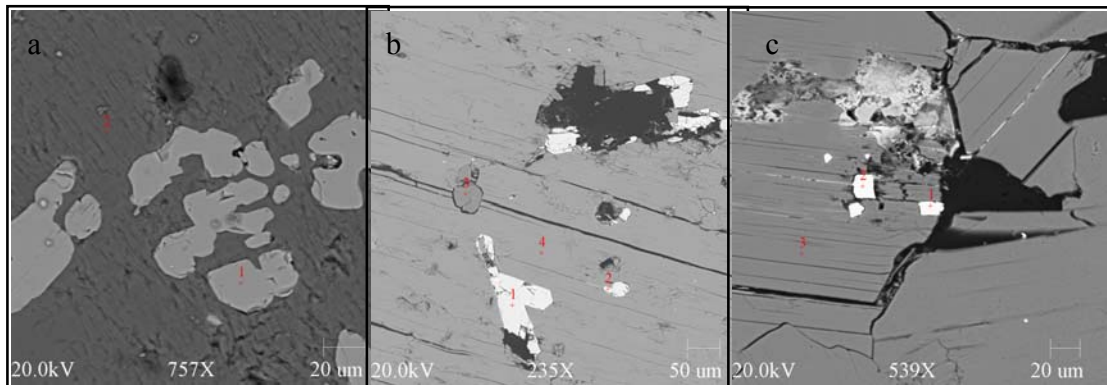


Figura 5.27: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grãos de rutilo anédricos (1) inclusos na fuchsite (2); b) Cristal geminado de rutilo (1), grãos anédricos de zircão (3) e quartzo (3) também inclusos em fuchsite (4); c) Grãos de monazita (1 e 2) inclusos na fuchsite (3).

Bismuto (Figura 5.28a) e ouro (Figura 5.28 b e c) nativos foram encontrados inclusos em quartzo ou mica. Ocorrem em partículas com dimensões inferiores a 15 μm e forma subédrica a anédrica. Foram observados poros, acentuados pela presença de óxidos e hidróxidos de ferro nas bordas.

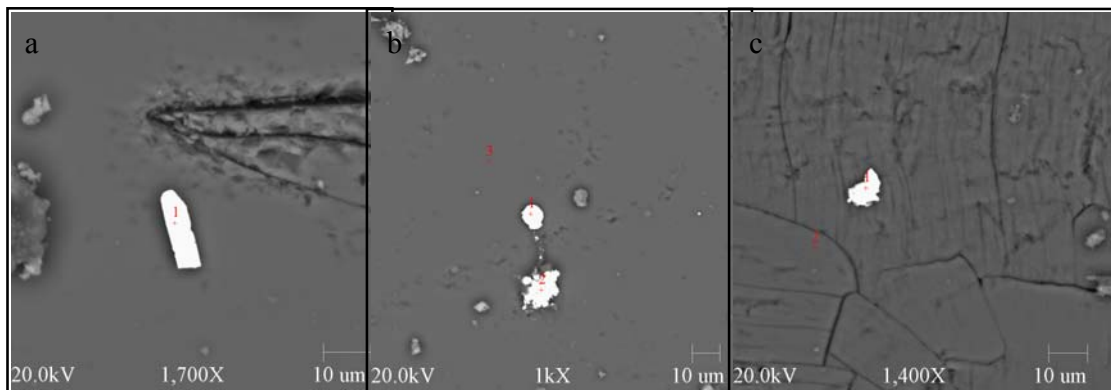


Figura 5.28: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Partícula subédrica de bismuto (1) incluída em quartzo; b) Partículas anédricas de ouro (1 e 2) incluídas no quartzo (3); c) Partícula anédrica de ouro (1) incluída na fuchsite (2).

5.2.3.2- Rochas caulinizadas

Associadas às rochas greisenizadas e intercaladas nos micaxistos da Formação Morro do Campo, foram encontradas ocorrências de rochas caulinizadas (Figura 5.29).



Figura 5.29 - Rejeito de caulim em margem de cavas no Garimpo da Lagoa (Ga La cau).

O material tem coloração branca e granulação fina a muito fina, nele sobressaindo diminutos grãos de rutilo. O difratograma produzido com amostras desse material (Figura 5.30) revela picos de caulinita e de quartzo. Os picos da caulinita estão bem marcados, tanto os tripletes como os secundários, porém suas bases apresentam-se mais largas do que o normal, o que é atribuído à alteração intempérica e à parcial hidratação da caulinita, originalmente bem cristalizada. No geral, as feições grafadas no difratograma permitem ressaltar um grau de cristalinidade médio a alto da caulinita.

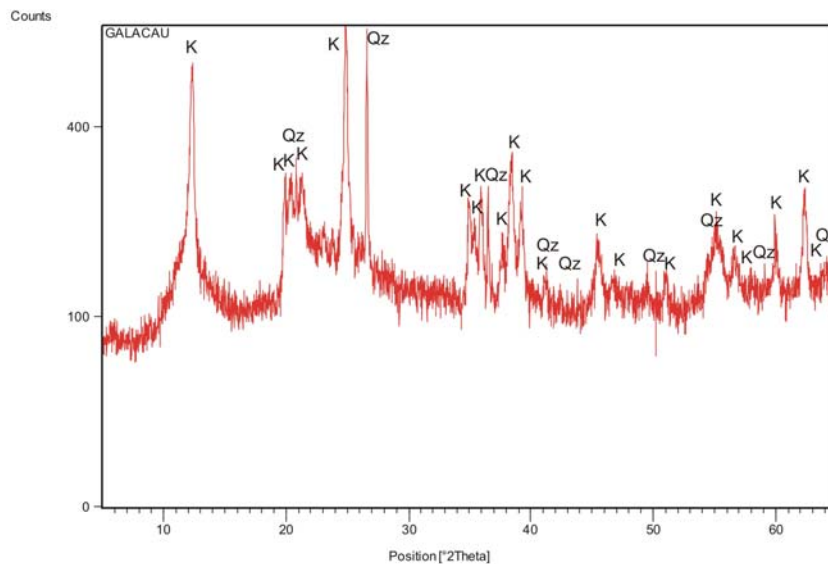


Figura 5.30: Difratograma de caulim da amostra Ga La cau assinalando a presença de caulinita (K) e quartzo (Qz).

O estudo por MEV mostrou que a caulinita desenvolve agregados de cristalitos euédricos a subédricos, pseudo-hexagonais, formando estruturas vermiformes ou em sanfonas (Figuras 5.31 a e b) com dimensões que variam de 4 a 15 μm em meio a uma matriz constituída por cristalitos inferiores a 2 μm de diâmetro.

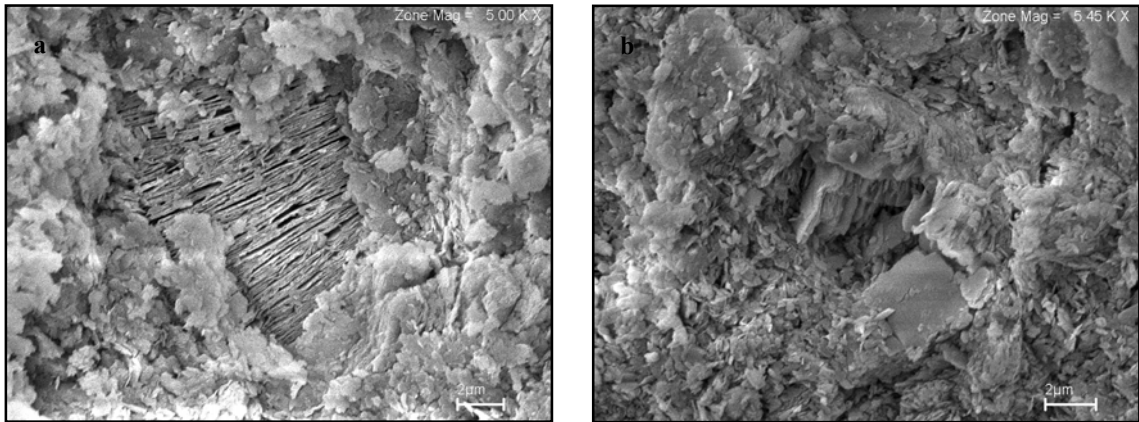


Figura 5.31: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV na amostra Ga La cau: a) Sanfonas (*booklets*) e b) Placas vermiformes de caulinita em uma matriz fina de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais.

Foram também identificados, com auxílio do MEV, rutilo, monazita, ilmenita, zircão, turmalina e ouro como os principais minerais pesados em amostras do caulim do Garimpo da Lagoa. O rutilo é o mais abundante e ocorre em grãos anédricos (Figura 5.32 a), porém localmente mostra geminação em cotovelo com ângulo de 60° (Figura 5.31 b). Grãos subédricos de zircão estão inclusos no rutilo, assim como partículas finas de ouro de aproximadamente $50 \mu\text{m}$ (Figura 5.31 c). O segundo mineral pesado mais abundante é a monazita, a qual possui forma euédrica a subédrica; alguns grãos contêm inclusões de turmalina euédrica rica em Fe e Mg (schorlita) (Figura 5.31 d). A ilmenita é bem subordinada (Figura 5.31 e).

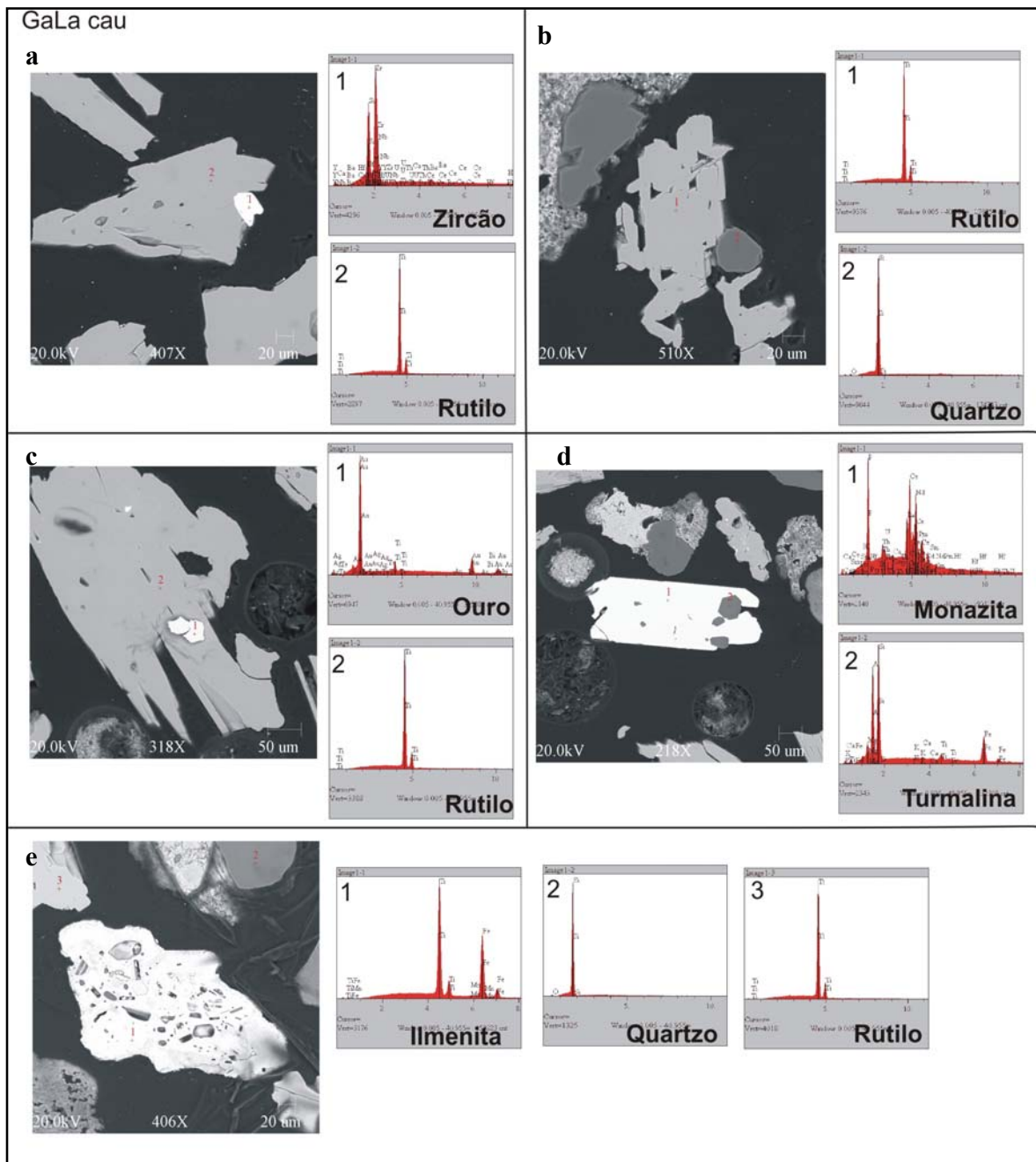


Figura 5.32: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV e espectros EDS de uma seção de minerais pesados da amostra GaLa cau destacando os diferentes minerais encontrados. a) Grão de zircão incluído no rutilo; b) Geminação em cotovelo do rutilo e grão de quartzo subarredondado; c) Micropartícula de ouro incluída em grão de rutilo; d) cristal euédrico de turmalina, incluído num grão de monazita; e) Grão anédrico de ilmenita com ínfimas inclusões, grão de quartzo subarredondado e grão de rutilo.

5.2.3.3- Veios de quartzo

Foram encontrados enxames de veios de quartzo com dimensões variando de dezenas de centímetros a alguns metros de espessura. Eles são evidenciados pelas catas de garimpagem onde era extraído o cristal de rocha. Nesse local encontram-se veios de quartzo leitoso com pequenos bolsões de tamanho decimétrico de quartzo hialino ou cristal de rocha. Um primeiro estudo foi realizado por Ferreira (2000). Observaram-se em alguns locais agregados de mica verde em contato com o quartzo leitoso (Figura 33).



Figura 5.33: Foto de amostra de mão de um fragmento de quartzo leitoso em contato com palhetas de mica verde (fuchcita) do setor do Garimpo da Lagoa.

A mica ocorre como agregados de pequenas palhetas de até 0,5 cm de comprimento e de coloração verde em contato com o quartzo. O estudo por MEV/EDS evidenciou a presença de palhetas euédricas de mica com cromo na sua composição, o que permite identificá-la como fuchcita (Figuras 34 a e b). Ainda foram encontradas micropartículas de rutilo e monazita imersos nos agregados de micas.

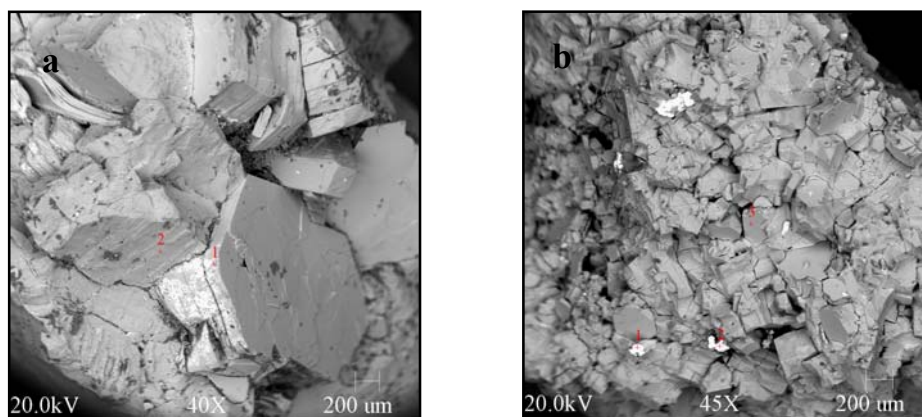


Figura 5.34: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV na amostra Ga La mi: a) Agregados de palhetas de fuchcita com formas euédricas (1) e (2); e b) Micropartículas anédricas de rutilo (1) e monazita (2) imersos em um agregado de palhetas de fuchcita (3).

5.3 SETOR DE ÁGUA BRANCA

5.3.1- Introdução

Este setor se situa a aproximadamente 3 km a SW da estrutura de Xambioá, na fazenda Mirindiba. Nele foram descritas rochas greisenizadas e material caulinizado (caulim). O estudo foi dificultado, face às numerosas catas de atividade garimpeira abandonadas e que hoje estão inundadas e/ou tomadas por matagal (Figura 5.35). Em algumas delas foi possível, entretanto, fazer observações e coletar amostras, como as relacionadas com um veio de quartzo em contato com material caulinizado (Figura 5.36).



Figura 5.35: Foto de uma antiga cata de garimpagem com cerca de 4 m de profundidade, hoje abandonada.



Figura 5.36: Foto de contato de veio de quartzo com rocha caulinizada.

5.3.2-Contexto Geológico

Ocorrem na área micaxistos da Formação Xambioá e, menos comumente, quartzitos da Formação Morro do Campo, ambas recortadas por veios de quartzo. Localmente são observadas rochas greisenizadas ou caulinizadas sob um cascalho de origem coluvial.

5.3.3- Descrição macroscópica microscópica

5.3.3.1- Micaxisto

Esse é o litotipo dominante encontrado próximo ao garimpo de Água Branca, foi considerado como o xisto mais representativo em termos composicionais, por isso foi usado como norma para a geoquímica das rochas, em particular as rochas que foram alteradas (rochas albitizadas, greisenizadas e caulinizadas).



Figura 5.37: Foto de amostra de mão do xisto encontrado no Setor de Água Branca (AB Sc).

O micaxisto apresenta proeminente foliação ressaltada pela alternância de frações micáceas de cor cinza claro a escuro e frações quartzosas de cor branca (Figura 5.37). Em geral a granulação da rocha varia de fina a grossa. Localmente, são observados níveis grafitosos intercalados.

Petrograficamente, a rocha exhibe arranjo textural granolepidoblástico, cujos níveis micáceos são constituídos por muscovita, biotita enquanto os níveis quartzosos são constituídos por quartzo e plagioclásio, observa-se a presença de finas lentes ou xenoblastos de quartzo. Os minerais acessórios são microclina, rutilo, epidoto, clorita e carbonatos.

5.3.3.2- Rochas greisenizadas



Figura 5.38: Rocha greisenizada encontrada no setor de Água Branca (AB6a): a) Foto de amostra de mão com cavidades de dissolução; b) Fotomicrografia em NX mostrando as feições microscópica com abundante muscovita associada a quartzo.

Essas rochas apresentam coloração branca esverdeada e estrutura maciça (Figura 5.38a). Microscopicamente, elas são inequigranulares fina a média, tendo como principais minerais o quartzo (de 40 a 45%) e a muscovita (de 45 a 50%), ambos também identificados por difração de raios-X (Figura 5.41). A turmalina é subordinada (Figura 5.38b) e rutilo, zircão e opacos são as fases acessórias mais comuns.

Os grãos de quartzo são em geral anédricos e apresentam contatos retos e irregulares entre si. Localmente ocorrem em bolsões e vênulas anastomosadas e ramificadas.

A muscovita se apresenta em grãos anédricos a subédricos e com contatos irregulares ou retilíneos com os grãos de quartzo (Figura 5.39a). Ocorre subordinadamente em vênulas. Algumas análises pontuais no MEV registraram teores anômalos de Cr, o que permitiria indicar uma composição fuchsítica.

A turmalina ocorre em cristais euédricos a subédricos, em geral zonados. Apresenta-se essencialmente inclusa no quartzo ou ocupando espaços intersticiais (Figura 5.39 b).

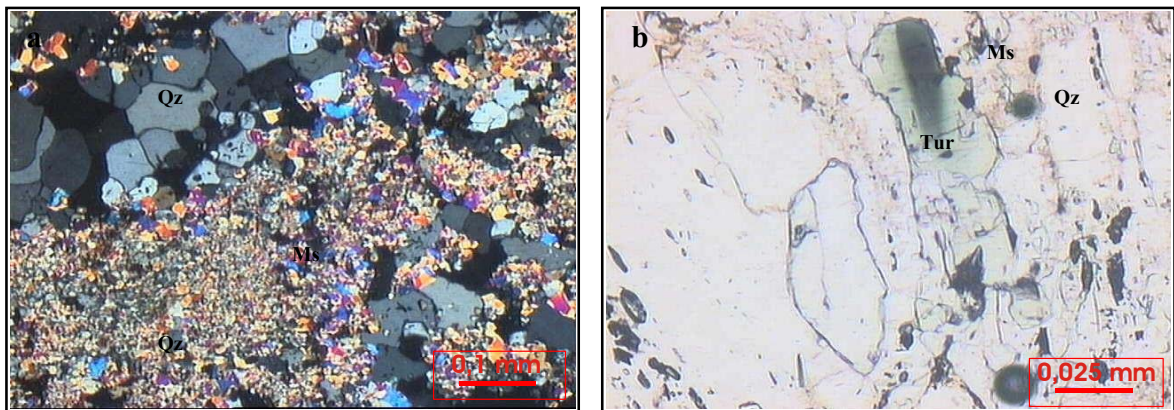


Figura 5.39: Fotomicrografias (NX e N //, respectivamente) de amostra de rocha greisenizada: a) Matriz fina composta de cristais anédricos a subédricos de quartzo e muscovita e cortada por vênulas de quartzo; b) Cristal zonado de turmalina imerso na matriz fina de quartzo e muscovita.

O rutilo e o zircão ocorrem em grãos subédricos a euédricos, essencialmente finos, dispersos na rocha ou inclusos no quartzo e na muscovita (Figura 5.40 a). Os óxidos/hidróxidos de ferro são encontrados com granulação fina e forma anédrica (Figura 5.40 b).

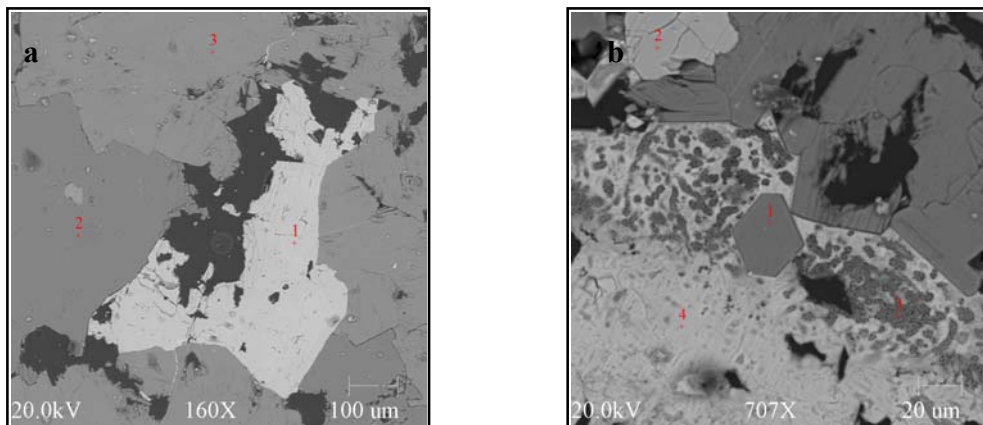


Figura 5.40: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão de rutilo anédrico (1) em contato de equilíbrio com quartzo (2) e muscovita (3) (o que está em preto corresponde à buracos na lamina); b) Palheta euédrica de muscovita (1), incluída em uma massa de óxido/hidróxido de ferro (3 e 4) e grão de rutilo (2) em contato com muscovita.

O difratograma realizado na amostra AB vem confirmar a predominância de composição essencialmente quartzo- muscovítica nessas rochas greisenizadas (Figura 41).

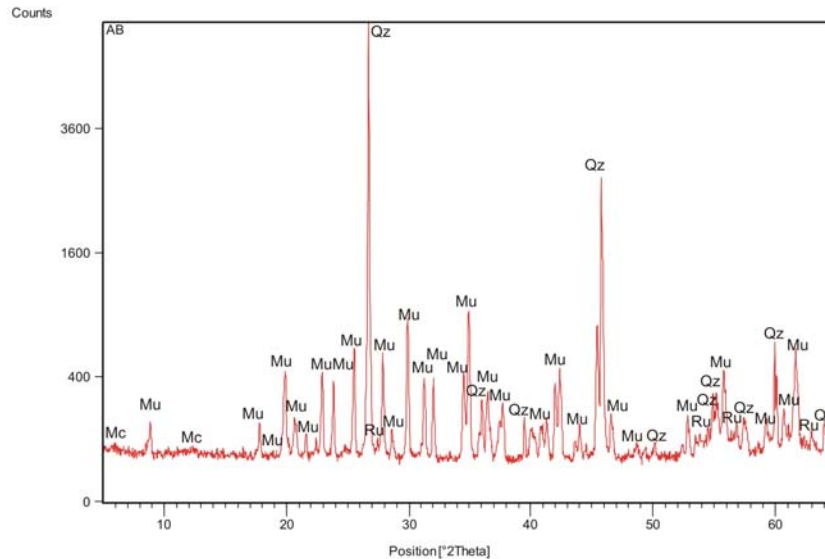


Figura 5.41: Difratoograma da amostra AB, revelando composição essencialmente quartzo-muscovítica (Qz = quartzo; Mu = muscovita; Ru = rutilo; Mc = argilo mineral).

5.3.3.3- Rochas caulinizadas

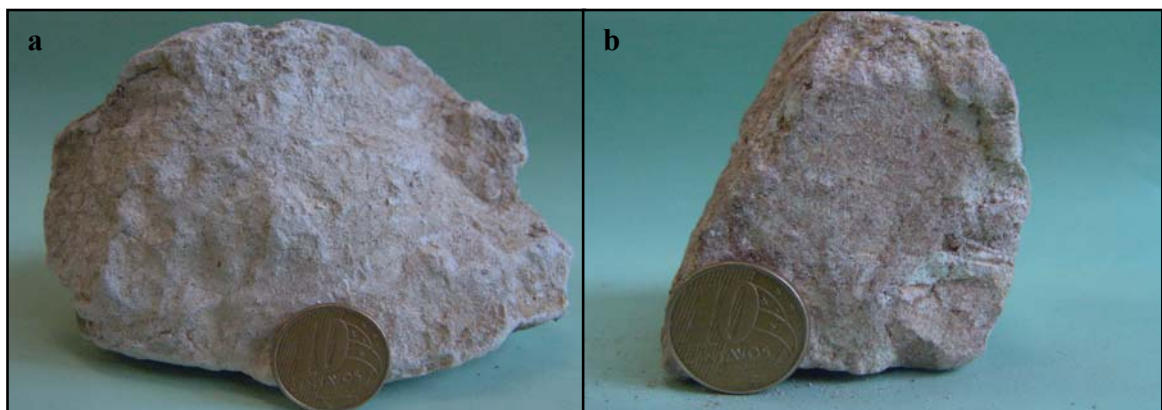


Figura 5.42: Fotos de amostras de mão de rochas caulinizadas maciças coletadas na área de Água Branca, ABJP e AB6b, mostrando a coloração esbranquiçada e finos grãos de rutilo dispersos nas rochas.

Macroscopicamente o material apresenta uma coloração branca com tons rosados ou esverdeados, granulação fina a muito fina e aspecto maciço. Há indícios de uma estratificação reliquiar, pois algumas bandas apresentam coloração mais branca (Figuras 5.42 a e b).

A análise microscópica mostra que a caulinita forma tanto uma massa criptocristalina como agregados na forma de sanfonas ou “*booklets*” com até 0,7 μm de comprimento.

Observam-se flocos de mica alterados para a caulinita, no entanto o reconhecimento da mica é dificultado pelo grau de alteração da rocha (Figura 5.43 a).

Grãos de rutilo ocorrem disseminados na rocha em grande concentração e se apresentam na forma granular ou em geminações em cotovelo ou agulhas (Figura 5.43 b).

Poucos grãos de quartzo foram observados na lâmina. Em geral, os grãos se apresentam numa forma subangular ou subarredondada.

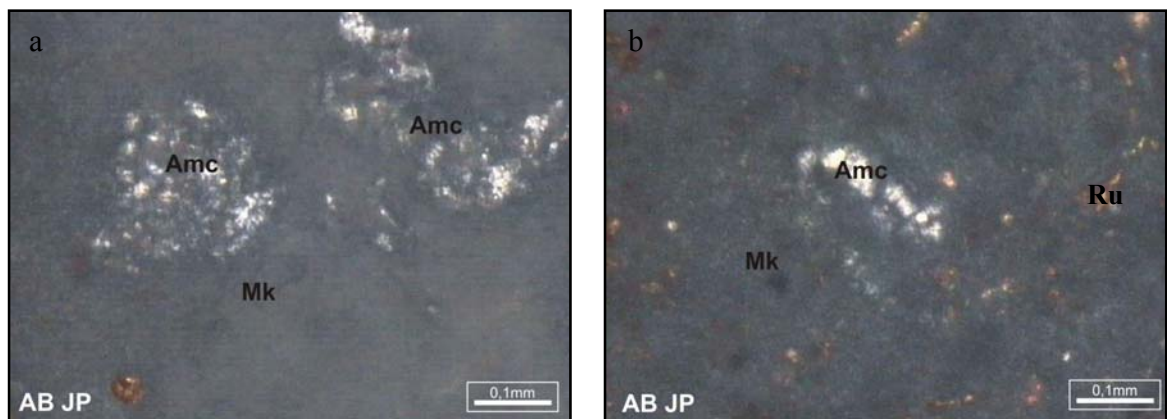


Figura 5.43: Fotomicrografias em NX da amostra de rocha caulinizada (ABJP): a) Flocos de mica alterando para caulinita (Amc) em meio à matriz caulínica (Mk); b) Matriz fina de caulinita na qual estão dispersos grãos de rutilo (Ru).

O difratograma correspondente à amostra AB JP de rocha caulinizada do setor de Água Branca (Figura 5.44) mostra picos de caulinita e rutilo. Os picos da caulinita são bem desenvolvidos, destacando-se notadamente os tripletes com valores de ângulos 2θ nos intervalos de 20,05 a 21,47 A° ; 35,13 a 36,22 A° e 37,72 a 39,53 A° . Há picos de menor importância, mas bem marcados no difratograma como o primeiro pico em 12,25 A° e o quinto pico em 24,86 A° . Apesar de os picos da caulinita serem agudos e bem definidos, suas bases são relativamente largas, o que pode ser atribuído à hidratação de palhetas bem cristalizadas, causada pela sobreposição da ação do intemperismo sobre a caulinita original. De um modo geral, as feições notadas no difratograma permitem indicar um grau de cristalinidade médio a alto da caulinita.

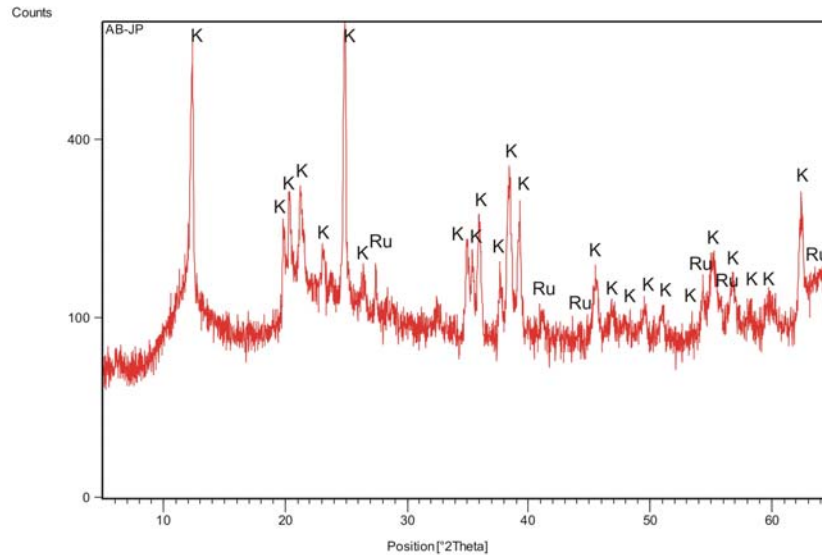


Figura 5.44: Difratoograma da amostra AB JP coletada na área Água Branca (K = caulinita; Ru = rutilo).

O estudo por MEV permitiu a observação de uma matriz fina de cristalitos pseudo-hexagonais com diâmetros inferiores a 2 μm (Figura 5.45 a), em que ocorrem estruturas em sanfonas ou livros apresentando até 3mm de dimensão (Figura 5.45 b).

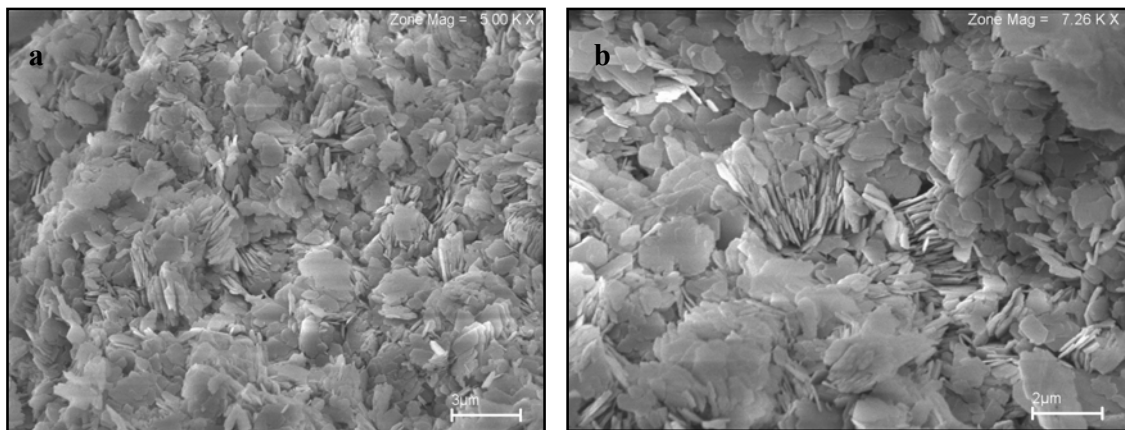


Figura 5.45: Imagens de elétrons secundários obtidas por MEV das amostras AB 6b e AB JP. a) Sanfonas (“booklets”) e placas vermiformes de caulinita em uma matriz fina de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais; b) Matriz fina de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais mostrando empilhamentos de cristalitos.

As fotomicrografias realizadas nos minerais pesados de amostras de rochas caulinizadas permitem ressaltar a grande abundância de minerais de rutilo, de coloração alaranjada a marrom

avermelhado, brilho adamantino a metálico e relevo alto, ocorrendo ora em grãos (Figuras 5.46 a, c e d), ora em cristais geminados mostrando o arranjo em cotovelo a 60° (Figura 5.46 b, d e f).

Nas imagens obtidas por MEV, observam-se grãos de zircão ocorrendo isoladamente ou inclusos no rutilo com formas subarredondadas a arredondadas (Figuras 47 a, b, c e e). O rutilo ocorre ora em grãos (Figuras 5.47 b, e e f), ora em cristais geminados mostrando o arranjo em cotovelo a 60° já observado no microscópio, mas com uma forma bem mais destacada, um arranjo estrutural bem definido (Figura 5.47 a). É interessante notar que um dos grãos de rutilo analisado mostrou um pico de Fe no espectro (Figura 5.47 f).

A mica foi identificada como biotita, apresentando-se como inclusões de formas irregulares no rutilo (Figura 5.47 a e e).

Foi encontrado um grão de forma irregular e com marcas de corrosão, cujo espectro registra os picos de Si, Al e K. É provável que seja um material resultante da alteração bem avançada de uma mica (Figura 5.47 d).

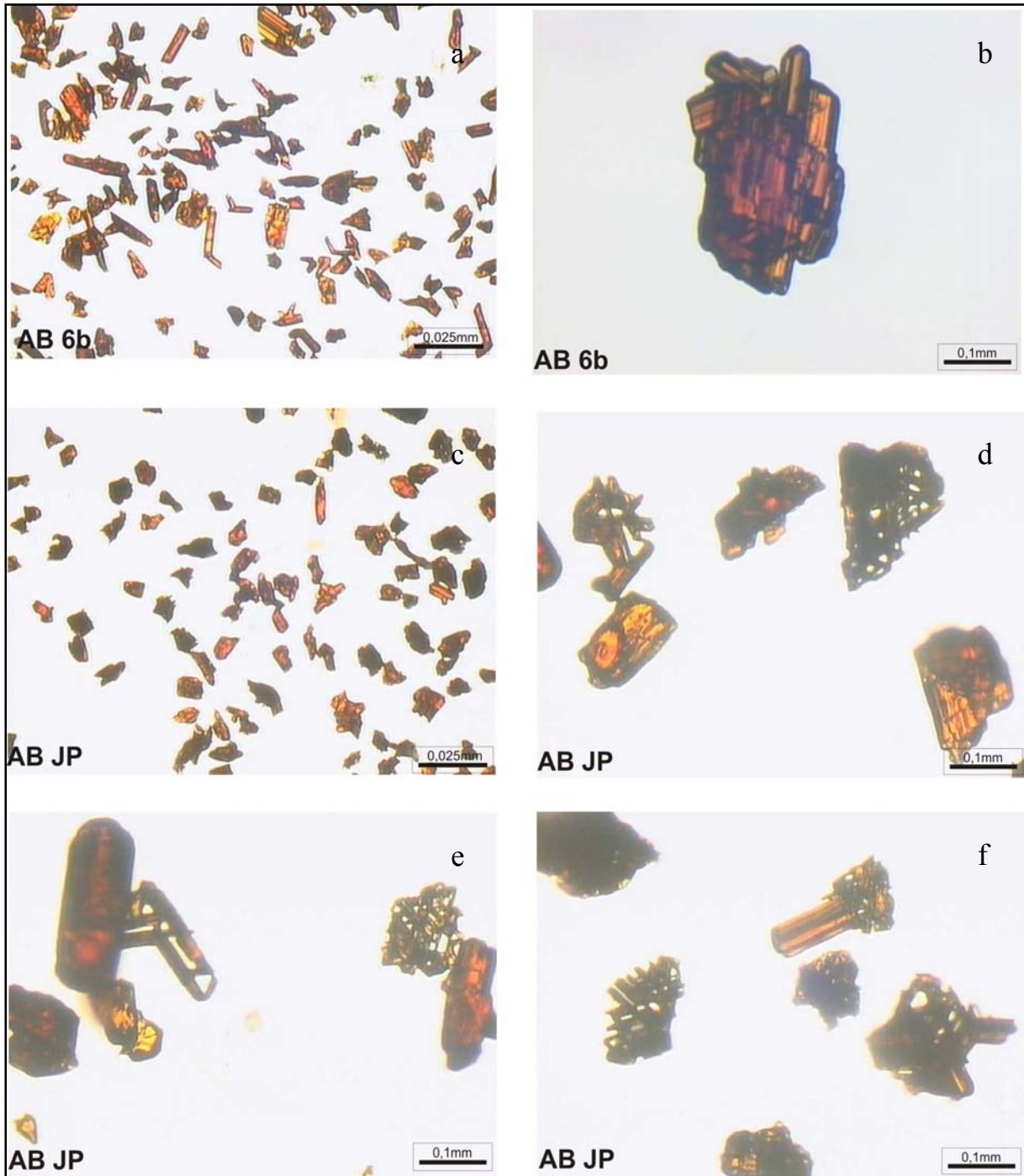


Figura 5.46: Fotomicrografias de grãos de rutilo na forma granular e geminada em cotovelo a 60° extraídos das amostras de rocha caulizada AB 6b e AB JP (luz natural). a) Diversas formas dos grãos de rutilo, b) Detalhe da geminação do rutilo; c) Aspectos dos numerosos grãos de rutilo; d) Geminações em cotovelo do rutilo; e) Grãos de rutilo em cotovelo; f) Grãos de rutilo em agregados e agulhas.

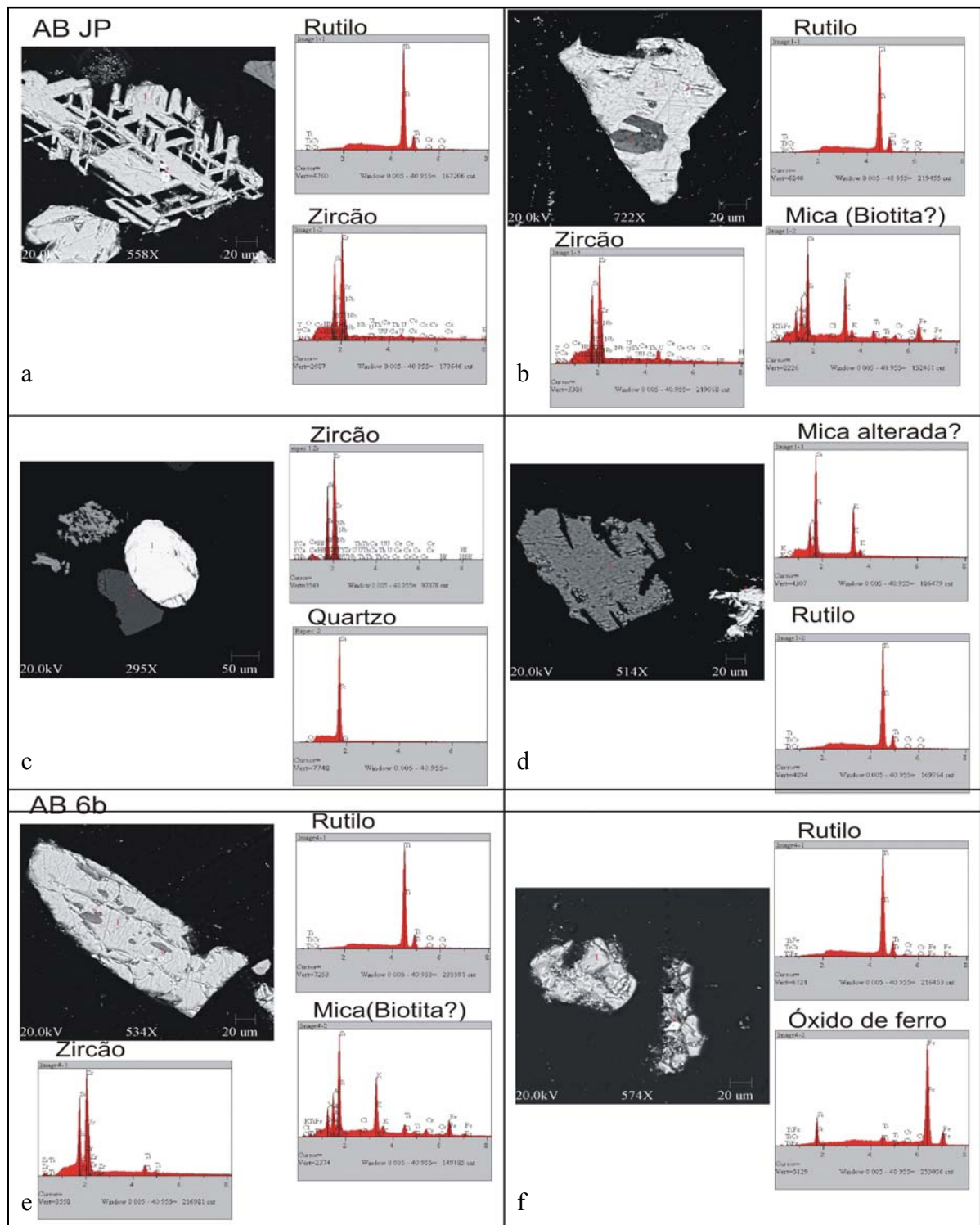


Figura 5.47: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV de seções de minerais pesados das amostras de caulim AB JP e AB 6b. a) Grão de zircão incluído no rutilo geminado em cotovelo; b) Zircão e mica incluídos no rutilo; c) Grão subarredondado de zircão e grão subangular de quartzo; d) Palheta de mica e grão de quartzo; e) Zircão e palheta de mica, incluídos no rutilo; f) Grão corroído de rutilo em agregados de óxidos de ferro.

5.4- SETOR DA SERRA DA AMETISTA

5.4.1- Introdução

O corpo granítico da Serra da Ametista tem forma lenticular e cerca de 400-500 m de comprimento e pelo menos 60 m de largura. O corpo é em geral isótropo, mas em suas bordas observa-se uma leve foliação. Foram distinguidas duas variedades de rocha neste corpo, ambas de granulação relativamente fina: um granito de cor rósea e outro de cor branca. Veios pegmatóides cortam a variedade rósea (Figuras 5.48 a e b), enquanto veios de quartzo cortam também a variedade branca.



Figura 5.48: Fotos de apófise do granito da Serra da Ametista: a) Granito fino róseo à direita cortado por veio pegmatóide; b) Granito pegmatítico em veios à esquerda.

5.4.2 – Contexto geológico

O granito Serra da Ametista se encontra encaixado nas rochas metassedimentares da Formação Morro do Campo, essencialmente micaxistos sobrepostos a quartzitos. Encontram-se

veios pegmatoides com ametista assim como numerosos veios de quartzo recortando as rochas metassedimentares, bem como o granito Serra da Ametista.

5.4.3- Descrição macroscópica e microscópica

5.4.3.1- Rocha microgranítica (álcali-granito)

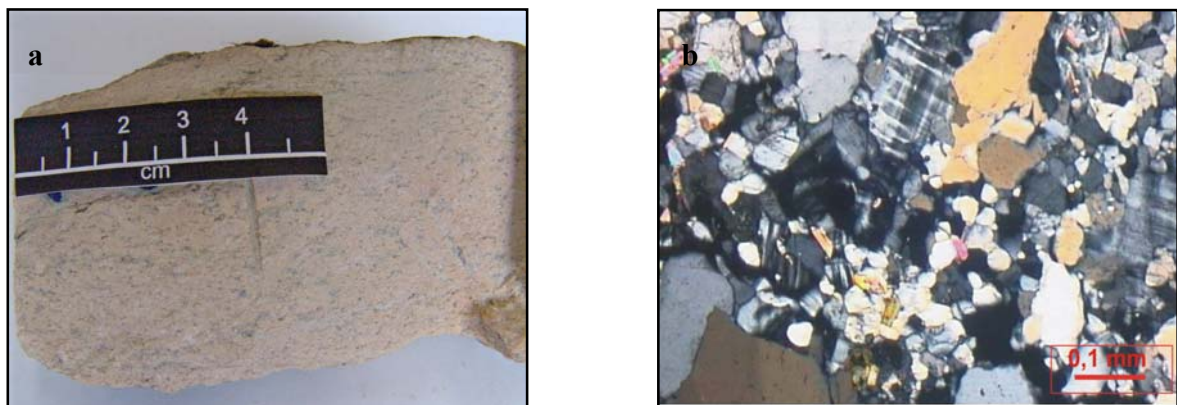


Figura 5.49: Rocha microgranítica da Serra da Ametista (SA): a) Foto de amostra de mão destacando sua granulação fina a média e caráter leucocrático; b) Fotomicrografia em NX da textura alotriomórfica desta amostra.

A rocha, leucocrática e de coloração rosada, mostra textura alotriomórfica e discreta orientação (Figuras 5.49 a e b). É composta por microclina (45 a 50%), quartzo (10 a 20%), plagioclásio (5 a 10%), biotita (5%) e minerais opacos.

O quartzo forma grãos finos a médios, anédricos a subédricos, levemente orientados. Os contatos intergranulares são em geral irregulares, porém entre os cristais de quartzo alguns são retilíneos. Fases opacas, notadamente óxidos/hidróxidos de ferro, ocorrem como inclusões no quartzo.

Os cristais de microclina são anédricos, de granulação fina a média, e mostram uma incipiente orientação. Os contatos entre os cristais de microclina e com os dos demais minerais são irregulares, sendo comuns os sinais de alteração da microclina para sericita e argilominerais (Figura 5.50 a), a primeira presente localmente em planos de fratura (Figura 5.50 b). Alguns cristais de microclina mostram intercrescimento micropertítico.

As feições morfológicas e as relações de contato dos grãos de plagioclásio são muito similares às do quartzo e microclina, sendo por vezes inclusos na microclina. A composição do plagioclásio só foi definida por MEV/EDS, tendo ele sido identificado como oligoclásio (teor estimado para o An de 18-20). No entanto, o MEV/EDS também mostrou que os grãos mais finos

de plagioclásio, geralmente alterando a microclina, são de albita, com baixo teor de Ca. A sericita é originada da alteração do plagioclásio e suas finas palhetas mostram incipiente orientação, transformando-se em muscovita em estágio avançado dessa alteração.

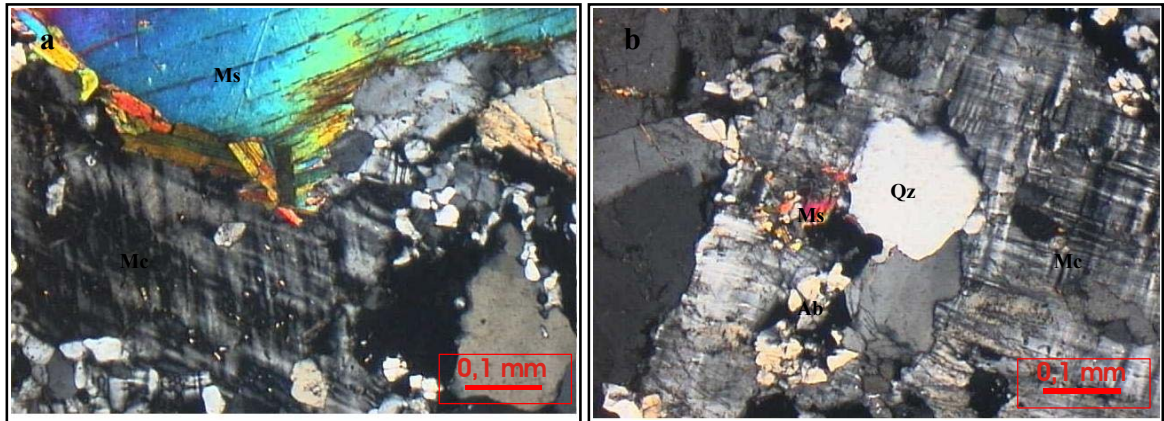


Figura 5.50: Fotomicrografias em NX do microgranito (SA): a) Cristal de microclina (Mc) em parte argilizado e muscovita em fratura; b) Cristal de microclina substituído por quartzo (Qz), finos grãos de albita (Ab) e muscovita (Ms).

A biotita ocorre em cristais subédricos, de granulação média a fina, levemente orientados e/ou inclusos na microclina e plagioclásio. A muscovita resulta em parte da transformação dessa biotita.

Finos grãos euédricos de magnetita foram observados no MEV inclusos na microclina (Figura 5.51 a), bem como finos cristais subédricos a anédricos de monazita (Figura 5.51 b) e calcopirita (Figura 5.51 c).

Óxidos/hidróxidos de ferro ocorrem no contato entre os cristais de quartzo e plagioclásio, no interior destes minerais ou preenchendo fraturas e são provenientes da oxidação de minerais opacos primários.

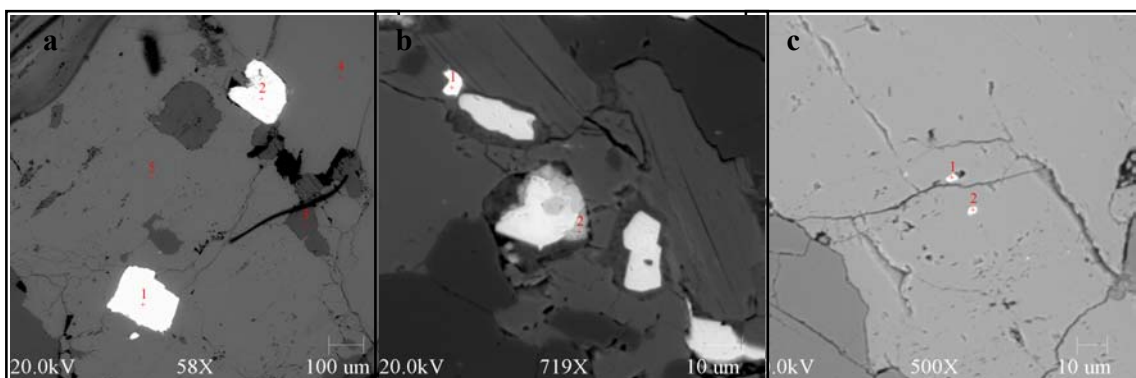


Figura 5.51: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV em amostras do corpo Serra da Ametista: a) Grãos subédricos de magnetita (1 e 2) inclusos em microclina (4 e 5) e palhetas de sericita em microfraturas (3); b) Grãos anédricos de monazita (1) inclusos em microclina e óxidos/hidróxidos de ferro (2); c) Grãos anédricos de calcopirita (1 e 2) inclusos em microclina.

5.4.3.2- Rocha pegmatítica (Veio Pegmatítico)

É constituída por rocha leucocrática maciça, de tonalidade rósea e granulação média a grossa (Figura 5.52 a), levemente orientada, em cuja composição essencial figuram microclina (35-40%), quartzo (30-35%), plagioclásio (15-20%) associados a quantidades subordinadas de biotita, muscovita e minerais opacos (Figura 5.52 b).



Figura 5.52: Rocha pegmatítica da Serra da Ametista (SA): a) Foto de amostra de mão destacando sua granulação média a grossa e caráter leucocrático; b) Fotomicrografia em NX mostrando a textura pegmatítica da rocha.

O quartzo apresenta-se em cristais anédricos com contatos irregulares, retilíneos, suturados, interpenetrantes e entre si e com os outros minerais. Observa-se a presença de macrocristais que mostram extinção ondulante. É também mineral constituinte de vênulas microcristalinas, com uma orientação incipiente e apresentam contatos lineares com outros grãos de quartzo, na parte mais fina da rocha.

A microclina forma cristais anédricos a subédricos, sem orientação preferencial, cujos contatos são irregulares e retilíneos. Alguns cristais são micropertitíticos, tendo exsolvido lamelas de albita pura e outros mostram-se alterados para argilominerais.

Os cristais de plagioclásio são anédricos e alguns deles mostram intercrescimento micrográfico (Figura 5.53 a). Os contatos entre os grãos são irregulares e são comuns as inclusões de biotita e quartzo (Figura 5.53 b). Encontra-se alterado para argilominerais ou sericita e sua composição só foi determinada no MEV, acusando valores de albita quase pura com teores muito baixo de Ca na composição.

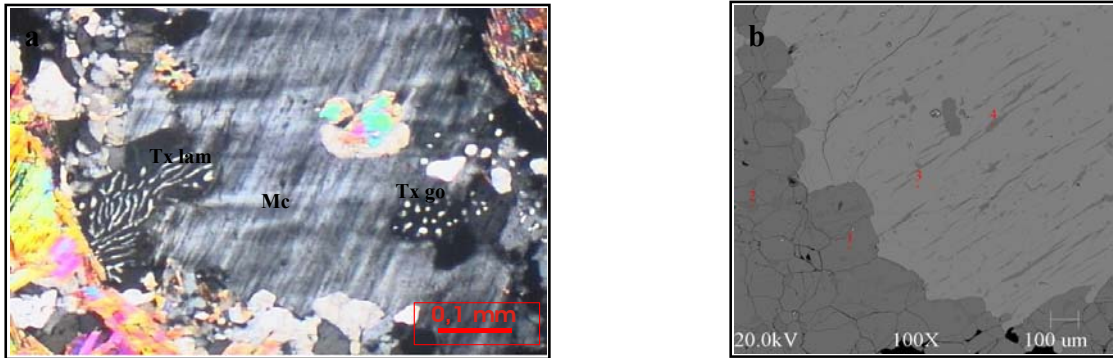


Figura 5.53: Amostra do veio pegmatítico da Serra da Ametista: a) Fotomicrografia (NX) de cristal de microclina com textura micrográfica em lamelas (Tx lam) e gotas (Tx go); b) Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV do contato entre o cristal de microclina (3) com pertita (4), grãos de quartzo (2) e albita (1).

A biotita ocorre em cristais subédricos, de granulação média, que se encontram levemente orientados e parcialmente cloritizados (Figura 5.54 a).

O par sericita-muscovita está associado à alteração do plagioclásio; ocorrendo como finíssimas lamelas distribuídas pela rocha em fraturas (Figura 5.54 b).

Os argilominerais se encontram como alteração dos cristais de plagioclásio e/ou de microclina, dando-lhes um aspecto “sujo”. A clorita é originada da alteração da biotita e apresenta-se em palhetas subédricas finas.

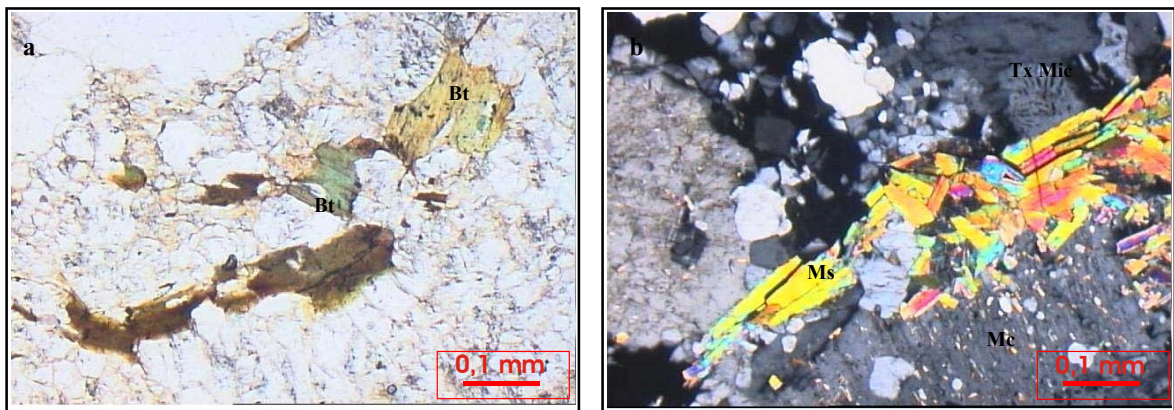


Figura 5.54: Fotomicrografias em NX de amostras do veio pegmatítico: a) Palhetas de biotita (Bt) parcialmente cloritizadas (nicóis //); b) Cristais de microclina (Mc) argilizados e intensamente sericitizados, além de muscovita (Ms) em fratura e textura micrográfica (Tx Mic).

Cristais de apatita subédricos, finos a muito finos, estão inclusos no quartzo e na microclina (Figura 5.55 a). Somente por MEV/EDS, foi possível identificar grãos de zircão inclusos na biotita e na microclina, alguns com altos teores de Th, Hf e Y (Figura 5.55 b), como também cristais finos de monazita (Figura 5.55 c).

Os óxidos/hidróxidos de ferro têm granulação fina e formas irregulares, encontrando-se dispersos na rocha.

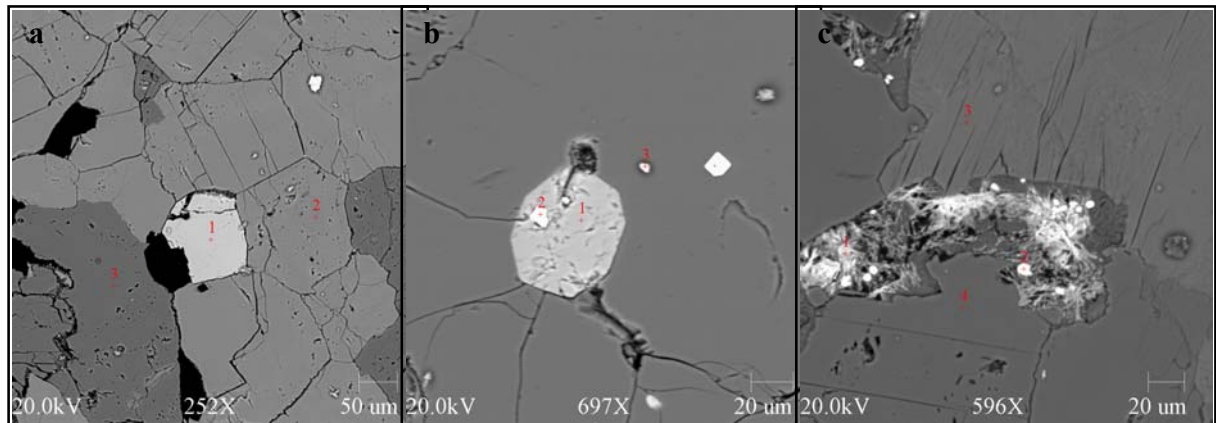


Figura 5.55: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV em amostras do veio pegmatítico: a) Grão subédrico de apatita (1) incluído em microclina (2) e cristal de albita (3) em contato com microclina; b) Grão euédrico de apatita (1) com inclusão de zircão (2) e grãos de zircão (3) incluídos na microclina; c) Grãos finos de monazita (1) e zircão (2) em agregado de material de óxido/hidróxido de ferro entre cristais de microclina (4) e clorita (3).

5.4.3.3- Álcali-granito albitizado



Figura 5.56: Rocha albitica do setor da Serra da Ametista (SA3): a) Foto de amostra de mão, ressaltando seu aspecto maciço e caráter eminentemente leucocrático; b) Fotomicrografia em NX da textura hipidiomórfica inequigranular da rocha.

As rochas são leucocráticas, de coloração branca e granulação fina a média (Figura 5.56a).

Microscopicamente os constituintes minerais se arranjam em uma textura inequigranular e são dominados por quartzo (de 30 a 35%), microclina (até 30%), plagioclásio (até 35%) e biotita (Figura 5.56 b). Os minerais acessórios principais são muscovita, sericita, argilominerais e opacos.

O quartzo ocorre em cristais finos a médios, de forma anédrica, incipientemente orientados e com extinção ondulante. Seus contatos com os demais minerais são suturados, retilíneos, curvilíneos e denteados. As inclusões mais comuns são de plagioclásio.

Os cristais de microclina são finos a grossos, apresentando-se de forma anédrica a subédrica e sem orientação (Figura 5.57 a). Encontram-se intensamente alterados para argilominerais e em menores proporções para sericita-muscovita e com alguns microfraturas preenchidas por muscovita. Seus contatos com os demais constituintes são retilíneos, suturados e curvilíneos e neles são comuns inclusões de quartzo, plagioclásio (geralmente saussuritizados ou sericitizados em parte) e muscovita. Intercrescimentos micropertítico e mirmequítico foram observados na rocha.

O plagioclásio ocorre em cristais de granulação fina a média e com forma euédrica a subédrica. Os cristais de plagioclásio de granulação média e que ocorrem geralmente inclusos na microclina foram reconhecidos pelo MEV/EDS como sendo oligoclásio (An_{18-20}), enquanto que os grãos mais finos, que substituem ou não a microclina junto com o quartzo fino (Figura 5.57 b), foram identificados como de albita (An_{2-5}). A biotita se encontra inclusa no plagioclásio. Os contatos entre os cristais de plagioclásio e os demais minerais são irregulares, curvos e retilíneos.

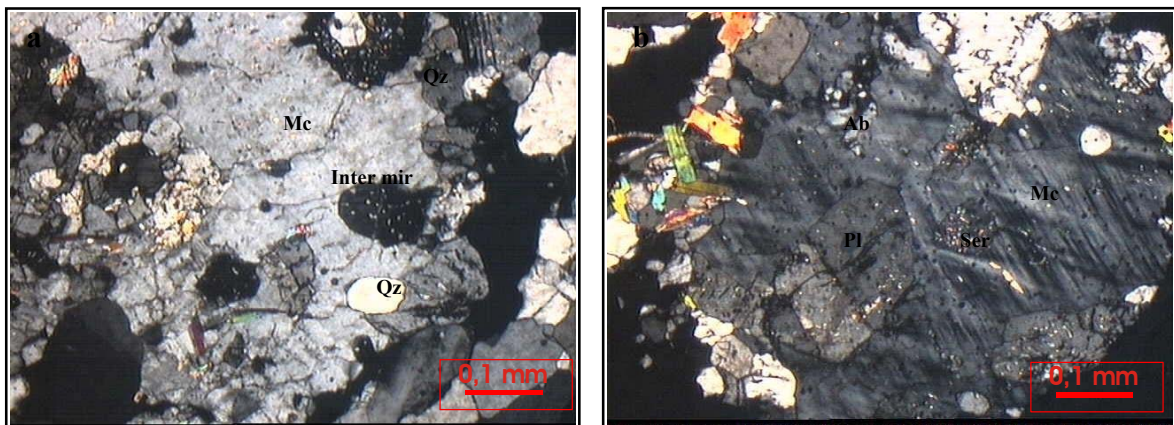


Figura 5.57: Fotomicrografias em NX de amostras da rocha albitica: a) Cristal de microclina (Mc) com intercrescimento mirmequítico em gotas (Inter mir) e parcialmente substituído por grãos finos de albita e quartzo (Qz); b) Cristal de microclina (Mc) com inclusões de plagioclásio (Pl), parcialmente substituído por sericita (Ser) e albita fina (Ab).

A biotita, muito subordinada, apresenta-se em palhetas subédricas, finas e dispersa na rocha. O par sericita-muscovita é produto da alteração do plagioclásio e microclina. A muscovita ocorre em finíssimas lamelas ou preenchendo microfraturas (Figura 5.58). Os argilominerais, por

sua vez, são produtos da alteração de cristais de microclina, dando-lhes um aspecto turvo. Os óxidos e hidróxidos de ferro formam massas irregulares e de granulação fina.



Figura 5.58: Fotomicrografia (nicóis X) de cristal de microclina (Mc) sericitizado bordado por muscovita (Ms) em microfratura em rocha albítica.

5.5- SETORES DE PEDRA BRANCA E PEDRA PRETA

5.5.1- Introdução

Nestes setores a atividade garimpeira ocupa-se da extração de cristal de rocha e neles foram coletadas amostras de diferentes tipos de rochas alteradas. Esses dois setores ficam na mesma área de investigação a uma distância de aproximadamente 200 m um do outro. A área de Pedra Branca está tomada por catas de garimpo em atividades.

5.5.2- Contexto geológico

A mais importante feição geológica desses setores é um sistema de veios de quartzo de orientação geral NW-SE, que se encontra encaixado nos micaxistos da Formação Xambioá e nos anfibolitos associados.

5.5.3- Descrição macroscópica e microscópica

5.5.3.1- Pedra Branca

Neste local, foi encontrado um dique de rocha albitica de aproximadamente 3,5 metros de largura e sinais de albitização na rocha encaixante (micaxistos). Numerosos veios e vênulas de quartzo encontram-se cortando essas rochas, bem como as rochas da Formação Xambioá.

Com base nos aspectos texturais, foram distinguidas duas zonas macroscopicamente diferentes no dique (Figura 5.59):



Figura 5.59: Foto do dique intensamente alterado, distinguindo-se duas zonas (a) e (b), sendo a primeira de granulação mais fina e com uma estratificação reliquiar e a segunda de granulação mais grossa.

Uma zona fina (a), de cor branca acinzentada com 1,30 m de espessura (Figura 5.60), na qual se observa uma estratificação reliquiar.



Figura 5.60: Foto da zona mais fina desenvolvida no dique.

Uma zona mais grossa (b), de cor branca rosada, em que se observam intercalações da rocha mais fina (Figura 5.61). A espessura desta zona é de aproximadamente 4 m e foi subdividida em três subzonas de acordo com a granulação e coloração do material: Pb 1a, Pb 1b e Pb1c.

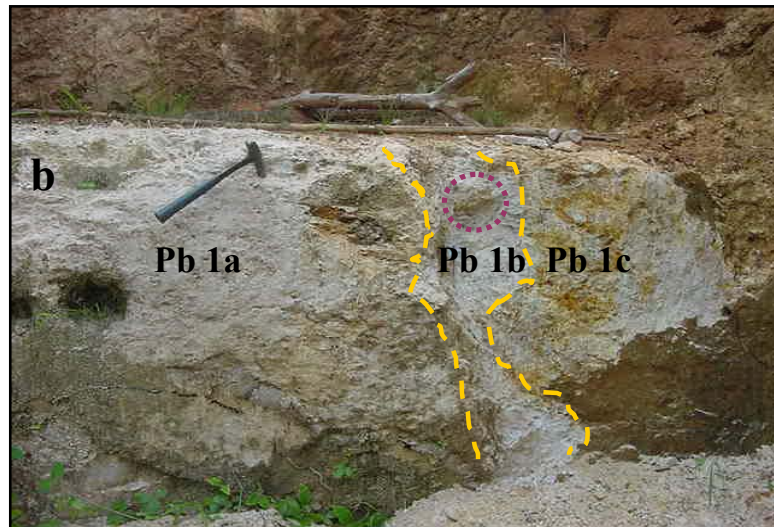


Figura 5.61: Foto da zona mais grossa do dique “albitico” com suas respectivas subzonas delimitadas pelas linhas tracejadas. O círculo pontilhado em lilás corresponde a um xenólito.

- Pb1a: refere-se à subzona de granulação mais grossa e de cor branca rosada, cortada por veios e vênulas de quartzo leitoso a semileitoso (Figuras 5.62 a e b). Fragmentos desses veios de quartzo (amostra Pb Q2) foram coletados para estudo de inclusões fluidas. Esta zona tem aproximadamente 2,30 m de largura.

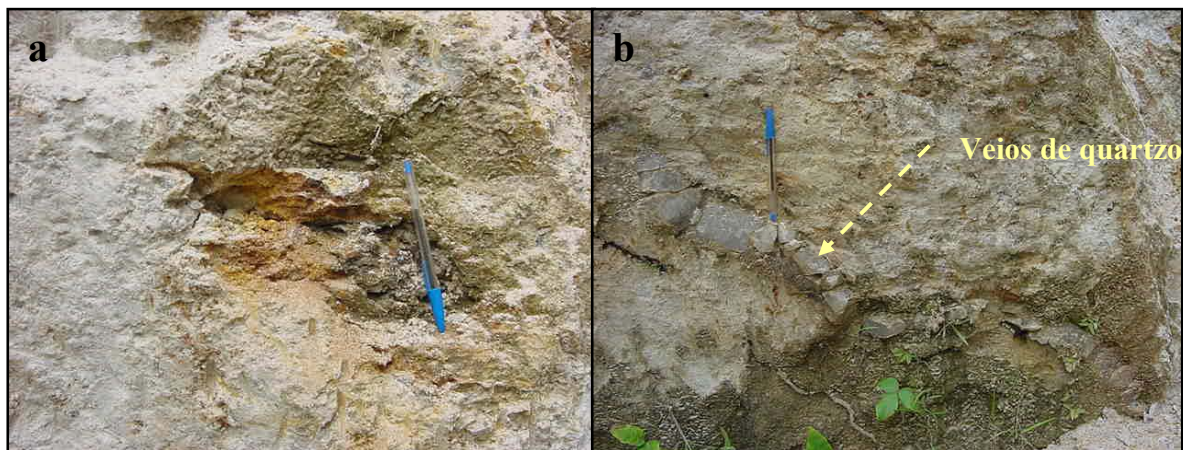


Figura 5.62: Fotos do material que compõe a subzona Pb 1a: a) Aspecto geral deste material; b) Veios de quartzo de até 10 cm de espessura cortando o material.

Com auxílio da difração de raios-X, foram identificados albita, quartzo e caulinita (Figura 5.63). Albita é o mineral mais abundante, quartzo é subordinado e caulinita, provavelmente de origem intempérica, ocorre em quantidades traços. Nota-se a presença de um pico em 14 A° que provavelmente corresponde à vermiculita.

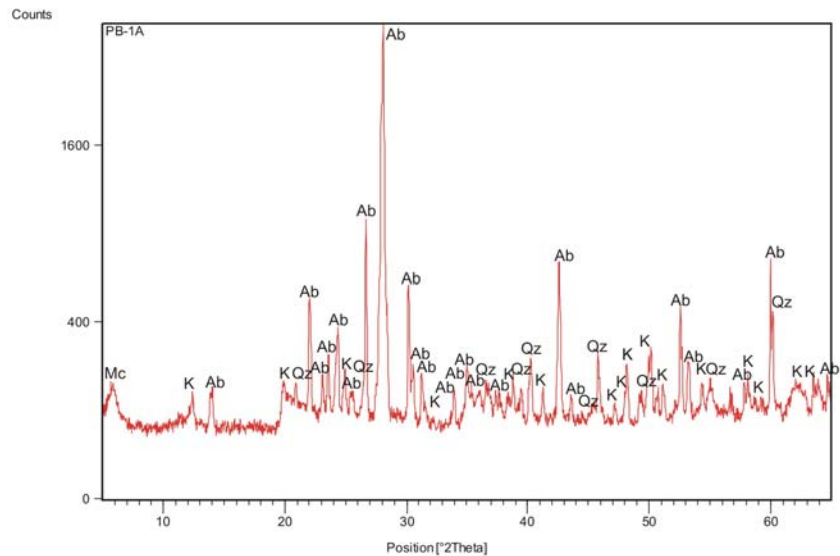


Figura 5.63: Difratoograma do material da subzona Pb 1a composto de albita (Ab), quartzo (Qz) e caulinita (K).

- Pb1b: esta subzona, de aproximadamente 30 cm de largura, apresenta granulação mais fina e cor branca acinzentada, bem como estratificação subvertical reliquiar semelhante à do material da zona (a); nela foi observado um xenólito de granulação mais grossa (Pb 1a) (Figura 5.64 a e b).

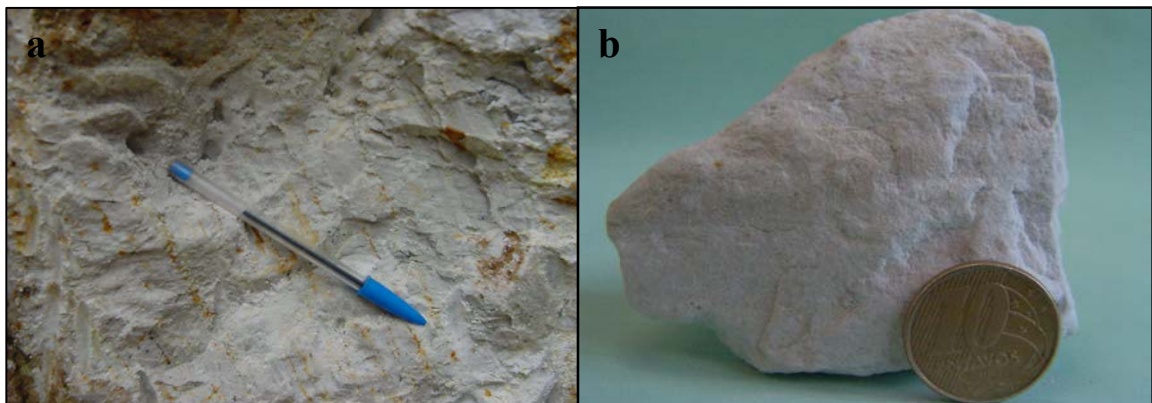


Figura 5.64: Rocha albitica da subzona Pb1b: a) Foto da rocha no afloramento, ressaltando uma leve estratificação subvertical; b) Foto de amostra de mão ressaltando a coloração esbranquiçada da rocha.

A análise difratométrica permitiu a identificação dos principais minerais constituintes da rocha (Figura 5.65). Os picos correspondem à albita como principal mineral, quartzo, caulinita e rutilo. A caulinita deve ser de origem intempérica, pois as características gerais dos picos não correspondem a uma caulinita bem cristalizada. Registra-se igualmente a presença de um pico em 14° , provavelmente da vermiculita.

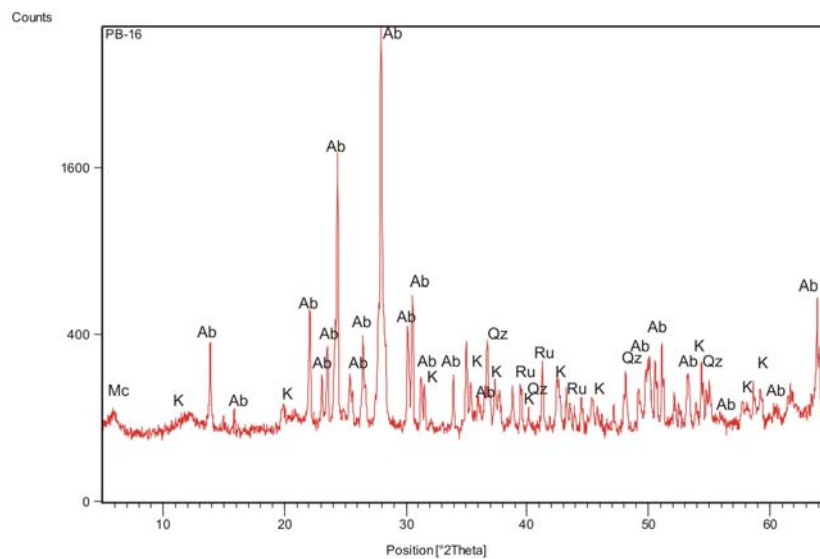


Figura 5.65: Difratoograma do material da subzona Pb 1b composto de albita (Ab), quartzo (Qz), caulinita (K) e rutilo (Ru).

- Pb 1c: trata-se de uma subzona tão grossa quanto à primeira, porém muito piritizada e oxidada. Esta zona tem aproximadamente 1,3 m de largura (Figuras 5.66 a e b).

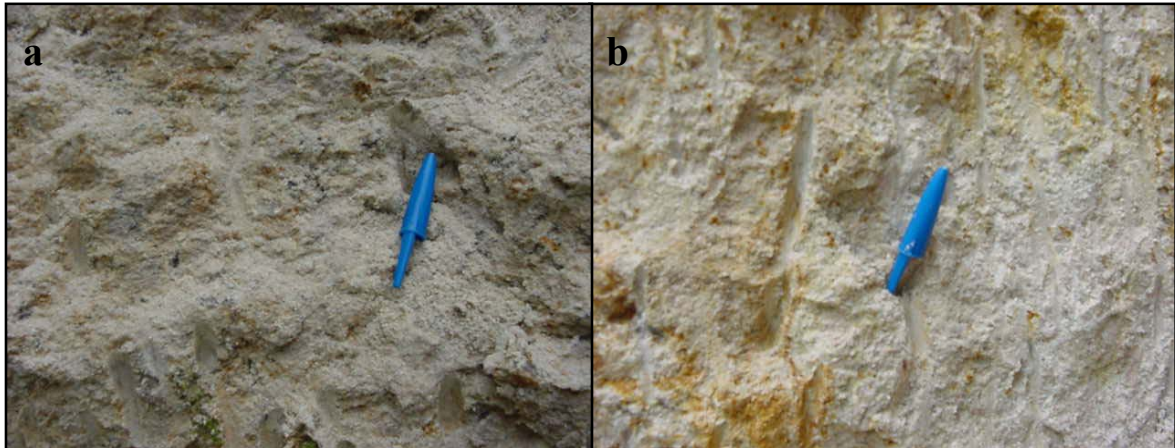


Figura 5.66: a e b) Fotos da subzona Pb 1c mostrando manchas amarronzadas certamente decorrentes da oxidação da pirita e finos grãos de rutilo dispersos na rocha.

O estudo por difração de raios-X revelou, mais uma vez, a presença predominante da albita, assim como os picos de quartzo, muscovita, rutilo e caulinita. A caulinita apresenta as mesmas características daquela presente nas subzonas precedentes e vermiculita pode ser também um dos minerais constituintes.

Os materiais das subzonas, descritas acima, correspondem a uma rocha albitica, cuja variação na granulação é provavelmente devida ao grau de alteração a que a rocha original foi submetida.

5.5.3.2- Pedra Preta

No garimpo da Pedra Preta foram encontrados blocos alterados, de albita granito e de xisto albitizado, que se encontram associados a veios de quartzo. Esta ocorrência situa-se a aproximadamente 200 m a NE do garimpo de Pedra Branca.

a) Albita- granito

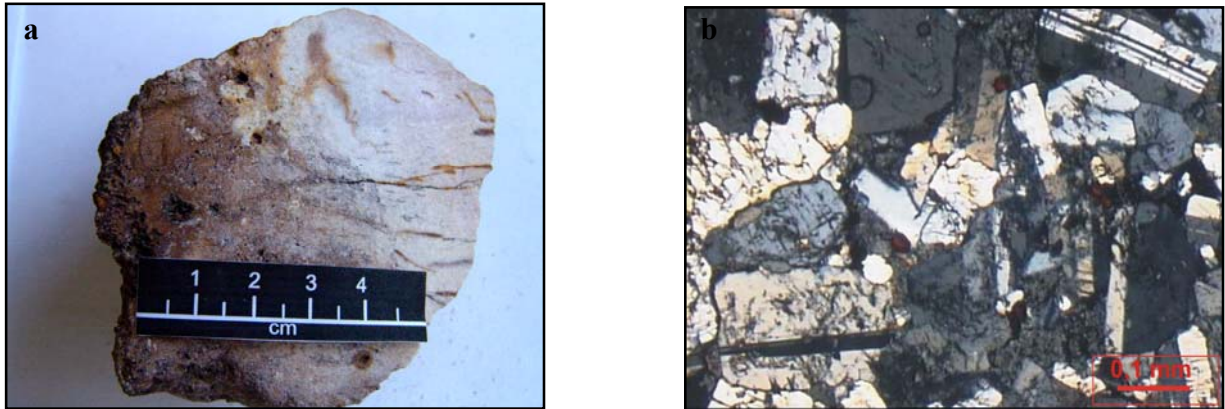


Figura 5.67: Albita granito encontrado no setor de Pedra Preta (PP1): a) Foto de mostra de mão mostrando as feições macroscópicas da rocha; b) Fotomicrografia em NX mostrando as feições microscópicas, ripas de albita em contato com grandes cristais de quartzo.

A rocha apresenta uma coloração branca rosada a arroxeadada e aspecto maciço (Figura 5.67 a). Microscopicamente, ela mostra textura inequigranular fina a média e composição em que quartzo, albita e muscovita são os minerais dominantes e rutilo e zircão as fases acessórias principais (Figura 5.67 b). Distinguem-se dois domínios na rocha, um fino e outro mais grosso.

Os grãos de quartzo (de 45 a 50%), finos a médios, de forma essencialmente anédrica, apresentam contatos retos (principalmente na parte fina) e interpenetrantes entre eles e com os cristais de plagioclásio. Alguns grãos de quartzo exibem extinção ondulante.

Os cristais de plagioclásio (de 40 a 45%) são euédricos a subédricos, com forma tabular ou ripiforme, apresentando geralmente maclamento segundo a lei de Carlsbad (Figura 5.68 a). Sem orientação definida, isolados ou intercrescidos, os cristais de plagioclásio, identificados como albita (An_{4-5}), mostram granulação fina a média e exibem comumente contatos retos entre si (Figura 5.68 b). Observa-se uma intensa sericitização nos cristais e ferruginização avançada em seus contornos (Figura 5.69 a). No MEV foram observados cristais finos e anédricos de albita pura, cuja composição apresentou baixos teores de Ca.

A abundância da albita, sobretudo a de granulação fina, foi estimada, pois em alguns casos é difícil distingui-la dos finos grãos de quartzo.

A muscovita ocorre essencialmente em fraturas. Quando produto da alteração do plagioclásio, forma grãos subédricos e finos a médios. Em alguns casos, ela ocorre ao redor de fantasmas de minerais pré-existentes junto com os óxidos e hidróxidos de ferro.

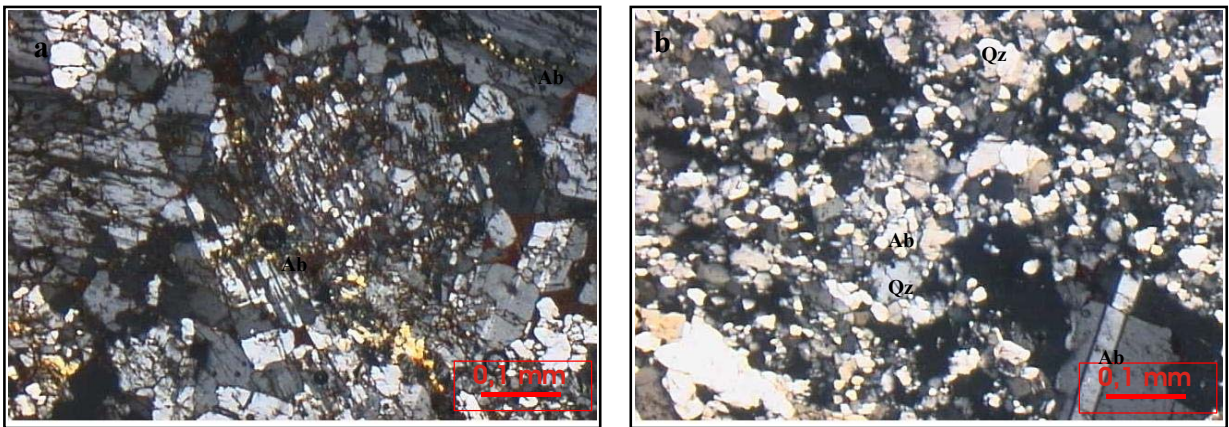


Figura 5.68: Fotomicrografias em NX do albita granito: a) Cristais ripiformes de albita (Ab) intensamente fraturados, sericitizados e ferruginizados; b) Fenocristal de albita (Ab) em matriz fina composta de quartzo (Qz) e albita fina.

O rutilo e o zircão desenvolvem grãos euédricos a anédricos, finos a médios, dispersos na rocha. É comum eles ocorrerem como inclusões nos demais minerais. Localmente, o rutilo apresenta geminações em joelho.

No MEV foram identificados cristais de monazita euédricos e finos, inclusos em cristais de plagioclásio (Figura 5.69 b), bem como cristais de barita anédricos em fraturas do plagioclásio (Figura 5.69 c). Pequenos grãos de óxido e hidróxido de ferro, notadamente hematita, substituem o plagioclásio e as micas.

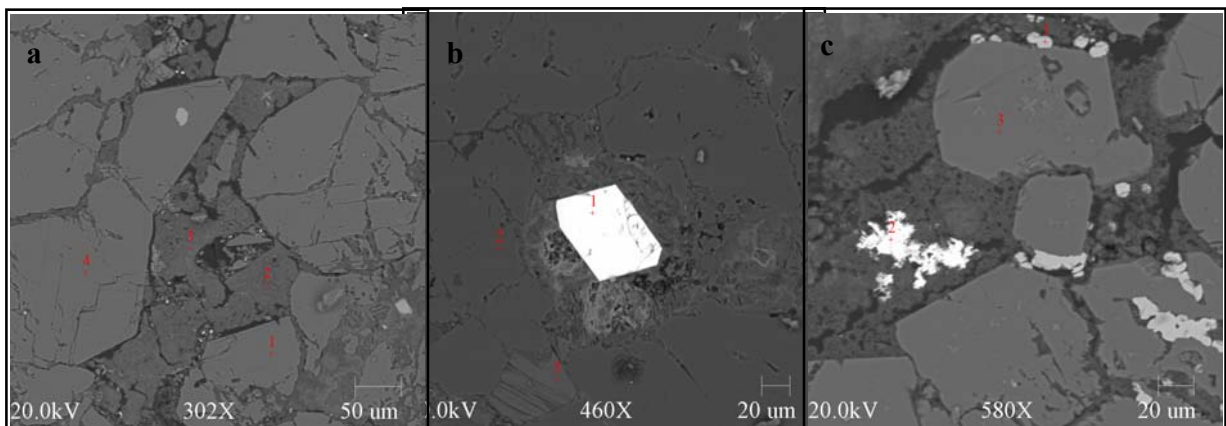


Figura 5.69: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Cristais de albita (1 e 4) com evidências de ferruginização (2 e 3); b) Cristal euédrico de monazita (1) incluído em albita (2) e palheta de muscovita (3); c) Grãos de hematita (1) e barita (2) em meio a cristais subédricos de albita (3).

b) Xisto albitizado



Figura 5.70: Foto de amostra de mão de xisto albitizado do setor de Pedra Preta (PP2).

Macroscopicamente, a rocha, caracterizada como xisto albitizado, apresenta coloração branca esverdeada e estratificação reliquiar (Figura 5.70). O estudo por difração de raios-X permitiu a identificação de quartzo e albita, assim como de caulinita, clorita e provavelmente sepiolita (Figura 5.71). A caulinita não apresenta as feições gerais de uma caulinita bem cristalizada, portanto deve ter uma origem supergênica.

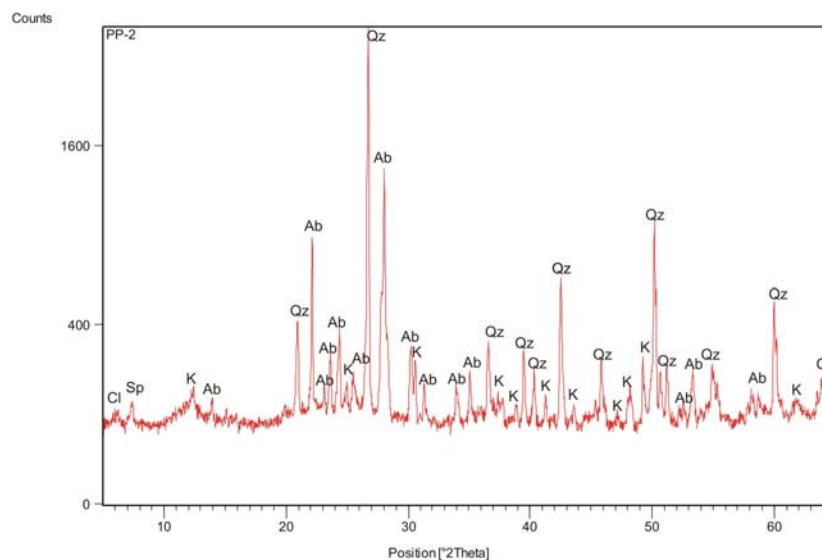


Figura 5.71: Difratoograma da amostra PP2 do garimpo/setor de Pedra Preta, composta de albita (Ab), quartzo (Qz), caulinita (K) e sepiolita (Sp).

5.6- SETOR DO MORRO DAS ANTENAS

5.6.1- Introdução

Foram encontradas duas ocorrências de rochas graníticas, uma no Morro das Antenas e outra, ao longo da estrada BR-153, a aproximadamente 100 m a SE da primeira. No Morro das Antenas as rochas formam diques de aproximadamente 50 cm de espessura e orientação NE-SW (N45-E), podendo ser classificados como microgranitos. Na segunda ocorrência foram encontrados grandes blocos de rocha.

5.6.2- Contexto Geológico

As rochas encaixantes na área são representadas por rochas da Formação Xambioá, consistindo essencialmente de biotita xistos. Observaram-se numerosos veios de quartzo cortando os xistos encaixantes bem como os diques de rocha granítica no Morro das Antenas.

5.6.3- Descrição macroscópica e microscópica

5.6.3.1- Morro das Antenas



Figura 5.72: Rocha albitica do setor do Morro das Antenas (XB 1a): a) Foto de amostra de mão mostrando o aspecto da rocha; b) Fotomicrografia em NX mostrando um aspecto equigranular da rocha.

A rocha albítica apresenta uma coloração branca leitosa e aspecto maciço (Figura 5.72a). Cristais de pirita oxidados encontram-se dispersos na rocha. Microscopicamente elas mostram-se inequigranular (granulação fina a média) (Figura 5.72 b) e é composta basicamente por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico (muito subordinado), muscovita, zircão e rutilo.

O quartzo é abundante e constitui entre 25 e 30 % do total da rocha. Ocorre sobretudo em cristais anédricos a subédricos, de granulação fina a média, alguns inclusos no plagioclásio. Alguns cristais exibem extinção ondulante. Os contatos são interpenetrantes e suturados entre si, bem como com a albita e feldspato potássico.

O plagioclásio constitui de 35 a 40% da rocha (em algumas amostras as proporções ultrapassam 55%). Trata-se de albita (An_{3-4}), que ocorre em cristais euédricos a subédricos com formas tabulares (ripiformes), exibindo geralmente maclamento segundo a lei de Carlsbad, à semelhança do que é observado no granito Araguaci. Sem orientação definida, isolados ou intercrescidos, os cristais de albita variam muito em tamanho numa mesma amostra. Os contatos são retos ou interpenetrantes entre eles e com os demais minerais. Algumas vezes as maclas apresentam deformação e os cristais estão sericitizados e fraturados.

O feldspato potássico apresenta cristais com granulação essencialmente fina e forma anédrica, que se encontram parcialmente argilizados.

A muscovita ocorre em grãos subédricos finos, essencialmente intersticiais. É também produto da alteração do plagioclásio, quando forma palhetas euédricas.

Os cristais de rutilo são essencialmente finos, isolados ou em agregados, e apresentam-se tanto em hábito acicular como em forma granular. Eles ocorrem inclusos nos demais minerais ou de modo intersticial. Os cristais de zircão são subédricos e finos, ocorrem em pouca quantidade. Estão inclusos na mica, no plagioclásio, quartzo e rutilo. Finos cristais de scheelita foram identificados no MEV, inclusos no rutilo.

O óxido/hidróxido de ferro ocorre com granulação fina a média, forma anédrica e sem orientação. É observado no contato entre os cristais de quartzo e plagioclásio, no interior destes minerais e preenchendo fraturas. Em alguns casos, apresenta crescimento concêntrico ou ocorre ao redor de fantasmas, junto com a muscovita.

5.3.6.2- Beira da estrada (100 m do Morro das Antenas)

a) Rocha granítica albitizada

A rocha apresenta coloração acinzentada de granulação média e estrutura maciça, apresentando uma orientação incipiente dos minerais. Podem-se observar grandes cristais de pirita dispersos na rocha (Figura 5.73).



Figura 5.73: Foto de amostra de mão de rocha granítica albitizada (Xb 3b), encontrada na beira da estrada, mostrando o aspecto da rocha com um grande cristal de pirita.

A rocha apresenta textura inequigranular e é composta basicamente por plagioclásio (até 50%), quartzo (de 20 a 25%), feldspato potássico (5 a 10%), biotita, muscovita, zircão e rutilo.

Os grãos de quartzo, anédricos a subédricos, apresentam granulação fina a média e contatos retos e interpenetrantes entre eles e com os demais minerais. Alguns grãos apresentam extinção ondulante e orientação incipiente, principalmente os grãos mais finos. Em algumas partes os grãos finos de quartzo (como faixas) ocorrem nas bordas ou inclusos nos plagioclásios.

Os cristais de plagioclásio são anédricos, de granulação fina a média e alguns apresentam intercrescimento mirméquitico e textura pertítica. Os contatos entre os grãos são irregulares e observam-se inclusões de biotita, quartzo, carbonato e plagioclásio. Ocorrem porções alteradas para sericita e carbonato. Foi observado ainda um cristal subédrico de albita exibindo feição de *chess board*, mostrando intercrescimento com quartzo e microclina. O plagioclásio de granulação fina mostrou pelo MEV/EDS composição de albita, com baixo teor de Ca, enquanto que os cristais médios de plagioclásio são de oligoclásio. Os grãos finos de albita, junto com os grãos finos de quartzo, aparecem substituindo os cristais maiores de quartzo, oligoclásio e feldspato potássico.

Os cristais de feldspato potássico (provavelmente microclina), anédricos e finos a médios, ocorrem fortemente alterados para argilominerais ou sericitizados.

A clorita é originada da alteração da biotita e apresenta-se em cristais de granulação fina e forma subédrica.

A biotita marrom apresenta-se como grãos finos a médios e com formas subédricas a euédricas (tabulares). Ela é essencialmente intersticial e em geral está associada a minerais opacos. Localmente a biotita ocorre cloritizada.

O par sericita-mucovita está associado à alteração do plagioclásio; ocorre em finíssimas lamelas distribuídas preferencialmente nas zonas mais centrais dos cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas. Os argilominerais resultam da alteração dos cristais de plagioclásio, dando-lhes um aspecto “sujo”.

O epidoto apresenta-se em cristais de granulação fina, forma anédrica, sem orientação e ocorre como inclusão no plagioclásio e no quartzo. O carbonato ocorre de forma anédrica, em cristais de granulação fina, sem orientação preferencial e são produtos de alteração do oligoclásio e feldspato potássico (Figura 5.74 a). A allanita foi identificada no MEV em fissuras e associada ao rutilo (Figura 5.74 b).

Os cristais de zircão, finos e euédricos a subédricos, ocorrem inclusos nos demais minerais. Cristais de titano-magnetita foram identificados no MEV (Figura 5.74 a). Apresentam-se como grãos euédricos a subédricos, finos e associados à biotita e clorita. O MEV permitiu a identificação de minerais mostrando a alteração da ilmenita para titano-magnetita e rutilo, semelhante à textura em treliça (Figura 5.74 c).

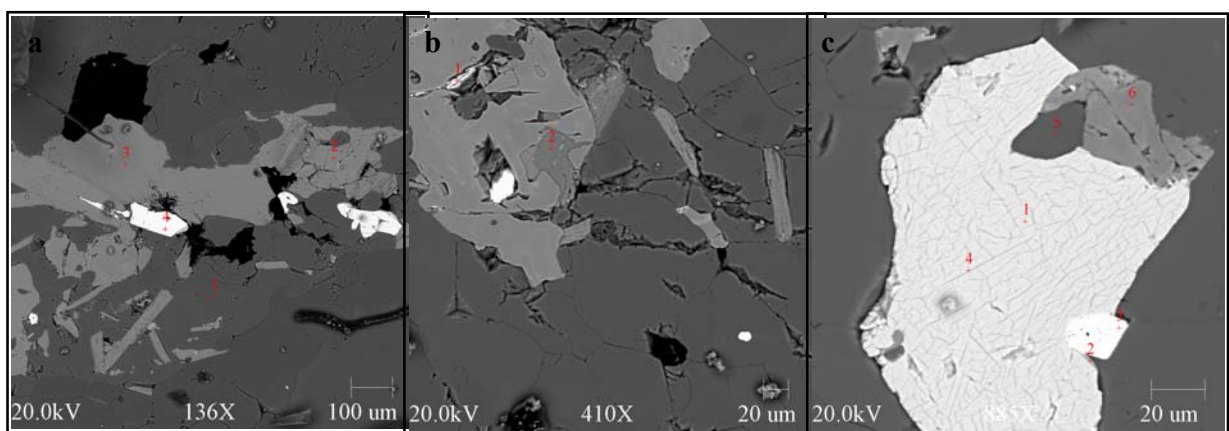


Figura 5.74: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Epidoto substituindo o cristal de albita-oligoclásio, com biotita (3) e grãos de titano-magnetita (4); b) Grãos de allanita (1) e carbonato (2) em rutilo; c)

Grão de ilmenita (1) mostrando textura em treliça, com lamelas mais rica em Ti (4), transformação para rutilo (2) e em contato com albita (5) e epidoto (6) e inclusão de zircão (2 e 3).

O ouro foi identificado no MEV, como partículas finas, inferiores a 10 μm (Figuras 5.75 a e b), assim como grãos finos de torita, anédricos e inclusos em mica (Figura 5.75 c).

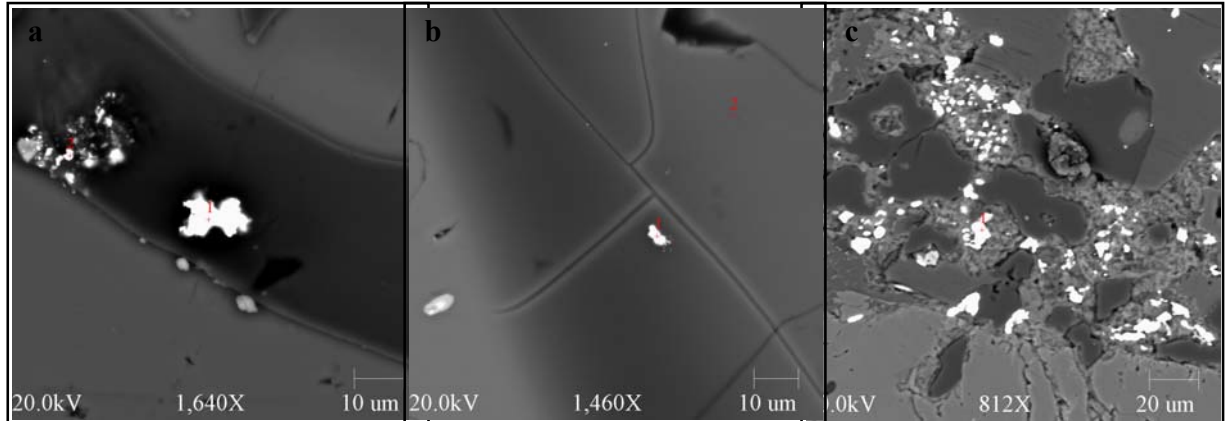


Figura 5.75: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Partículas anédricas de ouro (1 e 2) inclusas em quartzo; b) Partícula anédrica de ouro (1) incluída em quartzo; c) Partículas anédricas de thorita (1).

Os óxidos/hidróxidos de ferro são abundantes e se encontram na forma de cristais anédricos e finos. Ocorrem no contato entre os cristais de quartzo e plagioclásio, no interior destes minerais, preenchendo fraturas e são provenientes da oxidação dos minerais opacos.

b) Albitito

Macroscopicamente, a rocha apresenta coloração mais rosada que a primeira rocha citada acima, textura fanerítica fina a média e estrutura maciça.

Microscopicamente, a rocha se assemelha à rocha descrita acima com 45 a 50% de plagioclásio sódico, 20 a 25% de quartzo, até 20% de microclina e 5% de biotita.

Observou-se muscovita, da transformação da biotita e alteração do plagioclásio. Carbonatos, produtos de alteração, ocorrem geralmente associados com a clorita ou o plagioclásio (Figura 5.76 a).

Cristais de apatita finos a muito finos, identificados no MEV, ocorrem essencialmente subédricos e inclusos na albita (Figura 5.76 b).

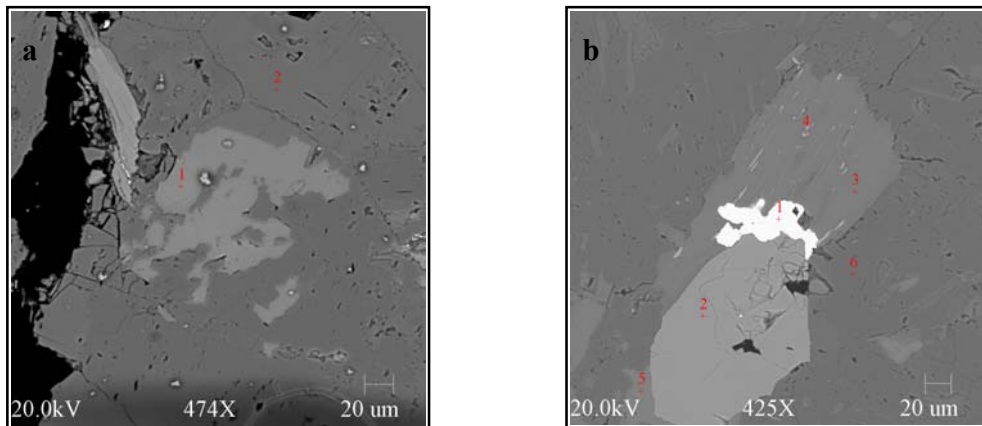


Figura 5.76: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Carbonato (1) alterando a albita (2); b) Grão de monazita (1) no contato de um grão de apatita anédrico (2) e muscovita (3) e presença de carbonato (3) alterando a albita (6).

Os cristais de zircão e rutilo, finos a médios, de forma euédrica a subédrica, ocorrem inclusos ou dispersos na rocha. Os grãos de rutilo formam localmente agregados e são abundantes na rocha (Figura 5.77 a).

Finos cristais de pirita, torita e monazita foram reconhecidos no MEV. A monazita ocorre como cristais euédricos a subédricos inclusos na albita ou biotita, enquanto que a torita e a pirita apresentam-se como cristais subédricos a anédricos inclusos na biotita e/ou mica (Figura 5.77 b e c).

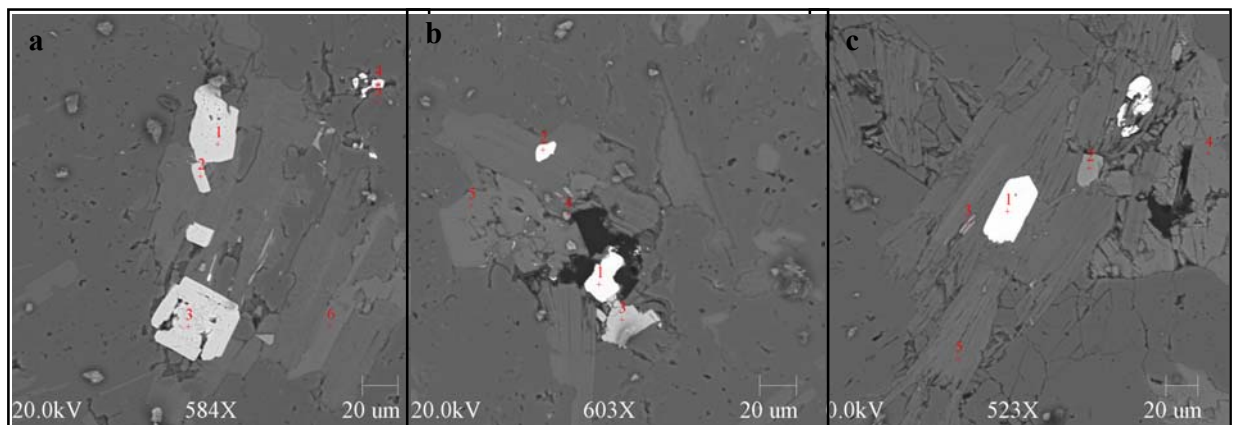


Figura 5.77: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grãos de zircão (1,2 e 3) inclusos na albita e muscovita, grão de monazita (4) inclusa na albita (5) e presença de carbonato (6); b) Grãos de torita (1), monazita (2), pirita (3) e apatita (4) e presença de carbonato (6); c) Grão subédrico de monazita (1) e grão de rutilo (2) incluído em muscovita e carbonato (2 e 4).

O MEV permitiu a identificação de cristais euédricos e finos de titano-magnetita alterados para rutilo e inclusos na albita (Figura 5.78). Podem-se observar carbonatos associados a esses cristais e, em geral, os cristais de titano-magnetita se encontram associados à biotita.

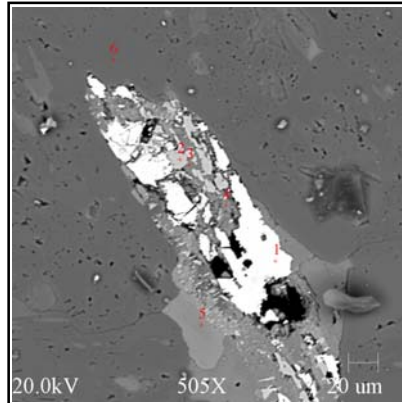


Figura 5.78: Imagem de elétrons retroespalhados obtidas por MEV mostrando um grão de titano-magnetita (1) alterando para rutilo (2) em contato com carbonatos (3 e 4) e clorita (5), inclusos em albita (6).

Os óxidos/hidróxidos de ferro são encontrados dispersos na rocha. Ocorrem no contato entre os cristais de quartzo e plagioclásio, no interior destes minerais e preenchendo fraturas. Foram observados fantasmas de minerais pretéritos, cujas bordas retilíneas apresentam uma forte ferruginização. Em alguns casos os fantasmas foram substituídos por quartzo, plagioclásio e muscovita.

5.7- SETOR DA FAZENDA BELÉM

5.7.1- Introdução

Foram encontrados pequenos corpos de rocha alterada, na forma de veios/bolsões de extensão métrica e espessura decimétrica, recortando os micaxistos presentes na área. As rochas apresentam diferença de textura, uma sendo equigranular e a outra inequigranular.

5.7.2- Contexto geológico

As rochas encaixantes correspondem aos micaxistos da Formação Xambioá e muito subordinadamente quartzitos. Veios de quartzo recortam as rochas acima citadas.

5.7.3- Descrição macroscópica e microscópica

5.7.3.1- Rocha albítica (albitito)

A rocha apresenta coloração branca com tons amarronzados e textura fanerítica fina a média (Figura 5.79 a).

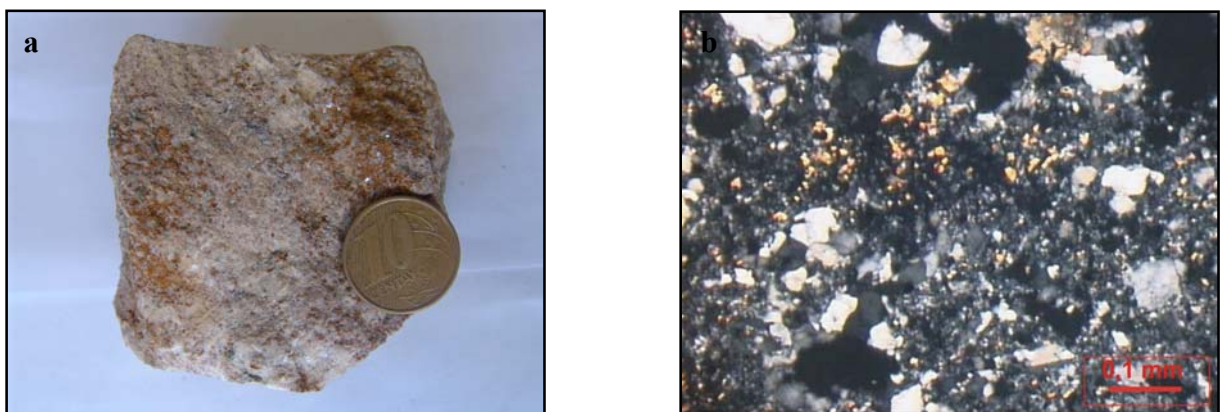


Figura 5.79: Rocha albítica do setor da Fazenda Belém (FzB1b). a) Foto de amostra de mão mostrando o aspecto da rocha; b) Fotomicrografia em NX mostrando as feições microscópicas dessa rocha.

Microscopicamente, a rocha apresenta textura inequigranular (Figura 5.79 b). Os minerais constituintes são o quartzo (de 45 a 50%), o plagioclásio (de 35 a 40%), a biotita, a muscovita e, como acessórios, o zircão e o rutilo.

Os grãos de quartzo, essencialmente anédricos, são de granulação muito fina a média. Às vezes, apresentam extinção ondulante e pontos tríplexes podem ser observados. O quartzo mais grosso está, geralmente, envolvido por uma matriz bem fina composta de grãos de quartzo em disposição radial. São observados cristais de quartzo neoformados e pequenas vênulas microcristalinas (Figura 5.80 a).

Os cristais de plagioclásio, essencialmente subédricos e exibindo a forma em ripa ou tabular, são de granulação média. As mâclas, por vezes, apresentam deformações. Os contatos

são retos e interpenetrantes. Os grãos de plagioclásios se encontram em bolsões, junto com os grãos de quartzo de granulação média, e estão fortemente sericitizados. O estudo por MEV permitiu a identificação do plagioclásio como sendo a albita, ora pura, ora com teores bem baixos de Ca. Microscopicamente não foi possível distinguir os grãos finos de quartzo dos grãos finos de albita. Contatos côncavos e convexos são observados, mostrando uma possível substituição do quartzo pela albita (Figuras 5.80 b e 5.82 a). A abundância da albita foi estimada, pois os cristais finos de albita comumente se confundem com grãos finos de quartzo.

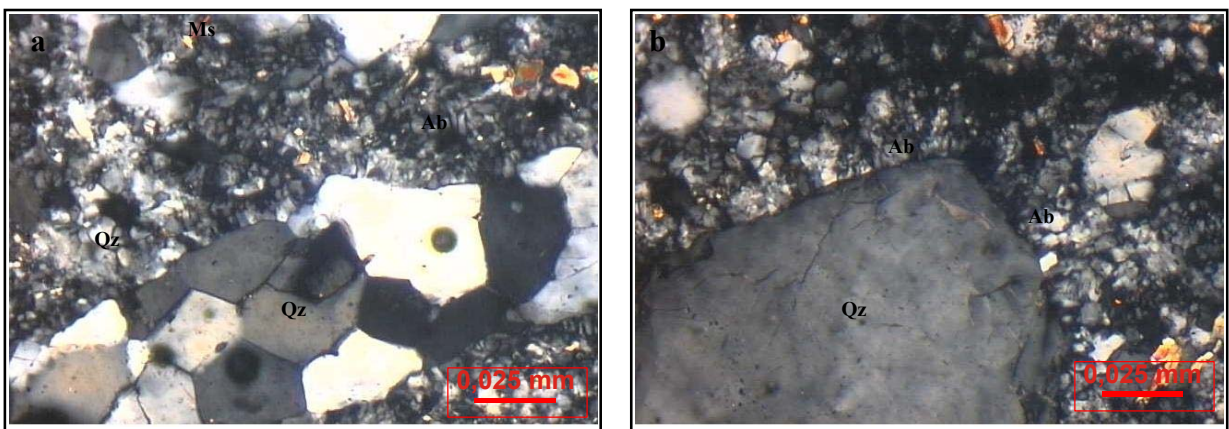


Figura 5.80: Fotomicrografias em NX da rocha albitica: a) Vênulas de quartzo (Qz) recortando uma matriz fina composta de quartzo e albita fina e muscovita; b) Cristal de quartzo (Qz) com coroa formada de diminutos grãos de albita.

A biotita ocorre em grãos subédricos, essencialmente finos e geralmente de forma intersticial. Ela se encontra cloritizada ou não.

A muscovita apresenta-se em cristais euédricos e finos e resulta da alteração do plagioclásio. Ela se encontra de forma abundante na parte mais fina da rocha e foi identificada no MEV como sendo a muscovita (Figura 5.81 a). A clorita é originada da alteração da biotita e apresenta-se em grãos finos, subédricos e sem orientação (Figura 5.81 b).

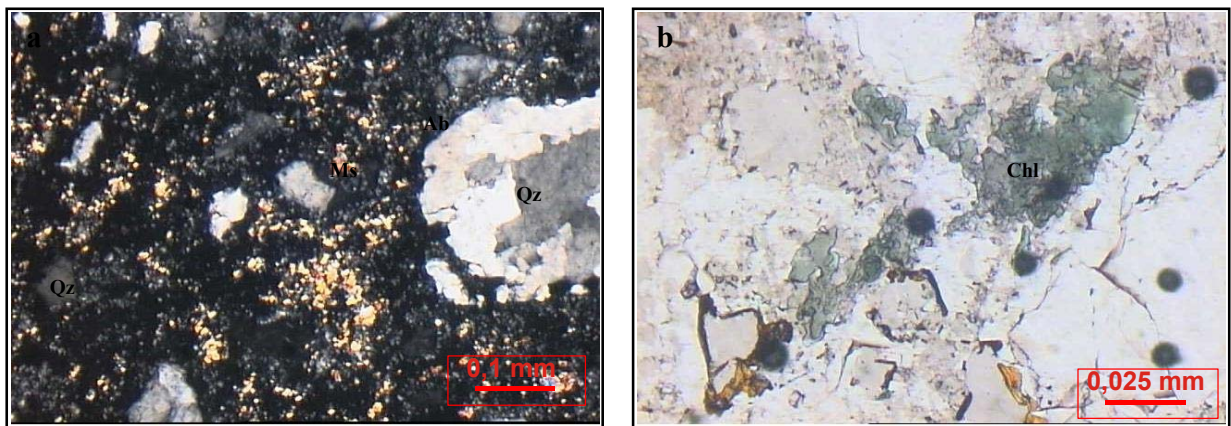


Figura 5.81: Fotomicrografias em NX da rocha albitica: a) Matriz fina de quartzo, albita fina e muscovita e grão de quartzo policristalino; b) Cristais de clorita (Chl) anédricos e intersticiais.

Restos de cristais de feldspato foram observados no MEV como grãos bem finos entre os cristais de albita (Figura 5.82 b).

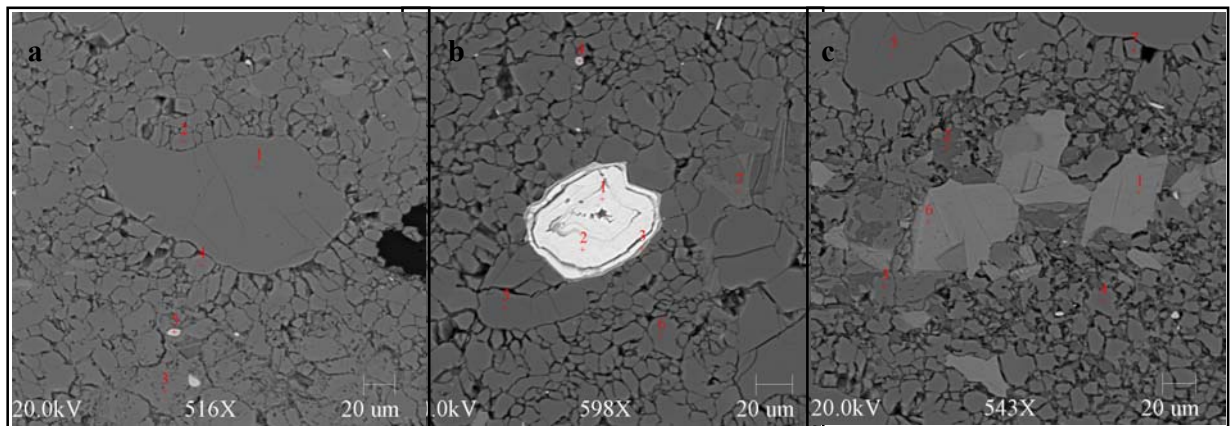


Figura 5.82: Imagens de elétrons retroespalhado obtidas por MEV: a) Grão de quartzo (1) com finos grãos de albita (2, 4 e 5) ao redor e cristais de rutilo (5); b) Óxidos/hidróxidos de ferro (1, 2 e 3) e rutilo (4) dispersos numa massa de quartzo e albita (5 e 6) e resto de feldspato potássico (7); c) Massa de quartzo (5) e albita (3, 4 e 7), biotita (1 e 6) e clorita (2).

O rutilo e o zircão ocorrem em grãos finos dispersos na rocha e geralmente de forma euédrica (Figura 5.83a). O rutilo mostra geminações em agulha, joelho e Y.

Cristais de monazita anédricos, observados no MEV, ocorrem inclusos na albita ou de modo intergranular (Figura 5.83b).

Os óxidos/hidróxidos de ferro são encontrados com granulação fina, forma anédrica e ocorrem dispersos na rocha; às vezes mostram um crescimento concêntrico.

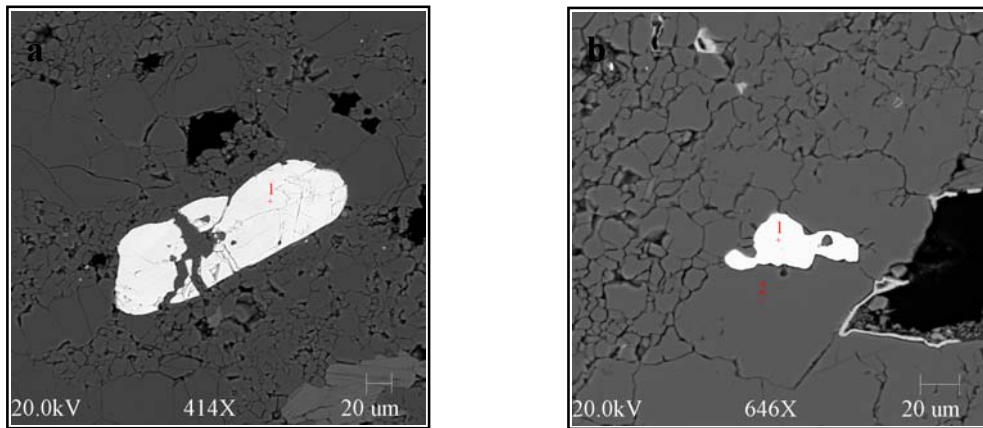


Figura 5.83: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão subédrico de zircão (1) incluído em albita p; b) Grão anédrico de monazita (1) incluído em albita p (2).

5.7.3.2- Xisto albitizado



Figura 5.84: Rocha albitizada do setor da fazenda Belém (FzB 1a): a) Foto de amostra de mão da rocha; b) Fotomicrografia em NX mostrando a textura fanerítica equigranular da rocha.

Macroscopicamente a rocha apresenta uma coloração branca, textura fanerítica essencialmente fina e sinais de uma estratificação reliquiar (Figura 5.84 a). Algumas vênulas de quartzo recortam a rocha.

Microscopicamente, trata-se de rocha de textura equigranular (Figura 5.84 b) e constituída essencialmente por quartzo (até 55%), biotita (de 20 a 25%), plagioclásio (até 25%); tendo como acessórios primários rutilo, zircão e minerais opacos, e como acessórios secundários clorita, muscovita, carbonato e óxido/hidróxido de ferro.

O quartzo ocorre com granulação variando de fina a muito fina, forma anédrica a subédrica, orientação incipiente e extinção ondulante. Apresenta-se formando vênulas de

granulação média que cortam a matriz de granulação fina (Figura 5.85 a). O contato entre os cristais de quartzo e os demais minerais, ora são ocorrem retilíneos, ora irregulares. Alguns grãos apresenta ponto tríplice.

O plagioclásio ocorre em cristais de granulação fina a muito fina, forma essencialmente anédrica e, localmente, com leve orientação. Os contatos entre os cristais de plagioclásio e os demais minerais ocorrem de forma irregular ou retilínea. Apresenta inclusões de sericita e muscovita. Este mineral ocorre de forma subordinada em relação aos demais minerais. Os cristais de albita são muito finos e tendem a ser confundidos com o quartzo no estudo petrográfico (Figura 5.85 b) por isso sua abundância foi estimada. O estudo por MEV permitiu a identificação do plagioclásio como sendo albita, algumas vezes com teores muito baixos de Ca.

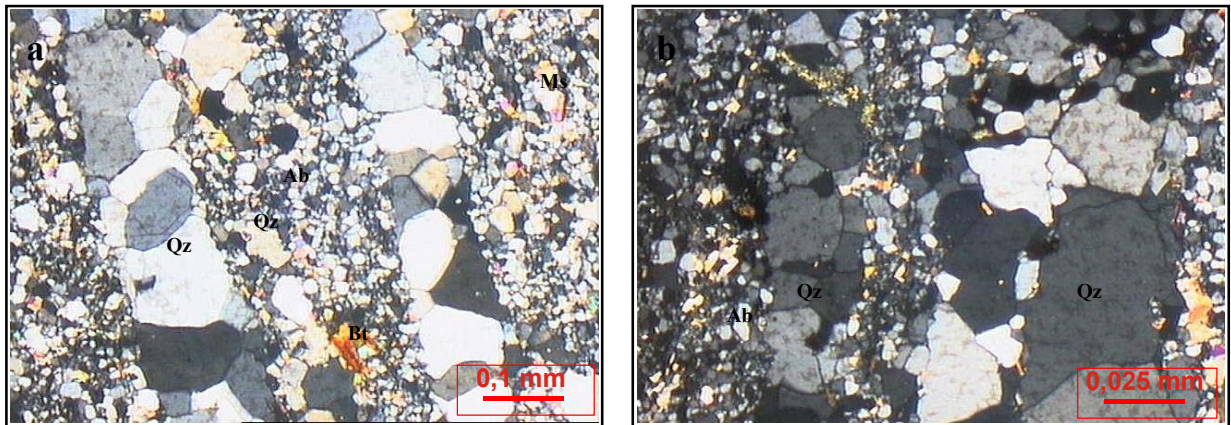


Figura 5.85: Fotomicrografias em NX de rocha albitizada: a) Matriz fina de quartzo (Qz), albita fina (Ab), muscovita (Ms) e restos de biotita (Bt) recortada por vênulas de quartzo; b) Vênulas de quartzo (Qz) e da albita fina (Ab).

A biotita apresenta coloração variando de castanho escuro a verde pálido, ocorre sob a forma de cristais de granulação fina a média, subédricos e com orientação incipiente. O contato entre os cristais de biotita e os demais minerais é retilíneo e irregular. Algumas vezes encontra-se parcialmente cloritizada (Figura 5.86 a). A muscovita apresenta-se de forma euédrica a subédrica, com granulação fina a média, e resulta da transformação da biotita ou da alteração do plagioclásio (Figura 5.86 b).

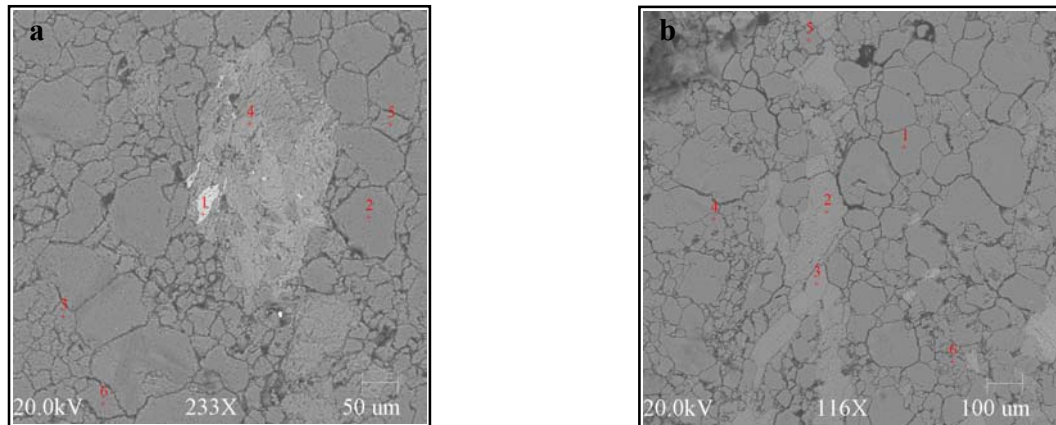


Figura 5.86: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão anédrico de rutilo (1) intersticial na biotita cloritizada (4) e cristais de quartzo (2) e albita (3, 5 e 6); b) Cristais de quartzo (1) em contato com grãos de albita (4, 5 e 6) e muscovita em fissuras (2 e 3).

Os carbonatos ocorrem muito subordinadamente de forma anédrica, em cristais de granulação fina, sem orientação preferencial.

O rutilo ocorre em cristais de coloração acastanhada, de granulação fina, subédricos e geralmente dispersos na rocha. A ilmenita, identificada no MEV/EDS, apresenta-se em grãos finos, forma euédrica a subédrica e sem orientação. Ocorre de forma intersticial e também inclusa em quartzo e albita (Figura 5.87 a), por vezes foi observada alterando para rutilo ou ilmeno-rutilo (Figura 5.87 b).

Foram observados fantasmas de minerais pretéritos, substituídos por quartzo e com óxido/hidróxido de ferro nas bordas.

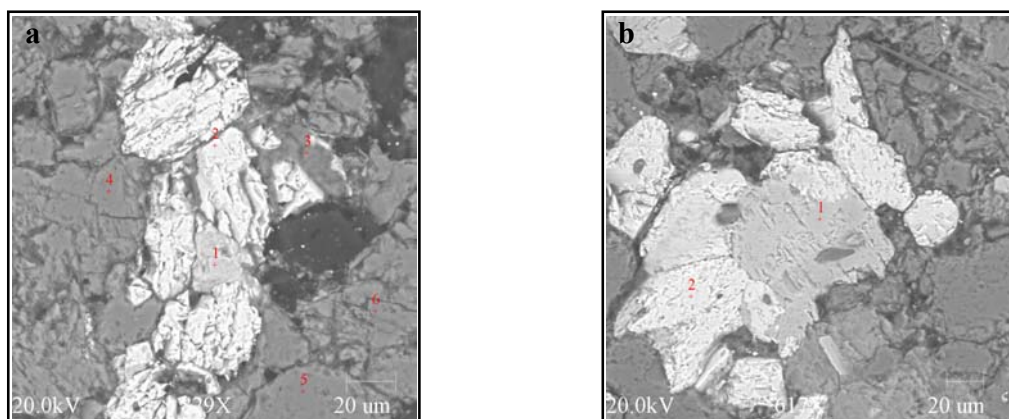


Figura 5.87: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Grão de ilmenita (2) alterando para rutilo (1) em contato com muscovita (3), quartzo (5) e albita (4 e 6); b) Alteração da ilmenita (2) para rutilo (1).

5.8- SETOR DA FAZENDA BELA VISTA

5.8.1- Introdução

Blocos métricos de rocha caulinizada foram encontrados em morrotes próximo à Fazenda Bela Vista (Figuras 5.88 a e b). A ocorrência estudada se encontra a cerca de 1,5 km a oeste da estrada que liga a TO-164 àquela fazenda e está próximo ao vale de um pequeno riacho. Em um dos afloramentos, a rocha ainda preserva bandamento bem definido, enquanto que em outro ela está totalmente caulinizada.



Figura 5.88: a) Foto de um morrote onde está exposta a rocha caulinizada (caulim), b) Detalhe de um bloco de caulim.

Rochas albitizadas também foram observadas, tendo sido descritos afloramentos localizados a alguns metros a oeste da estrada da fazenda Bela Vista e às proximidades da sede da fazenda.

5.8.2- Contexto geológico

As rochas encaixantes que ocorrem no local são representadas por micaxistos da Formação Xambioá, essencialmente por biotita xistos, que estão comumente cortados por veios de quartzo. Foram também registrados nas proximidades dos morrotes de rochas caulinizadas e blocos de formação ferrífera bandada.

5.8.3- Descrição macroscópica e microscópica

5.8.3.1- Rochas caulinizadas



Figura 5.89: Fotos de amostras de rochas caulinizadas aflorantes às proximidades da Fazenda Bela Vista: a) A rocha encontra-se totalmente caulinizada e apresenta uma forte ferruginização EAX VII 5c; b) Um bandamento reliquiar é observável na rocha parcialmente caulinizada CAU VAL X, com bandas onde se concentram óxidos/hidróxidos de ferro.

A rocha totalmente caulinizada tem coloração branca e granulação fina a muito fina, sobressaindo diminutos grãos de rutilo e manchas de óxidos e hidróxidos de ferro (Figuras 5.89 a). A rocha com estrutura preservada apresenta alternância de bandas claras com bandas de coloração avermelhada a alaranjada e também granulação fina a muito fina (Figura 5.89 b).

A análise microscópica da rocha intensamente caulinizada, em seção polida, mostrou caulinita na forma de uma massa criptocristalina de cor branca acinzentada (Figuras 5.90 a e b). Em algumas partes, este mineral se apresenta em cristais bem desenvolvidos com formas em sanfonas ou vermiformes com até 0,1mm de comprimento (Figura 5.90 d). Nesta rocha observa-se que a caulinita substitui a mica nos planos de interstratificação (Figura 5.90 c). Os grãos de quartzo encontram-se dispersos na massa caulínica e apresentam formas subangulares a subarredondadas (Figura 5.90 a). O rutilo ocorre em grãos de forma granular ou geminada em cotovelo, em grande concentração (Figuras 5.90 b).

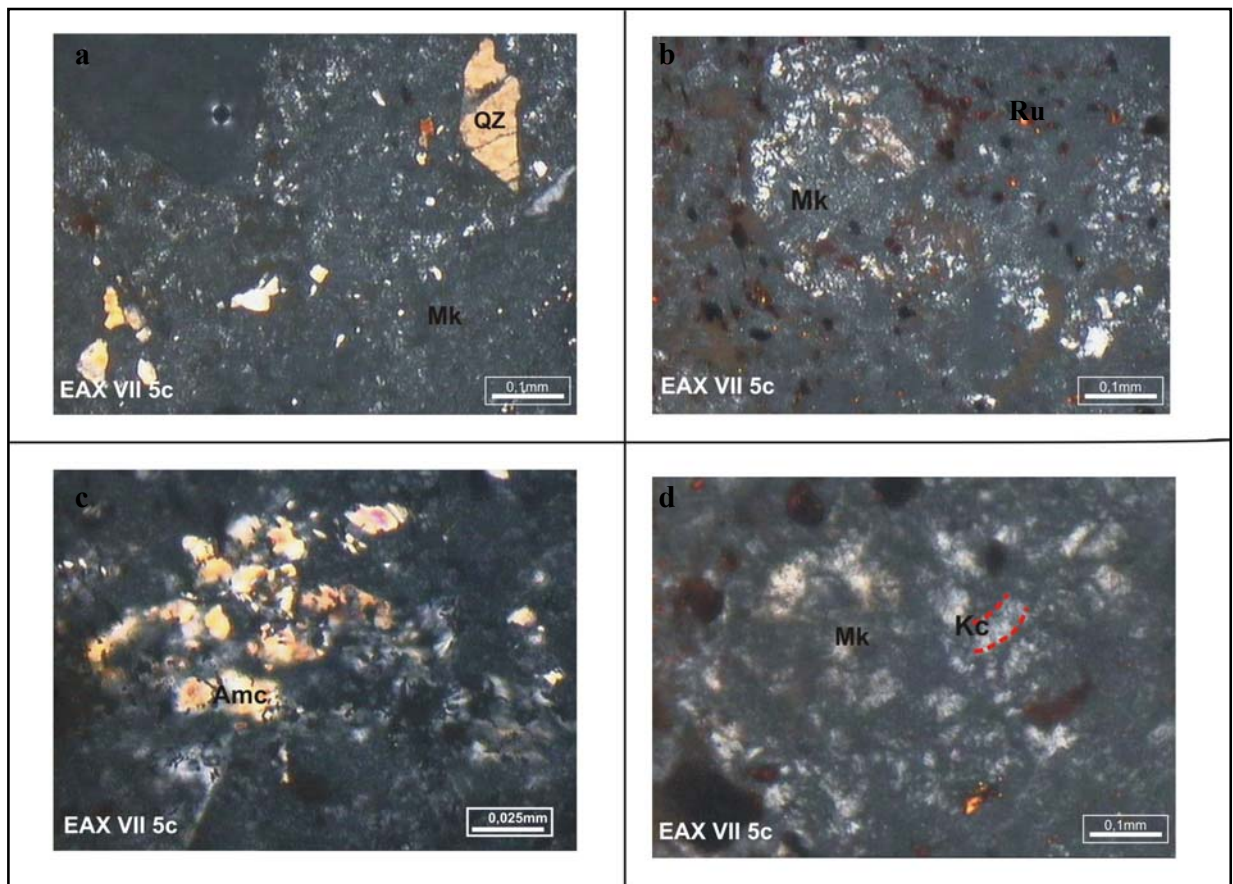


Figura 5.90: Fotomicrografias em luz transmitida (NX) da amostra EAX VII 5c, com as formas da caulinita, os grãos de quartzo e rutilo. a) Grão angular de quartzo (Qz) na massa caulínica; b) Numerosos grãos de rutilo (Ru) e agregados de caulinita; c) Substituição da caulinita nos planos de interstratificação da mica; d) *Booklets* bem desenvolvido de caulinita imerso na massa caulínica fina. Qz: quartzo, Ru: rutilo, Mc: mica, Amc: mica alterada, Kc: caulinita cristalizada em sanfona e Mk: massa caulínica.

O difratograma referente às amostras (Figura 5.91) revela picos de caulinita e rutilo. Os picos da caulinita estão bem marcados, tanto os tripletes característicos do mineral como os picos secundários. As suas bases apresentam-se bem estreitas, mostrando certo grau de cristalização. No geral, as feições grafadas no difratograma indicam grau de cristalinidade médio a alto da caulinita desse setor.

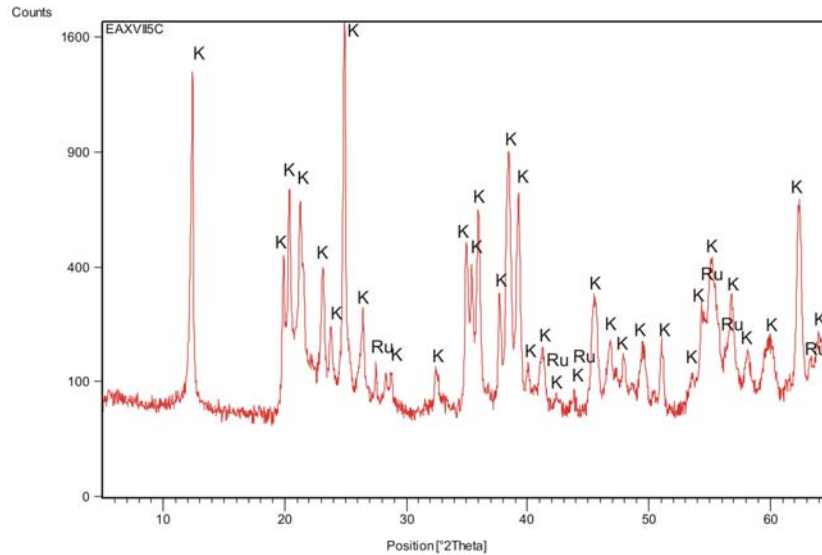


Figura 5.91: Difratoograma da amostra EAX-VII 5c assinalando a presença de caulinita (K) e rutilo (Ru).

A análise morfológica por MEV mostrou que caulinita desenvolve agregados de cristalitos euédricos a subédricos, pseudo-hexagonais, formando estruturas vermiformes ou em *booklets* (Figura 5.92 a) com dimensões que atingem até 9 μm de diâmetro em meio a uma matriz constituída por cristalitos inferiores a 3 μm de diâmetro.

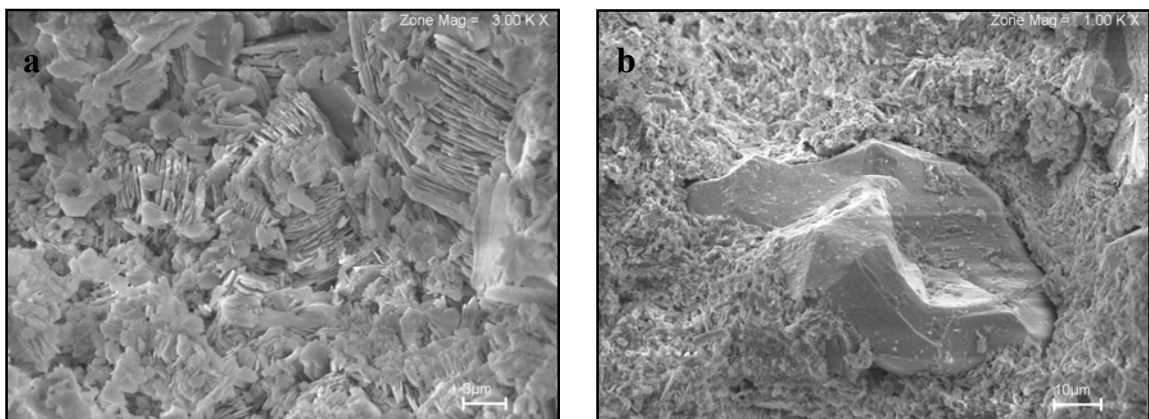


Figura 5.92: Imagens de elétrons secundários obtidas por MEV da amostra EAX VII 5c: a) Sanfonas (“booklets”) e placas vermiformes de caulinita em uma matriz de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais; b) Grão de ilmenita em meio a uma matriz de cristalitos de caulinita pseudo-hexagonais.

Foram também identificados, com auxílio do MEV, ilmenita, rutilo e zircão como os principais minerais pesados em amostras do caulim da Fazenda Bela Vista. A ilmenita é o mais

abundante e ocorre em grãos subédricos (Figuras 5.93 a, b, c, d, e, e f), alguns com até 90 μm de diâmetro (Figura 5.92 b), além de outros que mostram trilhas de corrosão (Figura 5.93 d). Segue em ordem de abundância o rutilo, o qual mostra forma essencialmente anédrica (Figura 5.93 e) e se encontra geralmente junto com óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 5.93 f). O zircão é bem subordinado e ocorre como finos cristais subédricos a euédricos (Figura 5.93 a).

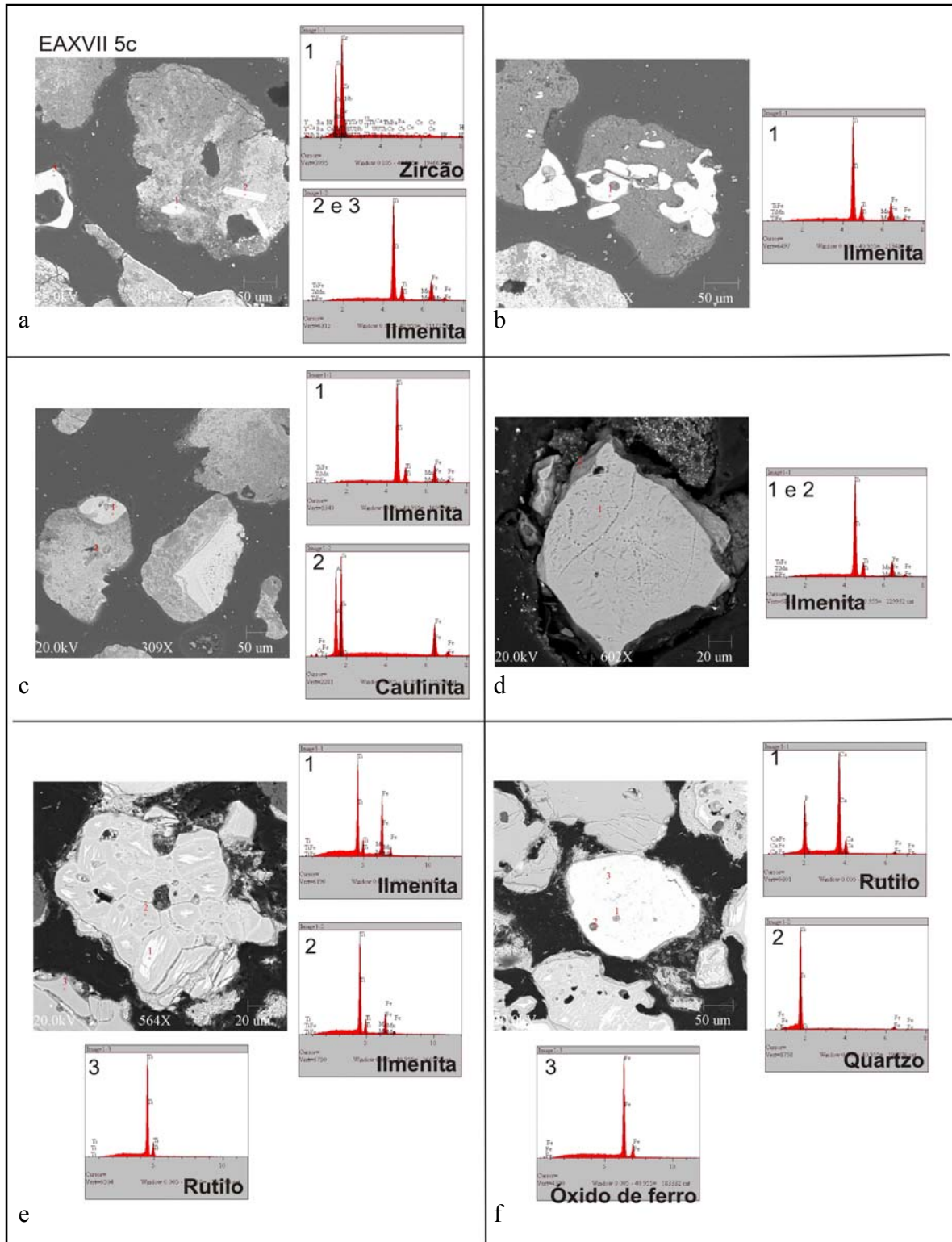


Figura 5.93: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV de uma seção de minerais pesados da amostra de caulim EAX VII 5c. a) Grãos de zircão e ilmenita; b) Grão de ilmenita corroído; c) Grãos de ilmenita e rutilo; d) grão de ilmenita com trilha de corrosão; e) Grão de ilmenita com partes mais rica em ferro e grão de rutilo; f) Grãos de rutilo e quartzo inclusos em óxidos de ferro.

5.8.3.2- Rocha albitizada

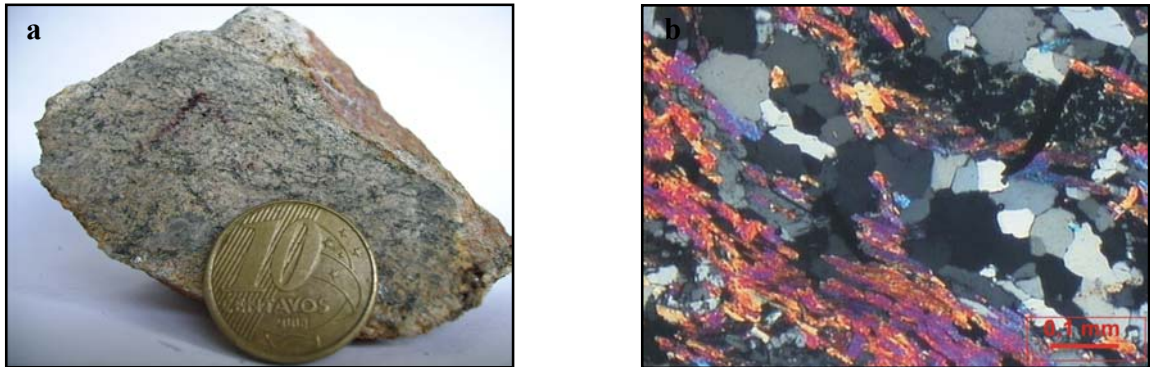


Figura 5.94: Rocha albitizada encontrada no setor da fazenda Bela Vista (Fz BV): a) Foto de amostra de mão com foliação preservada; b) Fotomicrografia (NX) mostrando as feições microscópicas, com um bandamento reliquiar e uma orientação das micas.

Macroscopicamente, a rocha apresenta coloração branca acinzentada, granulação fina a média e marcante orientação dos minerais micáceos, que se alinham separando bandas mais espessas compostas de minerais félsicos (Figura 5.94 a).

Ao microscópio, são rochas constituídas principalmente por quartzo (de 45 a 55%), plagioclásio (de 30 a 40%), biotita (até 10%). Os minerais acessórios são turmalina, zircão, rutilo, e minerais opacos e, como acessórios secundários, muscovita, clorita e óxido/hidróxido de ferro (Figura 5.94 b). A abundância da albita foi estimada, uma vez que os cristais de albita se confundem comumente com os grãos finos de quartzo.

Os grãos de quartzo variam de finos a médios, são essencialmente anédricos e revelam contatos retos e interpenetrantes entre si e com os demais minerais. Pontos tríplices foram observados localmente. Apresentam, também, inclusões de zircão e rutilo.

O plagioclásio ocorre em cristais de granulação fina a muito fina, essencialmente anédricos e sem orientação, tendo sido identificado por MEV como albita com quantidades traço de Ca. Os contatos são suturados, retilíneos e curvilíneos com o quartzo, mineral este que está localmente incluso na albita. Em algumas amostras o plagioclásio constitui bolsões ou vênulas.

A biotita apresenta-se em lamelas finas a médias essencialmente euédricas e orientadas. Ocorre intersticialmente, envolvendo cristais de quartzo ou em fraturas (Figura 5.95a) e geralmente totalmente ou pouco chloritizada.

A muscovita e sericita ocorrem como produto de alteração do plagioclásio e da transformação da biotita. A clorita, oriunda da alteração da biotita, apresenta-se em grãos finos a

médios, subédricos, orientação incipiente, com contato irregular entre os cristais (Figura 5.95b). Em algumas amostras a clorita se apresenta na forma vermicular (Figura 5.96a).

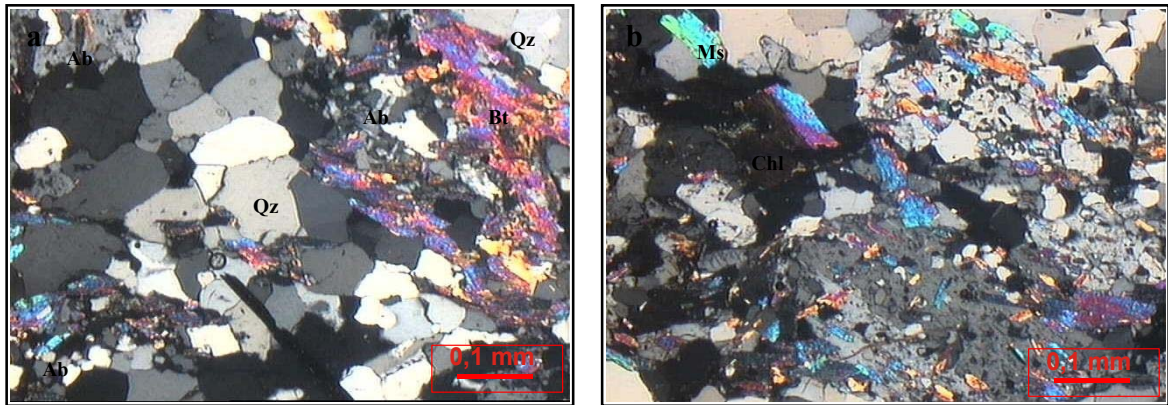


Figura 5.95: Fotomicrografias em NX de amostra de rocha albitizada: a) Matriz fina de quartzo (Qz), albite (Ab) e biotita (Bt) truncada por agregado de grãos de quartzo policristalino; b) Cristal de biotita (Bt) totalmente cloritizado (Chl) e orientação dos cristais de muscovita (Ms).

A turmalina, de coloração verde escura a verde claro, ocorre em cristais prismáticos, euédricos a subédricos, de granulação fina. Em geral, encontra-se inclusa no quartzo ou dispersa na rocha (Figura 5.96 b).

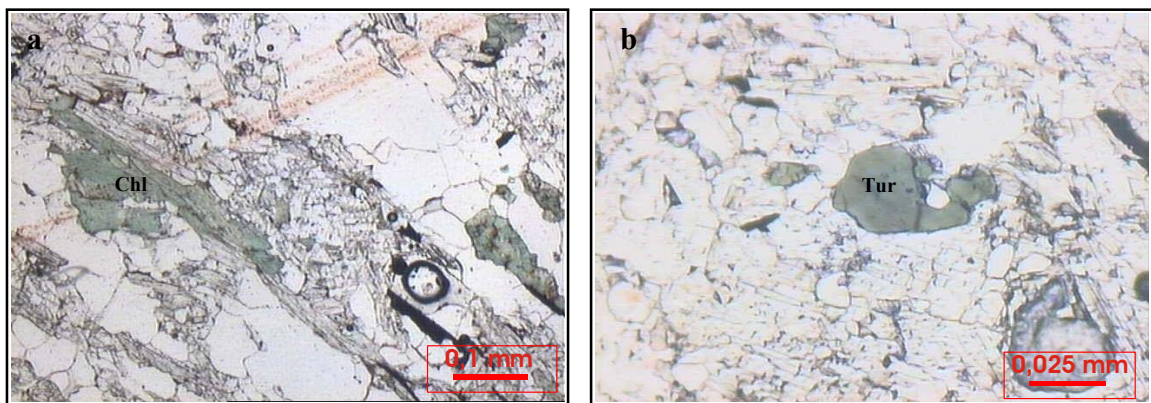


Figura 5.96: Fotomicrografias em N // de amostra de rocha albitizada: a) Biotita totalmente substituída por clorita vermicular; b) Cristais subédricos de turmalina (Tur).

Os grãos de rutilo e de zircão são finos, subédricos a anédricos, e acham-se inclusos no plagioclásio, quartzo e muscovita ou dispersos na rocha. O estudo por MEV permitiu a identificação de cristais euédricos (varinhas), finos a médios de ilmenita que, localmente, alteram-se para rutilo (Figura 5.97a).

Grãos finos de torita (Figura 5.97b) e monazita (Figura 5.97c), euédricos a subédricos, foram observados inclusos na clorita.

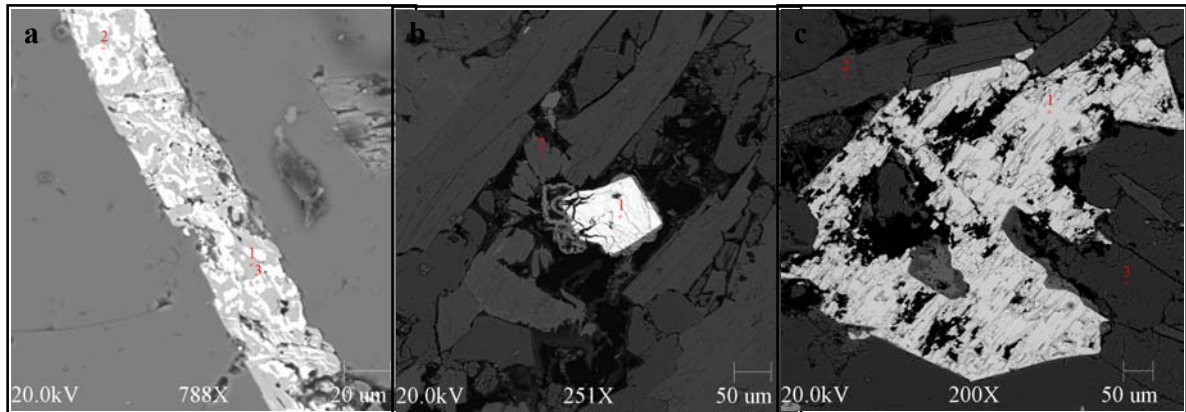


Figura 5.97: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Alteração da ilmenita (2 e 3) para rutilo (1); b) Grão subédrico de torita (1) e clorita vermicular (2); c) Grão subédrico de monazita (1) em contato com biotita (2) e albite (3).

5.9- SETOR DA FAZENDA NOVO HORIZONTE

5.9.1- Introdução

Neste setor também foram encontradas rochas albitizadas em blocos muito intemperizados a cerca de 6,5 km ao sul da estrutura de Xambioá e a aproximadamente 500 m a leste do rio Xambica.

5.9.2- Contexto geológico

A ocorrência se encontra alojada nas rochas da Formação Xambioá, representadas na área por micaxistos.

5.9.3- Descrição macroscópica e raios-X

5.9.3.1- Rocha albitizada



Figura 5.98: Foto de amostra de mão de rocha albitizada da fazenda Novo Horizonte.

A rocha é maciça e de granulação fina a média e apresenta coloração branca com tonalidades alaranjadas provavelmente devidas à presença dos óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 5.98). Trata-se de granito que foi submetido à intensa ação intempérica.

O difratograma referente à amostra desta rocha (FZ-NH) (Figura 5.99) revela picos de plagioclásio sódico, quartzo e rutilo, presentes nesta ordem de abundância. Nota-se um único pico correspondente ao feldspato potássico, possivelmente microclina reliquiar.

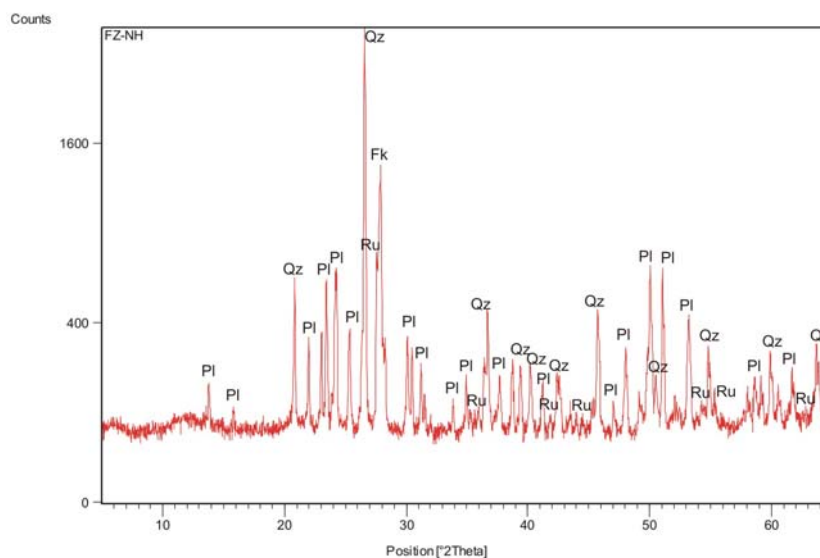


Figura 5.99: Difratograma da amostra do setor da fazenda Novo Horizonte assinalando a presença de plagioclásio sódico (Pl), quartzo (Qz), rutilo(Ru) e feldspato potássico (FK).

5.10- SETOR DA FAZENDA MORENA

5.10.1- Introdução

Neste setor foram observados blocos de rocha caulinizada, em um morrote, que apresenta coloração branca acinzentada (Figura 5.100). Este local se situa a SE da Fazenda Morena a cerca de 15 metros da estrada vicinal de acesso à Fazenda Mirindiba.



Figura 5.100: Foto dos blocos de rocha caulinizada situados próximo à Fazenda Morena.

5.10.2- Contexto geológico

O setor estudado se encontra, a aproximadamente 3 km, a sul-sudoeste da estrutura do Lontra. As rochas encaixantes pertencem à Formação Xambioá e estão representadas por granada xistos e micaxistos. Neste setor também foram observados blocos de formação ferrífera bandada.

5.10.3- Descrição macroscópica e microscópica

5.10.3.1- Rocha caulinizada

A rocha apresenta-se maciça e de coloração branca com tonalidade rosada, além de granulação fina a muito fina. Nota-se a presença de óxidos e hidróxidos de ferro na rocha.

Microscopicamente, foi observada uma massa criptocristalina de caulinita, a qual, só localmente, mostra-se bem cristalizada na forma de sanfonas ou *booklets* com até 0,1 mm de dimensão (Figuras 5.101 a, c e f). Os grãos de rutilo, de coloração acastanhada e granulação fina a muito fina, ocorrem dispersos na massa caulínica como agregados de cristais anédricos a subédricos (Figuras 5.101 c).

Em geral, o quartzo ocorre como cristais subangulares, finos a médios, que se apresentam dispersos na massa de caulinita (Figura 5.101 a).

As micas, sobretudo, reliquias, apresentam formas anédricas a subédricas (Figuras 5.101a, d e e). Em alguns casos, observa-se a passagem da mica para a caulinita (Figura 5.101 b).

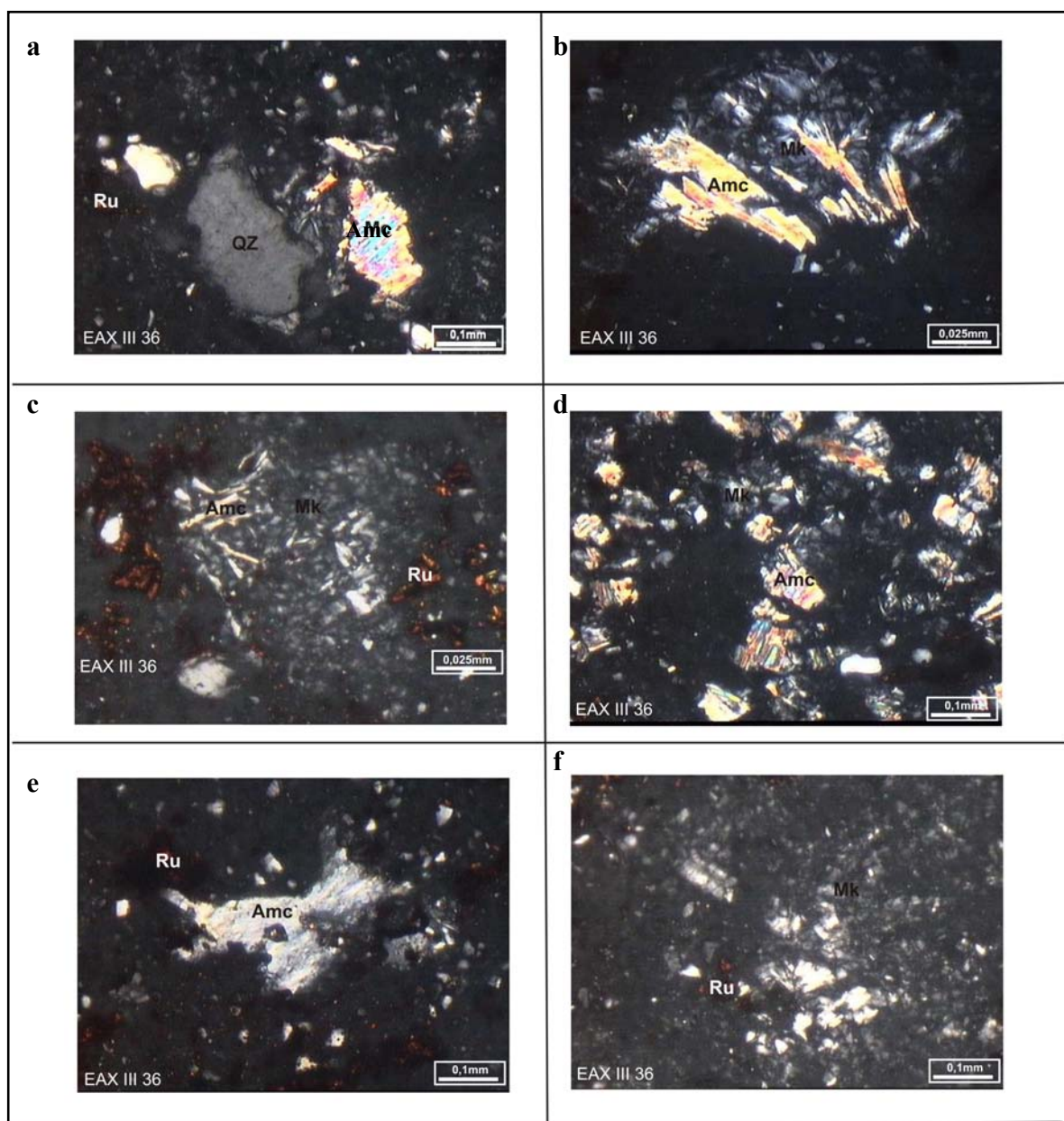


Figura 5.101: Fotomicrografias em luz transmitida (NX) da amostra EAX II 36 do setor da fazenda Morena: a) Cristal subangular de quartzo, grãos de rutilo e palheta de mica alterando para caulinita, imersos numa massa caulínica fina; b) Passagem da mica para caulinita, substituição pelos planos de interstratificação; c) Agregados de grãos de rutilo, junto com palheta de mica imersos na massa caulínica fina; d) Agregados de palhetas finas de muscovita alterando para caulinita; e) e f) Grãos de rutilo imersos na massa caulínica onde se observa palhetas de mica transformadas em caulinita. Qz: quartzo, Ru: rutilo, Amc: Mica alterada e Mk: massa caulínica.

O difratograma correspondente à amostra CAU-FzMo (Figura 5.102) revela picos de caulinita, quartzo, rutilo e haloisita. Os picos da caulinita estão bem marcados, tanto os três tripletes como os secundários, porém suas bases apresentam-se por vezes mais largas do que o normal, o que é atribuído à alteração intempérica e à parcial hidratação da caulinita, originalmente bem cristalizada. No geral, as feições grafadas no difratograma permitem ressaltar um grau de cristalinidade médio a alto da caulinita.

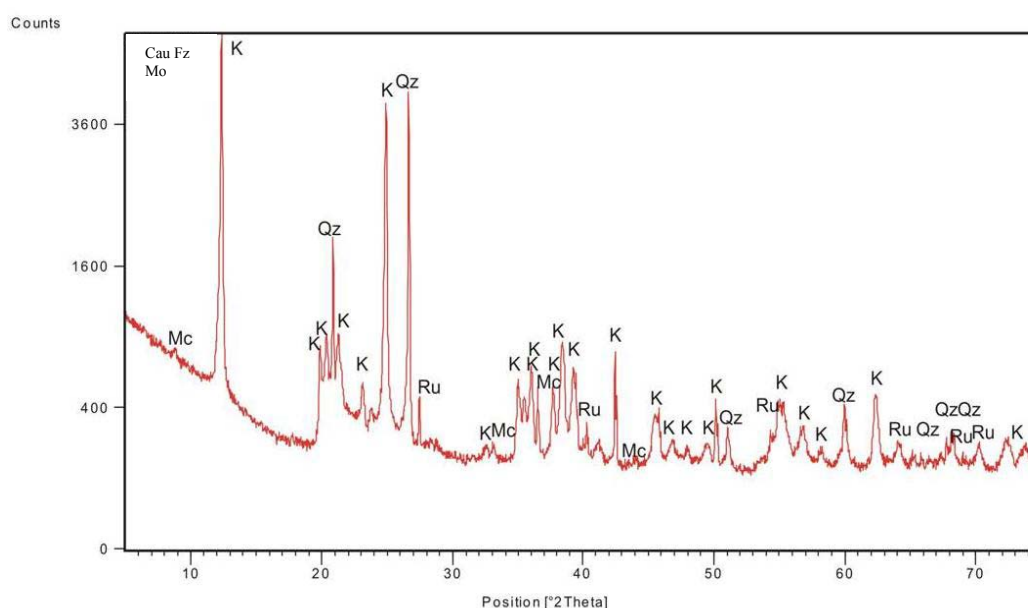


Figura 5.102: Difratograma da amostra Cau Fz- Mo assinalando a presença de caulinita (K), quartzo (Qz), rutilo (Ru) e mica (Mc, a haloisita).

O estudo por MEV mostrou a estrutura da caulinita na forma de cristalitos pseudo-hexagonais com diâmetros inferiores a 4 μm . Sanfonas ou *booklets* de caulinita com até 10 μm de diâmetro são encontradas entre os cristalitos (Figuras 5.103 a e b). São observados, ainda, cristais alongados em forma de agulhas, cuja composição, obtida por EDS, revelou unicamente Si e Al, o que permitiu identificá-los tentativamente como haloisita, pois é este alumino-silicato que apresenta o hábito em agulha. Estes cristais são posteriores à caulinita, pois se encontram sobrepostos aos cristalitos e sanfonas de caulinita ou ligando-os, como pontes.

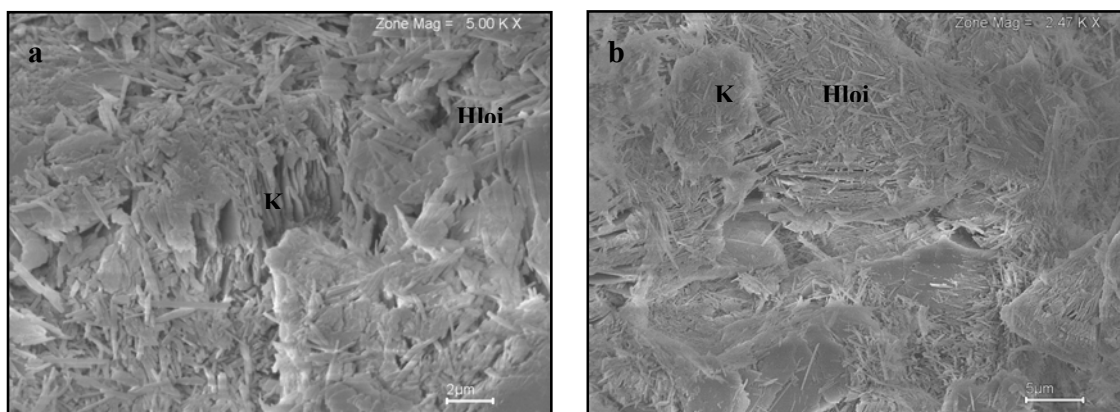


Figura 5.103: Imagens de elétrons secundários obtidas por MEV da amostra FzMo: a) e b) sanfonas (*booklets*) e placas vermiformes de caulinita em massa fina de cristalitos pseudo-hexagonais de caulinita e agulhas de haloisita (Hloi).

Foram também identificados, com auxílio do MEV, rutilo, monazita, turmalina e zircão como os principais minerais pesados em amostras de rocha caulinizada da Fazenda Morena.

O rutilo é o mais abundante e ocorre em grãos subédricos a anédricos. Grãos subédricos de quartzo e zircão estão ou não inclusos no rutilo. Localmente, óxidos e hidróxidos de ferro formam sobrecrescimento concêntrico ao redor de cristais de rutilo. O segundo mineral pesado mais abundante é a monazita, a qual possui forma essencialmente anédrica. A turmalina, rica em Fe, Na e Mg (schorlita?), ocorre em cristais essencialmente subédricos e mostram localmente inclusões de rutilo. A ilmenita é bem subordinada.

5.11- SETOR DA FAZENDA UBERAMA

5.11.1- Introdução

Nesse setor, a 5-6 quilômetros da sede da Fazenda Uberama, na beira da estrada de chão que liga a rodovia TO-386 à fazenda, foi encontrado um corpo lenticular granítico, bem definido, com cerca de 30-50 m de comprimento e pelo menos 10 m de espessura (Figura 104). O corpo apresenta notável isotropia embora, localmente, possa se distinguir um incipiente bandamento. Foram observados numerosos veios e vênulas de quartzo recortando o corpo.



Figura 5.104: Fotos do corpo granítico encontrado nas proximidades da Fazenda Uberama.

5.11.2- Contexto geológico

O corpo se encontra a noroeste dentro da estrutura do Lontra. Ele é intrusivo nas rochas da Formação Xambioá, representadas essencialmente por biotita xistos.

5.11.3- Descrição macroscópica e microscópica

É importante ressaltar que essa ocorrência foi observada na última viagem de campo. Um estudo mais aprofundado do corpo não foi possível devido ao prazo da elaboração e entrega do trabalho.



Figura 5.105: Foto da amostra de mão da rocha granítica do setor da Fazenda Uberama, recortada por vênulas de quartzo.

A rocha, de coloração cinza esverdeada pálida exibe granulação fina (Figura 105). É composta predominantemente de albita, com quartzo e aegirina subordinados e rara riebeckita.

A albita, em cristais anédricos muito irregulares, constitui a matriz da rocha e apresenta fácies variadas. Raramente, na mesóstase, se observam relictos de plagioclásio maclado mostrando figuras de substituição pela albita.

Quartzo, em cristais anédricos, está disperso na mesóstase de albita.

A aegirina ocorre em pequenos cristais agregados em cordões e, principalmente, formando coroas irregulares em volta de grãos ou de agregados de grãos de quartzo (Figura 106 a).

A riebeckita, caracterizada por seu pleocroísmo azul-lilás, ocorre em cristais subédricos a euédricos dispersos na rocha (Figura 106 a e b).

Ainda foram observados grãos de rutilo, ilmenita e apatita (Figura 106 b).

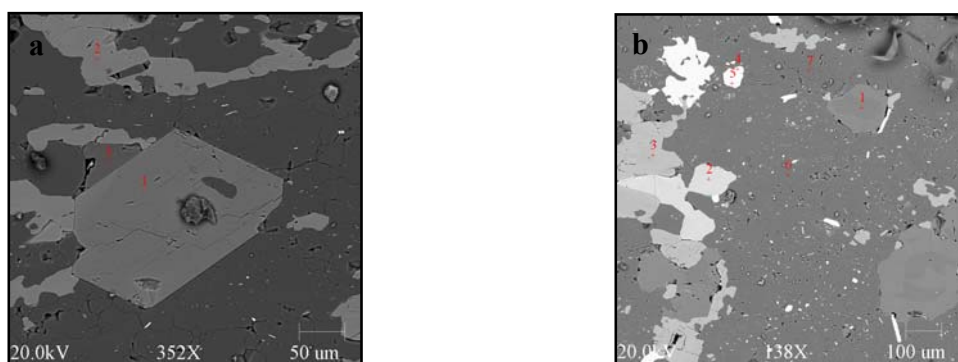


Figura 5.106: Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV: a) Cristal de riebeckita euédrico (1) e grão anédrico de aegirina (2) inclusos em albita (3); b) Grãos de riebeckita (1), apatita (2), rutilo (3), ilmenita (4 e 5) inclusos em albita (6 e 7).

6- QUIMISMO

6.1- ÁLCALI-FELDSPATO GRANITOS

Quatro amostras de álcali-feldspato granito, providas da Serra da Ametista, foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras.

6.1.1- Elementos maiores

Nos álcali-feldspato granitos, os teores de SiO_2 variam de 74 a 75% e os de Al_2O_3 entre 14 e 15% (Anexo 1). Os teores de K_2O (3,8 e 6%) e Na_2O (3 e 4%) são bem mais elevados que os de CaO (0,48 e 0,72%) e Fe_2O_3 (0,5%), enquanto os de TiO_2 são inferiores a 0,05%, assim como os dos outros óxidos, que não ultrapassam 0,15%.

6.1.2- Elementos traço

As análises químicas (Anexo 1) mostraram teores de Rb entre 90 e 112 ppm, Ba até 1420 ppm, Sr de 171 a 302 ppm e W até 58 ppm.

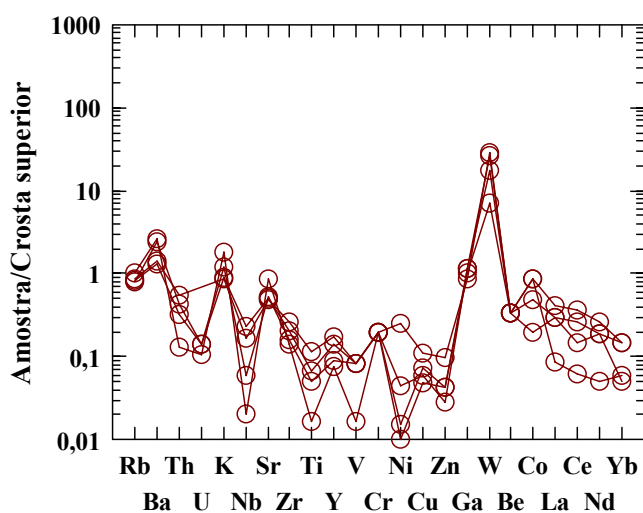


Figura 6.1: Aracnograma de distribuição de alguns elementos em amostras de álcali-feldspato granito da Serra da Ametista. Normalização à crosta superior de acordo com Taylor & McLennan (1981).

Os álcali-feldspato granitos, apresentam um leve enriquecimento em relação à crosta superior, em K, Ba, Sr, Ga e W que se destaca fortemente (até 40 vezes). Por sua vez, Th, U, Nb, Ti e Ni exibem um empobrecimento em relação à crosta superior (Figura 6.1).

6.1.3- Elementos terras raras

O conteúdo total de elementos terras raras (Σ ETR) é baixo, variando de 10 a 40 ppm (Anexo 1).

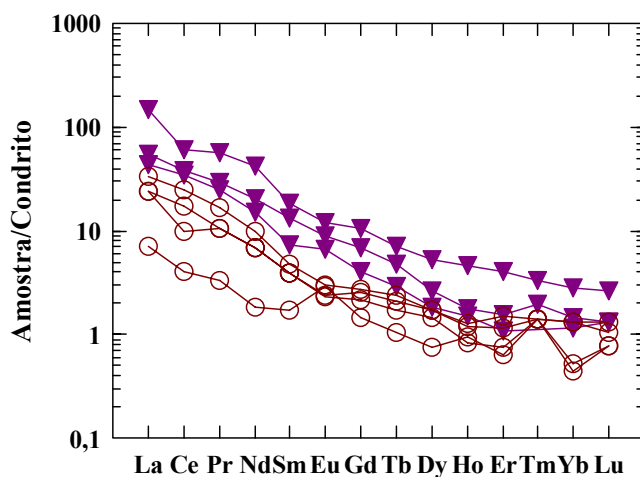


Figura 6.2: Diagrama de distribuição dos ETR para os álcali-feldspato granitos. Normalização ao condrito, de acordo com Evenson et al. (1978). As amostras do granito Serra da Ametista estão representadas pelo símbolo \circ e as amostras do granito Ramal do Lontra (dados de Alves 2006) por \blacktriangledown .

Os elementos terras raras leves (ETRL) apresentam enriquecimento e fracionamento mais expressivo em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) (Figura 6.2). Os padrões de distribuição dos ETR nos granitos Serra da Ametista e Ramal do Lontra são muito semelhantes, embora o conteúdo em ETR seja superior no granito Ramal do Lontra.

6.2- ALBITA-GRANITO

Seis amostras de albita granito, das quais cinco provêm de Araguaci e uma de Pedra Preta, foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras.

6.2.1- Elementos maiores

Os albíta granitos apresentam um teor de SiO_2 bastante variável (de 66,59 a 86,11%), os valores mais elevados tendo sido detectados nas rochas de granulação mais fina, o que reflete um conteúdo de quartzo anômalo nesta fácies (Anexo 1).

Os teores de Al_2O_3 , TiO_2 e Fe_2O_3 são igualmente variáveis (de 7 a 19%, de 0,6 a 2% e de 0,12 a 3%, respectivamente). A principal característica dessas rochas é o elevado teor de Na_2O , mais acentuado nas rochas de granulação grossa (até 9,5% Na_2O) que nas de granulação fina (até 4 %). Por sua vez, os teores de K_2O são em ambos os casos, inferiores a 0,8%. O teor de CaO varia entre 0,1 e 0,6% e demais óxidos são inferiores a 1%.

6.2.2- Elementos traço

As análises químicas revelaram teores variáveis (Anexo 1) de W (até 994 ppm) e Zr (até 393 ppm), enquanto Rb (até 28 ppm), Ba (de 10 a 162 ppm) e Sr (entre 7 e 18 ppm) apresentam teores mais baixos embora também variáveis, provavelmente devido à sua baixa fixação pela albíta (Mark 1998). Os eventuais valores de W poderiam provir de uma contaminação, visto o material utilizado, mas o caráter errático desses valores anômalos e os tipos de rochas apresentando essas características nos fazem pensar que são teores naturais dessas rochas. A existência de traços de scheelita por MEV/EDS (ver página 77) sugere manter a hipótese que é um enriquecimento natural em W.

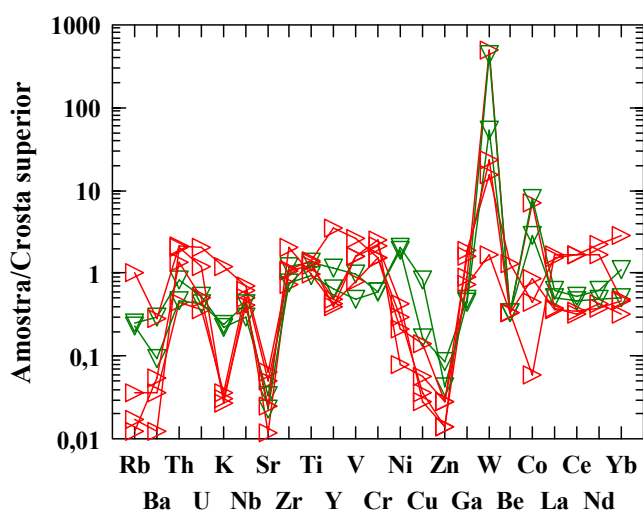


Figura 6.3: Aracnograma de distribuição de alguns elementos em amostras de albíta granitos. Normalização à crosta superior segundo Taylor & McLennan (1981). As amostras de albíta granitos estão representadas por \blacktriangleright e as de albíta granitos ricos em quartzo por \blacktriangledown .

Nos albíta granitos, observa-se um enriquecimento notável de W em relação à crosta superior e um empobrecimento em Rb, Ba, Sr, K e Zn. Os teores Th, U, Zr, Nb e Ti não variam muito em relação aos da crosta (Figura 6.3).

6.2.3- Elementos terras raras

As amostras de albíta granito revelaram Σ ETR variando de 42 a 228 ppm (Anexo 1).

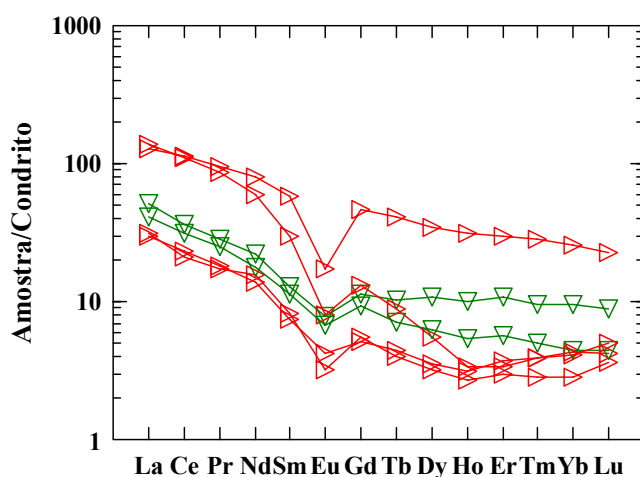


Figura 6.4: Diagramas de distribuição dos ETR para os albíta granitos. Normalização ao condrito, de acordo com Evenson et al. (1978). Os albíta granitos estão representados pelo símbolo \blacktriangledown e os albíta granitos ricos em quartzo por \blacktriangleright .

Os padrões de distribuição dos ETR acusam um leve enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP. O fracionamento dos ETRL é igualmente mais acentuado que o dos ETRP, cuja distribuição sub-horizontal no diagrama revela um fracionamento incipiente com exceção de uma amostra (Figura 6.4). Destaca-se uma anomalia negativa de Eu moderada a acentuada, sugerindo que, provavelmente, não houve fixação privilegiada de Eu pela albíta. É possível, entretanto, que na ocasião dos processos pós-magmáticos, condições redutoras tenham provocado

a mobilização e lixiviação preferencial de Eu, elemento particularmente sensível ao rebaixamento do Eh do meio (Shul'gin & Koz'min 1963, Morris & Haskin 1974).

6.3- ALBITITOS

Onze amostras de albitito, sendo duas do setor de Pedra Branca, uma de Araguaci, uma da Fazenda Novo Horizonte, uma da Fazenda Belém, três do Morro das Antenas e proximidades e três da Fazenda Uberama, foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras.

6.3.1- Elementos maiores

Os teores de SiO_2 situam-se entre 58,41 e 76,7%, na maioria dos casos em torno de 70% (Anexo 2). As principais características destas rochas são os teores elevados de Na_2O , geralmente superiores a 5% e os teores baixos de K_2O (entre 0,06 e 1,49%). Os teores de Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO e Fe_2O_3 são bastante variáveis (de 13,12 a 23,7%, de 0,16 a 3,41%, de 0,1 a 2,59%, de 0,01 a 1,61% e de 0,1 a 2,11% respectivamente). O conteúdo de MnO é inferior a 0,02%. O riebeckita-aegirina albitito se encaixa satisfatoriamente nesta categoria, apresentando teor de SiO_2 entre 69 e 74%, teor alto de Na_2O (entre 7,83 e 9,26%) e baixo de K_2O (em torno de 0,04%). O conteúdo de Al_2O_3 varia de 11,24 a 13,97% e o de Fe_2O_3 situa-se entre 4 e 5%.

6.3.2- Elementos traço

Os teores mais relevantes, apesar de muito variáveis (Anexo 2), são de V (10 a 395 ppm), W (até 139 ppm), Ba (de 7 a 230 ppm), Sr (entre 3 e 361 ppm) e Zr (até 588 ppm). O aegirina-riebeckita albitito mostra teores variáveis de W (51 a 212 ppm), V (73 a 133 ppm) e Zr (441 a 753 ppm).

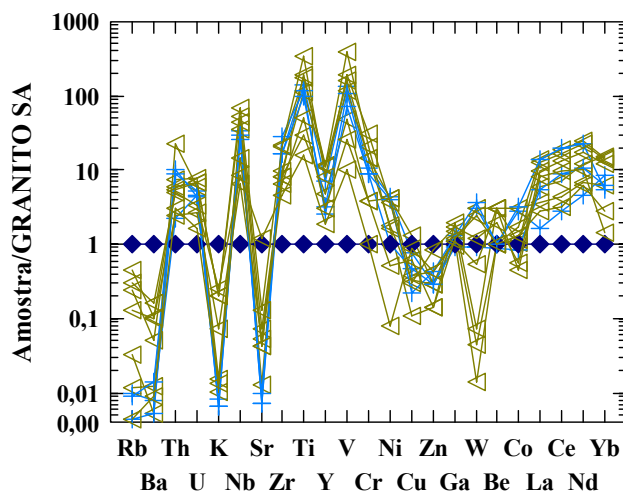


Figura 6.5: Aracnograma de distribuição de alguns elementos em amostras de albitos. Normalização ao granito Serra da Ametista (SA). As amostras de albitos estão representadas pelo símbolo \blacktriangleleft e o aegirina-riebeckita albitito por $+$ e o granito de referencia Serra da Ametista (SA) por \blacklozenge .

A distribuição dos elementos traço nos diferentes albitos, incluindo no aegirina-riebeckita albitito, segue aproximadamente o mesmo padrão (Figura 6.5). Nota-se, em geral, em relação ao granito SA, um enriquecimento de W e um comportamento variável de Zr, Ti, V e Cr com, comumente, um enriquecimento menos acentuado. Por outro lado, essas rochas são empobrecidas em Rb, Ba, K, Sr, Y, Cu e Zn em relação à crosta superior, apesar dos teores desses elementos mostrarem fortes variações.

6.3.3- Elementos terras raras

A Σ ETR varia entre 36 e 170 ppm nos albitos e de 31 a 162 ppm nos albitos com aegirina-riebeckita (Anexo 2), enquanto que a média da Σ ETR é de 95 ppm.

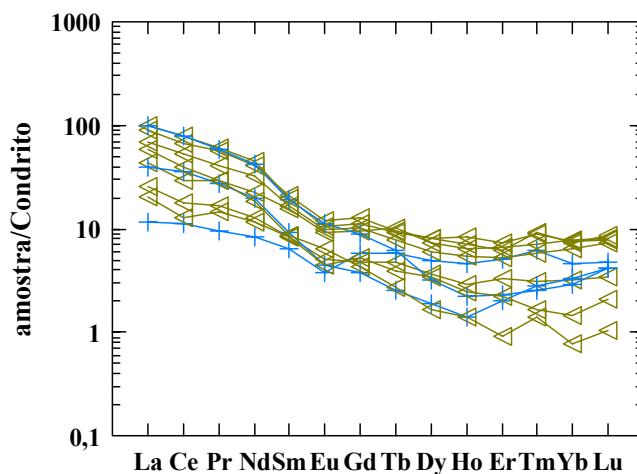


Figura 6.6: Diagramas de elementos terras raras para os albitos. Normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978). Os albitos estão representados pelo símbolo ∇ e o aegirina-riebeckita albitito por $+$.

Observa-se uma notável uniformidade nos padrões de distribuição de ETR de todas as amostras, incluindo as amostras de albitos com aegirina e riebeckita. Os ETRL apresentam maior enriquecimento e maior fracionamento que os ETRP, cuja distribuição no diagrama tende a ser sub-horizontal (Figura 6.6). Uma fraca, porém constante anomalia negativa de Eu, é provavelmente devida à limitada fixação deste elemento pela albita.

6.4- XISTOS ALBITIZADOS

Sete amostras de xistos albitizados, das quais três provêm de Araguaci, uma de Pedra Preta, uma da Fazenda Belém, uma da Fazenda Bela Vista e uma de Água Branca, foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras.

6.4.1- Elementos maiores

Nos xistos albitizados, o teor de SiO_2 varia de 63,85 a 78,86%, o Al_2O_3 entre 12 e 19%, enquanto o teor K_2O é baixo e não ultrapassa 0,7%, exceto em duas amostras em que alcança 1,86 e 2,44% (Anexo 3). Estes teores mais elevados de K_2O são devidos aos conteúdos ainda notáveis de microclina, biotita e muscovita. O teor de Na_2O varia entre 2 e cerca de 10%. Os

teores de TiO_2 e Fe_2O_3 t mostram variações significativas de 0,17 até 3% e de 0,49 até 4,13%, respectivamente. Quanto aos teores de CaO e MgO , eles são normalmente baixos (de 0,10 a 0,92% e de 0,01 a 1,56%, respectivamente). As suas variações se devem provavelmente à presença ou não de resquícios de biotita cloritizada e de apatita. O xisto grafitoso apresenta um teor de SiO_2 de 62,86%, K_2O de 0,06% e um elevado teor de Na_2O (5,3%). Os teores dos demais óxidos se encontram nos mesmos intervalos de valores que os outros xistos albitizados.

Amostra de biotita xisto da Formação Xambioá, coletada nas proximidades do setor de Água Branca, foi considerada representativa dos xistos regionais e escolhida como rocha de referência para avaliação das modificações na composição química causadas pela albitização. Este xisto de referência foi usado para normalização dos xistos albitizados, greisenizados e caulinizados. A sua composição química é de uma rocha metassedimentar de origem pelítica típica (Anexo 3), com 70% de SiO_2 , 17% de Al_2O_3 e quase 6% de K_2O , enquanto o teor de Na_2O é muito baixo (0,16%). Os teores de TiO_2 , Fe_2O_3 t e MgO ficam em torno de 1% e o de CaO é muito baixo (0,56%).

6.4.2- Elementos traço

As análises químicas (Anexo 3) revelaram teores variáveis de Rb (de 1 a 80 ppm), Ba (de 4 a 741 ppm), Sr (de 9 a 92 ppm), Zr (de 1 a 338 ppm), Th (até 17 ppm) e U (de 0,4 a 14 ppm).

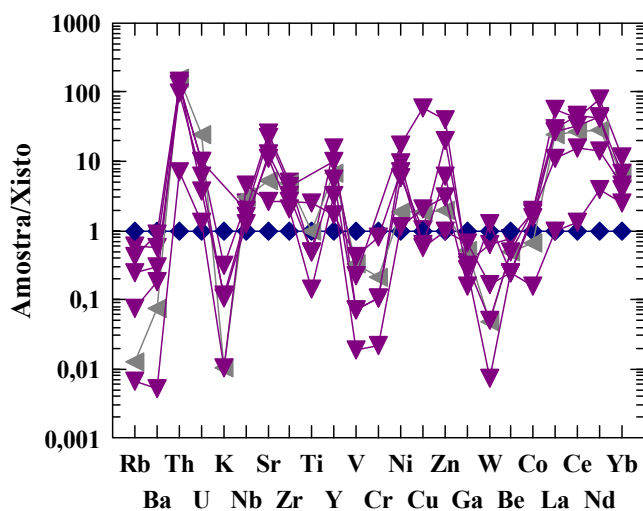


Figura 6.7: Aracnograma de distribuição de alguns elementos os xistos albitizados. Normalizado ao xisto de referência. As amostras de xistos albitizados estão representadas pelo símbolo ▼, de “roof-pendant” de Araguaci por ▲ e do xisto de referência por ◆.

Nos xistos albitizados nota-se um enriquecimento de Th, U, Sr, Y, Ni, Zn, La, Ce, Nd e Yb em relação ao xisto de referência. O valor de Th atinge 100, enquanto os dos demais elementos ficam em torno de 25. No aracnograma, podem ser observadas anomalias negativas relativamente acentuadas de Ba, K, Ti, Cr, Ga e W (em uma das amostras). Como era de se prever, K mostra um forte empobrecimento. Ti mostra também uma nítida depleção, talvez provocada pela mobilização parcial deste elemento (Figura 6.7).

6.4.3- Elementos terras raras

Nos xistos albitizados, Σ ETR varia de 13,26 a 305,6 ppm, sendo o conteúdo de ETR muito variável. No entanto, não foi possível evidenciar qualquer correlação entre o grau de albitização ou o conteúdo de Na nos xistos e o teor de ETR. Σ ETR no grafita xisto do “*roof-pendant*” de Araguaci é de 146,14 ppm, enquanto que no xisto de referência o conteúdo de ETR é muito baixo (7,17 ppm) (Anexo 3).

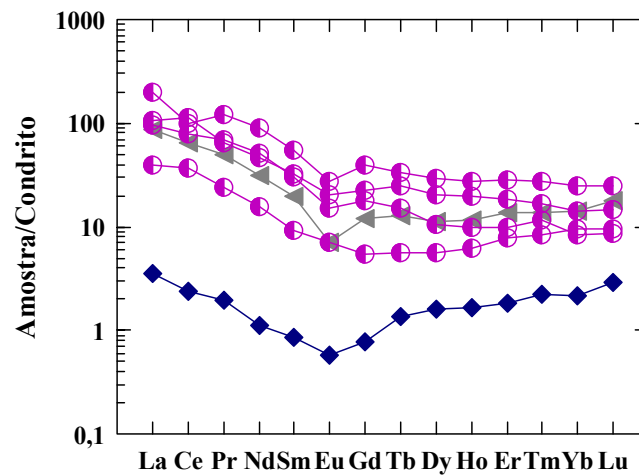


Figura 6.8: Diagrama de elementos terras raras para os xistos albitizados. Normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978). As amostras de xistos albitizados estão representadas pelo símbolo \circ , o “*roof-pendant*” por \blacktriangleleft e xisto de referência por \blacklozenge .

Em relação ao xisto de referência, observa-se, portanto, um enriquecimento geral em ETR. O padrão de distribuição dos xistos é bastante uniforme, sendo o fracionamento dos ETRL,

via de regra, algo mais expressivo que o dos ETRP, que tendem a exibir um padrão sub-horizontal (Figura 6.8). Cabe também ressaltar a semelhança entre os padrões de distribuição de ETR nos albititos e no xisto de referência, que se distinguem, no entanto, por um fracionamento menos acentuado dos ETRL que nas demais rochas consideradas aqui. Enfim, uma anomalia negativa de Eu moderada, porém nítida, pode ser observada em todos os casos, incluindo o xisto grafitoso e o xisto de referência.

6.5- GREISENS

Cinco amostras de greisens, das quais três provêm do Garimpo da Lagoa e dois de Água Branca, foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras.

6.5.1- Elementos maiores

Nos greisens, o teor de SiO_2 é muito variável e tende a ser mais baixo que nos demais litotipos estudados neste trabalho, ficando entre 46,77 e 69,88%, enquanto o teor de Al_2O_3 apresenta valores mais elevados, entre 17 e 32% (Anexo 4). Destacam-se, igualmente, teores notáveis de MgO (de 1 a 2%) e, sobretudo, um conteúdo particularmente significativo de K_2O (de 6 a 10%). Em compensação, os teores de Na_2O são sempre muito baixos, inferiores a 0,25%. Notam-se, ainda, teores relativamente altos de TiO_2 , em torno de 1,4%, e de Fe_2O_3 total (-1,5% em média), enquanto os teores de MnO e CaO são todos inferiores a 0,2%.

6.5.2- Elementos terras raras

Com exceção de uma amostra do Garimpo da Lagoa, que apresenta um teor total de ETR de 577 ppm, a ΣETR é baixa e varia relativamente pouco (de 10 a 27 ppm). A comparação destes valores com a ΣETR do xisto de referência (7,17 ppm) sugere, um enriquecimento incipiente a modesto em ETR no decorrer da greisenização (Anexo 4).

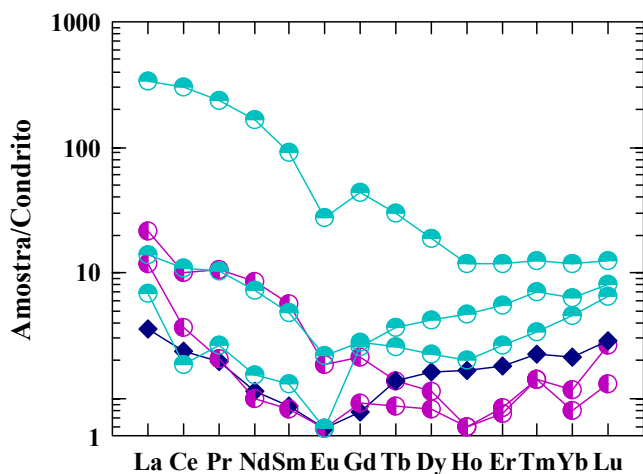


Figura 6.9: Diagrama de elementos terras raras para os greisens. Normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978). As amostras de greisens do Garimpo da Lagoa estão representadas pelo símbolo \odot , os greisens de Água Branca por \bullet e o xisto de referência por \blacklozenge .

O padrão de distribuição dos ETR nos greisens é, via de regra, bastante irregular e varia substancialmente de uma amostra a outra (Figura 6.9). Entretanto, observa-se, em relação aos ETRP, enriquecimento em ETRL mais sensível no setor de Água Branca que no do Garimpo da Lagoa, com exceção da amostra de conteúdo muito elevado de ETR, especificamente em ETRL, provavelmente devido à quantidade anômala em monazita na rocha. Seguindo a mesma tendência, o grau de fracionamento dos ETRL é também maior que o dos ETRP, exceto na amostra anômala do Garimpo da Lagoa. Observa-se uma anomalia negativa de Eu, moderada a acentuada, em todas as amostras.

6.5.3- Elementos traço

A análise química dessas rochas revelou teores de Ba até 1424 ppm, V até 1262 ppm, Rb entre 135 e 269 ppm, Sc de 17 a 144 ppm, Ga até 92 ppm, Zr de 77 a 310 ppm e Be de 5 a 14 ppm (Anexo 4).

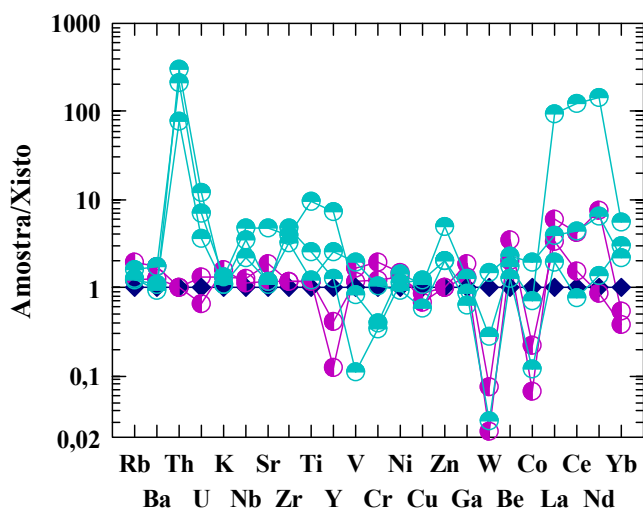


Figura 6.10: Diagrama de multi-elementos, mostrando o padrão de distribuição dos elementos traço para os greisens. Normalizado ao xisto de referência. As amostras de greisens do Garimpo da Lagoa estão representadas pelo símbolo \bullet , os greisens de Água Branca por \bullet e o xisto de referência por \blacklozenge .

Embora se observem algumas semelhanças entre os greisens de Água Branca e os do Garimpo da Lagoa, notam-se diferenças substanciais entre eles em termos de conteúdo de elementos traço (Figura 6.11). Em relação ao xisto de referência, os greisens do setor de Água Branca apresentam poucas diferenças, enquanto os do Garimpo da Lagoa se distinguem fortemente dele, tanto pela natureza como pelo elevado conteúdo de elementos traço. No entanto, alguns elementos traço apresentam valores que diferem entre os dois setores. No Garimpo da Lagoa, há enriquecimento de Th, U, Nb, Zr, Hf, Ta e Y, com W bastante variável, enquanto que em Água Branca os valores de Sn e Ga são mais elevados, o Rb e Ba variam nos dois setores.

6.6- CAULINS

Cinco amostras de caulim, das quais duas provêm da Fazenda Bela Vista, uma da Fazenda Morena, uma de Água Branca e uma do Garimpo da Lagoa, foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras.

6.6.1- Elementos maiores

Neste litotipo, o SiO_2 e Al_2O_3 são os componentes mais expressivos com teores entre 39 e 52,46% e 32 e 39%, respectivamente (Anexo 4). O teor de Fe_2O_3 total varia de 0,22 a 5,88%, enquanto que o de TiO_2 fica em torno de 1,5%, porém em duas amostras alcança aproximadamente 4 e 8%, provavelmente devido à maior quantidade de rutilo e ilmenita. Os teores de CaO , MgO , Na_2O , K_2O e MnO se situam geralmente abaixo de 0,1%. Os valores de P_2O_5 e Cr_2O_3 são inferiores a 0,05%. Esta composição química expressa a grande abundância de caulinita e baixo conteúdo de quartzo nesses caulins, assim como a presença abundante ou não de minerais acessórios tais como o rutilo e a ilmenita.

6.6.2- Elementos terras raras

Duas amostras apresentam ΣETR elevada (249 e 722 ppm), enquanto as demais revelam um conteúdo modesto destes elementos (entre 20 e 40 ppm) (Anexo 4). As amostras 1 e 2 devem o seu enriquecimento ao conteúdo anômalo de monazita.

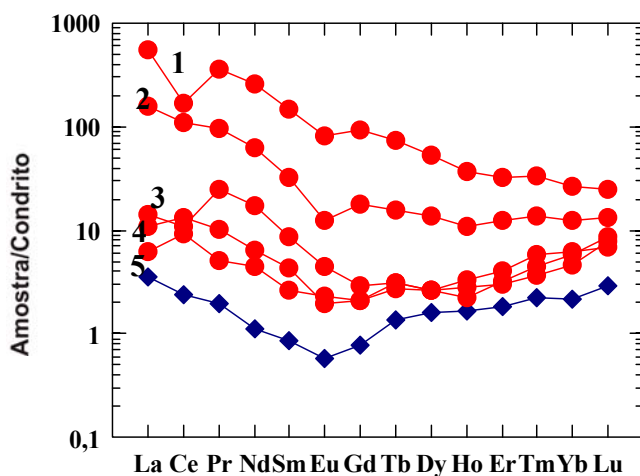


Figura 6.11: Diagrama de distribuição dos ETR para os caulins. Normalização ao condrito segundo Álcali-feldspato granito et al. (1978). As amostras de caulins estão representadas pelo símbolo ● e o xisto de referência por ◆. (1): Garimpo da Lagoa, (2): Fazenda Morena, (3 e 4): proximidades Fazenda Bela Vista e (5): Água Branca.

Em relação ao xisto de referência, observa-se que os caulins são mais enriquecidas em ETR e apresentam um fracionamento mais expressivo dos ETRL que os ETRP, cujo padrão de distribuição tende a ser sub-horizontal. Pode-se observar uma anomalia negativa leve de Ce para

duas amostras, enquanto nas demais ela está ausente ou é levemente positiva (Figura 6.11). Por outro lado, observa-se em todos os casos uma leve a muito leve anomalia negativa de Eu, pouco diferente da que ocorre no xisto de referência. Isto poderia significar que, embora as rochas tenham sofrido um enriquecimento variável em ETR durante a caulinização, as condições físico-químicas do meio, provavelmente algo redutoras, provocaram uma mobilização e lixiviação preferencial de Eu.

6.6.3- Elementos traço

Entre os elementos traço, os mais relevantes, embora muito variáveis em termos de teores, são Th (entre 0,7 e 29 ppm), U (até 4ppm), Zr (de 223 a 452 ppm) e Nb (até 38 ppm) (Anexo 4).

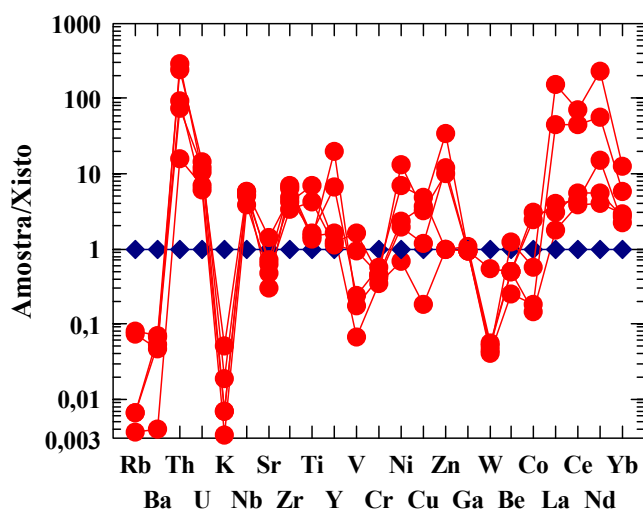


Figura 6.12: Diagrama de multi-elementos, mostrando o padrão de distribuição dos elementos traço para os caulins. Normalizado ao xisto de referência. As amostras de caulins estão representadas pelo símbolo ● e o xisto de referência por ◆.

Nos caulins, nota-se, um enriquecimento de Th, U, Nb, Zr, Y, Ti e Zn em relação ao xisto de referência, o que deve resultar, sobretudo, da presença em quantidades notáveis de monazita, zircão, rutilo e ilmenita (Figura 6.12). K, Rb e Ba mostram um forte empobrecimento em relação ao xisto, provavelmente devido à destruição do feldspato potássico e das micas do xisto de referência. Sr, V e W são levemente empobrecidos em relação ao xisto de referência.

7- ESTUDOS DAS INCLUSÕES FLUIDAS

7.1- INTRODUÇÃO

Apenas dois estudos sobre inclusões fluidas (IF) haviam sido realizados até então na região norte do C.A. Ferreira (2000), procurando determinar a origem dos fluidos contidos em veios de quartzo e cristal de rocha no Garimpo da Lagoa, Xambioá-TO, investigou as IF contidas nestes corpos; e Collyer (2000) estudou inclusões em veios de quartzo tricolor, com opala, ametista, quartzo rutilado e com clorita encontrados na Serra da Ametista. Os resultados obtidos por Ferreira (2000) mostraram uma evolução coerente com o modelo apresentado por Collyer (2000), no qual a formação dos enxames de veios estudados seria resultante dos movimentos distensivos e intenso fraturamento do final da evolução do C.A. Assim, os fluidos geradores dos veios de quartzo seriam de origem metamórfica e/ou magmática profunda com uma progressiva participação de águas mais superficiais levando ao resfriamento do sistema hidrotermal. No presente trabalho, o estudo de IF contidas em quartzo de veios e cristal de rocha associados aos corpos graníticos e encaixados nas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo tem como propósito uma reavaliação do quadro hidrotermal em apreço.

7.2- AMOSTRAS ESTUDADAS

A amostragem abrangeu porções tanto hialinas como leitosas de veios de quartzo e foi feita no Garimpo da Lagoa, Araguaci e Pedra Branca (Tab.1). Esses veios apresentam dimensões de até 1 metro ou alguns centímetros no caso de vênulas.

Duas amostras foram coletadas em Araguaci, uma no Garimpo da Lagoa e duas em Pedra Branca. Os veios de Araguaci encontram-se encaixados em rochas do Grupo Estrondo, os do Garimpo da Lagoa em material caulínico e rochas greisenizadas e os de Pedra Branca em rochas albiticas fortemente alteradas e em micaxistos do Grupo Estrondo.

Amostra	Localização	Descrição	Tipo de análise
GaLa	Garimpo da Lagoa	Q levemente leitoso com porções mais hialinas	Microscópica e micro-termométrica
Arg 4a	Araguaci	Q leitoso	Microscópica e micro-termométrica
Arg 8	Araguaci	Q hialino	Microscópica e micro-termométrica
PB Q 1	Pedra Branca	Q mais hialino que PB Q 2	Microscópica e micro-termométrica
PB Q 2	Pedra Branca	Q leitoso	Microscópica e micro-termométrica

Tabela 1: Localização do tipo de quartzo (Q) e análises a que foram submetidas às amostras estudadas.

7.3- PETROGRAFIA DAS IF

Foram agrupadas inclusões fluidas com características comuns, com base nos aspectos morfológicos, classificação genética, número de fases e composição (aquosa e aquo-carbônicas). Foi utilizada nomenclatura de Shepherd et al (1985) para caracterização dos diferentes tipos de inclusões fluidas (L, L + V, L+V+S) sendo L para fase líquida, V para fase vapor, S para fase sólida).

7.3.1- Araguaci

- Arg 4 a:

Foram identificadas IF primárias, pseudo-secundárias (as mais abundantes) e secundárias (menos abundantes). As formas variam de regulares (alongadas, arredondadas a subarredondadas) a irregulares. Foram encontradas inclusões monofásicas (L), bifásicas (L+V), trifásicas (L+V+S), sendo as últimas as mais comuns. A fase sólida é representada principalmente por cristais de halita com forma cúbica perfeita e aresta variando de 2 a 3 μm .

No que diz respeito à natureza, as IF são aquo-carbônicas e aquosas, com um grau de preenchimento entre 60 e 90% (mais freqüente) e tamanho entre 25 e <5 μm .

- Arg 8:

As If são aquosas e aquo-carbônicas, as primeiras com tipos bifásicos (L+V) e as últimas com tipos trifásicos (L1+L2+V) e polifásicos (L1+L2+V+S). Elas se apresentam em trilhas primárias (zonas de crescimento do cristal), ou isoladas, e trilhas pseudo-secundárias com formas de cristais negativos, subarredondadas, tubulares e irregulares (Figura 7.1). Foram encontradas inclusões mostrando feição de estrangulamento (Figura 7.2). O grau de preenchimento variou de 20 a 40%, o tamanho entre 10 e 150 μm (a maioria sendo em torno de 20 a 40 μm), e as fases sólidas representam de 20 até 50% da inclusão (no caso das maiores inclusões).

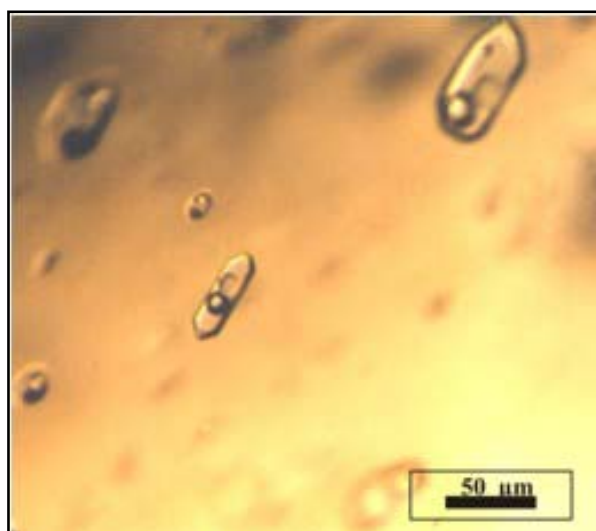


Figura 7.1: Fotomicrografia de inclusões aquosas trifásicas na forma de cristais negativos, alongadas e subarredondadas, em quartzo da amostra Arg8 (luz natural).

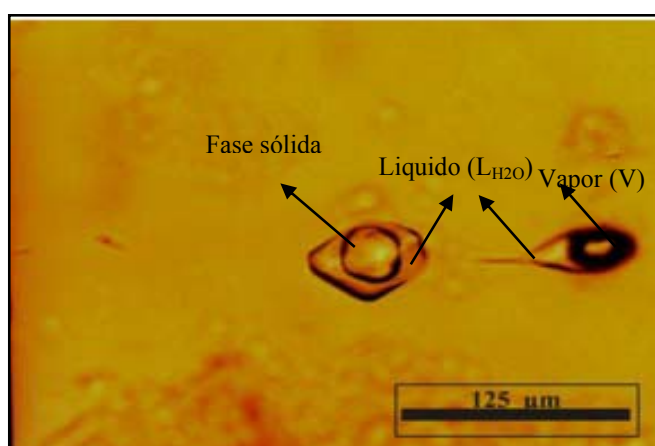


Figura 7.2: Fotomicrografia de inclusão aquosa que sofreu estrangulamento e foi dividida em duas inclusões bifásicas (L+V) e L+S). Quartzo da amostra Arg8 (luz natural).

7.3.2- Garimpo da Lagoa

- GaLa

As inclusões são, no geral, de grande tamanho (200 a 130 μm), porém há IF menores com dimensões entre 12 e $<2 \mu\text{m}$. Foram identificadas IF em zona de crescimento (Figura 7.3) e pseudo-secundárias, pois não ultrapassam os limites do cristal (figura 7.4). A maioria é trifásica (Figura 7.5 a) e polifásica (Figura 7.5 b), mas tipos monofásicos e bifásicos são comuns. As inclusões trifásicas e polifásicas apresentam formas de cristais negativos, tubulares, arredondadas, subarredondadas e irregulares (Figuras 7.6 a e b). Com relação à natureza, trata-se de inclusões aquo-carbônicas (Figuras 7.7 a e b), algumas com até quatro fases sólidas (S1, S2, S3 e S4), em geral de formas cúbicas, os quais representam de 50 a 25% da inclusão. O grau de preenchimento varia, via de regra, de 40 a 60% nas inclusões trifásicas e polifásicas, e é em torno de 90% nas bifásicas.

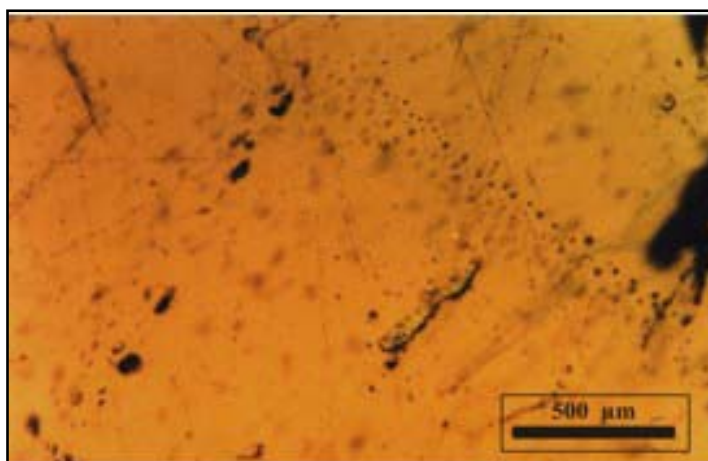


Figura 7.3: Fotomicrografia da zona de crescimento de cristal com inclusões aquo-carbônicas trifásicas (L+V+S) da amostra Ga La (luz natural).

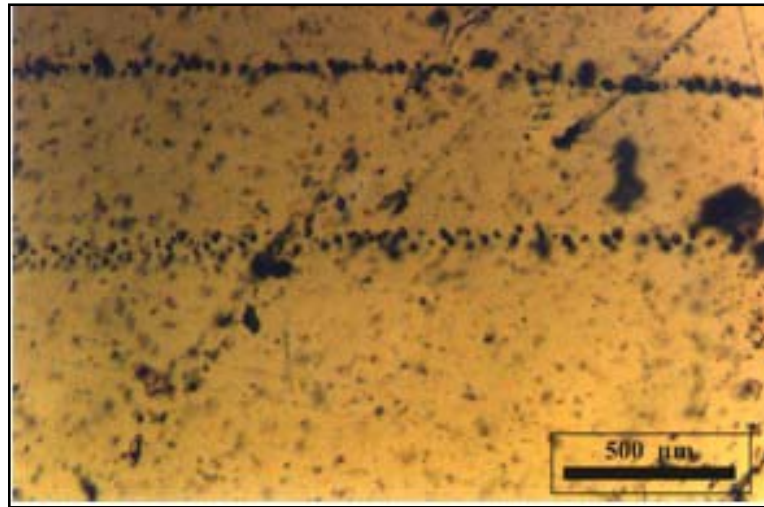


Figura 7.4: Fotomicrografia de trilhas pseudo-secundárias, pois não ultrapassam os limites do cristal, de inclusões aquo-carbônicas trifásicas e polifásicas, em quartzo da amostra Ga La (luz natural).

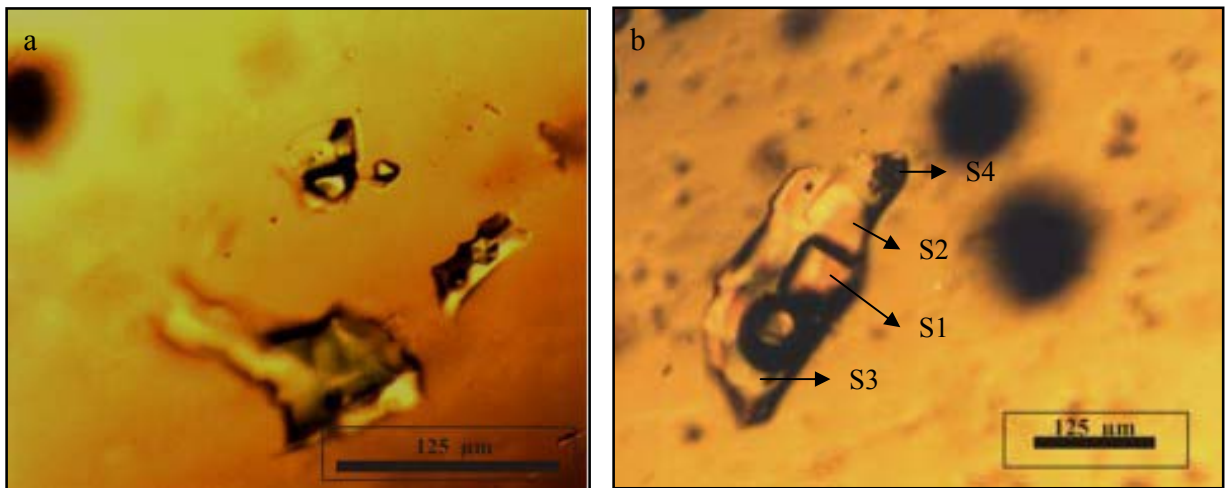


Figura 7.5: Fotomicrografia de inclusões aquo-carbônicas em quartzo da amostra Ga La (luz natural): (a) IF trifásica com uma fase sólida apresentando a forma cúbica perfeita (arestas bem definidas) e (b) IF polifásica com quatro sólidos (S1+S2+S3+S4, S4 sendo uma fase opaca).

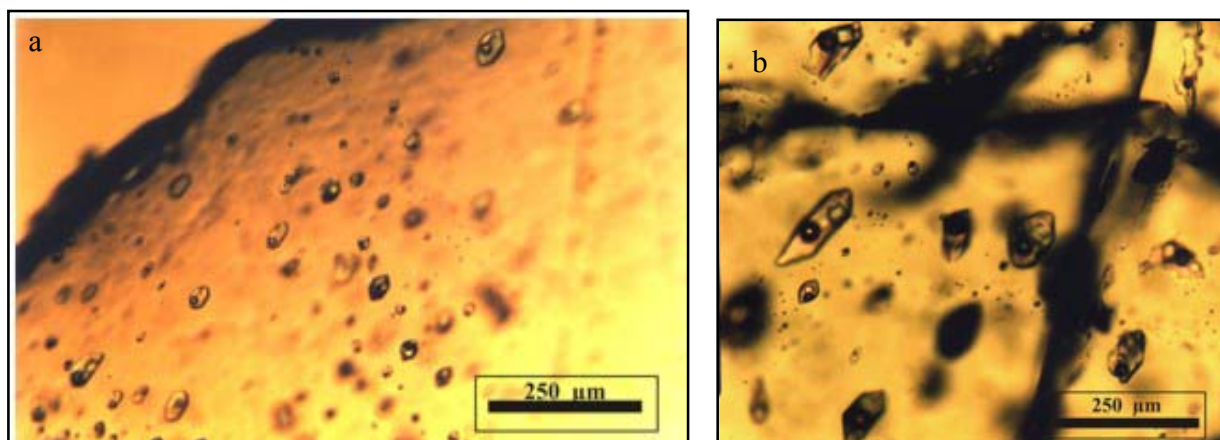


Figura 7.6: Fotomicrografia de inclusões aquosas e aquo-carbônicas em cristal de quartzo da amostra Ga La (luz natural): (a) IF aquosas trifásicas com formas de cristais negativos e arredondadas e (b) IF aquo-carbônicas polifásicas com formas irregulares, tubulares e subarredondadas.

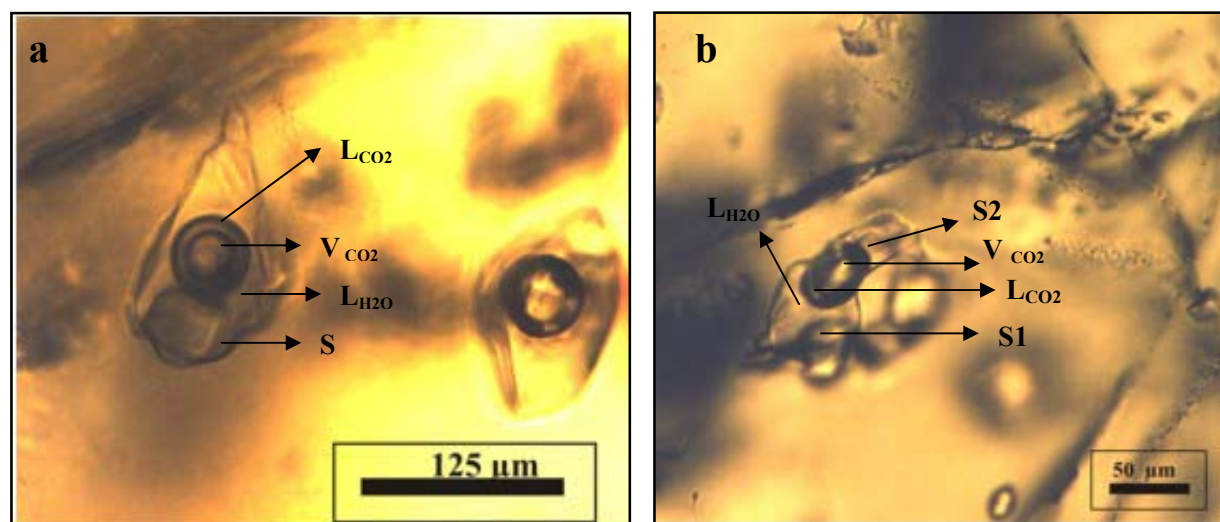


Figura 7.7: Fotomicrografia de inclusões aquo-carbônicas em cristal de quartzo da amostra Ga La (luz natural): (a) e (b) IF polifásicas ($L_{H_2O}+L_{CO_2}+V+S$) com formas irregulares.

7.3.3- Pedra Branca

- PBQ 1:

Foram identificadas inclusões em trilhas primárias e pseudo-secundárias com tipos monofásicos, bifásicos e trifásicos, sendo os primeiros e os últimos mais abundantes. As formas variam de irregulares a regulares (arredondadas, alongadas e cristais negativos). As inclusões têm dimensões que variam de 20 a $<5 \mu\text{m}$ e mostram uma fase sólida de forma

cúbica que ocupa cerca de 35% do volume total da inclusão. O grau de preenchimento varia de 40 a 60%. A natureza dessas inclusões é aquo-carbônica.

- PBQ 2:

As inclusões são bifásicas (L+V), trifásicas (L+V+S), polifásicas (L+V+S1+S2...) (Figuras 7.8 a, b c e d) e subordinadamente monofásicas, todas de natureza aquo-carbônica (Figura 7.9). Elas se distribuem nas zonas de crescimento do cristal e em trilhas pseudo-secundárias com formas de cristais negativos, arredondadas, subarredondadas, tubulares e irregulares e com tamanho entre $<5 \mu\text{m}$ e $70 \mu\text{m}$ (a maioria sendo em torno de $50 \mu\text{m}$). É comum a presença de inclusões com evidências de estrangulamento. O grau de preenchimento varia de 60 a 90% e as fases sólidas representam de 20 a 30% do volume da inclusão.

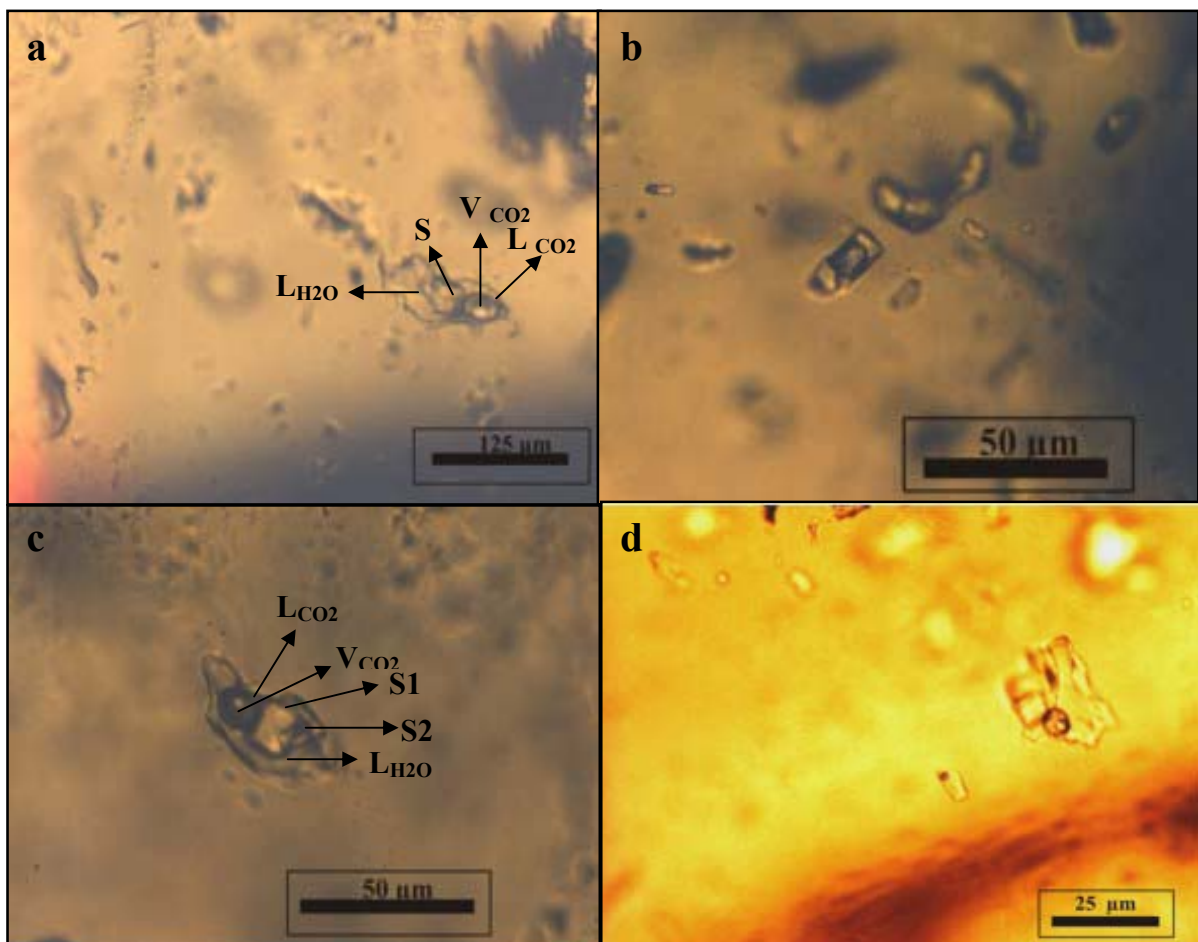


Figura 7.8: Fotomicrografias de inclusões aquo-carbônicas em cristal de quartzo da amostra PBQ 2 (luz natural). (a) e (b) trifásicas (L+VCO₂+V H₂O+S) e (c) e (d) polifásicas (L+VCO₂+V H₂O+S1+S2) com formas irregulares.

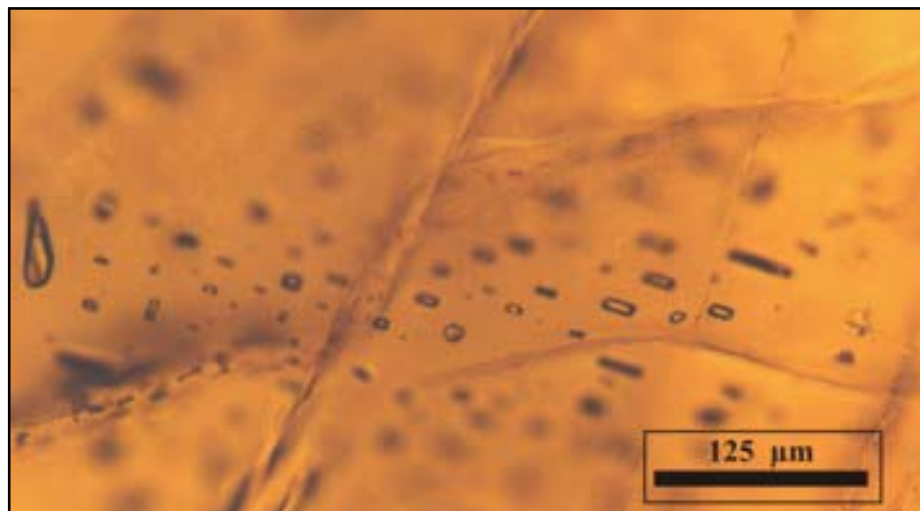


Figura 7.9: Fotomicrografia de trilhas de inclusões monofásicas em cristal de quartzo da amostra PBQ 2 (luz natural).

7.4- ESTUDO MICROTERMOMÉTRICO

Somente foram feitos testes em IF primárias e pseudo-secundárias, e os dados microtermométricos obtidos correspondem às inclusões aquosas bifásicas e aquo-carbônicas trifásicas e multifásicas.

7.4.1- Testes de resfriamento e aquecimento

Durante os testes de resfriamento, foi possível obter as temperaturas do eutético (T_e), de fusão do gelo (T_{fg}), temperatura de fusão de CO_2 ($T_{f_{CO_2}}$), temperatura de homogeneização do CO_2 e temperatura de fusão do clatrato ($T_{f_{cla}}$). Nos testes de aquecimento foram medidas as temperaturas de homogeneização total (T_{ht}), de dissolução da halita ($T_{d_{NaCl}}$) e de homogeneização da fase carbônica.

Observa-se que os resultados para as IF aquosas bifásicas são oriundos essencialmente das IF do setor de Araguaci e em menor frequência PbQ e GaLa. As inclusões aquosas bifásicas (L+V) apresentam temperaturas do eutético entre $-40,0$ e $-20,0^\circ C$, com a maior frequência na faixa de $-22,0$ a $-26,0^\circ C$ (Figura 7.10), o que permite atribuir os fluidos ao sistema $H_2O-NaCl-KCl$ ($T_e = -22,9^\circ C$). As temperaturas mais baixas sugerem a presença de outros solutos, tais como $MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$.

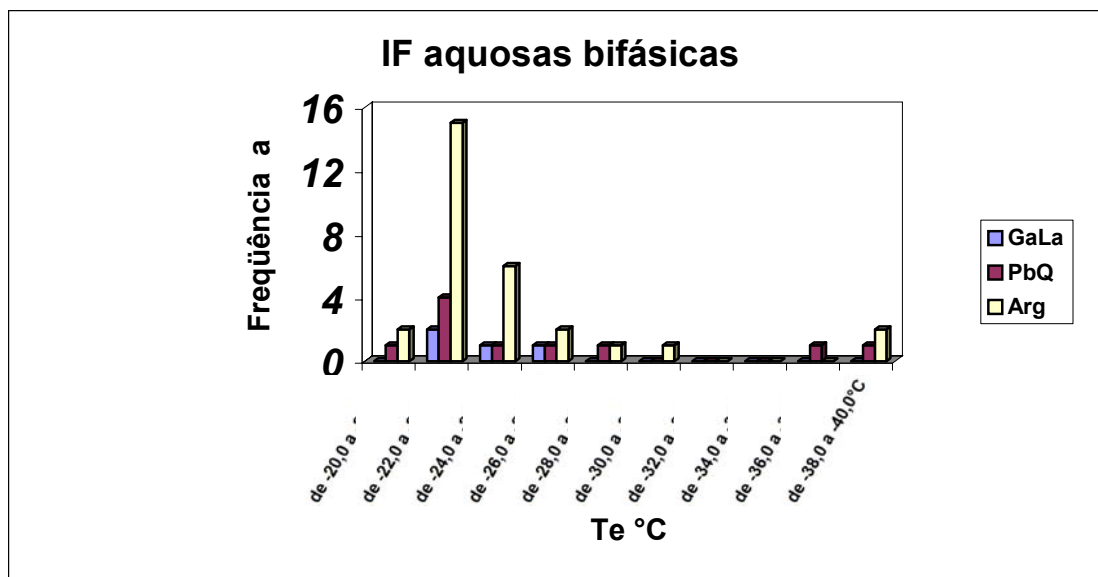


Figura 7.10: Histograma de frequência das temperaturas do eutético referentes às inclusões aquosas bifásicas.

As temperaturas de fusão do gelo (Tfg) variam de $-13,5$ a $-0,8^{\circ}\text{C}$, com maior frequência entre $-4,8$ e $-2,8^{\circ}\text{C}$ (Figura 7.11), e correspondem a salinidades entre 1,40 e 17,34% em peso equivalente de NaCl (Bodnar & Vityk 1994).

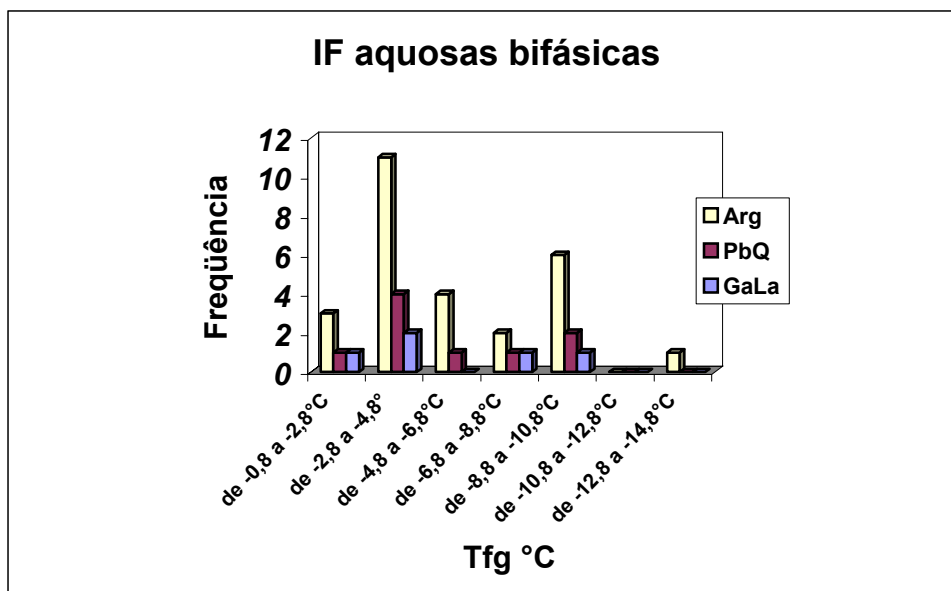


Figura 7.11: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do gelo referentes às inclusões aquosas bifásicas.

Durante os testes de aquecimento, as inclusões se homogeneízam no intervalo contínuo de 120 até 200°C (Figura 7.12), sobressaindo as modas entre 120 e 160 °C e entre 170 e 190°C.

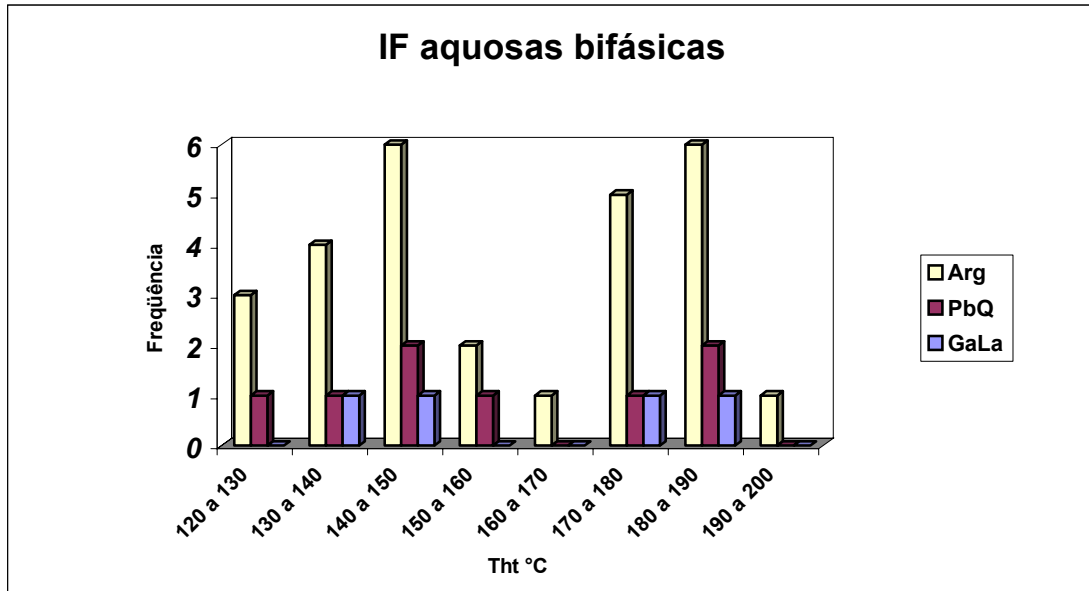


Figura 7.12: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização referentes às inclusões aquosas bifásicas.

As IF aquo-carbônicas apresentam, em geral, somente duas fases à temperatura ambiente, uma fase líquida (L) e outra fase vapor (V). No entanto, pouco depois de iniciar os testes de resfriamento, as IF tornam-se trifásicas. As temperaturas do eutético da fase aquosa varia entre – 70 e – 45°C, sendo a faixa de – 60 a – 50°C a mais freqüente (Figura 7.13), o que permite atribuir os fluidos ao sistema NaCl-CaCl₂-H₂O (Te= - 52°C). Os valores baixos da Te (acima de - 58°C) podem ser resultados de metaestabilidade. As temperaturas de fusão do CO₂ acusam valores entre – 60,3 e – 55,3°C, com a maior freqüência entre –58,3 e -56,3 °C (Figura 7.14), valores estes em grande parte inferiores ao ponto tríplice de CO₂ (- 56,6°C), provavelmente devidos à presença de CH₄. Observa-se que os resultados para IF aquo-carbônicas trifásicas e polifásicas são representados essencialmente pelas IF do setor do GaLa e em menor freqüência PbQ e Arg, o oposto do que foi observado com as IF aquosas bifásicas que são representadas essencialmente pelas IF de Araguaci.

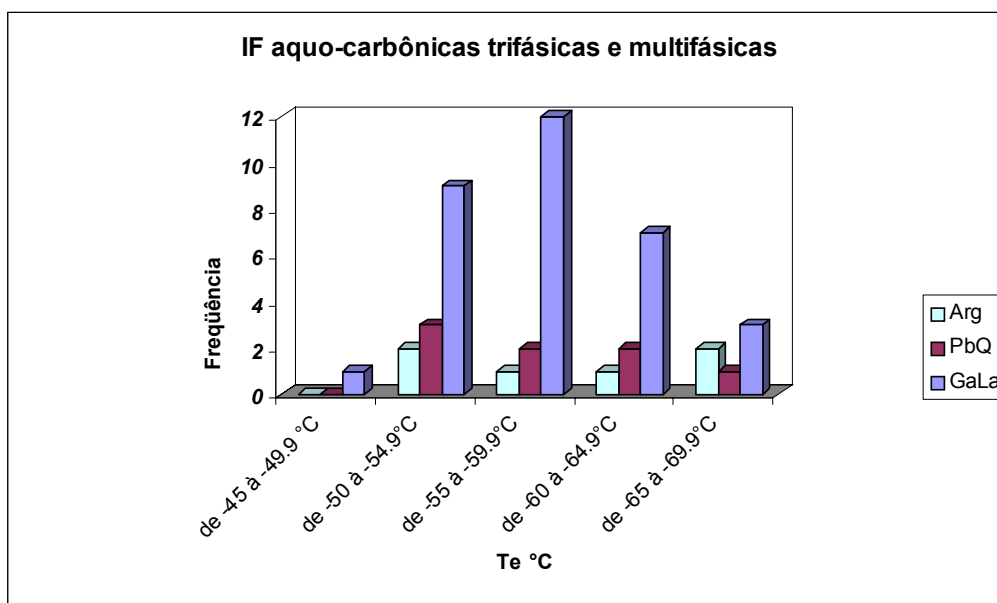


Figura 7.13: Histograma de frequência das temperaturas do eutético referentes à fase aquosa das inclusões aquo-carbônicas trifásicas e multifásicas.

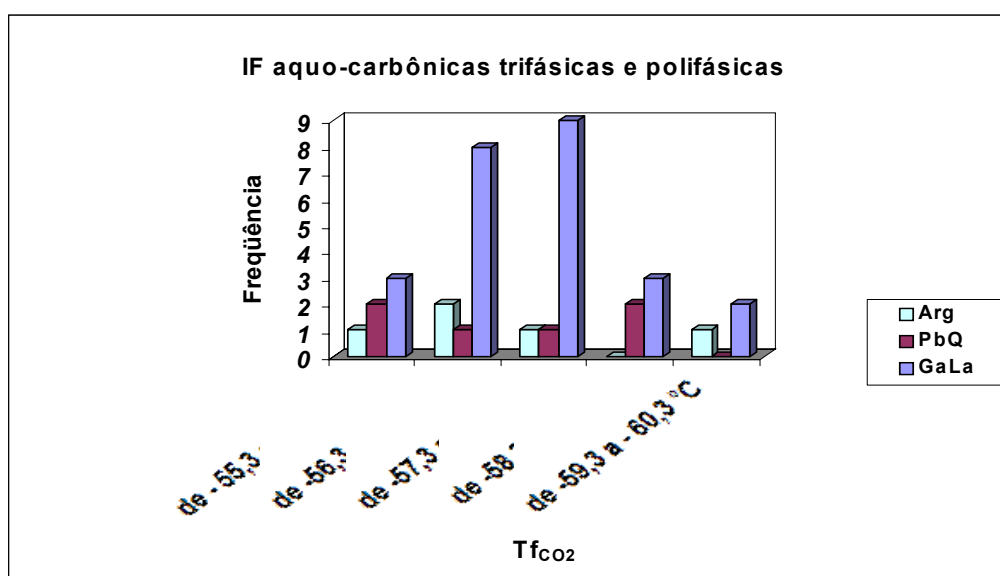


Figura 7.14: Histograma de frequência das temperaturas de fusão do CO₂ referentes às inclusões aquo-carbônicas trifásicas e multifásicas .

A T_{cla} não pôde ser medida em todas as IF, porém alguns valores obtidos variam de $-24,1$ a $-29,5^{\circ}\text{C}$, permitindo a estimativa da salinidade entre 45 e 55% em peso equivalente de NaCl (Diamond 1992).

A temperatura de homogeneização total ocorreu em direção a fase líquida e na maioria dos casos os sólidos se dissolvendo após o desaparecimento da fase vapor. Em alguns testes não se pôde determinar a Tht, pois as IF, principalmente as de maior tamanho, crepitaram a temperaturas na faixa de 320-550°C, a qual foi então considerada mínima para a temperatura de aprisionamento do fluido. Na ausência de crepitação, foram obtidas Tht de 325 a 525 °C, sendo mais freqüente o intervalo de 375 a 475 °C (Figura 7.15).

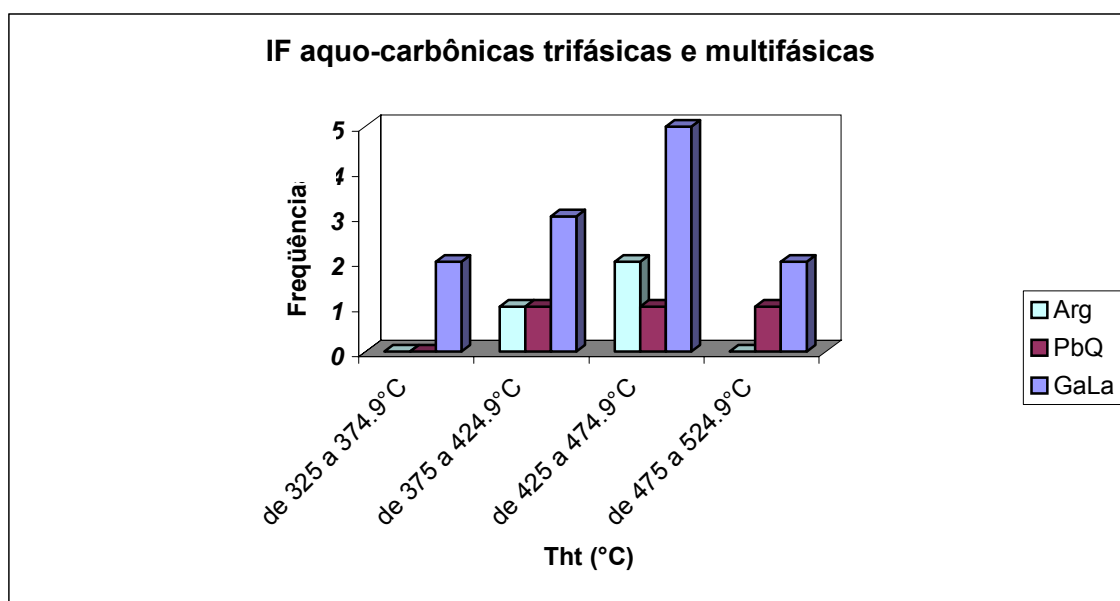


Figura 7.15: Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total referente às inclusões aquo-carbônicas trifásicas e multifásicas.

7.4.2- Diagramas sintéticos obtidos durante os diferentes testes

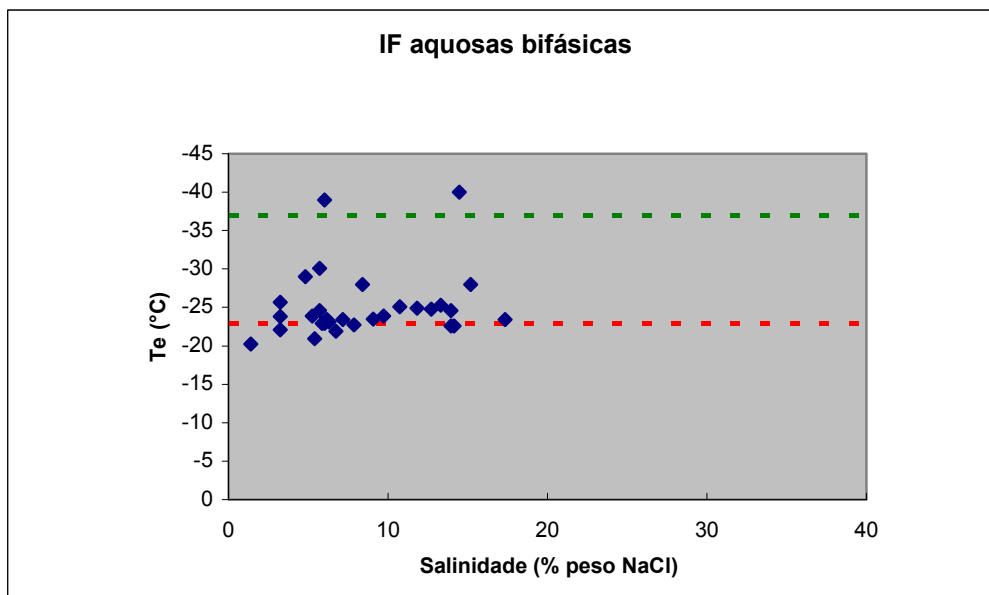


Figura 7.16: Diagrama Te vs salinidade referente às inclusões aquosas bifásicas e trifásicas (linha tracejada verde= sistema NaCl-FeCl₂-H₂O; linha tracejada vermelha= sistema NaCl-KCl-H₂O).

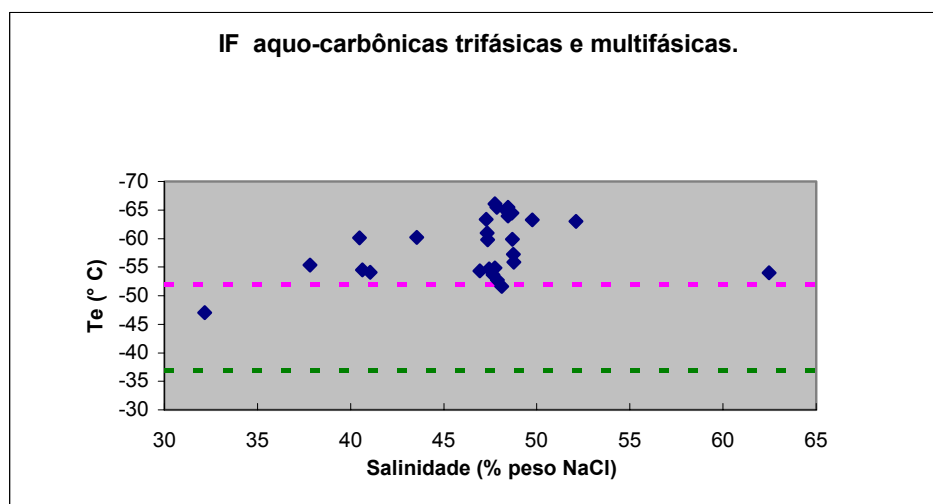


Figura 7.17: Diagrama Te vs salinidade referente às inclusões aquo-carbônicas trifásicas e polifásicas (linha tracejada verde= sistema NaCl-FeCl₂-H₂O; linha tracejada rósea= sistema NaCl-CaCl₂-H₂O).

7.4.3- Interpretação dos dados microtermométricos

Os dados petrográficos e microtermométricos das IF estudadas permitiram identificar diferentes tipos de fluidos que foram aprisionados em minerais constituintes dos veios.

Nas IF aquosas, observa-se que a grande maioria dos resultados corresponde ao sistema NaCl-KCl- H₂O (Figura 7.16). No entanto, duas inclusões mostram uma Te mais elevada, provavelmente devido a presença do soluto FeCl₂.

Nas IF aquo-carbônicas, os fluidos aquosos registrados pertencem ao sistema NaCl-CaCl₂-H₂O (Figura 7.17), com exceção de uma inclusão cuja Te mais baixa sugere a presença de outro soluto, provavelmente FeCl₂.

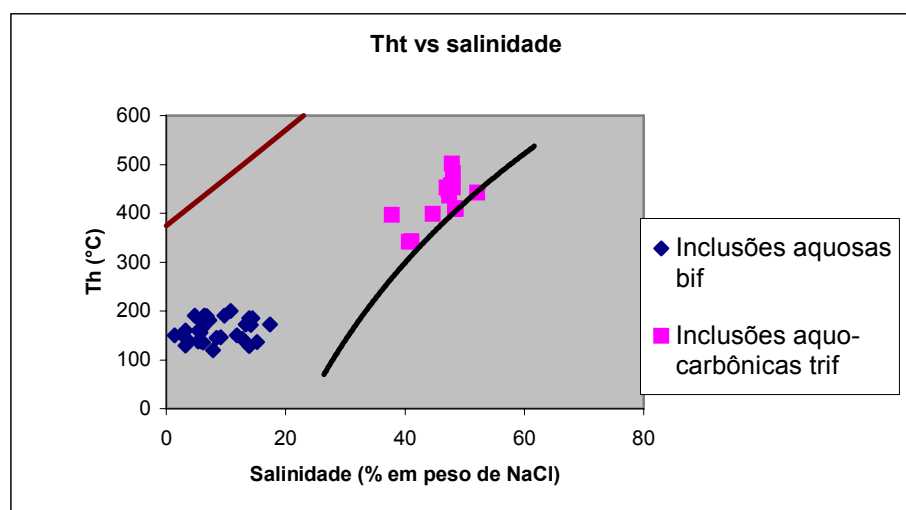


Figura 7.18: Diagrama Tht vs salinidade referente às inclusões aquosas e aquo-carbônicas (linha vermelha: curva crítica do sistema NaCl-H₂O e linha preta: curva de saturação da halita).

Na figura 7.18, nota-se duas populações bem distintas de IF. Primeiramente as IF aquo-carbônicas com altas Th, entre 340 e 500°C e altas salinidades, que variam de 38 a 53 % eq NaCl e são encontradas essencialmente nos veios de quartzo do setor do GaLa. A segunda população é representada pelas IF aquosas bifásicas, com Th variando de 120 a 200°C e salinidades mais baixas, porém com maior intervalo, de 1 a 18% eq NaCl e ocorrem essencialmente nos veios de quartzo do setor de Araguaci.

A natureza aquo-carbônica das IF dos fluidos, pertencentes ao sistema NaCl-CaCl₂-CO₂-CH₄-H₂O, e as altas temperaturas de homogeneização sugerem fortemente tratar-se de soluções de origem metamórfica, podendo o C provir dos xistos grafitosos. A alta salinidade pode se explicar

por uma forte contribuição de fluidos magmáticos, bem como fluidos que percorreram evaporitos presentes na região resultando assim, num enriquecimento dos fluidos em sais.

A natureza aquosa das IF dos fluidos, pertencentes ao sistema $H_2O-NaCl-KCl$, com salinidade e temperatura mais baixas (inferiores aos fluidos aquo-carbônicos), porém com algumas salinidades relativamente altas (até 18% eq de $NaCl$), indicam tratar-se de fluidos de origem magmática que sofreram um resfriamento progressivo do sistema e/ou uma diluição por fluidos de circulação mais rasa (águas meteóricas ou conatas), representados por salinidades baixas (até 1,4% eq de $NaCl$).

7.5- MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Esta técnica foi utilizada para identificação das fases sólidas contidas nas inclusões fluidas trifásicas e polifásicas. Foram analisadas diferentes IF e identificados cristais de halita e silvita. Os cristais de halita e de silvita não são puros pois contêm traços de Ca e/ou Mg (Figuras 7.19 e 7.20).

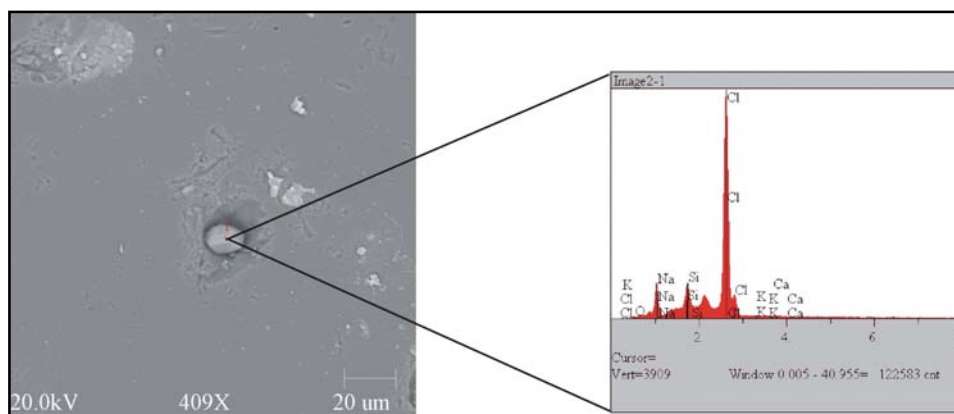


Figura 7.19: Imagem de elétrons retroespalhados (ERS) e espectro EDS de cristais de halita (amostra Ga La).

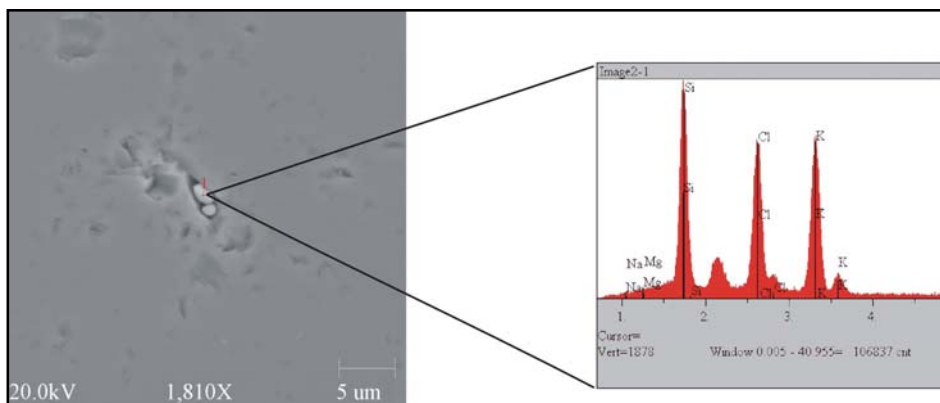


Figura 7.20: Imagem de ERS e espectro EDS de cristais de silvita (amostra Ga La).

Em algumas inclusões, foi obtido um resultado de análise demonstrando uma mistura de cloreto de Na e K, certamente devido ao tamanho muito pequeno da inclusão em relação ao feixe de elétrons do aparelho, como visto nos difratogramas (Figura 7.21). Pode-se observar uns agregados de diminutos cristais de halita e silvita, um sobre o outro.

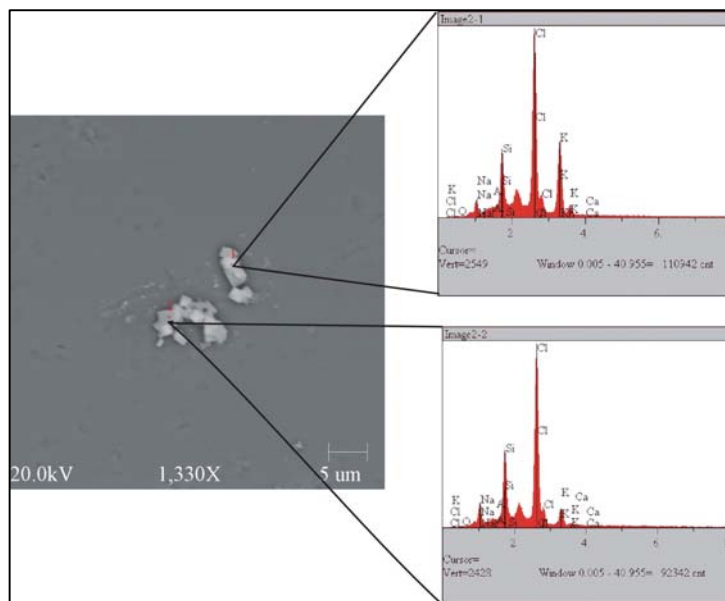


Figura 7.21: Imagem ERS e espectro EDS de cristais de halita e silvita (amostra Arag 8).

É comum também detecção Fe nas análises e nos espectros, o que pode indicar da presença de cloretos de ferro .

8- GEOCROLOGIA

8.1- INTRODUÇÃO

Tentou-se datar, pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, os corpos intrusivos de maior expressão, ou seja, Serra da Ametista e Araguaci. De início, foram separados os minerais pesados nas frações 180-125 μm e 125-0,062 μm por meio de líquido pesado (bromofórmio). No entanto, apenas a amostra do granito de Araguaci forneceu grãos de zircão. A escassez deste mineral no granito Serra da Ametista talvez se expresse pelos teores muito baixos de Zr (entre 30 e 40 ppm). Além do mais, os poucos grãos observados por MEV eram muito finos e estavam concentrados na fração menor que 0,062 μm .

8.2- RESULTADOS ANALÍTICOS

Entre os cristais de zircão extraídos da amostra do granito de Araguaci foram selecionados 10 grãos na fração 125-0,062 μm e 17 grãos na de 180-125 μm . Em seguida, foram escolhidos seis grãos da fração fina e 12 da fração maior para análises. No entanto, somente 11 forneceram resultados aproveitáveis, haja vista estarem os demais muito metamictizados.

Em geral, os grãos apresentam formas anédricas a subédricas, mas com certo grau de arredondamento, e variam de translúcidos a levemente opacos. Os grãos da fração mais fina apresentam, mais comumente formas euédricas a subédricas e são essencialmente translúcidos.

Os resultados obtidos estão apresentados na Tabela 2. Notam-se basicamente dois intervalos de idades. O primeiro intervalo situa-se entre 2,6 e 2,5 Ga, enquanto que o segundo varia entre 2,1 e 1,9 Ga. O diagrama da figura 8.1 destaca bem estes dois intervalos, correspondentes ao Arqueano e ao Paleoproterozóico.

Tabela 2: Resultados isotópicos de análises pelo método evaporação de Pb em monocristais de zircão extraídos de amostras do granito Araguaci (Arag).

Zircão	Temp.	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade Ma	2σ
Arag/1	*1450	0,000126	0,000012	0,07054	0,00039	0,12329	0,00049	2004,6	7
	1500	0,000159	0,000052	0,12510	0,00122	0,13534	0,00078	2168,8	10,1
Arag/5	*1450	0,000104	0,000006	0,28648	0,03180	0,11717	0,00306	1913,8	46,9
	1500	0,000107	0,000674	0,28410	0,02035	0,13274	0,00887	2134,8	116,9
Arag/7	1500	0,000070	0,000013	0,18998	0,00171	0,17893	0,00064	2643,3	5,9
Arag/8	#1450	0,000460	0,000196	0,11636	0,00739	0,12529	0,00289	2033,2	40,8
Arag/11	1450	0,000119	0,00002	0,13446	0,00099	0,11893	0,00181	1940,6	27,2
Arag/12	*1450	0,000052	0,000008	0,16844	0,01292	0,17735	0,00038	2628,4	3,6
	1500	0,000077	0,000006	0,19194	0,00439	0,17978	0,00051	2651,2	4,7
Arag/14	*1450	0,000158	0,000038	0,17366	0,00201	0,1663	0,00197	2521,1	19,9
	1500	0,000027	0,000001	0,20589	0,00439	0,17522	0,00068	2608,4	6,4
Arag/15	*1450	0,000159	0,000033	0,11848	0,00126	0,12046	0,00044	1963,4	6,5
	1500	0,000044	0,000013	0,11984	0,00041	0,13389	0,00052	2149,8	6,8
Arag/16	*1450	0,000061	0,000002	0,01763	0,00188	0,12856	0,00417	2078,8	57,1
	1500	0,000000	0	0,03686	0,00189	0,12288	0,00319	1998,7	46,1
Arag/17	1450	0,000206	0,000055	0,50580	0,00753	0,12515	0,00068	2031,2	9,7
Arag/18	1500	0,000168	0,000093	0,07710	0,00279	0,11783	0,00179	1923,8	27,3

(c) - razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum

(*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004



Figura 8.1: Diagrama ressaltando os dois intervalos de idades encontrados para o granito Araguaci.

8.3- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados da datação Pb-Pb por evaporação em cristais de zircão não permitiram a definição de uma idade de cristalização do corpo granítico de Araguaci.

As relações do corpo Araguaci com as rochas encaixantes do Grupo Estrondo impedem que as idades obtidas sejam consideradas as de cristalização desta intrusão. Com efeito, a idade de cristalização teria que ser necessariamente neoproterozóica por ser este granito não deformado e intrusivo naquelas rochas, e muito provavelmente produto de granitogênese tardia relacionada ao evento brasileiro.

Embora as idades se concentrem em dois intervalos bem definidos de 2,6-2,5 e 2,1-1,9 Ga, nenhum padrão de morfologia dos grãos foi observado, mesmo sabendo-se que cristais de zircão de idades semelhantes ou próximas mostram morfologias diferentes. O mais provável é que esses grãos de zircão tenham sido herdados de rochas mais antigas, por ocasião da fusão parcial e colocação do corpo granítico na crosta.

Tendo em vista a geologia regional e local, é provável que as idades mais antigas correspondam às rochas do Complexo Colméia, enquanto que as idades mais jovens poderiam corresponder a outra(s) unidade(s) do embasamento, este mal conhecido devido à falta de exposição das rochas na área de trabalho. Alguns trabalhos de proveniência e de datação relativa recentes acusaram, entretanto, sinais de tal (tais) unidade(s) (Pinheiro 2005, Moura et al. 2008).

Cabe ressaltar que nenhum indício correspondente ao Brasileiro, sequer em baixa temperatura, foi evidenciado durante a análise dos zircões. No entanto, sabe-se que houve uma alteração pós-magmática no corpo de Araguaci, pois foram encontrados cristais de zircão metamictizados. Duas hipóteses são levantadas para explicar os resultados que foram obtidos e as possibilidades por não ter tido resultados registrados:

- 1- Os núcleos dos grãos de zircão teriam sido herdados do Arqueano e durante a granitogênese brasileira teria havido sobrecrecimento. Assim, durante a análise, não teria sido detectado o Pb da borda, mas sim o Pb do núcleo herdado. Talvez o sobrecrecimento seja muito delgado, metamictizado e com carga incipiente de Pb, gerando sinal fraco. Logo, o problema estaria na disponibilidade do Pb durante a análise.

- 2- Nenhum ou muito poucos cristais de zircão ter-se-iam formado no magma brasileiro, tendo permanecido apenas os grãos herdados. Devido ao quimismo bem específico do corpo estudado, não houve dissolução dos grãos de zircão herdados e poucos zircões neoformados foram gerados devido ao baixo teor de zircônio. Assim não houve reincorporação de zircônio no magma brasileiro e a precipitação de zircão neoformados foi relativamente incipiente.

É possível, ainda, que se tenha havido concentração de cristais herdados, com poucos ou nenhum cristal neoformado durante a preparação da amostra. Ou seja, os 11 grãos separados talvez não sejam representativos das populações presentes no granito.

Um caso semelhante foi citado no Ceará, onde os estudos geocronológicos do granito Chaval pelo método Pb -Pb em zircões forneceram uma idade de 1,99 Ga (Gorayeb et al. 1995), no entanto os dados geológicos indicavam ser ele brasileiro. Estudos posteriores de U-Pb em monazita (Fetter et al. 1997) e U-Pb em zircões (Fetter et al. 2003) forneceram idades de cristalização do corpo de 580 +/- 8 Ma e 591,2 +/- 8 Ma, concluindo-se que os zircões de idade 1,99 Ga representavam resultados de herança.

9- DISCUSSÃO

A região de Xambioá, objeto de diversos estudos desde os anos 1970 (Abreu 1978, Silva & Hasui 1978, Abreu et al. 1980, Silva 1980, Macambira 1983, Santos 1983, Collyer 2000, Ferreira 2000) foi, no final do evento termo-tectônico Brasileiro e em consequência de acentuado metamorfismo regional e intenso tectonismo tangencial, sítio de magmatismo granítico e de processos pós-magmáticos variados. Diversos corpos graníticos, intrusivos nas rochas do Grupo Estrondo, são testemunhos desse magmatismo. Até recentemente, eram conhecidos apenas o granito Serra da Ametista (Macambira 1983 e Collyer 2000), o granito Ramal do Lontra (Macambira 1983 e Alves 2006) e o granito Araguaci (Maurity 1986). Um mapeamento mais detalhado da região, nos últimos anos, levou à descoberta de várias ocorrências graníticas, geralmente de pequeno porte (Pedra Branca, Pedra Preta, Fazenda Novo Horizonte, Fazenda Belém, Fazenda Uberama, Morro das Antenas e proximidades deste) apresentando, junto com as rochas encaixantes, indícios marcantes de alteração metassomática/hidrotermal. Em outros quatro locais (Garimpo da Lagoa, Água Branca, Fazenda Morena e Fazenda Bela Vista) foram encontrados fortes sinais de alteração metassomática/hidrotermal dos xistos do Grupo Estrondo, embora não tenham sido identificados corpos ígneos. Na maioria dos casos citados, veios de quartzo estão intimamente associados às rochas graníticas e ao quadro de alteração. Assim, considerando as 14 ocorrências por ora conhecidas, foram distinguidos 1) dois tipos de granito, ou seja, álcali-feldspato-granitos e albita granitos; 2) enxames de veios de quartzo portadores de cristal de rocha e, mais raramente, de ametista, enraizados nas rochas graníticas e cortando as rochas encaixantes; e 3) três tipos de alteração metassomática/hidrotermal, ou seja, albitização, greisenização e caulinização tanto dos corpos graníticos como das rochas metassedimentares encaixantes. Cabe notar que a albitização afetou também os gnaisses do Complexo Colméia, fato constatado, em particular, no núcleo da braquidobra de Xambioá, onde esta unidade arqueana aflora amplamente.

9.1- ROCHAS GRANITÓIDES

9.1.1- Álcali-feldspato-granitos

A maioria dos corpos graníticos estudados pertence a esta categoria. No entanto, por já terem sido submetidos a certo grau de alteração metassomática, muitas desses corpos não podem

mais ser considerados como representativos desta tipologia. Somente os granitos Ramal do Lontra e Serra da Ametista encontram-se pouco a não alterados, de modo que melhor representam a composição original dos álcali-feldspato-granitos.

9.1.2- Albita granitos

Menos abundantes que os álcali-feldspato-granitos, estas rochas foram reconhecidas essencialmente no pequeno *stock* de Araguaci e em pequenos corpos tabulares do setor de Pedra Preta.

9.1.3- Discussão

O estudo dos corpos graníticos permitiu identificar, por ora, dois tipos: alcáli-granitos e albita granitos.

Os granitos pertencentes à primeira categoria (Ramal do Lontra, Serra da Ametista, Pedra Branca, Fazenda Novo Horizonte, Fazenda Belém, Fazenda Uberama, Morro das Antenas e proximidades) apresentam características mineralógicas e texturais clássicas de granitos alcalinos intrusivos. Análises químicas dessas rochas mostram teores equivalentes de K_2O e Na_2O (entre 3 e 5%), reforçando assim, o caráter alcalino desses corpos. Apenas a granulação relativamente fina e sinais mais ou menos marcantes de deformação sugerem, por um lado, tratar-se de corpos de porte modesto (apófises) ou de zonas periféricas ou apicais de corpos maiores, e por outro, que esses corpos sofreram ainda efeitos do tectonismo, ou seja, que o seu alojamento foi relativamente precoce. Os aspectos petrográficos semelhantes aos granitos Presidente Kennedy (Bulhões & Dall'Agnol 1985) e Santa Luzia (Lamarão 1996, Lamarão & Kotschoubey 1996) reforçam a hipótese, já proposta por estes autores, de um alojamento sin a tardi-tectônico desses corpos.

Os granitos da segunda categoria (Araguaci e Pedra Preta), ou seja, os albita granitos, por sua vez, não são deformados e mostram uma composição incomum, apontando para uma forte concentração de sílica e sódio. Os teores de Na_2O (até 9,5%), encontrados nessas rochas, são fortemente elevados em relação a K_2O , cujos valores são ínfimos (< 1%). A textura, bastante incomum, dessas rochas é representada por ripas de albita pura em meio a grandes cristais de quartzo. Mais provavelmente, trata-se de rochas derivadas de um magma residual, alojadas nas rochas do Grupo Estrondo em condições de alívio de pressão, pós-pico do metamorfismo. O fato

de esses granitos não apresentarem sinais de orientação dos seus minerais, apóia a hipótese do alojamento ter sido pós-tectônico.

Granitos altamente sódicos e albita granitos de origem ígnea foram descritos por Jahns & Tuttle (1963), Jahns and Burnham (1969), Kovalenko (1978), Cerny et al. (1981), Stern et al. (1986), Schwartz (1992) e Gorayeb e Monteiro (1996), embora em nenhum deles tenha sido notada a textura encontrada nos granitos de Araguaci e Pedra Preta.

A presença abundante da pirita nos albita granitos apóia a hipótese de condições redutoras (sugeridas pela anomalia de Eu), assim como a presença, embora muito subordinada de calcopirita nos alcáli-granitos. Em algum momento da evolução do quadro metassomático/hidrotermal, um meio redutor teria levado à precipitação/formação, primeiramente de calcopirita, nos corpos mais profundos (alcáli-granitos), e secundariamente de pirita, em grande quantidade, nas zonas apicais ou periféricas dos corpos ígneos (albita granitos).

Os albita granitos apresentam enriquecimento em Th, U, Nb, Zr, Ti e V comparados ao granito Serra da Ametista, enquanto que Rb, Ba, K e Sr sofrem empobrecimento nessas rochas. Os teores destes elementos provavelmente variam em função da presença ou não de minerais como, por exemplo, albita ou microclina (Rb, Ba, K e Sr), muscovita ou biotita (Rb, Ba, Nb, Ti), rutilo (Ti) e zircão (Zr, Th, Nb, e U), entre outros. O enriquecimento acima citado reforça a hipótese da diferenciação do magma granítico, individualização de um magma residual rico em sódio e acumulação de elementos típicos de rocha albitica em zonas apicais ou periféricas de corpos ígneos (Shcherba 1970, Kühne et al. 1972 e Biondi 1986).

Cabe ressaltar que um estudo anterior, mais detalhado do corpo de Araguaci (Maurity 1986), identificou uma zona localizada de alcáli-granito com elevado conteúdo de microclina. A presença deste litotipo em meio ao albita granito, apóia a hipótese de uma estreita relação genética entre os dois tipos de granitos, aqui estudados.

9.2- VEIOS DE QUARTZO

Veios de quartzo encontram-se em diversos setores estudados, ora cortando as rochas encaixantes, ora encaixados nas apófises graníticas.

O estudo petrográfico e microtermométrico de inclusões fluidas provenientes de cinco amostras revelou que pelo menos dois fluidos distintos participaram da formação dos veios de quartzo na região.

Em primeiro lugar, foram identificadas soluções aquo-carbônicas de salinidade muito elevada (entre 47 e 52% eq de NaCl) e temperatura acima de 340°C, que provavelmente pode ter alcançado 550°C ou mais. Essas soluções foram encontradas essencialmente no quartzo leitoso dos veios, como foi claramente estabelecido no Garimpo da Lagoa. A natureza aquo-carbônica e alta temperatura dos fluidos sugerem tratar-se predominantemente de soluções de origem metamórfica profunda, podendo o carbono provir dos xistos grafitosos bastante abundantes na região. O fato de estes fluidos apresentarem uma alta salinidade e corresponderem em grande parte ao sistema $H_2O+NaCl+CaCl_2$, apóia, por outro lado, a hipótese de uma contribuição magmática. Os íons Ca^{2+} , provavelmente já pouco abundantes no magma granítico original, foram em pequena parte fixados nas rochas intrusivas mais precoces (álcali-granitos), porém também incorporados no magma e fluidos residuais, fato sugerido pela presença de carbonato e apatita nos albita granitos. O cálcio também poderia ter como fontes os corpos gabróicos da Suíte Xambica e/ou anfibolitos e até metacalcários/mármoreos do Grupo Estrondo.

Nas porções leitosas dos veios de Araguaci foram identificadas soluções aquo-carbônicas de salinidade relativamente elevada (entre 37 e 44% eq de NaCl) e de temperatura entre 340°C e 400°C. A natureza aquo-carbônica e alta salinidade sugerem, novamente, tratar-se predominantemente de soluções de origem metamórfica, mas com significativa contribuição magmática. Considerando os dois tipos de fluidos acima citados e, de fato, bastante próximos quanto às suas características, o quartzo leitoso ter-se-ia formado basicamente a partir de fluidos áquo-carbônicos de origem predominantemente metamórfica com variável contribuição magmática.

O segundo tipo de fluidos consiste em soluções aquosas de salinidade baixa a média (entre 1,40 e 17% em peso equivalente de NaCl) e baixa temperatura (de 120° até 200°C), correspondendo ao sistema $H_2O+NaCl+KCl$ com contribuição subordinada do sistema $NaCl-FeCl_2-H_2O$. A natureza exclusivamente aquosa destes fluidos apontaria para uma origem magmática. No entanto, as baixas salinidade e temperatura sugeririam a intervenção de outros fluidos aquosos e a sua mistura com as soluções de origem magmática, provocando uma diluição dos sais contidos nestas últimas e um resfriamento rápido. Tais fluidos poderiam ser águas

meteóricas fracamente salinas e de baixa temperatura, que teriam penetrado nas fraturas e fissura abertas na fase de alívio de pressão. Esses fluidos aquosos encontram-se principalmente no quartzo hialino e cristal de rocha.

9.3- ALTERAÇÃO METASSOMÁTICA/HIDROTHERMAL

Foram identificados três tipos de alteração, ou seja, albitização, greisenização e caulínização, que modificaram substancialmente a composição tanto dos corpos graníticos intrusivos como das rochas encaixantes pertencentes ao Grupo Estrondo.

9.3.1- Albitização

A albitização foi, na região, o processo mais abrangente, embora de intensidade bastante variável. Afetou amplamente as rochas ígneas e as rochas metassedimentares encaixantes, em particular os micaxistos da Formação Xambioá. Este último fato é atestado pelo elevado conteúdo de albita em biotita xistos de diversas áreas e pela preservação da foliação original em muitas rochas albitizadas, tanto nas imediações dos corpos intrusivos como em xenólitos contidos nas zonas de bordas destes últimos, como por exemplo, no setor de Araguaci. Cabe ressaltar que a albitização parece não ter se limitado às rochas do Grupo Estrondo e aos corpos félsicos intrusivos nele, mas atingiu também gnaisses arqueanos e rochas granitóides expostas no núcleo da braquidobra de Xambioá. De fato, Santos et al. (1982) assinalaram sinais de feldspatização, em particular a associação de albita e quartzo no embasamento constituído por gnaisses e migmatitos. Durante a última etapa de campo, também foram observadas lajes de rocha albítica (alterações dos gnaisses do embasamento) em diferentes pontos da estrada BR-153 dentro da estrutura de Xambioá (Km 8-9).

9.3.1.1- Albitização das rochas graníticas.

Indícios de albitização de rochas graníticas foram encontrados em muitos locais, em particular na Serra da Ametista, no Morro das Antenas e adjacências, nos setores de Pedra Branca, da Fazenda Novo Horizonte e da Fazenda Belém, na forma de albititos exibindo sinais inequívocos de substituição de K-feldspato e oligoclásio por albita.

9.3.1.2- Albitização dos xistos

Este processo, como no caso das rochas ígneas, consistiu em substituição moderada a praticamente total dos minerais pretéritos, exceto do quartzo, por albita secundária, formando-se albititos distintos dos primeiros pela presença de texturas e estruturas herdadas e bem preservadas da rocha metamórfica original.

9.3.1.3- Discussão

A albitização pode ser resultado de diferentes processos: fenitização, metamorfismo regional, dinamometamorfismo e processos pós-magmáticos. A fenitização ocorre como auréolas ao redor de complexos ígneos alcalinos; com efeito há uma mobilização de frentes sódicas a partir de intrusões alcalinas que alteraram as rochas imediatamente encaixantes (Brögger 1921, Bardina & Popov 1994, Evdokimov 1982). A albitização pode ocorrer antes (Oliver et al. 1994, Oliver 1995, Cartwright 1999, Savel'eva & Zyryanov 2003) ou depois (Rubenach & Baker 1998, de Jong & Williams 1995, Oliver 1995) do pico do metamorfismo regional. O metamorfismo regional pode levar a uma mobilização de soluções ricas em sódio, que vão levar a um metassomatismo das rochas presentes na área, sejam elas encaixantes ou ígneas. A albitização pode estar também relacionada ao dinamometamorfismo ou zonas de cisalhamento (Schwartz 1992, Albino 1995, Rubenach 2005), caso que em geral, os albititos estão associados a mineralizações de ouro.

Em rochas graníticas, a albitização se expressa pela substituição de álcali-feldspatos por albita, substituição direta de álcali-feldspatos por cristais neoformados de albita (Syrtsko & Chernik 1967) ou ainda substituição de cristais de plagioclásio, muscovita ou biotita, assim como parte do quartzo. A albitização ocorre em condições alcalinas, com variações de pH de fortemente alcalino a levemente ácido (Zaraisky 1993a e b), altas temperaturas (acima de 400°C) e pela ação de soluções bastante salinas (Hunt & Kerrick 1977).

Na região de Xambioá, a albitização teve intensidade variável e afetou tanto os corpos ígneos como as rochas encaixantes, chegando ao caso extremo de gerar aegirina-riebeckita albitito. O significativo enriquecimento em Na₂O (até 9,94% nos albititos derivados de rochas graníticas e 10,9% nos xistos albitizados) e o empobrecimento em K₂O (< 1,5% e < 1,9%, respectivamente) sublinham a intensidade do processo metassomático em alguns setores

investigados. Feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita e até quartzo sofreram substituição por cristais isolados ou agregados de albita de granulação fina formando frentes irregulares. Ademais, numa das amostras, foi identificada em cristais de microclina a textura *chess-board*, sinal inequívoco de metassomatismo sódico em K-feldspato. Os pequenos cristais de albita se desenvolveram às custas dos minerais preexistentes, substituindo-os a partir das bordas e ao longo dos planos de clivagem. Apesar das mudanças texturais marcantes, a estrutura da rocha original como foliação ou bandamento foi em muitos casos parcial ou totalmente preservada. A associação de minerais secundários e acessórios (rutilo, zircão, monazita, pirita, bem como carbonato, ilmenita, titanita e epidoto em algumas amostras) indica que o processo metassomático envolveu uma forte lixiviação, porém nem sempre total, dos elementos mais móveis. Os citados minerais e os traços de scheelita detectados nos albititos derivados de rochas ígneas, e os de apatita, turmalina e torita encontrados nos albititos derivados de xistos são coerentes com o enriquecimento em Th, U, Nb, Ti, Zr e V observado em todos os albititos e com os teores mais notáveis em algumas amostras de Y, W, Ni e Zn. A relativa concentração dos elementos traço acima citados mostra que a albitização permitiu uma acumulação, na periferia dos corpos intrusivos e nas rochas imediatamente encaixantes, de elementos típicos de ambientes graníticos. A forte semelhança entre os padrões de distribuição dos ETR em ambos os tipos de albititos sugere que eles são produtos do mesmo processo metassomático. Este se desenvolveu provavelmente em condições de elevada temperatura e salinidade e predominantemente redutoras (anomalia negativa de Eu e presença de pirita). Acredita-se, portanto, que os fluidos responsáveis pela albitização foram as soluções aquo-carbônicas precoces, de mais alta temperatura e salinidade identificadas nos veios de quartzo. A albitização na região de Xambioá é interpretada aqui como essencialmente relacionada aos processos pós-magmáticos do final do evento Brasileiro. Entretanto, a amplitude dos efeitos da albitização lhe confere um significado regional, sendo possível a contribuição do metamorfismo regional e/ou dinamometamorfismo via a da mobilização de frentes sódicas e conseqüente transformação das rochas regionais. A participação de magmatismo alcalino na albitização é improvável, pelo fato de esse magmatismo ter ocorrido muito precocemente na evolução da bacia proto-oceânica, ou seja, antes dos sedimentos pretéritos ao Grupo Estrondo terem se depositado (suítes alcalinas de Monte Santo e da Serra da Ametista). Por outro lado, não é conhecido uma fase de magmatismo alcalino mais recente no decorrer do

Neoproterozóico. A presença de rochas alcalinas é conhecida, distante da área de estudo, na região de Monte Santo e Serra das Estrelas.

No presente estudo, o intenso metamorfismo regional, que ocorreu na região, a nível do Cinturão Araguaia, pode ter levado à mobilização de fluidos extremamente sódicos que afetaram as rochas encaixantes, tanto os micaxistos, como os gnaisses do embasamento e as rochas ígneas, os alcáli-granitos e albita granitos.

9.3.2- Greisenização

A greisenização foi um processo mais restrito que a albitização e seus efeitos foram observados essencialmente nas rochas do Grupo Estrondo encaixantes dos corpos graníticos.

9.3.2.1- Greisenização dos xistos

Intimamente associados a xistos alterados e a veios de quartzo, os greisens reconhecidos neste trabalho são principalmente exogreisens, particularmente bem representados nos setores do Garimpo da Lagoa e de Água Branca. Em estudo anterior (Maurity 1986), encontrou na periferia do corpo intrusivo de Araguaci, greisens de granulação fina cortados por veios de quartzo. Em nenhum lugar, entretanto, foram encontrados bons afloramentos dessas rochas que ocorrem, sobretudo, na forma de blocos extraídos das escavações por garimpeiros. Apesar de não terem sido identificados endogreisens típicos, devido provavelmente à má qualidade e escassez de exposições, não se descarta a possibilidade de aflorarem também, discretamente, greisens derivados de rochas graníticas, em locais como, por exemplo, o Garimpo da Lagoa.

9.3.2.2- Discussão

A greisenização se expressa pela substituição, em condições de temperatura média a alta, 300 a 600°C (Berzina & Sotnikov 1972, Sheppard 1977, Charoy & Weisbrod 1975, e Soboleva et al. 1984) e acentuada acidez (Shcherba 1970, Burt 1981, Stemprok 1987 e Zaraisky 1994), de feldspatos e micas por quartzo e mica, principalmente do grupo da muscovita (muscovita, fuschita) e eventualmente do grupo da biotita (lepidolita, zinnwaldita). Nesse processo, quantidade variável do quartzo original pode sofrer dissolução. Comumente, topázio, fluorita, turmalina e

apatita, todos minerais ricos em elementos voláteis, formam-se no decorrer do processo (Shcherba 1970, Kühne et al. 1972, Lempe 1975). A greisenização afeta as zonas apicais dos corpos graníticos, principalmente leucogranitos (Biondi 1986 e 2003), levando à formação de endogreisens. No entanto, o processo comumente ultrapassa os limites das intrusões ígneas e afetam as rochas encaixantes, formando exogreisens (Beus & Zalashkova 1964, Shcherba 1970, Pollard 1983, Biondi 2003).

A presença praticamente exclusiva de quartzo e mica, além de turmalina (schorlita identificada por meio de MEV/EDS), rutilo, zircão, pirita e monazita entre outros, como minerais acessórios, mostra que a greisenização foi intensa. A composição química dessas rochas, além de fortes variações nos teores de alguns elementos maiores, indica uma quase total lixiviação de Na e Ca e uma elevada concentração de K, sugerindo um aporte complementar deste último. As diferenças nos teores de SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O denotam as variações na composição e na agressividade dos fluidos hidrotermais implicados no processo. Os teores de Fe_2O_3 t sugerem que o ferro sofreu uma lixiviação parcial durante a greisenização. O titânio liberado durante a alteração da biotita, sofreu um leve enriquecimento, em relação ao xisto, devido à lixiviação de parte dos demais componentes e reprecipitou na forma de rutilo. O cromo contido na mica provém provavelmente da lixiviação por soluções hidrotermais de rochas ultrabásicas pouco expostas na área de trabalho, porém bem conhecidas na região (Santos et al. 1982).

A quase totalidade dos elementos traço varia de maneira importante durante o fenômeno de greisenização, seja positivamente (por exemplo, Th, U, Zr e Nb) ou negativamente (por exemplo, K, W e Co) em relação ao xisto de referência. O enriquecimento notável de certos elementos traços, principalmente no Garimpo da Lagoa, mostra que a greisenização permitiu a acumulação durante o processo metassomático/hidrotermal de certos elementos (como Th, U, Hf, Nb, Zr, Ta e Y) associados a granitos alcalinos e concentrados em seus ápices. O enriquecimento nestes elementos, típicos de zonas graníticas apicais e característicos de ambiente graníticos, torna-se muito claro comparando o conteúdo nos greisens e no xisto de referência (Figura 8.11). Os padrões de distribuição dos ETR, tanto no Garimpo da Lagoa como em Água Branca, mostraram variações de teores e comportamento. A quantidade muito elevada de ETR, especificamente os ETRL, em uma das amostras do Garimpo da Lagoa, deve provir da quantidade anômala em monazita encontrada na rocha. A anomalia negativa de Eu, encontrada em todas as amostras, resulta provavelmente da destruição dos feldspatos da rocha original e conseqüente lixiviação

preferencial deste elemento. Acredita-se também que condições redutoras, testemunhadas pela presença de pirita disseminada na rocha, teriam favorecido a mobilização do Eu e conseqüentemente o empobrecimento relativo neste elemento na rocha. As variações acentuadas dos elementos traço e ETR poderiam provir das diferenças de locais, grau de alteração, dos litotipos – ígneos e encaixantes – envolvidos e das condições físico-químicas.

A presença da turmalina (schorlita) nos greisens demonstra que o boro estava presente nos fluidos hidrotermais provavelmente junto com o flúor e/ou cloro. A turmalinização é um fenômeno relativamente comum nos estágios tardi e pós-magmático em muitos tipos de granito, em particular nos leucogranitos (Charoy 1982 a e b).

A associação dos greisens com rochas ígneas e veios de quartzo aponta fortemente para uma relação genética entre todos estes litotipos. A greisenização na área de estudo foi, portanto, um processo pós-magmático ainda relativamente precoce decorrente da atuação das soluções aquo-carbônicas de alta temperatura e salinidade detectadas nos veios de quartzo. Sucedendo a albitização, desenvolvida em condições de pH alcalino a próximo da neutralidade, a greisenização ocorreu em condições francamente ácidas e de elevada atividade de K (Zaraisky 1999). A acidez crescente do meio devido ao aumento da atividade dos compostos ácidos, em particular F e Cl, além de B, provocou a alteração dos K-feldspato, plagioclásio e micas nas rochas graníticas. O quartzo foi provavelmente também afetado em parte pela alteração, que resultou em formação de quartzo, de muscovita ou fuchsita e, localmente, de turmalina fortemente subordinada. O esquema geral de greisenização sucedendo à albitização corresponderia, portanto, a parte da seqüência de processos pós-magmáticos estabelecida por Shcherba (1970) com base na teoria da onda ácida de Korzhinsky (1958, in Charoy 1979). Assim, após uma importante fase de albitização, zonas apicais de corpos ígneos intrusivos e as rochas imediatamente encaixantes – sobretudo xistos da Formação Xambioá – teriam sofrido greisenização e enriquecimento em alguns elementos traço e ETR não retidos previamente nos álcali-feldspato-granitos.

9.3.3- Caulinização

A caulinização, observável nas diferentes amostras coletadas na região, foi um processo mais ou menos acentuado que atingiu essencialmente os micaxistos, embora, por falta de critérios de identificação e devido à má qualidade das exposições, não tenha sido reconhecido caulim derivado de rochas graníticas. Não se descarta, porém, que tal rocha possa existir na região.

9.3.3.1- Caulinização dos xistos

Micaxistos fortemente caulinizados e localmente transformados em caulim foram encontrados nos setores de Água Branca, Garimpo da Lagoa, Fazenda Bela Vista e Fazenda Morena. Nas Fazendas Bela Vista e Morena, o caulim ocorre com áreas aflorantes limitadas, essencialmente em grandes blocos de algumas centenas de metros quadrados, sem veios ou rochas granítica associadas. No Garimpo da Lagoa e na Água Branca, a extensão, na superfície, das ocorrências de caulim é nitidamente maior, porém as exposições encontram-se sobretudo em escavações de garimpeiros. Nestes dois setores, o caulim está intimamente associado a veios, greisens e, possivelmente a rochas albitizadas. Em todos estes locais, os caulins mostraram características semelhantes. Ocorrem em áreas limitadas, associados a veios de quartzo e rochas albitizadas e/ou greisenizadas. Pelo seu caráter local, desenvolvimento em profundidade e consistência física, os caulins diferem nitidamente de qualquer produto do intemperismo superficial.

9.3.3.2- Discussão

A caulinização hipogênica é uma alteração argílica avançada, causada pela ação de soluções hidrotermais ácidas e de baixa temperatura (abaixo de 300°C) (Zaraisky 1993 a e b, Zharikov et al. 2007). Ela pode afetar tanto zonas apicais e periféricas de corpos leucograníticos intrusivos de pouca profundidade (hipabissais) como seqüências vulcânicas dominadas por rochas félsicas (riolitos, dacitos), num contexto mais tipicamente epitermal (Kesle, 1970; Keller et al. 1971). Ademais, a caulinização se observa comumente nas rochas encaixantes dos corpos intrusivos e vulcânicos, bem com de veios hidrotermais de média a baixa temperatura (Lovering 1949). O processo consiste em destruição de K-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita e intensa lixiviação dos elementos mais móveis – alcalinos e alcalino-terrosos, além de Fe e parte da sílica, resultando em neoformação de caulinita. Constituída essencialmente de Al_2O_3 e SiO_2 , esta rocha comporta fundamentalmente caulinita apresentando normalmente um alto grau de cristalinidade, quartzo residual, bem como restos de minerais primários particularmente refratários à alteração, minerais secundários de elementos não lixiviados, tais como rutilo e ilmenita, e,

conforme a natureza das soluções hidrotermais, diversos sulfatos, fosfatos, filossilicatos, óxidos e minerais de sílica.

A caulinição pode também ser resultado de alteração intempérica, sob certas condições favoráveis não só à destruição dos silicatos como também à lixiviação de Fe (Keller 1970). A decomposição dos silicatos primários da rocha matriz e sua substituição por uma associação de caulinita e quartzo requerem, além de condições de hidrólise muito eficiente, uma acidez notável, dificilmente obtida sem a presença de sulfetos, e/ou a presença de abundante matéria orgânica e formação de ácidos orgânicos. A caulinita resultante deste processo apresenta normalmente um grau de cristalinidade inferior ao do caulim hipogênico. Quanto ao titânio, ele ocorre essencialmente na forma de anatásio. O rutilo é, neste caso, apenas um mineral residual.

Os caulins são constituídos essencialmente de caulinita, exibindo elevado grau de cristalinidade e quartzo subordinado, com raros resquícios de cristais biotita e/ou muscovita parcialmente substituídos ao longo dos planos de clivagem pela caulinita. A presença de rutilo, monazita, turmalina (schorlita segundo MEV/EDS), ilmenita e zircão como principais minerais acessórios mostra que a caulinição foi praticamente total. Apenas Fe não foi, em todos os setores, completamente lixiviado. O titânio, elemento via de regra pouco móvel, sofreu um leve enriquecimento relativo. No entanto, os teores anômalos deste elemento no caulim da Fazenda Bela Vista, admitindo-se que não tenha havido modificações substanciais de volume durante a alteração - fato sugerido pela preservação da foliação original do xisto - poderia ser o reflexo de teor particularmente elevado de Ti no xisto original, sendo menos provável um enriquecimento nesse elemento durante a caulinição.

Durante a caulinição, Th, U, Zr e Nb sofreram enriquecimento em relação ao xisto de referência, enquanto Rb, Ba e W sofreram depleção. O enriquecimento nos elementos traço acima citados e de Hf, Ta e Y foi particularmente acentuado no Garimpo da Lagoa e na Fazenda Morena, mostrando que a caulinição levou à certa concentração de elementos geralmente associados a ambientes graníticos. Os teores elevados de ETR, sobretudo de ETRL, nos caulins do Garimpo da Lagoa e da Fazenda Morena devem provir da quantidade anômala em monazita encontrada nesses caulins. As anomalias negativas ou levemente positivas de Ce sugerem que, durante a alteração, o ambiente foi levemente redutor a levemente oxidante. No entanto, as moderadas anomalias negativas de Eu sugerem que um ambiente redutor prevaleceu. As anomalias positivas são conhecidas nos processos de intemperismo e formação de solos lateríticos.

A caulinição é um assunto mundialmente controvertido, sendo a origem do caulim, muitas vezes, de difícil determinação. A literatura mostra exemplos tais como os depósitos de Cornwall e Ploemeur (Exley 1958 e 1976, Charoy 1975, Bray & Spooner 1983) que suscitam até hoje debates sobre a sua origem, hidrotermal ou supergênica.

Além das observações químicas supracitadas, os seguintes argumentos sugerem fortemente tratar-se de caulins de origem hidrotermal:

- a- extensão limitada e contornos bem definidos das ocorrências, assim como associação comum com veios de quartzo, rochas graníticas e/ou greisens;
- b- aspecto maciço, baixa porosidade e razoável grau de litificação;
- c- alto grau de cristalinidade da caulinita;
- d- abundância de rutilo e ausência de anatásio;
- e- presença de monazita, localmente em cristais euédricos centimétricos (Santos 1983); e
- f- presença de cristais euédricos de turmalina.

A distribuição dos ETR também reflete o tipo de alteração (Prudêncio et al. 1995, Santos et al. 2004). Em ambiente intempérico, tipicamente oxidante, Ce^{3+} oxida-se para Ce^{4+} , o que define uma anomalia positiva deste elemento (Meyer & Hemley 1967, Braun et al. 1990, Dill et al. 1995, Cravero et al. 2001, Nyakairu et al. 2001). Em ambiente hidrotermal redutor, a redução de Eu^{3+} para Eu^{2+} (Vidal 1998) resulta em leve anomalia negativa deste elemento. Os resultados obtidos neste trabalho apontam, preferencialmente, para um ambiente redutor, ou seja, para uma origem hidrotermal dos caulins. As leves anomalias positivas de Ce reconhecidas na Fazenda Bela Vista poderiam ter relação com efeitos do intemperismo sub-atual.

A caulinição foi uma alteração localizada, tardia, provavelmente pós-greisen (Aubert 1969, Exley 1976, Polard 1983), de baixa temperatura e baixo pH, que afetou, sobretudo, as rochas encaixantes dos corpos ígneos intrusivos e, talvez, porções mais superficiais destes. Acredita-se que os caulins se formaram pela ação das soluções áquosas de baixa temperatura e baixa salinidade identificadas nos veios de quartzo. O calor das intrusões magmáticas deve ter gerado convecções de fluidos não só de origem magmática como também de águas meteóricas, o que levou à caulinição das rochas encaixantes e possivelmente dos próprios corpos ígneos.

10- PROPOSTA DE EVOLUÇÃO

Na fase tardia da estruturação do Cinturão Araguaia, concomitantemente com os últimos e já moderados movimentos compressivos, ocorreram as primeiras manifestações da granitogênese, resultante da fusão parcial das rochas do embasamento e possivelmente das rochas supracrustais. Assim, o magma granítico gerado em profundidade foi injetado em níveis crustais mais rasos, sofrendo ainda alguns efeitos do tectonismo tangencial. Foram, assim, gerados corpos granitóides acusando uma deformação mais ou menos acentuada, dos quais o granito Ramal do Lontra e o granito da Serra da Ametista poderiam ser apenas zonas apicais ou apófises. Com efeito, não pode ser descartada a hipótese de que, em profundidade, existem corpos graníticos de tamanho muito maior, eventualmente de dimensões batolíticas. Durante a migração ascendente do magma, seu alojamento nas rochas do Grupo Estrondo e sua cristalização, ocorreu uma diferenciação notável, que levou à individualização, por um lado, de magma residual de composição sódico-potássica, a partir do qual se formaram veios pegmatíticos, micrograníticos e aplíticos (nos diversos setores estudados incluindo o setor da Serra da Ametista), e, por outro, de magma altamente sódico, do qual se originaram corpos de albita granitos (Granito de Araguaci, corpo de Pedra Preta). A ausência de qualquer deformação significativa dos albita granitos sugere que essas intrusões se alojaram tardiamente, já em condições de alívio de pressão, na fase final que sucedeu aos movimentos compressivos. Na ocasião dessa etapa final, em termos estruturais, houve principalmente reativação de fraturas antigas e eventual abertura de novas fraturas, na sua maioria de orientação geral submeridiana, ao longo das quais foram injetados os magmas residuais. As tentativas de datação pelo método Pb-Pb em zircões, dos corpos intrusivos e de definir com maior precisão a seqüência magmática não tiveram sucesso. Foi apenas evidenciado que cristais de zircão foram herdados de rochas mais antigas, provavelmente do embasamento, e incorporados no magma granítico resultante da fusão parcial das rochas deste último. Os últimos efeitos do metamorfismo regional e a cristalização do magma alojado nas rochas do Grupo Estrondo levaram à individualização soluções hidrotermais de origem tanto metamórfica como magmática. A mobilização dessas soluções de alta temperatura e alta salinidade causou modificações pós-magmáticas nos corpos intrusivos e as rochas encaixantes, consistindo principalmente em dois tipos de alteração metassomática: albitização e greisenização. Baseando-se nos critérios estabelecidos por Hunt & Kerrick 1977, Zaraisky 1993b e 1999, referente a albitização, sugere-se que esta tenha ocorrido em a alta temperatura, superior a 400°C, condições levemente ácidas a francamente alcalinas, sob a forma de frente sódica, resultando em substituição parcial a

praticamente total dos minerais pretéritos por albita de elevada pureza, e eventual formação de piroxênio e anfibólio sódicos. Quartzo foi em parte preservado e rutilo se formou às custas do titânio liberado pela biotita, na ocasião da substituição desta por albita. A albitização foi um processo muito abrangente, embora de intensidade variável, que afetou não só os corpos granitoides intrusivos e as rochas imediatamente adjacentes, como também grandes volumes de xistos do Grupo Estrondo e de gnaisses arqueanos do Complexo Colméia, nos núcleos das braquidobras, em particular da braquidobra de Xambioá, podendo, portanto, se tratar de um processo regional (Beus 1970). Assim, pode ter havido, além da participação direta do magmatismo granítico, uma contribuição significativa do metamorfismo regional (De Jong & Williams 1995, Oliver 1995, Mark & De Jong 1996 e Rubenach & Baker 1998) e/ou do dinamometamorfismo/cisalhamento (Coveney 1981, Morasse *et al.* 1988, Schwartz & Surjono 1990, Albino 1995, Savel'eva & Zyryanov 2003, Rubenach 2005) que afetaram fortemente esta porção do Cinturão Araguaia. Em zonas mais restritas, marcadas pela presença conjunta de corpos graníticos e de veios de quartzo, em condições francamente ácidas e a temperaturas mais baixas, de 200 a 500°C (Berzina & Sotnikov 1972, Charoy & Weisbrod 1975, Sheppard 1977), as rochas metassedimentares encaixantes e, possivelmente, porções marginais dos próprios corpos intrusivos, sofreram greisenização. Consistindo basicamente em destruição dos feldspatos e neoformação de mica e resultando em formação de uma frente potássica, este processo levou ao desenvolvimento de exogreisens e, talvez, de endogreisens. A presença, em certos locais, de cromo nas micas dos greisens indicaria certa influência de corpos ultramáficos não aflorantes, porém conhecidos na região. Foi evidenciada ainda, a presença de cristais de turmalina nos xistos albitizados, greisens e caulins. A turmalina se encontra de forma intersticial ou inclusa em cristais de rutilo ou monazita, o que sugere uma origem hidrotermal e conseqüentemente a presença de boro nos fluidos. Outra conseqüência muito importante da mobilização de fluidos hidrotermais foi a formação de veios de quartzo, na sua maioria desenvolvidos em fraturas abertas e, portanto, exibindo nenhum ou poucos sinais de deformação tardia. A sistemática e estreita associação dos veios de quartzo com corpos graníticos intrusivos e zonas intensamente alteradas mostra claramente que eles fazem parte do mesmo contexto geológico, representando, talvez, apenas um estágio um pouco mais tardio. Supõe-se que no início dos movimentos distensivos pós-tectônicos, as primeiras injeções de soluções hidrotermais tiveram relação estreita com o metamorfismo regional, porém também com os primeiros pulsos do magmatismo. Nesta ocasião foram

mobilizadas importantes quantidades de fluidos de natureza aquo-carbônica, dos quais originaram-se veios de quartzo essencialmente leitoso. Em seguida, durante e após o alojamento dos corpos graníticos, fluidos mais tardios e apresentando uma origem francamente magmática com ligação questionável com o metamorfismo, levaram à precipitação de quartzo hialino e, localmente, à formação de bolsões de cristal de rocha de alta qualidade. Tanto as altas temperaturas como as elevadas salinidades dos primeiros pulsos hidrotermais refletiam a marcante participação do magmatismo no processo hidrotermal. Com o decorrer do tempo, houve resfriamento progressivo das soluções, diminuição da sua salinidade e modificações na composição dos fluidos. Tais mudanças resultaram provavelmente do simples decaimento do processo hidrotermal e/ou da participação crescente de fluidos aquosos de baixa salinidade e baixa temperatura como, por exemplo, águas meteóricas.

A caulinitização foi uma alteração localizada de baixa temperatura, que afetou, sobretudo, as rochas encaixantes dos corpos ígneos intrusivos e, talvez, porções mais superficiais destes. Uma intensa lixiviação em condições ácidas (Zaraisky 1993b e 1999, Zharikov et al. 2007) teria levado à remoção, após eliminação dos feldspatos e praticamente todas as micas, dos principais elementos constituintes das rochas com exceção de Al, Ti e parte de Si. A recombinação desses elementos, favorecida pela extrema afinidade do silício com o alumínio, resultou em neoformação quase exclusiva de caulinita. A abundância de rutilo no caulim está relacionada à liberação de Ti da biotita destruída no decorrer da caulinitização.

Com o intuito de estabelecer e retratar a visão geral do quadro ígneo e/ou hidrotermal da região, propõe-se uma representação esquemática mostrando as relações possíveis entre os processos magmáticos e pós-magmáticos (hidrotermais), encontrados e estudados no presente trabalho, tendo como base os modelos propostos por Beus and Zalashkova (1964), Shcherba (1970) e Pollard (1983).

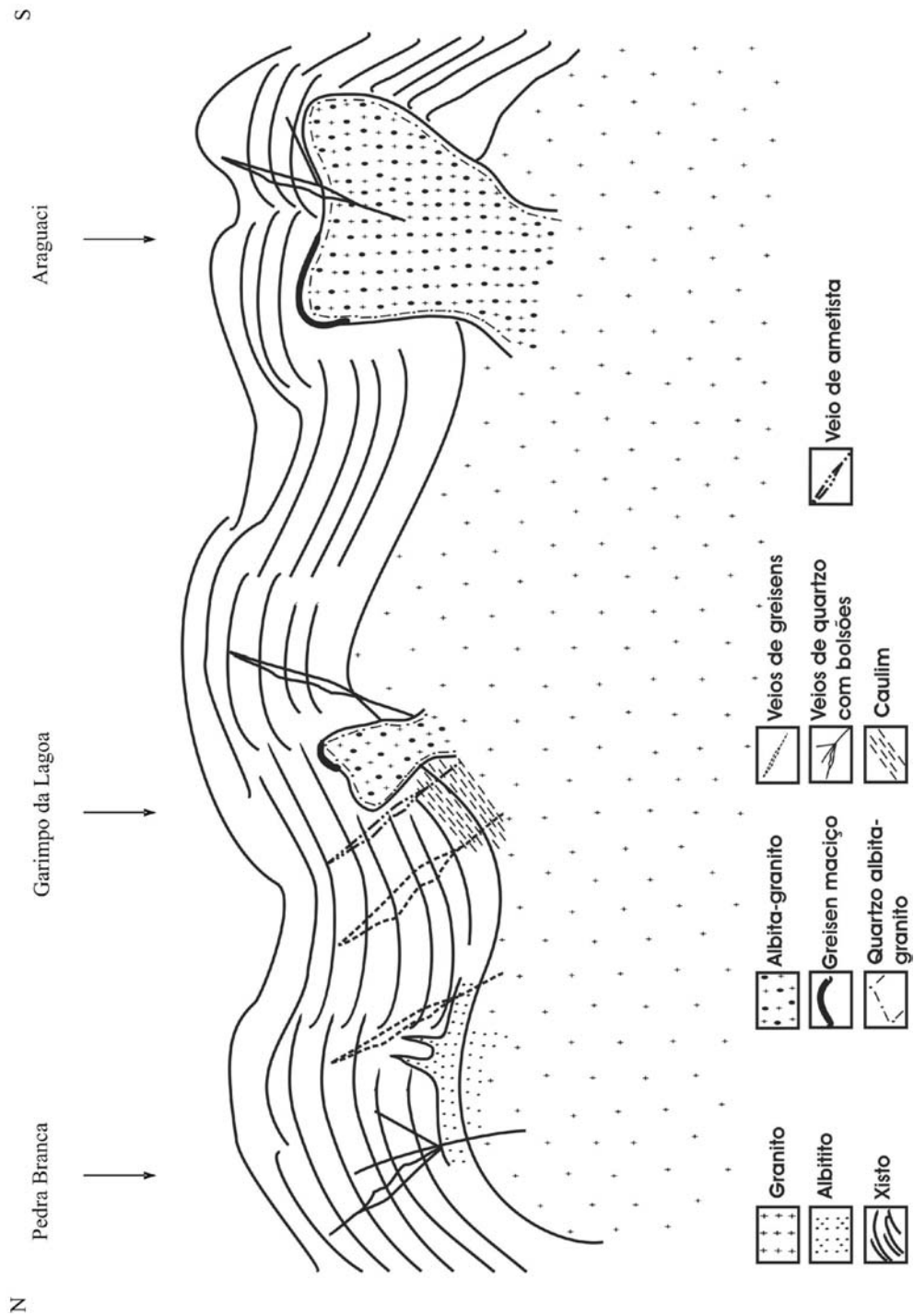


Figura 10.1: Representação esquemática de alguns setores da área estudada envolvendo as possíveis relações entre processos magmáticos e pós-magmáticos em ambiente granitóide e indicando os diferentes tipos de rochas e alterações encontradas no presente estudo, bem como os veios de quartzo e ametista. (Baseado em Beus & Zalashkova 1964, Scherba 1970 e Pollard 1983).

11- CONCLUSÕES

O presente trabalho, apoiado em recente mapeamento de semi-detalle e estudos anteriores desenvolvidos na região de Xambioá, mostrou que o magmatismo granítico do final do evento Brasileiro no Cinturão Araguaia e os efeitos da conseqüente alteração metassomático-hidrotermal nesta porção da mega-estrutura foram muito mais abrangentes e marcantes do que se acreditava até agora. Foi reconhecida, nesta região, a existência de pelo menos uma dúzia de corpos ígneos intrusivos, de médio e, sobretudo, de pequeno porte, entre os quais foram distinguidos álcali-feldspato-granitos de granulação média a fina, geralmente algo deformados (granitos Ramal do Lontra e Serra da Ametista, corpos ao longo da rodovia BR-153 e próximos à estrada TO-164) e interpretados como porções aflorantes (zonas apicais, apófises) de massas graníticas muito mais volumosas não expostas, e albita granitos não deformados (Granito de Araguaci, corpo de Pedra Preta, etc...) considerados como produtos de forte diferenciação do magma granítico, do qual se originaram os álcali-feldspato-granitos. Em termos cronológicos, o alojamento dos álcali-feldspato-granitos teria precedido o dos albita granitos.

As manifestações pós-magmáticas consistiram em desenvolvimento de um complexo quadro metassomático-hidrotermal, que resultou em formação de enxames de veios de quartzo contendo bolsões de cristal de rocha e, locamente, ametista, e em acentuada alteração tanto das rochas graníticas intrusivas como das rochas encaixantes pertencentes às formações supracrustais do Grupo Estrondo e do embasamento arqueano. Numa primeira fase, a injeção de soluções áquo-carbônicas de temperatura e salinidade elevadas, de origem predominantemente metamórfica, porém já contando com alguma contribuição magmática, levou à formação de veios de quartzo leitoso. Uma segunda fase hidrotermal, caracterizada pela ação exclusiva de soluções aquosas de temperatura e salinidade moderadas a baixas, e de origem exclusivamente magmática, resultou, em condições de alívio de pressão e movimentos distensivos, em formação de bolsões de cristal de rocha nos veios gerados na fase anterior. A diminuição da temperatura e, sobretudo, da salinidade dessas soluções sugere que houve, com o tempo, contribuição crescente de fluidos de baixa temperatura e salinidade, provavelmente de origem meteórica e progressiva diluição além de decaimento natural do processo hidrotermal.

O quadro de alterações acompanhou a evolução do quadro magmático-hidrotermal. De início, à alta temperatura e condições alcalinas, ocorreu uma ampla albitização. Evidenciado nas

rochas graníticas e nas formações encaixantes - rochas metassedimentares do Grupo Estrondo e gnaisses do Complexo Colméia – este processo pode ter sido local, tipicamente pós-magmático e ligado diretamente aos corpos intrusivos, como também regional e resultante do metamorfismo regional e/ou dos intensos movimentos cisalhantes que ocorreram durante a estruturação do Cinturão Araguaia. Admite-se que ambas as modalidades tenham coexistido. A greisenização, limitada às rochas imediatamente encaixantes dos corpos graníticos e, provavelmente, a porções restritas destes últimos, foi outro tipo de alteração desenvolvido, por sua vez, em condições ácidas e de mais baixa temperatura. Finalmente, concomitantemente com a última etapa do hidrotermalismo, a baixa temperatura e em condições ácidas, houve caulinição localizada de rochas do Grupo Estrondo e, talvez, de porções mais externas dos corpos graníticos intrusivos.

Em termos regionais, admite-se que tanto o granito do Ramal do Lontra como o granito de Araguaci podem ser apenas ápices expostos de corpos graníticos muito mais importantes gerados durante a fase final da estruturação do Cinturão Araguaia. De mesmo modo, o granito da Serra da Ametista e os demais pequenas intrusões graníticas poderiam corresponder a apófises de tais corpos. Tanto a granitogênese com a albitização parecem ter sido regionais, enquanto a amplitude da greisenização e da caulinição, na área investigada, é de difícil avaliação, devido ao fraco grau de exposição das intrusões graníticas. Mesmo assim, a existência de ocorrências de caulim de alta pureza, de zonas greisenizadas e de abundantes albititos na região, aliada a ocasionais teores anômalos de certos elementos traços (Be, Sn, V, W) nessas rochas, tornam a área de estudo um alvo de incontestável interesse para estudos mais detalhados. Em termos de recursos minerais, além de poderem ocorrer concentrações dos elementos acima citados e depósitos de produtos não metálicos de interesse industrial – caulim, feldspato - não deve ser descartada a possibilidade da área oferecer potencial gemológico. Com efeito, ocorrências de gemas do grupo do berilo – esmeralda e água marinha – poderiam encontrar-se em contexto geológico algo semelhante àquele dos depósitos de esmeralda de Monte Santo, próximo de Paraíso do Tocantins. Recomenda-se um estudo mais aprofundado e detalhado da região, pois o quadro magmático e hidrotermal descrito no presente trabalho poderia se estender para zonas mais meridionais do domínio do Grupo Estrondo e apresentar um interesse geológico e metalogenético mais completo. Estudos isotópicos complementares poderiam melhorar o conhecimento da evolução magmática e dos processos hidrotermais associados, encontrados na área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F. A. M. 1978. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. Belém, Universidade Federal do Pará, 90 p. (Dissertação de Mestrado).
- ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R.; HASUI, Y. 1980. Evolução do Grupo Estrondo na Região de Xambioá- GO. In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Camboriú- SC, v. 5. p. 2533-2556.
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. *Actas*, IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. 1-4.
- ALBINO, G.V.1995. Sodium metasomatism along the Melones Fault Zone, Sierra Nevada Foothills, Califórnia, USA. *Mineralogical Magazine*, V.59, pp 383-399.
- ALVARENGA, C.J.S; MOURA, C.A.V; GORAYEB, P.S.S; ABREU, F.A.M. 2000. *Paraguai and Araguaia belts*. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos eds. *Tectonic Evolution of South America*. p 183-193.
- ALVES, C.L. 2006. *Petrografia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá- Tocantins*. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém, 119p.(no prelo).
- ARCANJO, S.H.S; MOURA, C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO). *Rev. Brás. Geoc.*, 30 (4).
- ARCANJO, S.H.S; ABREU, F. A. M; MOURA, C.A.V; GORAYEB, P. S. S. 2000. Rio do Coco Volcano-Sedimentary Sequence: a 2.6 Ga Exotic Terrain in the Paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central-Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. Abstracts, Rio de Janeiro, SBG, 1CD-ROM.
- AUBERT, G. 1969. Les coupoles granitiques de Montebrias et d' Echassière (Massif Central Français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et bérillium. *Mém. du B.R.G.*, 46, 1-345.
- BARDINA, N.Yu. & POPOV, V.S. 1994. Fenites: systematics, conditions of formation and significance for crustal magmatism. *Zapiski Vseross. Mineral. Obshch.*, 123, No. 6, 1-19 (In Russian).
- BARKER, F. 1979. Trondjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker, F.(Ed), *Trondjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, p.1-12.
- BERZINA A.P, SOTNIKOV. V.L. 1972. Physico-chemical conditions of formation of some ore deposits associated with sub-volcanic granites. *Proc. COFFI*, 5, 18.

- BEUS, A.A. 1970. Metasomatic zoning in deposits of rare elements of the albitite formation. In: Pouba, Z., Stempok, M. (eds). *Problems of hydrothermal ore Deposition*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. pp 325-329.
- BEUS, A.A and ZALASHKOVA, N.Y. 1964. Post-magmatic high temperature metasomatic processes in granitic rocks: *International Geology Review*, 6, 668-681.
- BIONDI, J. C. 2003. Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros. 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos - CBMM, 2003. v. 1. 528 p.
- BIONDI, J. C. 1986. *Depósito de Minerais Metálicos de Filiação Magmática*. 1. ed. São Paulo: T.A. Queiroz, Editor, LTDA, v.1. 604 p.
- BODNAR, R.J. & VITYK, M.O. 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: B. De Vivo & M.L. Frezzotti (eds), *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and applications*, Short Course of the working Group IMA "Inclusions in Minerals", 117-130.
- BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S; COSTA, J.B.S; Hasui, Y. 1990. Investigações tectônicas no Mesozóico do Estado do Tocantins: Formação Urucuia. In: *Simpósio sobre as bacias cretácicas brasileiras*, 1, Rio Claro. Boletim de resumos – Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, p.25.
- BRAUN, J.J., PAGEL, M., MULLER, J.P., BILONG, P., MICHARD, A., GUILLET, B. 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 781–795.
- BRAY, C.J. & SPOONER, E.T.C. 1983. Sheeted vein Sn-W mineralisation and greisenisation associated with economic kaolinisation, Goonbarrow China Clay Pit, St. Austell, Cornwall, England: Geologic relationships and geochronology. *Economic Geology*, 78, 1061-1089.
- BROGGER W.G. 1921. Die Eruptivegestein des Kristianiagebietes, IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen Vidensk. Skr., *Mat.-Naturv. Klasse*, 1920, No.9, 150-167.
- BULHÕES, E.M. & DALL'AGNOL, R. 1985. Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy - Faixa de Dobramentos Araguaia (GO). *Actas, II Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém. 1, 59-76.
- BURT, D.M. 1981. Acidity-salinity diagrams- application to greisens and porphyry deposits. *Econ. Geol.* 76, 832-843.

- CARTWRIGHT, I. 1999. Regional oxygen isotope zonation at Broken Hill, New South Wales, Australia: large-scale fluid flow and implications for Pb-Zn-Ag mineralization. *Economic Geology*, 94, 357–373.
- CERNY, P., TRUEMAN, D.L, ZIEHLKE, D.V, GOAD, B.E, PAUL, B.J. 1981. The cat Lake-Winnipeg River and the Wekusko Lake pegmatite fields, Manitoba. Manitoba Department of Energy and Mines, *Economic Geology Report ER80-1*, 216p.
- CHAROY, B. 1975. Ploemeur kaolin deposit (Brittany) an example of hydrothermal alteration. *Petrologie*, 1, 253-66.
- CHAROY, B. and WEISBROD A. 1975. Caractéristiques de la phase fluide associée à la gènesse dès gisements d' étain d' Abbaretz et de la Villelder (Bretagne Méridionale). *Mineral. Deposita*, 10, 89-90.
- CHAROY, B. 1979. *Définition et importunes dès phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques*. Tese de Doutoramento, INPL. 277 p.
- CHAROY, B. 1982a. Tourmalinization in Cornwall, England. In : Evans A M (Ed.), *Mineralization associated with acid magmatism*, J. Wiley, Chichester, England : 63-70.
- CHAROY, B. 1982b. Post-magmatic processes in south-west England and Brittany. *Proceedings of the Ussher Society*, 5, 101-115.
- COLLYER, T.A. 2000. *Mineralizações de caráter gemológico (opala, ametista, quartzo tricolor, quartzo rutilado e a clorita) de região de São Geraldo do Araguaia (PA), e caracterização e gènesse*. Belém, UFFa. CPGG 216p. (Tese de doutorado).
- COSTA, J.B.S. 1980. *Aspectos lito-estruturais de região de Colméia - GO*. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém, 71p.
- COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GOES, A.M.; HASUI, Y. 1984. Geologia da Região de Porto Nacional, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 14: 3-11 .).
- COVENEY, R.M.Jr. 1981. *Econ. Geol.* 76, 2176-99.
- CRAVERO, F., DOMINGUEZ, E., IGLESIAS, C. 2001. Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina). *Appl. Clay Sci.* 18, 157–172.
- DALL'AGNOL, R; TEIXEIRA, N.P; MACAMBIRA, J.B; KOTSCHOUBEY, B; GORAYEB, P.S.S; SANTOS, M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da faixa de dobramentos Araguaia, Goiás-Brasil. *Actas, VII Congresso Latino-Americano de Geologia*, Belém. 1, 1-19.
- DE JONG, G. and WILLIAMS, P.J. 1995. Giant metasomatism system formed during exhumation of mid-crustal Proterozoic rocks in the vicinity of the Cloncurry Fault, northwest Queensland, *Australian Journal of Earth Sciences* 42 , pp. 281–290.

- DIAMOND L.W.1992. Stability of CO clathrate hydrate+ CO₂ liquid + CO₂ vapor + aqueous KCl -NaCl solutions. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 56: 273-280.
- DILL, H.G., FRICKE, A., HENNIN G, K.H., THEUNE, C.H. 1995. Aluminium phosphate mineralization from the hypogene LaVanguardia kaolin deposit (Chile). *Clay Miner.* 30, 249–256.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1199-1212.
- EVDOKIMOV M.D. 1982. *Fenites of Tur'insk Alkali Complex, Kola Peninsula*. University Publ., Leningrad, (In Russian).
- EXLEY, C.S. 1976. Observation on the formation of kaolinite in the St. Austell granite, Cornwall. *Clay Miner.* V. 11. p. 51-63.
- FERREIRA, I.O. 2000. *Geologia e gênese do veio de cristal de rocha do Garimpo da Lagoa, Xambioá (TO)*. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém, 86p.
- FETTER, A. H, SARAIVA, T.J.S., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPACHER, P.C., NEVES, B.B.B, ARTHAUD M.H, NOGUEIRA NETO, J.A, WERNICK, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, V. 6, No. 2, pp. 265-273.
- FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S. dos, ARTHAUD, M. and NOGUEIRA NETO, J.A. 1997. Geologic history and framework of Ceará State: Northwest Borborema province, NE Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology, Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith, NE Brazil*, Extended Abst., pp. 112-114.
- GORAYEB, P.S.S. 1981. *Evolução Geológica da Região de Araguacema-Pequizeiro- Brasil*. Belém, UFPa. CG.100 p. (Tese de Mestrado).
- GORAYEB, P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro- Conceição do Araguaia (Goiás- Pará). *Revista Brasileira de Geociências*. 19 (1):51-62. *Geologia, Camboriu*. 5, 2659-2667.
- GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M.; MOURA, C.A.V. 1995. Geração de corpos graníticos batolíticos sintranzamazônicos na Província Borborema: O Exemplo do Granitóide Chaval. 16º Simp. Geol. Nordeste. *Boletim nº 14, Vol. 2*, p. 414-417.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CALADO, W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozóico Pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA – EXPOGEO, 42. Araxá-MG. Exposição Brasileira

- deGeologia. Recursos Minerais e Desenvolvimento Socioeconômico: resumos expandidos. Município de Araxá (MG). 1 CD-ROM, (Sessão Temática).
- HASUI, Y; COSTA, J.B.S; ABREU, F.A.M. 1984 a. Província Tocantins. Setor setentrional. In: F.F.A. de Almeida & Y. Hasui, eds. O Precambriano no Brasil. São Paulo, Edgard Blücher. 137-204.
- HASUI, Y; COSTA, J.B.S; GORAYEB, P.S.S; LEMOS, R.L.L; GAMA Jr., T; BEMERGUY, R.L. 1984b. Geologia da Região de Paraiso do Norte de Goiás, GO. Actas, XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 5, 2220-2233.
- HASUI, Y; COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. v.6, p. 2535-2549.
- HERZ, N; HASUI, Y; COSTA, J.B.S; MATTA, M.A.S. 1989. The Araguaia Fold Belt, Brazil: A reactivated Brasiliano-Pan-Africano cycle (550 Ma) geosuture. *Precambrian Research*, 42, 371-386.
- HUNT, J.A and KERRICK, D.M. 1977 . The stability of sphene experimental redetermination and geological implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 279-288.
- JAHNS R.H. and BURNHAM C.W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: 1.A model for the derivation and recrystallization of granitic pegmatite. *Econ. Geol.*, 64, 843-64.
- JAHNS R.H. and TUTTLE, O.F. 1963. Layered pegmatite-aplite intrusives. Mineralogical Soc. America, Special Paper 1:78-92.
- KELLER, W.D.; HANSON, R.F.; HUANG, W.H.; CERVANTES, A. 1971. Sequential active alteration of rhyolitic volcanic rock to endellite and a precursor phase on it at a spring in Michoacan, Mexico. *Clays and Clay Minerals*, 19: 121-127.
- KELLER, W.D. 1970. Environmental aspects of clay minerals. *J. Sediment. Petr.*, 40: 788-813.
- KESLER, T.L. 1970 . Hydrothermal kaolinization in Michoacan, Mexico. *Clays and Clay Minerals*, 18: 121-124.
- KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral Petrol.*, 93: 482-490.
- KOBER, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 96: 63-71.
- KORZHINSKII D.S. 1958. Acid-base hydrothermal differentiation. DAN SSSR. V. 222. №2. pp. 267-270.

- KOTSCHOUBEY, B., HIERONIMUS, B., ALBUQUERQUE, C.A.R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust? *Journal of South Earth Sciences*, 20, pp 211-230.
- KOTSCHOUBEY, B. & HIERONIMUS, B. 1996. Silicatos cromíferos de Morro Alto (TO): Produtos de alteração hidrotermal de cromititos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, vol.2, pp 160-162.
- KOTSCHOUBEY, B., HIERONIMUS, B., RODRIGUES, O.B., AMARAL, R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, Anais, vol.6, pp.25-28.
- KOVALENKO, V.L. 1978. *The genesis of rare metal granitoids and related ore deposit*. In MAWAN, volume 3 Stempok M. Burnol L. and Tischendorf G. eds (Prague: Geological Survey, Stuttgart) 235-7.
- KRETZ, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v.68. 277-279 p.
- KUHNE, R., WASTERNAK, J., SCHULTZE, H. 1972. Post-magmatische Metasomatose im Endo-Exokontakt der jüngeren postkinematischen Granite des Erzgebirges. *Geologie*, 21:494-520.
- LAFON J.M; MACAMBIRA, J.B; MACAMBIRA M.J.B; MOURA, C.A.V; GAUDETTE, H.E; SOUZA, A.C.C. 1990. A Faixa de Dobramentos Araguaia (TO): novos dados geocronológicos. Actas, XXXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Natal. 5, 2550-2563.
- LAMARÃO, C.N. 1996. *Estudo petrologicodas mineralizações de granitoides Santa luzia na região de Paraíso de tocantins, (TO)*. Belém, UFPa. CG 117p. Tese de Mestrado.
- LAMARÃO, C.N. & KOTSCHOUBEY, B. 1996. Granitóides Santa Luzia registro do magmatismo granítico brasileiro do cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*. 26, 277-288.
- LOVERING, T.S. 1949. Rock alteration as a guide to ore - East Tintic District, Utah. *Economic Geology Monograph* 1. 64pp.
- MACAMBIRA, J.B.; KAWASHITA, K.; SOUZA, A.C.C. 1982. Geocronologia da região do braquianticlinal do Lontra-Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador, 1982. Bol. Resumos e Breves Comunicacoes. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. p.12.
- MACAMBIRA J.B. 1983. *Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO)*. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém, 108p.

- MARK, G. and DE JONG, G. 1996. Synchronous granitoid emplacement and episodic sodic-calcic alteration in the Cloncurry district: styles, timing and metallogenic significance. In: Baker T., Rotherham, J., Richmond J., Mark G. and Williams, P. Eds, Mic' 96: New developments in metallogenic research: the McArthur, Mount Isa, Cloncurry Minerals Province, Extended Conference Abstracts, pp. 77-80. Economic geology Research Unit, James Cook University, Contribution 55.
- MAURITY, C.W. 1986. *Estudo do corpo intrusivo acido de Araguaci-GO*. Belém, UFPa.DGP.26p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- MEYER, C., HEMLEY, J.J. 1967. Wall rock alteration. In: Barnes, H.L.(Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, pp. 167–235.
- MINPET . 1995. Direitos autorais de Richard, L.R., Data Processing System. The Rietveld Method, 1995. Direitos autorais de Young, R.A., International Union of Crystallography. Oxford University Press, 298 pp.
- MORASSE, S., HODOSON, C.J, GUHA, J. and COULOMBE, A. 1988. In Bicentennial gold 88; extended abstracts, poster programme (Goode, A.D.T, Smyth, E.L, Birch, W.D and Bosma, L.I., eds) Abstracts, *Geol. Soc. Austral.*, 23, 92-4.
- MORRIS, R.V. & HASKIN, L.A. 1974. EPR measurement of the effect of glass composition on the oxidation states of europium. *Geochim.Cosmochim. Acta*, 38: 1435.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geol.*, 90:241-256.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C. 1999.Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geol.*, 124:3- 29.
- MOURA C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1993. Zircon ages of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, north-central Brazil. Actas, IV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMICA, Brasília. 232-235.
- MOURA, C.A.V. e SOUZA, S.H.P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. Actas, XXXIX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador. 6, 31-34.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia belt, Brazil. In: A.K. Sinha (Editor), Basement Tectonic 13, Kluwer Academic Publishers. 155-178.
- MOURA, C. A. V. ; PINHEIRO, B. L. S. ; NOGUEIRA, A. C. R. ; GORAYEB, P. S. S. ; GALARZA, M. A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt.. In: PANKHURST, R.; TROUW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; DE WITT, M.J. (Org.). West

- Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. London: Geological Society, v. 294, p. 173-196.
- NYAKAIRU, G.W.A., KOEBEL, C., KURZWEIL, H. 2001. The Buwambo kaolin deposit in central Uganda: mineralogical and chemical composition. *Chem. J.* 35, 245–256.
- OLIVER, N.H.S. 1995. Hydrothermal history of the Mary Kathleen Fold Belt, Mt Isa Block, Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 42, 267-280.
- OLIVER, N.H.S, RAWLING, T.J, CARTWRIGHT I. and PEARSON, P. J. 1994. High temperature fluid-rock interaction in an extension-related hydrothermal system, Mary Kathleen, Australia. *Journal of Petrology*, 35, 1455-1491.
- PAIXÃO, M.A.P., NILSON, A.A. 2001. Characterization of the Moho Transition Zone in the Quatipuru Complex- a slab of oceanic lithosphere in southern Pará, Brazil- and implications for the tectonic evolution of the Araguaia Belt. In: International Conference: Geology of Oman, Abstracts, 68.
- PAIXÃO, M.A.P., NILSON, A.A. 2002b. Geologia e petrologia dos cromititos podiformes e rochas associadas do Complexo Quatipuru, sudeste do estado do Pará. Acta XLI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, J.Pessoa. V. Único p.423-423.
- PAIXÃO, M.A.P., NILSON, A.A. 2002a. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. In: Klein E.L, Vasquez M.L e Rosa-Costa L.T.(Edt). Contribuições à geologia da Amazônia, SBG (NO), Belém, vol.3, p.85-103.
- PINHEIRO, B.L.S. 2005. *Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, com base em datações em idades modelo Sm-Nd em rocha total e datação Pb-Pb em zircão.* Universidade Federal do Pará, Belém, 178p. (Tese de Mestrado).
- POLLARD, P.J. 1983 Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. Transaction of the Institution of Mining and Metallurgy Section B. *Applied Earth Science*, 93, B1-B9.
- PUTY, C.O.F, MARTINS, R.C, MONTALVÃO, R.M.G, CARREIRA, J.M, SILVA, G.H, NEVES, A.P, GIFFONI, L.E, LOURENCO, R.S, FRIZZO, S.J. 1972. Projeto Marabá. Folha Xambioá. Belém, DNPM/CPRM. V. III.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, vol.12, 644p.
- RUBENACH, M.J. 2005. Relative timing of albitization and chlorine enrichment in biotite in Proterozoic schists, Snake Creek anticline, Mount Isa Inlier, Northeastern Australia. *The Canadian Mineralogist*, v.43, 349-366.

- RUBENACH, M.J. and BARKER, A.J. 1998. Metamorphic and metasomatic evolution of the Snake Creek Anticline, Eastern Succession, Mt Isa Inlier. *Australian Journal of Earth Science* 45, 363-372.
- SANTOS, M.D.; MACAMBIRA, J.B., KOTSHOUBEY, B. 1982. Veios mineralizados relacionados a magmatismo ácido na região de Xambioá-Lontra (GO). Anais do XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Salvador-Ba: SBG. v. 3. p. 937-944.
- SANTOS, M.D. 1983. *Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Xambioá*. Universidade Federal do Pará, Belém, 124p. (Tese de Mestrado).
- SANTOS, M.D; MACAMBIRA, J.B; KOUTSCHOUBEY, B. 1984. Uma proposta para a origem das braquianticlinais de Xambioá e Lontra (GO). Possíveis domos gnáissicos. Actas, XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro. 7, 3400-3414.
- SAVEL' EVA, V.B. and ZYRYANOV, A.S. 2003. Geochemistry of Rare-Metal Granites and Metasomatic Rocks in the Main Sayan Fault Zone, Southwestern Baikal Area. Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033Russia
- SCHWARTZ, M.O. 1992. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids- examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit tikus (Indonesia). *Mineral Deposita*, 27, 101-108.
- SCHWARTZ, M.O and SURJONO. 1990. Greisenization and albitization at the Tikus tin-tungsten deposit, Belitung, Indonesia. *Econ. Geol.* 85, 691-713.
- SHCHERBA, G.N. 1970. Greisens. In: *Internat. Geology Rev.*, 12, pp. 114-150, 239-259.
- SHEPPARD, S.M.F. 1977. Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes. In *volcanic processes in ore genesis* (London: Institution of Mining and Metallurgy and Geological Society of London), 25-47.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, AH.; ALDERTON, D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusions studies*. Blackie, Glasgow. 237p.
- SHUL'GIN, L.P.& KOZ' MIN, Y.A. 1963. Kinetics of the europium (III)-europium (II) oxidation-reduction reaction. *Russian J.Inorg.Chem*, 37:1003-1004
- SILVA, J.M.R. 1980. *Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia*. Universidade Federal do Pará, Belém, 48p. (Tese de Mestrado).
- SILVA, J.M.R; HASUI, Y. 1978. Evolução metamórfica do Supergrupo Baixo Araguaia. In: XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Recife v. 1. p. 435-443.

- SOARES, M.A. & KOTSCHOUBEY, B. 2002. Características geológicas e químicas do depósito de esmeralda de Monte Santo, Tocantins. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, Anais, 473.
- SOBOLEVA, Yu.V., ZARAIISKY, G.P., SHAPOVALOV, Yu. V. 1984. Experimental modeling of the diffusion zoning in topaz greisens (in Russian). *Ocherki fiziko-khimicheskoi petrologii*, issue 15, Nauka: Moscow, pp. 148-160.
- SOUZA, A. C. C. 1984. *Geologia e petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo-GO*. Universidade Federal do Pará, Belém, 189p. (Tese de Mestrado).
- SOUZA, J.O. & MORETON, L.C. 1995. Programa Levantamento Geológico Básico do Brasil. Xambioá, Folha SB-22-ZB. Brasília, 57 p.
- SOUZA, S.H.P. & MOURA, C.A.V. 1995 a. Idades Pb-Pb em zircão das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. Actas, V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), Gramado. 95-97.
- SOUZA, D.J.L. & MOURA, C.A.V. 1995 b. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins (TO). Actas, V CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMICA, Niterói CD-ROM.
- SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R; TEIXEIRA, N.P. 1985. Petrologia do gnaiss Cantão: implicações na evolução da faixa de dobramentos Araguaia. Serra do Estrondo (GO). *Revista Brasileira de Geociências*. 15, 300-310.
- SOUZA, J.O. & MORETON, L.C. 1995. Programa Levantamento Geológico Básico do Brasil. Xambioá, Folha SB-22-ZB. Brasília, 57 p.
- SOUZA, J.O. & MORETON, L.C. 2001. Programa Levantamento Geológico Básico do Brasil. Xambioá, Folha SB-22-ZB. Estado do Pará Tocantins. Escala 1:250000. Organizado Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT.
- SOUZA, S.H.P. & MOURA, C.A.V. 1995 a. Idades Pb-Pb em zircão das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. Actas, V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), Gramado. 95-97.
- SOUZA, D.J.L. & MOURA, C.A.V. 1995 b. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins (TO). Actas, V CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMICA, Niterói CD-ROM.
- SOUZA, W.S.P. 2005. *Caracterização e origem das formações ferríferas e dos xistos grafitosos do Grupo Estrondo na região de Xambioá/Araguanã, TO*. Universidade Federal do Pará, Belém, 189p. (Tese de Mestrado).
- STEMPROK, M. 1987. Greisenization (a review). *Geologische Rundschau*, 76, (1):169-175.

- STERN, L.A, BROWN, G.E, BIRD, D.K, JAHNS, R.H. 1986. Mineralogy and geochemical evolution of the Little Three pegmatite-aplite layered intrusive, Ramona, California. *Am. Mineral*, 71, 406-427.
- SYRITSO, L.F and CHERNICK, L.N. 1967. Evolution in accessory mineral paragneiss during metasomatic alteration of granites in eastern Transbaykalia massifs. *Int.Geo.Rev.*, 9, 814-27.
- TAYLOR S.R. & MC LENNAN S.M. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare-earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. Royal Soc.*, A301:381-399.
- VAN DEN KERKHOF, A.M.; HEIN, U.F. 2000. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55, p.27-47.
- VIDAL, P. 1998. Géochimie. Série géosciences. Dunod, Paris. 190 pp.
- ZARAIISKY, G.P. 1993a. Progress in the theory of metasomatic zoning. *Petrology*, 1: 4-28.
- ZARAIISKY, G.P. 1993b. Experimental modeling of metasomatism. *Petrology*, 1: 251-264.
- ZARAIISKY, G.P. 1994. The effects of acidic fluoride and chloride solutions on the geochemical behavior of Al, Si and W., in: Shmulovich, K.I., Yardley, B.V.D., and Gonchar, G.G. (Eds.), *Fluids in the crust: Equilibrium and transport properties*, Chapman and Hall, pp. 142-165.
- ZARAIISKY, G.P. 1999. Experimental modeling of metasomatism in granite systems. *Mineralium Deposita*, special issue /Granite-related Ore Deposits of Russia and Adjacent Areas.
- ZHARIKOV, V.A, PERTSEV, N.N, RUSINOV, V.L, CALLEGARI, E. and FETTER, D.J. 2007. Metasomatism and metasomatic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rock: Web version 01.02.07.

ANEXOS

Anexo 4: Tabela de análises químicas dos greisens, caulins e xisto de referência.

Amostras	Greisens					Caulins					Xisto cf
	AB	AB-6a	GaLa 4	Ga La 1	GaLa tu	AB JP	Ga La cau	EAX VII 5c	Cau Val	Fz Mo	AB Sc
Oxidos (%)											
SiO2	59,68	46,77	68,95	69,88	52,38	44,31	47,02	41,97	39,91	52,46	70,33
TiO2	1,41	1,4	1,04	1,42	1,34	1,72	1,6	4,25	8,25	1,9	1,18
Al2O3	23,92	32,22	18,04	17,66	27,79	38,99	34,64	35,98	32,63	31,83	16,15
Cr2O3	0,057	0,091	0,018	0,049	0,02	0,016	0,019	0,021	0,02	0,027	0,047
Fe2O3t	1,43	1,8	1,06	1	1,47	0,22	1,57	3,22	5,88	1,47	1,03
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	<0,1
MgO	1,52	2,1	1,37	1,18	2,12	0,05	0,19	0,01	0,01	0,07	1,11
CaO	0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,04	0,11	0,02	0,03	0,06	0,02
Na2O	0,2	0,25	0,2	0,19	0,36	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	1,16
K2O	7,83	9,46	6,01	6,37	7,81	0,04	0,31	0,04	0,04	0,3	5,88
P2O5	0,02	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01	0,05	0,04	0,08	0,03	0,03
LOI	3,8	5,6	3,2	2,1	4,6	14,6	14,4	14,3	13,10	11,8	3
TOT/C	0,01	0,01	0,04	0,02	0,38	0,13	0,42	0,16	0,25	0,14	0,04
TOT/S	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,1
Total	99,89	99,74	99,92	99,91	99,82	99,99	99,94	99,85	99,99	99,98	99,94
Elementos tracos (ppm)											
Ni	3,4	5,7	2,9	2,4	3,7	22	47	23	8,80	0,6	2,6
Co	0,5	1,7	14,8	0,9	5,5	1,1	4	18,6	23,30	1,4	7,6
Sc	65	78	17	144	60	3	19	137	98,00	27	48
V	756	1080	326	1262	541	44	113	612	1042,00	157	648
Cu	2,8	2,3	4,1	1,9	3,6	0,6	3,9	11,9	10,80	15,8	3,3
Pb	0,4	0,4	0,6	0,1	1	<0,1	2,1	2	1,30	1,5	0,8
Zn	1	1	2	2	5	1	12	34	10,00	1	1
Sn	10	12	7	7	9	3	3	4	4,00	3	8
W	1,6	1,5	101,1	2,1	19,3	3,8	3	3,5	37,20	2,8	67,9
Mo	<0,1	0,1	0,3	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,10	1	0,1
As	0,5	0,5	<0,5	<0,5	1,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Au	<.0005	0.0029	<.0005	0.0007	<.0005	<.0005	<.0005	<.0005	<.0005	0,0074	0,0009
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	167,4	269	172,9	135,8	216,5	0,5	11,1	0,9	0,9	10,1	135,7
Cs	0,4	0,6	0,6	0,6	1,1	<0,1	1,2	0,2	0,1	0,4	0,2
Ba	1051,8	1421,4	771,5	898,5	1424,5	3,3	56,8	55,1	43,8	38,4	816,7
Sr	6,8	3,7	3,9	4,2	17,4	1,1	2,6	1,7	2,2	5,1	3,6
Ga	63,9	92,2	31,3	41,6	62,6	52,2	45,5	45	45,6	45,8	48,9
Ta	0,6	0,5	1,5	0,9	1,9	3	2,7	1,4	2,3	2,6	0,5
Nb	8,3	7,4	22,8	14,2	31	35,2	32,9	25,3	38,1	38,9	6,6
Hg	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	0,02	0,07	<.01	<.01	<.01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,09	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Be	8	14	9	5	7	2	5	2	2	1	4
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hf	2,5	2,3	8,3	5,9	6,8	14,2	12,9	25,3	8,7	9	2,1
Th	<0,1	0,2	29,5	7,8	21,1	0,7	18,4	9,1	7,4	29,2	0,1
U	0,2	0,3	3,6	0,9	2,1	1,4	4	1,8	3,6	3,2	0,3
Zr	78	77,5	309,6	210,5	261,8	452	430,1	223,3	285,6	317,5	66,3
Y	2	0,6	6,2	12,5	34,3	7,7	94,4	5,3	5,9	32,4	4,8
Terras raras (ppm)											
La	7,8	4,3	5,1	2,5	122	2,3	201,1	5,2	4	58	1,3
Ce	8,7	3,5	10,3	10,8	285,2	8,9	161,5	10,3	12,5	105	2,3
Pr	1,44	0,28	1,42	0,36	32,33	0,7	49,42	3,39	1,39	13,23	0,27
Nd	6,1	0,7	5,1	1,1	116,9	3,2	196,3	12,3	4,5	44,8	0,8
Sm	1,3	0,19	1,1	0,3	20,6	0,6	34,3	2	1	7,5	0,2
Eu	0,16	0,05	0,19	0	2,38	0,2	7	0,39	0,17	1,08	0,05
Gd	0,65	0,28	0,85	0,78	13,41	0,65	28,65	0,9	0,65	5,51	0,24
Tb	0,08	0,07	0,15	0,21	1,71	0,18	4,21	0,18	0,16	0,91	0,08
Dy	0,43	0,31	0,86	1,58	7,06	1	20,17	1	1,01	5,23	0,62
Ho	0,05	0,05	0,17	0,4	1	0,28	3,18	0,24	0,19	0,94	0,14
Er	0,21	0,13	0,65	1,38	2,97	1,02	8,15	0,76	0,81	3,14	0,45
Tm	0,1	0,05	0,12	0,25	0,45	0,21	1,17	0,13	0,16	0,48	0,08
Yb	0,29	0,26	1,14	1,56	2,91	1,56	6,57	1,16	1,45	3,11	0,53
Lu	0,1	0,05	0,25	0,31	0,47	0,26	0,95	0,3	0,33	0,51	0,11
somma ETR	27,41	10,22	27,4	10,8	577,06	21,06	722,67	38,25	28,32	249,44	7,17
média da Somma ETR	18,9575					211,948					

Anexo 1: Tabela de análises químicas dos álcali-feldspato-granitos e albita granitos.

Amostras	Alcali-granitos				Albita granitos					
	SA.dat	SA 02	SA-03	SA-04	PP-1	Arg-11	Arg-4	Arg-1	Arg-1a	Arg-3
Oxidos (%)										
SiO2	74,51	75,07	74,45	75,37	66,59	71,2	86,11	82,35	82,22	78,62
TiO2	0,01	0,07	0,04	0,03	0,6	0,81	0,94	0,56	0,81	0,74
Al2O3	13,86	14,31	14,69	14,07	18,7	15,21	7,8	7,73	7,05	10,21
Cr2O3	0,001	0,001	0,001	0,001	0,008	0,011	0,012	0,003	0,003	0,013
Fe2O3t	0,39	0,76	0,47	0,44	2	0,81	0,12	1,94	2,46	2,87
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,05	0,27	0,13	0,11	0,1	0,39	0,06	1,27	1,36	0,03
CaO	0,66	0,64	0,72	0,48	0,08	0,62	0,26	0,36	0,32	0,42
Na2O	3,24	3,67	4,3	4,02	9,59	8,44	4,05	3,47	2,92	5,58
K2O	5,96	3,62	3,83	3,92	0,1	0,12	0,07	0,8	0,74	0,09
P2O5	0,02	0,02	0,05	0,01	0,01	0,02	0,19	0,11	0,13	0,03
LOI	1	1,5	1,1	1,3	2,1	1,8	0,4	1,3	1,6	1,4
TOT/C	0,04	0,06	0,06	0,09	0,08	0,2	0,07	0,06	0,06	0,018
TOT/S	0,01	0,01	0,04	0,01	0,1	0,02	0,01	0,59	0,75	0,04
Total	99,71	99,95	99,79	99,75	99,88	99,45	100,02	99,9	99,64	100
Elementos tracos (ppm)										
Ni	0,8	0,9	0,3	0,2	4,2	8,7	36,5	40,6	38,2	1,6
Co	8,6	8,8	4,9	2	8,7	70,3	43	29	80,2	0,6
Sc	1	3	3	1	1	3	3	5	6	3
V	1	2,1	1,2	3	48	98	111	29	58	96
Cu	2,7	1,5	1,8	1,2	3,5	0,7	1,7	20,4	4,1	1,4
Pb	0,6	0,9	0,5	2	0,2	0,7	0,2	0,2	0,9	1,3
Zn	7	2	3	3	2	<1	1	3	6	2
Sn	<1	1	<1	<1	1	3	2	<1	<1	<1
W	57,9	52,9	35,3	14	46,1	994,3	89,8	107,3	860,8	8,2
Mo	0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,4	0,1	0,3	0,4	2,2
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	0,9	<0,5
Au	0,0054	0,0015	0,0012	<0,005	0,006	0,0026	<0,0005	0,0067	0,0007	0,0366
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	112,4	98,8	91,6	90	1,4	4	16	26,4	28	1,9
Cs	1	0,9	0,7	1,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	0,4	<0,1
Ba	1419,8	795,8	714,1	1324,4	30,5	20	10,7	51,7	162	16,8
Sr	302,2	171	179,4	187,7	8,7	17,9	7,5	8	11,9	4,1
Ga	14,5	19,3	19,9	17,7	26,8	15,3	10,7	7,6	8,2	12,7
Ta	<0,1	0,2	0,5	0,1	0,9	1,5	0,5	0,8	0,8	0,8
Nb	<5	4,2	5,8	1,5	10,2	15,4	9,1	10,7	7,3	12,8
Hg	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,01	0,22	0,01
Tl	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	1,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Be	1	1	1	1	1	1	1	1	1	<1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Hf	1,8	2	2,2	1,9	10,8	4,5	5,5	3,8	6,1	5,6
Th	1,4	5,9	3,5	4,6	14,8	4,7	2,8	4,9	8,8	21,7
U	0,3	0,6	0,4	0,4	1,4	1	0,6	1,2	1,5	4,1
Zr	27,1	50,4	39,4	30	392,7	140,7	217,5	144,3	227,3	199,4
Y	1,7	3,8	3,1	2	9,4	8,7	25,9	14	25,8	10,5
Terras raras (ppm)										
La	2,6	10,3	8,8	8,4	10,8	11,4	4,5	15	19	51
Ce	3,9	18,6	9,5	16,6	12,1	20,3	12,5	29,7	34,4	106,1
Pr	0,45	2,31	1,46	1,42	2,51	2,38	1,77	3,41	3,87	11,71
Nd	1,3	4,9	4,8	4,8	9,8	11,1	7,4	12,7	15,9	42,8
Sm	0,4	1,1	0,9	0,9	1,7	1,9	2,3	2,6	3	6,9
Eu	0,25	0,26	0,21	0,2	0,37	0,28	0,54	0,58	0,68	0,69
Gd	0,45	0,83	0,77	0,66	1,59	1,69	3,08	2,83	3,43	4,03
Tb	0,06	0,14	0,12	0,1	0,26	0,23	0,63	0,41	0,6	0,52
Dy	0,29	0,66	0,65	0,55	1,35	1,21	3,97	2,41	4,16	2,11
Ho	0,08	0,11	0,1	0,07	0,27	0,23	0,75	0,46	0,86	0,29
Er	0,16	0,37	0,29	0,19	0,92	0,75	2,3	1,42	2,68	0,84
Tm	0,3	0,05	0,05	0	0,14	0,1	0,3	0,18	0,34	0,14
Yb	0,13	0,33	0,33	0,11	1,01	0,71	1,8	1,1	2,39	1,06
Lu	0,03	0,05	0,04	0,03	0,19	0,14	0,26	0,17	0,34	0,16
Somma ETR	10,4	40,01	28,02	34,03	43,01	52,42	42,1	72,97	91,65	228,35
média da somma ETR	37,48667				106,1					

