

Universidade Federal do Amazonas
Instituto de Ciências Exatas
Programa de Pós-Graduação de Geociências

Adnilson Cruz da Silva

Estilo de ocorrência de minerais portadores de ETRs no
Albita Granito da Suíte Madeira: Pitinga, AM.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito a obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar

Manaus – AM
2018

Universidade Federal do Amazonas
Instituto de Ciências Exatas
Programa de Pós-Graduação de Geociências

Adnilson Cruz da Silva

Estilo de ocorrência de minerais portadores de ETRs no
Albita Granito da Suíte Madeira: Pitinga, AM.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós
Graduação em Geociências da Universidade
Federal do Amazonas, como requisito a obtenção
do título de Mestre em Geociências, área de
concentração em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar

Manaus – AM
2018

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

S586e Silva, adnilson cruz
Estilo de ocorrência de minerais portadores de ETRs no Albita Granito da Suíte Madeira: Pitinga, AM. / adnilson cruz Silva. 2018 53 f.: 31 cm.

Orientadora: Carlos Alejandro Salazar
Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Amazonas.

1. Minerais exóticos xenotima. 2. gagarinita. 3. torita. 4. granito Madeira. 5. distrito minero de Pitinga . I. Salazar, Carlos Alejandro II. Universidade Federal do Amazonas III. Título


ADNILSON CRUZ DA SILVA

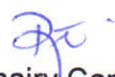
CONTROLES ESTRUTURAIS DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E OS
MINERAIS PORTADORES DE ETR ASSOCIADOS, GRANITO MADEIRA,
FÁCIES ALBITA GRANITO (DISTRITO MINERAL DO PITINGA/AM)


Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Geociências da Universidade Federal
do Amazonas, como requisito parcial
para obtenção do Título de Mestre
em Geociências, área de
concentração em Geociências.

Aprovado em 12 de abril de 2018.

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas


Prof.^a Dr.^a Rielva Solimairy Campelo do Nascimento, Membro.
Universidade Federal do Amazonas


Prof. Dr. Ivaldo Rodrigues da Trindade, Membro.
Universidade Federal do Amazonas

Dedicatória

Dedico este trabalho a memória de minha mãe, Jovelina Cruz. Que sempre valorizou o conhecimento adquirido através do estudo, como verdadeiro patrimônio individual.

AGRDECIMENTO ESPECIAL

Ao meu orientador, Professor Doutor Carlos Alejandro Salazar, pelos ensinamentos, redação no texto, entusiasmo com a ciência geologia. Por acreditar e confiar na minha capacidade, pela amizade, cuidado e paciência em todos os momentos.

Muito obrigado!]

AGRADECIMENTO

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, coordenação, corpo docente e funcionários, pela oportunidade e suporte ao desenvolvimento deste trabalho.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelo financiamento do projeto. À Mineração Taboca S/A, pelo apoio logístico para a realização dos trabalhos de campo e amostragem. Principalmente, aos geólogos Mauricio Dutra, Charles Schalken, Giovana soledade e Guilherme pontes.

À CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), pela disponibilidade dos seus técnicos e material para preparação das lâminas delgadas. Aos colegas de mestrado Manuel Zafra, Igor Torres, Rafaela Santana, Leonardo Palmera, por aguentarem compartilhar o mesmo ambiente e contribuírem com ideias e motivação. Muito obrigado.

RESUMO

Minerais portadores de elementos das terras raras (ETRs) no Albita Granito de Núcleo do plúton Madeira (mina de Pitinga) foram estudados usando técnicas analíticas por DRX, MEV e petrográfica, tendo sido realizado mapeamento geológico estrutural da cava da mina com o intuito de avaliar a distribuição espacial e controle estrutural sobre a ocorrência de diques pegmatíticos e veios com fluorita. As *análises* petrográficas foram realizadas visando entender a associação mineral e os processos sobrepostos como deformação e/ou alteração hidrotermal. As análises de difração de raios X (DRX) realizadas no granito afetado por processo hidrotermal, que modificou a textura e composição da rocha, para identificar argilo minerais e minerais relacionados ao evento hidrotermal e com ocorrência de elementos terras raras (ETR), e elementos de transição (ítrio). O foco da pesquisa consiste em determinar o estilo de ocorrência dos minerais portadores de ETR e elementos de transição e as associações minerais relacionadas a estes para entender os processos formadores e postular um modelo que explique a presença destes minerais no granito. Os resultados da pesquisa mostraram que minerais acessórios comuns em granitos como zircão, apatita estão acompanhados de minerais exóticos como, criolita, xenotima, torita, riebeckita, pirocloro e polilitionita, principalmente de origem magmática e tarde magmática derivada da cristalização de dois pulsos graníticos discretos, registrando estrutura em bandamento composicional de fluxo magmático que controla a distribuição espacial destes minerais, que exibem organização e se relacionam com minerais albita, K-feldspato e quartzo, deformados por mecanismos desenvolvidos em alta temperatura. Fluido tarde magmático formou diques com textura pegmatítica e composição granítica, cujos minerais associam-se a zircão, criolita, xenotima, genthelvita, riebeckita, epidoto, pirocloro, gagarinita, polilitionita. Cresce que ocorreu Pulso de fluidos mais tardio constituído por cassiterita, torita e óxidos de ferro. E pulsos constituídos por fluorita, allanita, fluocerita, clorita e galena formando veios. Diques e veios espacialmente apresentam padrão de orientação compatível com modelo de cisalhamento dextral orientado 260° e mergulho próximo de 60° para N associado a conjugado sintético com atitude dominante 110° mergulho próximo de 70° para o S e a estrutura tensiva com atitude próxima de 340° e mergulho subvertical para W. Este modelo controlou a colocação do plúton, e o desenvolvimento de estruturas com ocorrência dos minerais portadores de ETRs. Os fluidos hidrotermais ricos em ETR percolaram o albita granito e geraram argilo minerais produto da alteração do mesmo. O padrão estrutural e a associação mineral identificada, atestam a coerência com que os minerais portadores de ETRs se distribuem no albita granito de núcleo.

Palavras-chave: Minerais exóticos, xenotima, gagarinita, torita, granito Madeira, distrito minero de Pitinga.

ABSTRACT

Minerals bearers of elements of the rare (ETRs) lands in Albite Granite of Nucleus of the pluton Wood (mine of Pitinga) they were studied using analytical techniques for DRX, MEV and petrográfica, having been accomplished structural geological mapping of the digging of the mine with the intention of evaluating the space distribution and structural control on the occurrence of dikes pegmatites and veins with fluorita. The analyses petrográficas were accomplished seeking to understand the mineral association and the processes put upon as deformation and/or alteration hydrothermal. Analyze them of diffraction of rays X (DRX) accomplished in the affected granite by process hydrothermal, that modified the texture and composition of the rock, to identify mineral argilo and minerals related to the event hydrothermal and with occurrence of elements rare (ETR) lands, and transition (ítrio) elements. The focus of the research consists of determining the style of occurrence of the minerals bearers of ETR and transition elements and the related minerals associations the these to understand the processes formators and to postulate a model that explains the presence of these minerals in the granite. The results of the research showed that mine accessory common in granites as zircon, apatite are accompanied of exotic minerals as, cryolite, xenotime, torite, riebeckite, pyrochlore and polilitionite, mainly of origin magmatic and late derived magmatic of the crystallization of two pulses discreet granitic, registering structure in banding compositional of flow magmatic that controls the space distribution of these mines, that exhibit organization and they link with minerals albite, K-feldspar and quartz, deformed for mechanisms developed in high temperature. Fluid late magmatic formed dikes with texture pegmatite and composition granitic, whose minerals associate to zircon, criolita, xenotime, genthelvita, riebeckite, epidote, pyrochlore, gagarinite, polilitionite. It increases that happened later Pulse of fluids constituted by cassiterite, torite and oxides of iron. And pulses constituted by fluorite, allanite, fluocerite, chlorite and galena forming veins. Dikes and veins spatially present pattern of compatible orientation with model of shearing guided dextral 260° and close dive of 60° for associated N her conjugated synthetic with attitude dominant close 110° dive of 70° for S and the structure tensile with close attitude of 340° and I dip subvertical for W. This model controlled the placement of the pluton, and the development of structures with occurrence of the minerals bearers of ETRs. The fluids rich hydrothermal in ETR percolated the albite granite and they generated argilo mineral product of the alteration of the same. The structural pattern and the identified mineral association, they attest the coherence with that the minerals bearers of ETRs are distributed in the albite nucleus granite.

Word-key: Minerals exotic xenotime, gagarinite, torite, granite Wood, district mines of Pitinga

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO **Erro! Indicador não definido.**
2. MÉTODOS..... **Erro! Indicador não definido.**
3. GEOLOGIA REGIONAL **Erro! Indicador não definido.**
 - 3.1 PLÚTON MADEIRA **Erro! Indicador não definido.**
 - 3.2 ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRs) EM GRANITOS ...**Erro! Indicador não definido.**
 - 3.3 MINERAIS PORTADORES DE ETRs NO DEPOSITO DE PITINGA.....**Erro! Indicador não definido.**
4. RESULTADOS..... **Erro! Indicador não definido.**
 - 4.1 ALBITA GRANITO DE NÚCLEO **Erro! Indicador não definido.**
 - 4.2 DIQUES PEGMATÍTICOS E VEIOS **Erro! Indicador não definido.**
 - 4.3 CONTEXTO ESTRUTURAL..... **Erro! Indicador não definido.**
 - 4.4 PETROGRAFIA..... **Erro! Indicador não definido.**
 - 4.5 ASSOCIAÇÃO E OCORRÊNCIA DE MINERAIS PORTADORES DE ETRs
Erro! Indicador não definido.
 - 4.5.1 Disseminados no granito **Erro! Indicador não definido.**
 - 4.5.2 EM ROCHAS COM TEXTURAS PEGMATÍTICAS**Erro! Indicador não definido.**
 - 4.5.3 ASSOCIADOS A VEIOS E À ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL
RELACIONADA..... **Erro! Indicador não definido.**
 - 4.5.4 PROCESSOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NO ALBITA GRANITO
DE NÚCLEO..... **Erro! Indicador não definido.**
5. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS **Erro! Indicador não definido.**
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS **Erro! Indicador não definido.**

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da mina de Pitinga – AM.

Figura 2: Aspectos texturais observados em afloramento para as rochas das Fácies Albita Granito de Borda e Albita Granito de Núcleo.

Figura 3: Localização das amostras coletadas no Albita Granito de Núcleo, utilizadas para descrição petrográfica e análise por difração de raios-X. Fonte: mineração Taboca S/A, com atualizações para este trabalho.

Figura 4: Variação textural no Albita Granito de Núcleo.

Figura 5: Fotomicrografia da ocorrência de zircão.

Figura 6: Fotomicrografia de torita em cristais disseminados contida em Albita Granito de Núcleo, afetado por fluidos ricos em fluorita.

Figura 7: A) zona de cisalhamento orientada $265^{\circ}/45^{\circ}$. B) zona de cisalhamento orientada $265^{\circ}/45^{\circ}$.

Figura 8: Fotomicrografias da composição de diques como textura pegmatítica.

Figura 9: Fotomicrografias de torita em cristais disseminados contida em Albita Granito afetado por fluidos ricos em fluorita.

Figura 10: Juntas com veios de fluorita.

Figura 11: Fotomicrografias de minerais constituintes de veios.

Figura 12: Fotomicrografias de cristais de topázio com hábito radial em greisen.

Figura 13: Difratoformas de amostras coletadas em rochas de textura pegmatítica ocorrendo como bolsões na região sul do Albita Granito de Núcleo cota 150.

Figura 14: Difratoformas de minerais produtos de alteração hidrotermal afetadas por alteração hidrotermal do Albita Granito de Núcleo (AGN).

Figura 15: Difratoformas de amostras coletadas ao centro do albita granito de núcleo, próximo à zona de contato com veios de fluorita.

Figura 16: Fotomicrografias de alteração hidrotermal em rocha próxima veios de fluorita.

Figura 17: Distribuição espacial do teor médio dos elementos: A) tório e B) ítrio obtidos por análises geoquímicas (ICP/MS,) no albita granito.

Figura 18: Distribuição das estruturas rúpteis registradas no fácies Albita Granito do Granito Madeira.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Geocronologia das rochas que afloram na região de Pitinga.

Tabela 2: Variação das concentrações anômalas do Y e dos elementos terras no Albita Granito de Núcleo.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. MÉTODOS.....	5
3. GEOLOGIA REGIONAL	8
3.1 PLÚTON MADEIRA	10
3.2 ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRs) EM GRANITOS	12
3.3 MINERAIS PORTADORES DE ETRs NO DEPOSITO DE PITINGA.....	14
4. RESULTADOS.....	17
4.1 ALBITA GRANITO DE NÚCLEO	17
4.2 DIQUES PEGMATÍTICOS E VEIOS	19
4.3 CONTEXTO ESTRUTURAL.....	24
4.4 PETROGRAFIA.....	27
4.5 ASSOCIAÇÃO E OCORRPNCIA DE MINERAIS PORTADORES DE ETRs 31	
4.5.1 Disseminados no granito	32
4.5.2 EM ROCHAS COM TEXTURAS PEGMATÍTICAS	32
4.5.3 ASSOCIADOS A VEIOS E À ALTERAÇÃO HIDROTERMAL RELACIONADA.....	36
4.5.4 PROCESSOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO ALBITA GRANITO DE NÚCLEO.....	38
5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	50

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da mina de Pitinga – AM.

Figura 2: Aspectos texturais observados em afloramento para as rochas das Fácies Albita Granito de Borda e Albita Granito de Núcleo.

Figura 3: Localização das amostras coletadas no Albita Granito de Núcleo, utilizadas para descrição petrográfica e análise por difração de raios-X. Fonte: mineração Taboca S/A, com atualizações para este trabalho.

Figura 4: Variação textural no Albita Granito de Núcleo.

Figura 5: Fotomicrografia da ocorrência de zircão.

Figura 6: Fotomicrografia de torita em cristais disseminados contida em Albita Granito de Núcleo, afetado por fluidos ricos em fluorita.

Figura 7: A) zona de cisalhamento orientada $265^{\circ}/45^{\circ}$. B) zona de cisalhamento orientada $265^{\circ}/45^{\circ}$.

Figura 8: Fotomicrografias da composição de diques como textura pegmatítica.

Figura 9: Fotomicrografias de torita em cristais disseminados contida em Albita Granito afetado por fluidos ricos em fluorita.

Figura 10: Juntas com veios de fluorita.

Figura 11: Fotomicrografias de minerais constituintes de veios.

Figura 12: Fotomicrografias de cristais de topázio com hábito radial em *greisen*.

Figura 13: Difractogramas de amostras coletadas em rochas de textura pegmatítica ocorrendo como bolsões na região sul do Albita Granito de Núcleo cota 150.

Figura 14: Difractogramas de minerais produtos de alteração hidrotermal afetadas por alteração hidrotermal do Albita Granito de Núcleo (AGN).

Figura 15: Difractogramas de amostras coletadas ao centro do albita granito de núcleo, próximo à zona de contato com veios de fluorita.

Figura 16: Fotomicrografias de alteração hidrotermal em rocha próxima veios de fluorita.

Figura 17: Distribuição espacial do teor médio dos elementos: A) tório e B) ítrio obtidos por análises geoquímicas (ICP/MS,) no albita granito.

Figura 18: Distribuição das estruturas rúpteis registradas no fácies Albita Granito do Granito Madeira.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Geocronologia das rochas que afloram na região de Pitinga.

Tabela 2: Variação das concentrações anômalas do Y e dos elementos terras no Albita Granito de Núcleo

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo está localizada na porção norte do estado do Amazonas, município de Presidente Figueiredo. Subfácies albíta granito de núcleo, cava da mina da Mineração Taboca, distante da cidade de Manaus (capital do estado do Amazonas), 350 Km, para nordeste. A área de mineração se posiciona nas coordenadas centrais $0^{\circ} 45' S$ e $60^{\circ} 00' W$, compreendendo parte das folhas em escala 1: 250.000 SA. 20-X-B-VI (Rio Alalaú) e SA. 21-V-A- (Rio Pitinga). O acesso terrestre se dar por rodovia federal BR 174, (Figura 1) até o 260 Km e posteriormente por estrada vicinal mais 60 km, através da reserva indígena Waimiri-Atroari até a área do projeto da Mineração Taboca S/A, empresa brasileira, pertencente ao grupo peruano Minsur, líder na extração de estanho. Fundada em 1969, a Mineração Taboca foi pioneira na mineração e metalurgia do estanho no Brasil. A história da exploração de estanho na Amazônia pela mineração taboca tem início nos anos 70, quando o conhecimento geológico sobre a região era incipiente e o acesso ainda mais difícil, os levantamentos geológicos disponíveis nas escalas 1:500.000 ou menores, estavam limitados a cursos fluviais. Com o projeto RADAM BRASIL, foram adquiridas imagens de radar da Amazônia, tornado possível melhorar o conhecimento regional.

O primeiro registro de cassiterita aluvionar na região de Pitinga, foi realizado por Veiga Jr. et al (1979), durante o mapeamento do granito Água Boa, localizado a oeste do rio Pitinga. Parte dessa área foi requerida pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil), junto ao DNPM (Departamento Nacional de Produção Mineral), e a outra parte foi requerida por uma subsidiária da empresa Paranapanema S.A. Baseando-se em mapeamento de detalhe do granito Água Boa e de aluviões provenientes deste granito, foi constatando que a mineralização primária em estanho (Sn), estava associada a fraturas, preenchidas por greisens.

Esta descoberta intensificou os trabalhos de pesquisa geológica na região do Granito Madeira, em procura da fonte da mineralização em cassiterita (Sn), resultando na descoberta da fácies Albíta Granito, definida como fácies mais evoluída do Granito Madeira. O depósito de cassiterita apresentava teores percentuais baixos porém sendo um grande volume, o que viabilizaria a exploração quando se exaurissem os depósitos aluvionares, este projeto teria perspectiva de exploração para 35 anos. Porém Com a implantação de trabalho de extração aluvionar de cassiterita na região em torno ao Granito Madeira, Pitinga tornou-se a maior mina de estanho (Sn), do Brasil, posteriormente com o avanço de trabalhos de prospecção

na fácies Albita Granito, descobriu-se importante ocorrência de criolita disseminada na rocha e ocorrência em veios, como um depósito de criolita maciça (DCM) com volume estimado de 317 ROM (Mt) e o de criolita disseminada em volume de 9,97 ROM(Mt) e ocorrência de elementos terras raras alvo de interesse deste trabalho de pesquisa.

Elementos terras raras são considerados estratégicos por que são escassos na natureza (ocorrem em baixa concentração na crosta), são usados na indústria de ligas metálicas pelas suas propriedades de alta resistência e alto ponto de fusão. Muito raramente formam altas concentrações na crosta. Quando isto ocorre em granitos, sua gênese envolve processos petrogenéticos relacionados com a fonte do magma da formação rocha e dos minerais portadores (magmáticos e de alteração hidrotermal). A concentração de ETRs se relaciona com processos de interação termodinâmica e geoquímica em sistemas minerais durante a formação da rocha e/ou alteração hidrotermal. E o estilo de ocorrência envolve tanto processos de câmara magmática, como estruturais e de deformação. Devido a tal complexidade, depósitos de ETRs em granitos, são pobremente entendidos.

Pesquisas de cunho petrogenético e geoquímico (Costi et al., 2005; Pierosan 2006, Soledade, 2010); coincidem em que no depósito estanífero de Pitinga, os minerais portadores de elementos de transição (ítrio) e elementos terras raras (ETRs) no Albita Granito de Núcleo, apresentam concentrações anômalas de interesse industrial. A origem de seus minerais portadores, relaciona-se a processos magmáticos formadores A Granito (Costi et al 2005, Pierosan, 2006). Minerais como anfibólio, torita, fluorita e xenotima, ocorrem no Albita Granito de Núcleo disseminados na rocha, em bolsões da rocha com textura pegmatítica, em diques pegmatíticos, em veios de fluorita e nas rochas afetadas por alteração hidrotermal próxima a veios de fluorita. O controle estrutural de diques pegmatíticos e de veios de fluorita, o estilo de ocorrência destes minerais e sua paragenese, assim como os processos hidrotermais associados com sua origem, são tópicos de interesse na compreensão geológica deste depósito. Tais tópicos ainda estão em aberto e por tanto motivam esta pesquisa. Dessa forma, para explicar a origem dos elementos de transição e de terras raras no Albita Granito Madeira, considera-se necessário estudar seus minerais portadores nos distintos contextos de ocorrência e entender que processos contribuíram para a sua formação, assim como determinar seu estilo de ocorrência na rocha.

Este projeto de pesquisa tem como **Objetivo Geral entender** o estilo de ocorrência de minerais portadores de metais de elementos terras raras (ETRs) presentes no Albita Granito de Núcleo do Plúton Madeira. Também inclui os seguintes objetivos

Específicos:

- 9 Determinar a associação dos principais minerais portadores de elementos terras raras.
- 9 Postular o estilo estrutural que controla diques pegmatíticos e veios de fluorita.

Para alcançar tais objetivos esta pesquisa se apoia em mapeamento de diques pegmatíticos, de veios de fluorita, rocha encaixante e de estruturas rúpteis (falhas e juntas). Em análises petrográficas, texturais e das paragêneses de minerais de alteração hidrotermal para determinar a distribuição dos minerais portadores de elementos terras raras. Embora importantes contribuições sobre a origem dos minerais portadores de ETRs no albita granito de núcleo tenham sido realizadas por vários autores (Minuzi et al., 2004; Pires et al., 2005; Costi et al., 2009; Pierosan, 2010; Ronchi et al 2011, Bastos Neto et al., 2013). Este tema ainda é polêmico, e o estilo estrutural com que os minerais portadores de ETRs se distribuem no Albita Granito de Núcleo é totalmente inédito.

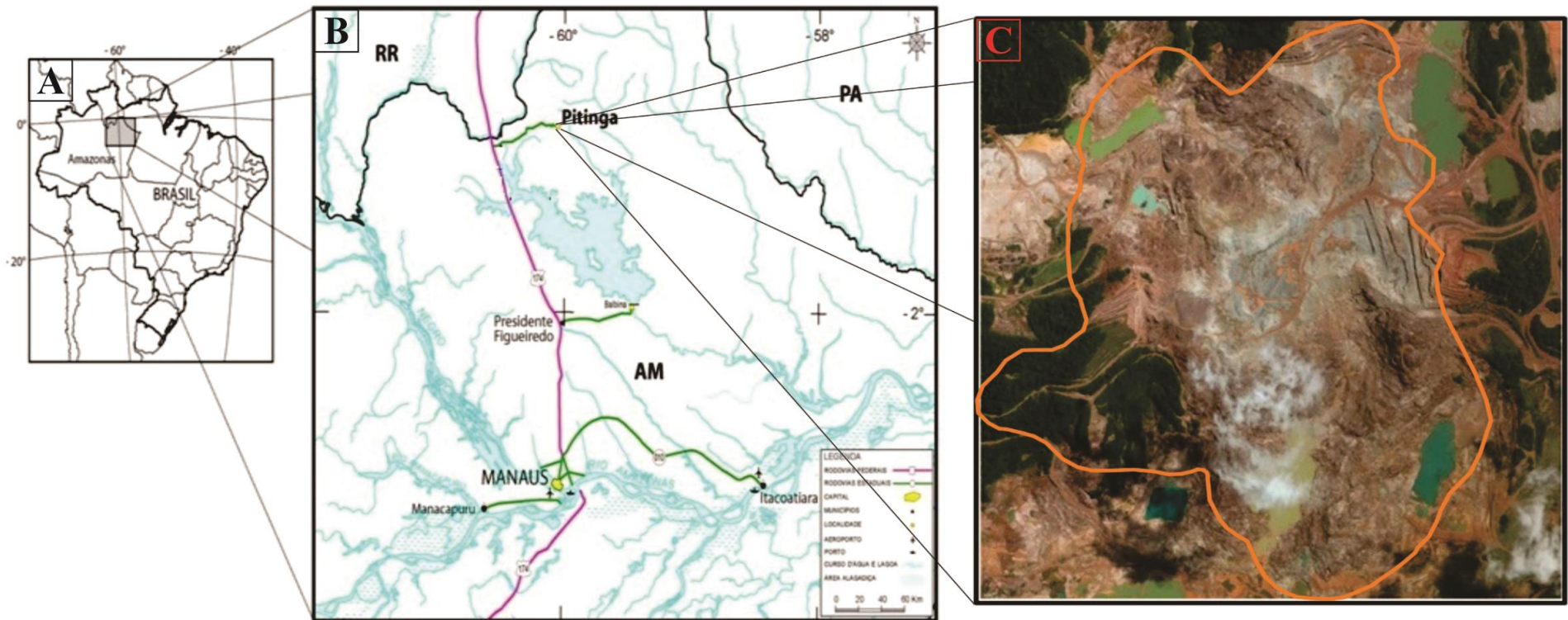


Figura 1: Localização da mina de Pitinga – AM. A) Localização da mina de Pitinga em território nacional. B) Via de acesso para mina de Pitinga no município de Presidente Figueiredo. C) Área da cava da mina, com delimitação da área lavrável do Albita Granito em laranja. (modificado de (FERRON, 2006).

2. MÉTODOS

pesquisa foi desenvolvida mediante as seguintes atividades:

1.0 Consulta a fontes bibliográficas, como livros especializados, artigos científicos, mapas geológicos e relatórios de produção interna da mineração Taboca S/A. Durante esta atividade foram obtidos produtos cartográficos, que foram usados na fase de amostragem e pesquisa em campo, incluindo mapa geológico-estrutural, confeccionado com as informações obtidas em trabalhos realizados em campo conjuntamente com a mineração Taboca. S/A. De igual maneira, foram analisadas informações que permitissem entender o contexto geológico de ocorrência do Albita Granito (subfácies Albita Granito de Borda) (AGB) e Albita Granito de Núcleo (AGN), alvo desta pesquisa.

2.0 Trabalhos de campo e de amostragem de rochas. Foi realizado durante duas campanhas de cinco e dois dias, desenvolvidas integralmente dentro da cava de mina ativa, onde aflora a fácies Albita Granito do plúton Madeira, com ênfase na subfácies Albita Granito de Núcleo (AGN). Foram coletadas informações sobre a ocorrência de diques pegmatíticos, veios de fluorita e áreas com evidências de alteração hidrotermal. Em cada local foram levantadas informações sobre textura, composição, alteração hidrotermal das rochas e atitudes de estruturas (verificadas em campo), as amostras de rocha distribuídas em 26 pontos: dentre as amostras coletadas se incluem: **i)** amostras de diques pegmatíticos, orientadas **ii)** bolsões (zonas) onde a rocha exibe textura pegmatítica **iii)** amostras de rocha intrudidas por veios de fluorita, assim como do próprio veio. Dentro da área de cava, também foi realizado mapeamento sistemático de estruturas rúpteis, falhas e juntas, identificação de elementos cinemáticos, assim como da geometria que evidencia a ocorrência de alteração da rocha pelo efeito da passagem de fluídos hidrotermais. Também foram coletadas amostras de rocha a partir de testemunhos de sondagem.

3.0 A preparação de amostras de rocha em laboratório. Envolveu corte, para obter os tabletes para confecção das seções delgadas polidas. Visando estudos petrográficos por meio de microscopia ótica para identificar associação mineral, paragênese produto de alteração hidrotermal e características texturais. Foram confeccionadas 57 lâminas polidas de rocha coletada nos pontos de amostragem, utilizadas para análises petrográficas (luz transmitida), metalográficas (luz refletida) e MEV (microscopia eletrônica de varredura).

4. Etapa de laboratório. Envolveu o uso das seguintes técnicas analíticas:

4.1 Análises petrográficas. Foram realizado corte dos blocos para confecção de tabletes, com posterior polimento e confecção de laminas delgadas polidas, analisadas em luz transmitida e refletida em microscópio convencional, modelo BX60 e BX51 marca Olympus, visando determinar, composição mineral mediante propriedades óticas, características texturais de fases minerais, determinação de associações paragenéticas entre fases minerais, identificação de minerais resultantes de processos de alteração hidrotermal, entre outras características de interesse. Detalhamentos texturais visando determinar fases de exsolução, processos de inclusão, alteração de borda de minerais com o intuito de refinar, associações paragenéticas de minerais com textura fina foram realizados usando microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo Quanta 250 (FEI Company) instalado no Departamento de Geociências da universidade Federal do Amazonas.

4.2 Difratomia de Raios-X. Este método consiste na incidência de um feixe de raios-x a um ângulo de convergência, em inclinação variável em uma amostra de rocha pulverizada. Quando os raios-X são espalhados pelo ambiente ordenado de um cristal, haverá interferência entre os raios dispersos (difração). Se colocadas as intensidades da onda espalhada em função do ângulo de dispersão 2θ (ângulo entre a onda incidente e a onda dispersa), se obtém um gráfico denominado difratograma. Considerando-se dois ou mais planos de uma estrutura cristalina, as condições para que ocorra uma difração de raios-X, irá depender da diferença do caminho percorrido pelos raios-X e o comprimento de onda da radiação incidente. Esta condição é expressa pela lei de Bragg: $n\lambda = 2d \sin\theta$ onde, λ corresponde ao comprimento de onda da radiação incidente, n é um número inteiro (ordem da difração), d é a distância interplanar para o conjunto de planos cristalográficos e θ é o ângulo de incidência dos raios-X (Skoog et al., 2002).

A preparação de (15) amostras para análises de difratometria de raios X envolveu: quebra, britagem em britador de mandíbulas e moagem em moinho de bolas de ágata; com posterior peneiramento do material em peneira ABNT 200 mesh. Posteriormente foi confeccionada com material proveniente das amostras selecionadas, uma respectiva pastilha de material fino de rocha e cada uma foi analisada por difração de raios-X (DRX). Tendo cada amostra passado pelo seguinte procedimento analítico proposto por Albers et al., (2002):

- i) **Procedimento básico.** A amostra passa por um processo de hidratação de 24 horas, ficando diluída em 200 ml de água com 5 ml de hidróxido de amônio(NH₄OH). Decantação de minerais de maior tamanho e seleção dos componentes de menor tamanho com os quais se elabora a pastilha de material fino que passa por secagem a temperatu-

ra ambiente. Finalmente a amostra foi submetida ao difratômetro, (procedimento normal).

- ii) **Glicolagem** consistiu na adição de uma alíquota de 100 ml de etilenoglicol na amostra, esta alíquota foi aquecida a 90⁰C e posta em recipiente, na base da amostra de rocha pulverizada, a qual foi impregnada com vapores do etilenoglicol por um período de 5 horas, posteriormente, a amostra foi finalmente submetida por uma segunda vez à análise no difratômetro, obtendo-se um segundo difratograma. Este procedimento tem como propósito diferenciar argilominerais expansivos (ver detalhes no apêndice A).
- iii) **Queima.** Esta última etapa da análise consistiu em aquecer a amostra durante duas horas a temperatura de 500⁰C, sendo posteriormente deixando esfriar naturalmente até atingir a temperatura ambiente para que seja realizada uma terceira leitura no DRX, gerando um novo difratograma. Dessa forma durante o procedimento se obtém três difratogramas para cada uma das amostras, tendo como propósito determinar a presença de argilo minerais hidratados e a ocorrência de fases minerais de origem hidrotermal.
- iv) Mediante caracterização de difratograma é possível identificar argilominerais, usando propriedades físicas do mesmo como intensidade e posição de picos (minerais hidratados e não hidratados, apêndice A).

Os procedimentos analíticos foram realizados no Laboratório de Técnicas Mineralógicas do Departamento de Geociências da UFAM. Foi utilizado para as análises de difração de raios-X um equipamento fabricado pela empresa Shimadzu, este difratômetro XDR possui ânodo de Cu e potência de 30kV, goniômetro θ -2 θ e detector linear SC-1001, as análises são efetuadas no modo reflexão. A interpretação dos resultados foi realizada usando o software XDR 6000, desenvolvido pela empresa SHIMADZU, que compara os dados medidos com os dados de difratogramas existentes no banco de dados do programa que busca compara os picos obtidos com a leitura da amostra e o já existente na memória do software.

5 Tratamento de resultados analíticos. As Informações estruturais obtidas no trabalho de mapeamento perfazem um total de 500 leituras de estruturas rúpteis, tais dados foram tratados em programa estrutural Stereonet (software livre). Sendo determinado as direções principais e direções secundárias com a utilização do Stereonet e plotadas em mapa junto com a geologia do local, as ocorrências de diques pegmatíticos, de Greisens e de veios de fluorita, todos hospedados no Albita Granito.

Também foi possível fazer correlações espaciais da distribuição do teor com o arranjo estrutural rúptil predominante na subfácies Albita Granito de Núcleo, tendo como base o modelo de deformação descrito por Siachoque et al., (2017) e os dados estruturais coletados nesta pesquisa.

6 Análise e integração de resultados. Na fase de análise e integração dos resultados analíticos foram elaborados textos explicativos, realização da redação da dissertação, desenho de figuras, interpretações das informações coletadas em campo e análises de laboratório e as considerações finais.

3. GEOLOGIA REGIONAL

O Distrito Mineiro de Pitinga está situado na porção sul do Escudo das Guianas (Costi *et al.*, 2005), entre as Províncias Geocronológicas Amazônia Central, a leste, e Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999) ou Tapajós-Parima, a oeste (Santos *et al.*, 2000). Dados geocronológicos sobre a região de Pitinga apontam para uma evolução geológica iniciada no Paleoproterozóico e se estendendo até o Mesoproterozóico. Hipóteses referentes ao contexto tectônico envolvem subducção com formação de arco e colapso orogênico com delaminação, para a formação das rochas mais antigas da região (Almeida 2006), ainda estão em debate.

A unidade de rocha mais antiga nesta Província é denominada Suíte Intrusiva Água Branca (Oliveira et al., 1996), trata-se de monzogranitos e granodioritos de afinidade geoquímica cálcio alcalina com fácies hornblenda (dioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos) e com biotita (granodioritos e monzogranitos) (Oliveira *et al.*, 1996). Idade Pb-Pb por evaporação de zircão 1960 ± 2 Ma e 1938 ± 37 Ma (Almeida et al., 1997), dados mais recentes, apontaram idade 1901 ± 5 Ma (Almeida 2006), entendida como idade de cristalização. Outras idades obtidas Rb-Sr entre 1951 (Santos & Reis Neto, 1992) e 1910 ± 47 Ma (Jorge Joao et al., 1985).

A Suíte Intrusiva Água Branca ocorre em contato com rochas vulcânicas (riolitos, riolacitos e quartzo-traquitos) do Grupo Iricoumé, com idade Pb-Pb em zircão de 1888 ± 3 Ma (Costi *et al.*, 2000), e dos granitoides da Suíte Mapuéra que compõem o Supergrupo Uatumã, que é a unidade com maior ocorrência no entorno da mina de Pitinga. A Suíte Mapuéra (Veiga Jr. *et al.*, 1979), que aflora na região próxima a Pitinga, está constituída por sienogranitos e monzogranitos apresentam idade U-Pb em zircão de 1866 ± 5 Ma para o granito

Abonari (unidade da Suíte Mapuéra, Lombello 2011). Riolitos, traquitos, feno andesitos e feno latitos do Grupo Iricoumé resultaram da instalação de um sistema de caldeiras em ambiente distensivo intrudidos pelos granitos Mapuéra, reativações das estruturas distensivas controlariam a colocação dos plútons da suíte intrusiva Madeira que afloram na área da mina Pitinga (Ferron *et al.*, 2006). A suíte Intrusiva Madeira é constituída pelos sienogranitos Europa (1829 ± 2 Ma, e Madeira (1824 ± 2 Ma, Costi *et al.*, 2000), e pelo biotita-topázio granito Água Boa (1815 ± 10 Ma; Lenharo, 1998; Costi *et al.*, 2000). O Granito Madeira está separado do Granito Água Boa por uma falha com extensão regional e direção NW-SE, segundo Costi *et al.* (2000), constituído por quatro fácies distintas, anfíblio-biotita-sienogranito, biotita-feldspato alcalino-granito, feldspato alcalino-granito hipersolvus porfirítico e albita-granito, este último, mineralizado em metais raros (Sn, Nb, Zr, ETR, Y e Pb), localizado no centro do plúton (Costi *et al.*, 2005). No Albita Granito ocorrem bolsões dispersos com textura pegmatítica, diques quartzo feldspáticos com textura pegmatítica e veios de fluorita que são objeto deste estudo por terem correlação com eventos hidrotermais. Rochas piroclásticas da Formação Urupi, sills toleíuticos e diques da Formação Quarenta Ilhas, com idade de 1780 ± 3 Ma (Santos *et al.*, 2002^a), diabásios e basaltos alcalinos da Formação Seringa, com idade em torno de 1100 Ma (Veiga Jr. *et al.*, 1979), compõem as rochas mais jovens nesta área. Um resumo das idades das rochas na região de Pitinga e entorno é apresentado na tabela 1.

Tabela 1. Geocronologia das rochas que afloram na região de Pitinga e entorno.

VULCÂNICAS E GRANITOS DA PROVÍNCIA PITINGA				
<i>Unidade</i>	<i>Rocha</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Método</i>	<i>Referência</i>
<i>Suíte Água Branca</i>	<i>Hornblenda-biotita-granodiorito</i>	1901 ± 5	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>Almeida (2006)</i>
<i>Suíte Água Branca</i>	<i>Biotita-granito-porfirítico</i>	1895 ± 3	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>Valério (2006)</i>
<i>Grupo Iricoumé</i>	<i>Riolito porfirítico</i>	1882 ± 2 1886 ± 6	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>Ferron (2006)</i>
<i>Grupo Iricoumé</i>	<i>Riolito microgranofírico</i>	1881 ± 2	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>Ferron (2006)</i>
<i>Grupo Iricoumé</i>	<i>Ignimbrito riolítico</i>	1890 ± 2	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>Ferron (2006)</i>
<i>Grupo Iricoumé</i>	<i>Riodacito porfirítico cataclástico</i>	1885 ± 8	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>Ferron (2006)</i>
<i>Grupo Iricoumé</i>	<i>Riolitos</i>	1888 ± 3	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>Costi, Dall'Agno e Moura (2000)</i>
<i>Suíte Mapuera</i>	<i>Granito Abonari</i>	1871 ± 5	<i>U-Pb Zr</i>	<i>Lombello. (2011)</i>
<i>Suíte Mapuera</i>	<i>Granito Simão</i>	1882 ± 4 1885 ± 4	<i>U-Pb Zr</i>	<i>Ferron (2006)</i>
<i>Suíte Mapuera</i>	<i>Granito Rastro</i>	1882 ± 2	<i>U-Pb Zr</i>	<i>Ferron (2006)</i>
<i>Suíte Mapuera</i>	<i>Granito Bom Futuro</i>	1882 ± 3	<i>U-Pb Zr</i>	<i>Ferron (2006)</i>
<i>Suíte Mapuera</i>	<i>Granito Alto Pitinga</i>	1885 ± 3	<i>U-Pb Zr</i>	<i>Ferron (2006)</i>

VULCÂNICAS E GRANITOS DA PROVÍNCIA PITINGA				
<i>Unidade</i>	<i>Rocha</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Método</i>	<i>Referência</i>
<i>Suíte Mapuera</i>	<i>Granito Abonari</i>	<i>1866+ - 5</i>	<i>UPb- zircão</i>	<i>Lombello (2011)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Madeira/albita-granito¹</i>	<i>1834 ± 6</i>	<i>U-Pb Zr</i>	<i>Fuck et al. (1993)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Madeira/biotita-granito</i>	<i>1810 ± 6</i>	<i>U-Pb Zr³</i>	<i>Lenharo (1998)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Madeira/albita-granito¹</i>	<i>1794 ± 19</i>	<i>U-Pb Zr⁴</i>	<i>Lenharo (1998)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Água Boa/ granito rapakivi</i>	<i>1798 ± 10</i>	<i>U-Pb Zr⁴</i>	<i>Lenharo (1998)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Água Boa/topázio-granito¹</i>	<i>1815 ± 10</i>	<i>U-Pb Zr³</i>	<i>Lenharo (1998)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Madeira/albita-granito¹</i>	<i>1782 ± 4</i>	<i>Ar-Ar⁵</i>	<i>Lenharo (1998)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Água Boa/greisen¹</i>	<i>1783 ± 5</i>	<i>Ar-Ar⁵</i>	<i>Lenharo (1998)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Europa/riebeckita-álcali feldspato-granito</i>	<i>1829 ± 1</i>	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>Cos^{RT} (2000)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Madeira/Anfibólio-biotita-sienogranito</i>	<i>1824 ± 2</i>	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>RT (2000)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Madeira/biotita-granito</i>	<i>1822 ± 2</i>	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>RT (2000)</i>
<i>Suíte Madeira</i>	<i>Plúton Madeira/álcali feldspato-granito Hiper-solvus porfirítico</i>	<i>1818 ± 2</i>	<i>Pb-Pb Zr²</i>	<i>RT (2000)</i>
<i>Formação Quarenta Ilhas</i>	<i>Sills toleíticos</i>	<i>1790 ± 7</i>	<i>U-Pb Bd⁴</i>	<i>Santos et al. (2002)</i>
<i>Formação Seringa</i>	<i>Basaltos</i>	<i>1079 ± 18 1090 ± 13</i>	<i>K-Ar Hr</i>	<i>Araújo Neto; Moreira (1976)</i>

¹ granito ou greissen mineralizado a Sn; ² ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb método de evaporação; ³ U-Pb SHRIMP II; ⁴ ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb SHRIMP II; ⁵ Ar-Ar em micas; Zr: zircão; Bd: badeleíta; Hr: hornblenda; RT: rocha total.

3.1 PLÚTON MADEIRA

Dentre as rochas que constituem esta unidade será dada ênfase no Granito Madeira em função do interesse da pesquisa. O Granito Madeira é um corpo que aflora como stock, com forma alongada na orientação SW-NE constituído por quatro fácies, diferenciadas em termos petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos. A fácies mais precoce corresponde a um anfibólio-biotita-sienogranito, equigranular a porfirítica, denominado historicamente como granito de textura rapakivi (Horbe et al., 1991). A fácies seguinte é um Biotita-Álcali feldspato-Granito equigranular de textura média a grossa, com raros cristais de plagioclásio. As fácies tardias são representadas por Álcali feldspato-Granito Porfirítico Hipersolvus, com afinidades peralcalinas, e albita-granito subsolvus.

O Anfibólio Biotita Sienogranito corresponde à fácies menos evoluída geoquimicamente, denominada fácies granito com textura rapakivi é uma rocha com tons de vermelho

escuro e manchas pretas ou verde escuro, estruturalmente isotrópica, com textura que varia de porfirítica a seriada, localmente mostra cristais de K-feldspato envoltos por mantos descontínuos de plagioclásio sódico (textura rapakivi). São compostas essencialmente por K-feldspato, quartzo e plagioclásio, contendo mica (biotita), hornblenda, zircão, fluorita e opacos como acessórios (Costi *et al.*, 2000).

Fácies biotita álcali feldspato granito descrita por Costi *et al.* (2005) como rocha leucocrática, isotrópica de aspecto maciço com textura média a grossa e cristais de feldspato porfirítico subordinados. Composta essencialmente por K-feldspato perítico e quartzo, com teores modais reduzidos ou nulos em plagioclásio, com biotita, albita, topázio, zircão, fluorita, opacos e anatásio (óxido de ferro e titânio) como fases acessórias. Temporalmente o Biotita K-feldspato granito está intrusivo na fácies Anfibólio-Biotita-Sienogranito.

A fácies K-feldspato-Granito Porfirítico Hipersolvus considerada por Costi *et al.* (2000), como a fácies mais tardia do plúton Madeira, não exhibe relações de contato com as fácies precedentes, mas ocorre interdigitada com a fácies Albita Granito. A rocha é cinza claro a cinza rosado claro, com textura porfirítica, exibindo fenocristais de K-feldspato com tamanho de grão médio a grosso e matriz fina a média. Sua composição modal é formada essencialmente por K-feldspato perítico e quartzo, com proporções acessórias de biotita, fluorita, opacos e zircão. O plagioclásio é albita, em forma de perititas ou intergranular, possuindo origem tardia. O corpo que representa a fácies Albita Granito (AG) tem forma ovalada, ocupa a parte central do plúton Madeira, com eixo maior de aproximadamente 2 km na direção norte-sul e o eixo menor, leste-oeste, em torno de 1,5 km (Costi *et al.*, 2005).

Horbe *et al.* (1991) dividiram o Albita Granito em duas subfácies, devido a diferenças petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas observadas. A primeira, denominada de Albita-Granito de Núcleo (AGN), magmática, representa a rocha dominante e a segunda, Albita Granito de Borda (AGB), tem sua ocorrência interpretada como originada por autometassomatismo a partir da subfácies de núcleo (Costi *et al.*, 2000) ou como sendo um corpo intrudido pela subfácies Albita Granito de Núcleo (AGN). Texturas indicativas de dissolução das fases primárias do Albita Granito de Núcleo, com formação de cavidades preenchidas por fases tardias e substituição de criolita, biotita e pirocloro sustentam a interpretação que tenha ocorrido à intrusão da subfácies Albita Granito de Núcleo na subfácies Albita Granito de Borda (Costi *et al.*, 2005), mudanças de textura, de composição, de geometria e de trama da rocha observadas em campo, assim como de processos de alteração hidrotermal específicos, suportam a segunda interpretação relacionada com a colocação de dois plútons discretos (Siachoque *et al.*, 2017).

O Albita Granito de Núcleo apresenta teores elevados de flúor devido ao seu expressivo conteúdo modal de criolita, que ocorre disseminada ou como veios e bolsões maciços. O Albita

Granito Transicional (AGT), considerado por (Costi et al 2000) como a transição do Albita Granito de Núcleo para o Albita Granito de Borda, ocorre ao centro da subfácies Albita Granito de Núcleo, contendo fluorita como principal fase portadora de flúor (F). Esta variação composicional corresponde a efeitos locais de alteração hidrotermal no Albita Granito de Núcleo, relacionada com a passagem de fluidos ricos em fluorita (Siachoque, 2015). As mineralizações de estanho (cassiterita), nióbio (columbita), tântalo (tantalita) e criolita (Na_3AlF_6) estão presentes apenas na fácies Albita Granito (AG), com Sn, Nb e Ta ocorrendo em minerais disseminados em ambas as subfácies de borda e de núcleo, mais concentrados na última.

Estudo estrutural e de arranjo plutônico da fácies Albita Granito realizados por Siachoque et al. (2017) na fácies Albita Granito do Granito Madeira, conclui que a orientação da foliação magmática e da trama magnética foi organizada por um vetor de encurtamento regional orientado NW-SE ativo durante o posicionamento crustal do Granito Madeira. Esta é a mesma direção em que os granitos Simão e Água Boa estão alinhados, representando assim a regionalidade desta disposição estrutural indicada pela orientação de forma dos plútons que constituem a Suíte Intrusiva Madeira. A associação de plútons do Granito Madeira, cuja forma tem a orientação NE-SW, similar à atitude da trama magmática do Albita Granito, relações de intrusão e de alteração hidrotermal nos limites entre plútons, e relação entre deformação submagmática e rúptil seguindo um padrão de Riedel (Siachoque et al., 2017), sugerem tratar-se de sucessivas injeções de magma de diferente composição que formaram o Granito Madeira e em particular o Albita Granito, tal como descrito por Bouchez & Diot (1990) e McNulty et al., (2000). A coerência entre a orientação de estruturas desenvolvidas em alta temperatura em estado sólido, em estado submagmático e das estruturas rúpteis, indicam que o mesmo esforço esteve ativo desde a colocação até o resfriamento total do Albita Granito, cujo posicionamento na crosta teria acontecido em um corredor dextral de cisalhamento distensivo orientado NE-SW, onde a componente tensiva teria controlado a propagação dos fluidos tardios que geraram veios de fluorita e a sua ostensiva alteração na rocha hospedeira (Siachoque et al., 2017).

3.2 ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRs) EM GRANITOS

Segundo Henderson (1984, 1996) os Elementos Terras Raras (ETRs) quimicamente se comportam como litófilos (em coexistência, tem maior afinidade com silicatos que com sulfetos), tendem a formar íons metálicos estáveis de igual tamanho e ligações iônicas, pelo seu caráter elétrico positivo com valência principalmente 3+ (exceto Ce^{4+} e Eu^{2+}). Na rocha, comumente se distribuem de forma dispersa (raramente ocorrem em altas concentrações). Segundo o peso atômico, se agrupam em leves (ETRLs, La, Ce, Pr, Nd.), médios (ETRMs,

Sm, Eu, Gd, Tb) e pesados (ETRPs, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), e pela sua natureza iônica e estado de oxidação similares, na estrutura cristalina dos silicatos, a substituição entre eles ocorre facilmente. Os ETRs têm propriedades físicas e químicas muito similares. As diferenças no comportamento químico se relacionam com diminuição do tamanho iônico e o aumento do número atômico. Tais diferenças no tamanho são pequenas, tem vínculo petrogenético e causam fracionamento dos ETRs relativo a outros elementos. Este fenômeno é usado na geoquímica como traçador da gênese de suítes de rochas e de processos petrogenéticos.

Em sistemas magmáticos ETRs são pouco móveis, mas podem ser mobilizados na forma de complexos com F, Cl, (SO₄)₂ e (CO₃)₂ por fluidos hidrotermais (Bundy & Wood, 2003). Na maioria dos processos formadores de rocha, os ETRs são constituintes menores ou traços. Contudo, muitos minerais formadores de rocha comuns, possuem estes elementos na sua estrutura interna (piroxênio, anfibólio, biotita, epidoto, granada). Rochas ígneas podem conter importantes concentrações de lantanídeos, nestas os minerais mais comuns como clinopiroxênio e anfibólios cálcicos podem concentrar ETRs, nos feldspatos ocorre pronunciada anomalia positiva de Eu (Deer et al., 1992). Minerais com conteúdo importante de ETRs são poucos e geralmente são acessórios em granitos, entre os principais estão apatita; Ca₅(PO₄)₃(OH, F, Cl), zircão [ZrSiO₄], allanita {(Ca,Mn,Ce,La,Y,Th)₂ (Fe²⁺,Fe³⁺,Ti)(Al,Fe³⁺)₂.OH[Si₂O₇][SiO₄]}, monazita [(Ce, La, Nd, Th)PO₄] e do grupo da fluorita (Sr, Ca)F₂; (Ce, La)F₃ (Deer et al., 1992). Nesse sentido, a presença e abundância de ETRs quando aplicada em estudos petrogenéticos, é voltada para a compreensão da gênese e evolução de processos formadores de rochas ígneas e seu ambiente de ocorrência Bauluz et al., (2000), Buhn et al., (2002).

Silicatos, fosfatos, carbonatos e fluoretos contendo ETRs, ocorrem especialmente em pegmatitos, granitos, rochas metamórficas e raramente formam corpos mineralizados contínuos (Deer et al., 1992). Em granitos a concentração e distribuição dos ETRs nos minerais é comumente influenciada pelos processos formadores de rocha (fusão parcial) e por processos tarde magmáticos que aumentam os teores de ETRs (Wood, 1990). Os minerais portadores de ETRs ocorrem em associações paragenéticas determinadas por afinidade geoquímica e seu estilo de distribuição espacial é governado pela dinâmica dominante do processo formador da rocha e dos mecanismos de acomodação do plúton ao momento do mineral cristalizar (Henderson, 1996). Minerais portadores de ETRs formados a partir de fluidos diferenciados, geralmente ocorrem em associação com; i) quartzo e fluorita formando veios e brechas, ii)

com quartzo e feldspatos em pegmatitos, iii) em skarns e, iv) com fluorita e argilominerais em zonas de alteração hidrotermal (Samson & Wood, 2004). Granitos alcalinos contêm minerais com Na, K, que são enriquecidos em elementos metálicos e terras raras pesados tais como zircônio, tório, titânio, ítrio, nióbio e tântalo. Este tipo de ocorrência de ETRs é pobremente entendida e geralmente se vincula com processos magmáticos e hidrotermais (Henderson, 1984; Samson & Wood, 2004).

3.3 MINERAIS PORTADORES DE ETRs NO DEPOSITO DE PITINGA

Atualmente no depósito de Pitinga são extraídos como produtos Sn do beneficiamento de cassiterita e como subproduto Nb a partir de columbita e Ta a partir de tantalita. Ocorrem minerais portadores de elementos de transição como polilitionita (Li), xenotima (Y), e de elementos terras raras como torita (Th), e zircão (U), presentes na subfácies Albita Granito de Núcleo. Estes elementos são considerados estratégicos e potencialmente aplicados na indústria aeroespacial e na fabricação de aços especiais. Com produção mensal de aproximadamente 500 ton de Sn, a partir de minério com teor médio de 2.8 gr/ton de Sn e de Nb e Ta de aproximadamente 300 ton mensais. A vida útil do depósito é estimada em aproximadamente 38 anos de exploração contínua (<http://www.mtaboca.com.br/port/aempresa-historico.html> consultado em outubro de 2017).

No depósito de Pitinga os minerais portadores de elementos terras raras, presentes na fácies Albita Granito de Núcleo, apresentam características de textura e associação que sugerem para estes, uma origem hidrotermal associada a processos tarde magmáticos desta suíte plutônica (Lenharo et al., 2003; Costi et al., 2009, Bastos Neto et al., 2014). O fácies Albita Granito (AG), apresenta duas subfácies diferenciadas por características petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas (Horbe *et al.* 1991; Costi, 2000; Costi *et al.*, 2009)). Fácies Albita Granito de Borda (AGB) encaixante da fácies Albita Granito de Núcleo (AGN), e afetada por processos de alteração e/ou transformação química induzida pela ação de uma fase fluida reagente que acompanhou a colocação da fácies Albita Granito de Núcleo (AGN), envolvendo entrada e/ou saída de componentes químicos da rocha hospedeira e modificação importante de seus minerais constituintes. O subfácies Albita Granito de Borda (AGB), está constituída por Quartzo, K-feldspato, Albita, Cassiterita, Zircão, Columbita, e por minerais de alteração hidrotermal Hematita, Fluorita, Clorita e Fengita. O subfácies Albita Granito de Núcleo (AGN) contém K-feldspato, albita, quartzo, criolita, torita, zircão, polilitionita/annita, mica ferrífera tetrassilícica, pb-pirocloro, riebeckita, cassiterita, magnetita e restritamente

xenotima. Sendo que minerais como a xenotima (YPO_4), gagarinita (NaCaYF_6), zircão (ZrSiO_4), apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,OH,Cl})$), e criolita (Na_3AlF_6), são portadores potenciais de elementos terras raras (Costi et al., 2000; Bastos Neto et al., 2009).

Análises químicas em rocha total no Albita Granito (AG) mostram notáveis variações na concentração de Y, Th, Nb (Bastos Neto et al., 2014). A ocorrência desses elementos tem sido relacionada: i) à presença de minerais como criolita, zircão, torita, riebeckita, albita, xenotima, fluorapatita e polilitionita. ii) setores onde a rocha granítica exhibe efeitos de alteração hidrotermal, iii) a locais onde há variações de composição e textura e a rocha é rica em albita.

Para Siachoque et al., (2017) o Albita Granito de Núcleo se caracteriza por apresentar variações texturais e composicionais, assim predomina a textura média a grossa equigranular, no entanto são comuns zonas e bolsões de textura pegmatítica com abundante torita disseminada e porções da rocha com textura média equigranular rica em albita verde oliva escura. Também possui quartzo, K-feldspato, riebeckita e annita litinífera. Como resultado dos processos de colocação plutônica em pulsos discretos, o Albita Granito de Borda foi afetado pelos fluidos tarde magmáticos associados à colocação do Albita Granito de Núcleo, gerando minerais secundários e uma cor avermelhada característica neste plúton, resultado da alteração hidrotermal. Manifestada por sericitização, epidotização de feldspatos, cloritização de riebeckita e annita em zonas localizadas próximas de fraturas com ocorrência de fluorita acompanhada de sulfetos (galena, calcopirita, pirita, molibdenita).

No Albita Granito de Núcleo, a albitização é o processo hidrotermal dominante, ele ocorre tanto de forma pervasiva: na rocha com granulometria média, equigranular de cor verde oliva, quanto restrito à vizinhança de fraturas rúpteis secas. Cloritização e sericitização acontecem em zonas próximas a veios de fluorita e a diques pegmatíticos. Análises químicas no Albita Granito (Lenharo *et al.*, 2003), sugerem que os minerais portadores de elementos de transição e de terras raras, mostram notáveis variações na sua concentração. Sendo maior nas rochas tarde magmáticas e nas que exibem evidências de alteração hidrotermal. No entanto, estes minerais são observados na rocha granítica, em zonas pegmatíticas onde aparece torita, e diques com pegmatito constituídos tanto por albita, riebeckita, polilitionita como por xenotima, genthelvita e pirocloro. Em setores onde a rocha granítica exhibe efeitos de alteração hidrotermal associado à ocorrência de veios de fluorita que contem sulfetos (Siachoque et al., 2017). Minerais estes, que também ocorrem disseminados e associados a pontos com variações na composição, com enriquecimento da rocha em albita (albitização). A ocorrência

destes minerais esta associada a processos tarde magmáticos e de alteração hidrotermal, com minerais exibindo características que necessitam ser compreendidas.

No Albita Granito de Núcleo, segundo Minuzzi et al., (2004), o mineral pirocloro tem três tipos de ocorrência: i) associado a corpo de criolita (zona A) como U-Pb- pirocloro; ii) com Pb-U- nas porções distais da zona A ou corpo de criolita maciça, iii) U-Pirocloro apenas na subfácies “Albita Granito Transicional” cuja ocorrência é bastante restrita e se caracteriza por estar afetado por alteração hidrotermal. Columbita resultaria do processo de columbitização do pirocloro induzido por fluidos associados ao corpo de fluorita maciça que afetou o granito, o que também gerou galena a partir de Pb liberado pela alteração hidrotermal do pirocloro e adicionou ETRs na estrutura cristalina deste último. A origem do mineral xenotima (portador de Y e ETRs) em duas gerações, está ligada à formação de diques pegmatíticos e à ação de fluidos residuais tardios (Soledade et al 2010), para Bastos Neto *et al.* (2013) o mineral xenotima tem origem magmática e quando disseminado na rocha possui maior contração de ETRs. Tais fluidos remobilizaram F, e a partir destes fluidos precipitaram torita, gagarinita, zircão, fluorita e waimirita contendo ETRs nas suas estruturas cristalinas (Pierosan, 2010). Zoneamento composicional com núcleo rico em Nb, Ta e F e borda de SnO₂, seria indicador de uma origem magmática para a Cassiterita (Costi et al., 2009). Um resumo da ocorrência dos minerais com ETRs se apresenta na tabela 1.

Tabela 1. Ocorrência de minerais portadores de ETRS no albita Granito de Núcleo

Autor	Mineral	Origem	Composição
Minuzzi et al., (2004)	Pirocloro	Magmático	(Ca,Na) ₂ (Nb,Ti,Ta) ₂ ^o ₆ (OH,F,O) incorpora U, Th
	Columbita	Hidrotermal	(Fe,Mn)(Nb,Ta) ₂ ^o ₆ incorpora U, Th
	Galena	Hidrotermal	PbS
	Torita	Hidrotermal	ThSiO ₄
	Zircão	Magmático /Hidrotermal	ZrSiO ₄ contém U, Th
Soledade et al., (2010)	Gagarinita	Hidrotermal	NaCaY(F,Cl) ₆
Pires et al (2005)	Gagarinita	Hidrotermal	NaCaY(F,Cl) ₆
	Torita	Hidrotermal	ThSiO ₄
	Fluocerita	Hidrotermal	(Ce,Ln)F ₃
Costi et al., (2009)	K-Feldspato	Magmático	KAlSi ₃ O ₈ (incorpora ETRL)
	Albita	Magmático	NaAlSi ₃ O ₈ (incorpora ETRL)
	Zircão	Magmático/ Hidrotermal	ZrSiO ₄ contém U, Th
Bastos Neto <i>et al.</i> (2013)	Xenotima	Magmático	YPO ₄ (incorpora Er e Yb)

4. RESULTADOS

No Albita Granito de Núcleo foram coletadas amostras em 26 locais cuja distribuição espacial privilegia mudança de composição e/ou textura como: bolsões de textura pegmatítica, diques de composição granítica com textura pegmatítica, veios com fluorita e rocha com alteração hidrotermal. A distribuição das amostras por litotipo se observa na tabela 2 e na Figura 2. A amostragem foi realizada na cava ativa da mina seguindo normas de segurança da empresa mineradora, para frentes ativas de lavra onde as atividades de extração estivessem temporariamente suspensas e onde o risco de acidente por queda de blocos fosse baixo.

Tabela 2. Distribuição da amostragem por litotipo.

LITOPITO	AMOSTRAS
Greisens	Gn12, Gn14, Gn15, G16
Veio de fluorita	Gn1, Gn2, Gn3, Gn4, Gn5, Gn6, Gn7
Granito com alteração hidrotermal	Gn24, Gn25, Gm14C
Dique de pegmatito	Gn19, Gn20, Gn21, Gn22, Gn23
Bolsões pegmatíticos do Albita Granito	Gn8, Gn9, Gn10, Gn11
Albita Granito	Gn5, Gn10, Gn14, Gn13, Gn16, Gn17, Gn18, Gn10, Gn21A, Gn11, Gn28

4.1 ALBITA GRANITO DE NÚCLEO

Rocha cinza escura a verde oliva de granulometria média variando para grossa a porfirítica predominantemente fraturada e cataclástica mente deformada com arranjo espacial em padrão conjugado, característico de sistemas de cisalhamento. Constituída por cristais prismáticos euédrico de K-feldspato e de albita, com fenocristais anedrais de quartzo, cristais de criolita de minerais máficos e restritamente agregados de biotita e anfibólios, inclusos em matriz média quartzo feldspática. A estrutura da rocha possui características isotrópica. A alteração hidrotermal possui relação espacial direta com a ocorrência de diques e de veios.

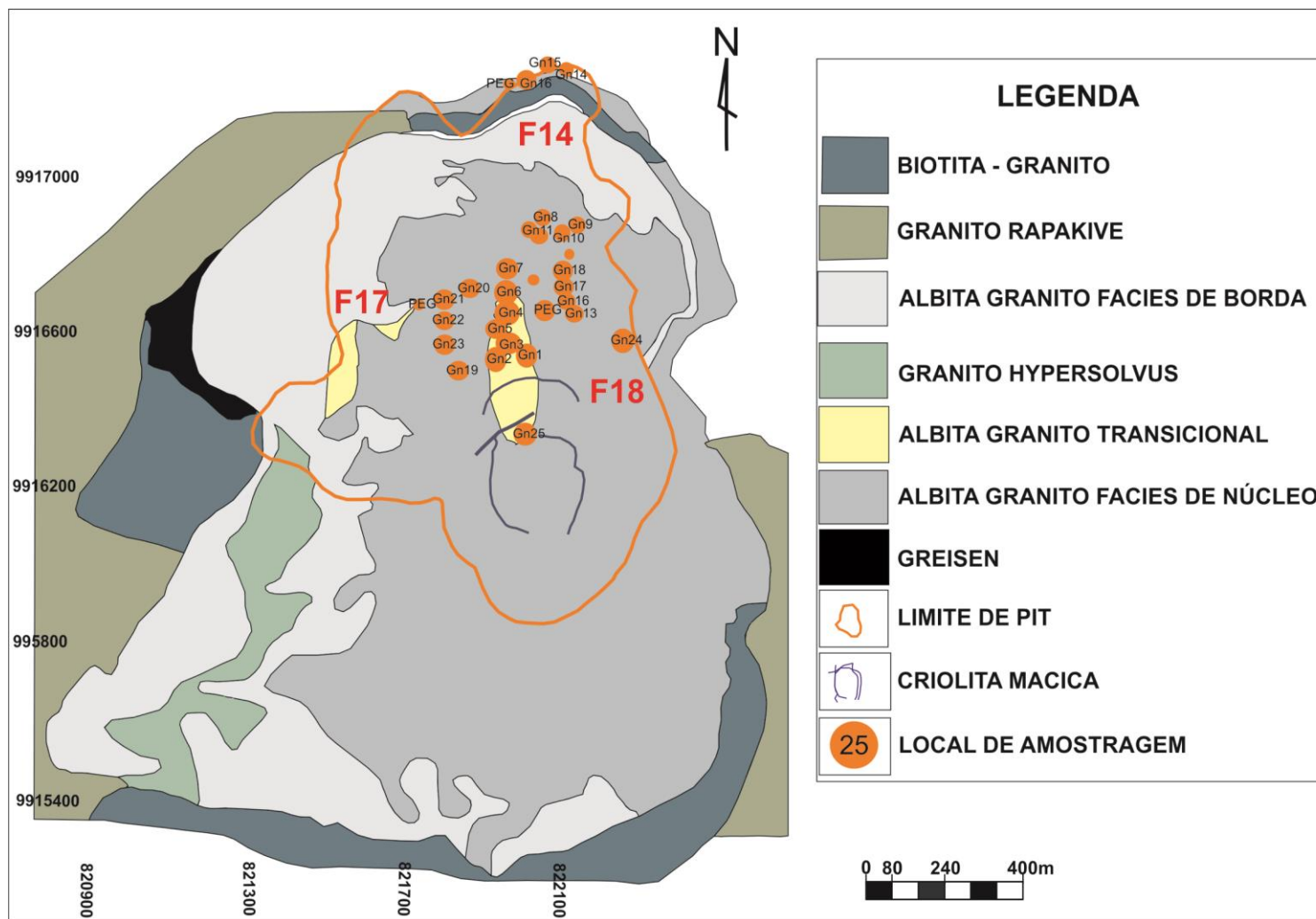


Figura 2: Localização das amostras coletadas no albita granito de núcleo, nas frentes de lavra e utilizadas para descrição petrográfica e análise por difração de raios-X. Fonte: Mineração Taboca S/A, com atualizações para este trabalho.

O granito apresenta variação para cinza escuro com textura fina a média, equigranular constituído por albita, biotita, quartzo (Figura 3^a). Os limites entre duas fácies do granito (cinza claro grosso e cinza escuro médio) são transicionais e localmente intrusivos. Em tais limites é comum observar na fácies cinza clara, aumento do tamanho dos cristais para textura grossa e até pegmatítica (Figura 3B), assim como variação na ocorrência de minerais máficos. Essa variação textural e composicional se distribui na forma de bandamento composicional contínuo, onde os minerais ocorrem alinhados, marcando estrutura de origem primária e formação de bolsões de textura grossa (Figura 3B).

Bandamento composicional constituído por albita maciça com limites bruscos mostram efeitos da alteração composicional e na textura, que modificou de granular equidimensional para maciça no Albita Granito de Núcleo. Concentração de minerais máficos e acessórios como torita e criolita, localmente, se dispõem orientados marcando foliação S_0 (Figuras 3C, D). Esta foliação S_0 , identificada nos pontos amostrados, com orientação $272^\circ - 092^\circ$ com mergulho variando entre 52° e 76° nos sentidos S e N (Figura 3E). A foliação varia para a atitude $242^\circ - 264^\circ$ com mergulho $30^\circ - 40^\circ$ e subordinada $062^\circ - 074^\circ$ mergulhando entre $70^\circ - 80^\circ$ para o Sul (Figura 3E). Outra orientação foi observada localmente no centro do Albita Granito de Núcleo, com atitude entorno de 335° e mergulho próximo de 56° para E (Figura 3F).

4.2 DIQUES PEGMATÍTICOS E VEIOS

Possuem largura entre 0,1 a 1,5 m, composição granítica. Segundo a associação mineral observada, foram diferenciados de acordo com o grupo de minerais presentes, assim: i) constituídos por albita, quartzo, K-feldspato e criolita (Figura 4A) com fases dominantes formando agregados e por cristais isolados de polilitionita em tamanhos > 1 cm, de torita e criolita em tamanhos entre 1 e 5 mm. Geralmente são de cor clara com espessura máxima de 0,4 m. ii) constituído por cristais isolados de albita, quartzo, cristais dispersos de riebeckita e polilitionita, criolita marrom e associação genthelvita / xenotima e raros K-feldspato (Figura 4B).

Veios com largura entre 0,02 m a 0,3 m de fluorita encaixados em zonas de cisalhamento (Figura 4C). Veios com até 0,2 m de largura, ocorrem encaixados em sistemas de juntas verticais, contendo fluorita bem cristalizada (Figura 4E), associada a sulfetos. Associada a veios de fluorita, intensa alteração hidrotermal afeta o Albita Granito e gera mudança da cor cinza do granito para marrom, verde, amarela e lilás característica da fluorita. Essa alteração hidrotermal, também modifica a trama do granito hospedeiro (Figura 4C, D, E), dando-lhe um aspecto maciço. Restri-

tamente foram observados veios de quartzo com largura entre 0,2m a 0,4m. Os diques concordam com as estruturas rúpteis com deformação cataclástica associada e contêm veios de albita maciça branca, estes últimos veios, cortam os veios de fluorita.

Também ocorrem veios de torita com até 2cm de largura e baixa dispersão espacial, localmente no extremo norte da cava próximo a ocorrência de greisens constituídos por quartzo (limite com o Albita Granito de Borda), foi observado veio de torita com extensão de 50m, orientado SE-NW com mergulho de 75° para W. Veios constituído por criolita marrom escura, albita e riebeckita só observado restritamente, estes possuem larguras de até 4cm pouca continuidade e se orientam em geral SE-NW com mergulhos $> 70^\circ$.

Veios constituídos principalmente por quartzo com 0,2m a 0,4m de largura, ocorrem na parte norte e oeste do Albita Granito, orientados 235° com mergulho próximos de 60° para W, e 160° mergulhando entorno de 78° para W, respetivamente.

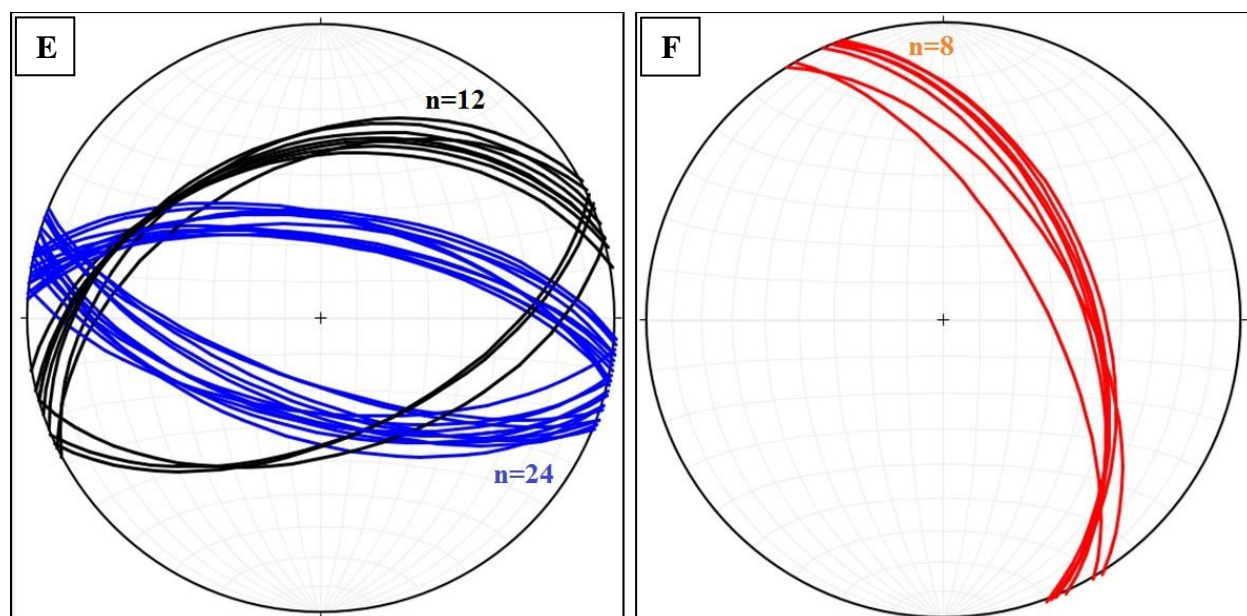
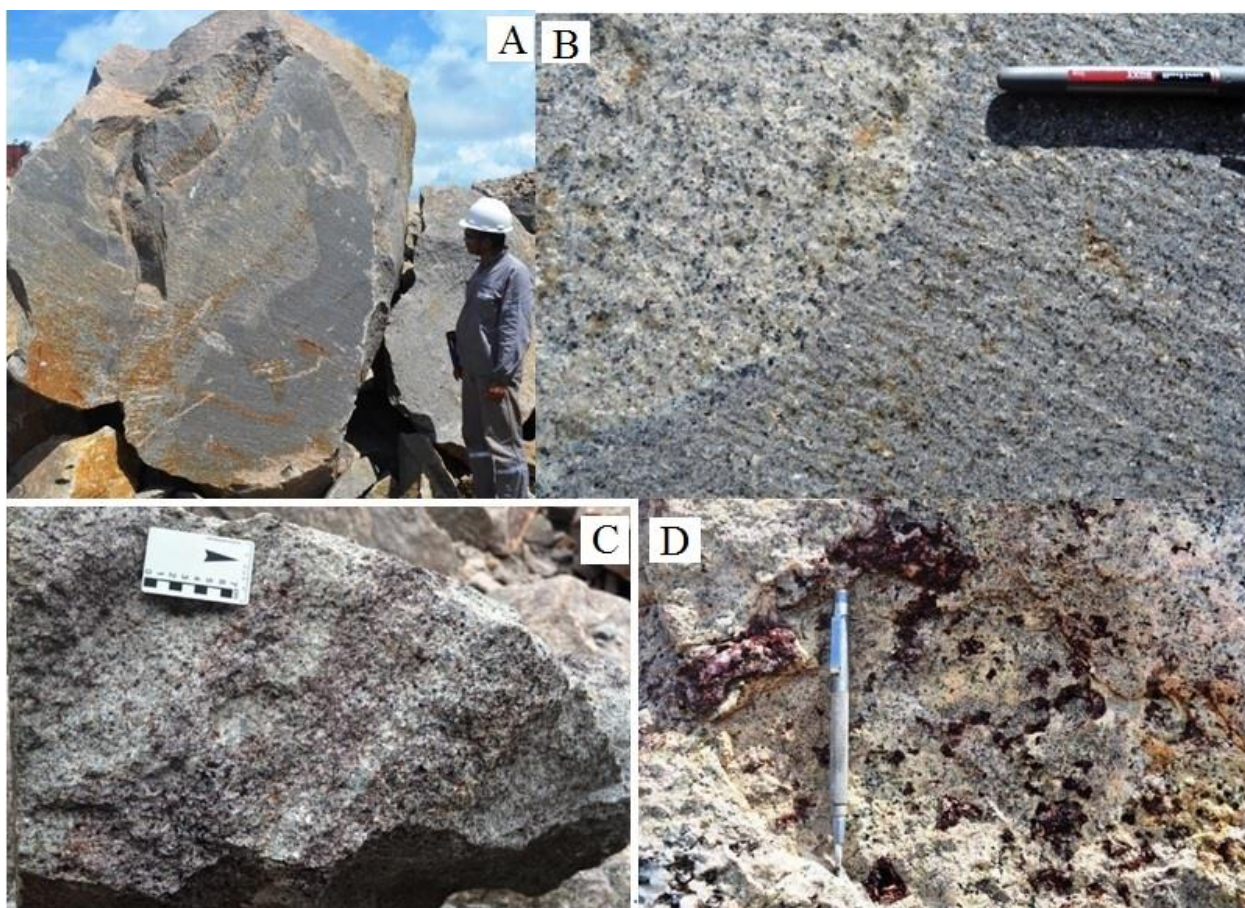
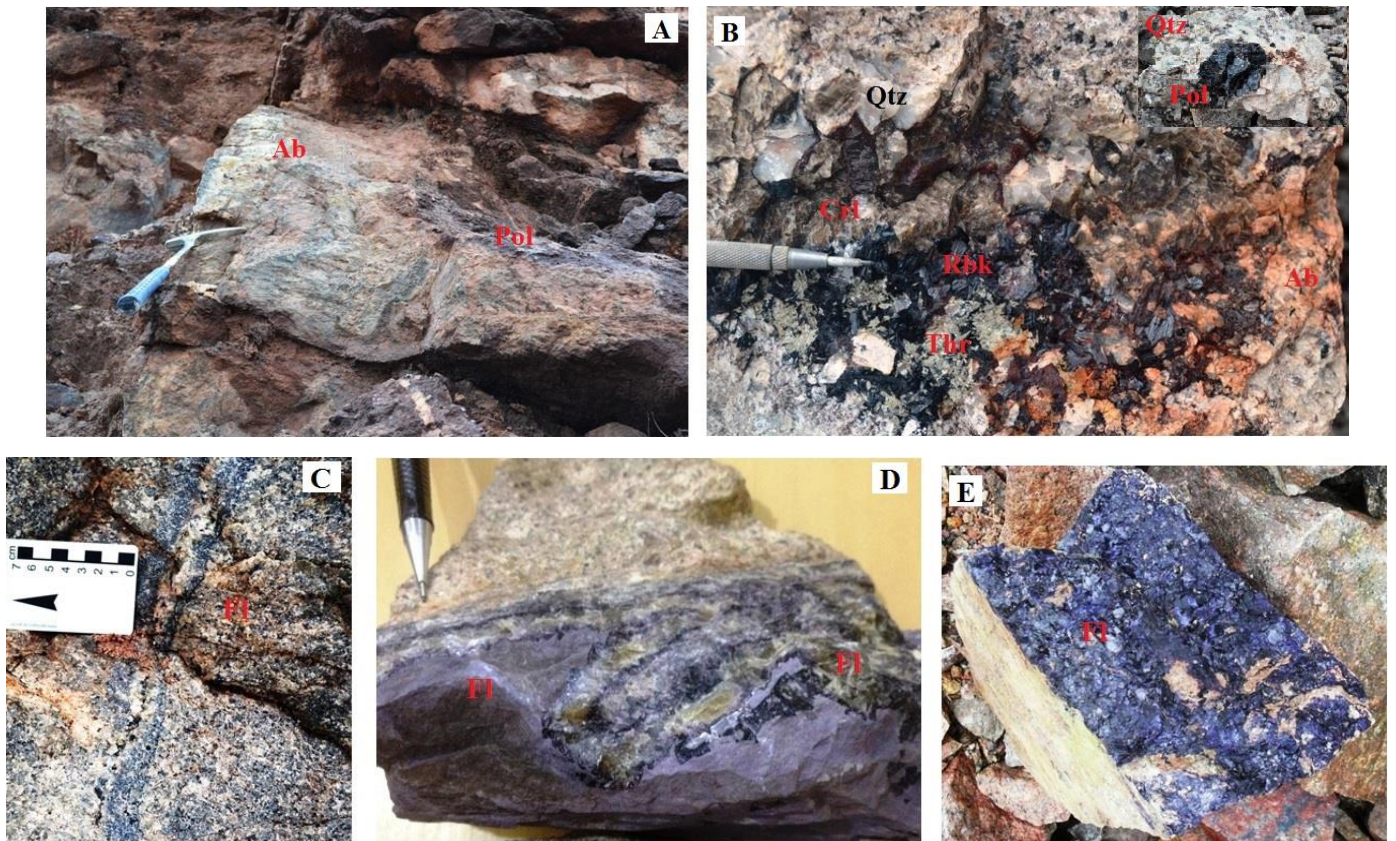


Figura 3. Albita Granito de Núcleo grosso a médio. A) contato granito com grãos médio com granito com grãos fino cinza escuro (Gn11). B) detalhe do contato entre os granitos cinza claro grosso e cinza escuro médio e de orientação preferencial de forma de minerais máficos. C, D) bandamento composicional e textural no Albita Granito de Núcleo - foliação So (Gn14, Gn10). Diagramas hemisfério inferior mostrando atitude da foliação magmática So. E) orientação dominante W-E (n =24) e subordinada SW-NE (n=12). F) foliação magmática restrita para o centro do plúton orientada NW-SE (n=8).

Os diques pegmatíticos estão orientados segundo duas atitudes i) NE-SW com mergulhos próximos de 60° (Figura 4F), ii) e orientação 100°/70°, esta atitude também se observa subordinadamente controlando veios de fluorita (Figura 4F). Com orientação dominante N-S e inclinação entre 75° e 85° para W e para E (Figura 4G). A orientação principal observada nos greisens é 150°-160° com mergulhos para W (Figura 4H);

Dique tipo ii), dique tipo 2, diques tipo 1



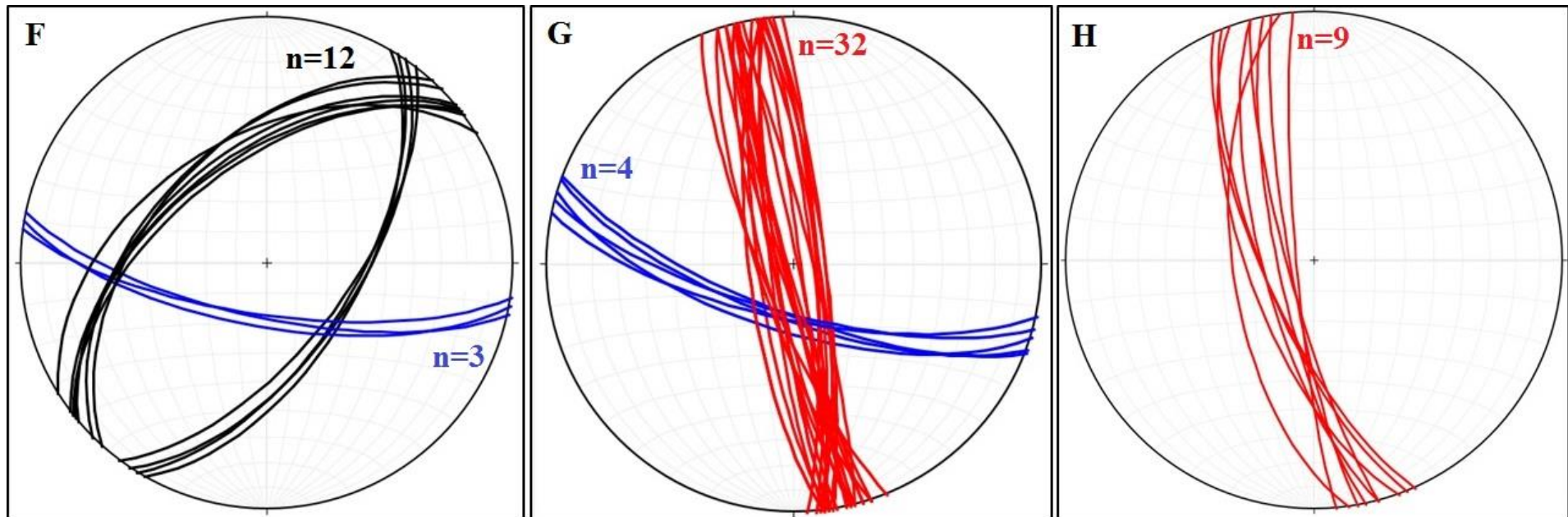


Figura 4. Rochas com textura pegmatítica e veios de fluorita. A, B) diques de pegmatito (GN19, Gn, 21, GN, 23). C, D, E) veios de fluorita e alteração hidrotermal da rocha hospedeira (Gn3, Gn5, Gn6, Gn7). Diagramas hemisfério Inferior mostrando. F) Atitude dos diques E-W e NE-SW com mergulhos variáveis para o N e para o S. G) Orientação dos veios de fluorita em dois *trends*, N-S e alta inclinação dominante para W, e subordinado E-W com mergulho para o S. H) Orientação de greisens N-S com mergulho para W.

4.3 CONTEXTO ESTRUTURAL

O Albita Granito de Núcleo, além de possuir foliação primária S_0 , está deformado por estruturas rúpteis com distribuição espacial que abrangem todo o plúton. Aspectos como deformação interna associada, ângulo de interseção, orientação e relações de controle na ocorrência de dique pegmatíticos e veios, foram integrados para distinguir conjuntos de estruturas e determinar a hierarquia das feições de deformação. A orientação da deformação rúptil foi medida com detalhe em três setores da cava da mina (frentes 14, 17 e 18) para ter controle da continuidade e padrão de orientação das principais estruturas, evitando confusão com fraturamento produzido por uso de explosivo.

Dentre as estruturas rúpteis, a dominante ocorre como zona de cisalhamento (ZC) distribuída em faixas de deformação, com textura mesocataclástica e largura variando de 0,3m a 0,8m. Observável continuamente por mais de 30m e orientada segundo declinação variável entre 240° a 260° (dominante) com mergulhos entre 56° e 70° para o N (Figuras 5^a D, E, F). Esta ZC apresenta conjugado formando faixas de deformação mesocataclástica, com espaçamento máximo de 2m e largura variando de 0,2 a 0,6m. Esta estrutura conjugada possui orientação predominante 105° - 120° , com mergulho próximo de 60° para W principalmente, e atitude subordinada 280° - 300° com mergulho entorno de 60° para E, (Figura 5 A, B, D, E, F). Na relação de interseção entre as duas zonas de cisalhamento, esta ZC conjugada, gerou deslocamento da primeira ZC descrita, com aparente sentido horário (Figura 5B).

Outra estrutura importante observa-se principalmente para o centro do plúton, ela é contínua, com fratura lisa e forma faixas de até 2,5m de largura com intenso fraturamento (Figura 5C), contendo diques pegmatíticos constituídos por quartzo, albita e minerais máficos, mas principalmente controla a ocorrência de veios de fluorita, alguns destes veios exibem desenvolvimento de cristais euhedrais. Associada a estes veios, observa-se pervasiva alteração hidrotermal no granito. Esta estrutura tem orientação dominante entorno de 160° de declinação e mergulho $> 70^\circ$ para W, e atitude subordinada próxima de 345° com alto mergulho para E (Figuras 5D, E, F).



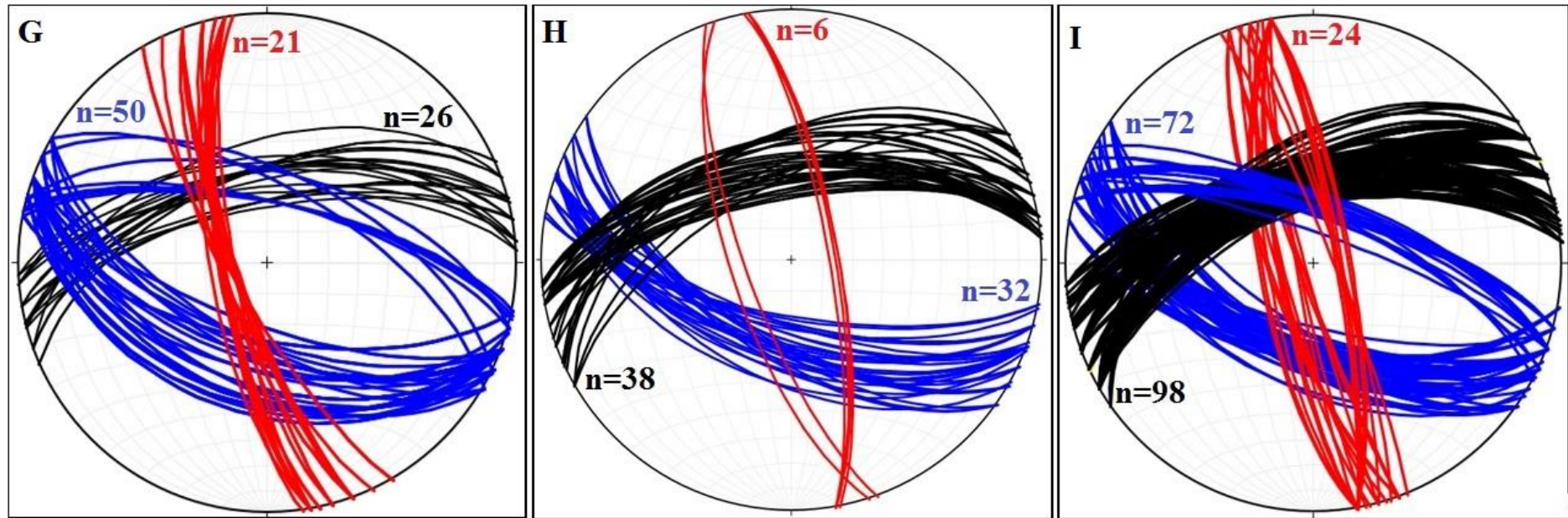


Figura 5. Zonas de cisalhamento (ZC). A) orientada para NE-SW (altura da banca 10m) com brecha não coesa associada (Gn 5). B) ZC em conjugado orientada NW-SE com deformação interna da rocha em brecha (Gn3). C, D, E, F) Estrutura vertical com atitude N-S (Gn4, Gn3, GmC, Gm3D). Estereogramas hemisfério inferior mostrando a orientação das estruturas rúpteis e sua distribuição espacial no albita granito. G) orientação das estruturas na frente 14. H) orientação das estruturas na frente 17. I) orientação das estruturas na frente 18. Alteração hidrotermal associada a veios de fluorita (Gn25).

A distribuição espacial das estruturas rúpteis mapeadas na cava ativa da mina Pitinga, mostra um sistema de cisalhamento principal orientado SW-NE-que possui uma zona de cisalhamento conjugada orientada SE-NW; sintética dextral, e uma conjugada com componente trativa, com espelho de falha estrias e steps com ângulo médio de mergulho, com atitude geral SE-NW dominante e mergulho alto para W (Figura 6).

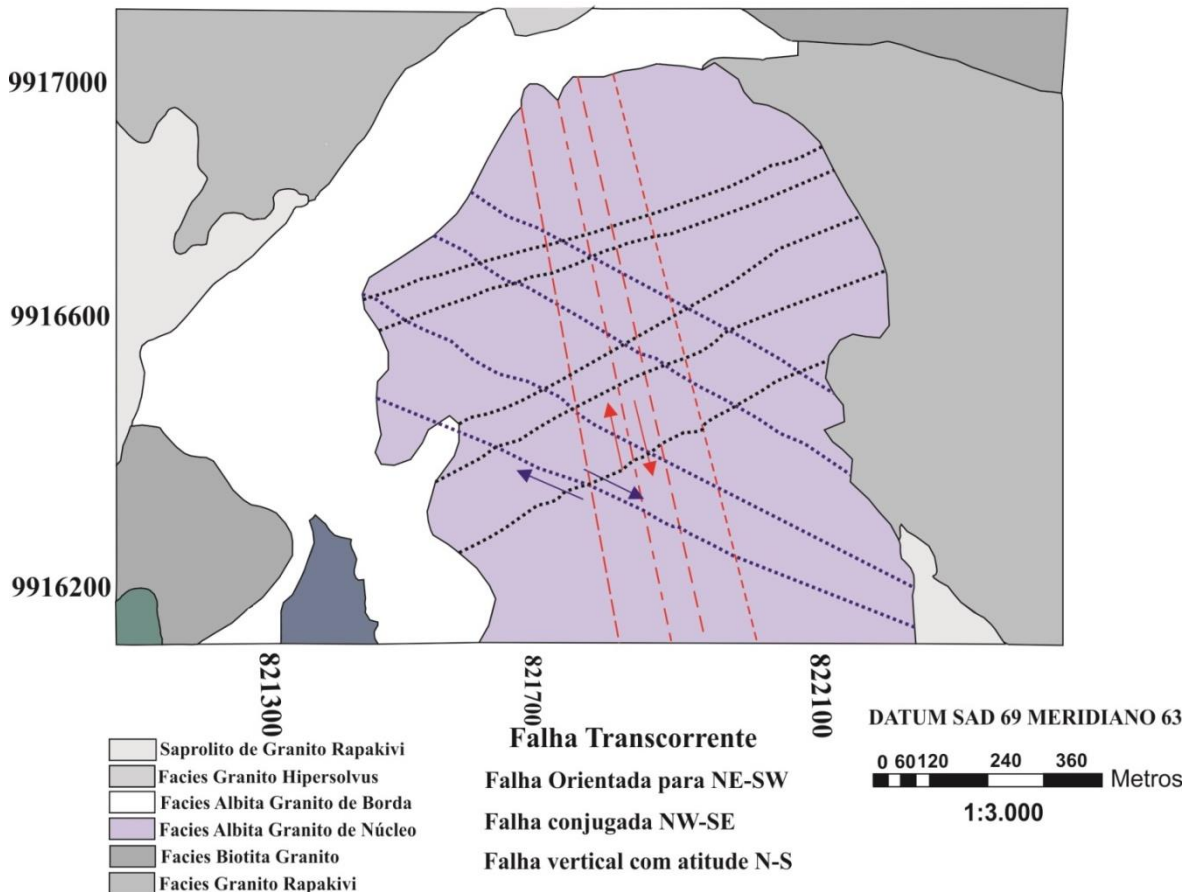


Figura 6. Distribuição espacial das estruturas rúpteis observadas em campo.

4.4 PETROGRAFIA

O granito de textura grossa está constituído por cristais isolados esparsos de K-feldspato subhedral de até 4mm de eixo maior, com limites corroídos e macla em tartan, restritamente alterados para sericita, pontualmente exibe exsolução peritica (Figura 6^a). Fenocristais de quartzo (7mm de eixo maior) apresentam limites corroídos, extinção ondulante interna e por vezes redução de tamanho, tem forma elíptica, e inclusões de plagioclásio fino subhedral, de criolita anedral e de polilitionita subhedral. Também contém fenocristais isolados de Criolita anedral marrom clara a bege com até 4mm de comprimento. A matriz é constituída por cristais de plagioclásio subhedral, tabulares e em agregados com limites corroídos, extinção ondulante e geminação em cunha. Cristais anedrais de criolita bege isolados

e em agregados. Associação de cristais de hornblenda, biotita marrom e polilitionita isolados formando bandas, junto com apatita, zircão geralmente corroído com borda de recristalização incipiente e torita anedral marrom escura (Figuras 6B, C).

O granito de textura media a fina, cinza escuro a verde oliva, possui fenocristais de quartzo elíptico, com bordas corroídas e inclusões de albita fina com macla em cunha, também ocorre intersticial em continuidade ótica. Compõem a matriz agregados de cristais de plagioclásio tabular subhedral, com limites corroídos, extinção ondulante interna e geminação mecânica (Figura 6D). Criolita bege em cristais anedrais isolados e formando agregados. Cristais isolados de riebeckita anedral, de hornblenda, de polilitionita subhedral, de torita anedral a subhedral avermelhada, de zircão subhedral por vezes em agregados, geralmente corroídos e sem zoneamento interno observável. Cristais subhedrais isolados de pirocloro (cor verde escura e baixa birrefringência), de epidoto formando agregados com anfíbolios, de columbita em cristais isolados associados ou como exsolução no pirocloro e cristais prismáticos de xenotima com razão axial 5:1 (eixo maior: eixo menor), assim como de fluorapatita disseminada estas fases minerais exibem como principal mecanismo de strain, estiramento no quartzo e orientação preferencial de forma em pequenos cristais tabulares de albita, e cristais de riebeckita e de polilitionita. (Figura 6E)

Em lamina, a deformação interna do albita granito grosso ocorre em cristais de plagioclásio indicada por estiramento de cristais estirados de plagioclásio o que gera orientação preferencial e forma migração de limites de grão, deslizamento planar com rotação de subgrão induzindo extinção ondulante, geminação mecânica em cunha, dobrada e truncada (Figuras 6^a, B, C). Estes mecanismos de strain foram desenvolvidos em alta temperatura e resultaram no registro da estruturação planar So no granito (Figura 7^a).

No granito de textura média, orientação de cristais de plagioclásio, alinhamento de fenocristais elípticos de quartzo, e organização em bandas de cristais de hornblenda, riebeckita e polilitionita, com orientação preferencial de forma (Figuras 7B, além das figuras 6D, E, F), estiramento de plagioclásio e criolita inclusa também em riebeckita, ocorrem orientadas segundo à atitude de So. Estiramento de cristais plagioclásio resultam da deformação plástica associada ao registro do *strain* em alta temperatura.

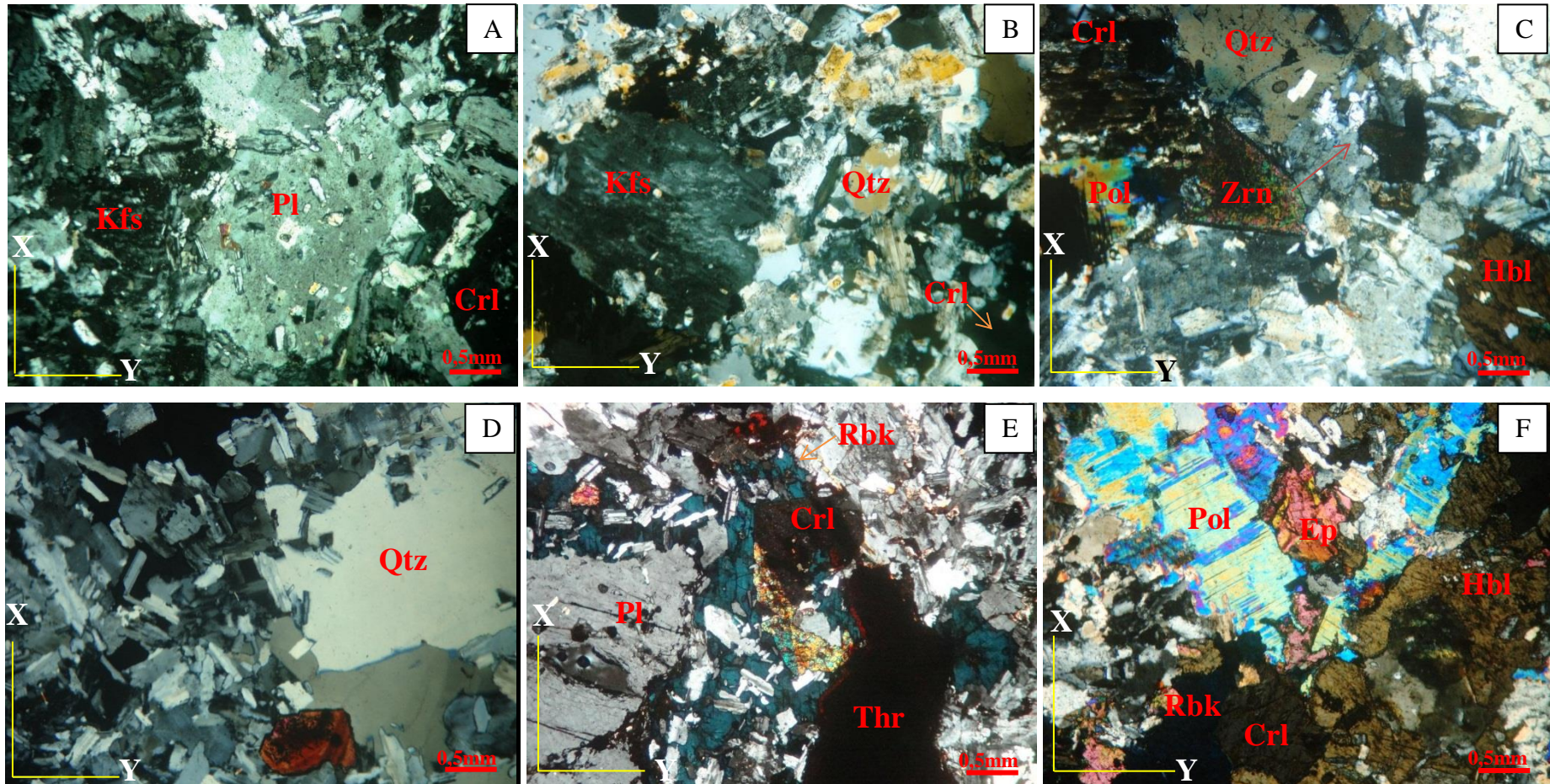


Figura 6. Albita Granito de Núcleo textura grossa coloração cinza claro. A, B, C) Cristais de K-feldspato (Kfs), plagioclásio (Fsp), criolita (CrI), hornblenda (Hbl) e zircão (Zrn) (Gn4, Gn 21^a, Gn7). B, C) contato granito médio com granito de textura fina coloração cinza escuro com mudança de textura média para pegmatítica. Granito médio cinza escuro. D) fenocristal elíptico de quartzo (Zrn), cristais tabulares de plagioclásio (Pl), zircão (Zrn), criolita (CrI) e polilitionita (Pol). E, F, G) bandas de concentração de minerais máficos. E) associação quartzo (Qtz), zircão (Zrn), hornblenda (Hbl), polilitionita (Pol), criolita (CrI) em matriz de albita (Ab) (GM10). F) associado a zircão (Zrn), criolita (CrI), riebeckita (Rbk) e torita (Thr), (GM28). G) epidoto (Ep), criolita (CrI), polilitionita (Pol), hornblenda (Hbl) e zircão (Zrn) (GM5).

Deformação por redução de tamanho de cristais de plagioclásio, com rotação de subgrão estiramento de quartzo, está vinculada a deformação na vizinhança de veios de fluorita massiva. Estes veios de fluorita estão, dispostos paralelos ao eixo de estiramento (Figura 7C) e normais ao estiramento e disposição preferencial de forma dos minerais deformados (Figura 7D), mostrando dois tipos de orientação destes veios de fluorita por relação à deformação plástica da rocha. Criolita intersticial a cristais de polilitonita e ocupando limites de cristais de plagioclásio plasticamente, deformados (Figuras 7E, F).

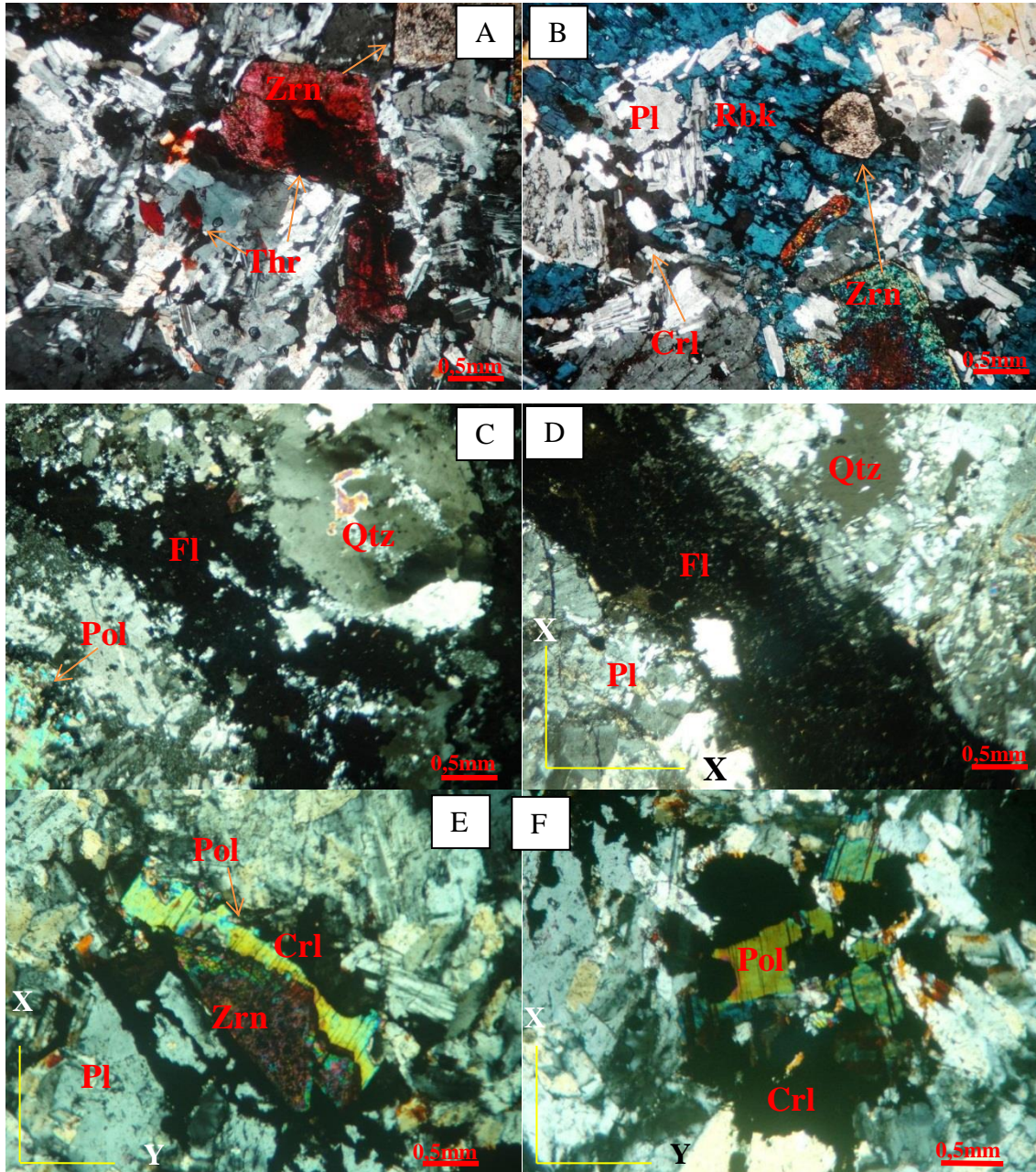


Figura 7. Deformação interna no Albite Granito grosso. A) plagioclásio estirado, criolita intersticial orientado. Torita incluída em zircão fraturado (Gm12). B) plagioclásio estirado, cristais de riebeckita e inclusões de criolita orientadas (Gn02). C, D) redução de tamanho com rotação de subgrão e formação de veios de fluorita paralelo e normal ao estiramento

de cristais de plagioclásio e quartzo (Gn25). E, F) cristais de criolita em limites de plagioclásio estirado.

Deformação com intensa redução de tamanho e rotação de subgrãos associada à fraturamento de plagioclásio que se propaga curvilinearmente e estiramento de quartzo e criolita, com deslizamento planar estiramento e redução de tamanho (Figuras 8^a, B). Veios de fluorita com desenvolvimento de cristais eudrais de fluorita, torita, galena e clorita de origem hidrotermal resultam da geração de fraturas tensivas com criação de espaço e cristalização estática de minerais (Figuras 8C ,D)

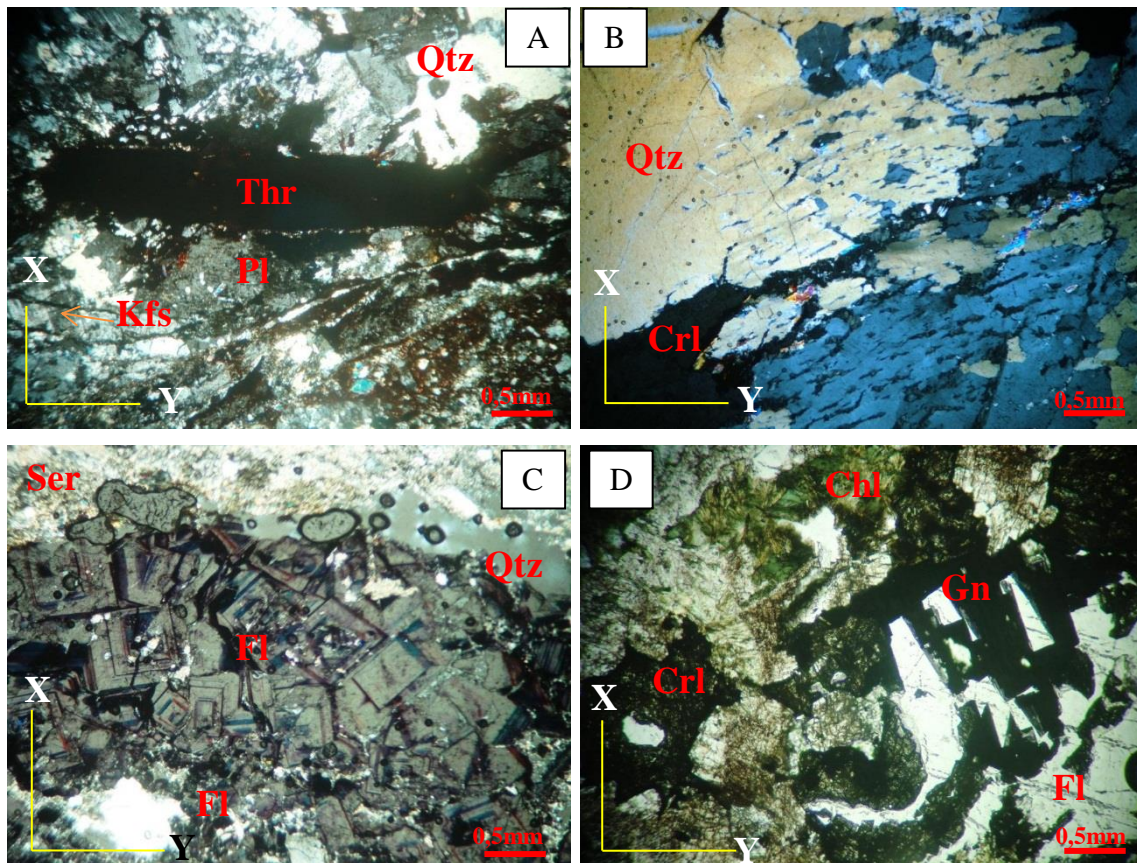


Figura 8. A, B) Deformação por cisalhamento. Fraturamento de plagioclásio, estiramento de quartzo e criolita (Gn19). Deformação cataclástica. C) cristais de fluorita em fratura tensiva (Gn 12), D) cristais e fluorita associada à galena e clorita.

4.5 ASSOCIAÇÃO E OCORRÊNCIA DE MINERAIS PORTADORES DE ETRs

Tendo em foco elementos terras raras (ETRs) como (Th, U, Nd) e elementos alcalinos e de transição (Li, Cs, Ta, Zr, Y, Nb,) sua concentração anômala no granito de interesse se relaciona com a ocorrência de minerais acessórios. Gerados por processos magmáticos, tarde magmáticos, percolação de fluidos hidrotermais e de alteração hidrotermal do granito. Esta pesquisa enfatiza em aspectos texturais, contexto de ocorrência, e de associa-

ção mineral. Dessa forma são descritos três tipos de ocorrência onde os minerais portadores de ETRs foram observados a saber: disseminados no granito, constituindo bolsões com textura pegmatítica no Albita Granito de Núcleo, como constituintes de diques, de veios de fluorita e como minerais produto da alteração hidrotermal do granito hospedeiro de diques e veios.

4.5.1 Disseminados no granito

O mais comum é a **criolita** (Na_3AlF_6), com cor marrom e bege em cristais anedrais, isolados ou formando agregados, associada albita, quartzo e anfibólio. Também aparece como inclusões em riebeckita (figuras 9^a, B). Torita (ThSiO_4) se apresenta como cristais isolados subedrais, intersticiais, vermelha escura a marrom (inclusa em cristais elípticos de quartzo, Figuras 9 C, D). Aparece em associação com albita, riebeckita, zircão e criolita. Zircão ($\text{ZrSiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, incorpora U e Th), são cristais isolados em secção transversal (lo-sangular) exhibe zoneamento interno, comumente afetados na borda por fluido tardio rico em flúor, aparece incluso em riebeckita, polilitionita e albita, associado a cristais de torita. São comuns cristais isolados de pirocloro $(\text{Ca,Na})_2(\text{Nb,Ti,Ta})_2\text{O}_6(\text{OH,F,O})$, incorpora de criolita e (U, Th) inclusos em plagioclásio e riebeckita, associados a criolita e hornblenda. Às vezes cristais de pirocloro exibem borda de sobre crescimento de criolita (Figuras 9 B, E). Localmente se observam cristais de pirocloro alterados para óxido de ferro $(\text{Fe,Mn})(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6$ incorpora (U, Th) e clorita na borda, e cristais associado a cristais isolados de xenotima, de zircão e de criolita (Figura 9^a).

4.5.2 EM ROCHAS COM TEXTURAS PEGMATÍTICAS

Em rochas de origem tarde magmática (**bolsões**), alguns minerais exibem tamanhos centimétrico, exemplo, a xenotima $(\text{Xtm}(\text{Y}(\text{PO}_4)_3)$, incorpora La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb e Tm). São cristais poiquiliticos tabulares com eixo > 1cm que geralmente contem inclusões de zircão, torita 1, criolita, pirocloro e torita 2 maciça disposta em fraturas internas a estes cristais. Está associado a albita, K-feldspato, quartzo, polilitionita, riebeckita, zircão 2, epidoto e genthelvita (Figuras 10 A, B). de diques pegmatíticos, associada a cassiterita de cor marroms A torita 1 se observa associada a anfibólio, criolita, polilitionita e plagioclásio. Trata-se de cristais estirados alinhados com micas e quartzo (Figuras 10 C, D).

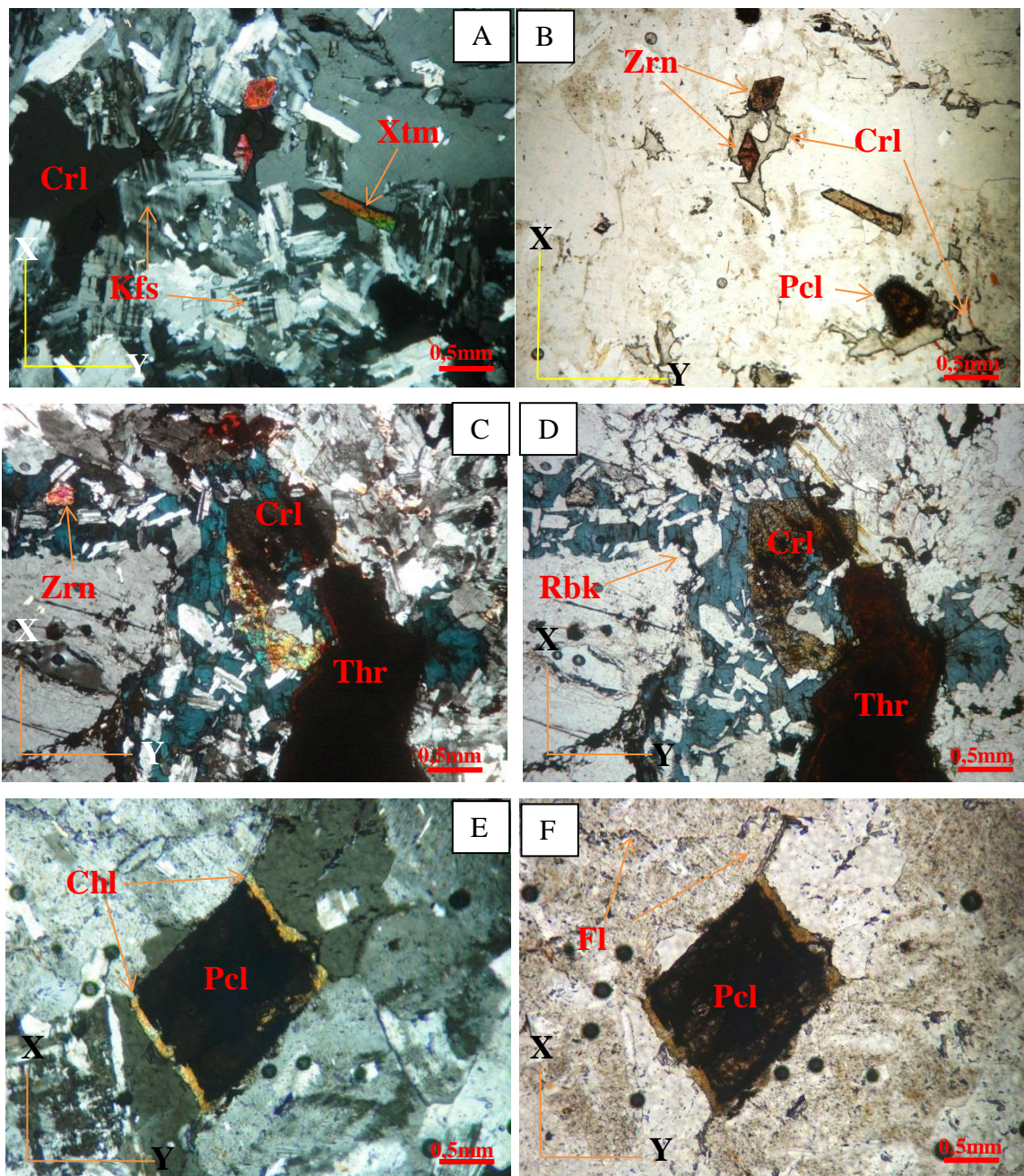


Figura 9. Fotomicrografias em nicois cruzados e paralelos de minerais portadores de ETRs. A, B) Cristais de criolita (CrI) associada a zircão (Zr) e pirocloro (Pcl), xenotima (Xtm), lâmina (Gn5). C e D) cristais e torita (Thr) associada a zircão (Zr), riebeckita(Rbk) e criolita(CrI), lamina (Gn21A). E, F) pirocloro (Pcl) com alteração para oxido de ferro e clorita na borda lamina (Gn2).

Cristal de pirocloro com intensa alteração para columbita, alinhado com cristais de polilitonita, criolita e riebeckita orientados preferencialmente segundo as direções estruturais predominante em que os pegmatitos ocorrem. (Figura 10E). Cristal de genthelvita deformado, associado a criolita, polilitonita e quartzo (Figura 10F).

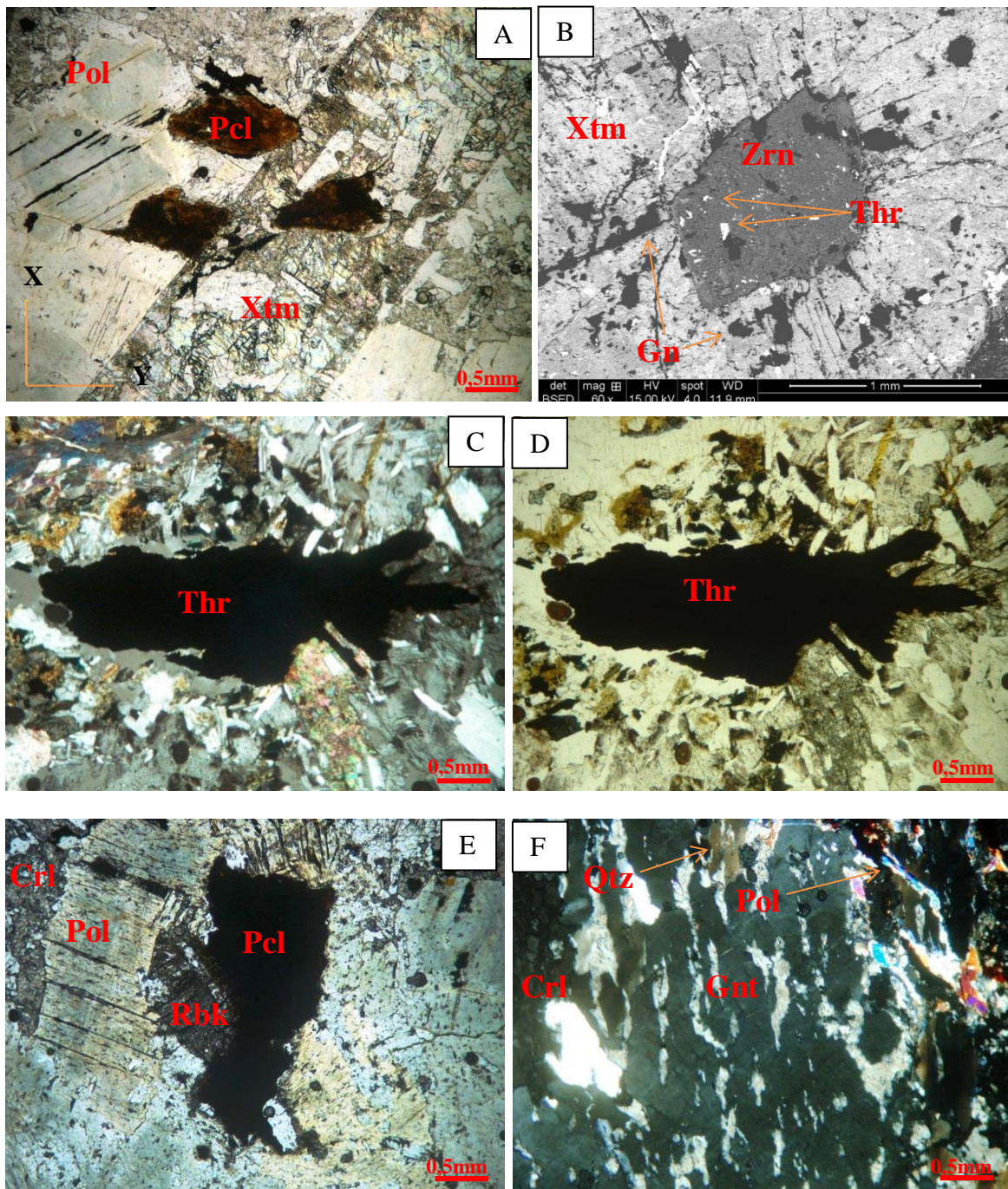


Figura 10. Fotomicrografia de minerais acessórios em bolsões pegmatíticos. A) xenotima (Xtm) e pirocloro (Pcl) com alteração para óxidos de Fe e columbita (Co), e polilitionita (Pol). B) Imagem MEV de xenotima (Xtm) com inclusões de galena (Gn), lâmina (Gn7). Zircão (Zr) incluído em xenotima (Xtm) contendo inclusões de torita 2 (Thr) que também ocorre em fraturas de xenotima (Xtm), lâmina (Gn15). D) torita 1 (Thr) associada a polilitionita (Pol) estirada e xenotima dobrado, columbita (Co) associada a pirocloro (Pcl), lâmina Gn15A). E) pirocloro alterado para columbita (Co), polilitionita (Pol), riebeckita (Rbk) e criolita (Crl). F) genthelvita (Gnt), criolita (Crl), quartzo (Qtz) polilitionita (Pol).

Dos diques com textura pegmatítica os minerais portadores de ETRs em geral ocorrem em associação, xenotima, polilitionita ($KLi_2AlSi_4O_{10}(F, OH)_2$), criolita maciça,

anfíbólio (Figura 11A). Associação mineral pirocloro, xenotima, K-feldspato, criolita, albita, anfíbólio (Figuras 11B, C) e pela associação criolita, genthelvita ($Zn_4Be_3(SiO_4)_3S$, incorpora Nd, Sm, Eu, Tb e Tm), Figura 11D.

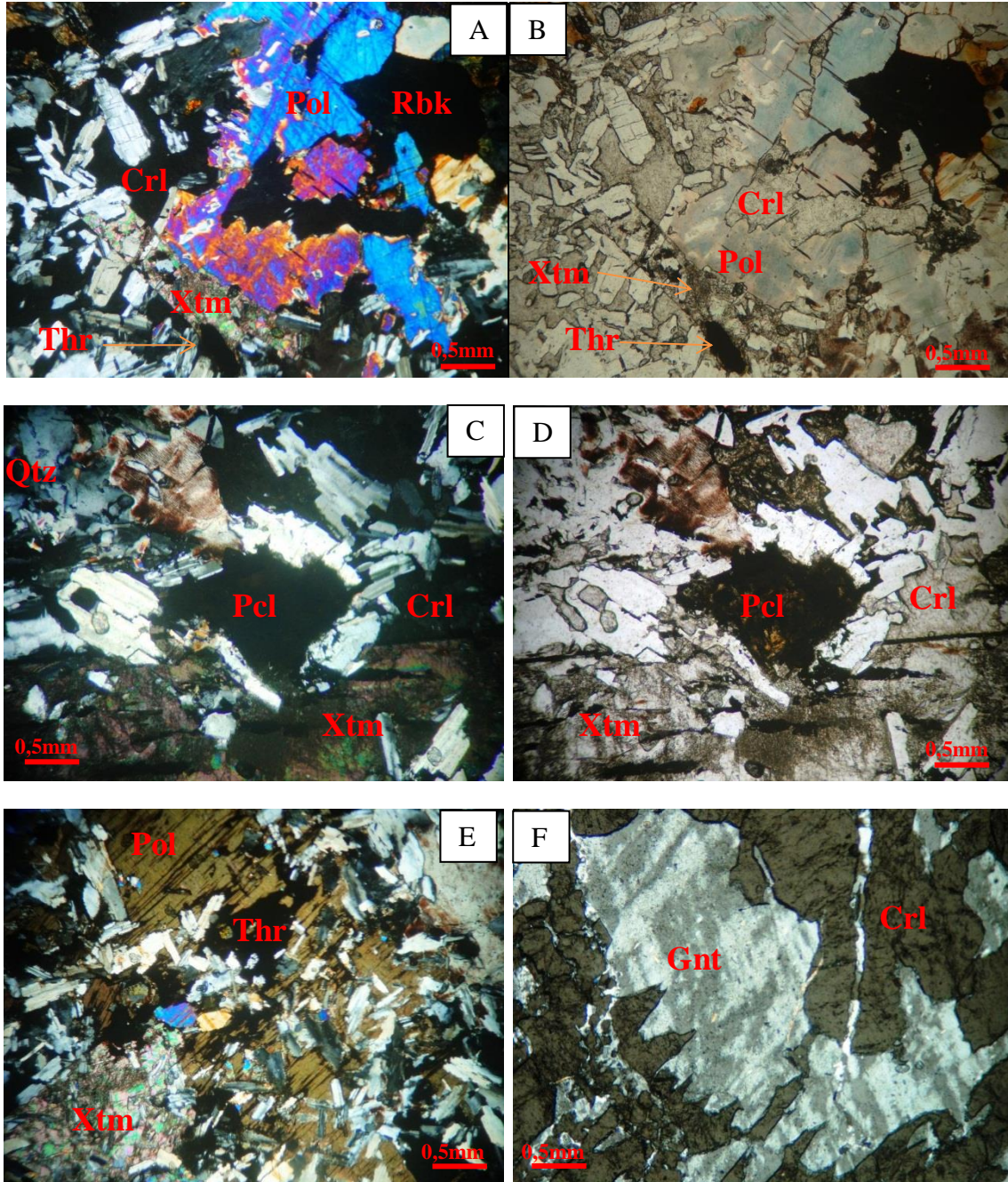


Figura 11. Fotomicrografias nicóis cruzados e paralelos de minerais em pegmatitos. A) Associação polilitionita (pol), xenotima (Xtm), torita (Thr), anfíbólio, criolita (Crl) (Gn28). B) xenotima (Xtm), albita (Ab), K-feldspato, anfíbólio, pirocloro (Pcl). C) Polilitionita (pol), torita 2 maciça (Thr), xenotima (Xtm), K-feldspato (Kfs), anfíbólio (Gn10). D) associação criolita maciça, genthelvita (Gnt), lâmina (Gn19). E) criolita (Crl), Xenotima(Xtm), Polilitionita alterada(Pol), Plagioclásio(Pl). F) Associação criolita (Crl), Genthelvita (Gnt).

4.5.3 ASSOCIADOS A VEIOS E À ALTERAÇÃO HIDROTERMAL RELACIONADA

São minerais ou associação destes, tanto formados a partir de fluidos, como por alteração hidrotermal dos minerais constituintes do granito encaixante dos veios. Assim minerais precipitados de fluidos formado veios correspondem a Torita (ThSiO_4) associada a óxidos de Fe e anfibólio. A torita ocorre como cristais ocupando fraturas em albita deformada por mecanismos de strain que envolveram estiramento de cristais de quartzo, e em cristais de albita, redução de tamanho com rotação de subgrão que aumenta para a limite do veio (Figura 12^a). Nas fraturas da albita também precipita cassiterita associada a torita. Alteração consiste apenas em corrosão de cristais estriados de quartzo provavelmente derivada da percolação de fluidos com flúor. Localmente observa-se que a percolação de fluidos esteve relacionada à propagação da deformação (Figuras 12 B).

Torita maciça de coloração marrom, também ocupa fraturas de minerais como xenotima constituinte de diques pegmatíticos, associada a óxidos de Fe e cassiterita (Figuras 12 C). Torita com habito maciço está relacionado à mobilização passagem de fluidos durante deformação frágil e precipitação em fraturas de anfibólio. Também se observa com agregados pervasiva alteração por processos de albitização do granito, trata-se de cristais disseminados contidos no Albite Granito de Núcleo, afetado por fluidos ricos em fluorita. Os efeitos da alteração hidrotermal mudaram a textura da rocha (Figuras 12D, E). Este fluido também gerou recristalização e mudanças na borda de cristais de zircão e em minerais de polilitonita alteração para clorita (Figura 12F).

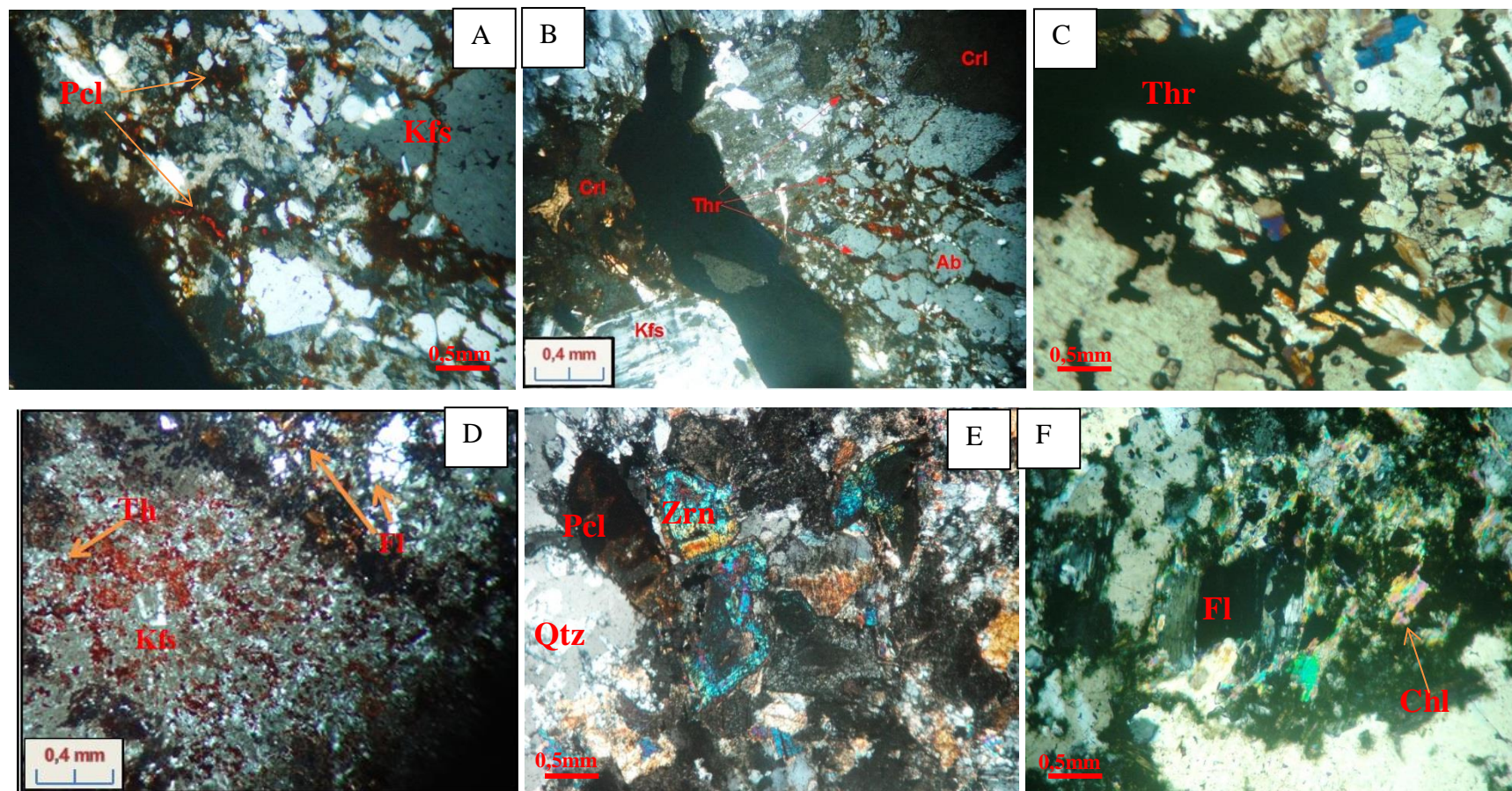


Figura 12. Fotomicrografias em nicois da ocorrência de Torita (Thr). A) torita cristalizada em rocha com deformação rúptil. B) Veio de torita (Thr) em rocha com genthelvita (Gnt), K-feldspato (Kfs), crolita (Crl), cassiterita (Cas) e albite (Ab). C) veio com óxidos e torita associada a fratura (GN7). Localizado na parte central do Albite Granito de Núcleo. D) alteração pervasiva no granito (Gn12). E) alteração de zircão (Zr) e de pirocloro (Pcl) Gn13. F) alteração de polilitionita para clorita (Gn14). Símbolos minerais segundo Kretz (1983) e Whitney & Evans (2010).

Dentre os veios é comum ser constituído por cristais maciços ou bem formados de fluorita (Figura 13A) que por sua vez geram importantes zonas de alteração hidrotermal no granito hospedeiro (Figura 13B). A Fluorita (CaF_2) ocorre também disseminada no Albita Granito de Núcleo, disposta em halos de alteração hidrotermal próximos a veios, quando observada em pegmatitos, estes são cortados por juntas ou veios orientados SE-NW pelos que o fluido hidrotermal migrou e percolou as rochas. Associado a estes fluidos precipitou Galena (PbS) e molibdenita (MoS_2) formando agregados de cristais nos veios de fluorita (Figura 13B). Também se observa alteração clorítica na rocha (Figura 13C).

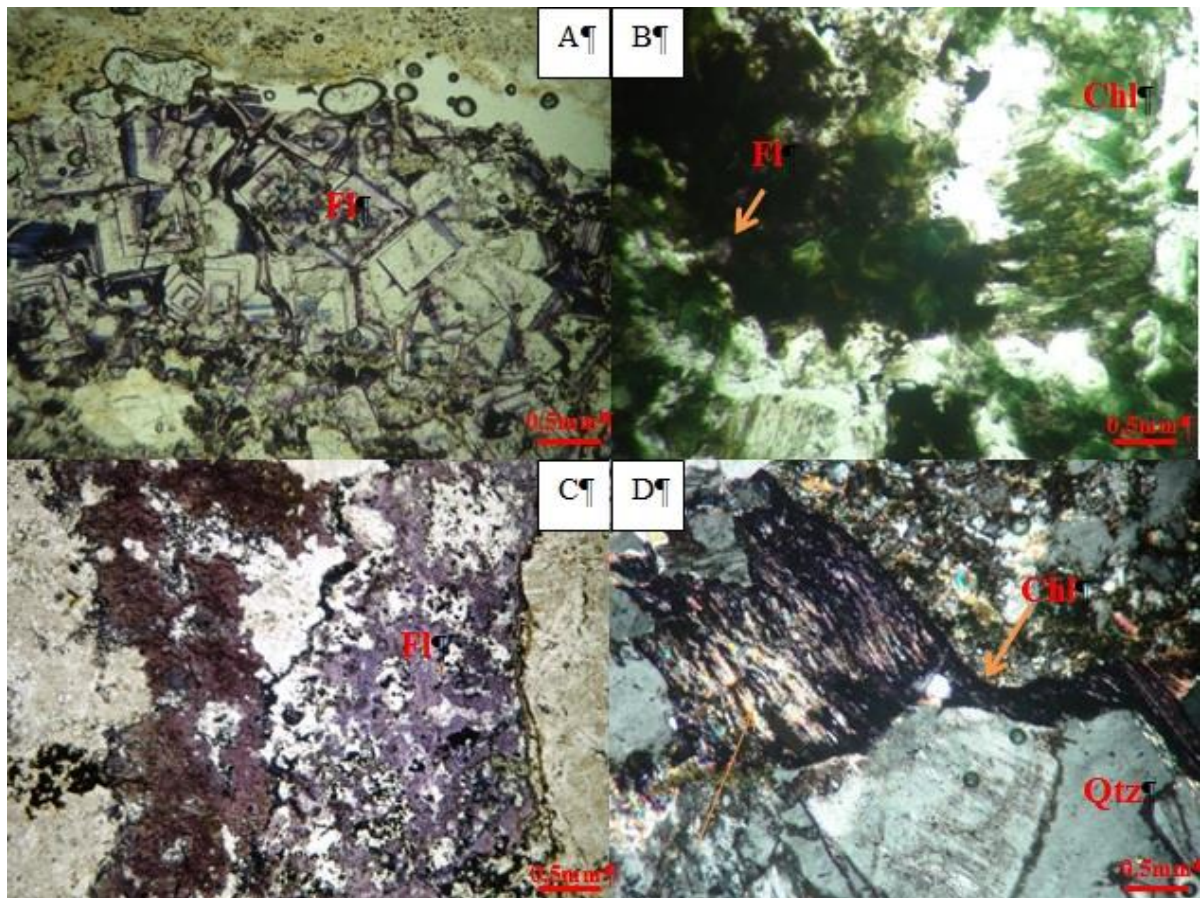


Figura 13: fotomicrográfias de veios de fluorita. A) veio de fluorita (Fl) maciça, lâmina Gn13. B, C) veios de fluorita (Fl) com cristais aciculares e cúbicos. D) alteração clorítica de polilitionita (Pol) e anfibólio (Amp).

4.5.4 PROCESSOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO ALBITA GRANITO DE NÚCLEO

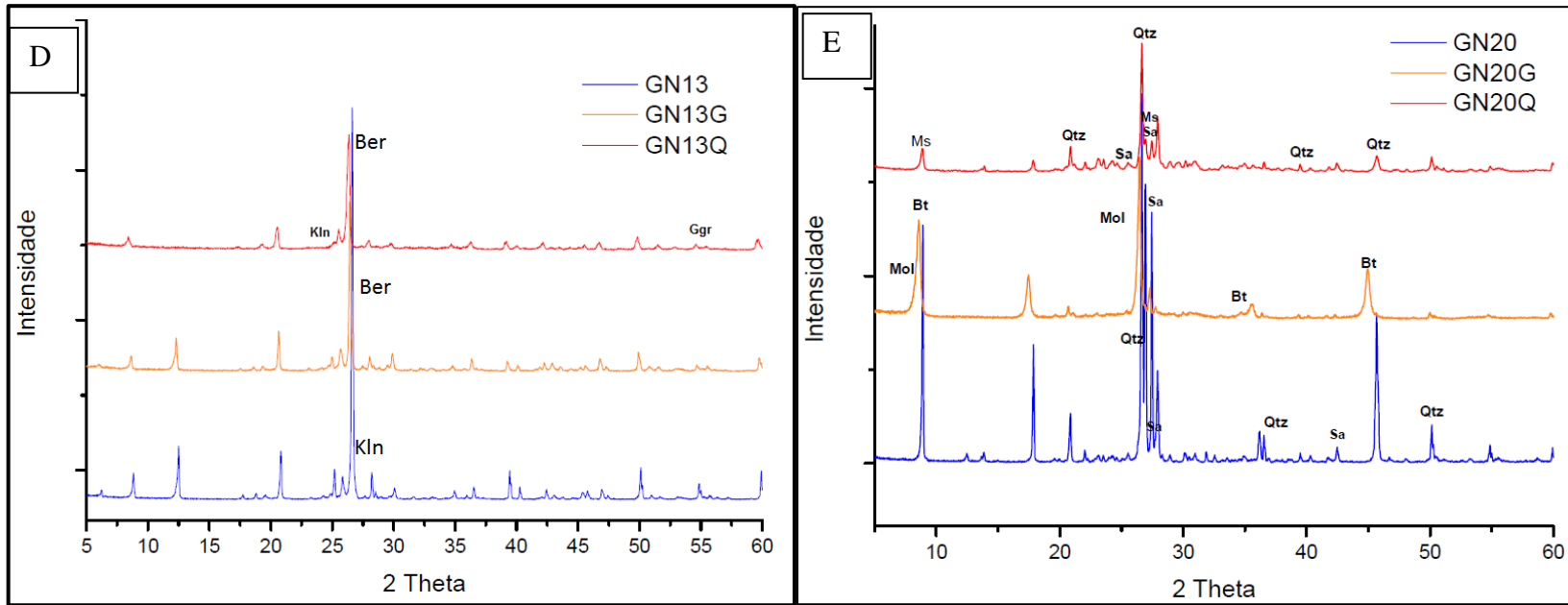
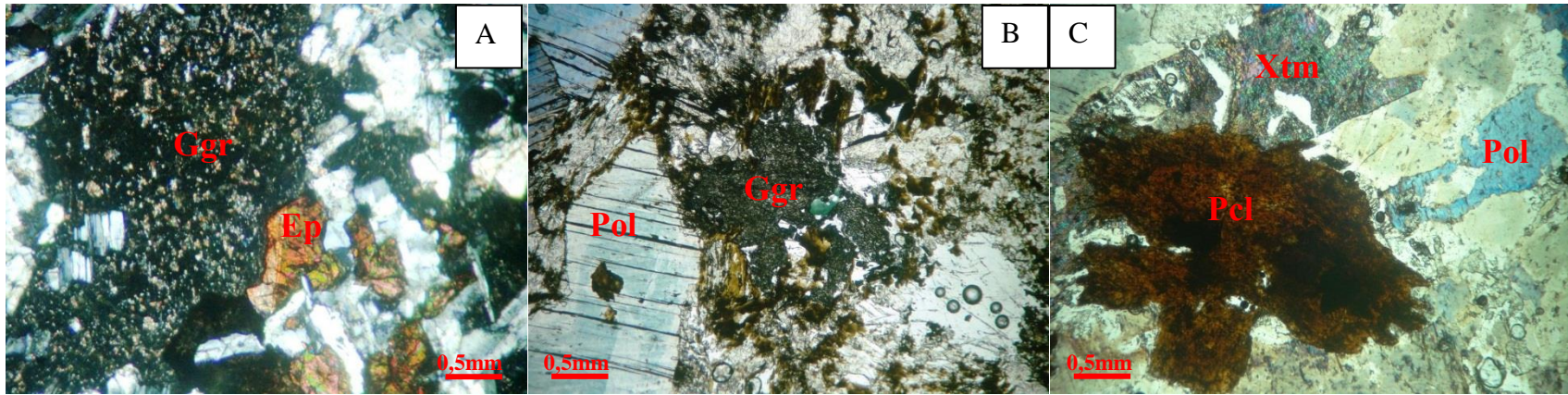
A compreensão destes processos teve como foco entender mediante análises petrográficas e difração de raios X (DRX), as mudanças induzidas por fluidos hidrotermais nos diques com textura pegmatítica (4 amostras) e nos veios (14 amostras) principalmente de fluorita. No Albita Granito alterado encaixante, na vizinhança de diques e veios (3 e 4 amostras, res-

petivamente). Os resultados de tais análises revelaram a ocorrência de minerais formados a partir dos fluidos hidrotermais e de minerais produto das mudanças induzidas no granito pelos distintos fluidos que permearam o mesmo.

Nos diques pegmatítico observa-se gagarinita (Ggr), $(\text{NaCaY}(\text{F,Cl})_6)$ (Figuras 14 A, B) com ítrio na sua estrutura cristalina associada a epidoto, cassiterita (SnO), pirocloro e biotita. Berlinita (Ber, AlPO_4), fosfato de alumínio anidro análogo cristalográfico do quartzo, com alumínio e fosforo no lugar do silício (Figura 14D). Este mineral possui inversão térmica igual à do quartzo, porém com temperatura de cristalização menor. No difratograma também aparece caulinita (Kln) ângulo 2 theta próximo a 7° . Outros minerais representados em difratograma (Figura 14E), são biotita (Bt), clorita (Chl) e K-feldspato cristalizado a baixa pressão (sanidina, Sa), quartzo (Qz) de origem residual. Também se observa muscovita (Ms) com pico em 10 theta e baixa intensidade, e molibdenita (Mol). A presença de molibdenita, de origem hidrotermal representa a percolação de fluido na rocha, relacionados a veios de fluorita (fluidos de menor temperatura) que cortam os diques.

Alteração do granito produto de percolação de fluidos ocorreu mediante três tipos de mecanismos de deformação com efeitos distintos nesta rocha e associação mineral particular:

- i) Relacionado com deformação plástica de minerais de plagioclásio (estiramento, extinção ondulante e migração de limites de grãos), distribuída em bandas onde também ocorre corrosão do plagioclásio dando-lhe um aspecto turvo, e precipitação de criolita formando manchas (Figura 14F).
- ii) Associado a deformação plástica de quartzo frágil de plagioclásio com intensa redução de tamanho dos cristais, e alteração que modificou por corrosão o quartzo e formou columbita distribuída como manchas escuras, a alteração gerou pequenos cristais de fluocerita dispersos na rocha dando-lhe aparência turva ao quartzo em tons pastel variados de azul e verde (Figura 14G).
- iii) Fraturas com migração de fluidos a partir das quais os fluidos permearam a rocha e modificaram totalmente sua textura, a partir destes cristalizaram duas fases de criolita (eudral e anedral), fluorita, allanita, fluocerita e clorita (Figuras 14H, L)



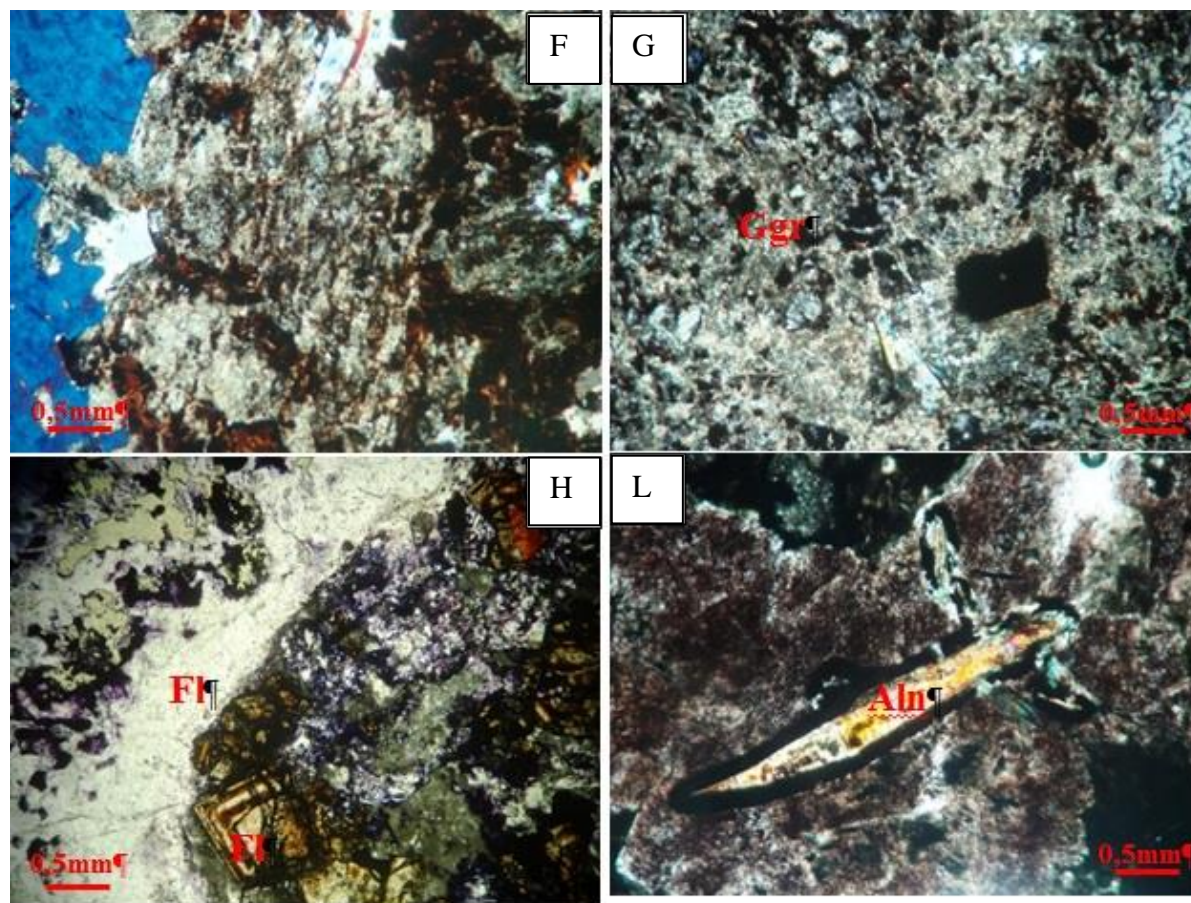
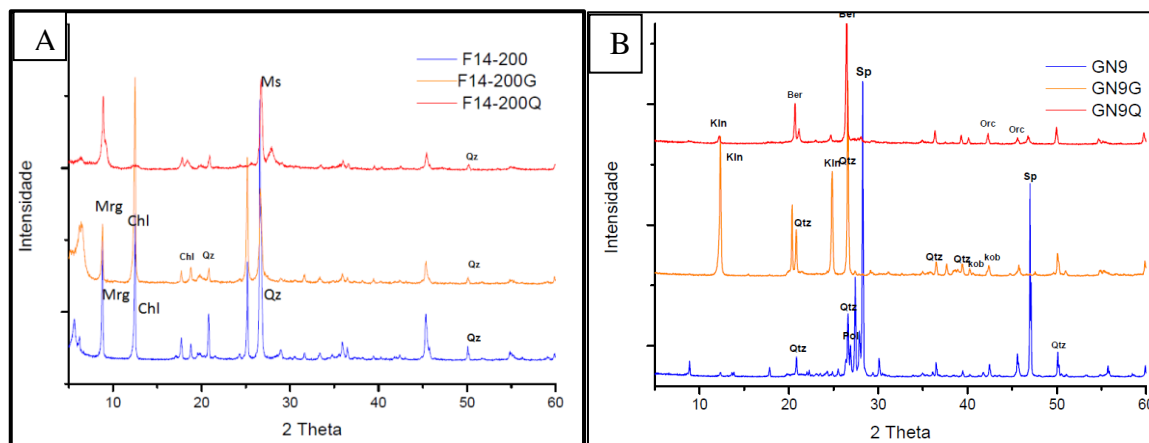


Figura 14. Fotomicrografias de mineras em pegmatitos (Gn21). A, B) Gagarinita associada à epidoto biotita. C) pirocloro truncando xenotima e polilitonita. D, E) Difractogramas de amostras coletada em rochas de textura pegmatítica cotas 150 e 200 m, respetivamente Fotomicrografias de alteração associada à deformação a mecanismos de deformação. F) strain plástica com alteração de plagioclásio associada à formação de criolita (CrI), lamina (Gn19). G) strain frágil de plagioclásio e plástica de quartzo com geração de columbita (C e fluocerita (Fcr), lamina (Gn25). H)

cristais de cassiterita (Cst) em duas gerações (anedrais e eudrais), fluorita (Fl) e fluocerita (Fcr) massiva (cor verde) (Gn14). L) cristal de allanita (Aln) em matriz de fluorita (Fl) massiva e cristais de fluocerita (Fcr), lâmina (Gn19).

Minerais relacionados com essa alteração hidrotermal são representados no difratograma (Figura 16^a). Onde aparece *pennantita* ($Mn_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$, mineral do grupo da clorita, em rocha alterada contida em zona de fratura com atitude $355^{\circ}AZ/80^{\circ}$). Também foi identificado mineral do grupo da clorita com seus picos $\langle 001 \rangle$ entre 14-14,4Å. Assim como os minerais margarita (Mrg), e muscovita (Ms) (amostra F14). Na figura 16B, observa-se odinita ($(Fe^{+3}MgAlFe^{+2}TiMn)_{2.5}(SiAl)_2^{\circ}_5(OH)_4$), orcelita (OrcNi_{5-x}As₂ (x=0.23)), e berlinita (Ber, $AlPO_4$), assim como caulinita.

Em rocha com alteração relacionada à deformação rúptil os difratogramas (Figura 15C, Gn14) revelaram a presença de pennantita (Chl, $Mn_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$ mineral do grupo da clorita formada a partir da passagem de fluidos hidrotermais de alta temperatura, ilsemannita (Ils, $Mo_3O_8n(H_2O)$) mineral produto da alteração de molibdenita. Embreyita (Bem, $Pb_5(CrO_4)_2(PO_4)_2(H_2O)$). Hendricksita (Hen, $K(Zn,Mg,Mn)_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$, pode acolher Na, Ca, Zn, Fe, Ti, Al, Si, F, Cl; a fluido hidrotermal que gerou Galena (Gn, PbS), e esfalerita (Sp, ZnS)). Na Figura 16D, (amostra Gn7) foi identificada fluorita e pico com distância interplanar 14 Å, que representa comportamento, similar ao da pennantita (clorita).



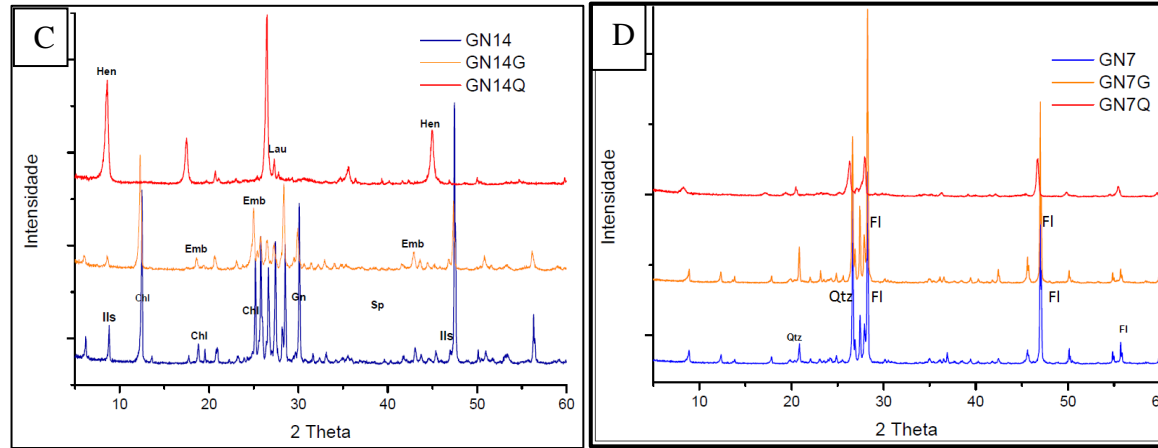


Figura 15: Difratoformas A, B, C, D são representativos de minerais produto da alteração de granito para o centro da cava, próximo a veios de fluorita hospedados em fraturas tensivas.

Difratoforma (Figura 16) representativo da composição de amostra GN4 coletada na zona em que ocorre fluorita em veio localizado na parte central do pit da mina. Inclui minerais como Anandita $(Ba,K)(Fe^{2+},Mg)_3((Si,Al,Fe)_4^{10})(S,OH)_2$, mineral raro pertencente ao grupo da mica, Quartzo (SiO_2). **Fluorita** (CaF_2), composição química Ca:51,33%, F: 48,67 %. Podem apresentar substituições de Y e Ce pelo Ca. **Yttrio-fluorita** $(CaF_2)_{0.85}(YF_3)_{0.15}$, a substituição de Y e Ce para Ca com equivalência de 10 a 20% com menor proporção para CeF_3 .

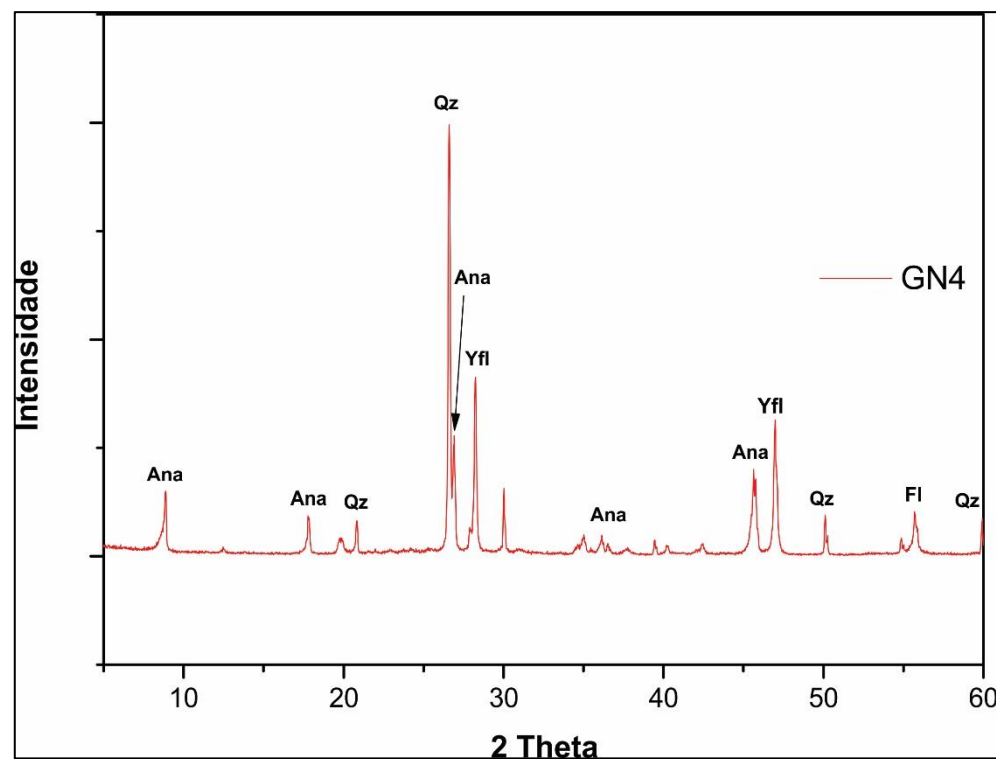


Figura 16: Difratoograma da amostra GN4 localizada na região em que ocorrem as estruturas distensiva com direção $355^{\circ}/80^{\circ}$, com registro de minerais que apresentam elementos terras raras em sua composição química.

Para o centro do pit da mina na frente 17, onde também se observa estrutura orientada NE-SW a alteração hidrotermal é bastante pervasiva. Minerais representativos dessa alteração hidrotermal observada nos difratogramas da Figura 17, (amostra Gn 19) aparecem dois tipos de Quartzo (SiO_2), um produto da cristalização da rocha e o segundo de fluido hidrotermal. Ocorre Fluocerita (LaF_3), mineral que também pode conter Cério, fórmula $(\text{Ce}, \text{La})\text{F}_3$, Lipersonnita $(\text{CaLa}_2(\text{UO}_2)_{24}(\text{CO}_3)_8\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 60\text{H}_2\text{O})$. Mineral raro pertencente ao grupo da mica como Anandita $(\text{Ba}, \text{K})(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3((\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe})_4\text{O}_{10})(\text{S}, \text{OH})_2$, Quartzo (SiO_2). Fluorita (CaF_2), pode apresentar substituições de Y e Ce pelo Ca. Yttrifluorita

(CaF₂)_{0.85}(YF₃)_{0.15}, a substituição de Y e Ce para Ca com equivalência de 10 a 20% com menor proporção para CeF₃. (Figura 17B, amostra GN4).

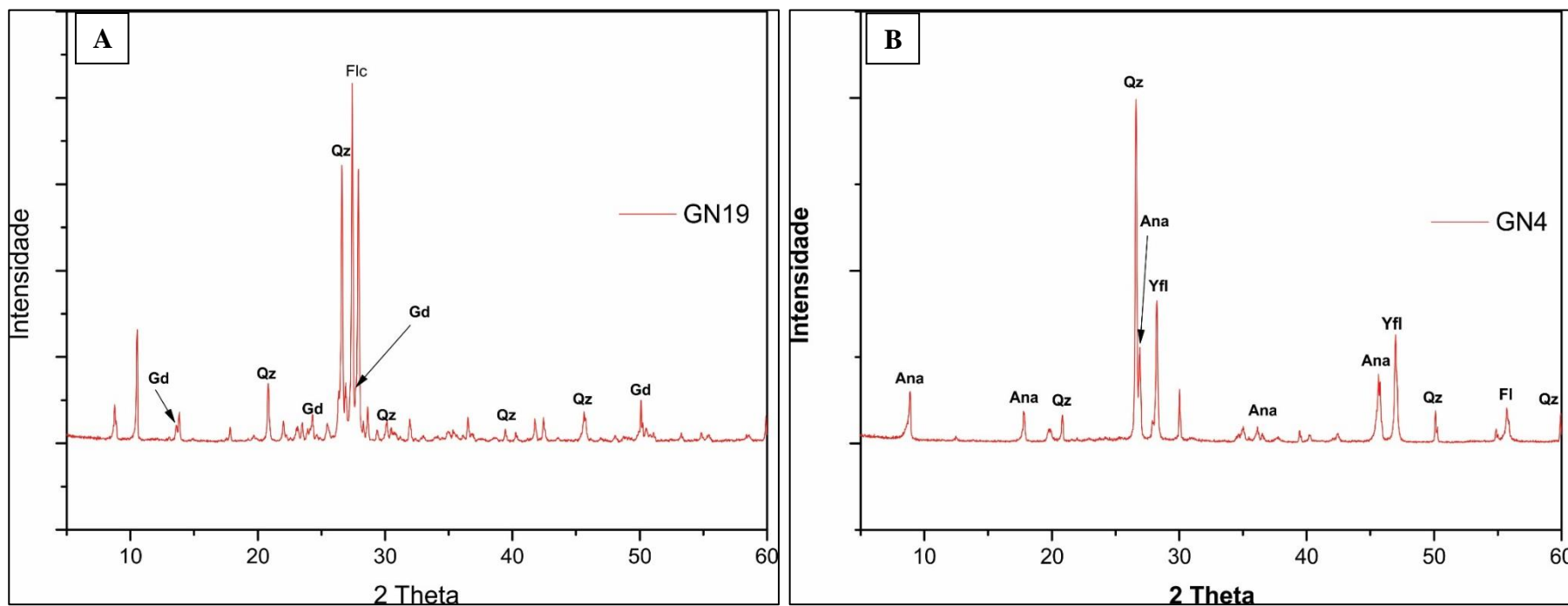


Figura 17: Difratomogramas representativos da composição mineral da alteração hidrotermal para o centro do pit. A, B) minerais portadores de elementos terras raras.

Minerais que precipitaram em veios correspondem a fluorita como a ocorrência mais comum, ocorrendo associado a esta fluorita, aparece galena, clorita, topázio, fluocerita e cristais de zircão. A Clorita ((Mg,Al,Fe)₁₂[(Si,Al)₈°₂₀](OH)₁₆) que aparece comumente como agregados de cristais verde escuro com hábito acicular, esta relacionada a junta orientada 355°AZ/80° e a fratura em pegmatito percolada por fluido gerado de processo hidrotermal(Figuras 18A, B).

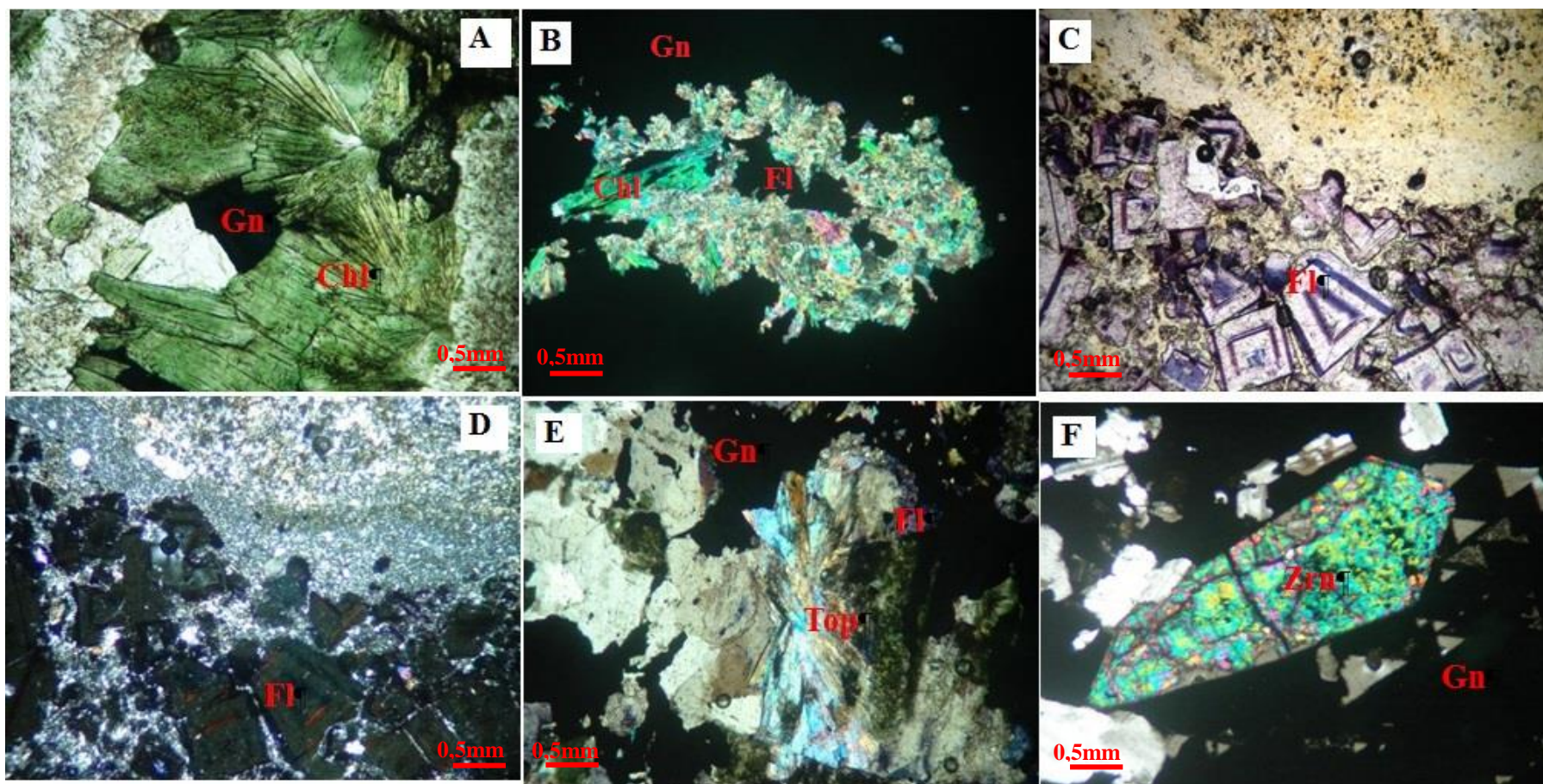


Figura 18: Fotomicrografias de minerais de origem hidrotermal em veios. A) clorita (Chl) originada de fluido hidrotermal (amostra GN-9 L1). B) fratura em pegmatito com galena (Gn), fluorita (Fl) e clorita (Chl). C, D) fluorita (Fl) ocupando fratura (Gn, 12). E, F) topázio (Toz) com galena (Gn) e fluorita (Fl). Fluocerita (Fcr) em matriz de galena (Gn), lâmina (Gn24). Cristal de zircão (Zrn) em veio em matriz de galena (Gn), com alteração para fluocerita (Fcr), lâmina (Gnr19)

5. DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Zircão, xenotima e pirocloro no Albita Granito do Plúton Madeira, tem sido relacionados à origem magmática (Minuzzi et. al, 2005; Bastos Neto et al., 2013). A distribuição destes minerais portadores de ETRs, no Albita Granito é relacionada espacialmente a anfí-bólitos (hornblenda e riebeckita), criolita e torita. Seu estilo de ocorrência é particularmente disposto em bandas conformando foliação de fluxo magmática denominada de So. Esta foliação So em afloramento mostra orientação dominante 260° com mergulho de próximo de 60° para N, orientação com atitude SE-NW (principalmente 110°) e mergulho próximo a 65° para S e para N, e uma orientação subordinada próxima de 340° , com mergulho de $\pm 80^\circ$ para E. Estudos de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) comprovaram a organização dessa estrutura primaria, a qual é representativa da distribuição de magnetita como marcador da petrotrama deste granito (Siachoque et al., 2017).

A organização espacial dos minerais constituintes do Albita Granito de Núcleo, foi desenvolvida em vários estágios indicados pela associação mineral e mecanismos de *strain* contidos neles: Assim os primeiros minerais a cristalizar no granito cinza grosso (albita, hornblenda, K-feldspato, criolita), exibem além de orientação preferencial de forma, e disposição espacial em bandas, mecanismos de strain como migração de limite, redução de tamanho com rotação de subgrãos, desenvolvidos em alta temperatura. Albita, riebeckita, quartzo elíptico e polilitionita, típicos da composição do granito médio cinza escuro, se dispõem também em bandas (foliação So), no entanto, apenas exibem orientação preferencial de forma e estiramento no quartzo como mecanismo de strain. Quando observados os minerais tardi-magmáticos como xenotima, pirocloro e epidoto podem conformam localmente, também o bandamento composicional descrito como (foliação So) ou constituem bolsões, não sendo observado mecanismos de deformação plástica. Tais evidencias são condizentes com a organização da trama da rocha por fluxo magmático (foliação So). Estando coerentes com o modelo de colocação, rotação e controle tectônico regional por estrutura cisalhante postulado por Siachoque et al., (2017) para a colocação do plúton estudado.

A estabilidade do campo regional de esforços que condicionou a colocação do plúton é refletida, no sistema em conjugado mostrado pela orientação de diques com textura pegmatítica e de veios. Nos diques, minerais de origem tardi-magmática, portadores de ETRs se desenvolveram em um primeiro estágio, sugerido pela associação mineral albita, riebeckita, criolita marrom, K-feldspato, quartzo, xenotima, polilitionita, e mais tardiamente gen-

thelvita e pirocloro: um segundo estágio de cristalização mineral tardi-magmática envolveu, deformação frágil no plagioclásio e dúctil no quartzo, gerou cristalização de cassiterita, columbita, torita e gagarinita. Diques pegmatíticos contidos no Albita Granito de Núcleo estariam relacionados a episódios tarde magmáticos (McNulty *et al.*, 1996; Paterson & Fowler, 1993; Petford *et al.*, 1993; Vigneresse & Clemens, 2000) e sua disposição espacial foi controlada seguindo duas atitudes dominantes condizentes com as posições dos vetores de estiramento e de encurtamento do sistema de cisalhamento que controlou a colocação do plúton (Siachoque *et al.*, 2017).

No fim do alojamento plutônico, o avanço da deformação da rocha ativou a instalação de estruturas tensivas verticais do sistema transcorrente, com atitude $340^{\circ}\text{AZ}/80^{\circ}$. O registro cataclástico desta deformação e a provável componente tensiva, ativou e facilitou a migração de uma fase de fluido hidrotermal possivelmente de origem tarde magmática mais evoluída (Minuzzi *et al.* 2004., Bastos Neto *et al.* 2013). Esse fluido altamente concentrado em flúor e em metais de transição migrou por estas fraturas precipitando allanita, fluorita, fluocerita, clorita, galena, entre outros. Estes fluidos também ingressaram no granito e induziram nele transformações hidrotermais, gerando argilominerais portadores de ETRs, dentre os que se destacam: hendricksita, lipersonita, ytrio-fluorita.

Os efeitos da alteração hidrotermal no Albita Granito de Núcleo derivados da passagem de fluidos hidrotermais, induziram mudanças texturais e de composição envolvendo processos de substituição que geraram provavelmente as variações na concentração de ETRs em minerais como xenotima, torita, zircão e criolita, reportadas por Minuzzi *et al.*, (2004). Para Lamarão *et al.*, (2007), cristais de zircão foram enriquecidos por torita proveniente do fluido hidrotermal tardio tornando-se portadores de elementos terras raras e ítrio em suas bordas, o que explica as diferenças de núcleo e borda se comparados com cristais de zircão não afetados por fluidos hidrotermais. Desta forma, torna-se compreensível explicar por que na região central do Albita Granito de Núcleo, seja visível macroscopicamente, intensa e pervasiva alteração da rocha o que tem levado a alguns autores a postular a existência de uma subfaceis granítica de transição entre as subfaceis de borda e de núcleo do Albita Granito (Costi *et al.* 2005). Os minerais ilsemannita, embreyita e hendricksita seriam caracterizadores de ambiente tipo endoskarn (correlacionável a metassomatismo e metamorfismo de contato ocorrido pela passagem de fluido em grande volume através do sistema de fraturas verticais com direção 340°Az). Os minerais odinita, orcelita tem sua origem atribuída a percolação de água meteóricas pelo sistema de fraturas N-S/verticais que predomina na parte central do Albita Granito de Núcleo.

Assim a associação de fases minerais de origem magmática, tarde magmática e a associação mineral constituinte de veios, mostram clara distribuição espacial condizente com estilo estrutural derivado de controle tectônico. Tal estilo ter-se-ia desenvolvido em sistema conjugado de cisalhamento o qual se valida aqui como guia de exploração que merece ser testado na sua confiabilidade. Estes postulados se mostram consistentes com os resultados obtidos na pesquisa e com os mecanismos de colocação plutônica e evolução magmática postulados na literatura.

O modelo de colocação plutônica é coerente com as observações de campo para a distribuição espacial das estruturas plásticas e rúpteis resultado da deformação em estado sólido registrada no plúton Madeira. Diques, veios e feições de deformação rúptil se apresentam em dois tipos de estruturas principais que alojam minerais com ocorrência de ETR, cujas características são:

- i) Um sistema conjugado de estruturas de cisalhamento sintético com orientação $310^0/60^0$ Az associadas ao sistema transcorrente principal com atitude $260^0/65^0$ Az. Esta última principalmente controla a colocação de diques pegmatíticos contendo minerais como riebeckita, xenotima, genthelvita, epidoto.
- ii) O conjunto de fraturas tensivas com tendência geral $340^0/90^0$ Az. controlou a colocação de veios constituídos por allanita, fluorita, fluocerita, galena entre outros.

5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBERS. A. P F., MELCHIADES. F. G., BALDO. J. B., BOSECHI. A. O. **Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios-x** – (A simple method for the characterization of Day minerals by x-ray diffraction). *Cerâmica* 48. (305). Jan/Fev/Mar 2002.

ALMEIDA M.E. **Evolução geológica da porção centro sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima**, Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 227p. 2006

BASTOS NETO, A.C., FERRON, J.T.M.M., CHAUVET, A., CHEMALE, F., DE LIMA, E.F., BARBANSON, L., COSTA, C.F.M., **U–Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): evolution of the A-type magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn–Ta–Nb (REE, cryolite) world-class deposit. *Precambrian Research*, 243:181–196, 2014.**

BASTOS NETO, A.C., PEREIRA, V.P., PIRES, A.C., BARBANSON, L. CHAUVET, A. **Fluorine-rich xenotime from the world-class Madeira Nb-Ta-Sn deposit associated with the albite-enriched granite at Pitinga, Amazonia, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 50: 1453-1466, 2013.**

BASTOS NETO, A.C., PEREIRA, V.P., RONCHI, L.H., DE LIMA, E.F., FRANTZ, J.C. **The world-class Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) deposit and the massive cryolite associated with the albite enriched facies of the madeira A-type granite, Pitinga Mining District, Amazonas State, Brazil. *Canadian Mineralogist* 47:1329–1357, 2009.**

BARNHISEL R.I. & BERTSCH P.M. (1989) **Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite**. Pp. 729-788 in: *Minerals in Soil Environments* (J.B. Dixon & S.B. Weed, editors). Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wisconsin.

BOUCHEZ, J.L., DIOT, H. **Nested granites in question: contrasted emplacement kinematics of independent magmas in the Zaër pluton, Morocco. *Geology* 18:966–969, 1990.**

BAULUZ, B., MAYAYO, M.J., FERNANDEZ-NIETO, C., LOPEZ, J.M.G. **Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): Implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting.** *Chemical Geology*, v. 168, n. 1, p. 135- 150, 2000.

COSTI, H.T. **Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albite-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil.** Teses de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil, 2000.

COSTI, H.T., DALL'AGNOLL, R., PICHAVANT, M. RĂMÖ, O. T. **The per-alkaline tin-mineralized Madeira cryolite Albite-Rich granite of Pitinga, Amazonian craton, Brazil: Petrography, mineralogy and crystallization processes.** *The Canadian Mineralogist*. 47, 1301-1327, 2009.

COSTI, H.T.; BORGES, R.M.K. e DALL'AGNOLL, R. **Depósitos de estanho da Mina Pitinga Estado do Amazonas.** In: O.J. MARINI; E.T, 2005.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. 1992. **Rock-forming minerals.** London, Longman Group Limited, 696p.

FERRON, J. M. T. M. **Geologia regional, geoquímica e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas Paleoproterozóicas da província Pitinga, Cráton Amazônico.** Tese de Doutorado em Geociências, UFRGS, 2006.

HENDERSON P. 1984. **General geochemical properties and abundances of rare earth elements.** In: Henderson P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*. Ed. Elsevier, Amsterdam, p. 1-32.

HORBE M.A., HORBE A.C., COSTI H.T., TEIXEIRA J.T. **Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil - a review.** *Journal of Geochem. Explor.*, 40:227-249, 1991.

JORGE JOAO A,X.S. SANTOS,C.A.; PROVOST,A.1985.**Magmatismo adamelítico Agua Branca(Folha Rio Mapuera, NW do estado de Para).** In Simpósio de Geologia da Amazônia, 2. Belém, Anais. Belém: SBG,1985. V. 2, P. 93--109

LENHARO, S.L.R., POLLARD, P.J. & BORN, H. **Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil.** *Lithos* 66, 37-61, 2003.

MARTIN, R.F. **A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment.** *Lithos* 91, 125-136, 2006.

MCNULTY, B.A., TOBISCH, O.T., CRUDEN, A.R., GILDER, S. **Multistage emplacement of the Mount Givens pluton, Central Sierra Nevada batholith, California.** Bulletin of the Geological Society of America 112:119–135, 2000.

MCNULTY, B.A., TONG, W., TOBISCH, O.T. **Assembly of a dike-fed magma chamber: the Jackass Lakes pluton, central Sierra Nevada, California.** Bulletin of the Geological Society of America 108:926–940, 1996.

MINUZZI, O.R.R. 2004. **A columbitização do Pirocloro da Subfacies Albita Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolita.** 156p. Qualify da Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C., JR. 1997. **X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals.** Oxford University Press, Oxford.

OLIVEIRA M.J.R., LUZARDO R., FARIA M.S.G., PINHEIRO S.S. 1996. **A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima.** In: Simpósio de Geologia da Amazônia. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões, Belém, SBG-Núcleo Norte, 2: 86-89 p.

PATERSON, S.R., FOWLER, T.K. **Extensional pluton-emplacement models: do they work for large plutonic complexes?** Geology 21:781–784, 1993.

PETFORD, N., KERR, R.C., LISTER, J.R. **Dike transport of granitoid magmas.** Geology 21:845–848, 1993.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems.** Springer, 1250p, 2009.

PIRES, A.C. **Xenotima, gagarinita, fluocerita e waimirita da mina Pitinga (Am): mineralogia e avaliação preliminar do potencial do albita granito para exploração de elementos terras raras e ítrio. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 199 p. 2010.**

RONCHI, L. H; BASTOS NETO, A. C. ; GEDOZ, SAMUEL COMPARSI ; WEBER, MARCELO LEOPOLDO ; PEREIRA, VITOR PAULO ; ANDREK, M. . **A Transição Magmático-Hidrotermal Registrada por Inclusões Fluidas no Albita-Granito de Núcleo, Mina Pitinga, Amazonas.** In: José Carlos Frantz; Juliana Chão Marques; Hardy Jost. (Org.). Contribuições à Metalogenia do Brasil. 1ed.Porto Alegre: UFRS, 2011, v. 1, p. 1-20.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J. E FLETCHER I.R. **A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and UPb and Sm-Nd geochronology**, 2000.

SIACHOQUE A, SALAZAR C.A, TRINDADE R.I **Emplacement and deformation of the A-type Madeira granite (Amazonian Craton, Brazil)**. Lithos 277, 284-301,2017.

SOLEDADE, G. L. **Química mineral em xenotímio e minerais associados às fases pegmatóides da fácies Albita Granito, Suíte Madeira, mina Pitinga, Amazonas; Dissertação de mestrado 2010**, Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará.

SKOOG, D.A.; HOLLER, T. & NIEMAN, A. **Princípios de análise instrumental**. Porto Alegre, Bookman. 628p, 2002.

TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. **Geochronological provinces of the Amazonian Craton**. Episodes, 22(3): 174-182, 1999.

VALÉRIO C.S., SOUZA V.S. MACAMBIRA M.J.B. **The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications**. Journal of South American Earth Sciences, 28:304-320, 2009.

VEIGA JR. J.P., NUNES A.C.B., SOUZA E.C., SANTOS J.O.S., AMARAL J.E., PESSOA M.R., SOUZA S.A.S. **Projeto Sulfetos do Uatumã. Manaus, DNPM/CPRM**. Relatório final, vol. 6, 1979.

VIGNERESSE, J.L., CLEMENS, J.D. **Granitic magma ascent and emplacement: neither diapirism nor neutral buoyancy**. Geological Society, London, Special Publications 174: 1–19, 2000.