

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS - ICE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DE GEOCIÊNCIAS

ASTRID SIACHOQUE VELANDIA

MECANISMOS DE ALOJAMENTO E DEFORMAÇÃO DA FÁCIES ALBITA
GRANITO DO PLÚTON MADEIRA, MINA 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.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar

MANAUS
2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS - ICE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DE GEOCIÊNCIAS

ASTRID SIACHOQUE VELANDIA

MECANISMOS DE ALOJAMENTO E DEFORMAÇÃO DA FÁCIES ALBITA
GRANITO DO PLÚTON MADEIRA, MINA 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.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar

Manaus
2015

Dedico este trabalho à memória de minha avó, Amélia Bustos. *Desde el cielo sé que compartes esta alegría conmigo, gracias por cuidarme siempre.*

“Carpe diem, quam minimum credula póstero”
Horacio

AGRADECIMENTO

Ao professor Carlos Alejandro Salazar pela orientação, redação no texto, apoio, confiança, entusiasmo e incentivo durante todo trabalho. Agradeço principalmente pela sua grande paciência e disposição em todas as etapas deste mestrado.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, sua coordenação, quadro de professores e funcionários, pela oportunidade e suporte na realização deste trabalho.

À FAPEAM (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Amazonas) pelo financiamento do projeto.

À Mineração Taboca, pelo apoio logístico para a realização dos trabalhos de campo e amostragem. Principalmente, aos geólogos Mauricio Dutra, Charles Schalken e Adnilson Silva.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa do mestrado.

À CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), pela disponibilidade dos seus técnicos, laboratórios e material para preparação das amostras. Em especial a Vianey Silva pela ajuda na realização das lâminas delgadas.

Aos funcionários do laboratório de paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP pelo suporte na realização das análises magnéticas.

Ao colega Cesar Tarazona pelas sugestões acadêmicas, conversas geológicas e pelas diversas ajudas nas primeiras etapas deste mestrado.

Aos Katherine, Andrés, Holman, Cesar, Johanna, Carlos e, Manuel, colegas de mestrado e amigos colombianos, pelos momentos compartilhados de descontração, conversas e risadas no dia-a-dia, boas lembranças de todos vocês.

Aos Marion, Carol, Vanisse, Monica, Anderlene, Marcel e, Tiago, colegas brasileiros de mestrado pelas tertúlias acadêmicas e ajuda na fala da língua portuguesa durante este tempo.

À família Salazar Velásquez, pelo recebimento e permanente colaboração durante minha estadia em Manaus. Muito obrigada.

À minha família na Colômbia, principalmente aos meus pais Bety e Ernesto, e a meu irmão Andrés, pelo incentivo diário e amor incondicional.

RESUMO

A fácies Albita granito é a fácies mais tardia do granito Madeira de afinidade alcalina a qual é um especial pulso do magmatismo tipo A que se desenvolveu de forma expressiva no período Orosiriano na província Tapajós-Parima no cráton Amazônico. Esta fácies se subdivide em duas subfácies: Albita granito de núcleo e Albita granito de borda. O estudo petrográfico permitiu identificar que os minerais constituintes da fase magmática destas rochas apresentam localmente feições de deformação plástica, cristais de K-feldspato e albita com limites lobados por migração de borda, extinção ondulante e geminação mecânica, assim como fenocristais de quartzo exibindo extinção ondulante em padrão de tabuleiro de xadrez com planos de deslizamento preferencialmente no eixo $\langle a \rangle$, recristalização dinâmica, rotação de subgrãos e inclusões de albita e alinhadas segundo os limites dos cristais. Estas microestruturas em rochas graníticas indicam taxas de deformação sob temperaturas intermediárias. Análises geométrica e cinemática das estruturas levantadas em campo nas subfácies do Albita granito, comprovaram que localmente a rocha se deformou ainda num estágio magmático, registrando foliação magmática S_0 , agrupada em duas orientações: $N67^\circ W/52^\circ E$ e $S79^\circ W/58^\circ N$ (predominante). Os resultados do estudo de anisotropia de susceptibilidade magnética e orientação preferencial de forma avaliam localmente a estabilidade da petrotrama dúctil medida em afloramento e registram tramas magnética e mineral predominantemente subparalelas nas duas subfácies. Posteriormente, o Albita granito foi deformado rúptilmente por zonas de cisalhamento transcorrentes (ZC_{A-B}) orientadas $S70^\circ W/56^\circ N$ e $S23^\circ E/58^\circ W$, com cinemática dextral dominante associada ao cisalhamento principal ZC_A , e por falhamento normal (FR) com atitude predominante $S60^\circ E/58^\circ S$, sob os efeitos de um campo regional de esforços que se manteve estável durante sua cristalização e deformação. A progressiva evolução petrológica e continuo padrão estrutural da fácies Albita granito com respeito às fácies mais precoces do granito Madeira refletem que o alojamento dos diferentes pulsos magmáticos deste granito na crosta superior, ocorreu associado com processos de *nested plutons* controlados por um contexto regional de deformação transcorrente com *trend* NE-SW e cinemática dextral predominante.

Palavras chave: Mecanismos de deformação, Análise de petrotramas minerais, Alojamento plutônico.

ABSTRACT

The albite granite is the latter facies of the A-type Madeira granite with alkaline affinity, which is a special Orosirian pulse of the A-type magmatic event in the Tapajós-Parima Province into Amazon craton. This facies is subdivided in two subfacies, the core albite granite and the border albite granite. The petrographic study allowed identify that the principals constituent minerals of the magmatic phase in these rocks undergone weak solid-state deformation, in which it is found locally feldspars with grain boundary migration, undulate extinction and mechanical twinning, as well as, some elongate crystals of quartz displaying typical chessboard pattern with slip planes preferably in the a-axes, dynamic recrystallization, subgrain rotation and inclusions of albite according to the limits of the crystals. These microstructures in granitic rocks indicate strain rates under intermediated to high temperatures. Geometric and kinematic analysis of the structures in the albite granite showed that: this granitic rock was deformed during a magmatic stage recording the S_0 magmatic foliation, which was grouped in two orientations: $N67^\circ W/52^\circ E$ e $S79^\circ W/58^\circ N$ (predominant). The anisotropy of magnetic susceptibility and shape preferred orientation study, confirm the stability of the primary deformation in the albite granite, these results revealed predominantly subcoaxial magnetic and mineral fabrics in both subfácies. Subsequently, the albite granite was affected by brittle deformation through of transcurrent shear zones (ZC_{A-B}) with plunges $S70^\circ W/56^\circ N$ and $S23^\circ E/58^\circ W$ respectively, and dominant dextral strike-slip component associated with the principal shear zone ZC_A , as well as, normal faulting (FR) with prevailing attitude $S60^\circ E/58^\circ S$ and normal-sense movement. The progressive petrological evolution and continue structural pattern of the albite granite facies with respect to earlier facies of Madeira granite, define that the emplacement in the upper crust of the different pulses in this granite, was result of nested pluton process controlled by NE-SW trending strike-slip system and predominantly dextral kinematics, which is an expression of regional deformation.

Keywords: *Strain mechanism, magnetic and mineral fabrics, emplacement of plutons*

SUMARIO

RESUMO.....	3
1 INTRODUÇÃO.....	10
1.1 Objetivos.....	11
1.2 Localização Geográfica.....	12
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	13
2.1 Contexto Geotectônico e Estrutural.....	15
2.2 Estratigrafia da área.....	17
2.3 Trabalhos anteriores com foco em geologia estrutural.....	23
3 MÉTODOS.....	25
4 RESULTADOS.....	31
4.1 Caracterização geológica das fácies Granito Madeira.....	31
4.1.1 Fácies Rapakivi granito (RG).....	31
4.1.2 Fácies Albita granito (AG).....	33
4.1.3 Pegmatitos.....	37
4.2 Análise petrografia e de mecanismos de deformação.....	38
4.2.1 Fácies Rapakivi granito.....	38
4.2.2 Subfácies Albita granito de borda.....	43
4.2.3 Subfácies Albita granito de núcleo.....	50
4.2.4 Pegmatitos.....	56
4.3 Mineralogia Magnética.....	60
4.3.1 Susceptibilidade e anisotropia magnética.....	60
4.3.2 Magnetização remanente isotérmica e curvas termomagnéticas.....	61
4.3.3 Microscópio Eletrônico de Varredura.....	65
4.4 Geologia Estrutural.....	70
4.4.1 Deformação primária.....	70
4.4.2 Trama Magnética.....	72
4.4.3 Orientação preferencial de forma.....	78
4.4.4 Deformação secundária.....	84
5 DISCUSSÃO.....	93
6 CONCLUSÕES.....	103
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	104

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área de Pitinga (Adaptado de Ferron, 2006).....	12
Figura 2. Províncias Geocronológicas do cráton Amazônico.	15
Figura 3. Localização geográfica da área de trabalho.	16
Figura 4. Quadro evolutivo para a Província Mineral do Pitinga.....	17
Figura 5. Mapa litológico-geológico esquemático da Província de Pitinga.....	18
Figura 6. Mapa litológico da fácies Albita granito do granito Madeira.	23
Figura 7. Sensoriamento Remoto..	27
Figura 8. Mapa de pontos de amostragem na área de estudo.	32
Figura 9. Relações espaciais e feições macroscópicas da fácies Rapakivi granito.	33
Figura 10. Aspectos texturais macroscópicos da subfácies Albita granito de borda.....	34
Figura 11. Aspectos texturais macroscópicos da subfácies Albita granito de núcleo. ...	36
Figura 12. Aspectos texturais macroscópicos dos Pegmatitos..	37
Figura 13. Aspecto textural da fácies Rapakivi granito.	38
Figura 14. Microestruturas do K-feldspato da fácies Rapakivi granito.....	39
Figura 15. Microestruturas do quartzo da fácies Rapakivi granito.....	40
Figura 16. Microestruturas do plagioclásio da fácies Rapakivi granito..	41
Figura 17. Microestruturas da biotita e hornblenda da fácies Rapakivi granito.....	42
Figura 18. Aspecto textural da subfácies Albita Granito de Borda.	43
Figura 19. Microestruturas do quartzo da subfácies Albita granito de borda.....	45
Figura 20. Microestruturas dos feldspatos da subfácies Albita granito de borda.....	47
Figura 21. Microestruturas dos minerais acessórios do Albita granito de borda.....	49
Figura 22. Aspecto textural da subfácies Albita granito de núcleo.	50
Figura 23. Microestruturas do quartzo da subfácies Albita granito de núcleo.....	52
Figura 24. Microestruturas dos feldspatos da subfácies Albita granito de núcleo..	53
Figura 25. Microestruturas dos minerais acessórios do Albita granito de núcleo.	55
Figura 26. Aspecto textural do veio de pegmatito primário.	56
Figura 27. Aspecto textural do veio de pegmatito secundário.	58
Figura 28. Microestruturas do plagioclásio no veio pegmatítico secundário..	58
Figura 29. Microestruturas do K-feldspato no veio pegmatítico secundário.	59
Figura 30. Microestruturas dos minerais menores dos veios pegmatíticos secundários. 59	
Figura 31. Gráficos de susceptibilidade e anisotropia Magnética do granito Madeira..	61
Figura 32. Curvas de IRM e termomagnéticas da fácies Rapakivi granito e subfácies de núcleo e de borda do Albita granito.....	64
Figura 33. Texturas de óxidos de Fe e Ti na fácies Rapakivi granito..	66
Figura 34. Texturas de óxidos de Fe e Ti na fácies Rapakivi granito..	67
Figura 35. Textura de óxidos de Fe na subfácies Albita granito de borda..	68
Figura 36. Textura de óxidos de Fe na subfácies Albita granito de núcleo.....	69
Figura 37. Foliação magmática no Albita granito.	71
Figura 38. Distribuição de pontos de amostragem para análises de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).....	72
Figura 39. Parâmetros escalares (ASM).....	74
Figura 40. Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).....	75
Figura 41. Agrupamentos principais da foliação S_0 segundo a trama magnética.....	76
Figura 42. Mapas da A) lineação magnética (k_1) e da B) foliação magnética (k_3)	77
Figura 43. Localização dos pontos de amostragem para análise de OPF.....	79
Figura 44. Orientação preferencial de forma (OPF) das fácies Rapakivi granito e subfácies do Albita granito.....	81

Figura 45. Orientação preferencial de forma (OPF) dos cristais de quartzo da subfácies de borda do Albita granito.....	82
Figura 46. Mapas da foliação da OPF e medida em campo (S_{0A-B})	83
Figura 47. Diques e veios que intrudem o Albita granito.....	85
Figura 48. Zonas de cisalhamento transcorrentes (ZC) no Albita granito.....	87
Figura 49. Indicadores cinemáticos das zonas de cisalhamento transcorrentes (ZC)	88
Figura 50. Orientação das zonas de cisalhamento transcorrentes ZC_{A-B-C}	88
Figura 51. Orientação da zona de cisalhamento por falhamento normal (FR).....	89
Figura 52. Falhamento normal (FR) no Albita granito.....	90
Figura 53. Perfis esquemáticos onde se exhibe a relação espacial e temporal das zonas de cisalhamento transcorrentes, falhamento normal, diques, veios e lineamentos inferidos que representam a deformação rúptil no Albita granito.	91
Figura 54. Mapa estrutural da deformação rúptil da fácies Albita granito.....	92
Figura 55. Orientações da deformação primária da fácies Rapakivi e Albita granito registrada a partir do estudo de ASM OPF. Foliação (planos). Lineação (pontos).....	96
Figura 56. Orientações da deformação primária da fácies Rapakivi e Albita granito registrada a partir do estudo de A) ASM e B) OPF. Foliação (diagrama de rosetas). Lineação (diagrama de contornos).	97
Figura 57. Modelo de Riedel adaptado com a interpretação das estruturas rúpteis da deformação secundária do Albita granito.	99
Figura 58. Modelo estrutural do possível alojamento da fácies Albita granito associado às fácies encaixantes do plúton Madeira.	102

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Características geoquímicas, petrográficas das fácies principais e suas respectivas idades dos corpos graníticos da Suíte Madeira, mina Pitinga.....	20
Tabela 2. Resultados analíticos de ASM para as rochas do plúton Madeira.....	73
Tabela 3. Parâmetros direcionais da OPF de minerais máficos e quartzo das rochas do plúton Madeira.....	80

1 INTRODUÇÃO

Na divisa entre os estados de Roraima e Amazonas, no Domínio lito-tectônico Uatumã-Anauá, rochas vulcânicas e plutônicas de afinidade geoquímica alcalina (Grupo Iricoumé, Suíte Mapuera, e Suíte Madeira) representam um magmatismo paleoproterozoico sugestivo de variações no contexto geotectônico no Período Orosiriano. Derivado do magmatismo alcalino, plútons graníticos com importantes concentrações de estanho são reconhecidos na região, com destaque para o granito Madeira, pela relevância econômica da jazida mineral. A origem e contexto tectônico de formação destas rochas tem sido alvo de vários estudos com enfoque principalmente de mapeamento geológico, geoquímico e geocronológico (Almeida, 2006; Costi *et al.* 2000a; Bastos Neto *et al.*, 2014; Santos *et al.* 2000; Valério *et al.*, 2006, 2009, 2012). No entanto, são poucos os estudos realizados na região com foco em geologia estrutural e voltados para a compreensão do contexto geodinâmico em que esse plutonismo foi alojado na crosta.

Os plútons Madeira e Água Boa (Suíte Madeira) e Pedreira (Suíte Mapuera) estão alinhados em um *trend* regional NE-SW. Mas em contraste com este, a fácies Albita granito do plúton Madeira, está disposta na direção N-S, sugestiva de uma colocação plutônica sob um regime tectônico diferente ao que predominou durante o alojamento das fácies encaixantes mais antigas (Rapakivi granito e Biotita granito). Essa discordância na orientação dos corpos foi sugerida por Bastos Neto *et al.*, (2014) como produto de mudanças no regime tectônico do magmatismo Madeira, mas é uma discussão ainda em aberto, portanto, justifica a necessidade de estudos estruturais que possam contribuir para determinar um modelo da sequência dos eventos responsáveis pela colocação plutônica.

Nesta pesquisa pretende-se avaliar esta hipótese, dando ênfase nas descrições texturais e composicionais da fácies Albita granito, bem como as estruturas e nos mecanismos de deformação que registra esta fácies e, as relações de contato com a fácies mais precoce Rapakivi granito. Além disso, serão realizadas análises geométrica e cinemática de feições estruturais levantadas em campo (zonas de cisalhamento, falhas, diques, veios, foliação e lineação mineral). Serão utilizadas também técnicas analíticas focadas na caracterização de petrogramas minerais direcionadas à análise da Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM) e de Orientação Preferencial de Forma (OPF).

Estas técnicas permitem ter um controle da organização dos minerais formados em distintas temperaturas (óxidos e silicatos respectivamente), avaliar a consistência da organização mineral na escala de amostra, de afloramento e do maciço rochoso, além de possibilitar análises estruturais comparativas entre diferentes unidades de rocha. Ao caracterizar a trama mineral da fácies Albita granito e compará-la com as tramas das fácies mais precoces do plúton Madeira, pretende-se aportar informações estruturais inéditas com o intuito de contribuir para a compreensão das condições de alojamento do plúton.

1.1 Objetivos

O objetivo geral do presente trabalho é determinar os mecanismos de alojamento da fácies Albita granito. Para apoiar este objetivo pretende-se:

- a) Determinar as características de deformação interna das rochas que constituem o plúton Madeira, principalmente das fácies Albita granito e fácies Rapakivi granito;
- b) Descrever e interpretar os mecanismos de deformação na escala microscópica das principais estruturas identificadas;
- c) Caracterizar a orientação e distribuição espacial das principais feições de deformação em mapa a escala de detalhe.
- d) Inferir o ambiente tectônico regional segundo o campo de esforços que atuou durante a colocação do granito.

1.2 Localização Geográfica

O granito Madeira se localiza no Estado do Amazonas, aproximadamente 300 km ao norte de Manaus (Figura 1). Suas coordenadas centrais são 0° 45' S e 60° 00' W, compreendendo parte das folhas SA.20-X-B-VI (Rio Alalaú) e SA.21-V-A- (Rio Pitinga) na escala 1: 250.000. O principal meio de acesso é pela rodovia BR-174, que liga Manaus, no Estado do Amazonas, a Boa Vista, no Estado de Roraima.

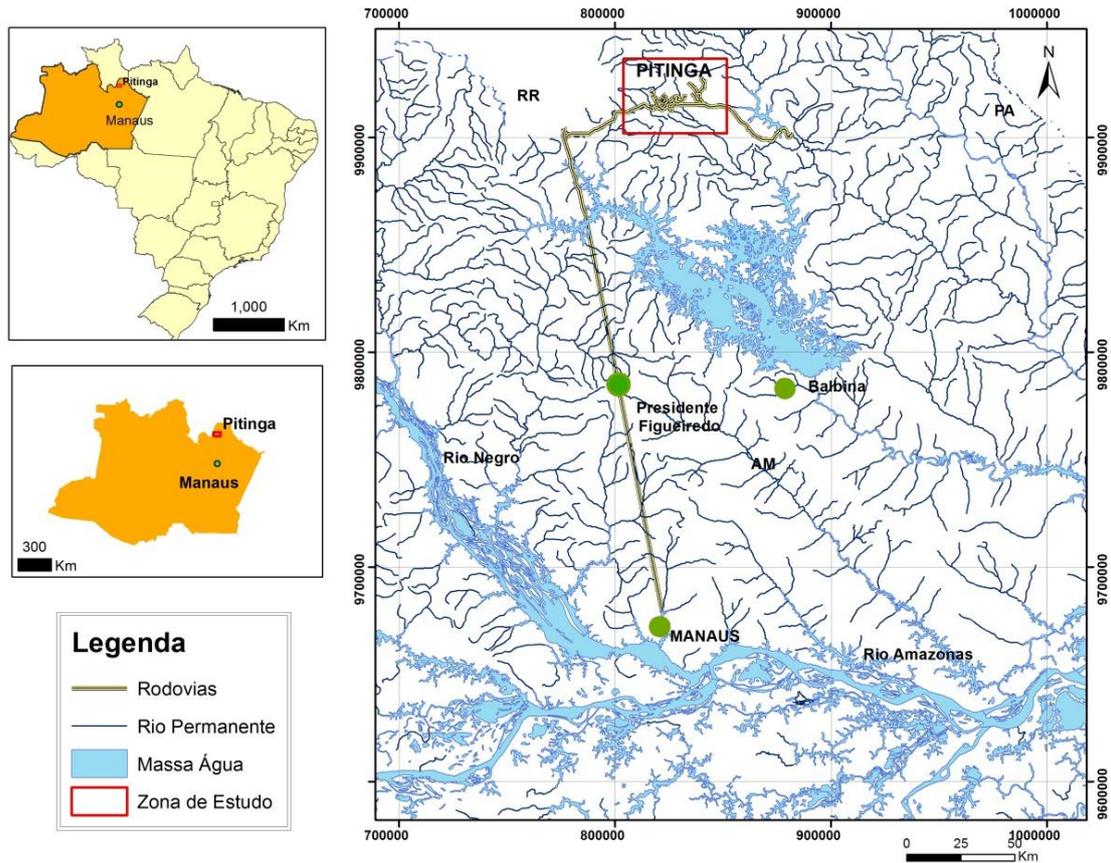


Figura 1. Localização da área de Pitinga (Adaptado de Ferron, 2006).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O cráton Amazônico é constituído por dois escudos pré-cambrianos denominados de Escudo das Guianas e Escudo Guaporé, geograficamente separados pelas bacias paleozoicas do Amazonas e Solimões (Tassinari *et al.*, 1999, 2000). Está limitado por cinturões orogênicos neoproterozoicos: Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá no Brasil Central e Tocantins (Cordani *et al.*, 2009; Tassinari *et al.*, 2000), este cráton fica no extremo norte da Plataforma Sul Americana (Almeida *et al.*, 1981).

A evolução tectônica do cráton Amazônico tem sido objeto de muitas interpretações que são resumidas em dois principais modelos, cujos autores focam a compartimentação em blocos tectônicos e províncias tectono-geocronológicas, para integrar vários eventos tectônicos e magmáticos ocorridos entre 3,10 a 0,99 Ga. Mediante integração de idades radiométricas e interpretações de dados geofísicos (gravimetria e magnetometria). Hasui *et al.*, (1984) postularam a ocorrência de um cráton constituído de 12 blocos crustais com idades desde o Arqueano ao Proterozoico. Essas ideias foram reelaboradas por Costa & Hasui (1997) onde o núcleo dos blocos crustais estaria constituído por um terreno granito-gnáissico com sequências tipo *greenstone belts*. Os limites entre esses blocos foram determinados por anomalias gravimétricas positivas ou áreas com anomalias magnéticas fortes que se interpretaram como cinturões deformados e metamorfisados, estruturas de cavalgamento e zonas de transcorrência. Esses cinturões estariam constituídos por rochas metamórficas de médio grau, supracrustais, granitoides e terrenos granulíticos. Estes cinturões teriam feições de segmentação e imbricação, com limites marcados por discontinuidades geofísicas. Essa estruturação foi interpretada como resultante de processos colisionais que incluem rochas granulíticas representativas de porções da crosta inferior, soergidas por processos tectônicos para níveis crustais mais elevados (Hasui *et al.*, 1984, Costa & Hasui, 1997).

Com base em investigações geocronológicas, predominantemente datações pelos métodos K-Ar e Rb-Sr, Amaral (1974) postulou para o cráton uma compartimentação Leste-Oeste, denominadas de Amazônia Ocidental, Central e Oriental. Este modelo foi embrionário da divisão em províncias geocronológicas, onde um núcleo antigo (Província Amazônia Central) foi bordejado por quatro províncias com idades variando do Proterozoico Inferior ao Proterozoico Médio (Teixeira *et al.*, 1989). Posteriormente com base em contribuições geocronológicas e de mapeamento regional se postularam eventos

de diferenciação mantélica e processos acrescionários para explicar a evolução das três primeiras províncias, seguidos por duas orogenias ensiálicas (duas últimas), ficando o cráton Amazônico dividido nas seguintes províncias: (i) Amazônia Central (núcleo antigo), (ii) Maroni – Itacaúnas, (iii) Rio Negro – Juruena, (iv) Rondoniana, (v) Sunsás.

Com base em novas datações Rb-Sr e U-Pb, o modelo de províncias foi refinado nos seus limites e foi adicionada uma sexta província geocronológica, sugerindo uma evolução crustal envolvendo núcleos do Arqueano, amalgamados por cinturões móveis de idades relacionadas ao Ciclo Transamazônico. Esses fragmentos foram agregados por uma sucessão de arcos magmáticos com idades variáveis de 1,9 Ga a 1,55 Ga. Subsequentemente, essa área continental foi submetida, em sua borda sudoeste, a dois eventos orogenéticos de natureza ensiálica, denominados de Rondoniano-San Ignácio e Sunsás (Tassinari, 1996).

O modelo ajustado mediante dados geofísicos considera unicamente processos colisionais do tipo continente-continente (ciclo clássico de Wilson) para a evolução do cráton. O modelo mobilista de Tassinari & Macambira (1999) divide o cráton em 6 províncias, onde um núcleo de idade arqueana (>2,3 Ga), representado pela Província Amazônia Central, agrega cinturões móveis de idades decrescentes até 1,0 Ga (Figura 2A). Santos *et al.*, (2000) utilizaram, além de informações geocronológicas, estudos geológicos advindos de mapeamentos regionais realizados pela CPRM na Amazônia, e propõem a subdivisão do cráton em 7 províncias geológicas, mudanças em limites, nos intervalos de idade, no nome das províncias e um cinturão de cisalhamento. Com base em novos dados, principalmente isotópicos, estes autores redefiniram os limites das províncias sugeridos por Tassinari e Macambira (1999) e propuseram uma interpretação evolutiva distinta (Figura 2B).

A província mineral Pitinga situa-se na porção sul do Escudo das Guianas, na região nordeste do Estado do Amazonas (Almeida *et al.*, 1981). Esta abrange o contexto geológico limítrofe entre o embasamento cristalino paleoproterozoico e a sequência de rochas da bacia do Amazonas. Segundo o modelo de províncias geocronológicas de Tassinari e Macambira (1999), a região de Pitinga situa-se na província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga) e considerando o modelo proposto por Santos *et al.*, (2000), está localiza-se na província Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga).

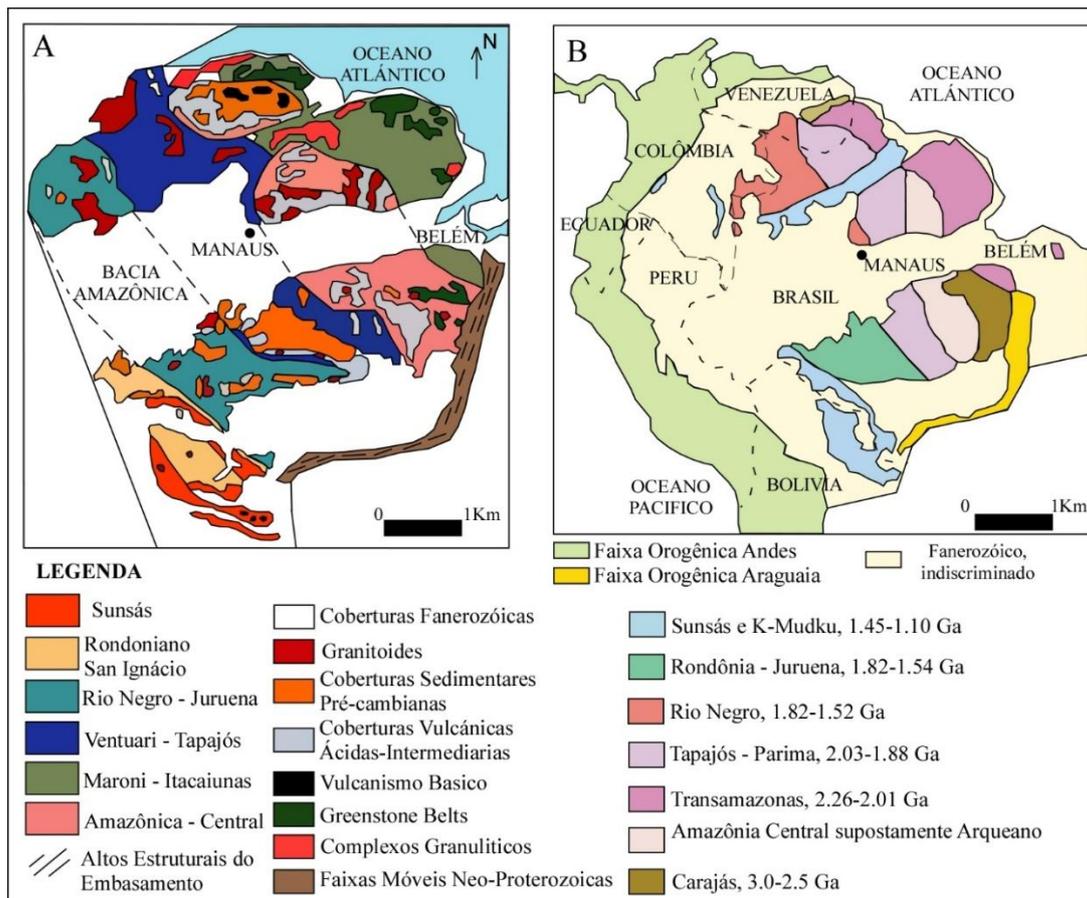


Figura 2. Províncias Geocronológicas do cráton Amazônico. A) Segundo Tassinari e Macambira (1999) e B) Segundo Santos et al., (2006).

A província Tapajós-Parima é uma das principais províncias do cráton e representa crosta adicionada ao núcleo do cráton durante o Paleoproterozoico. Várias similaridades estruturais, geocronológicas e metalogenéticas com o setor oriental da região de Alta Floresta-Peixoto, de Azevedo no norte de Mato Grosso e com o setor ocidental de Roraima (Serra Parima) levaram Santos *et al.*, (2000) a incluírem quatro domínios lito-estruturais na mesma província, separados entre si por bacias sedimentares e pela faixa de cisalhamento K'Mudku (Figura 3).

2.1 Contexto Geotectônico e Estrutural

A região de Pitinga insere-se tectonicamente no sudeste do domínio lito-estrutural Uamiri (Santos *et al.*, 2000) ou Uatumã-Anauá (Reis *et al.*, 2003, Figura 3). O domínio Uatumã-Anauá caracteriza-se pela ocorrência de granitóides cálcio-alcálicos (Água Branca) e alcálicos (Suíte Mapuera e Suíte Madeira), além de, subordinados, granitos peraluminosos de natureza crustal. Estes granitóides estão distribuídos em diferentes

associações magmáticas com idades, estilos de deformação e afinidades químicas distintas (Almeida & Macambira, 2007).

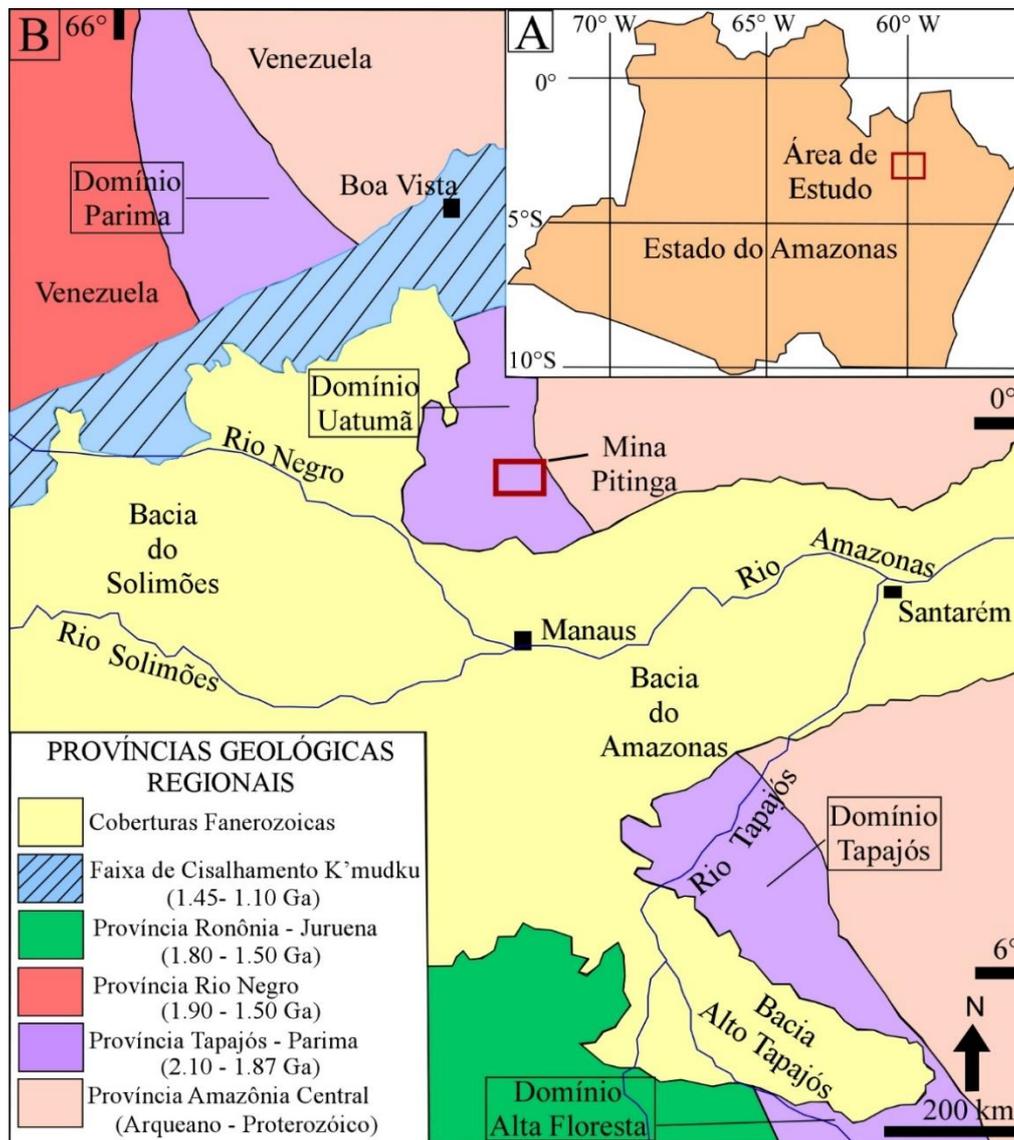


Figura 3. A) Localização geográfica da área de trabalho; B) Contexto geológico regional mostrando as subdivisões em domínios para a Província Tapajós-Parima (Adaptado de CPRM, 2003 e Santos *et al.*, 2006b).

Compilações de informações geocronológicas disponíveis (CPRM, 2003; Valério *et al.*, 2006, 2009, 2012; Santos *et al.*, 2004) sobre a região de Pitinga posicionam as rochas de origem magmática entre 1,92 Ga e 1,08 Ga, sugerindo que sua evolução geotectônica iniciou no Paleoproterozoico (Orosiriano), relacionada ao final do ciclo Transamazônico na região, e se estendeu até o final do Mesoproterozoico. Os litotipos paleoproterozoicos consistem de metagranitos com idades em torno de 1,91 Ga (Complexo Jauperi). Posteriormente ocorreu uma orogênese com desenvolvimento de um

arco de ilhas primitivo caracterizado por granitos cálcio-alcalinos entre 1,90 Ga e 1,89 Ga (Suíte Intrusiva Água Branca), este magmatismo foi seguido por um conjunto de rochas vulcano-plutônicas intracratônicas (Iricoumé-Mapuera 1,87-1,89 Ga) correspondentes ao Magmatismo Uatumã. Sedimentação siliciclástica de plataforma (Formação Urupi 1.79-1.90 Ga), plutonismo associado à intrusão de granitóides de 1,82 Ga (Suíte Madeira) e subvulcânicas básicas a intermediárias a 1,79 Ga (Formação Quarenta Ilhas) são os eventos finais que geraram as unidades da Província Mineral do Pitinga (Figura 4).

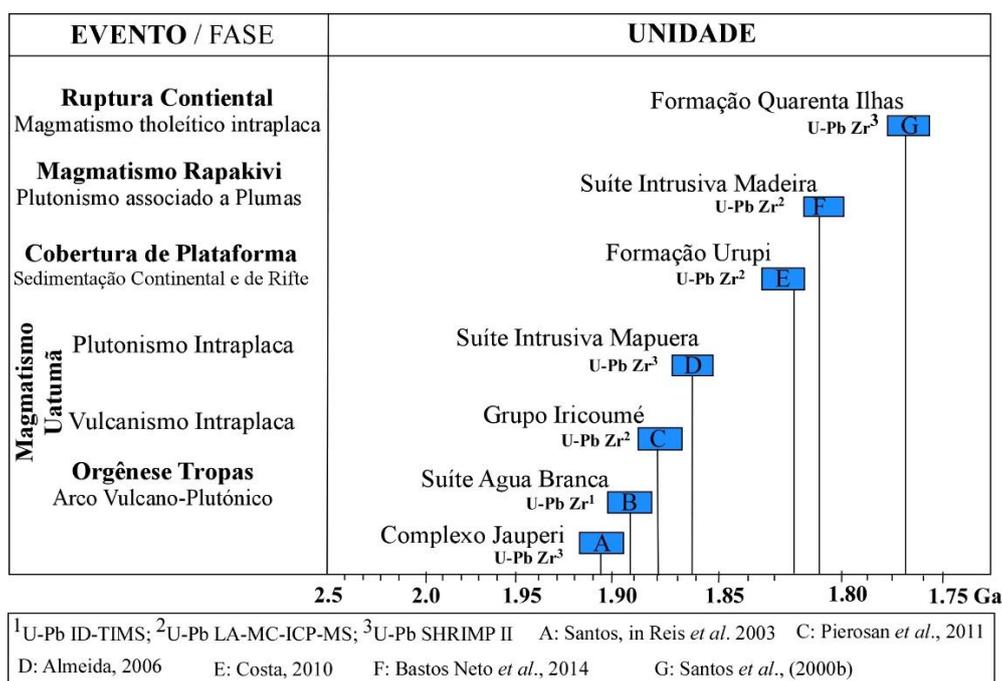
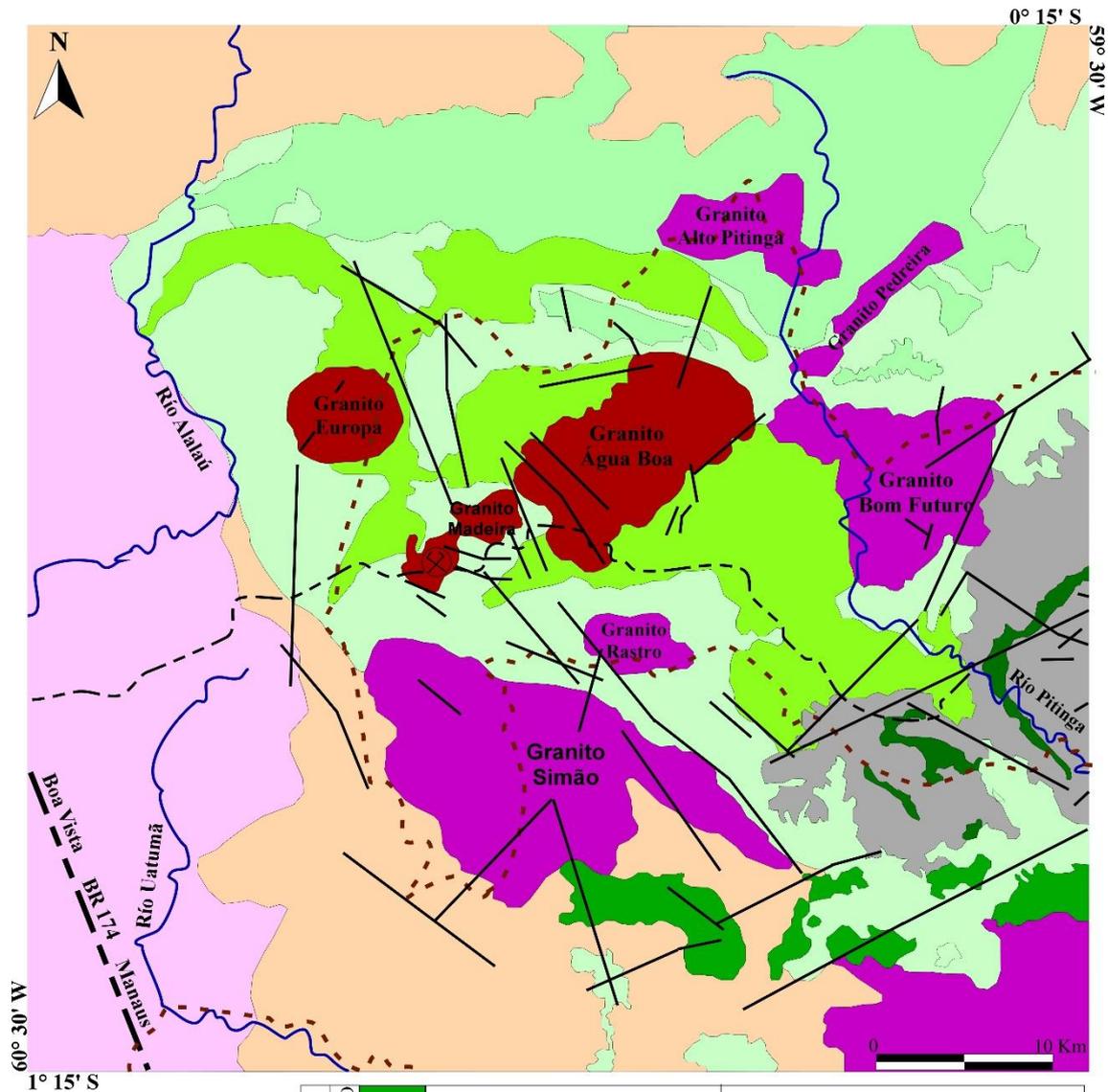


Figura 4. Quadro evolutivo para a Província Mineral do Pitinga com base em dados geocronológicos.

2.2 Estratigrafia da área

A descrição das unidades estratigráficas a seguir está organizada segundo a sequência proposta por Ferron (2006) e Pierosan (2009), sendo ilustrada na Figura 5.

COMPLEXO JAUAPERI (Reis *et al.*, 2003) unidade considerada como o embasamento regional paleoproterozoico da província mineral de Pitinga, a qual reúne rochas graníticas cálcio-alcalinas e rochas metamórficas máficas metamorfasadas em fácies xisto-verde a anfibolito alto.



LEGENDA

- Rios
- Estrada
- Mina Pitinga
- Reserva Indígena
- Rodovia
- Lineamentos

PROTEROZOÍCO	MESO	Formação Seringa	Basaltos alcalinos	
		Formação Quarenta Ilhas	Basaltos e Diabásios Toleíticos	
		Suíte Madeira	Granitos Alcalinos	
	PALEO	Supergrupo Uatumã	Formação Urupi	Arenitos e Piroclásticas
			Suíte Mapuera	Sienogranitos e Monzogranitos
		Grupo Iricoumé	Formação Ouro Preto	Rochas ácidas efusivas
			Formação Paraíso	Ignimbritos ácidos
			Formação Divisor	Rochas vulcânicas intermediárias
			Suíte Agua Branca	Granitóides cálcio-alcalinos: Monzogranitos, tonalitos
		Complexo Jauperi	Gnaisses e Milonitos derivados de rochas graníticas	

Figura 5. Mapa litológico-geológico esquemático da Província de Pitinga. (Adaptado depois de Ferron *et al.*, 2002; Bastos Neto *et al.*, 2005)

SUÍTE ÁGUA BRANCA (Araújo & Moreira, 1976) foi descrita como granodioritos, e caracterizada como uma série expandida de granitóides do tipo I Cordilherano, de natureza metaluminosa a levemente peraluminosa e de caráter cálcio-alcalino (Oliveira *et al.*, 1996b; Almeida *et al.*, 2002; Almeida & Macambira, 2003, 2007), cuja afinidade geoquímica indicaria granitóides gerados a partir de fusão parcial do manto e/ou material crustal com assinatura de subducção. Estudos geocronológicos recentes apontaram idades de cristalização de 1,90-1,89 Ga para granitos relacionados a este magmatismo (Almeida *et al.*, 2002).

SUPERGRUPO UATUMÃ (Melo *et al.* 1978) foi descrito como uma associação vulcano-plutônica de composição predominantemente félsica (ácida a intermediária), de assinatura geoquímica alcalina, compatível com magmas tipo-A metaluminosos a fracamente peraluminosos, com idade em torno de 1,88 Ga (Ferron, 2006; Pierosan, 2009). Está formado por três unidades estratigráficas da base para topo: Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Mapuera e Formação Urupí, descritas a seguir:

GRUPO IRICOUMÉ (Veiga *et al.* 1979) são rochas vulcânicas de composição ácida a intermediária que variam em textura e composição, predominando riolitos, tufos e ignimbritos. Brechas vulcânicas, dacitos e quartzo-traquitos ocorrem e são mais restritos (Ferron, 2006). Rochas piroclásticas como ignimbritos soldados, associados a tufos co-ignimbriticos, e rochas sedimentares vulcanoclásticas são comuns (Pierosan, 2009). Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monocristais de zircão entre $1,881 \pm 2$ Ma e 1890 ± 2 Ma para riolito e ignimbrito (Ferron *et al.*, 2006), foram usadas para dividir o Grupo Iricoumé em três unidades litoestratigráficas: Formação Ouro Preto (rochas efusivas e hipoabissais ácidas); Formação Divisor (rochas efusivas intermediárias); e Formação Paraíso (rochas piroclásticas ácidas). Idades U/Pb em zircão de ~ 1.88 Ga foram atribuídas para estas rochas vulcânicas principalmente (Pierosan *et al.*, 2011a)

SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA compreende biotita sienogranitos, intrusivos na associação vulcânica do Grupo Iricoumé, quimicamente similares às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e portanto corresponderia a uma associação vulcano-plutônica (Araújo & Moreira, 1976), com assinaturas metaluminosas a peraluminosas e índice de alcalinidade de granitos tipo-A. Almeida *et al.*, 2002 indicaram idades de cristalização de 1,88-1,86 Ga para estes granitos.

FORMAÇÃO URUPI (Veiga Jr. *et al.*, 1979): são rochas sedimentares quartzo-areníticas, arenitos arcoseanos, arciosos e siltitos, intercalados com estratos de rochas piroclásticas (tufos silicificados), de ambiente continental. Está distribuída ao longo de uma estrutura em forma sinclinal que se estende para leste (Braquisinclinal do rio Pitinga – Mandetta *et al.*, 1974). Esta unidade estaria sotoposta às rochas do Grupo Iricoumé (Cunha *et al.*, 2006).

SUÍTE INTRUSIVA MADEIRA (Costi *et al.*, 2000b) é constituída pelos granitos Madeira, Água Boa e Europa, caracterizados como alcalinos do tipo-A, peraluminosos a metaluminosos e, localmente peralcalinos (Horbe *et al.*, 1985; e Daoud & Antonietto Jr, 1985). Os Granitos Madeira e Água Boa apresentam mineralização primária de Sn (Horbe *et al.*, 1985, 1991; Daoud & Antonietto Jr., 1985; Daoud, 1988; Daoud & Fuck, 1990; Texeira *et al.*, 1992; Borges, 1997; Costi *et al.*, 2000b). Mediante estudos geoquímicos, petrográficos e geocronológicos, foram identificadas várias fácies (Tabela 1). Determinações Pb-Pb, U-Pb em zircão (Lenharo, 1998; Costi *et al.*, 2000; Bastos Neto *et al.*, 2014) sugerem uma idade entre de 1,839 e 1783 Ma para esta Suíte.

Tabela 1. Características geoquímicas e petrográficas das fácies principais e respectivas idades dos corpos graníticos da Suíte Madeira.

UNIDADE	FÁCIES	VARIEDADE PETROGRÁFICA	MINERALOGIA PRINCIPAL	SATURAÇÃO DE ALUMINA	SiO ₂ (% peso)	ETR	IDADE	MÉTODO	AUTOR
Granito Madeira	Fácies Hipersolvus granito	Álcali-feldespato granito	fl ± crio ± op ± cass	Metaluminoso	68,6 - 72,4	F, Nb	1818 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ^a	Costi <i>et al.</i> , 2000
	Fácies Albita granito borda	Álcali-feldespato granito	fl ± cass ± zr ± op ± colum ± xen	Metaluminoso	68,6 - 72,4	F, Nb	1822 ± 2 Ma	U-Pb Zr ^b	Bastos Neto <i>et al.</i> , 2014
	Fácies Albita granito nucleo	Álcali-feldespato granito Leucogranitos	crio ± riebs ± zr ± pcl ± mt ± cass ± esf ± rut ± xen ± th ± eg	Peralcalino	68,0 - 69,0	F, Li, Nb, Ta, Ce, Rb	1794 ± 19 Ma	U-Pb Zr ^c	Lenharo, 1998
	Fácies Biotita granito	Álcali-feldespato granitos	bt ± tpz ± fl ± zr ± il ± rut ± th ± mon ± xen ± colum/tant ± cass	Metaluminoso a moderadamente Peraluminoso	75,1 - 76,8	F, Nb, Zr, Y e Ce	1810 ± 2 Ma	U-Pb Zr ^c	Lenharo, 1998
	Fácies Rapakivi granito	Sienogranitos	bt ± hb ± zr ± fl ± tit ± ap ± mt ± ilm ± all ± rut ± th	Metaluminoso	68,6 - 72,4	F, Nb, Zr, Y	1824 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ^b	Costi <i>et al.</i> , 2000
Granito Água Boa	Fácies Topázio granito	Álcali-feldespato granitos e sienogranitos	ms ± tpz ± zr ± fl ± opc ± mtr ± cass	Moderadamente Peraluminoso	75,0 - 76,0	F, Nb, Zr, Y e Ce	1816 ± 20 Ma	U-Pb Zr ^b	Bastos Neto <i>et al.</i> , 2014
	Fácies Biotita granito	Sienogranitos	bt ± tpz ± zr ± ilm ± mt ± fl ± th ± rut ± xen ± colum/tant	Metaluminoso a moderadamente Peraluminoso	73,4 - 75,9	F, Nb, Zr, Y e Ce	1824 ± 24 Ma	U-Pb Zr ^b	Bastos Neto <i>et al.</i> , 2014
	Fácies Rapakivi granito	Álcali-feldespato granitos e sienogranitos	bt ± hb ± tit ± ap ± zr ± mt ± all ± ilm ± th	Metaluminoso	71,3 - 73,0	F, Nb, Zr, Y	1798 ± 10 Ma	U-Pb Zr ^b	Lenharo, 1998
	Greisen	Álcali-feldespato granito	bt ± fl ± op ± zr	----	----	F, Nb	1783 ± 5 Ma	Ar-Ar ^d	Lenharo, 1998
Granito Europa	Fácies Hipersolvus granito	Álcali-feldespato granito	bt ± riebs	Peralcalino	73,5 - 77,2	F, Nb	1839 ± 6,2 Ma	U-Pb Zr ^b	Bastos Neto <i>et al.</i> , 2014

a: ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb evaporação do Zircão; b: U-Pb Zircão LA-MC-ICP-MS; c: U-Pb Zircão SHRIMP II; d: Ar-Ar mica

O Granito Madeira abrange uma superfície de 60 Km², está constituído por quatro fácies: i) *Anfibólio-biotita-sienogranito* equigranular a porfirítico, é a fácies mais precoce, ocorre ao longo das bordas noroeste, nordeste e sudeste do plúton. Estas rochas são identificadas como granito Rapakivi porfirítico (Carvalho filho *et al.*, 1984; Horbe *et al.*, 1985), contem feldspato potássico perítico, quartzo e plagioclásio, acompanhados por biotita, hornblenda, zircão, fluorita e opacos. Nos tipos porfiríticos a matriz apresenta abundantes intercrescimentos micrográficos, sendo também comuns os intercrescimentos simplectíticos entre biotita e anfibólio (Costi *et al.*, 2000a). ii) A fácies *Biotita-feldspato alcalino granito* é intrusiva na fácies anterior, possui caráter peraluminoso, com textura equigranular, tamanho de grão médio ou grosso, localmente porfirítica, constituída por feldspato potássico perítico e quartzo, e proporções reduzidas de plagioclásio, conferindo-lhe à rocha caráter hipersolvus (Costi *et al.*, 2000). iii) A fácies *Albita granito* é intrusiva nas fácies anteriores, com formação de pegmatitos e *greisens* nas bordas norte, noroeste, sul e sudoeste, respectivamente (Minuzzi, 2005). O Albita granito foi dividido por Horbe *et al.*, (1991) em subfácies de núcleo (AGN) e subfácies de borda (AGB) baseados nas diferenças petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas existentes nessas rochas (Figura 6). A subfácies AGN tem textura porfirítica a seriada, granulação fina a média sendo constituída essencialmente por quartzo, albita e feldspato alcalino. Como acessórios principais ocorrem criolita, zircão, mica escura, polilitonita, riebeckita, cassiterita, pirocloro, columbita e torita. A subfácies AGB tem textura similar à AGN (Minuzzi, 2005). Segundo Costi *et al.*, (1995), esta subfácies é derivada da oxidação do AGN por um processo de autometassomatismo. É composta essencialmente por quartzo, albita e feldspato alcalino, como acessórios ocorrem zircão, fluorita, cassiterita, hematita, torita e columbita. Além disso, estes autores registram uma zona transicional entre a subfácies de núcleo e de borda produto da alteração hidrotermal que gerou o processo metasomático. Esta zona é denominada albita granito transicional (AGT) e encontra-se principalmente como corpos alongados na direção N-S subordinados na porção noroeste e nordeste do albita granito (Figura 6). A subfácies albita granito transicional caracteriza-se pela mudança de cores do AGN de cinza para amarelo, manchas rosadas esparsas com tendência para termos avermelhados dominantes (Minuzzi, 2005). iv) A fácies *Feldspato alcalino granito hipersolvus* têm textura porfirítica com matriz de granulação fina a média, é constituída por feldspato alcalino e quartzo, enquanto o plagioclásio é representado pela albita tardia que ocorre como peritita. Biotita, fluorita, zircão e opacos ocorrem como acessórios (Costi, 2000).

As mineralizações no plúton Madeira são restritas à fácies Albita granito e ocorrem disseminadas. O albita granito é mineralizado em Sn (cassiterita), Nb e Ta (pirocloro e columbita) e contém valores significativos de Y e ETR. Além disso, a subfácies AGN contém como minérios disseminados criolita, pirocloro e columbita (em menor quantidade) (Minuzzi, 2005). A criolita ocorre exclusivamente no AGN, de duas formas: (a) disseminada em todo o AGN e (b) maciça formando o Depósito Criolítico Maciço (DCM) na zona central do AGN (Figura 6). A fluorita ocorre disseminada como traços no AGT e com maior concentração no AGB (não econômica). A jazida do albita granito representa um depósito de classe mundial. As reservas de Sn, Nb e Ta são de 164 milhões de toneladas (medida), com teores médios de 0,14% de Sn, 0,20% de Nb₂O₅ e 0,024% de Ta₂O₅, cubados até a cota 0 m (Pires *et al.*, 1998).

FORMAÇÃO QUARENTA ILHAS (Veiga Jr. *et al.*, 1979) corresponde predominantemente a dolerito, gabro, basalto e rochas diferenciadas (monzonito, diorito e quartzo-monzonito) formando um conjunto de afinidade subalcalina de caráter toleítico (Costa, 2010). Plútons desta unidade intrudem a Formação Urupi e sua estrutura mais proeminente é o sill Quarenta Ilhas localizado na parte oeste da braquissinclinal de Pitinga (Figura 5). Santos *et al.*, (2002) apontaram idade U-Pb (badeleíta) de 1,780 ±3 Ma de um diabásio para o vulcanismo básico Quarenta Ilhas, indicando uma possível idade de encerramento das manifestações vulcânicas mesoproterozoicas na região e, ao mesmo tempo, balizando a idade de deposição das rochas sedimentares e piroclásticas da Formação Urupi.

FORMAÇÃO SERINGA (Veiga Jr. *et al.*, 1979) é constituída por derrames e diques de rochas básicas alcalinas. Corresponde ao último evento magmático da Província Pitinga. Araújo Neto & Moreira (1976), apresentam idade K/Ar de 1.079 Ma e 1.090 Ma para essas rochas. Segundo Dall'Agnol *et al.*, (2003) o magmatismo básico alcalino potássico da Formação Seringa está relacionado a processos distensivos de escala crustal.

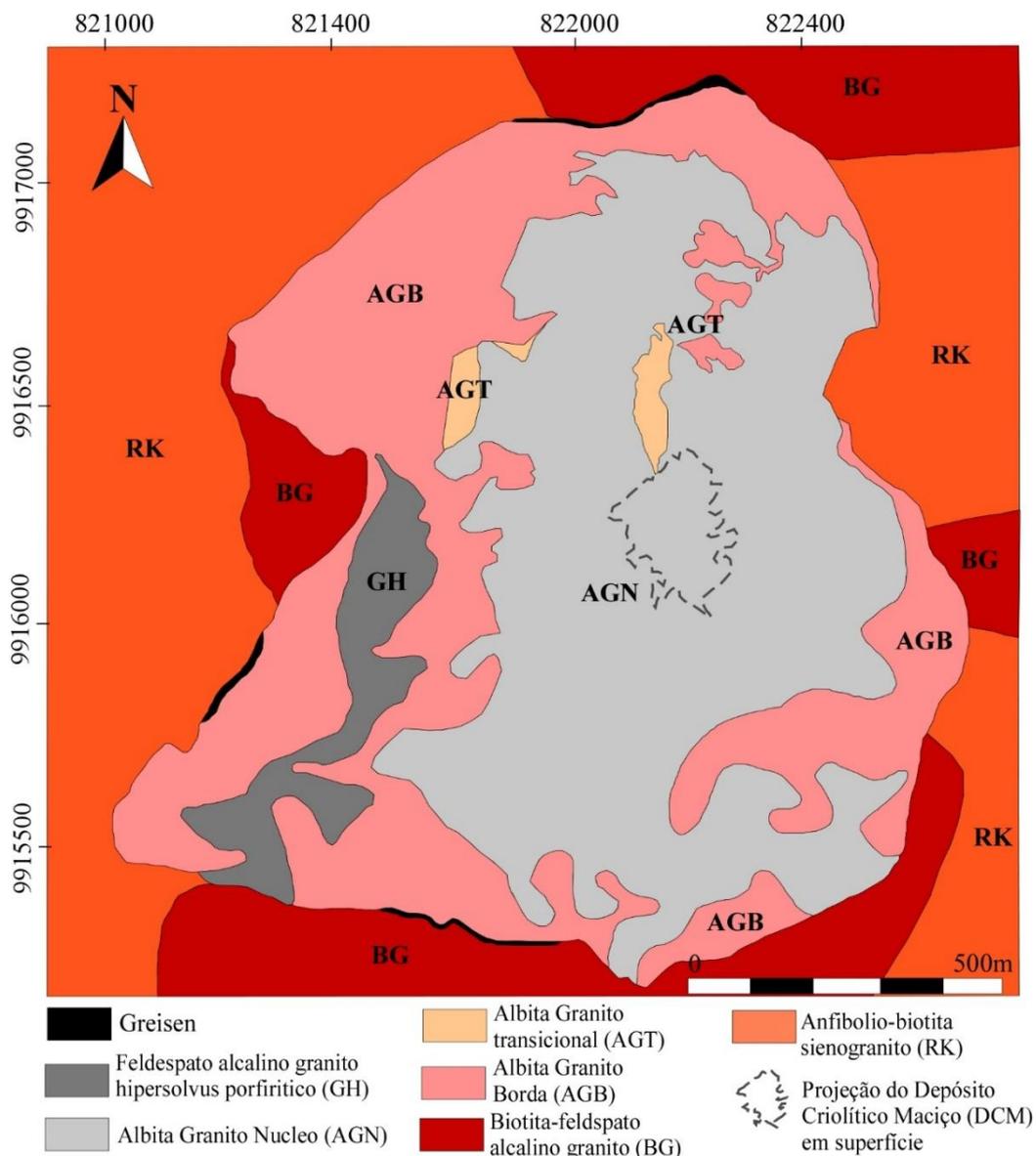


Figura 6. Mapa litológico da fácies Albita granito do granito Madeira. (Adaptado de Minuzzi, 2005).

2.3 Trabalhos anteriores com foco em geologia estrutural

À luz do conhecimento atual a maioria dos trabalhos desenvolvidos na Província Mineral de Pitinga têm foco geoquímico, geocronológico e metalogenético principalmente. Neste sentido, a ausência de dados estruturais detalhados nesta região há levado a supor modelos de alojamento para estas rochas baseados em dados petrogenéticos principalmente. Um dos primeiros trabalhos com foco em geologia estrutural foi realizado por Ferron (2006) a partir de processamento digital de imagens de satélite. Os resultados obtidos por Ferron mostram que os litotipos desta área são afetados por um sistema relativamente denso de falhas e fraturas nas direções NNW-SSE, WNW-ESE e NE-SW. A formas e a disposição dos plútons nesta região sugerem a existência de

controle estrutural na colocação dos mesmos. A representação em planta da distribuição desses corpos graníticos tem configuração de uma mega-dobra em forma de braquisinclinal que, na escala da província, posiciona corpos graníticos nos flancos norte e sul do mesmo e o granito Madeira no fechamento dessa estrutura. A mega-dobra originalmente descrita por Mandetta *et al.*, (1974) e posteriormente por Ferron *et al.*, (2002), composta por corpos graníticos alinhados e estruturas vulcânicas anelares, teria sido originada por reativação de grandes alinhamentos tectônicos, associado a regimes distensivos e ambientes de subsidência de caldeiras. Neste contexto distensivo teriam se posicionado os corpos graníticos de diferentes idades (Suíte Mapuera e Suíte Madeira) e ocorrido as manifestações vulcânicas (Grupo Iricoumé) sob controle estrutural em domínio de tectônica rúptil. O contexto tectônico em que isto ocorreu envolveu um processo contínuo de evolução do magmatismo onde subseqüentes reativações das estruturas tectônicas permitiram o posicionamento da Suíte Madeira (1,82 – 1,81 Ga) na porção central de um complexo de caldeiras. Ressalta-se a falta de validações de campo das evidências estruturais que comprovem a existência das estruturas descrita e que balizem os postulados deste modelo o qual se fundamente principalmente em interpretações de sensoriamento remoto.

O trabalho mais recente na mina Pitinga foi realizado por Bastos Neto *et al.*, (2014), estes autores propuseram um modelo de alojamento plutônico para a fácies mais tardia (Albita granito) do plúton Madeira, baseado em dados geocronológicos, isotópicos e na medição de estruturas em escala de afloramento geradas durante a evolução deste corpo granítico. Neste trabalho, os autores comprovam a existência do ambiente de caldeira proposto por Ferron *et al.*, (2006, 2009) e definem que a evolução geológica da mina Pitinga se realizou em três estágios controlados por processos tectônicos distensivos e pela reativação de estruturas pre-existentes nesse ambiente de caldeira. Os dados estruturais apresentados refutam modelos onde a formação da fácies Albita granito estava relacionada com as fácies mais precoces do plúton Madeira. Neste sentido, Bastos Neto *et al.*, (2014) propõem que o alojamento do Albita granito foi controlado na direção N-S discordante da orientação geral NE-SW da estrutura e de todos os corpos e fácies anteriores do granito Madeira, dentro de uma zona de cisalhamento transcorrente regional com cinemática sinistral, em regime transtensivo predominante. No entanto, esta hipótese deixa entre aberto várias questões que necessitam de maiores investigações.

3 MÉTODOS

Esta pesquisa compreende cinco etapas principais: i) consulta de fontes e referências bibliográficas, cartográficas, levantamentos geológicos preliminares mediante análise de sensoriamento remoto; iii) levantamentos de campo realizados em três campanhas com duração de 10 a 15 dias cada uma, consistindo na coleta de dados através de levantamentos de perfis estruturais, coleta de amostras orientadas de rochas e descrição de afloramentos; vi) integração de informações, análises de laboratório consistentes na preparação de amostras, análises petrográficas e caracterização de dados estruturais; v) confecção e redação de texto escrito da dissertação de mestrado. A seguir são descritas as principais sistemáticas utilizadas.

Análise bibliográfica. Compilação do acervo bibliográfico de estudos feitos na zona de trabalho relacionados com a geologia regional, geocronologia, geoquímica, mineralogia e gênese das rochas presentes nesta Província Mineral. Inclui revisão dos trabalhos de mapeamento regional, artigos científicos, monografias, resumos publicados em eventos, livros, teses e dissertações. Foi realizada uma compilação de algumas informações técnicas de estudos realizados e facilitados pela Mineração Taboca Ltda., empresa que possui os direitos de exploração da área. Assim como artigos de fundamentação teórica sobre técnicas analíticas a serem utilizadas neste projeto.

Sensoriamento remoto. Consistiu no processamento e tratamento digital de imagens para gerar mapas preliminares (geológico e estrutural). Compreende aquisição de imagens de satélite (Landsat, SAR-SIPAM) e dados sistematizados disponibilizados pela CPRM. No tratamento digital usaram-se imagens orbitais Landsat ETM+, órbitas 231/060 e 231/061, cenas inteiras (bandas 3, 4, 5 e 7) do período de estiagem (31/08/2011). Depois de integrar as cenas 231.060 e 231.061, se fez o aumento linear de contraste em todas as bandas espectrais da imagem e a correção atmosférica para reduzir contrastes de iluminação de cena. Também foi realizada a compilação de composições coloridas de três bandas escolhidas com base nas propriedades de refletância espectral conhecidas das rochas e solos em função das bandas ETM+. Os tripletes de bandas selecionados foram o ETM+ 4-5-7; 5-4-3 e 5-4-7, a filtragem e realce da imagem (Figura 7A) ressaltaram lineamentos estruturais. Finalizou-se com a transformação por componentes principais, utilizando três composições coloridas: R4G5B7, R5G4B3 e R5G4B7. O produto final foi escolhido por uma avaliação visual das bandas PC1 e PC3

do triplete (R5G4B7) (Figura 7B). Os trabalhos de geoprocessamento foram realizados no laboratório de Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Amazonas utilizando-se os softwares SPRING 5.2.6, ENVI 4.5 e ArcGIS 10.1.

Trabalhos de Campo. Iniciou com o reconhecimento da área de trabalho, incluindo coleta de informações geológicas e estruturais *in situ* na escala de afloramento, descrição das rochas em termos de sua composição mineral, textura e estrutura. Estas informações foram levantadas sistematicamente mediante a técnica de levantamentos de perfis geológicos com o intuito de verificar continuidade e variação espacial de parâmetros geológicos (fácies, estruturas, contatos), validar mudanças mediante parâmetros qualitativos e quantitativos por procedimentos de correlação. Foi efetuada a análise de estruturas geológicas (geométrica e cinemática), a coleta de amostras orientadas, e o mapeamento geológico-estrutural da área de interesse. Estes trabalhos foram realizados durante uma etapa inicial de reconhecimento e coleta de amostras do Plúton Madeira em maio de 2014, uma segunda etapa, no mês de setembro de 2014, e uma etapa final, no mês de novembro, totalizando 30 dias.

A coleta sistemática de dados de campo compreendeu: 1) descrição das principais variedades graníticas, a distribuição espacial e possíveis contatos entre fácies da associação alcalina do Plúton Madeira em aproximadamente 50 afloramentos; 2) análise geométrica e cinemática das feições estruturais, com registro sistemático das estruturas e levantamento de cinco perfis esquemáticos; 3) registro fotográfico das principais feições geológicas e estruturais observadas; 4) coleta de dois tipos de amostras orientadas em 45 afloramentos para análises de tramas minerais (ASM e OPF), cilindros mediante perfuratriz manual movida a gasolina com pelo menos 4 cilindros de 2 cm de diâmetro e 10 cm de comprimento em cada afloramento, e blocos orientados de rocha fresca, de aproximadamente 15 cm de lado, quando possível, além de amostras de rocha não orientadas. Os dados (planares e lineares) de orientação de estruturas medidos em campo foram tratados no estereograma hemisfério inferior de *Schimidt*. As análises dos dados incluíram tratamento estatístico dos mesmos, desenho de diagramas, figuras e mapa geológico estrutural no programa CANVAS 14. A atitude das estruturas planares se apresenta em notação *strike/dip* (regra da mão direita) e das lineares em notação *dip/strike*.

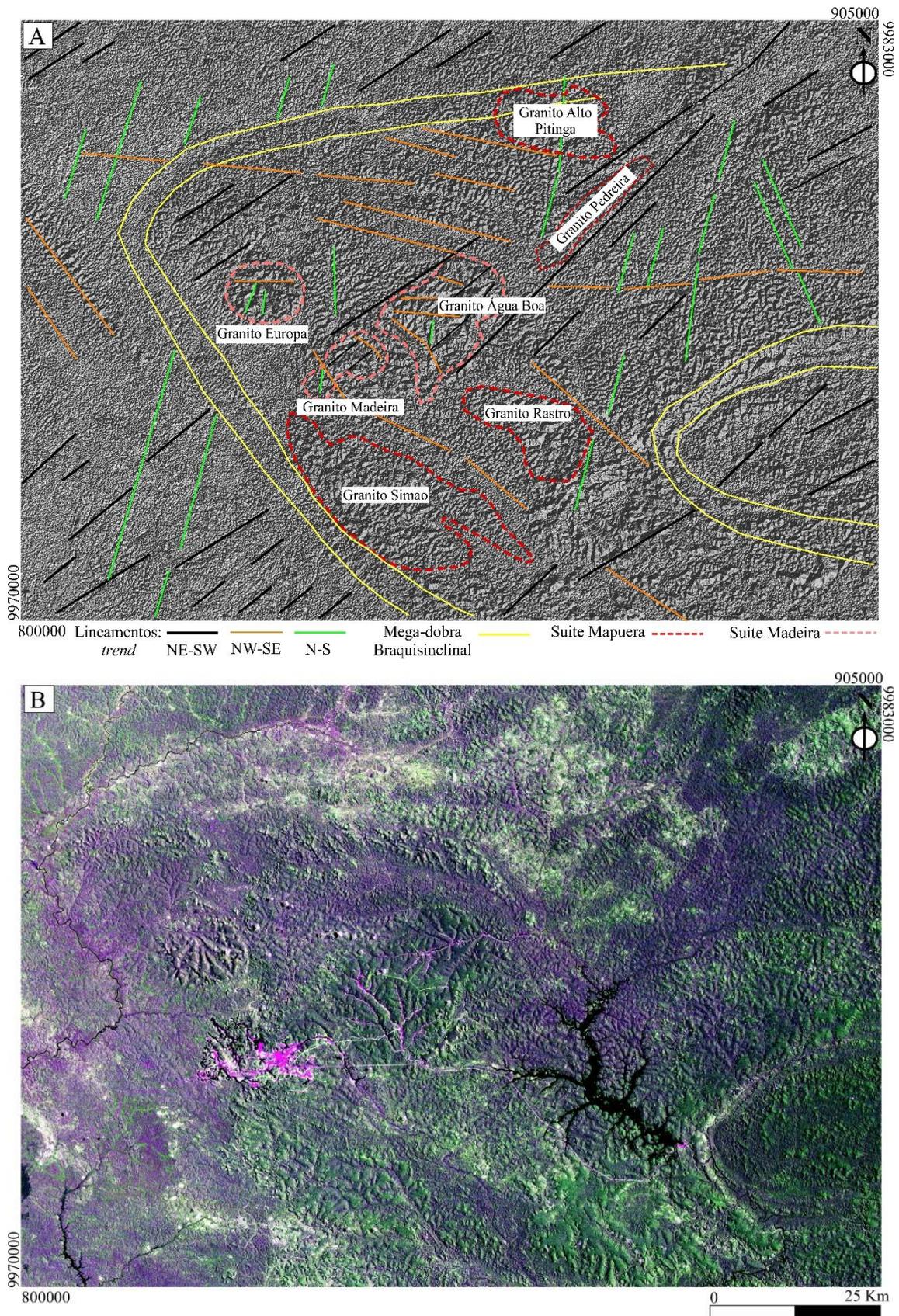


Figura 7. Sensoriamento Remoto. A) Filtragem com realce da imagem, estruturas regionais da Província Mineral do Pitinga. B) composição colorida R5G4B7.

Análises Petrográficas. Consistiram na observação de lâminas delgadas polidas em microscópio petrográfico, marca Olympus, modelo BX51, do laboratório de microscopia petrográfica da Universidade Federal do Amazonas. Para a descrição petrográfica foram analisadas 36 lâminas delgadas-polidas, 26 delas orientadas (corte paralelo à lineação e perpendicular à foliação, face XZ), nas quais se identificou a composição mineral das rochas por características óticas, texturas de cristalização, relações de contato entre cristais para interpretações cinemáticas e caracterização de mecanismos de deformação. A classificação modal para rochas graníticas se fez a partir da qualificação e quantificação das fases minerais obtidas por estimativa visual. A nomenclatura das rochas foi realizada seguindo os postulados de Streckeisen (1976). Para identificação dos minerais nas imagens foram usadas as abreviaturas de Whitney & Evans (2010). A seleção de amostras orientadas, preparação e confecção de lâminas de rochas polidas foram realizadas no laboratório de laminação da CPRM em Manaus-AM.

Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM). Este método permite caracterizar a trama magnética total 3-D das rochas debilmente desenvolvida por processos de deformação depois da cristalização completa do magma (Paterson *et al.*, 1989). Foram analisadas 45 estações de amostragem onde foram coletados entre 3 a 5 cilindros de rocha, cada um deles orientado. Em laboratório cada cilindro foi cortado em espécimens com 2.2 cm de comprimento, de tal maneira que, para cada estação de amostragem, geralmente se obtém entre quinze e vinte e cinco espécimen. Cada espécimen foi rotulado e embalado em filme plástico como preparação para as análises magnéticas. Estes procedimentos foram realizados no laboratório de Geologia Estrutural da Universidade Federal do Amazonas.

As medições da susceptibilidade magnética e sua anisotropia foram realizadas em um susceptímetro *Kappabridge* modelo MFK1-FA da fabricante AGICO Ltda no laboratório de paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade do São Paulo. Um software especial (*Anisoft 4.2*, AGICO Ltd) combina as medições da susceptibilidade magnética nos três planos perpendiculares mais um valor da medida volumétrica da susceptibilidade magnética como dado de referência para criar um tensor representativo da susceptibilidade de cada espécime. Os resultados obtidos são tratados e analisados no mesmo software, que fornece os parâmetros escalares (grau de anisotropia P_j e forma T) e direcionais (foliação e lineação) do elipsoide magnético. Depois se obtém a integração dos espécimes representativos da

trama de cada afloramento. Os parâmetros direcionais são levados para compor os mapas de foliação e lineação magnética da ASM que representam a trama magnética da unidade de rocha. Para maiores detalhes ver Apêndice A.

Curvas Termomagnéticas: A Temperatura de Curie/Néel (T_C/T_N , específicas para cada tipo de mineral) pode ser determinada em experimentos termomagnéticos (variação da susceptibilidade com a temperatura (k-T)). A amostra consiste de um pequeno volume de rocha moída ($0,25 \text{ cm}^3$). Esta é colocada no porta-amostras do susceptibilímetro Kappabridge onde inicialmente é resfriada com nitrogênio líquido até atingir -192°C , posteriormente é aquecida (até a temperatura ambiente) com medida da susceptibilidade magnética em intervalos de 3°C . O nitrogênio é removido com argônio antes de iniciar as medições no ciclo de aquecimento para estabilizar a temperatura de partida. A etapa seguinte consiste em aquecer a mesma amostra progressivamente desde a temperatura ambiente até $\approx 750^\circ\text{C}$ com medida da susceptibilidade a intervalos de 3°C (ciclo de aquecimento), e depois se realiza o ciclo inverso até a temperatura ambiente (de resfriamento).

Os equipamentos usado para os experimentos termomagnéticos foram o CS-3/CS-L em conexão com o susceptibilímetro tipo KLY-4S da fabricante Agico Ltda. para a medição da variação da suscetibilidade magnética em função da temperatura. O Equipamento CS-L é usado nas medidas abaixo de temperatura ambiente, enquanto que o equipamento CS-3 é usado nas medidas acima de temperatura ambiente. As curvas termomagnéticas que representam a variação K – T foram analisadas utilizando o software Cureval V.8 da AGICO Ltda.

Magnetização Remanente Isotérmica (IRM): O método consiste em selecionar um espécimen representativo de um conjunto de valores de susceptibilidade total ou volumétrica, para caracterizar mediante indução de campos magnéticos variáveis até a saturação medindo a resposta magnética dos diferentes constituintes do espécimen analisado. Inicialmente se faz uma medida da magnetização remanente natural (MRN) do espécime. Em seguida são aplicados campos magnéticos na amostra sucessivamente maiores no magnetizador tipo pulse (magnetizador *Pulse Magnetizer* MMPM-10). Cada campo magnético é aplicado ao longo do eixo do espécime (direção z) e a magnetização remanente é medida a cada etapa em um magnetômetro de rotação (JR-6A da fabricante Agico Ltda). A medida da magnetização remanente depois de aplicado o campo magnético é feita mediante rotação do espécime em três posições diferentes. Um campo

magnético indutor gradativamente mais alto é aplicado ao espécime de rocha até que sua magnetização atinja a saturação.

Microscópio eletrônico de Varredura (MEV): Com o fim de conhecer os minerais magnéticos das rochas em estudo foram realizados também estudos no MEV acoplado a um Espectrômetro de Energia dispersiva (EDS), para avaliar suas propriedades químicas e microestruturais (anisotropias composicionais). O exame no MEV requer que a lâmina polida seja coberta com ouro para a caracterização dos minerais opacos, com ajuda de análises semiquantitativos e imagens de elétrons retroespalhados (BSE). As análises de óxidos no MEV foram realizadas no microscópio eletrônico do laboratório de técnicas mineralógicas da Universidade Federal do Amazonas (UFAM)

Orientação Preferencial de Forma (OPF). Consiste na obtenção de dados de petrotramas através de análise de imagem dos minerais para avaliar a consistência da trama mineral dos dados medidos em campo. Esta análise requer que os blocos de rocha sejam cortados e polidos em três faces ortogonais. Os blocos de rocha foram cortados e posteriormente polidos no laboratório de Geologia Estrutural da Universidade Federal do Amazonas, obtendo-se 25 paralelepípedos orientados. Cada face polida foi fotografada e, mediante programas de tratamento de imagens, foram identificados e isolados agregados de silicatos, privilegiando a individualização de grãos. A partir de cada imagem tratada se calculou a elipse de orientação preferencial de forma (OPF) de cada subtrama mineral (feldspatos, máficos) para cada face do paralelepípedo e se fez a integração (três faces, para cada tipo de subtrama), que resulta no elipsoide da OPF para cada amostra (afloramento). A integração do elipsoide de OPF se obtém segundo os protocolos e programas *SPO & Ellipsoid* de Robin (2002) e Launeau & Robin (2005). Assim, o elipsoide de OPF se caracteriza por parâmetros de forma e direcionais que determinam quantitativamente o grau de deformação da rocha, a orientação desta e sua variação espacial na área pesquisada. Para maiores detalhes ver Apêndice B.

4 RESULTADOS

Serão apresentados quatro capítulos, o primeiro deles corresponde à caracterização geológica da fácies Rapakivi granito e as subfácies de núcleo e de borda do Albita granito. O segundo corresponde à descrição petrográfica e os mecanismos de deformação que registram estas rochas. O terceiro se refere à descrição das propriedades magnéticas a partir de análises de susceptibilidade magnética, curvas termomagnéticas, curvas de aquisição de magnetização remanente isothermal (IRM) e análises microscópicas de texturas em microscópio petrográfico convencional (luz refletida) e em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Finalmente, será apresentado o tópico de geologia estrutural que inclui os resultados das análises de orientação de tramas minerais (ASM e OPF), assim como os resultados da análise geométrica e cinemática das estruturas localizadas e superimpostas de caráter rúptil, predominantes nestas rochas.

4.1 Caracterização geológica das fácies Granito Madeira

Depois de realizado o mapeamento geológico e a amostragem de rochas, foram delimitadas as fácies do Granito Madeira: Rapakivi granito (RG), Biotita granito (BG), granito Hipersolvus (GH), Albita granito (AG) dividida nas subfácies: Albita granito de núcleo (AGN) e, Albita granito de borda (AGB), assim como setores com intensos efeitos de alteração por intemperismo (saprólitos) das fácies Rapakivi granito (SRG) e Biotita granito (SBG). A subfácies Albita granito transicional (AGT) não foi identificada em campo já que sua ocorrência e delimitação foi registrada através de furos de sondagem (Costi *et al.*, 2005). A continuidade e disposição espacial destas unidades de rocha foram reconhecidas principalmente para o sudoeste do granito Madeira (Figura 8). A ausência de vias de acesso (estradas, trilhas) e a intensa vegetação impossibilitaram a amostragem na porção nordeste do plúton.

4.1.1 Fácies Rapakivi granito (RG)

É a fácies mais precoce do granito Madeira, ocorre ao longo das bordas nordeste e sudeste do plúton. Devido aos processos de intemperismo, os afloramentos onde foram identificadas as relações de contato desta fácies com a subfácies de borda apresentam limites onde a rocha exhibe alteração hidrotermal e aumento na concentração de óxidos de ferro (Figura 9A). É uma rocha de cor castanho-avermelhada com textura porfírica, constituída por fenocristais de feldspato potássico acompanhados por cristais de quartzo,

biotita, hornblenda, clorita, magnetita e ilmenita, os quais formam a matriz da rocha (Figura 9B). Para o limite leste do stock, os contatos são intrusivos, difusos e irregulares. Apresentam geometria convexa e estão caracterizados na rocha encaixante por fraturamento subvertical, fraturas subparalelas à forma do contato, preenchidas por finos veios de caolinita. A rocha intrusiva exibe mudança na textura mineral de média para fina, menor concentração de minerais máficos e alteração hidrotermal (Figura 9C).

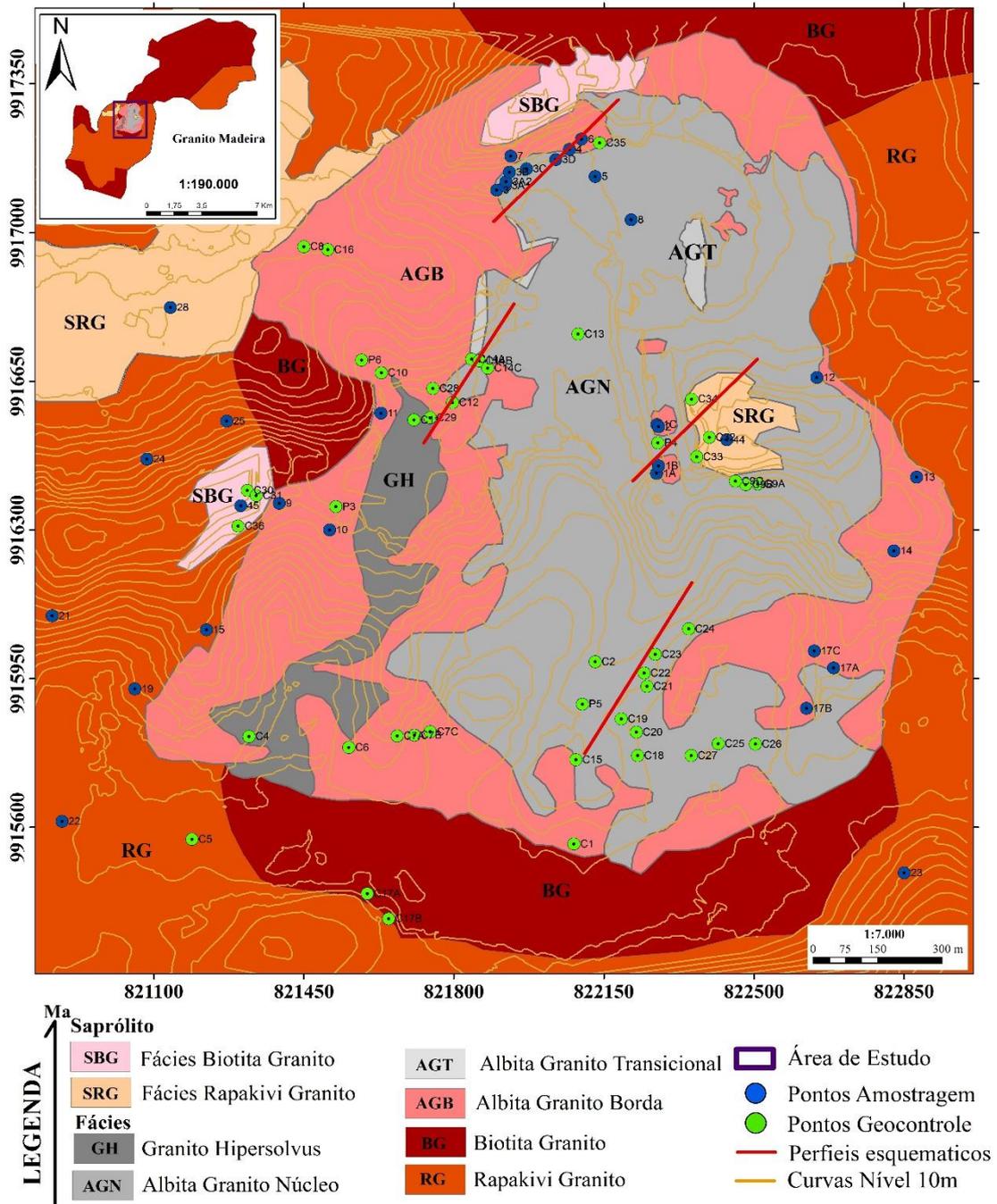


Figura 8. Mapa de pontos de amostragem na área de estudo. Fonte: adaptado de Minuzzi (2005).

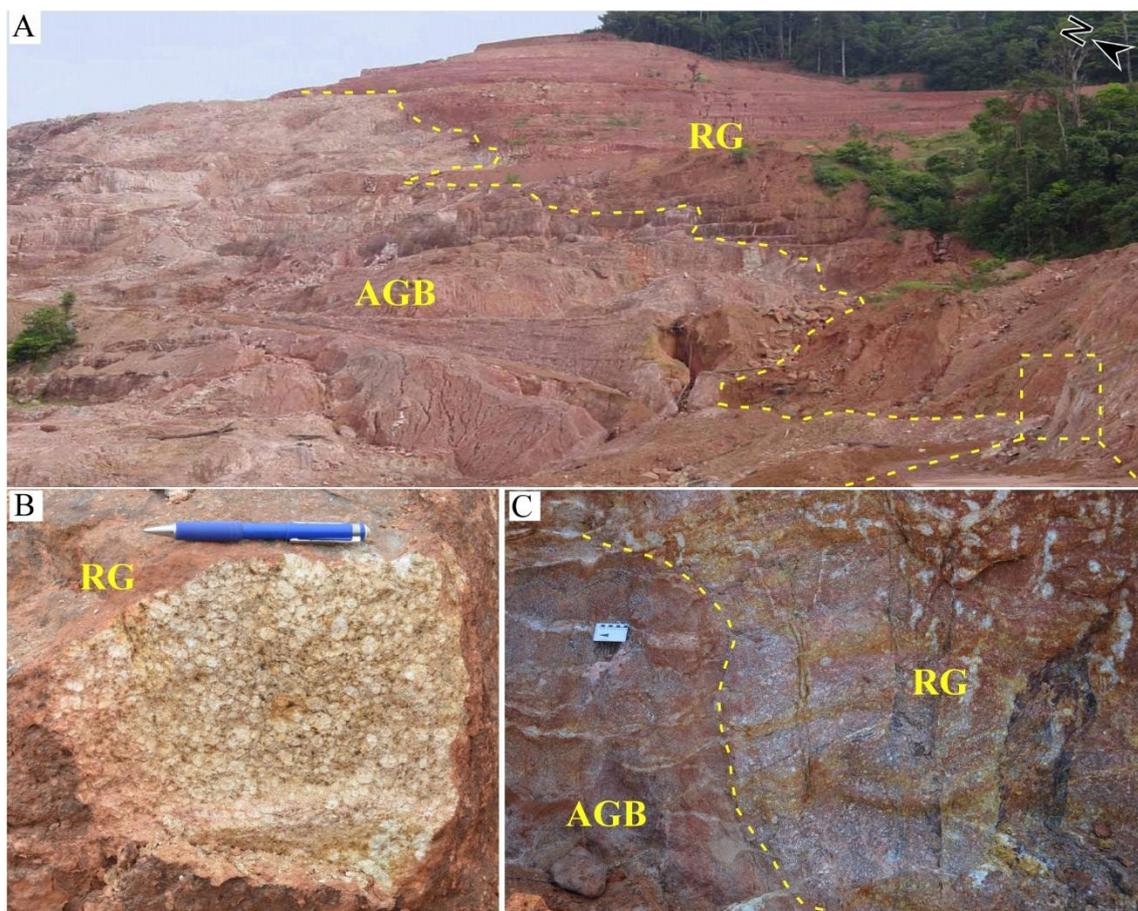


Figura 9. Relações espaciais e feições macroscópicas da fácies Rapakivi granito. A) Contato marcado pelo contraste na coloração entre a fácies Rapakivi granito (RG) com a subfácies de borda (AGB). B) Textura rapakivi mostrando fenocristais de feldspato imersos numa matriz afanítica. C) Detalhe do contato difuso com geometria curvada entre o Rapakivi granito e o Albita granito de borda (Ponto C9).

4.1.2 Fácies Albita granito (AG)

Intrudindo a fácies anteriormente descrita aparece a fácies Albita granito dividida em duas subfácies. Espacialmente, a subfácies de borda envolve a subfácies de núcleo, cuja ocorrência é entendida como evento de autometassomatismo do Albita granito (Costi *et al.*, 2005), de tal forma que, excetuando áreas muito restritas ao nordeste e sudeste, a quase totalidade dos contatos do Albita granito com as demais fácies do plúton ocorrem através da subfácies Albita granito de borda.

4.1.2.1. Subfácies Albita granito borda (AGB)

Trata-se de uma rocha com tonalidades variando desde marrom avermelhado a castanho avermelhado ou vermelho escuro (Figura 10A). Caracteriza-se pela sua textura subporfirítica composta por fenocristais de quartzo contidos em matriz

feldspática de textura afanítica. Localmente foram observadas miarolas com textura pegmatítica de composição quartzo-feldspatos-fluorita (Figura 10B).

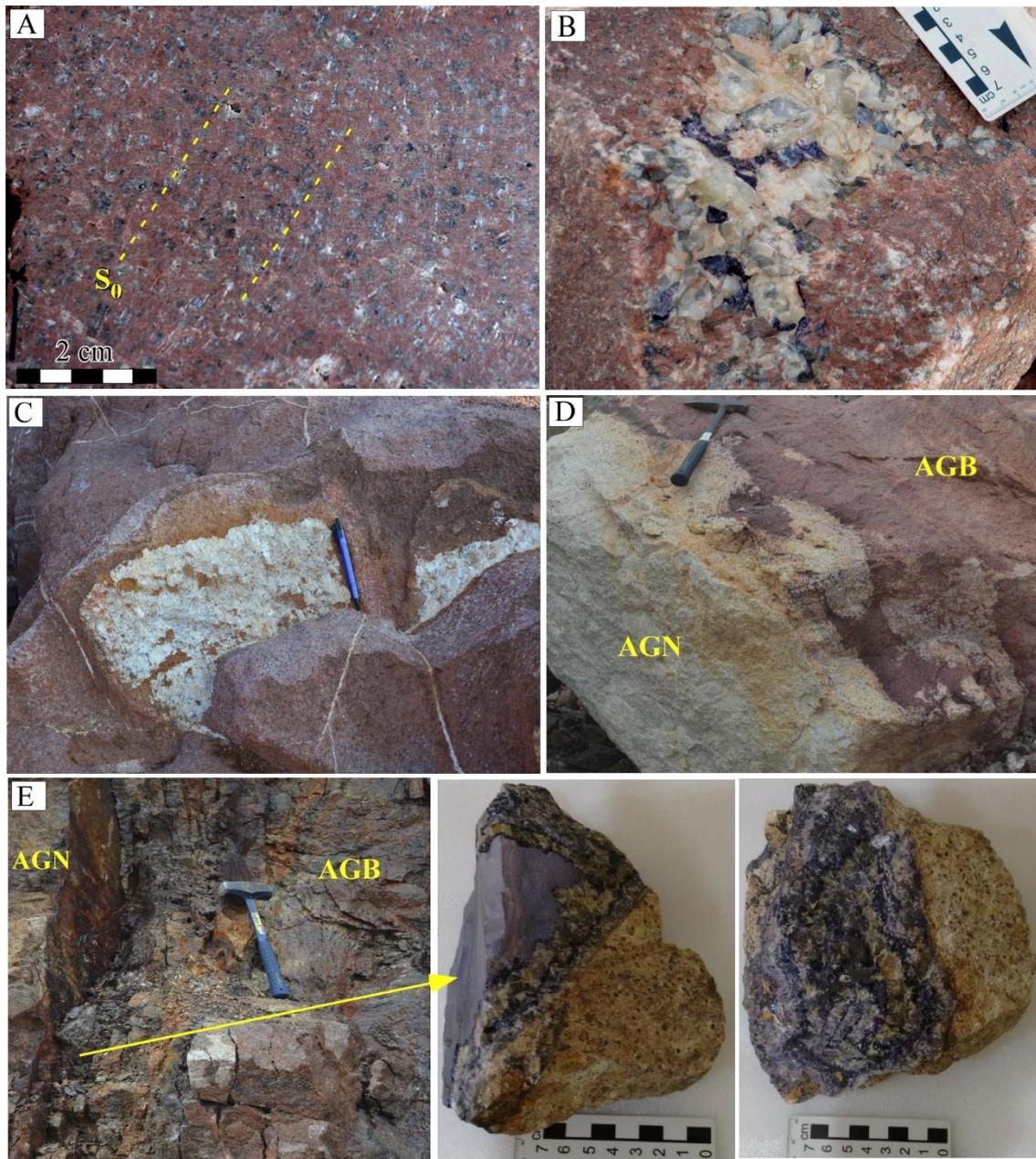


Figura 10. Aspectos texturais e feições macroscópicas das rochas da subfácies Albita granito de borda. A) Rocha avermelhada de textura subporfirítica contendo cristais hipidiomórficos de quartzo e feldspato potássico. B) Miarola com textura pegmatítica composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e fluorita contida na subfácies de borda (Ponto C10). C) Padrão de vênulas de caulinita de aproximadamente 0,3 cm de espessura espaçadas cada 5cm a 10cm (Ponto C6). D) Relações de contato entre o a subfácies de núcleo (AGN) com a subfácies de borda (AGB) (Ponto C15).

Geralmente, nos limites do plúton, o Albita granito de borda apresentasse como uma rocha afetada por intensa alteração hidrotermal, na que o intemperismo gera um perfil de saprólito espesso (>20 m), onde são comuns hidróxidos de ferro. Evidências de

greisenização incipiente, identificada por veios de quartzo de textura grossa ao oeste do corpo granítico, são relativamente frequentes na subfácies de borda. De acordo com Costi (2000), este processo é marcado pela remobilização de sílica e alumina, bem como o desenvolvimento do quartzo e clorita secundária nesta subfácies, depois de que a rocha foi alterada pela percolação de fluídos hidrotermais.

São comuns nesta subfácies conjuntos de vênulas alteradas totalmente a caolinita ligados a zonas de cisalhamento transcorrentes nos limites do corpo em contato com a fácies encaixante (Figura 10C). Contatos irregulares com geometria lobada entre a subfácies de borda e de núcleo exibem a transição e alteração do Albita granito (Figura 10D). Veios de fluorita, galena e criolita intrudem o Albita granito numa zona de transição entre a subfácies de borda e núcleo. Caracterizam-se por sua estrutura cruciforme e contatos marcados com a subfácies encaixantes (Figura 10E).

4.1.2.2. Subfácies Albita granito de núcleo

Esta unidade representa maior importância por conter um depósito de criolita maciça no seu interior, além de mineralização disseminada de Sn, Nb e Ta. No Albita granito de núcleo diversos afloramentos mostram diferenças de composição, textura e estrutura. De modo geral, é uma rocha de cor cinza com textura subporfirítica marcada por alguns fenocristais de quartzo inclusos numa matriz fina feldspática e acompanhados por cristais de biotita e anfibólio os quais apresentam uma discreta orientação preferencial (foliação S_0). As principais características nas rochas encontradas na subfácies de núcleo são descritas a seguir:

i) Rocha de cor cinza claro, textura subporfirítica de granulação meia até grossa. Exibe foliação S_0 incipiente marcada por minerais máficos alongados, principalmente individuais e alguns agregados (micas e/ou anfibólio), intercalados com cristais de quartzo (Figura 11A).

ii) Rocha de cor cinza-escuro a esverdeado claro, textura equigranular fina que intrude a rocha acima descrita em contato reto com geometria curvada. No contato observasse redução do tamanho de grão e moderada continuidade da foliação S_0 marcada pela orientação preferencial dos minerais máficos (Figura 11B).

iii) Rocha de cor branca, textura porfirítica definida por fenocristais de feldspatos grossos acompanhados pelos cristais de criolita cor caramelo e cristais aciculares e/ou tabulares com tonalidades pretas e azuis de micas e anfibólios (Figura 11C).

iv) Localmente, ocorre um perfil com relações de contato entre os três litotipos desta subfácies (Figura 11D). Na porção central ocorre uma lente de textura grossa hospedado em Albita Granito cinza escuro mostrando halo de alteração e contatos difusos. Do centro para oeste aparece o Albita granito de núcleo de cor cinza-escuro e textura equigranular fina em limite irregular com o Albita granito de núcleo cinza claro de textura subporfirítica. Do centro para leste observa-se o Albita granito de núcleo cinza claro intrudido por lente de pegmatito com contatos difusos e, mais para a borda, porções subordinadas do Albita granito cinza-escuro.

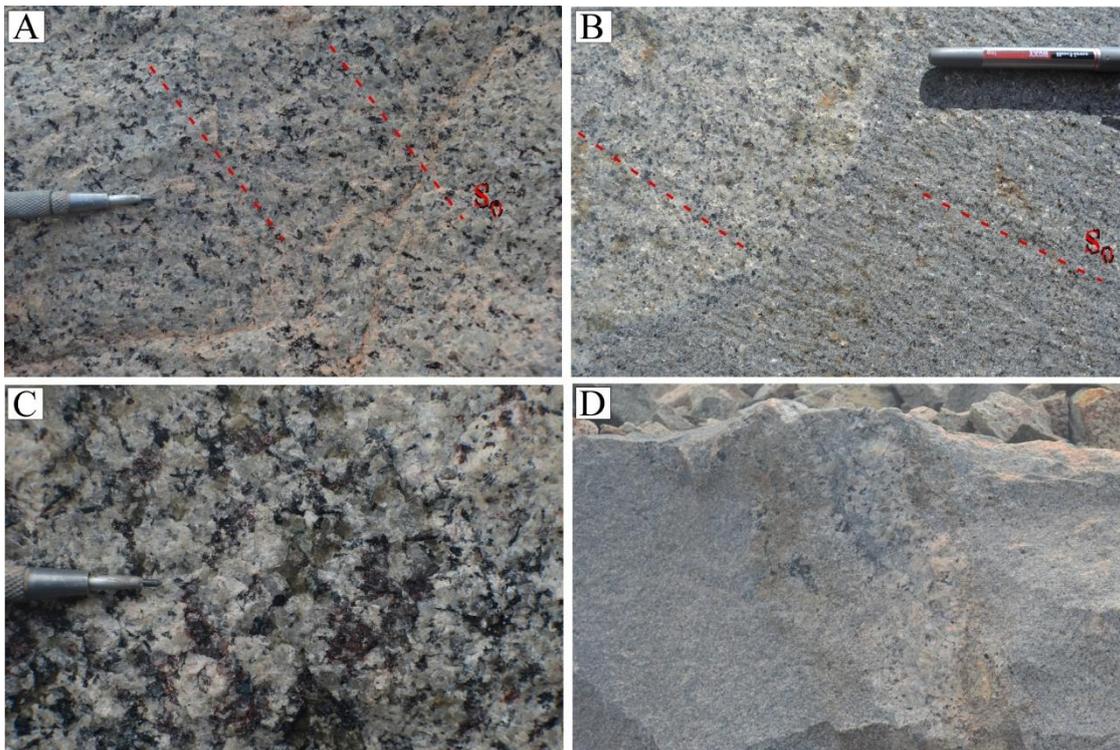


Figura 11. Aspectos texturais e feições macroscópicas das rochas da subfácies Albita granito de núcleo. A) Rocha cinza claro com foliação magmática incipiente S_0 . B) Contato reto com geometria curvada entre rochas de cor cinza claro de textura média e a cinza escuro de textura fina. C) Albita granito de cor branca com textura grossa exibindo uma intercalação de cristais idiomórficos de quartzo e plagioclásio com cristais de anfibólio e criolita. D) Relações de contato entre três litotipos do Albita granito de núcleo. Na porção central ocorre um lente de textura pegmatítica hospedado em Albita granito cinza escuro mostrando halo de alteração e contatos irregulares.

4.1.3 Pegmatitos

Ocorrem como veios com textura grossa de 2 a 30 cm de largura, constituídos por feldspatos, quartzo e micas predominantemente (Figura 12A), e como miarolas (porções de formas subelípticas) de textura pegmatítica. Apresentam dimensões centimétricas até decimétricas. São comuns na parte central do Albita granito de núcleo cavidades miarolíticas com textura pegmatítica de composição quartzo-feldspática, com limites transicionais e geometria irregular (Figura 12B). A gênese destas rochas e estruturas é atribuída à separação e isolamento de fluidos aquosos e, aumento do teor de H₂O a medida que avançou a cristalização da subfácies de núcleo (Costi, 2000). Caracterizam-se por conter minerais ricos em ETR, cristais grossos de feldspato, criolita caramelo, riebeckita azul escura, mica verde clara (polilitionita), e minerais exóticos como: xenotima, genthelvita, cassiterita, gagarinita, pirocloro e, torita (Bastos Neto *et al.*, 2005). Estão relacionados a rochas de textura fina esbranquiçada intrudindo em contato gradativo concordantemente à foliação magmática S₀ do Albita granito (Figura 12C).

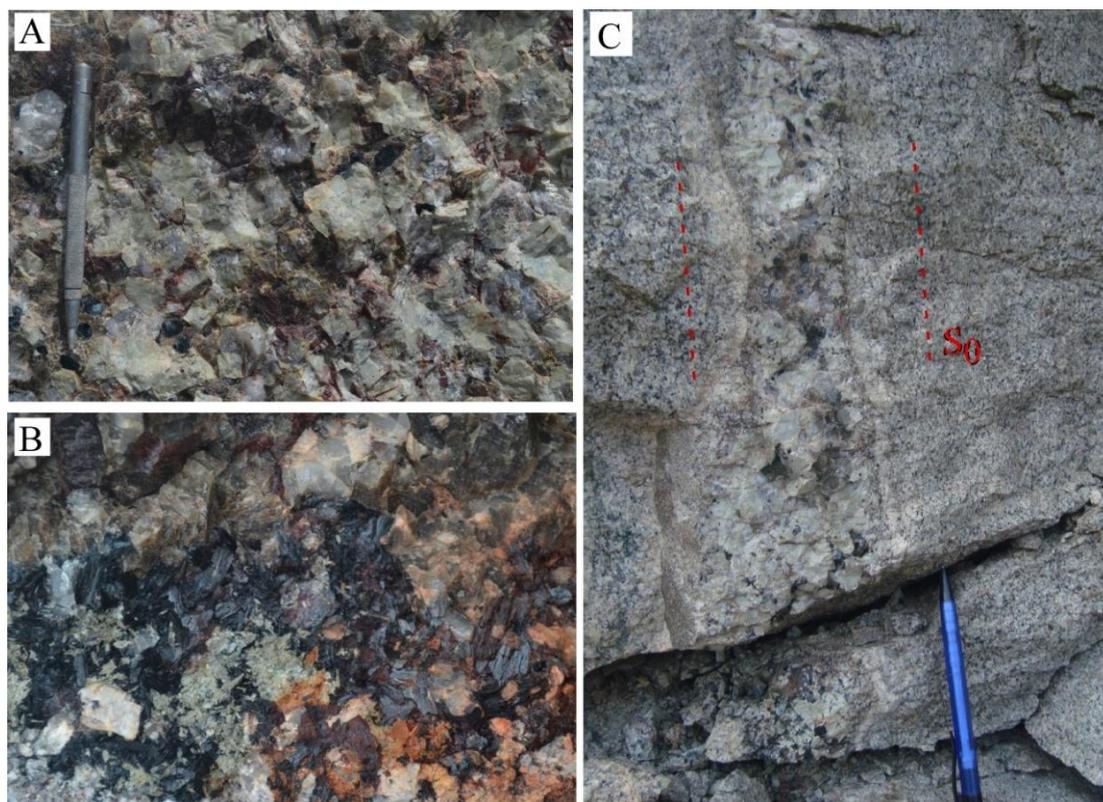


Figura 12. Aspectos texturais e feições macroscópicas dos Pegmatitos. A-B) Zona pegmatítica constituída por cristais grossos de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio predominantemente acompanhados por cristais grossos de criolita marrom, polilitionita verde claro, riebeckita preta, genthelvita roxa e torita vermelha. C) Veio de pegmatito de geometria tabular intrudindo em contato neto a subfácies Albita granito de núcleo concordante com a foliação magmática incipiente S₀.

4.2 Análise petrografia e de mecanismos de deformação

4.2.1 Fácies Rapakivi granito

Classifica-se como uma rocha de composição sienogranítica e textura porfirítica definida por um e/ou vários fenocristais de feldspato pertítico alguns bordejados por cristais de quartzo e as vezes, por cristais de plagioclásio tipo albita. Localmente esses fenocristais de K-feldspato encontram-se orientados segundo seu eixo maior e exibem formas subelípticas com razão axial 2:1 (Figura 13). A matriz contém quartzo acompanhado por plagioclásio, biotita, hornblenda, magnetita-ilmenita e, zircão, apatita, fluorita e epidoto como fases acessórias. São comuns texturas micrográficas e de intercrescimento (mirmequítico) pela formação das associações de K-feldspato e quartzo vermicular sem orientação preferencial clara que ocorrem entre cristais adjacentes de K-feldspato e plagioclásio.

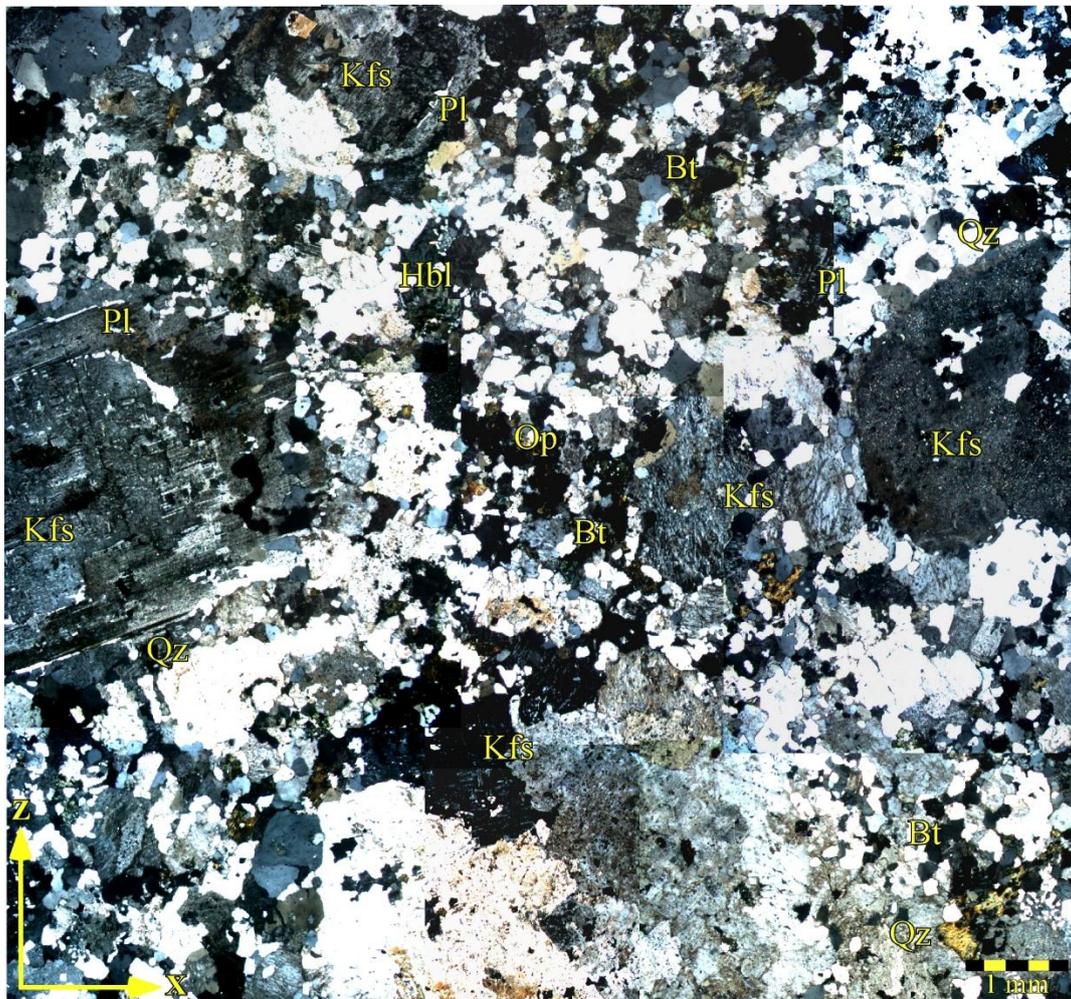


Figura 13. Aspecto textural da fácies Rapakivi granito (Amostra GM17). Fenocristais xenomórficos de K-feldspato (Kfs) com textura pertítica contornados por cristais de quartzo (Qz) além de plagioclásio (Pl), biotita (Bt), hornblenda (Hbl) e minerais opacos os quais conformam a matriz fina da rocha. Fotografia em luz transmitida e, nicóis cruzados.

O **feldspato potássico** está em geral na forma de fenocristais que desenvolveram geminação típica do microclínio, xenomórficos com geometrias subelípticas e ovoides. Estes exibem bordas moderadamente arredondadas com eixo maior variando de 12 mm e 9 mm e, entre 6 mm e 5 mm (Figura 13). Apresentam-se como fenocristais de aspecto turvo com textura micropertítica contornados por cristais xenomórficos de quartzo (Figura 14A). Os limites com outros cristais de feldspato são lobados e irregulares, mas também, suturados e retos com cristais de quartzo e plagioclásio respectivamente. Localmente foram observados fenocristais de K-feldspato manteados por cristais de plagioclásio nas suas bordas definindo textura rapakivi (*sensu strictu*, Figura 14B). Estes cristais caracterizam-se também por ter inclusões de quartzo alongado e microestruturas de rotação de subgrão mostrando substituição entre ortoclásio e microclínio com textura rugosa (Figura 14C). A maioria destes cristais encontram-se alterados para sericita no centro e nas suas bordas. Por vezes apresentam inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio e microfissuras intragranulares sem preenchimento nenhum. O desenvolvimento de pertitas em chamadas orientadas segundo o eixo maior do cristal e pertitas fragmentadas em *patches* grosseiros oblíquos ao cristal (Figura 14D), são feições derivadas por processos de exsolução representativas de deformação em temperaturas intermédias a moderadas (Vernon, 1999).

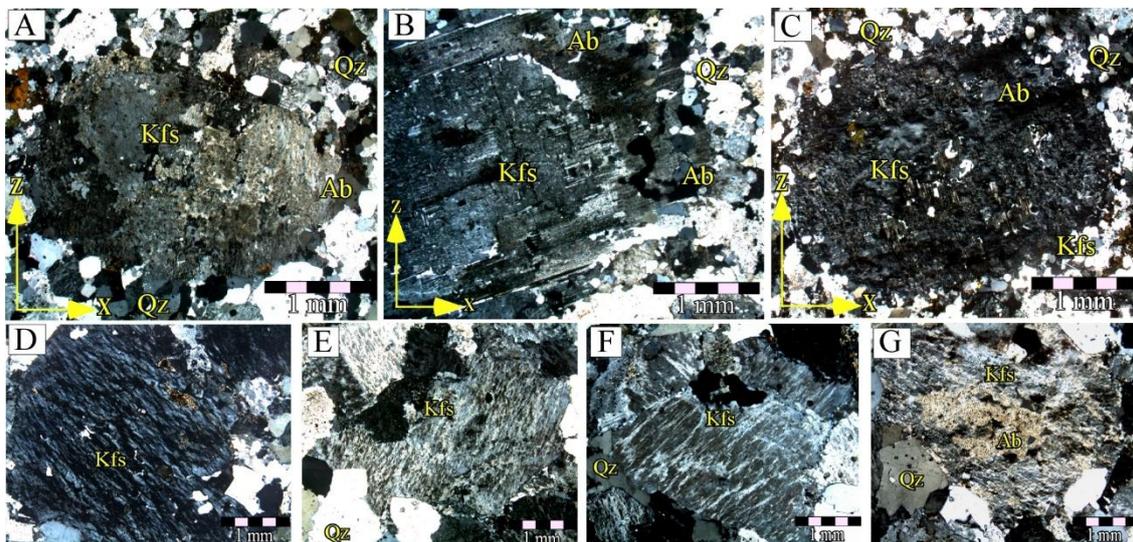


Figura 14. Microestruturas do K-feldspato da fácies Rapakivi granito. A) Cristais de feldspato potássico com limites lobados contornados por cristais de quartzo (Qz). B-C) Fenocristais de feldspato potássico com borda de plagioclásio tipo albita (Ab) exibindo textura rapakivi. D) Texturas micropertíticas nos cristais de K-feldspato (Amostra GM17). Microfotografias em luz transmitida e, nicóis cruzados.

O quartzo se apresenta de dois tipos: **quartzo I** como cristais hipidiomórficos e xenomórficos com geometria subelíptica de grão fino a médio, tamanhos de aproximadamente 0,4 mm até 1,5 mm os quais compõem a matriz da rocha. Nesta última, os limites com outros cristais de quartzo são retilíneos e por vezes tríplexes. Localmente formam concentrações de bolhas de quartzo em zonas paralelas às faces dos K-feldspatos (Figura 15A). Ocasionalmente exibem extinção ondulante moderada. O **quartzo II** ocorre como cristais isolados sem evidências de feições de deformação, exibem intercrescimentos irregulares localizados entre cristais adjacentes de K-feldspato com contatos lobados (Figura 15B). Tais cristais ocorrem com clara disposição intersticial e textura gráfica associado aos cristais de K-feldspato (Figura 15C).

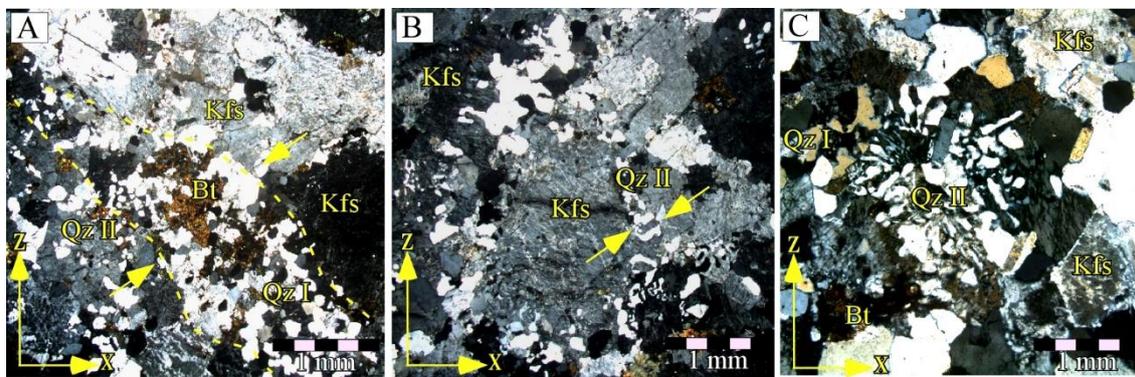


Figura 15. Microestruturas do quartzo da fácies Rapakivi granito. A) Cristais de quartzo (Qz I) em contatos tríplexes e retilíneos na matriz fina da rocha. B) Concentração de cristais de quartzo (Qz I) formando lentes entre fenocristais de feldspato potássico. C-D) Texturas micrográficas e mirmequíticas respectivamente. Observam-se os intercrescimentos de cristais de quartzo vermicular (Qz II) adjacentes aos limites dos cristais de feldspato potássico (Kfs) (Amostra GM27). Microfotografias em luz transmitida e, nicóis cruzados.

O **plagioclásio** ocorre como cristais idiomórficos a hipidiomórficos de hábito tabular e tamanhos entre 1,5 mm e 3 mm. Alguns exibem geminação polisintética segundo lei da albita, quando associados a fenocristais de K-feldspato têm contatos lobados e exsolução de quartzo (Figura 16A). Agregados de cristais apresentam-se parcial a totalmente sericitizados do centro para as bordas (Figura 16B).

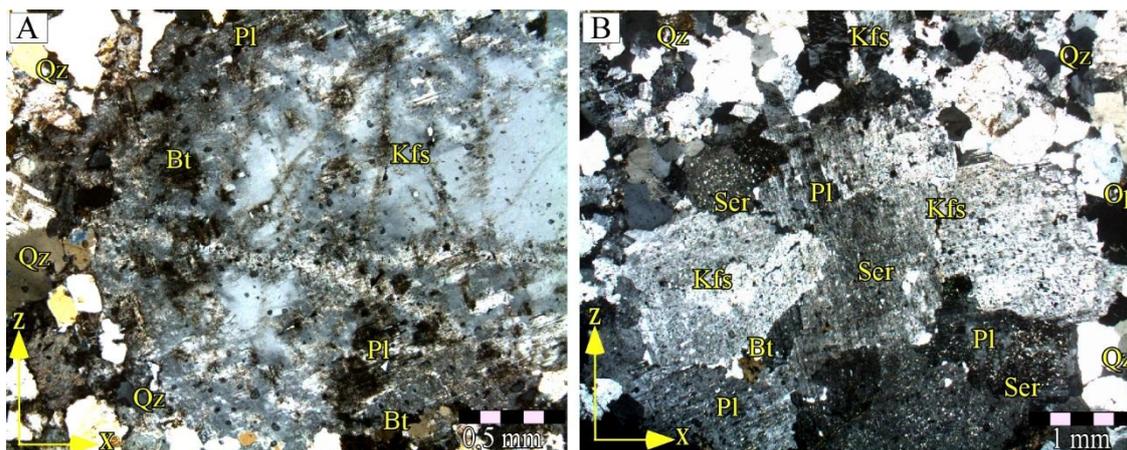


Figura 16. Microestruturas do plagioclásio da fácies Rapakivi granito. A) Fenocristal de K-feldspato (Kfs) com intercrescimento de plagioclásio (Pl) em contatos reativos e irregulares. B) Mosaico de cristais de feldspato potássico e plagioclásio com sericitização (Ser). Observam-se os limites entre os cristais parcialmente curvados (Amostra GM44). Microfotografias em luz transmitida e, nicóis cruzados.

A biotita ocorre em dois tipos: **biotita I**, como cristais hipidiomórficos e xenomórficos com hábito tabular, de cor castanha-pálido a marrom avermelhada e tamanho entre 0,6 mm até 1 mm. Encontra-se associada e em contato linear com fenocristais de K-feldspato frequentemente sericitizado e em geral com ausência de extinção ondulante (Figura 17A). Exibe textura poiquilítica com inclusões de zircão, magnetita, clorita e topázio e, ocasionalmente se apresenta preenchendo fraturas desenvolvidas no feldspato potássico (Figura 17B). Localmente foi observado um cristal de biotita dobrado desenvolvendo bandas *kink* fortemente alterado por clorita no centro do cristal e disposto concordante com os planos de clivagem. A **biotita II** é xenomórfica ocorre associada à hornblenda e são cristais orientados, intersticiais, em contatos com K-feldspato e quartzo (Figura 17C) ou formando agregados alterados por clorita nos limites (Figura 17D). Frequentemente exibe microfissuras intragranulares.

A **hornblenda** aparece como cristais hipidiomórficos a xenomórficos com tamanhos de aproximadamente 0,4 mm e hábito tabular ou prismática em associação com biotita (Figura 17D). Ocasionalmente observa-se epidoto hipidiomórficos intercrescido no centro dos cristais de hornblenda. Por vezes encontram-se afetados por microfissuras intragranulares e alterados por clorita na suas bordas. Geralmente apresentam inclusões de minerais opacos, representados pela **magnetita, ilmenita, pirita** e hidróxidos de ferro, ocorrem associados principalmente com os agregados de biotita e hornblenda. As descrições destes cristais são apresentadas no capítulo de mineralogia magnética.

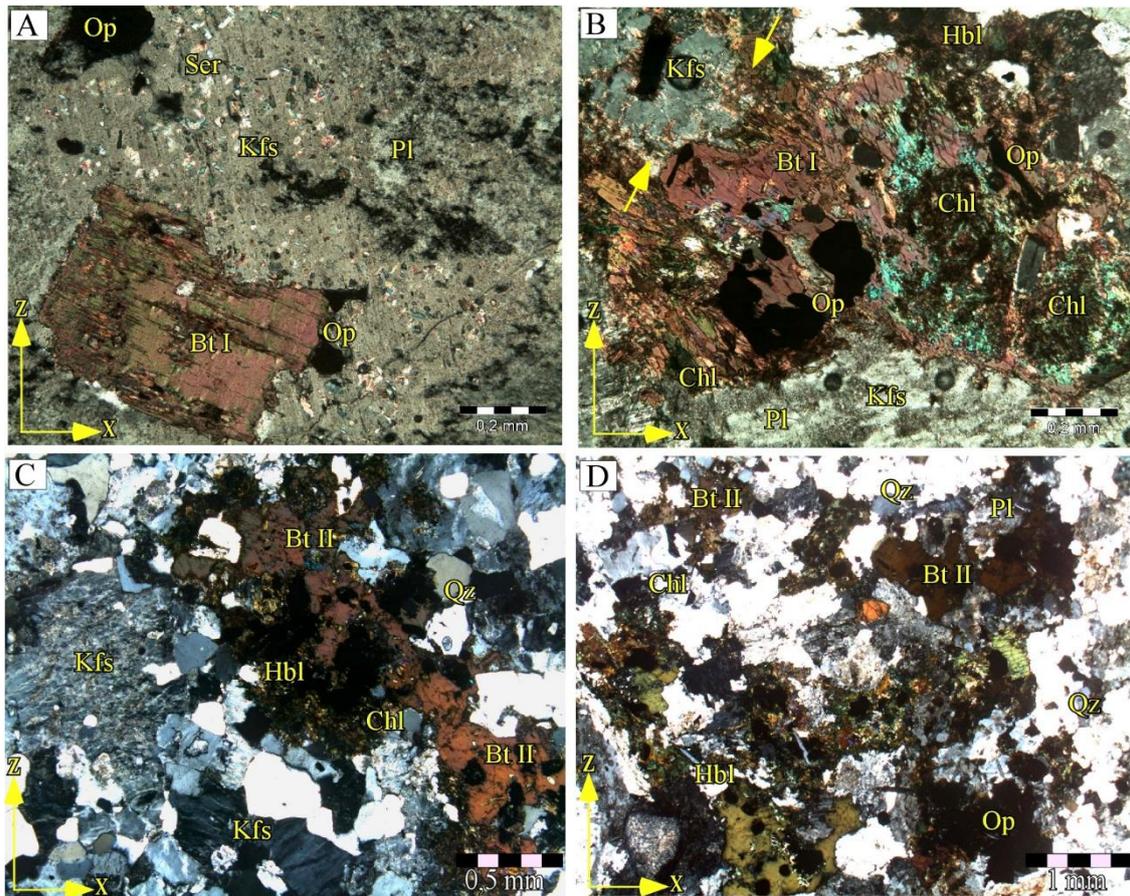


Figura 17. Microestruturas da biotita e hornblenda da fácies Rapakivi granito. A) Cristal de biotita (Bt I) incluído no fenocristal de K-feldspato (Kfs) em contato neto. B) Biotita (Bt I) xenomórfica com textura poiquilítica e preenchendo microfraturas no cristal de K-feldspato (Amostra GM17) (Kfs). Observam-se as inclusões de minerais opacos e clorita alterando no centro e nas bordas do cristal. C-D) Biotita (Bt II) e hornblenda (Hbl) formando agregados máficos intergranulares desenvolvidos nas interfaces dos contatos entre cristais de K-feldspato (Kfs) e quartzo (Qz) (Amostra GM23). Microfotografias em luz transmitida e, nicóis cruzados.

Os minerais acessórios são **zircão** o qual se dispõe em pequenos cristais hipidiomórficos alongados e com hábito prismático associados com biotita e por vezes inclusos dentro dos cristais de K-feldspato. Cristais idiomórficos de **apatita** ocorrem em contato com quartzo e biotita. O **topázio** xenomórfico de geometria ovalada e tamanhos finos encontra-se incluso geralmente dentro dos cristais de biotita I. **Fluorita** xenomórfica fina está associada a magnetita-ilmenita inclusa nos cristais de biotita e por vezes aparece disseminada e restrita na matriz. **Epidoto** hipidiomórficos se dispõe em pequenos cristais no interior dos cristais de hornblenda e associados com agregados de biotita, clorita e óxidos de ferro. **Clorita** por alteração de biotita e hornblenda principalmente, e **sericita** por alteração de K-feldspato e plagioclásio ocorrem nas bordas e no centro destes cristais respectivamente.

4.2.2 Subfácies Albita granito de borda

Classifica-se como uma rocha de composição monzogranítica com textura subporfírica contendo fenocristais de quartzo xenomórfico com formas subelípticas apresentando e razão axial de 2:1, que ocorrem isolados e/ou em agregados englobados pela matriz. A matriz está constituída por K-feldspato e plagioclásio tipo albita, destaca-se a presença de zircão, fluorita, polilitionita, clorita, epidoto, hidróxidos de ferro assim como restritos cristais pequenos de sulfetos disseminados. São comuns nestas rochas hidróxidos de ferro preenchendo clivagens e fraturas com distribuição constante na matriz da rocha. A textura destas rochas não exhibe orientação preferencial clara, embora observam-se zonas localizadas onde os fenocristais de quartzo tendem a mostrar alongamento numa direção, definindo uma foliação primária restrita S_0 (Figura 18).

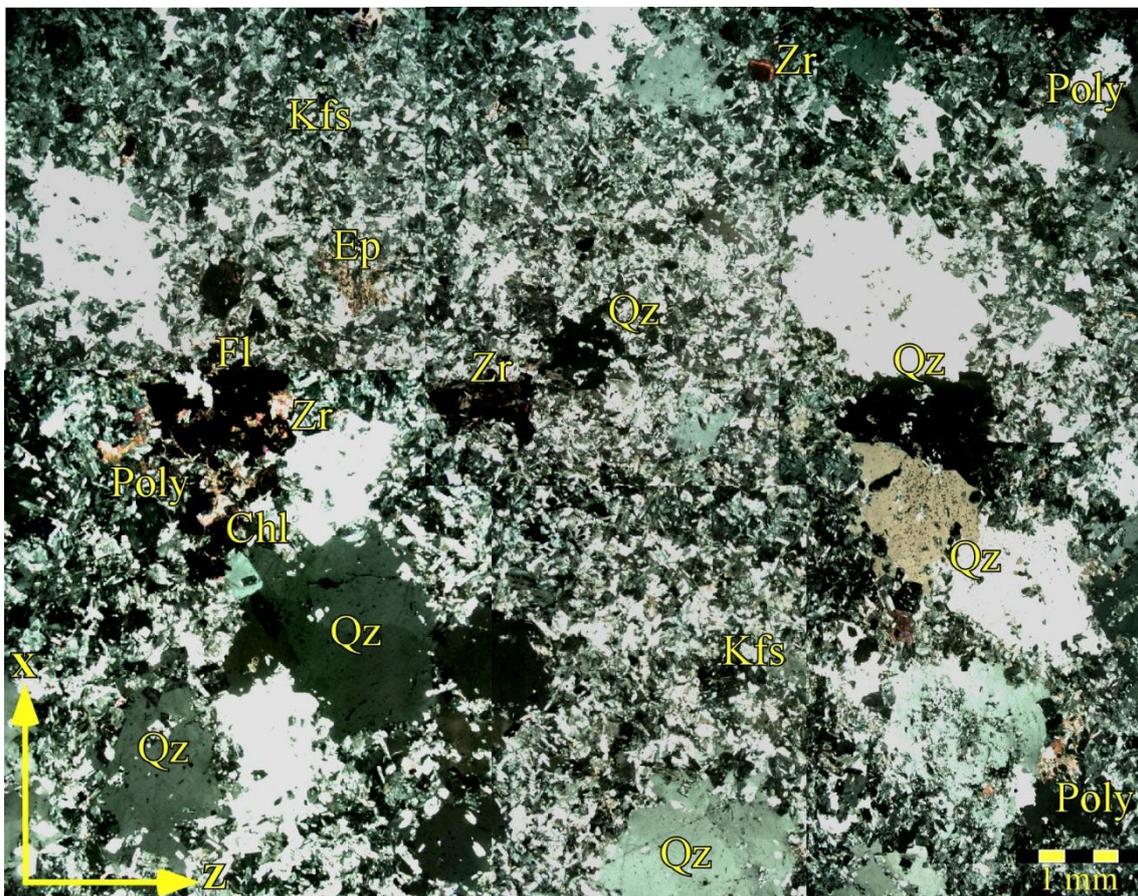


Figura 18. Aspecto textural da subfácies Albita Granito de Borda (Amostra GM4). Fenocristais xenomórficos de quartzo (Qz) formando agregados englobados numa matriz fina constituída essencialmente por feldspatos. Observasse agregados de minerais opacos correspondentes com fluorita (Fl), zircão (Zr), polilitionita (Poly) e hematita (Ht), bordejados por minerais de alteração hidrotermal: clorita (Chl), epidoto (Ep) e óxidos de ferro (Op) disseminados na matriz da rocha. Microfotografia em luz transmitida e, nicóis cruzados.

O quartzo ocorre de três tipos: o **quartzo I** são caracterizados por fenocristais xenomórficos isolados e em agregados com geometria subelíptica e tamanhos aproximados entre 7 a 4 mm. Localmente ocorrem alinhados com outros cristais de quartzo em contatos irregulares e aparência corroída pela matriz. São comuns inclusões de feldspatos num padrão espiralado ou não no centro dos fenocristais (Figura 19A). Exibem extinção ondulante moderada com deslizamento cristal plástico predominante no eixo $\langle a \rangle$ (planar) como consequência do processo de recuperação (*recovery*) em resposta à deformação dúctil intracristalina (Vauchez, 1987; Passchier & Trow, 2005). Localmente estes fenocristais encontram-se afetados por microfraturas onde ocorreu rotação de subgrãos (*Subgrain-recrystallization*) por redução do tamanho dos grãos devido a deformação por fluxo cataclástico, além de recristalização dinâmica (*Bulging-recrystallization*). Internamente, alguns subgrãos exibem orientação preferencial paralela ao plano da microfratura (Figura 19B). Tais feições de deformação se relacionam a regime dúctil-rúptil em temperaturas intermediárias (Passchier & Trow, 2005).

O **quartzo II** se apresenta como cristais xenomórficos com geometria irregular, textura gráfica e tamanhos que variam de 1,5 mm até 3 mm. Geralmente não exibem orientação preferencial e por vezes se mostram localmente orientados com um ângulo oblíquo (45°) em relação ao quartzo I. Encontram-se corroídos pela matriz exibindo limites embainhados e em contatos retos com outros cristais de quartzo. Microestruturas como desenvolvimento de subgrãos, extinção ondulante, deslizamento no eixo $\langle a \rangle$, e também combinações de deslizamento nos eixos $\langle c+a \rangle$ (Nicolas & Poirier 1976, Hobbs, 1985. Figura 19C), são indicativas de deformação em taxas moderadas sob temperaturas de 400°C (Vernon, 2004).

Localmente, deformação cataclástica afeta os fenocristais de quartzo I e II e forma microestruturas de deformação em regime dúctil-rúptil. Nesta transição, o quartzo I se mostram como cristais corroídos por microfraturas intragranulares com e deslocamento de subgrãos produto de recristalização dinâmica. Cristais de quartzo II exibem redução de tamanho de grão por fluxo cataclástico e se dispõem paralelos às microfraturas onde se concentra essa deformação cataclástica (Figura 19D-E).

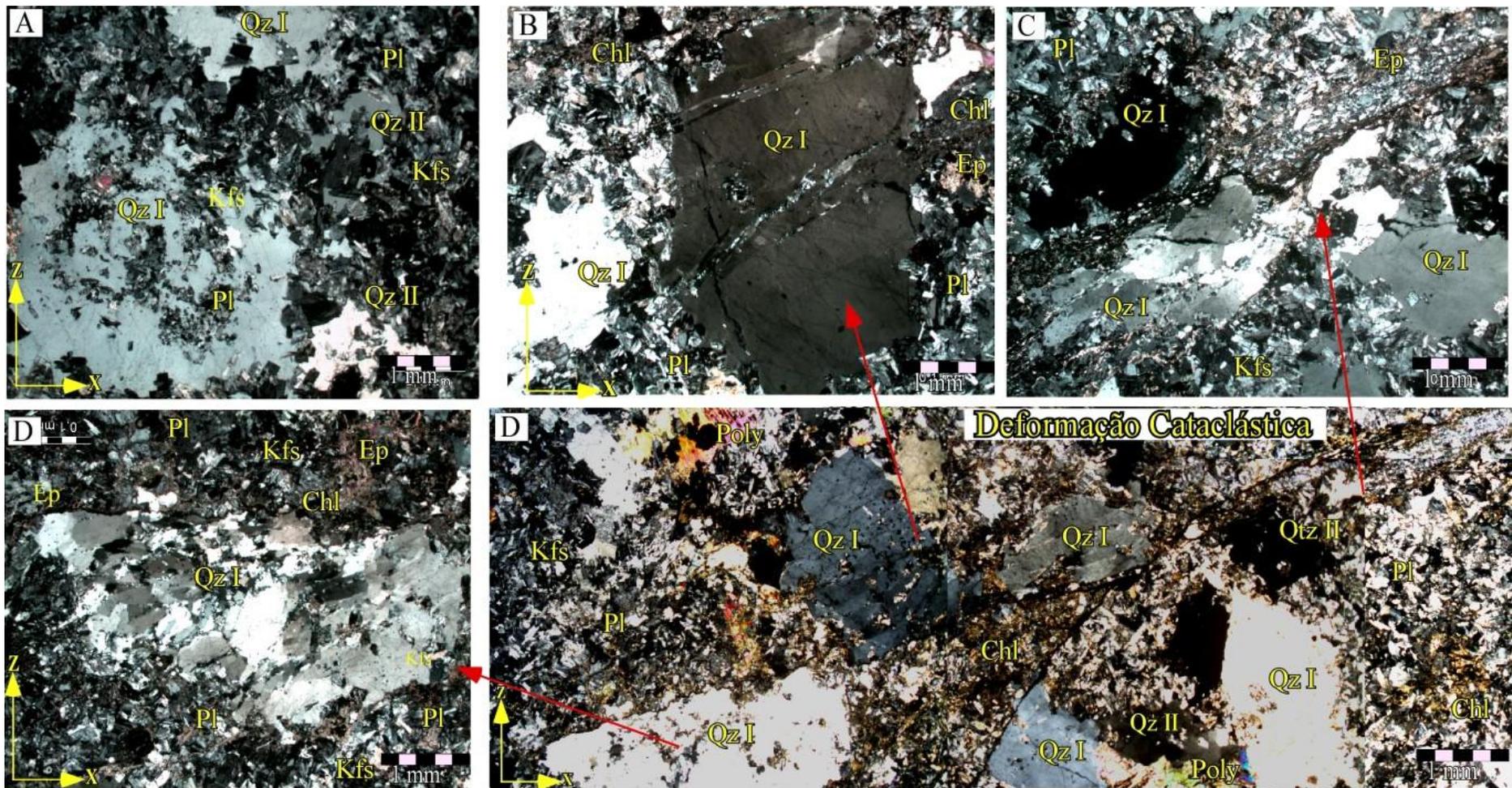


Figura 19. Microestruturas do quartzo da subfácies Albite granito de borda. A) Fenocristal de quartzo (Qz I) com inclusões de Feldspatos (Kfs e Pl). B-C-D-E) Fenocristais de quartzo I e II (Qz I, Qz II) exibindo recrystalização dinâmica, desenvolvimento de subgrãos com extinção ondulante forte e deslizamento no eixo $\langle a \rangle$, associada a deformação cataclástica (Amostra GM3D2). Microfotografias em luz transmitida e, nicóis cruzados.

O **feldspato potássico** faz parte da matriz da rocha, ocorre como cristais hipidiomórficos com geometria tabular e dimensões entre 1,5 mm e 2 mm. Geralmente, apresentam geminação tipo Carlsbad (ou macla do ortoclásio) e geminação típica da microclina. Exibem aspecto turvo e estão bordejados por hidróxidos de ferro nos planos de clivagem. Encontram-se em contatos retos e difusos (reativos) com cristais de plagioclásio sem orientação preferencial (Figura 20A), enquanto que nos limites com outros cristais de K-feldspato, estes são lobados e curvilíneos com migração de borda (*Grain boundary migration*. Figura 20B). Localmente exibem extinção ondulante moderada como produto de microfraturas intragranulares, indicando deformação dútil predominante.

O plagioclásio tipo albita prevalece na matriz da rocha, assim foram identificados dois tipos de albita. A **albita I** predominante, ocorre como cristais pequenos idiomórficos e hipidiomórficos com hábito tabular e tamanhos aproximados de 0,3 mm a 0,4 mm. Estão distribuídos aleatoriamente na matriz em contatos retos com os cristais de feldspato potássico (Figura 20A). São comuns cristais de albita inclusos nos fenocristais de quartzo I (Figura 19A). Apresentam deformação intracristalina com extinção ondulante moderada e geminação polissintética truncada por microfissuras intragranulares, por vezes ligeiramente dobradas e interrompidas por crescimento de geminação em forma de cunha de origem mecânica (Figura 20B).

A **albita II** corresponde com cristais hipidiomórficos de geometria tabular e tamanhos entre 0,6 mm a 0,8 mm. Esta albita foi gerada pela completa substituição do K-feldspato tipo microclina, desenvolvendo textura *chessboard* típica do processo de albitização que estas rochas tiveram (Smith, 1974; Moore & Liou, 1979; Slaby, 1992. Figura 20C-D). Foram observadas feições de deformação como microfraturas com preenchimento de hidróxidos de ferro e extinção ondulante moderada derivadas de deformação dútil predominante.

A **polilitionita** ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, com hábito poligonal e irregular e tamanhos que variam desde 0,7 mm até 2 mm. Encontram-se isolados na matriz e/ou formando agregados com cristais de fluorita, zircão e minerais opacos. Geralmente, exibem planos de clivagem bordejados por hidróxidos de ferro e clorita produto de alteração nas bordas.

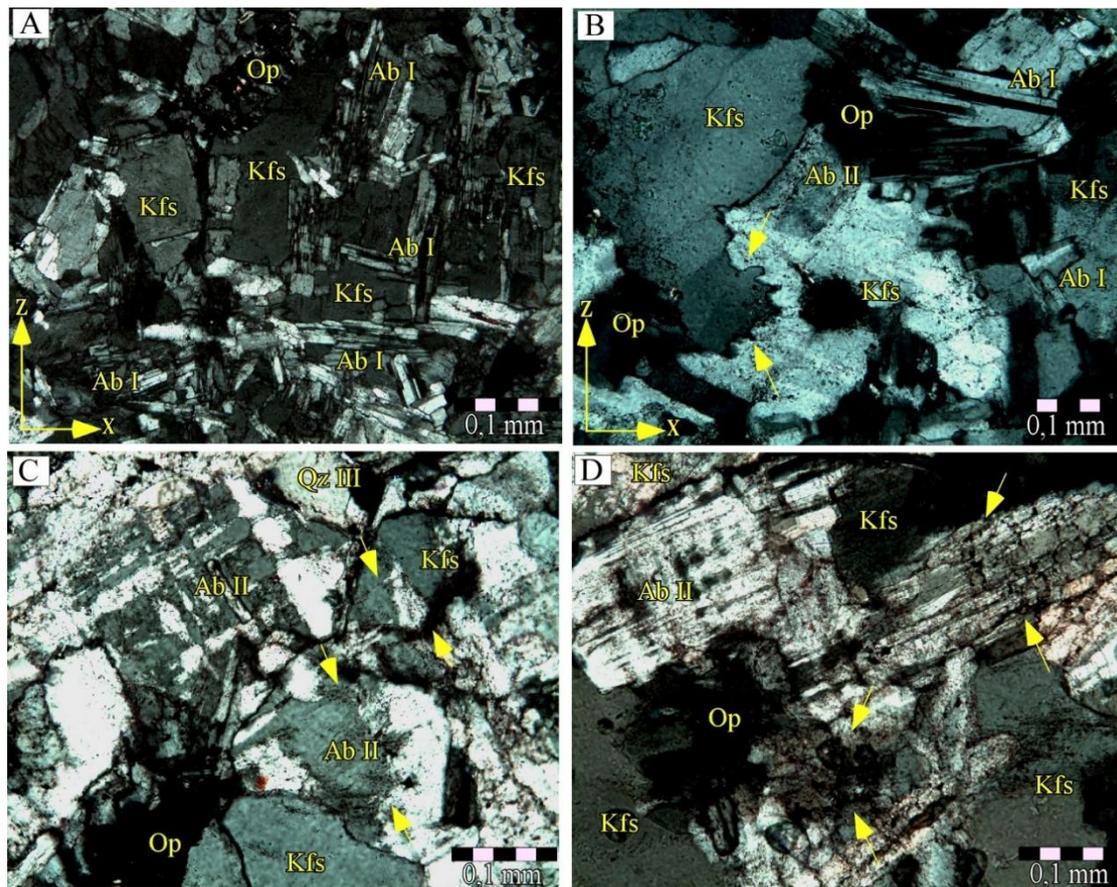


Figura 20. Microestruturas dos feldspatos da subfácies Albite granito de borda. A) Matriz feldspática mostrando cristais de K-feldspato (Kfs) em contatos netos e irregulares com cristais de albite (Ab I) (Amostra GM6). B) Contatos interlobados entre cristais de K-feldspato (Amostra GM4). C-D) Microestrutura de substituição entre K-feldspato (Kfs) e albite (Ab II) (setas em amarelo) formando textura *chessboard*. Observa-se deformação intracristalina por microfissuras e deslocamento nos planos de clivagem contorneadas por hidróxidos de ferro (Op) (Amostra GM6). Microfotografias em luz transmitida e, nicóis cruzados.

Ocasionalmente cristais de polilitionita apresentam texturas de crescimento simplectítico envolvendo grãos de quartzo microcristalino disposto ao longo de planos de clivagem (Figura 21A). Localmente foram observados cristais isolados de polilitionita de geometria lenticular com extinção ondulante moderada e planos de clivagem ligeiramente dobrados indicando deformação plástica.

O zircão nestas rochas apresenta dois aspectos texturais diferentes. O **zircão I** ocorre como cristais idiomórficos com geometria prismática e dimensões entre 0,07 mm e 0,1 mm. São cristais embebidos na matriz e em contatos retilíneos com os feldspatos (Figura 21B). Internamente não exibem microestruturas de deformação.

O **zircão II** tardio aparece como cristais hipidiomórficos a xenomórficos com geometria irregular e tamanhos maiores variando entre 0,7 mm e 1,3 mm. Ocorrem associados com polilitionita, fluorita e minerais opacos formando agregados máficos. Exibem feições de metamictização, corrosão no centro dos cristais e microfissuras intragranulares preenchidas por hidróxidos de ferro (Figura 21B).

A **fluorita** se apresenta como cristais xenomórficos, geometria irregular e dimensões entre 0,05 mm e 0,8 mm. Caracteriza-se pela cor lilás e caráter isotrópico e ocorre principalmente como cristais disseminados na matriz associados com hematita e clorita. Geralmente, bordejados por hidróxidos de ferro (Figura 21C). São comuns microestruturas de substituição pelo crescimento da fluorita nos planos de clivagem da polilitionita (Figura 21D)

Os minerais acessórios identificados são representados por **cassiterita** como cristais hipidiomórficos e xenomórficos de geometria poligonal e tamanho aproximadamente de 0,7 mm. Ocorre em cristais isolados internamente fraturados e associados com minerais opacos e hidróxidos de ferro (Figura 21E). Os minerais secundários são cristais de **clorita** xenomórficos formando agregados associados com fluorita, hematita, epidoto e hidróxidos de ferro. Derivados da alteração de feldspatos e micas, aparecem nas bordas destes cristais e preenchendo espaços produzidos por microfraturas na matriz (Figura 21F).

Os minerais opacos são representados pela **hematita, galena, columbita, calcopirita, pirita** e hidróxidos de ferro. Formam agregados máficos associados com fluorita e clorita. As descrições destes cristais são apresentadas no capítulo de mineralogia magnética.

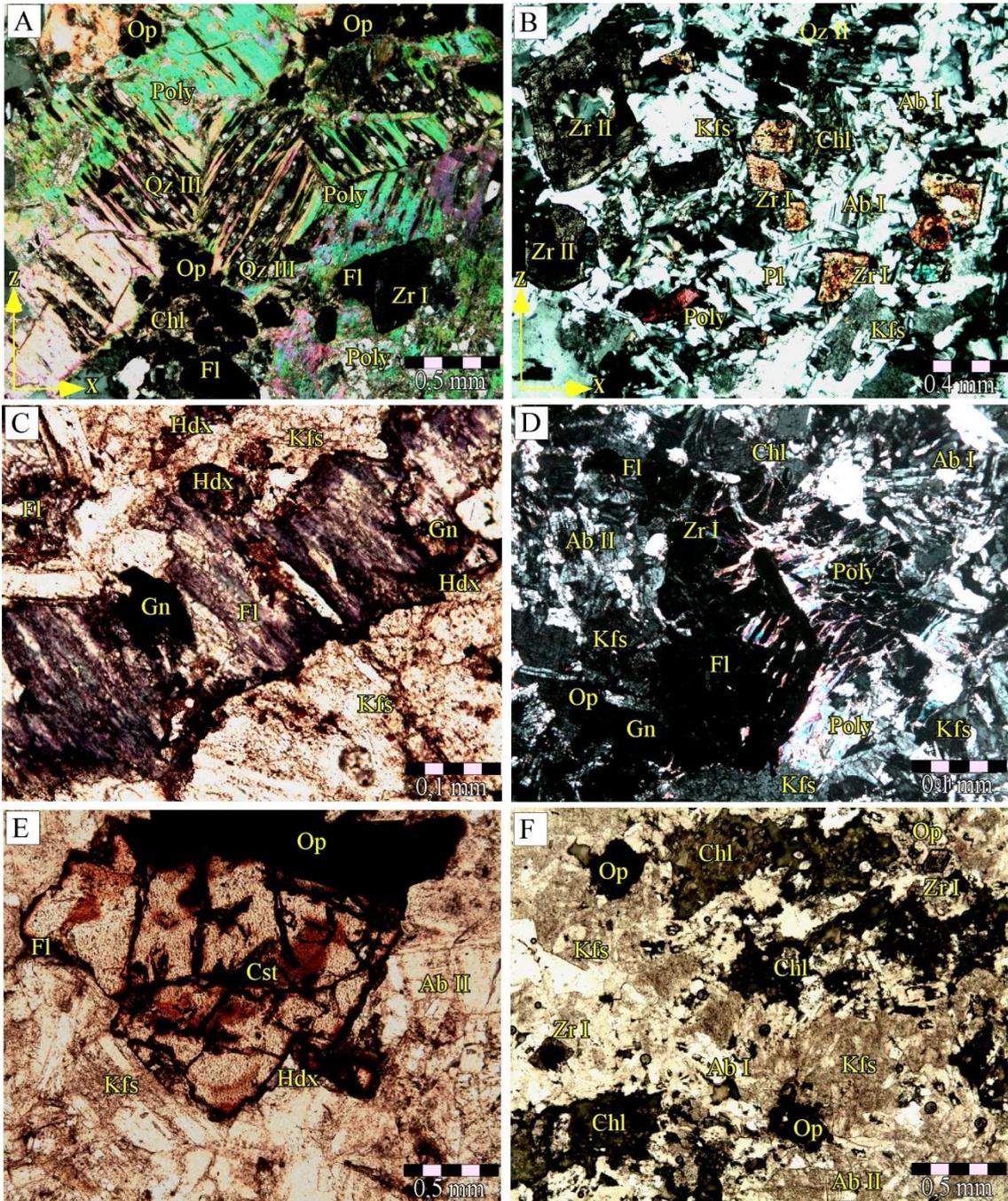


Figura 21. Microestruturas das fases minerais acessórias da subfácies Albita granito de borda. A) Cristais de polilitionita (Poly) mostrando textura simplectítica com intercrescimento de grãos de quartzo (Qz III) nos planos de clivagem (Amostra GM3D2). B) Cristais de zircão (Zr I e Zr II) mostrando dimensões variáveis, zoneamento e metamictização disseminados na matriz (Amostra GM9). C) Aspecto característico da fluorita (Fl) alterando-se nas suas bordas por hidróxidos de ferro (Hdx) e com inclusões pontuais de galena (Gn) (Amostra GM6). D) Agregado de cristais de fluorita (Fl), galena (Gn) e zircão (Zr I) substituindo cristais de polilitionita (Amostra GM4). E) Cassiterita (Cst) deformada por microfaturas corroídas por hidróxidos de ferro (Hdx) (Amostra GM7). F) Clorita (Chl) hidrotermal disseminada na matriz da rocha associada com grãos de epidoto (Ep) e fluorita (Op) (Amostra 9). Microfotografias em luz transmitida e, nicóis paralelos (C-E-F) e nicóis cruzados (A-B-D).

4.2.3 Subfácies Albita granito de núcleo

São rochas de composição monzogranítica, com textura subporfirítica definida por fenocristais xenomórficos de quartzo com geometria subelíptica mostrando razão axial 2:1, os quais sugerem uma discreta orientação preferencial definida como foliação magmática S_0 . Ocorrem isolados e/ou em agregados imersos numa matriz fina composta por K-feldspato e plagioclásio tipo albita. As fases minerais que completam esta rocha estão representadas por criolita, zircão, polilitionita, annita, riebeckita, cassiterita, pirocloro, torita e minerais opacos representados por magnetita e sulfetos disseminados na matriz (Figura 22).

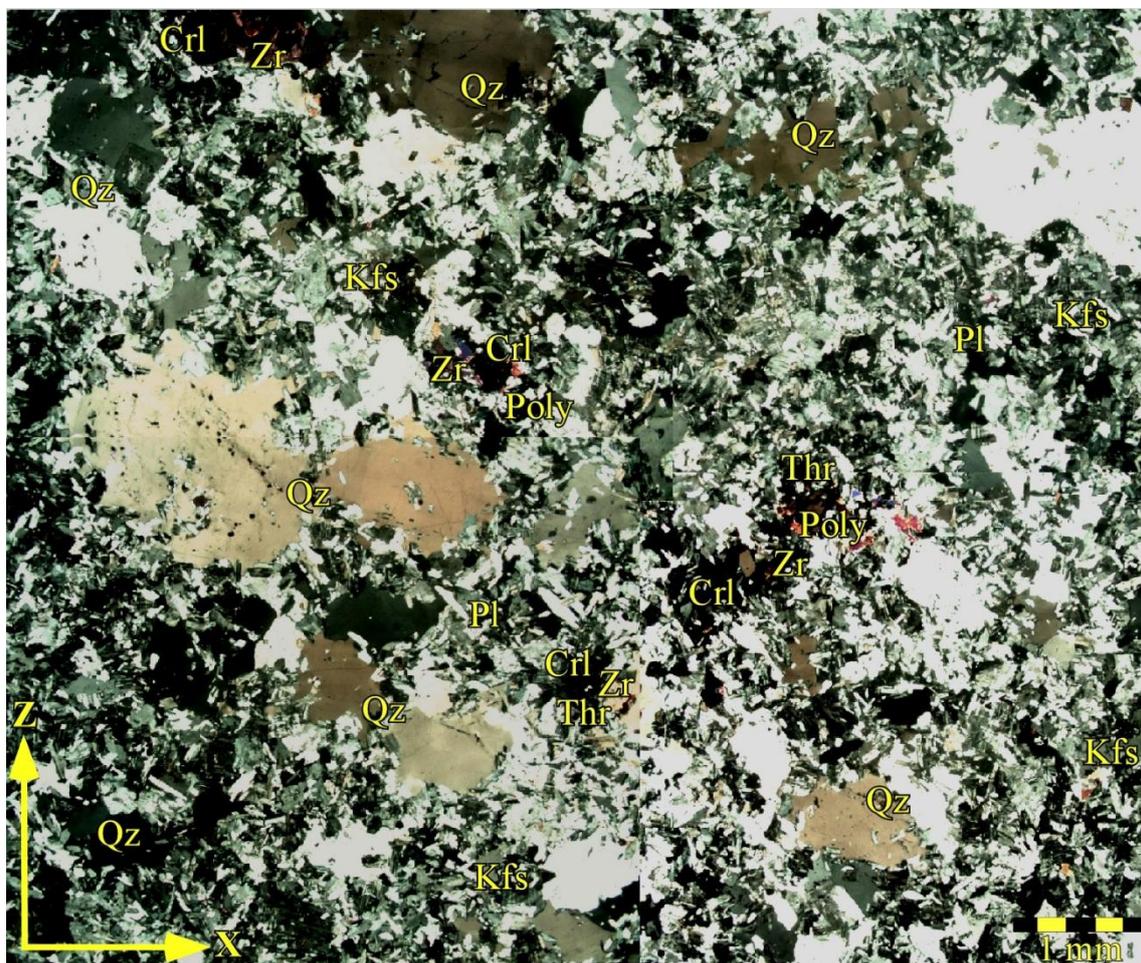


Figura 22. Aspecto textural da subfácies Albita granito de núcleo (Amostra GM1C). Fenocristais xenomórficos de quartzo (Qz) inseridos numa matriz fina constituída essencialmente por feldspatos. Observam-se agregados de minerais máficos como criolita (CrI), zircão (Zr), micas (Poly), bordados por minerais opacos como torita (Thr) disseminados na matriz da rocha. Microfotografia em luz transmitida e, nicóis cruzados.

O quartzo nestas rochas exhibe três características dominantes. O **quartzo I** tem características similares às já encontradas na subfácies de borda. Em geral apresentam textura poiquilítica contendo inclusões de finos cristais de albita paralelas as suas faces e definindo textura do tipo *snowball*, onde estas inclusões desenvolvem padrões espiralados no interior do cristal, produto da rotação por fluxo magmático em matriz plástica (Vernon, 1986; Figura 23A-B). A maioria destes cristais exhibe extinção ondulante moderada e apresentam aspecto fosco devido a microfissuras intragranulares por vezes preenchidas por criolita e/ou feldspatos (Figura 23C). Ocasionalmente ocorrem fenocristais de quartzo com deformação intracristalina mostrando deslocamento e lamelas de deformação (*line defects or dislocations*. Figura 23D), descritas como indicador de taxas de deformação moderadas em regime dúctil (Passchier & Trow, 2005).

O **quartzo II** ocorre como cristais xenomórficos de geometria irregular e textura gráfica. Exhibem tamanhos que variam entre 2 mm até 4 mm. Exhibe segmentos de borda bem desenvolvidos, preferencialmente retos, com deformação por rotação e recristalização dinâmica (*subgrain-recrystallization*) mostrando textura do tipo tabuleiro de xadrez com forte extinção ondulante e deslizamento no eixo $\langle a \rangle$ (predominantemente) e por vezes nos eixos $\langle c + a \rangle$ (Figura 23E). Nem todos os cristais do tipo quartzo II apresentam deformação intracristalina bem desenvolvida, internamente, estes subgrãos não evidenciam uma orientação preferencial. O quartzo II embebido na matriz ocorre alongado, de grão fino (aproximadamente 0,15 mm) e geralmente aparece em limites lobados com K-feldspato e albita.

O **feldspato potássico** ocorre na matriz como cristais hipidiomórficos com hábito tabular e tamanho entre 1 mm e 1,5 mm. Exhibe evidências de deformação dúctil, encontram-se associados e em contatos retos a ligeiramente lobados com albita (Figura 24A). Localmente foram observadas feições de recristalização estática incipiente nos limites destes cristais sugerindo contatos reativos com cristais de albita (Figura 24B). Ocasionalmente exhibem extinção ondulante, são comuns microestruturas de substituição entre cristais de albita crescendo paralelos aos planos de clivagem de centro para as bordas dos cristais de K-feldspato (*Co-orientation replacement*. Figura 24C).

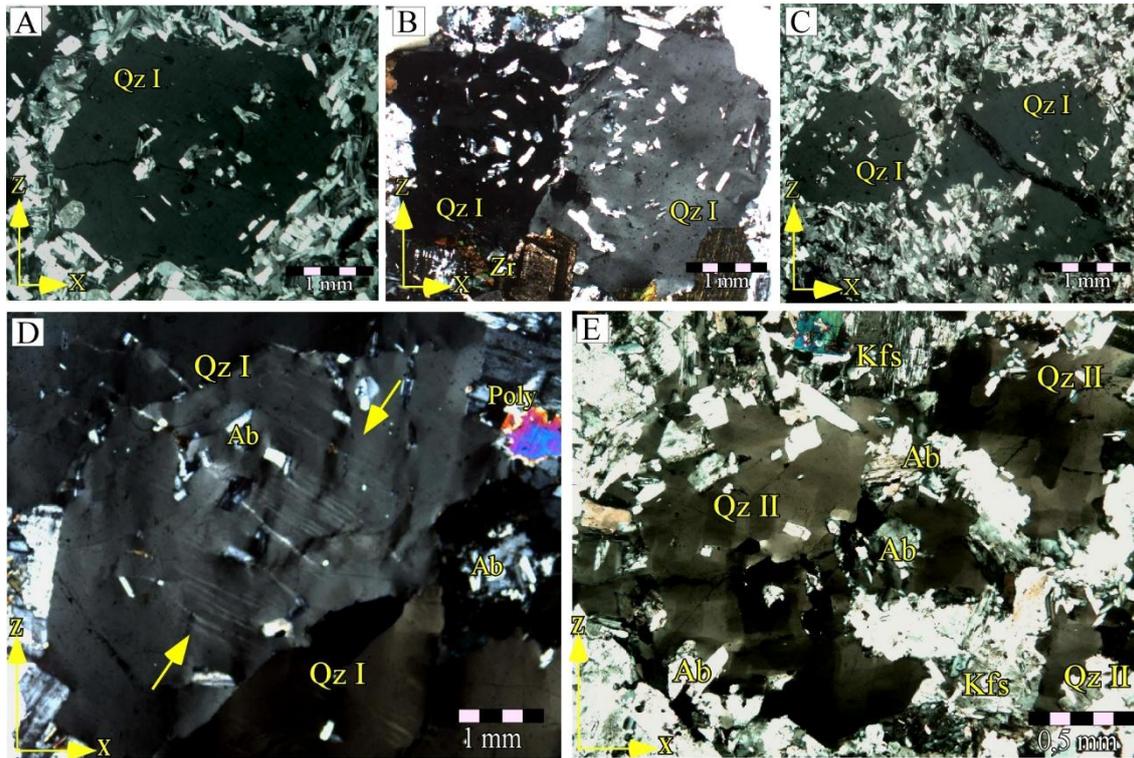


Figura 23. Microestruturas do quartzo da subfácies Albita granito de núcleo. A) Fenocristais de quartzo (Qz I) com geometria subelíptica e disposição preferencial segundo o eixo maior. B) Fenocristais de quartzo (Qz I) deformados por microfraturas intragranulares e por inclusões de albita (Ab) paralelas às faces dos cristais e contornando eles num padrão oscilatório mostrando textura do tipo *snowball*. D) Lamelas de deformação intracristalina paralelas ao eixo menor do fenocristal de quartzo (Qz I). E) Cristais de quartzo (Qz II) com extinção ondulante forte e rotação de subgrãos mostrando textura xadrez. (Amostra GM1B). Microfotografias em luz transmitida e, nicóis cruzados.

O plagioclásio tipo albita é o principal constituinte da matriz da rocha, exhibe similares características às já descritas na subfácies de borda. A **albita I** exhibe geminação polissintética bem distribuída, de forma aleatória na matriz, e inclusa em fenocristais de quartzo I. Nestes cristais predomina a geminação mecânica (Figura 24D), maclas com mudanças em sua espessura e terminações em cunha entre os cristais de albita derivadas de deformação intracristalina em temperaturas moderadas (Figura 24E).

A **albita II** são cristais tardios hipidiomórficos de geometria tabular e tamanhos que variam entre 1 mm e 1,25 mm. Apresentam textura *chessboard* com extinção ondulante forte (Figura 24F).

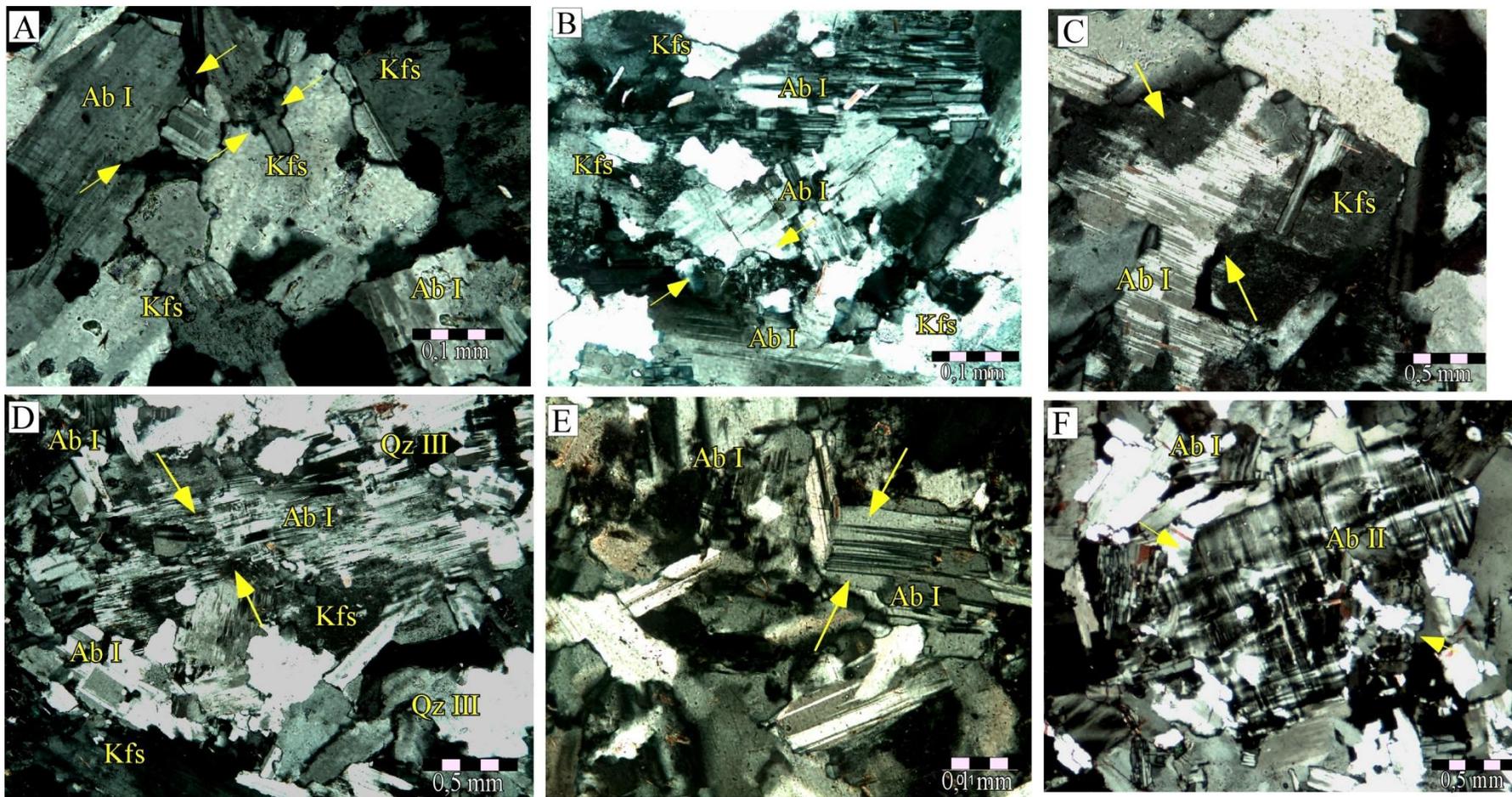


Figura 24. Microestruturas dos feldspatos da subfácies Albite granito de núcleo. A) Contatos lobados e migração de limite de grão dos cristais de albita (Ab I) em direção do K-feldspato (Kfs) (Amostra GM3A). B) Recristalização estática de cristal de albita (Ab I) exibindo limites lobulados em contatos irregulares com outros cristais de K-feldspato (Kfs) C) Microestruturas de substituição. Observa-se albita (Ab I) substituindo cristais de K-feldspato (Kfs) de centro para borda crescendo paralelo aos planos de clivagem (Amostra GM1A). D) Cristal de albita exibindo deformação intracristalina por deslocamento nos planos de clivagem e extinção ondulante moderada (Amostra GM1C). E) Geminação mecânica dos cristais de Albita (Ab I). Observa-se maclas com terminações em cunha e mudanças na sua espessura truncadas por microfissuras. F) Diferentes tipos de textura *chessboard* em cristais de albita (Ab II). Microfotografias em luz transmitida e, nicóis cruzados.

A criolita ocorre em formas e tamanhos variados em pelo menos duas gerações. A **criolita I** corresponde a cristais xenomórficos de geometria ovalada e irregular e tamanhos entre 0,3 mm e 0,5 mm. Aparece como inclusões ovoides e alongadas entre os fenocristais de quartzo I aproveitando as microfissuras para se acomodar e crescer (Figura 25A). Não exibe microestruturas de deformação e apresenta baixo índice de refração até se mostrar quase isotrópica. A **criolita II** ocorre como cristais xenomórficos com hábito irregular de uns 2,5 mm. Ocorre disseminada na matriz formando agregados em contatos irregulares junto com zircão, micas e torita, exibindo geminação com duas direções de maclamento por deformação em estado sólido e inclusões de minerais possivelmente relacionados ao processo de alteração hidrotermal (Minuzzi, 2005; Figura 25B).

O **zircão** aparece em proporções consideráveis nestas rochas e exibe as mesmas características dos já descritos na subfácies de borda (Figura 25C).

As micas que foram identificadas correspondem a dois tipos: uma delas da família da polilitionita com características já descritas na subfácies de borda, e uma outra, de coloração escura caracterizada como annita litinífera (Costi *et al.*, 2000). A **annita litinífera** aparece como cristais hipidiomórficos e xenomórficos com hábito tabular lamelar e tamanhos de 2 mm a 2,5 mm. Encontram-se isolados na matriz exibindo bordas corroídas, clivagem perfeita e inclusões de quartzo. São comuns cristais de annita com textura poiquilítica e inclusões de polilitionita e de quartzo, onde os planos de clivagem estão preenchidos por óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 25D).

A **riebeckita** ocorre como cristais hipidiomórficos e xenomórficos com formas tabulares e/ou prismáticas que medem entre 0,7 mm até 1,5 mm. Estes cristais aparecem isolados em contatos netos e ligeiramente lobados com feldspatos e quartzo III na matriz. Exibem inclusões de cristais idiomórficos de polilitionita e albita (Figura 25E). Localmente ocorre em agregados minerais alterando-se a cristais de polilitionita em continuidade com os planos de clivagem. Observa-se na sua estrutura interna, microfraturas intragranulares, por vezes extinção ondulante moderada e planos de clivagem corroídos por óxidos de ferro.

Os minerais acessórios são cassiterita e pirocloro. A **cassiterita** ocorre como cristais hipidiomórficos com geometria poligonal e granulação fina entre 0,2 mm e 0,4 mm. Apresenta zoneamento característico e limites retilíneos em contato com cristais de feldspatos (Figura 25F). Os minerais opacos correspondem **magnetita**, **columbita**, **pirita** e hidróxidos de ferro. As descrições destes cristais são apresentadas no capítulo de mineralogia magnética.

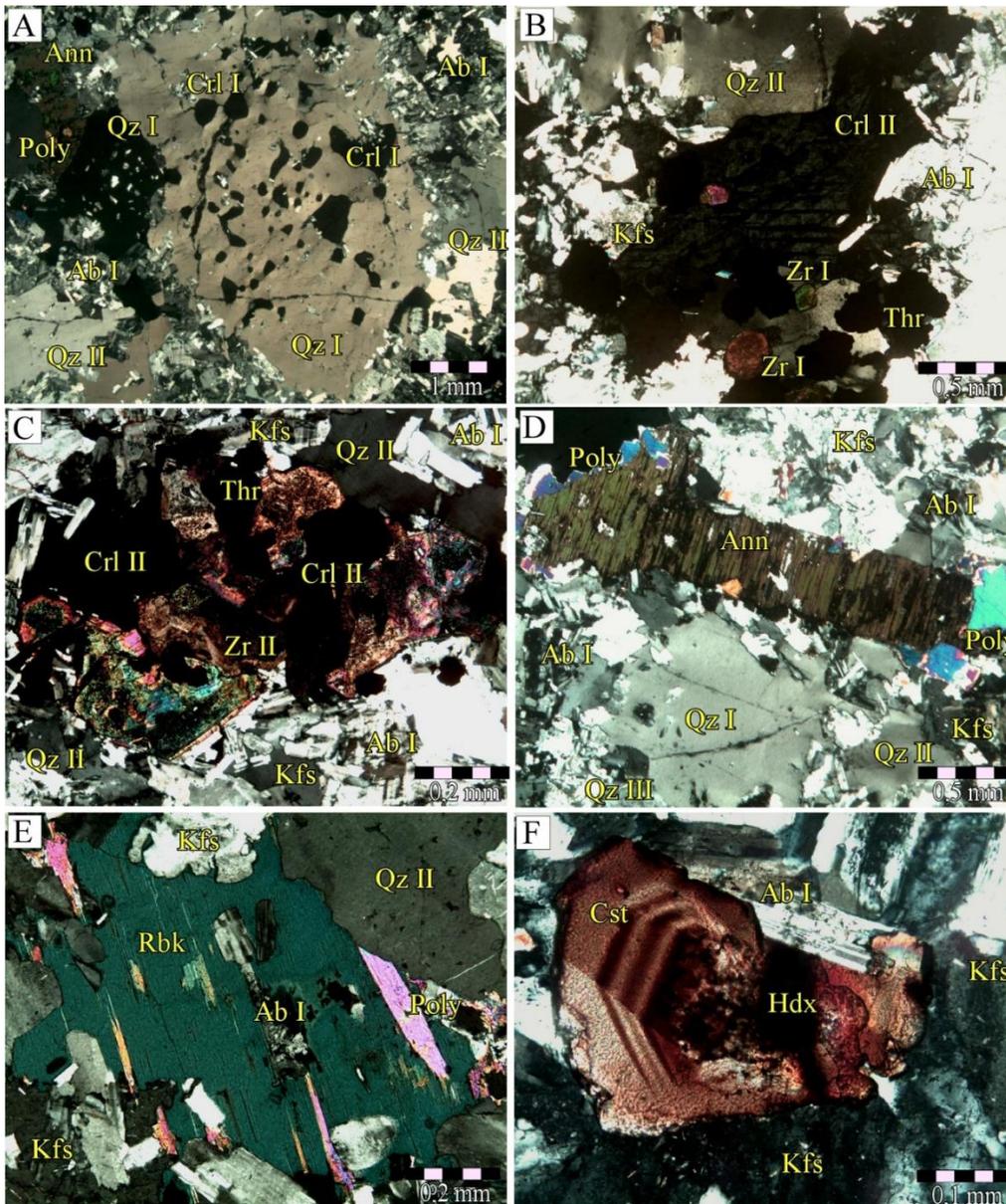


Figura 25. Microestruturas das fases minerais acessórias da subfácies Albita granito de núcleo. A) Criolita I (CrI I) exibindo formas ovóides e/ou alongadas inclusos em fenocristal de quartzo I (QzI). B) Criolita II (CrI II) com geminação difusa junto com torita (Thr) e zircão (Zr), em contato com a matriz feldspática. C) Cristais de zircão mostrando zoneamento e metamictização em agregados associados com criolita e zircão (Zr). D) Annita (Ann) alterada nas bordas por polilitionita em contatos irregulares com quartzo (QzII). E) Riebeckita (Rbk) tabular com inclusões de albita (Ab) e de polilitionita (Poly) exibindo limites interlobados com quartzo de K-feldspato. F) Cassiterita (Cst) exibindo zoneamento e núcleo corroído por óxidos de ferro. Microfotografias em luz transmitida e, nicóis cruzados.

4.2.4 Pegmatitos

São rochas de composição quartzo-feldspática e textura inequigranular grossa definida por cristais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo e micas. Quando em veios foram encontrados dois tipos de pegmatitos segundo relações texturais, composicionais e limites com as rochas encaixantes, principalmente com rochas de textura fina da subfácies de núcleo do Albita granito.

Veios de pegmatito primário caracterizam-se pela sua textura maciça grossa constituídos por K-feldspato pertítico e quartzo principalmente, acompanhados por plagioclásio, zircão, annita e polilitionita. As relações de contato com o Albita granito de núcleo observadas em escala microscópica definem limites irregulares com a matriz fina feldspática da rocha encaixante (Figura 26A).

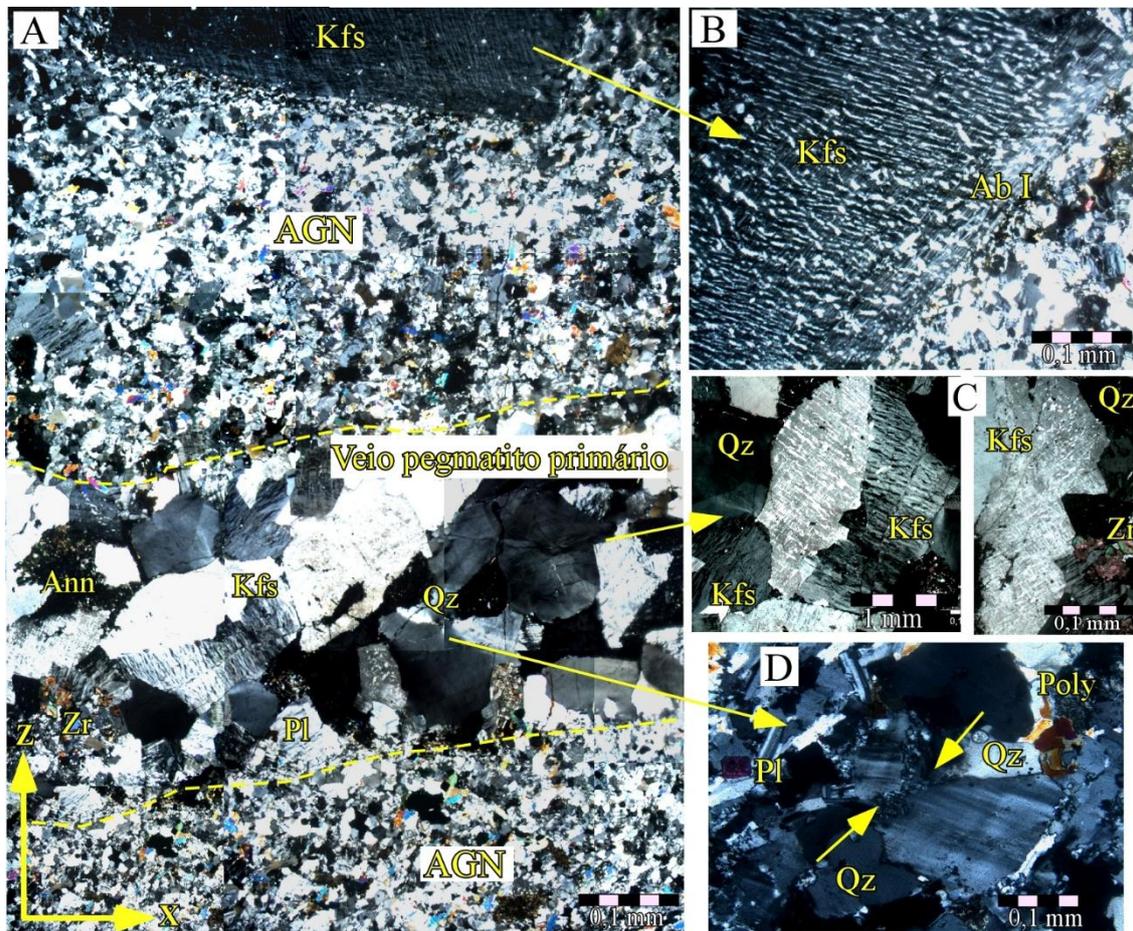


Figura 26. Aspecto textural do veio de pegmatito primário (GM2). Cristais de K-feldspato (Kfs) e plagioclásio (Pl) formando veio de aproximadamente 60 mm. Observa-se contato irregular com a matriz fina do Albita granito de núcleo (AGN). D) Fenocristais de feldspato potássico (Kfs) com textura pertítica. Observasse as pertitas crescendo em direção ortogonal ao eixo maior dos fenocristais. E) Recristalização dinâmica incipiente nos limites de cristais de quartzo (Qz) os quais exibem deformação intracristalina mostrando deslocamentos e extinção ondulante. Microfotografia em luz transmitida e, nicóis cruzados.

O K-feldspato se apresenta como fenocristais pertíticos idiomórficos com geometria tabular de 6 mm de comprimento. Ocorrem em contato neto com a matriz do AGN, exibem extinção ondulante e mostram evidências de recristalização estática incipiente, assim como redução do tamanho dos cristais de albita dispostos paralelos às faces destes fenocristais (Figura 26B). São comuns cristais de K-feldspato com desenvolvimento de pertitas em chamadas orientadas, já seja ortogonal ou oblíquas ao eixo maior dos cristais (Figura 26C). Cristais hipidiomórficos de plagioclásio com geminação polissintética acompanhados por zircão e mica preta ocorrem intersticiais aos cristais de K-feldspato sem evidências de deformação plástica.

O **quartzo** ocorre como cristais xenomórficos com geometria subelíptica de tamanhos entre 3 mm a 5 mm. Exibe limites curvilíneos com incipiente migração de limite de grão. Localmente foram observados feições de recristalização dinâmica (*Bulging Recrystallization*) e deformação plástica apresentando extinção ondulante e lamelas de deformação paralelas ao eixo $\langle a \rangle$ (Figura 26D), sugestivas de deformação dúctil a temperaturas intermediárias $\sim 450^\circ\text{C}$ (Passchier & Trow, 2005).

Veios de pegmatito secundário são constituídos por K-feldspato, plagioclásio e fases minerais típicas da alteração hidrotermal da subfácies de núcleo como criolita, xenotima, genthelvita, zircão e torita. Caracterizam-se por exibir textura dendrítica e limites paralelos ao alinhamento do eixo maior dos fenocristais de quartzo da rocha encaixante assim como limites gradativos com os feldspatos da matriz separando rochas de texturas distintas do AGN (Figura 27).

O feldspatos representam a principal fase mineral nestes veios. O **plagioclásio** tipo albita são cristais hipidiomórficos com geminação polisintética, habito fibroso e razão axial 3:1. Aparecem como cristais alongados com orientação derivada de crescimento normal desde o limite do veio até o centro do pegmatito (*Syntaxial growth*, Vernon, 2004). A Figura 28A-B ilustra o mecanismo de crescimento destes cristais em forma de cunha. As fibras crescem rapidamente paralelas a σ_3 e se encontram no centro do veio. Destacam-se as diferenças texturais das rochas encaixantes do AGN nos limites da estrutura.

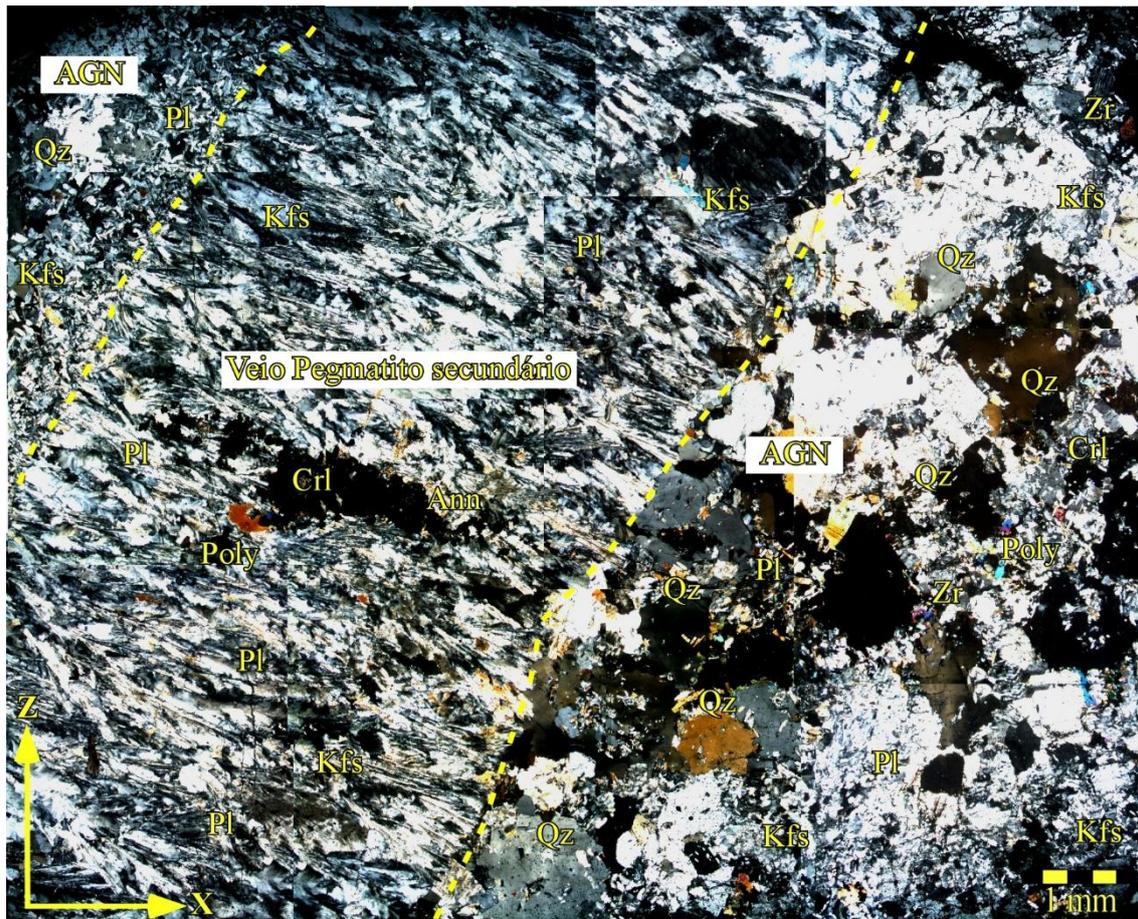


Figura 27. Aspecto textural do Veio de pegmatito secundário (GM28). Cristais de K-feldspato (Kfs) e plagioclásio (Pl) formando veio de 60 mm de comprimento. Observa-se contato irregular com a matriz fina do Albita granito de núcleo (AGN) com orientação concordante ao alinhamento dos fenocristais de quartzo (Qz) e da matriz fina feldspática. Microfotografia em luz transmitida e, nicóis cruzados.

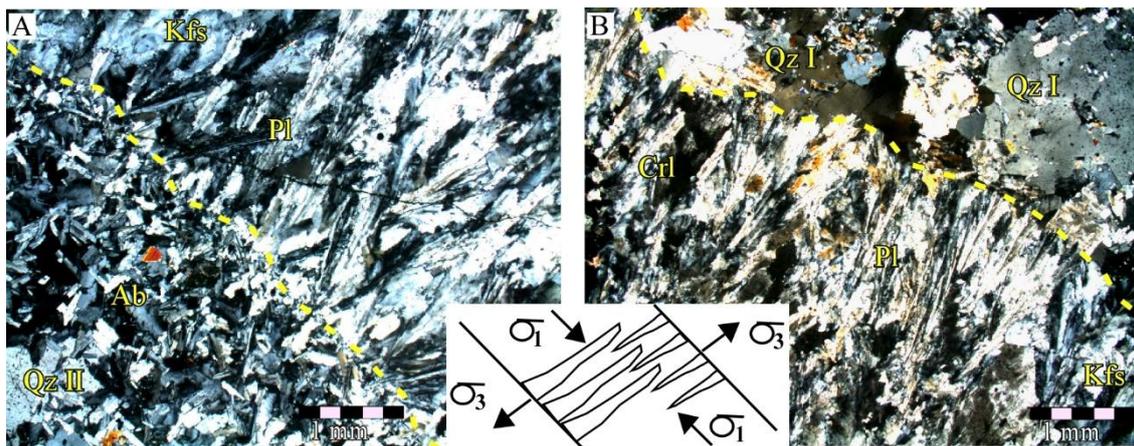


Figura 28. Microestruturas do plagioclásio no veio pegmatítico secundário. A-B) Mecanismo de crescimento dos cristais de plagioclásio nos limites do veio e relações de contato com as rochas encaixantes do AGN. Microfotografia em luz transmitida e, nicóis cruzados.

Cristais xenomórficos de **K-feldspato** de geometria irregular e tamanhos menores entre 4 mm a 6 mm crescem intersticiais entre os cristais de plagioclásio. Geralmente exibem texturas de substituição junto com plagioclásio, este último, intrudindo em finas segregações de borda para o centro os cristais de K-feldspato (*Nibble replacement*, Rong, 2009, Figura 29A-B). Feições como extinção ondulante, rotação de subgrãos e recristalização dinâmica nestes cristais (Figura 29C) são indicativas de deformação dúctil em temperaturas moderadas (Passchier & Trow, 2005).

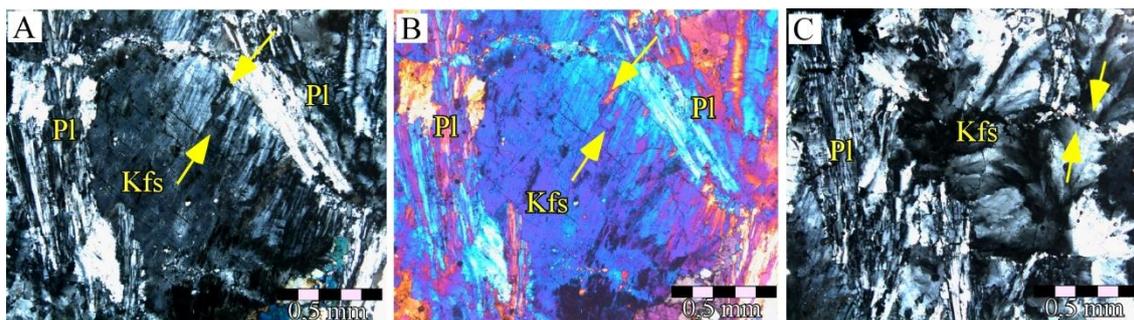


Figura 29. Microestruturas do K-feldspato no veio pegmatítico secundário (Amostra GC10). A-B) Microestrutura de substituição entre plagioclásio (Pl) intercrescendo de borda para centro em cristal de K-feldspato (Kfs). C) Cristais de K-feldspato com extinção ondulante mostrando recristalização dinâmica. Microfotografia em luz transmitida e, nicóis cruzados.

Localmente foram observados dentro destes veios agregados de criolita, annita, xenotima e genthelvita entre cristais adjacentes de K-feldspato e plagioclásio. A **xenotima** ocorre como cristais hipidiomórficos de geometria tabular com razão axial 3:1. Ocorre associada a cristais de annita, polilitonita e criolita contornada por cristais de albita (Figura 30A-B). A genthelvita xenomórfica mostra geometria irregular e tamanho entre 8 mm a 10 mm. Encontram-se em contatos curvilíneos com annita e criolita associada a cristais de albita intersticiais (Figura 30C).

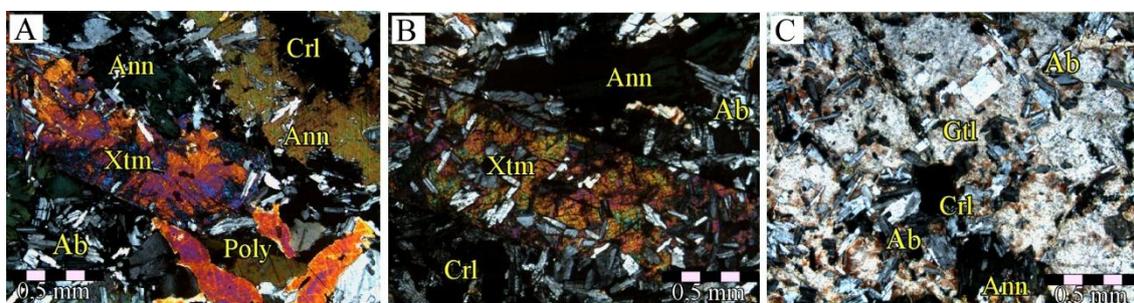


Figura 30. Microestruturas das fases minerais menores dos veios pegmatíticos secundários. A-B) Aspecto característico da xenotima (Xtm), observe os contatos retos com cristais de albita da matriz do AGN. C) Agregado irregular de genthelvita (Gtl) associada com albita (Ab) e criolita (Crl). Microfotografia em luz transmitida e, nicóis cruzados.

4.3 Mineralogia Magnética

As características dos minerais responsáveis pela suscetibilidade magnética referente às fácies Rapakivi granito e as subfácies do Albita Granito foram determinadas em 39 afloramentos mediante o estudo termomagnético de amostras selecionadas, curvas de aquisição de magnetização remanente isotermal (IRM) e exame textural no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

4.3.1 Susceptibilidade e anisotropia magnética

A susceptibilidade magnética apresenta geralmente valores muito baixos no granito Madeira, quase sempre com valores abaixo de 5×10^{-3} SI (< 5 mSI), com algumas exceções. Na fácies Rapakivi granito, a susceptibilidade (k) varia entre 0,10 mSI e 24,3 mSI, com média (k_m) de 5,56 mSI; valores de k acima de 5 mSI são encontrados em apenas quatro amostras (Figura 31A). No Albita granito de borda a k_m é de 0,51 mSI com valores entre 0,25 mSI e 6,91 mSI; só uma das amostras apresenta valor de k acima de 5 mSI (Figura 31A). O Albita granito de núcleo apresenta k_m de 2,4 mSI, com variação da susceptibilidade menor do que nos granitos anteriores, entre 0,14 mSI e 15,7 mSI; em duas amostras os valores de k_m estão acima de 5 mSI (Figura 31A). No geral, 85% das amostras analisadas tem valores de $k < 5$ mSI, indicando que o marcador magnético da susceptibilidade e a anisotropia é predominantemente paramagnético junto com frações ferrimagnéticas subordinadas (Tarling & Hrouda, 1993).

O grau de anisotropia magnética (P_j) é ligeiramente maior na subfácies de núcleo (com média de $P_j = 1,037$) de que na subfácies de borda ($P_j = 1,033$) e que na fácies Rapakivi granito ($P_j = 1,026$) (Figura 31B). A diferença da anisotropia da subfácies de núcleo com os demais granitos pode estar relacionada a variações na composição mineral e na origem destes, como ressaltado pelas análises petrográficas e comprovado mediante análise textural em MEV.

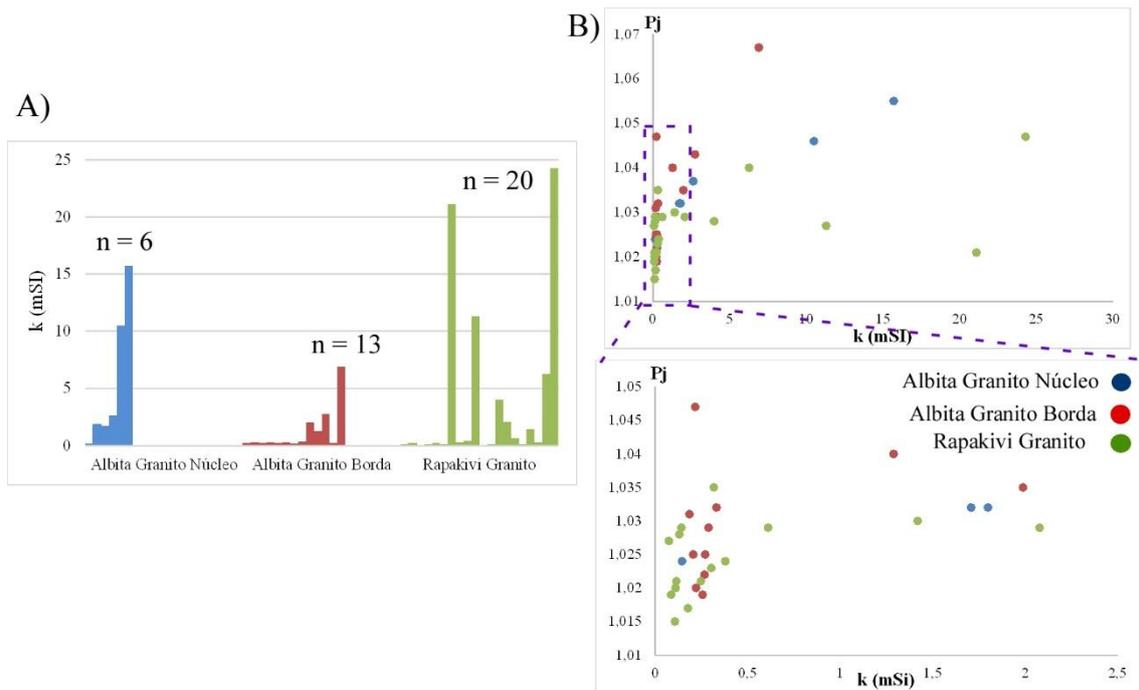


Figura 31. Gráficos de susceptibilidade e anisotropia Magnética do granito Madeira. A) Relação dos valores de susceptibilidade magnética (k) da fácies Rapakivi granito e das subfácies de borda e núcleo do Albita granito. B) Relação entre anisotropia magnética (P_j) e susceptibilidade magnética (k) das rochas anteriormente mencionadas.

4.3.2 Magnetização remanente isotérmica e curvas termomagnéticas

As amostras analisadas foram escolhidas segundo a susceptibilidade magnética média (k_m) representativa ou no caso de amostras que apresentaram valores extremos de k em cada unidade geológica, ressaltando em um total de nove amostras da fácies Rapakivi granito, oito amostras da subfácies de borda e seis amostras da subfácies de núcleo do Albita granito. Os resultados analíticos são apresentados na forma de diagramas de curvas de IRM cujas abcissas correspondem ao campo magnético aplicado (H) variando de 10 mT (mili Tesla) a 2T (Tesla), e as ordenadas correspondem à magnetização remanente medida em (A/m) após induzir o campo H .

As curvas resultantes apresentam três características principais: i) crescem rapidamente em campos magnéticos aplicados (H) entre 10 e 100 mT, e a partir daí a resposta magnética medida parece constante e forma um *plateau* típico de rochas que contem óxidos com baixa coercividade como a magnetita (Figura 32A-C).

ii) em algumas amostras a partir de 100 mT a magnetização medida varia suavemente mas não exhibe saturação total da magnetização, sugerindo a presença de óxidos com maior coercividade (Figura 32D-F).

iii) aproximadamente 40% das amostras analisadas possuem curvas com crescimento exponencial a partir de 100 mT, mostrando-se insaturáveis até 2000 mT, indicativas de rochas que contêm óxidos com alta coercividade e não conseguem saturação magnética (Figura 32G-I)

Outro método analítico aplicado para caracterizar a mineralogia magnética consistiu em medir a capacidade de magnetização da amostra (susceptibilidade magnética k) quando a amostra foi submetida a um campo magnético (H) constante (250 A/m) e a variações de temperatura. Esta última medida em intervalos de aproximadamente 3°C, caracterizando um ciclo de baixa temperatura que varia de -190°C a 0°C; um ciclo de aquecimento de 0°C até 760°C; e um ciclo de resfriamento de 700°C até a temperatura ambiente.

Os resultados foram lançados em diagramas que descrevem curvas termomagnéticas que podem ser comparadas com curvas características de óxidos de ferro específicos. Quando analisados os espécimens com valores de $k > 5$ mSI e $k < 5$ mSI e comparados com os gráficos de IRM, dois tipos de curvas foram observadas: i) espécimens com susceptibilidade > 10 mSI exibem aumento de k_m próximo a -160°C mudança denominada de transição de *Verwey* (transição da estrutura cristalina da magnetita (Fe_3O_4) de monoclinica para cubica, Jeng *et al.* (2004)). Este ciclo apresenta no início aumento acentuado da susceptibilidade magnética até um máximo em aproximadamente -160°C a partir do qual diminui gradativamente até 0°C. No ciclo de aquecimento (0°C a 700°C), a susceptibilidade magnética cresce progressivamente antes de cair abruptamente em 580°C, Figura 32A-D). Esse crescimento regular é atribuído ao efeito *Hopkinson* (variação nos limites de domínios magnéticos do mineral devido a acréscimo da temperatura, aumentam a susceptibilidade magnética, Popov & Mikhov, 1989; Özdemir & Dunlop, 1993), enquanto a forte queda em 580°C refere-se à temperatura de Curie (T_c) da magnetita a partir da qual ela perde a capacidade de magnetização. A transição de *Verwey* e a T_c para estas curvas comprovam a presença de magnetita que durante o experimento apresentou modificações devido a leve aumento da susceptibilidade durante o ciclo de resfriamento. As variações nas curvas podem ser atribuídas à formação parcial de ilmenita substituindo magnetita, assim, a maioria das amostras referentes a estas curvas são da fácies Rapakivi granito a qual apresenta conteúdos de Ti e Fe em proporções iguais (vide capítulo sobre MEV), confirmando a presença de titanomaghemitas nestas rochas. As titanomaghemitas formam-se pela oxidação das titanomagnetitas formando duas fases minerais, uma rica em titânio, com

formação de ilmenita e outra, rica em ferro, com a formação de magnetita, este processo chama-se de oxidação deutérica (Dunlop & Özdemir 1997).

Duas amostras da subfácies de núcleo (GM4-E e GM1C) apresentaram durante o experimento variações particulares de susceptibilidade magnética com transição de *Verwey* pouco expressiva e acentuado efeito de *Hopkinson* dividido em dois segmentos (e provável textura fina dos minerais magnéticos, Figura 32E-F, Dunlop, 2014). Estes segmentos estão separados por uma queda drástica (~40%) da susceptibilidade entre aproximadamente 280°C e 360°C. Na T_c (580°C) as amostras atingem queda abrupta da susceptibilidade magnética e no ciclo de resfriamento se observa um aumento de 30% do valor da k normalizada. Esta resposta pode estar associada à presença de pirrotita (Minyuk *et al.* 2013). A presença deste sulfeto de ferro (FeS) estaria relacionada a processos hidrotermais de origem tardi magmática (Pirajno, 2009) que geraram piritita disseminada no albita granito. Nestas amostras, o diagrama de IRM mostra leve inclinação no *plateau* de saturação, sugerindo presença de hematita ou goetita.

ii) Espécimes com susceptibilidade variando entre 2 a < 1 mSI principalmente da subfácies de borda exibem outras características (Figura 32G-I, amostras GM6, GM19, GM24). Nestas amostras no ciclo de baixa temperatura a transição de *Verwey*, embora presente é pouco expressiva e exibe um ciclo que inicia com diminuição acentuada da susceptibilidade até um mínimo em aproximadamente -180°C a partir do qual aumenta até um máximo em -160°C e depois progressivamente diminui até se estabilizar em uma curva de inclinação muito suave. Na amostra GM24 se observa a transição de *Morin* em -11 °C e a temperatura de Néel (T_N) típica da hematita em 670°C. Durante o ciclo de aquecimento o efeito *Hopkinson* praticamente não se observa, no entanto, em 580°C ocorre a queda da susceptibilidade até valores próximos de 25 k normalizada onde a inclinação da curva diminui até 5 k normalizada. Durante o ciclo de resfriamento se observam características similares ao de aquecimento, mas com aumento da susceptibilidade na T_c em aproximadamente 20% e efeito *Hopkinson* deslocado para temperaturas entre 300 e 450°C. Estas curvas termomagnéticas podem estar relacionadas a amostras com ocorrência de óxidos com granulometria fina (provavelmente alguns deles inclusos em silicatos máficos com ocorrência associada a processos de alteração hidrotermal destes pela passagem de fluidos de origem tardi magmática) que durante o experimento, recristalizaram.

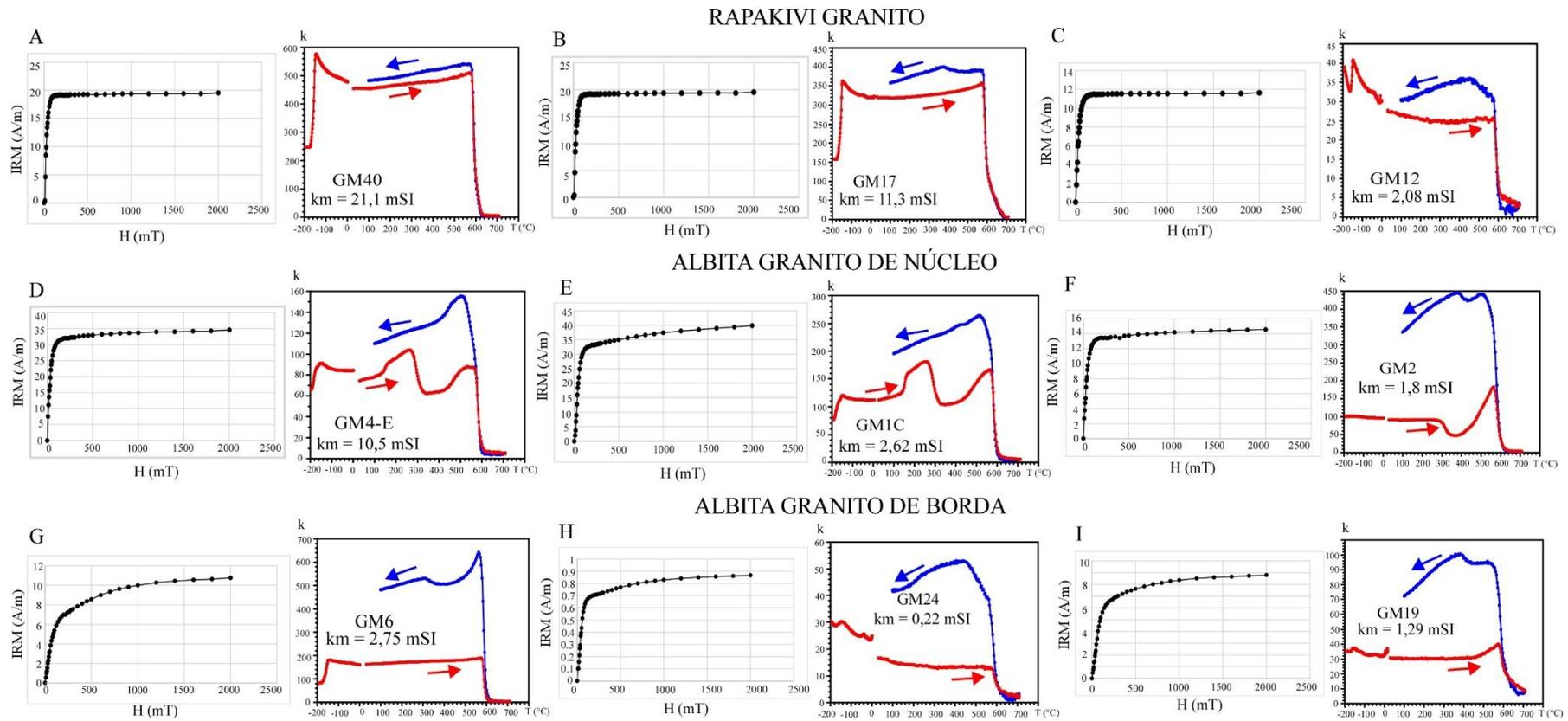


Figura 32. Curvas de IRM e termomagnéticas da fácies Rapakivi granito e subfácies de núcleo e de borda do Albita granito.

4.3.3 Microscópio Eletrônico de Varredura

Dez amostras com valores extremos (altos e baixos) de susceptibilidade nestes granitos (GM1A, GM1C, GM3, GM6, GM7, GM19, GM12, GM17, GM23, GM24) foram submetidas ao microscópio eletrônico de varredura para caracterizar as microestruturas e texturas dos minerais portadores magnéticos. Como observado anteriormente pelas curvas de IRM e termomagnéticas, a magnetita aparece na fácies Rapakivi granito, mas no MEV foram identificadas fases minerais ricas em Fe-Ti correspondentes com magnetita e ilmenita que predominam nestas rochas. A ilmenita se apresenta como: i) cristais de aspecto homogêneo idiomórficos a hipidiomórficos com hábito tabular e tamanho de grão de 133 μm . Ocorrem inclusos em biotita junto com pequenos cristais de pirita idiomórfica (Figura 33A); ii) cristais de ilmenita inclusos em hornblenda diferem dos anteriores pela sua textura interna, estes apresentam fraturas e exsolução, produto da passagem do fluido que altera hornblenda para clorita (Figura 33B). iii) A fase mineral magnetita-ilmenita foi reconhecida nestas rochas. Ilmenita em treliça apresenta-se idiomórfica com geometria tabular e tamanhos de 215 μm de comprimento (Figura 33C). Esta associação foi identificada hospedada em titanita alterando-se a clorita na suas bordas. Também foram observados cristais de magnética, hipidiomórficos a xenomórficos, com hábito irregular e tamanhos de até 300 μm de largura. Aparece em contatos irregulares com cristais de K-feldspato e quartzo, geralmente apresenta ilmenita em treliça correspondendo a lamelas de diferente reflectância e composição (Figura 33D). Associados a estes cristais foram encontrados cristais de pirita hipidiomórfica de até 43 μm de largura. A formação dos intercrescimentos de ilmenita em treliça com magnetita é atribuída à transformação da titanomagnetita através de processos de oxidação exsolução (Buddington & Lindsley 1964).

Os tipos texturais de ilmenita, bem como as associações com outros minerais, identificados nos estudos petrográficos, foram confirmadas pelas observações e análises no MEV. Os espectros de raios-X obtidos por meio de EDS, demonstram que as composições da ilmenita idiomórfica diferem das composições da ilmenita em treliça, apresentando conteúdos de Mn e Ca significativamente inferiores aos desta última. Isto, juntamente com as evidências texturais, sugere que a titanomagnetita idiomórfica muito provavelmente era de origem magmática, enquanto que as ilmenitas em treliça resultaram

de processos de oxi-exsolução da titanomagnetita, por tanto se formaram mais tardiamente.

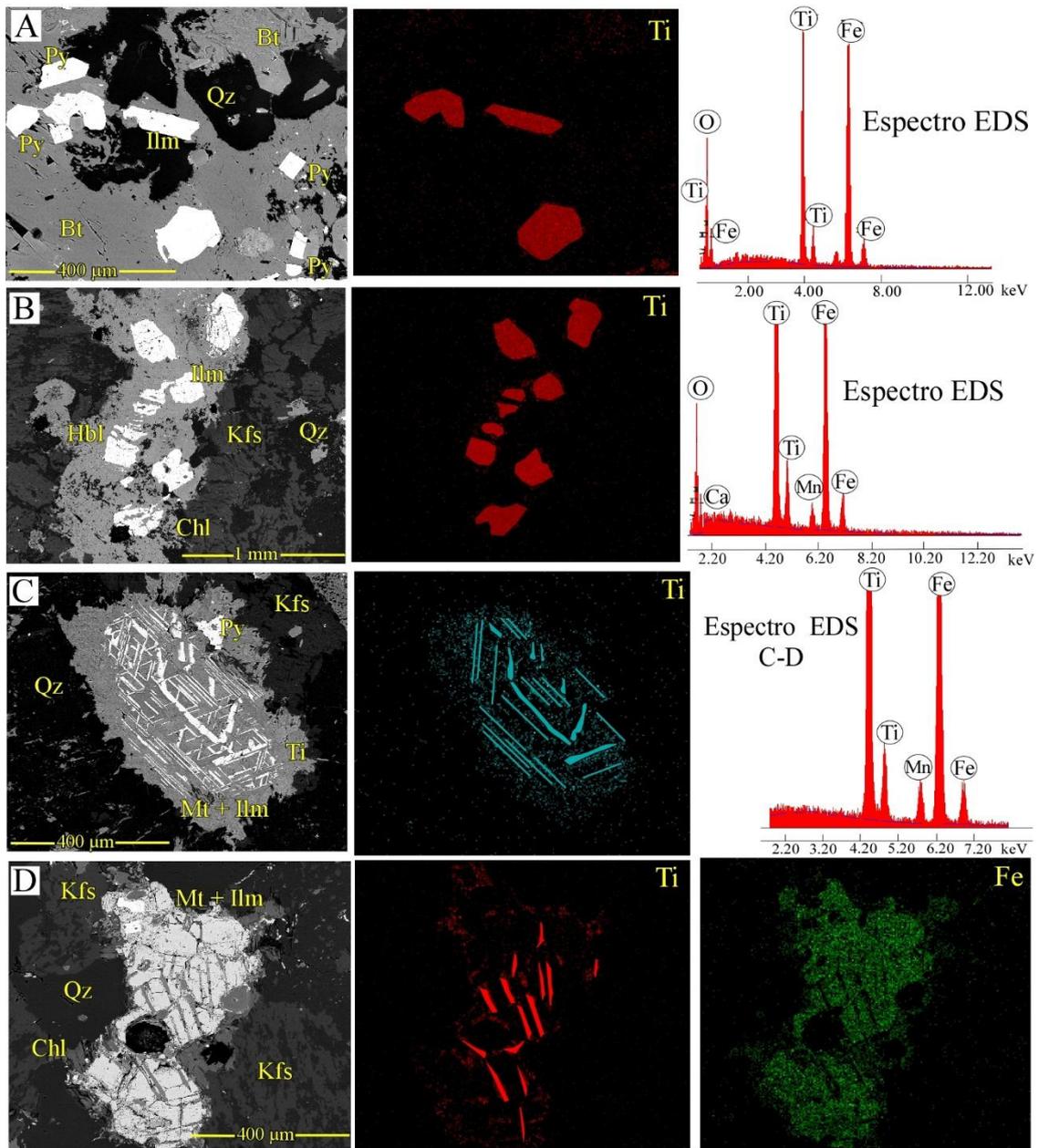


Figura 33. Texturas de óxidos de Fe e Ti na fácies Rapakivi granito. A-B) Ilmenita hipidiomórfica incluída em cristais de biotita e hornblenda. C) Associação magnetita – ilmenita. Observem-se cristais de magnetita mostrando exsolução para ilmenita as quais apresentam maior proporção de titânio. D) Ilmenita treliça intercrescendo em cristal de titanita. Imagens de elétrons retro-espalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura, acompanhadas do espectro de EDS.

A magnetita ocorre de dois tipos: i) cristais xenomórficos de tamanho fino 58 μm de comprimento, possuem uma superfície uniforme, e sem evidências de exsolução para ilmenita ou alteração para hematita (Figura 34A). A magnetita aparece frequentemente

hospedada em hornblenda em contatos retos e junto com clorita; ii) na biotita é comum encontrar intercrescimentos de magnetita-ilmenita nos planos de clivagem (Figura 34B). As características texturas da magnetita sugerem origem secundária para a magnetita hipidiomórfica, já que esta ocorre como inclusões nos silicatos máficos que estão sendo parcialmente alterados para clorita principalmente (hornblenda e biotita). O intercrescimento de magnetita nos planos de clivagem da biotita pode ser formado por um processo de exsolução de ferro da biotita num estágio tardi-magmático.

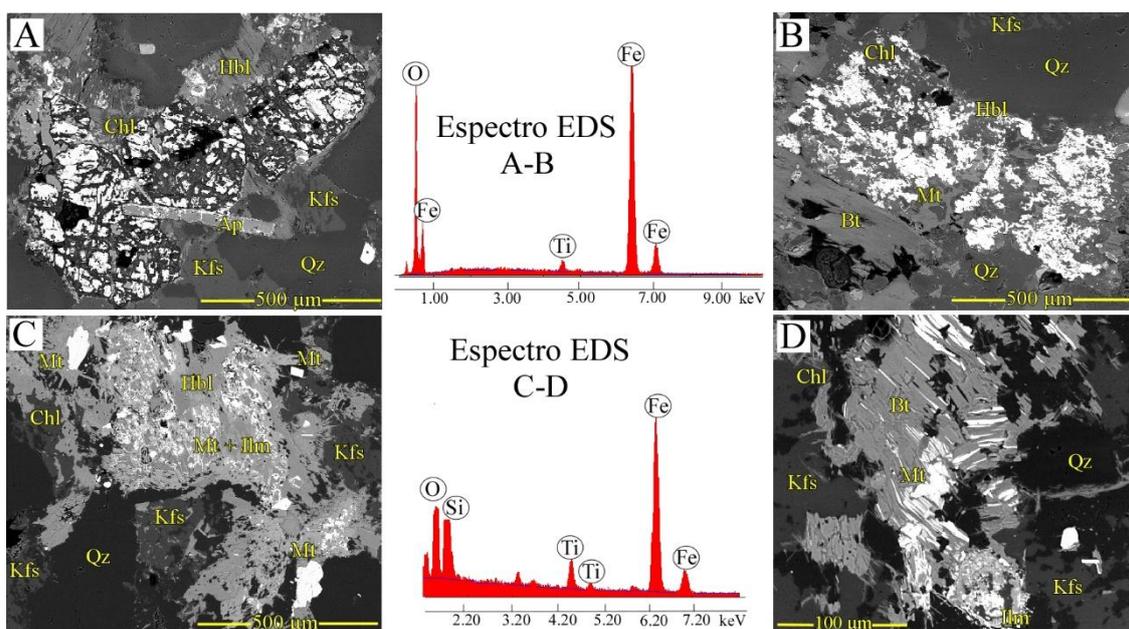


Figura 34. Texturas de óxidos de Fe e Ti na fácies Rapakivi granito. A) Cristais de titanomagnetita intercalados com clorita (Chl), inclusos em hornblenda (Hbl). B) Magnetita (Mt) nos planos de clivagem da biotita (Bt), localmente observa-se exsolução de ilmenita (Ilm) no canto inferior do espectro de titânio. Imagens de elétrons retro-espalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura, acompanhadas do espectro de EDS.

No Albita granito de borda os mineiros ricos em Fe encontrados possivelmente correspondem com cristais de hematita e sulfetos como pirita ou pirrotita. Foram observados: i) cristais de hematita hipidiomórficos com hábito tabular e tamanho entre 400 μm e 450 μm de comprimento (Figura 35A-B-C). Estes cristais ocorrem disseminados na matriz feldspática em contatos retos com cristais de quartzo. Texturalmente estes cristais apresentam microfraturas e manchas irregulares provavelmente associadas aos processos de oxi-exsolução. Estas feições se associam a fluorita intercrescida ou em contato com a hematita (Figura 35D). Os espectros de EDS e mapas composicionais confirmam a presença de F e Ca enriquecidos nestes cristais; ii)

localmente foram observados cristais finos de hematita secundária com geometria acicular e tamanhos de 250 μm . Ocorre associada a fluorita, clorita e zircão, formando agregados (por vezes de habito radial) intersticiais entre cristais de K-feldspato e quartzo (Figura 35E). Além da hematita, também foram encontrados localmente sulfetos de Fe provenientes de processos tardi-magmáticos de alteração hidrotermal, como cristais de pirita, pirrotita e/ou calcopirita. Estes cristais mostram forma idiomórfica e tamanho de 345 μm de comprimento. Geralmente ocorrem isolados na matriz feldspática (Figura 35F).

As relações texturais entre estes cristais indica que os cristais hipidiomórficos de hematita formaram-se num estágio tardi-magmático já que invadem progressivamente a matriz da rocha e aqueles que apresentam intercrescimento de fluorita se associam ao estágio de alteração hidrotermal destas rochas, localmente concentrado em agregados de zircão, hematita, fluorita e clorita.

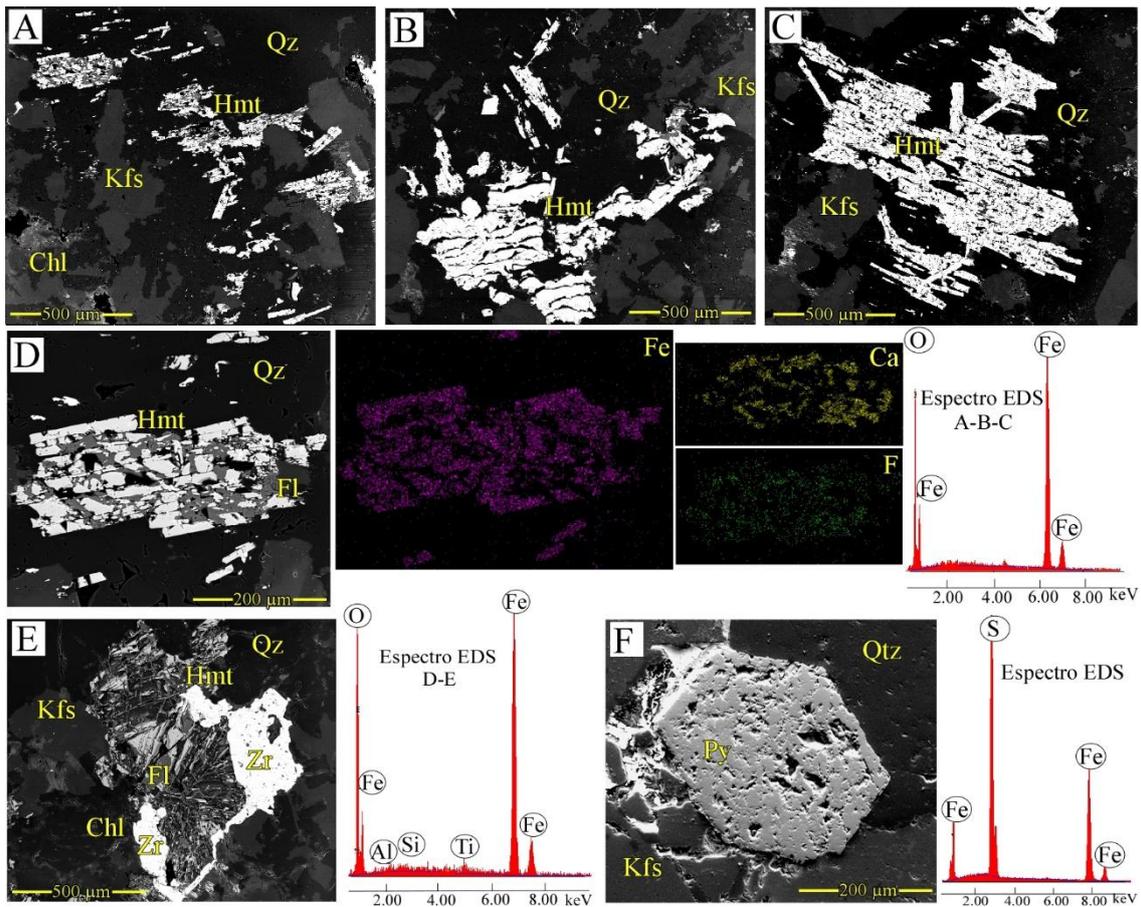


Figura 35. Textura de óxidos de Fe na subfácies Albite granito de borda. A-C) Cristais de hematita orientados disposto em duas direções. D) Cristais de hematita exibindo manchas cinzas irregulares correspondentes com fluorita. E) Agregado de zircão, hematita, fluorita e clorita. Destaca-se o habito acicular e radial da hematita secundária. Imagens de elétrons retro-espalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura, acompanhadas do espectro de EDS.

No Albita granito de núcleo foi observada magnetita na forma de cristais idiomórficos a hipidiomórficos com geometria cubica e tamanho normalmente entre 300 μm e 360 μm . Ocorrem isolados na matriz em contatos retos com cristais de feldspato potássico e quartzo. Localmente exibem micro fraturas, mas não apresentam evidências de exsolução para ilmenita (Figura 36A-B). As relações texturais mostra a magnetita idiomórfica associada com silicatos da matriz, os altos conteúdos de Fe dos espectros de EDS sugerem origem a partir de um estágio magmático. ii) A ocorrência de magnetita ao longo dos planos de clivagem da annita e polilitionita é predominante nestas rochas. Estes últimos cristais são geralmente alongados podendo chegar até 320 μm de comprimento (Figura 36C-D). Análises semi-quantitativa de EDS indicam teores baixos de Fe devido a sua origem a partir de transformações de cristais de biotita para annita sofridas por este granito, devido aos processos de metassomatismo. A ocorrência de cristais de cassiterita e columbita (de origem hidrotermal) em contato com estes cristais de annita e polilitionita poderia explicar também os baixos teores de Fe e a oxidação da magnetita associados ao enriquecimento de Sn e Nb nesta subfácies. Localmente foram observados também sulfetos de Fe isolados na matriz feldspática (Figura 36F).

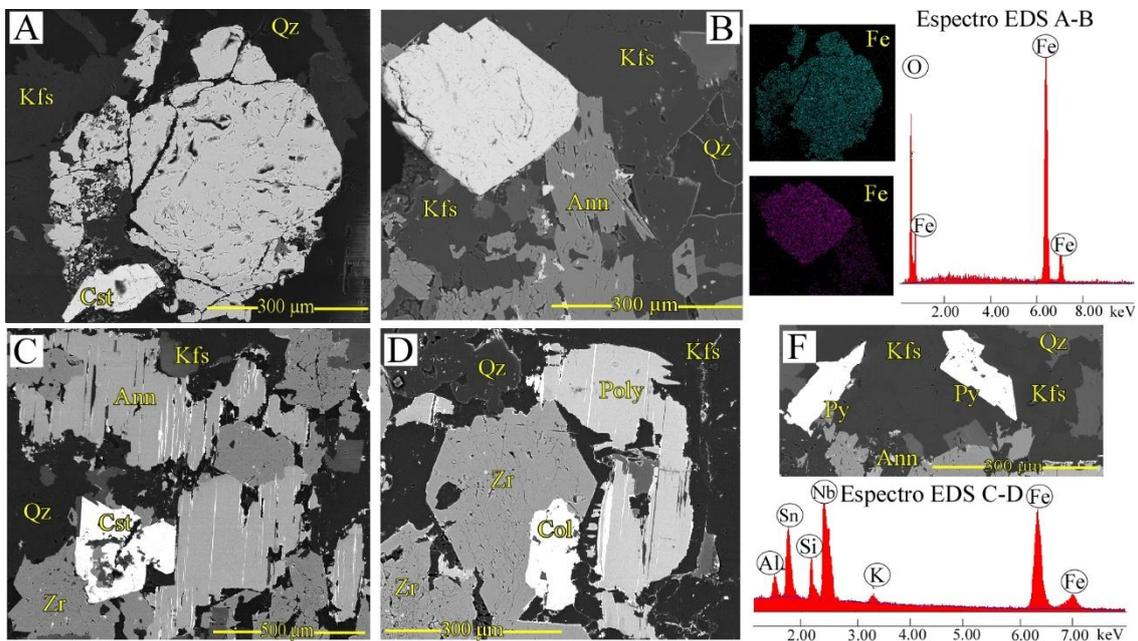


Figura 36. Textura de óxidos de Fe na subfácies Albita granito de núcleo. A) Cristal de magnetita (Mt 1) com micro fraturas. B-D) Magnetita (Mt 2) nos planos de clivagem da annita (Ann). Destaca-se a presença de Cassiterita (Cst) e Columbita (Col) associados com zircão e em contato neto com cristais de annita e polilitionita. F) Critais de pirita (Py) isolados na matriz feldspática.

4.4 Geologia Estrutural

O Albita granito possui características gerais de uma deformação dúctil primária, definida por uma foliação S_0 incipiente e restrita de origem magmática que varia localmente de orientação, principalmente no Albita granito de borda. Deformação de caráter rúptil secundária sobreimposta à anterior, é distribuída em todas as subfácies do Albita Granito e está representada por zonas de cisalhamento transcorrentes e falhas normais. As características da deformação das rochas estudadas são apresentadas a seguir, iniciando pelos análises da deformação primária, trama magnética (ASM) e subtramas de agregados de minerais máficos (OPF), para finalmente mostrar as descrições das feições estruturais de caráter rúptil presentes nestas rochas.

4.4.1 Deformação primária

A deformação primária foi identificada localmente na textura das subfácies de borda e núcleo do Albita granito. Corresponde a uma sutil orientação preferencial de minerais de origem magmática denominada de S_0 . Na fácies Rapakivi granito está representada por silicatos máficos como hornblenda e biotita principalmente. Na subfácies de núcleo é marcada por cristais aciculares e/ou prismáticos de micas (annita e polilitionita) e anfibólio (riebeckita), enquanto na subfácies de borda é definida por cristais alongados de quartzo. A orientação da foliação S_0 é variável, as medidas tomadas em campo mostram duas orientações. Interpretações cinemáticas e associações petrográficas permitiram diferenciá-las assim: i) foliação S_{0A} disposta ao leste e ao centro principalmente na fácies Rapakivi granito e subordinada na subfácies de núcleo. Apresenta orientação entre $336^\circ - 355^\circ/50^\circ - 68^\circ$ (Figura 37A), com lineação mineral entre $30^\circ - 50^\circ$ para o sentido de 140° ; ii) foliação S_{0B} predominante com atitudes que variam entre $248^\circ - 268^\circ/40^\circ - 70^\circ$ disposta preferencialmente na porção oeste e norte do stock da subfácies de borda (Figura 37B).

Em áreas onde a rocha encontra-se mais alterada foi difícil seu reconhecimento, no entanto, na subfácies de núcleo no limite oeste do stock (Ponto C29), foi observada a ocorrência de uma zona pegmatítica associada a um corredor mineralizado em ETR, neste local principalmente, se registra mais clara a foliação S_{0B} (Figura 37C). As medidas da lineação mineral para esta última variam entre $10^\circ - 20^\circ$ para o sentido de 74° .

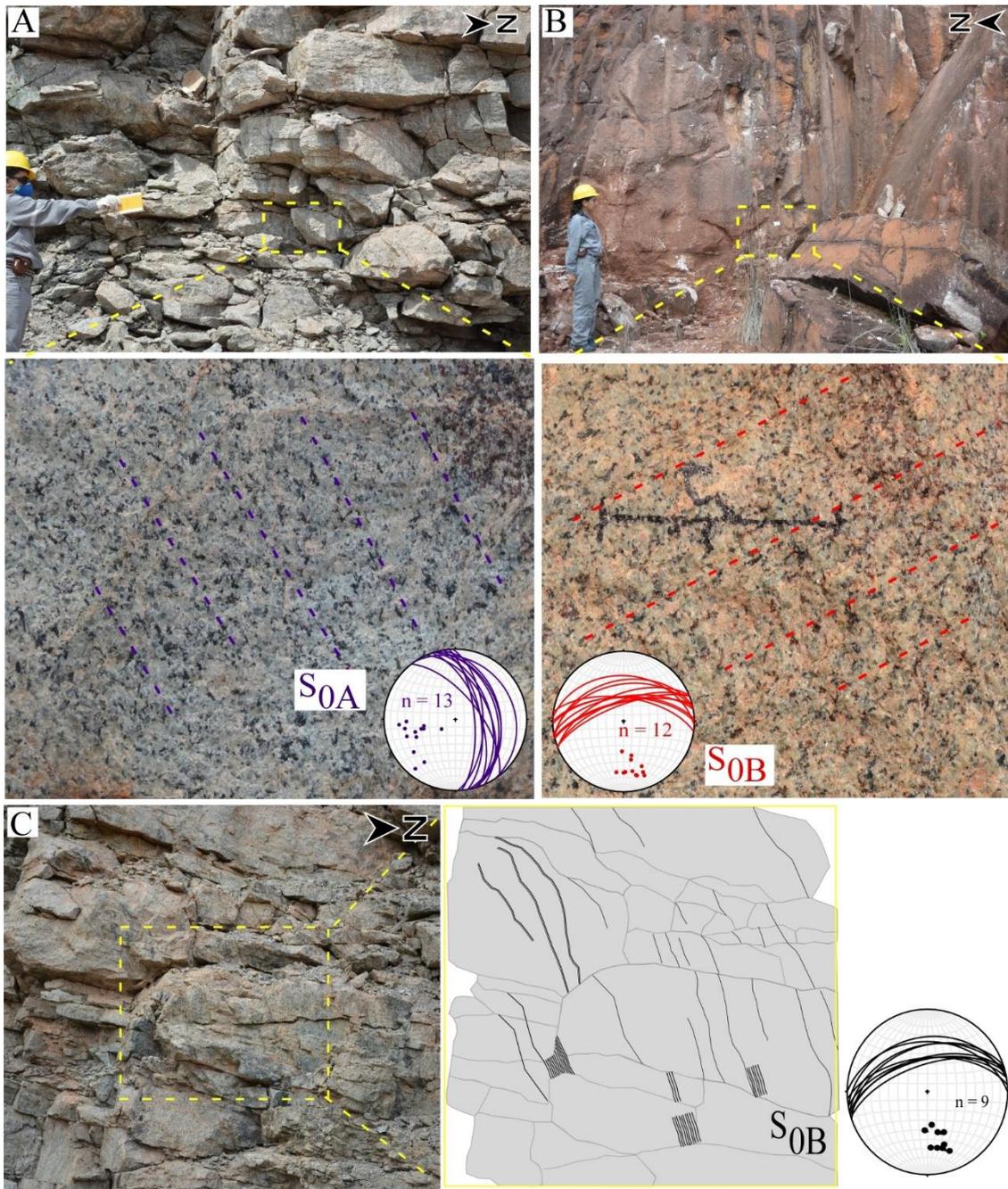


Figura 37. Foliação magmática no Albita granito. A) Foliação S_{0A} definida pela orientação preferencial de minerais máficos (annita, polilitionita e riebeckita) prismáticos e aciculares. B) Foliação S_{0B} evidenciada por cristais alongados de quartzo e K-feldspato intercalados com minerais máficos. Em detalhe a projeção polar e ciclográfica (Estereograma hemisfério inferior de Schmidt) da foliação S_0 . C) Zona pegmatítica onde se destaca claramente a foliação S_{0B} no Albita granito de núcleo. Na margem direita desenho esquemático da foliação e a projeção polar e ciclográfica mostrando suas atitudes

A distribuição espacial das medidas da foliação S_0 tomadas em campo são apresentadas no mapa da Figura 46.

4.4.2 Trama Magnética

O estudo da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) referente às fácies Rapakivi granito e Albita granito foi determinado em amostras coletadas em 40 afloramentos (Figura 38). As direções principais da trama magnética são representadas pela lineação magnética (k_1) e foliação magnética (plano normal a k_3). Os parâmetros de forma e anisotropia do elipsóide de ASM são representadas por T e Pj respectivamente (Jelinek, 1981. Apêndice A).

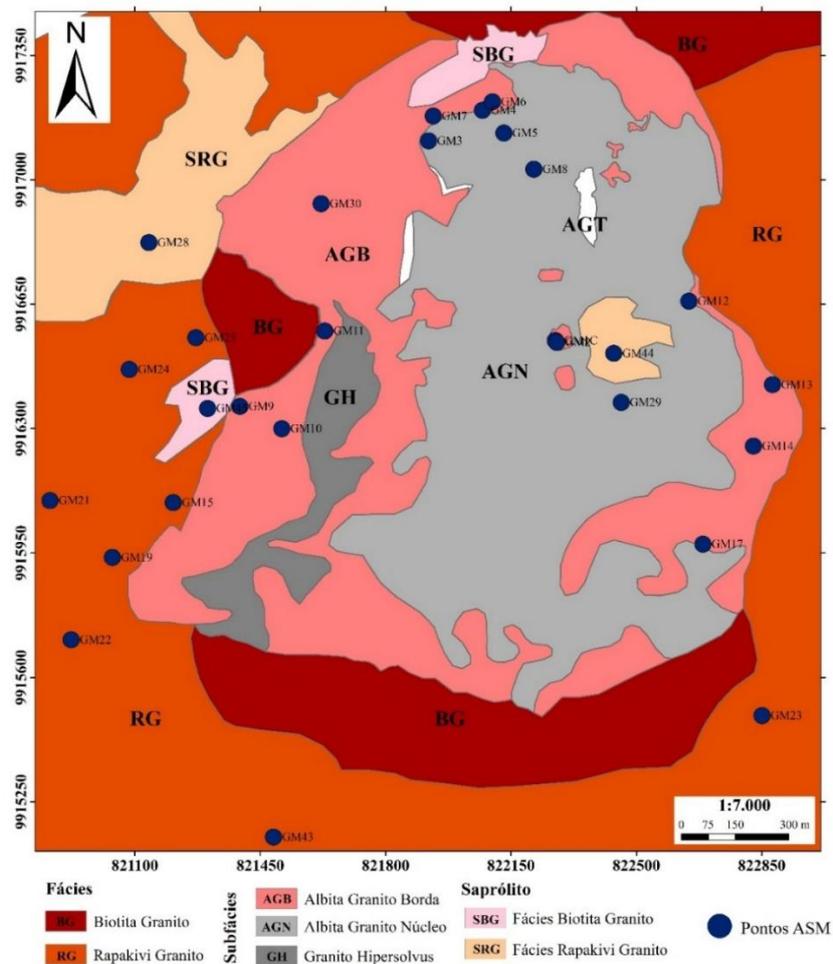


Figura 38. Distribuição espacial de pontos de amostragem para análises de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).

Os parâmetros escalares e direcionais das fácies estudadas estão listados na Tabela 2. A qualidade estatística dos parâmetros direcionais de cada sítio é definida pelo valor de α_1 e α_3 que representam, respectivamente, as variações angulares do cone de confiança (1σ) entre a direção média de k_1 e k_3 e as direções individuais nos espécimes medidos. Quando α_1 e $\alpha_3 \leq 30^\circ$ a orientação do eixo obtido do respectivo elipsóide é considerada bem definida. Caso contrário, as direções são consideradas dispersas e descartadas.

Usando esse critério, a lineação e foliação magnética estão mal definidas apenas nos afloramentos GM40 da fácies Rapakivi granito e GM4 da subfácies de borda respectivamente (Tabela 2).

Tabela 2. Resultados analíticos de ASM para as rochas do plúton Madeira

UNID	SITIO	UTM		n	Pj	T	k ₁			k ₃			Fol Mag	
		X	Y				Dec	Incl	α1	Dec	Incl	α3	Dec	Incl
AGN	GMIC	822274	9916548	10	1,037	0,511	278	58	27,3	91	32	11,5	181	58
	GM2	822278	9916543	22	1,032	-0,16	244	70	29,9	132	8	28,9	222	82
	GM3	821920	9917110	16	1,032	0,08	218	69	25,5	333	9	28,5	68	81
	GM4-E	822070	9917196	7	1,046	-0,037	199	77	22,4	26	12	31,7	116	78
	GM5	822130	9917132	16	1,055	-0,038	185	50	26,1	323	32	27,8	53	58
AGB	GM4-A	822070	9917196	9	1,067	-0,573	351	82	13,7	220	5	29,8	310	85
	GM6	822098	9917220	23	1,043	0,166	9	86	25,2	108	1	21,7	198	89
	GM7	821933	9917180	18	1,029	-0,246	276	88	13,5	117	2	27,4	207	88
	GM8	822214	9917030	20	1,032	-0,117	95	83	10,7	343	3	29,5	73	87
	GM9	821393	9916363	14	1,047	-0,085	79	84	7,6	318	3	29,8	48	87
	GM10	821510	9916300	16	1,025	-0,116	35	84	4,6	296	1	30	26	89
	GM19	821037	9915938	19	1,04	0,324	96	69	17,4	331	12	14,4	61	78
	GM20	820692	9916048	13	1,019	0,298	272	70	28,5	69	19	28,1	159	71
	GM22	820922	9915706	10	1,022	0,106	102	72	20,8	354	6	24,9	84	84
	GM24	821084	9916467	19	1,02	0,635	297	76	24,8	165	9	25,7	255	81
	GM25	821270	9916556	20	1,031	0,003	47	85	11,1	161	2	28	261	88
	GM28	821139	9916824	14	1,025	0,419	87	85	28,7	343	1	14,1	73	89
	GM29	822458	9916374	20	1,035	0,112	70	64	23,6	240	26	23,4	330	64
RG	GM11	821630	9916575	16	1,024	-0,032	267	81	19,9	147	5	30,3	237	85
	GM12	822647	9916659	25	1,029	0,23	55	63	29,5	164	10	19,6	254	80
	GM13	822880	9916424	25	1,019	0,187	255	71	23,9	354	3	19,4	84	87
	GM14	822827	9916251	22	1,02	0,184	229	63	26,8	359	18	29,8	89	72
	GM15	821207	9916092	20	1,021	-0,098	167	82	10	360	8,3	13,9	90	82
	GM16	822712	9915276	6	1,029	-0,312	7	9	28,4	106	45	28,5	196	45
	GM17	822686	9915975	20	1,027	-0,129	100	39	16,7	328	40	26,1	58	50
	GM21	820863	9916098	11	1,023	0,541	300	67	29,4	36	2	25,5	126	88
	GM23	822851	9915493	10	1,03	0,159	54	80	28,2	173	5	26	263	85
	GM26	820373	9915935	14	1,035	0,068	117	71	22,6	232	8	16,8	332	82
	GM27	820466	9917038	12	1,04	-0,127	33	50	16,8	125	2	25,5	215	88
	GM30	821522	9916886	10	1,017	-0,357	178	85	11,2	57	2	28,4	147	88
	GM31	833949	9927943	17	1,028	0,568	47	11	29,2	141	20	20,2	231	70
	GM32	837950	9917427	18	1,021	-0,057	299	79	8,4	169	8	28,7	259	82
	GM39	828305	9919060	15	1,047	-0,143	300	33	12	76	47	13	166	42
	GM40	827421	9918778	7	1,021	0,308	91	16	31,8	339	53	15,5	69	37
	GM41	821425	9913081	14	1,029	-0,117	132	4	16,6	229	62	21	319	38
	GM42	823379	9914265	12	1,024	0,077	98	50	28,3	263	39	25	353	61
	GM43	821259	9915063	12	1,027	0,373	192	75	14,3	102	1	29,7	192	89
	GM44	822437	9916512	16	1,028	0,343	87	79	26	356	1	22	84	89
GM45	821303	9916357	19	1,015	-0,137	209	80	12,8	308	1	27,6	38	89	

n: número de amostras em cada sítio; km: susceptibilidade média; Pj: anisotropia; T: parâmetro de forma; k₁ e k₃: lineação e polo da foliação magnética; α1 e α3: semi-ângulo do cone de dispersão (1α) em torno da média tensorial; Fol. Mag: Foliação Magnética.

Parâmetros escalares (anisotropia e forma do elipsoide)

A distribuição da anisotropia magnética na área de estudo evidencia um comportamento variável nestas rochas graníticas. A trama magnética calculada se caracteriza por elipsoides de anisotropia com valores baixos de estiramento Pj ($\leq 1,02$) em 28% das amostras analisadas, distribuídas nos limites da subfácies de borda com a fácies Rapakivi (Figura 39A). Na subfácies de núcleo, 67% predominam valores intermediários de Pj (entre 1,02 e 1,04), mas localmente foram observados valores altos de Pj ($\geq 1,04$) 3% distribuídos ao norte desta subfácies. Na forma, nota-se um predomínio de 62% de elipsoides oblatos ($T > 0,18$) sugerindo deformação por encurtamento, enquanto o 38% são prolatos ($T < 0,16$) (Figura 39B).

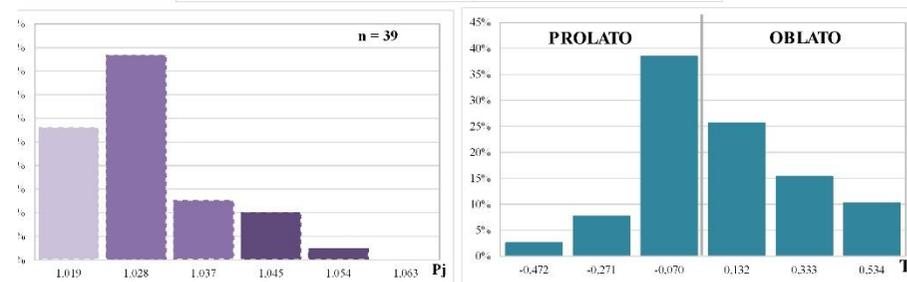
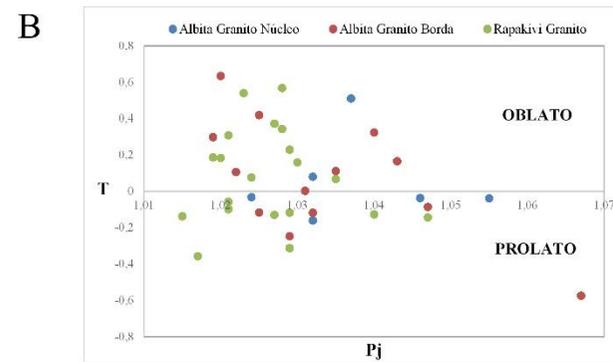
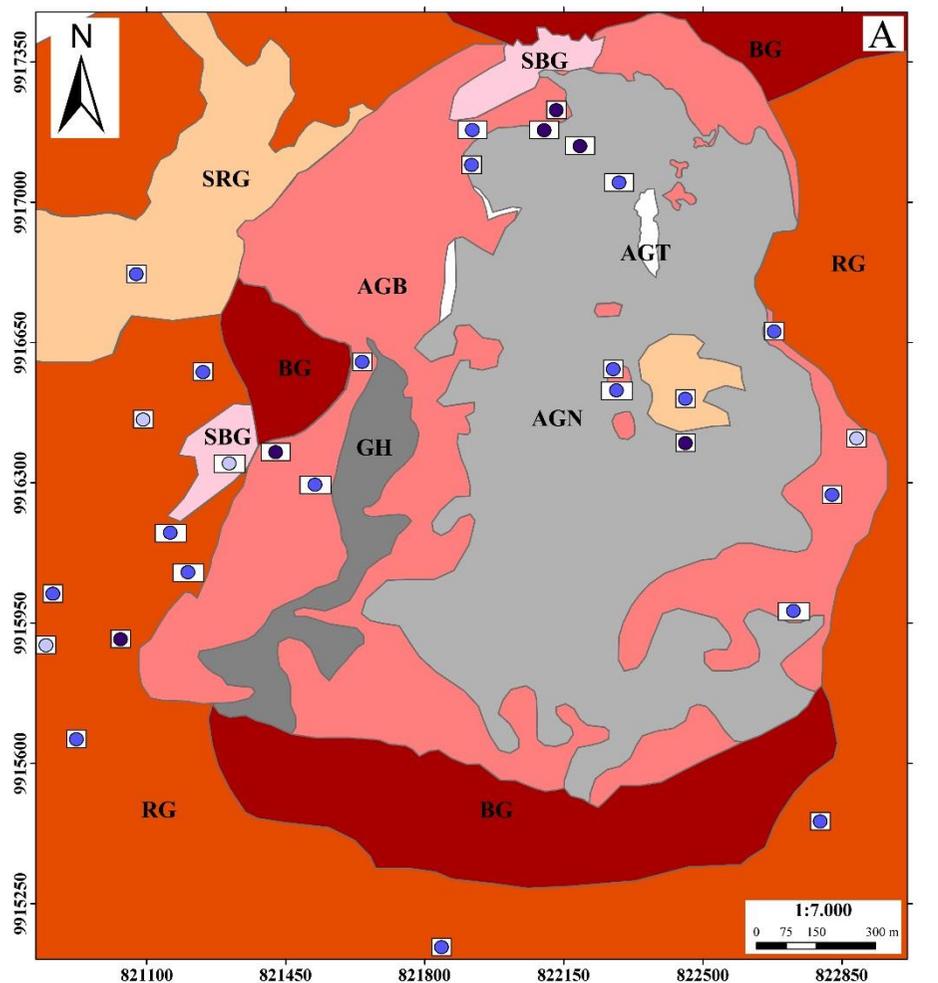


Figura 39. Parâmetros escalares. A) Distribuição da anisotropia de susceptibilidade magnética média (P_j) e a forma do elipsóide de cada sitio da área de estudo. B) Histogramas do grau de anisotropia (P_j) e forma do elipsóide (T) na fácies Rapakivi Granito e subfácies do Albita Granito.

Parâmetros direcionais

A trama magnética calculada nestas rochas apresenta um arranjo consistente com um *trend* principal NE-SW de alto ângulo de mergulho e sentido tanto para o N quanto para o S da foliação magnética (plano normal a k3), com lineação magnética (k1) associada, em geral de alto rake. Um agrupamento subordinado e mais disperso registra orientação NW-SE com ângulos de mergulho moderados a altos caindo principalmente para E com lineação magnética oblíqua (Figura 40).

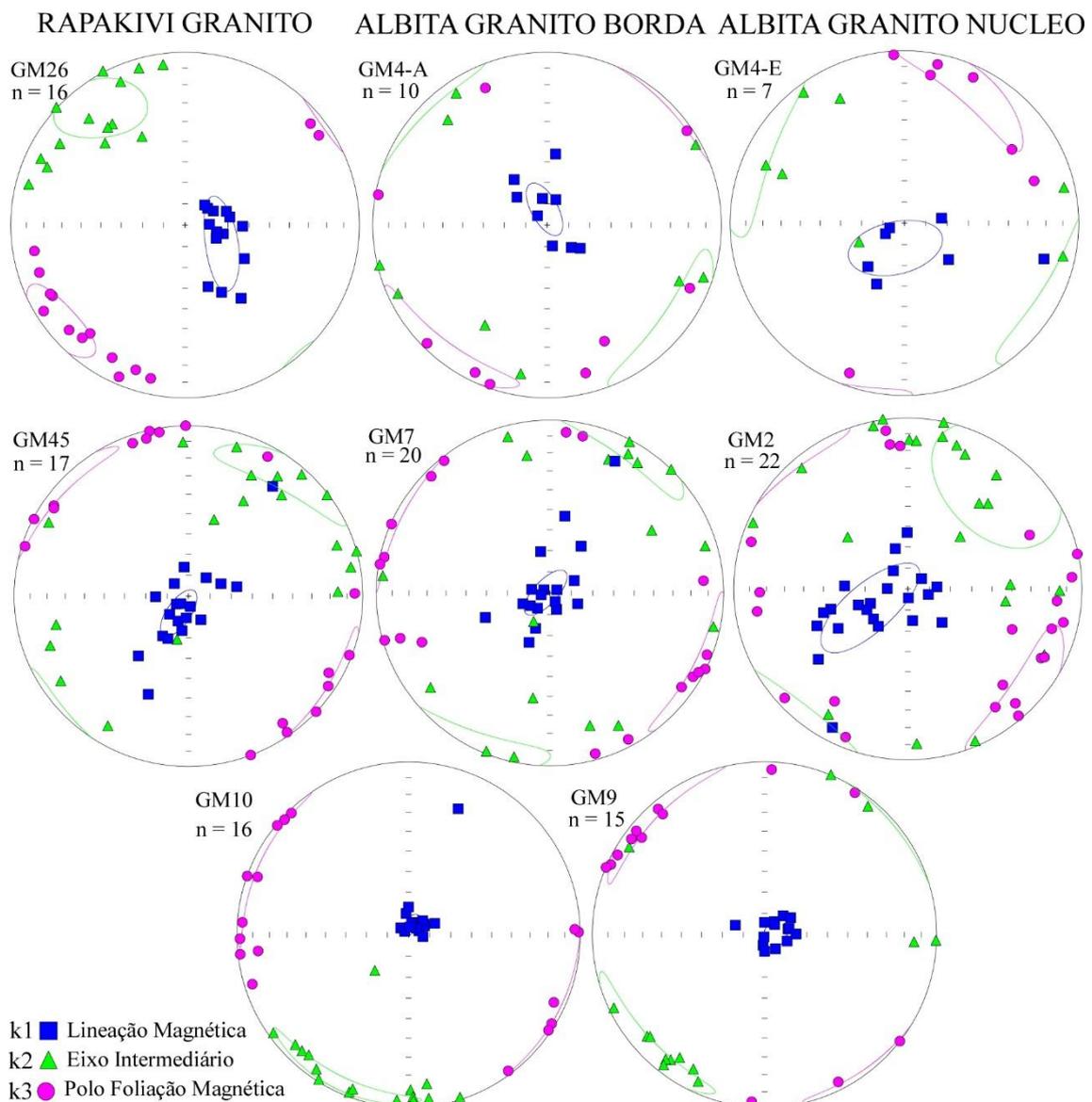


Figura 40. Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) da fácies Rapakivi granito e subfácies do Albita granito.

A orientação da trama magnética na fácies Rapakivi granito exhibe duas orientações principais (Figura 41A-B). Assim, uma foliação magnética S_{0A} seria mais precoce característica deste litotipo, dispersa e disposta para NW-SE com lineação magnética oblíqua e caimento moderado a alto. O *trend* NE-SW ocorre consistentemente nas três unidades de rocha. Na subfácies do Albita granito corresponderia com uma foliação magnética mais tardia mergulhando ora para o sul S_{0B} ora para o norte S_{0C} , com lineação magnética *down dip* na maioria dos resultados e alguns oblíquos (Figura 41C-E).

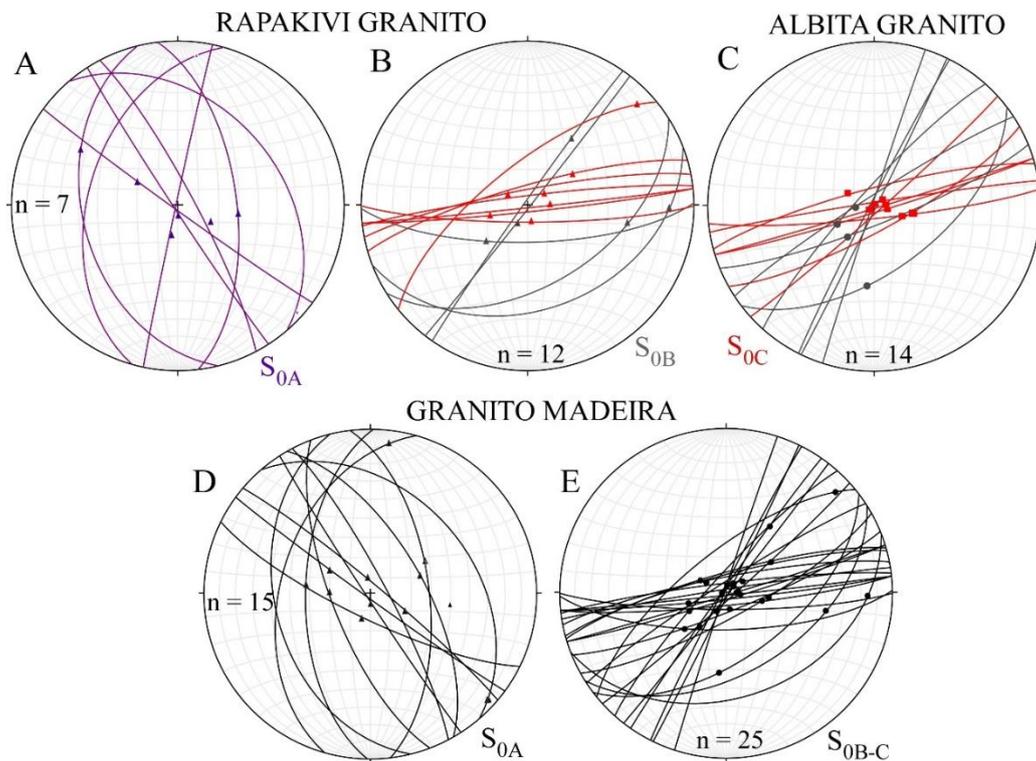


Figura 41. Agrupamentos principais da foliação S_0 segundo a trama magnética. A-B) Fácies Rapakivi granito e C) Albita granito. D-E) Orientação da trama magnética nas rochas estudadas do granito Madeira.

A distribuição da trama magnética (Figura 42) em suas duas orientações principais mostra que: i) para a foliação mais precoce e restrita típica da fácies Rapakivi granito, o transporte associado ao registro da trama S_{0A} ocorreu principalmente em relação oblíqua à estruturação planar para SE e para W mais restrito. ii) na subfácies de borda a principal orientação do transporte da trama S_{0B} é NE não entanto para SE foram subordinados, mostrando dispersão da trama nesta rocha. iii) na subfácies de núcleo a estruturação da trama S_{0C} principal envolveu transporte de massa para SW e muito restrito em poucos dados de menor obliquidade para NE.

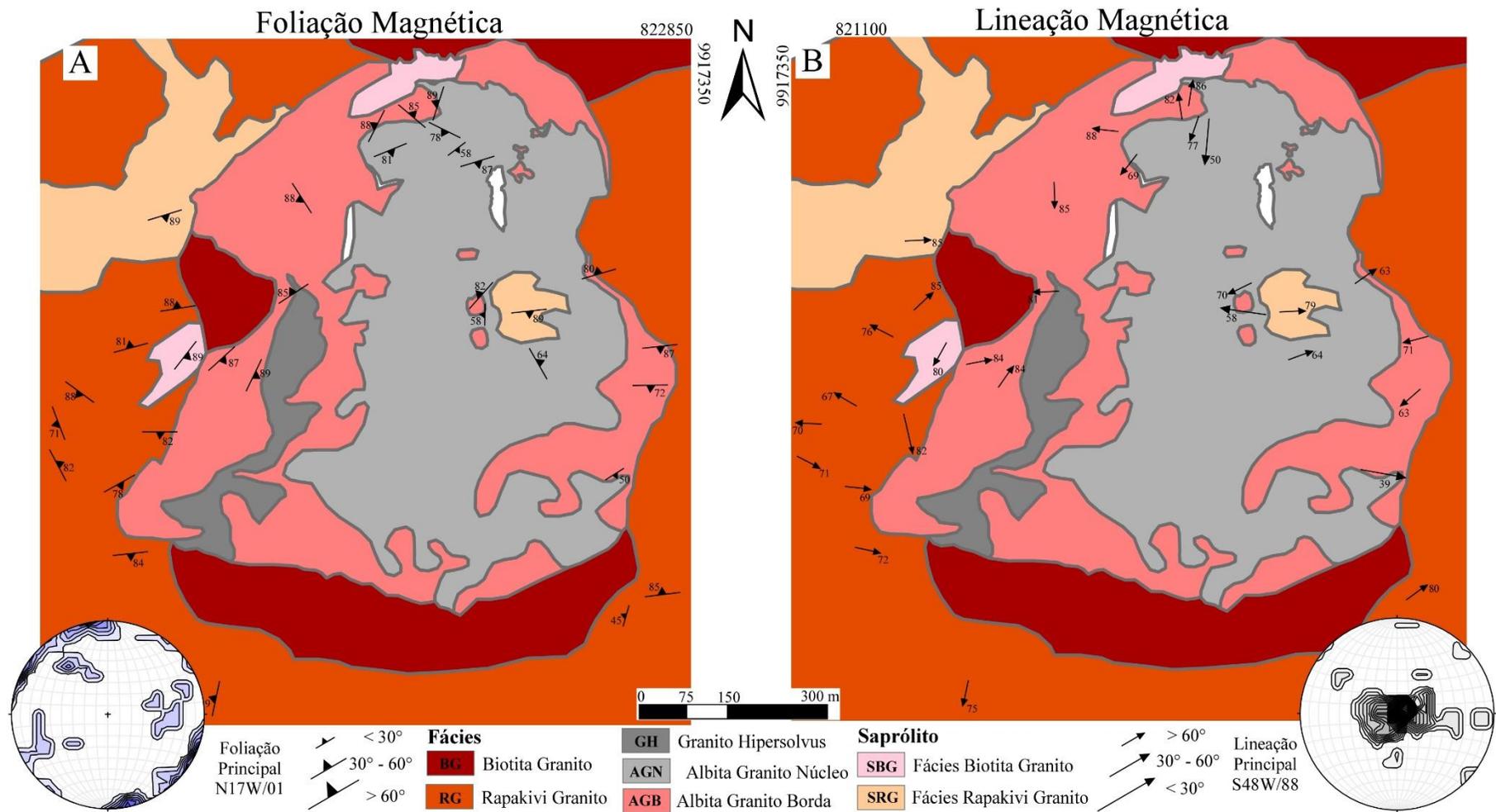


Figura 42. Mapas da A) lineação magnética (k1) e da B) foliação magnética (k3) e sua distribuição para cada fácies na área de estudo. Estereograma com contorno de densidade, hemisfério inferior; contornos de 2, 4, 6, 8 e 10%.

4.4.3 Orientação preferencial de forma

A caracterização da petrografia mineral das rochas pertencentes às fácies Rapakivi granito e Albita granito em escala mesoscópica foi realizada em amostras (paralelepípedos) orientadas e coletadas em 20 afloramentos (Figura 43) mediante orientação preferencial de forma (OPF). As análises de OPF considera blocos de rocha cortados em fases perpendiculares. A integração 3D dos dados obtidos a partir da análise 2D de cada fase em cada um dos blocos de rocha estudados permitiu obter o elipsoide de OPF representativo de cada subtrama mineral das amostras analisadas. Os resultados da OPF são apresentados em uma tabela constituída por parâmetros escalares que determinam a forma ($T < 1$ prolato, $T = 0$ neutro, $T > 1$ oblato), o grau de excentricidade ($P_j > 1$) ou de estiramento do elipsoide calculado, o ajuste das seções das elipses para um elipsoide é representado pelo parâmetro ($\sqrt{F} < 10\%$). Assim como por parâmetros direcionais cujas orientações preferenciais de forma dos eixos A (lineação mineral) e C (polo da foliação mineral), juntamente com os cones de dispersão (semiângulos do desvio-padrão, α_1 e α_2), representam a atitude do elipsoide de OPF de cada subtrama analisada.

Na fácies Rapakivi granito foram realizadas análises de OPF da trama de agregados de minerais máficos (biotita + anfibólio), sendo estes mais facilmente isolados da matriz félsica (quartzo-feldspática) por processos de limiarização (*thresholding*). O Albita granito caracteriza-se por apresentar uma mineralogia com três fases minerais de cristalização. As amostras analisadas apresentaram características texturais e de composição com variações nas proporções dos minerais máficos e na tonalidade da rocha decorrentes de alteração hidrotermal. Na subfácies de núcleo a composição mineral foi interpretada como gerada durante dois estágios de cristalização: i) minerais máficos são cristais individualizados com formas aciculares e/ou prismáticos principalmente, que teriam cristalizado na fase magmática precoce (polilitionita, annita, riebeckita) e; ii) agregados localizados de minerais grossos pertencentes à fase tardi-magmática a hidrotermal (criolita II, zircão II, torita e óxidos). Neste sentido, das tramas de silicatos máficos desta subfácies destaca-se a fase magmática precoce por ser mais abundante e de maior distribuição nas amostras que a fase magmática-hidrotermal. No entanto, existem setores nos que cada uma das associações minerais descritas, representa melhor a petrografia da rocha. Na subfácies de borda a percentagem de máficos individualizados é

menor, predominando os agregados disseminados cristalizados a partir de uma fase hidrotermal tardia (fluorita, hematita, zircão II, galena e óxidos) e os cristais de quartzo I e II. Pelas características texturais e a tonalidade avermelhada desta rocha, a separação dos cristais de quartzo da matriz resultou mais fácil. Assim, estes cristais representam a trama analisada na subfácies de borda.

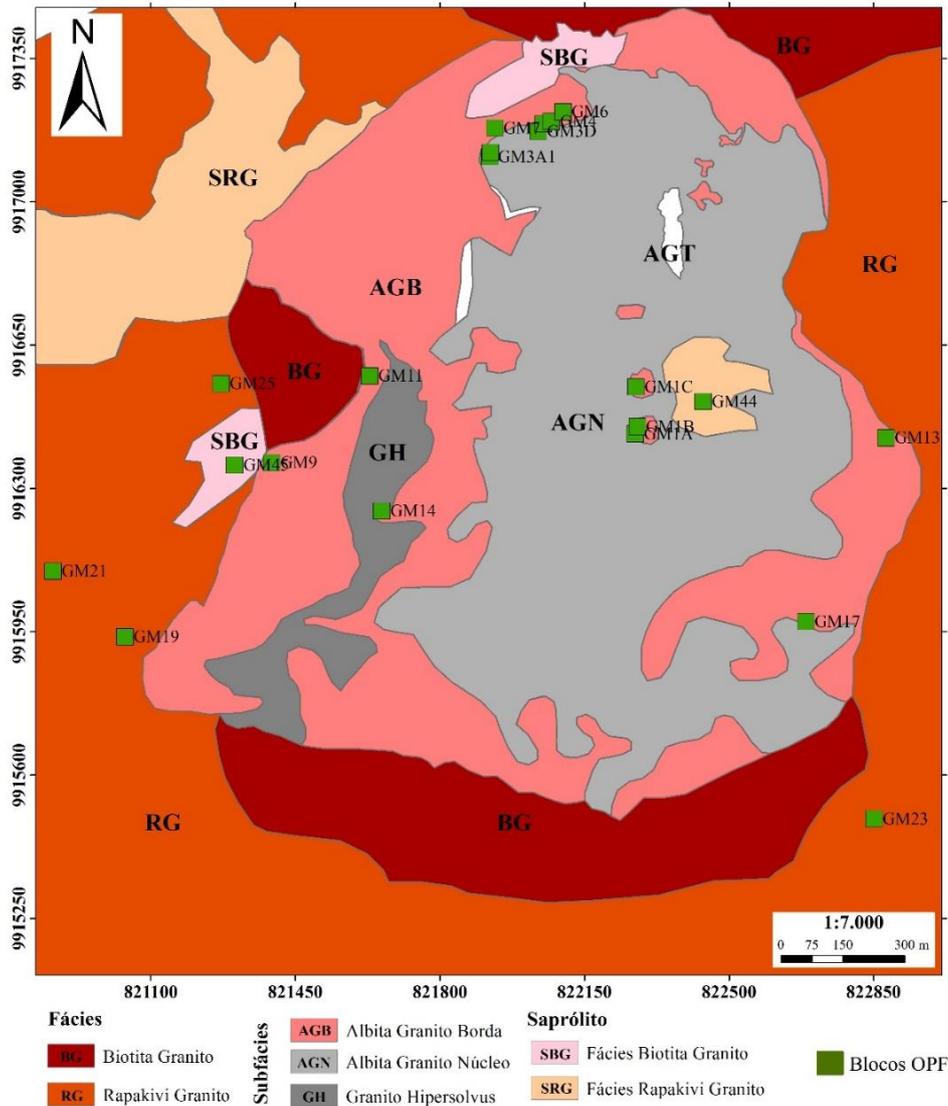


Figura 43. Localização dos pontos de amostragem para análise de orientação preferencial de forma (OPF) na área de estudo.

Na Tabela 3 são resumidas as características dos parâmetros representativos da trama de OPF das 20 amostras analisadas que apresentaram resultados satisfatórios. As orientações dos eixos A e C, no geral apresentam cones de dispersão com semiângulos do desvio-padrão (α_1 e α_2) $< 28^\circ$, indicativos de que a subtrama de OPF na amostra se ajusta geometricamente para um elipsoide. Em quatro afloramentos (GM14, GM17,

GM19, GM21) o eixo A exibe cones de dispersão com valores de $\alpha 1$ variando entre 39° e 50°, indicativos de que a lineação da OPF não está definida nestas amostras. De igual maneira, o eixo C (polo da foliação) de OPF não está definido nas amostras (GM1-C, GM4, GM6, GM9 e GM44) por apresentar valores do cone de dispersão ($\alpha 2$) variando entre 35° e 40°. Valores de \sqrt{F} ($< 10\%$) indicam um adequado ajuste 3D para uma figura geometricamente fechada (elipsoide calculado).

Tabela 3. Parâmetros direcionais da OPF de minerais máficos e quartzo das rochas do plúton Madeira.

UNID	AMOSTRA	UTM		N	\sqrt{F} (%)	Pj	T	A			C			Foliação	
		X	Y					Dec	Incl	$\alpha 1$	Dec	Incl	$\alpha 2$	Dec	Incl
AGN	GM1A	821920	9917110	27	6,2	1,256	0,035	131	42	25	274	35	22	1	51
	GM1B	822267	9916394	27	6,2	1,403	0,436	318	47	29	173	39	25	262	52
	GM1C	822274	9916548	27	9,3	1,524	-0,373	74	74	35	318	48	33	275	53
	GM3-A1	821920	9917110	27	6	1,325	-0,088	15	17	16	199	72	25	292	24
	GM3-A2	821922	9917120	27	8,9	1,384	0,292	286	40	27	117	46	27	206	42
AGB	GM4	822070	9917196	27	5,6	1,094	-0,226	68	12	22	280	76	40	271	12
	GM6	822098	9917220	27	4,9	1,32	-0,109	80	40	24	229	47	35	320	45
	GM9	821393	9916363	27	6,7	1,179	-0,348	211	6	36	105	48	37	204	46
	GM14	821659	9916245	27	6,8	1,222	0,483	41	5	43	35	89	11	69	4
	GM19	821037	9915938	27	6,9	1,307	0,138	150	37	40	340	55	14	68	35
	GM20	820692	9916048	27	3,6	1,111	0,248	172	69	19	329	23	18	61	67
	GM25	821270	9916556	27	3,8	1,329	0,737	247	29	17	135	47	14	229	47
RG	GM11	821630	9916575	27	4,2	1,179	-0,184	151	65	21	11	18	23	99	65
	GM13	822880	9916424	27	5,7	1,477	-1,45	60	47	23	177	23	21	266	64
	GM17	822686	9915975	27	5,4	1,096	0,174	146	74	39	87	5	21	168	85
	GM21	820863	9916098	27	4,4	1,079	-0,463	301	12	50	54	10	25	136	85
	GM23	822851	9915493	27	4,8	1,149	-0,027	327	20	25	80	43	25	170	47
	GM27	820466	9917038	27	5,2	1,187	0,639	143	60	20	275	17	19	2	72
	GM44	822437	9916512	27	6,4	1,493	-0,296	82	14	22	270	65	36	1	42
	GM45	821303	9916357	27	5,4	1,404	0,483	276	47	25	51	32	16	140	56

N: número de faces de cada amostra; F: parâmetro de ajuste 3D para um elipsoide; Pj: anisotropia; T: parâmetro de forma; A e C: lineação e polo da foliação; $\alpha 1$ e $\alpha 2$: semi-ângulos do cone de dispersão.

Trama Mineral

Para os silicatos máficos, as tramas calculadas da fácies Rapakivi granito são subcoaxiais com as tramas da subfácies de núcleo. Ou seja, quando os eixos dos elipsoides são correspondentes e apresentam orientação subparalela a moderadamente oblíqua (Salazar, 2010). Os elipsoides resultantes são predominantemente plano-planares (poucos elipsoides lineares). A forma do elipsóide é predominantemente prolato ($T < 0$) na fácies Rapakivi e oblato na subfácies de núcleo com estiramentos entre 10% a 40% e entre 25% a 52% respectivamente, cuja orientação do eixo C tem duas atitudes (Figura 44). Assim a foliação está orientada segundo um *trend* principal que muda o sentido do mergulho entre a direção (notação strike/dip): i) predominante 260° - 290°/52° - 76°, e outra mais discreta disposta entre 140°-170°/56° - 85°. O eixo A reflete ligeiras variações nos silicatos máficos apresentando uma orientação principal de lineação mineral NW-SE.

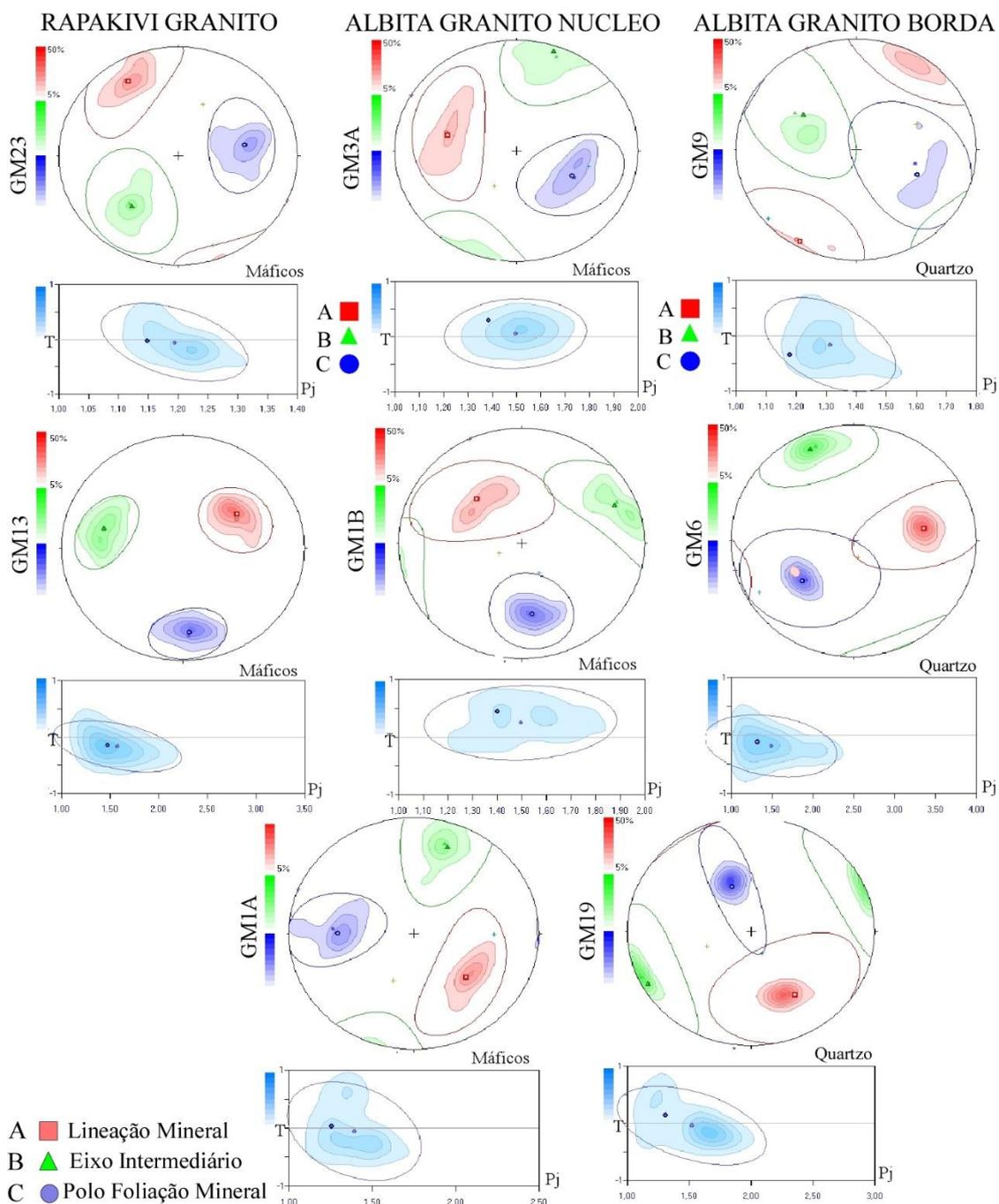


Figura 44. Orientação preferencial de forma (OPF) das fácies Rapakivi granito e subfácies do Albita granito. No canto inferior mostrasse os símbolos dos parâmetros de forma T e grau de anisotropia Pj.

Na subfácies de borda a OPF que reflete a trama dos cristais de quartzo apresenta tramas com variações na orientação dos eixos A e C em relação às tramas da subfácies de núcleo. A lineação é o elemento estrutural de maior variabilidade direcional na OPF do quartzo, onde os pólos formam dois agrupamentos distintos. Isto sugere a presença de tramas minerais anômalas com sobreposição de eixos e dispersão mineral (provenientes de misturas de grãos, Salazar, 2010) ou presença de subtramas minerais. Observações

petrográficas confirmam esta interpretação, desta forma interpreta-se que a ocorrência de dois tipos de quartzo (quartzo I e II) com variações de forma, tamanho e eixo axial de orientação preferencial diferente, influenciou o desenvolvimento de uma trama definida nestas rochas (Figura 45).

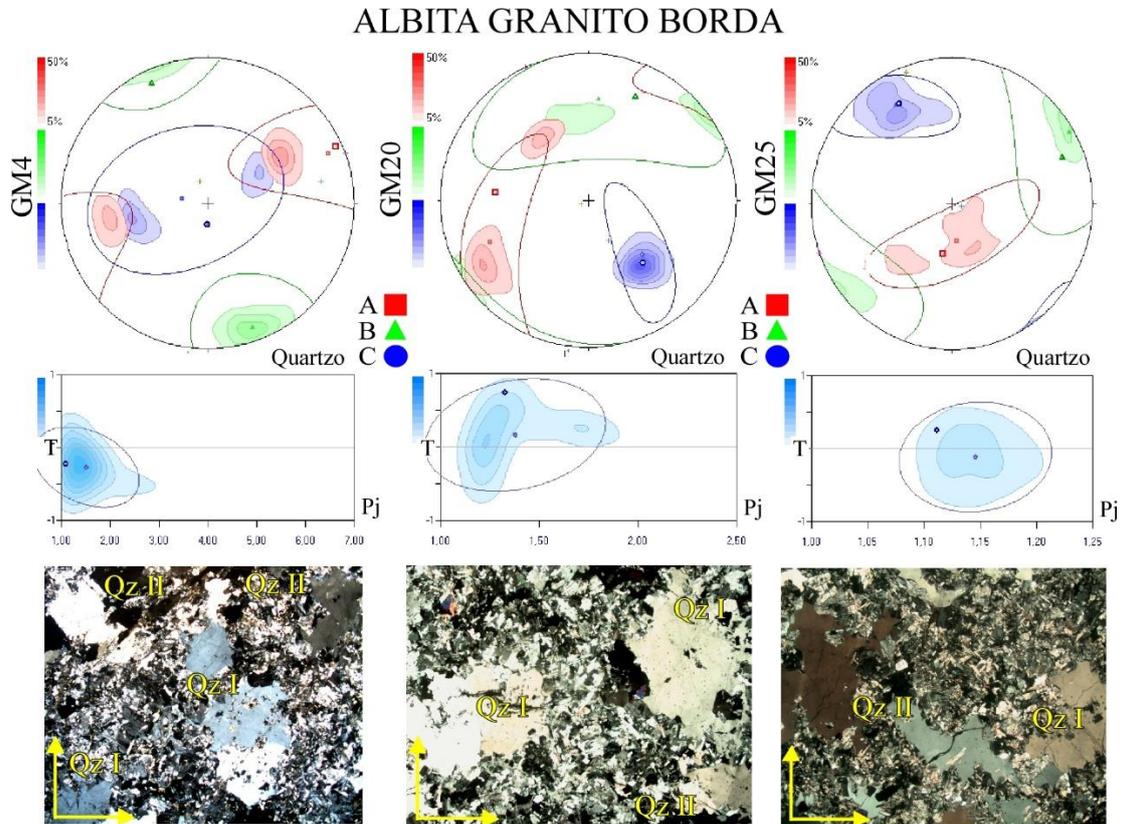


Figura 45. Orientação preferencial de forma (OPF) dos cristais de quartzo da subfácies de borda do Albita granito. A: eixo da lineação em vermelho, B: eixo intermediário em verde e C: polo da foliação em azul.

As orientações preferências de forma obtidas a partir da análise da petrotrama mineral para os afloramentos estudados apresentam orientações parecidas com os dados estruturais coletados em campo e são compatíveis com alguns sítios localmente. Destacam-se duas atitudes da foliação primária S_{0A} : S20E/60E e S_{0B} : S80W/35N nestas rochas, expostas predominantemente no centro e ao oeste da área de estudo (Figura 46).

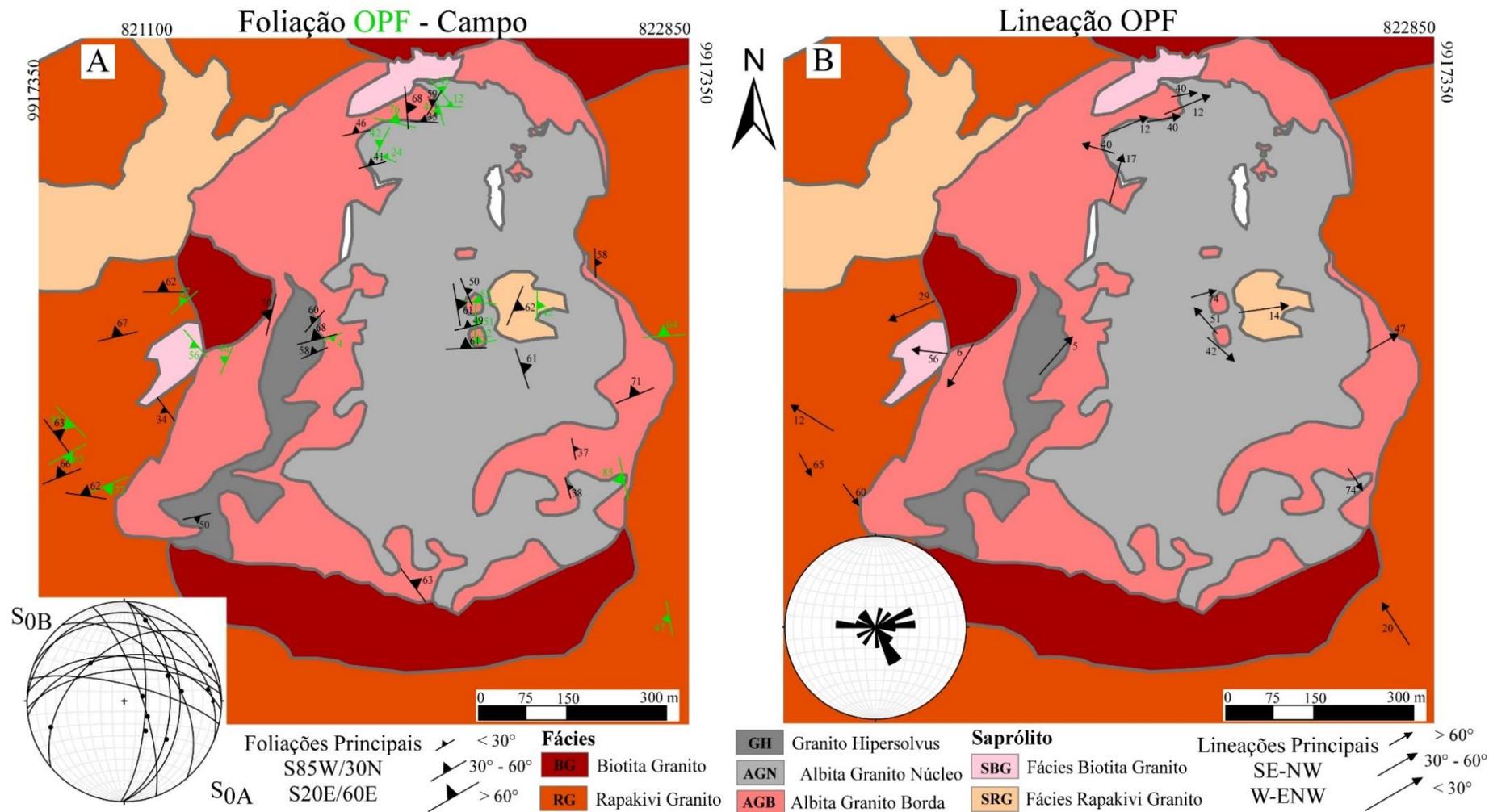


Figura 46. Distribuição espacial do registro da A) foliação medida a partir da análise da OPF e medida em campo (S_{0A-B}) e B) lineação mineral com sua distribuição para cada fácies na área de estudo. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica para a foliação mineral e projeção em diagrama de rosetas para a lineação mineral).

4.4.4 Deformação secundária

A análise estrutural das subfácies do Albita Granito permitiu reconhecer três tipos de estruturas rúpteis distribuídas em todo o corpo. Fossen (2010) sintetiza que deformação rúptil em rochas predomina nos níveis superficiais da crosta, geralmente restrita a uma faixa da crosta superior (10-15 km de profundidade). De acordo com isto estima-se que as feições estruturais rúpteis observadas em campo, correspondem a feições estruturais geradas em condições de pressão e temperatura típicas de crosta superior. A seguir serão descritas as características observadas em diques, veios, zonas de cisalhamento transcorrentes e falhas normais presentes nas subfácies do Albita granito.

4.4.4.1 Diques e Veios

São estruturas tabulares que intrudem o Albita granito. A ocorrência destas estruturas foi identificada na porção centro-oeste e ao norte do stock. Estas estruturas ocorrem de diversas formas e foram classificados pela composição, relação com a foliação S_0 e sua estrutura interna, de acordo com os seguintes critérios:

i) Pegmatitos de origem tardi-magmática, os quais intrudem a subfácies de núcleo concordantemente com a foliação S_{0B} (predominante) na porção centro e centro-oeste do stock, especialmente. São estruturas que hospedam rocha de textura grossa e composição quartzo-feldspática com minerais acessórios como riebeckita, criolita, xenotima, genthelvita e torita (Figura 47A). Possuem geometria tabular e larguras variáveis em torno de 10 até 60cm. Exibem atitudes que variam entre $256^\circ - 260^\circ$ de azimute e mergulhos para o N entre 39° e 48° (Figura 47F).

ii) Diques aplíticos de textura fina a média intrudem localmente a subfácies de borda na porção sudeste do corpo. São estruturas tabulares com largura de 5 a 10cm (Figura 47B-C). A orientação destas estruturas é predominantemente $283^\circ/56^\circ$ subparalela com a S_0 principal e outra subordinada que varia entre $304^\circ - 318^\circ / 86^\circ - 74^\circ$ (Figura 47F).

iii) Veios de origem hidrotermal constituídos por fluorita, criolita, galena, e caolinita são restritos no centro do plúton (Figura 47D). Apresentam textura média com deformação interna por fluxo cataclástico. São estruturas irregulares distribuídas em larguras de até 20m com orientação dominante $335^\circ - 350^\circ$ de azimute e $76^\circ - 86^\circ$ de mergulho (Figura 47G).

iv) Veios de quartzo com textura média a grossa de origem hidrotermal tardio ocorrem na porção oeste do corpo. São estruturas irregulares de espessura centimétrica (3 cm) e persistência em longitude de 10 m, expostas numa zona onde ocorre greisenização, predominando na subfácies de borda (Figura 47E). Os veios de quartzo exibem declinação de 160° - 170° e mergulhos de 79° - 81° (Figura 47G).

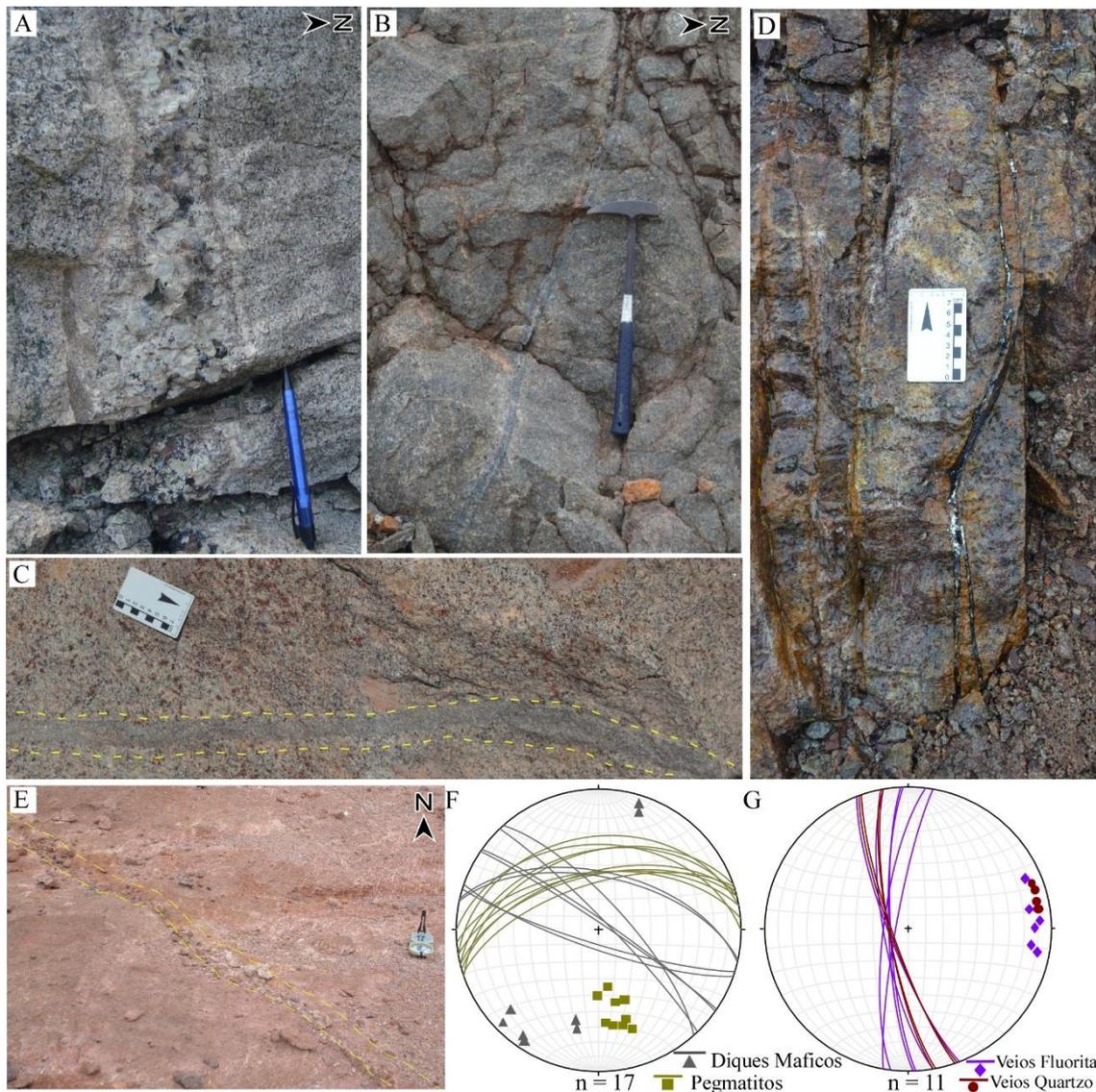


Figura 47. Diques e veios que intrudem o Albite granito. A) Pegmatito com geometria tabular e contatos irregulares cortando a subfácies de núcleo. Observasse halo de alteração por silicificação de aproximadamente 5 cm. B) Dique máfico de textura fina, geometria tabular e espessura de 3cm. C) Dique aplítico de aproximadamente 50 cm de largura que intrude concordantemente a subfácies de núcleo. D) Veios de fluorita preenchendo fraturas subverticais. E) Veio de quartzo de textura grossa, geometria irregular e espessura de 3 cm intrusivo na subfácies de borda. F-G) Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica) com as atitudes dos diques e veios que intrudem o Albite granito.

4.4.4.2 Zonas de cisalhamento transcorrentes (ZC):

Aparecem como descontinuidades concentradas em franjas que variam em sua disposição, continuidade e orientação. De acordo com às características geométricas e cinemáticas, pode-se diferenciar três tipos de zonas de cisalhamento transcorrentes:

i) ZC_A : Ocorre nas bordas sudoeste e sudeste do corpo na subfácies de borda principalmente, a zona deformada possui larguras de 10 m até 50 m (Figura 48A). Apresenta-se como uma franja curvilínea, irregular e anastomosada de orientação variável, com azimute de 242° a 255° e mergulho entre 36° e 65° (Figura 50). A deformação interna desta estrutura é principalmente cataclástica com redução de tamanho da rocha gerando gouge de falha (Figura 48C-D).

ii) ZC_B : Esta estrutura ocorre principalmente como superfície de falha lítrica e forma um conjunto de estruturas com espaçamento persistente de 1 m e 10 m, as quais truncam e deslocam à ZC_A em todos os afloramentos da borda sul do stock (Figura 48A-B-E-F). Localmente exhibe deformação cataclástica com geração de brecha fina. (Figura 48C). Apresenta orientação que varia de 158° - 170° de azimute e 45° a 70° de mergulho (Figura 50).

iii) ZC_C : São descontinuidades anastomosadas que ocorrem com menor frequência ao sudeste e nordeste do corpo, principalmente na subfácies de borda. Esta estrutura aparece cortando à ZC_A e ZC_B em zonas onde a deformação se concentra e gera estruturas compostas com deformação interna gerando brechamento restrito (Figura 48F). A orientação destas estruturas é variável com azimutes entre 217° - 225° e mergulho que muda entre 17° a 34° (Figura 50)

Associadas a estas estruturas aparecem vênulas de caolinita secundária relacionada a processos de alteração hidrotermal, de 0,5 cm até 2 cm de espessura. Geralmente correspondem com indicadores cinemáticos e/ou *tension gashes*. A cinemática observada em campo para a ZC_A , é predominantemente de transcorrência dextral transtensiva (Figura 49A-B). Já para às ZC_B e ZC_C a cinemática associada a estas estruturas foi observada localmente com comportamento sinistral (Figura 49C-D)

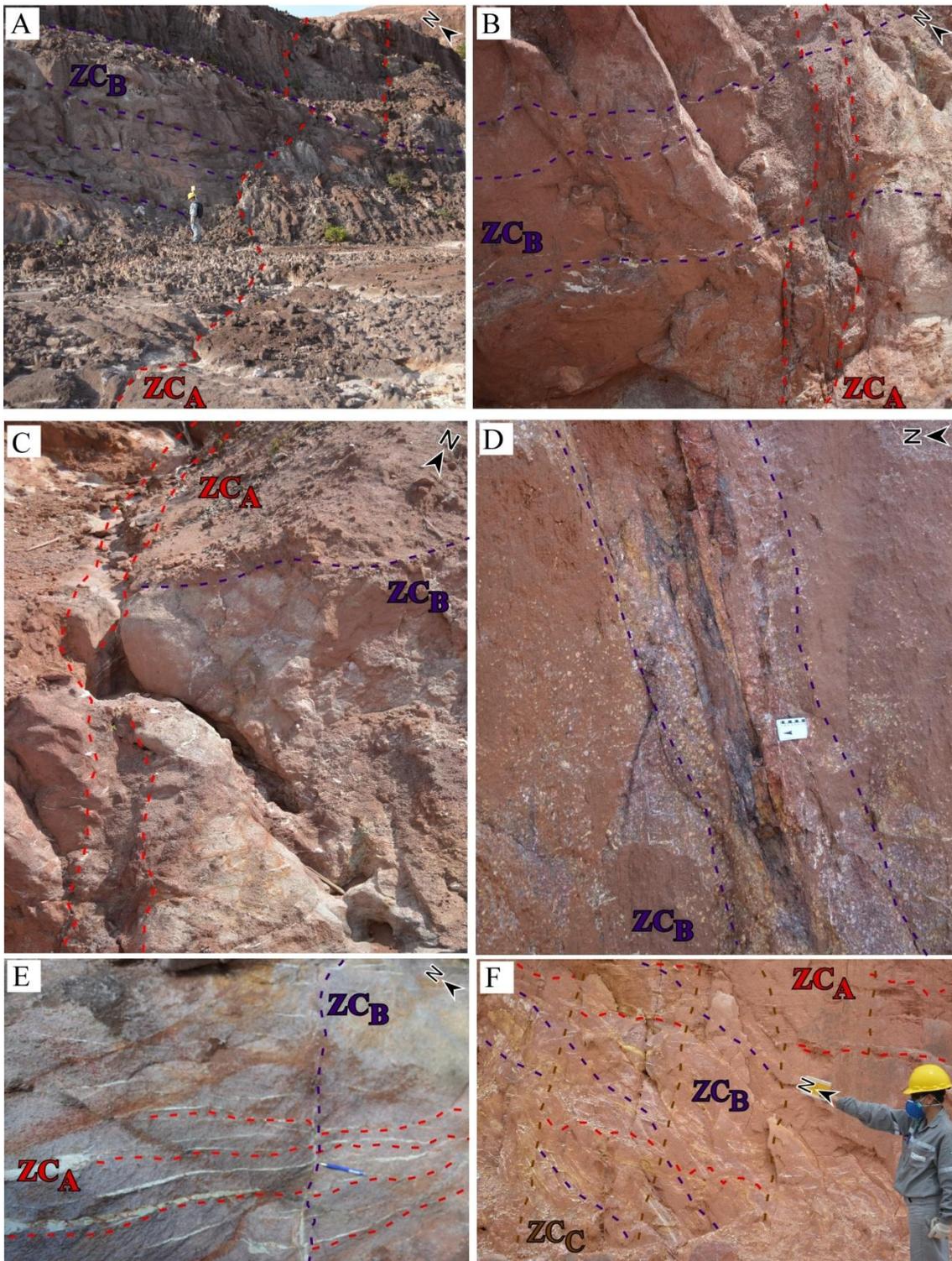


Figura 48. Zonas de cisalhamento transcorrentes (ZC) no Albita granito. A-B) Relações espaciais entre ZC_A e ZC_B mostrando geometria anastomosada e larguras aprox. de 3 m. C-D) Deformação interna cataclástica associada às ZC_A e ZC_B . D-E) Relações temporais entre às ZC_A , ZC_B e ZC_C .

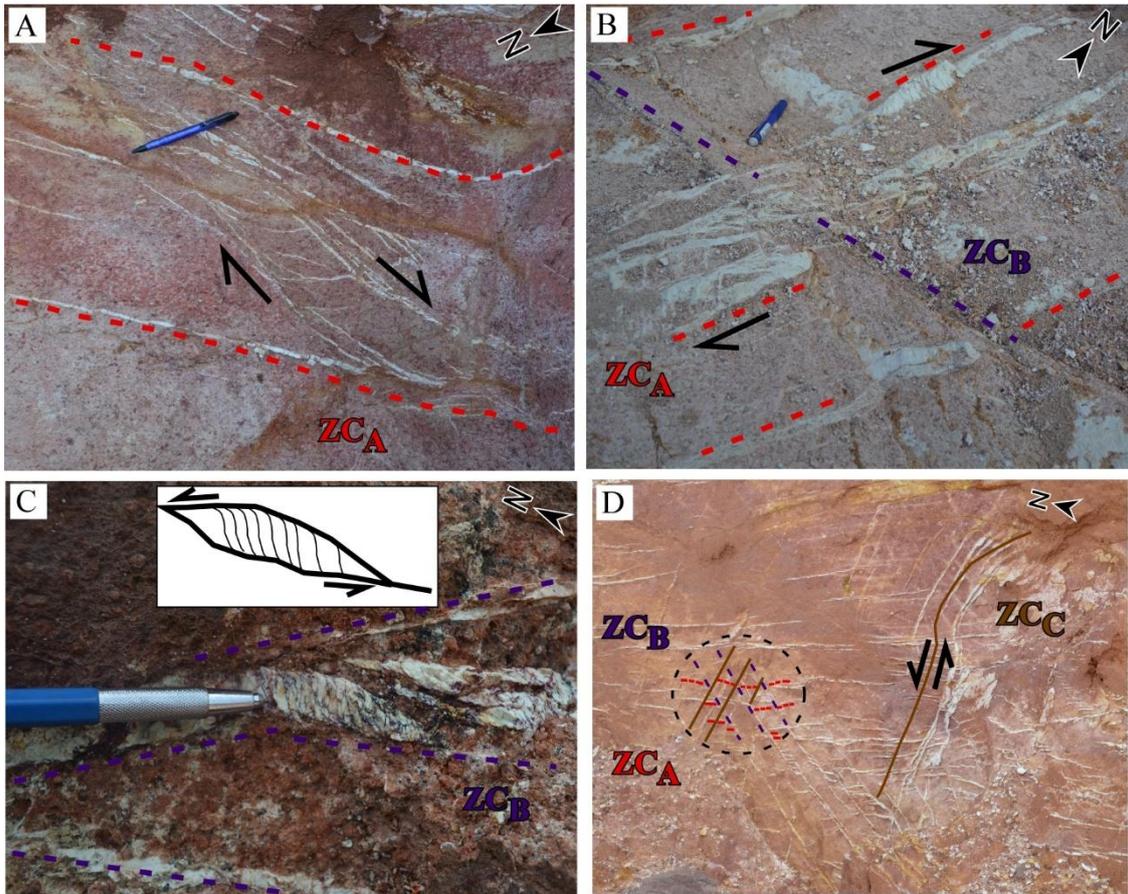


Figura 49. Indicadores cinemáticos associadas às zonas de cisalhamento transcorrentes (ZC) no Albite granito. A) Conjunto de vênulas de caolinita exibindo comportamento dextral predominante para à ZC_A. B) Deslocamento de referência entre as zonas de cisalhamento ZC_A e ZC_B, indicadores cinemáticos de transcorrência dextral. C) *Tension gashes* dentro da ZC_B mostrando cinemática sinistral. D) Observa-se estruturas conjugadas formadas por um conjunto de vênulas de caolinita as quais exibem atitudes e relações temporais das zonas de cisalhamento ZC_A, ZC_B e, ZC_C indicando cinemática sinistral para ZC_C.

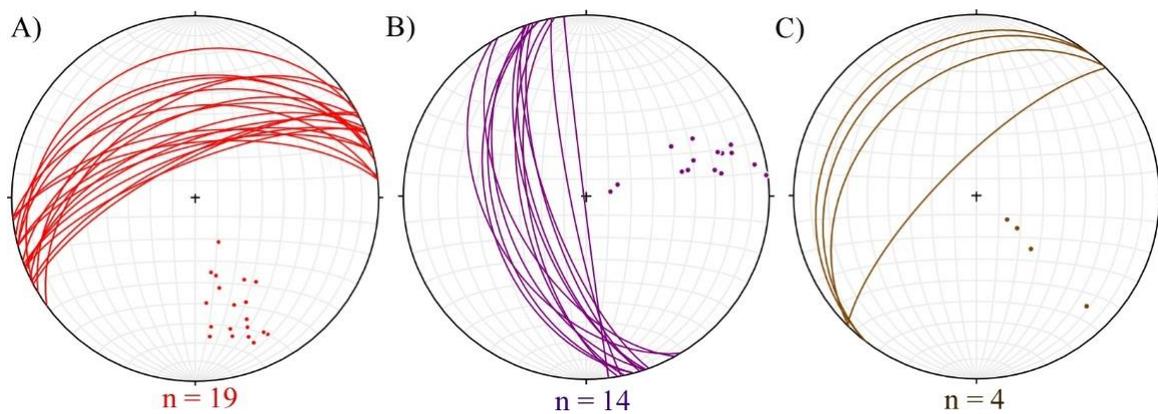


Figura 50. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica). A) Orientação da zona de cisalhamento transcorrente ZC_A, B) ZC_B, e C) ZC_C.

4.4.4.3. Falhas normais (FR)

Se apresentam principalmente como falhas normais (FR) com deslocamento diferencial de poucos cm, persistentes, com continuidade lateral de 10m até 30m e, deformação interna por intenso brechamento mecânico (Figura 52A-B-C). Localmente exibem *slickenside* com estrias dispostas em torno de 30° para o sentido 240°, assim como, *steps* indicando cinemática dextral com componente de falhamento normal dominante (Figura 52D-E). Apresentam orientação que varia de 116° – 130° de azimute e 45° a 57° de mergulho para o sul (Figura 51). Associadas a estas estruturas são comuns fraturas tensivas. Estas feições rúpteis são superfícies de falha lisas de alto ângulo espaçadas (3 m – 6 m) e deformação interna por brechamento mecânico com intenso atrito. Caracterizam-se por apresentar orientação variável entre 230° - 248° e mergulhos para o norte entre 48° - 85° (Figura 51). Fraturas sub-horizontais (FR₃) são comuns nestas zonas de deformação rúptil e ocorrem entre FR₁ e FR₂. Elas são discretas sem continuidade lateral representativa, e com poucos cm de abertura. Apresentam orientação que varia entre 58° - 104° e mergulhos para o sul de 45° – 86° (Figura 51). Cinemática associada a estas estruturas não foi observada. As zonas de cisalhamento de falhamento normal ocorrem persistentes na maioria dos afloramentos estudados.

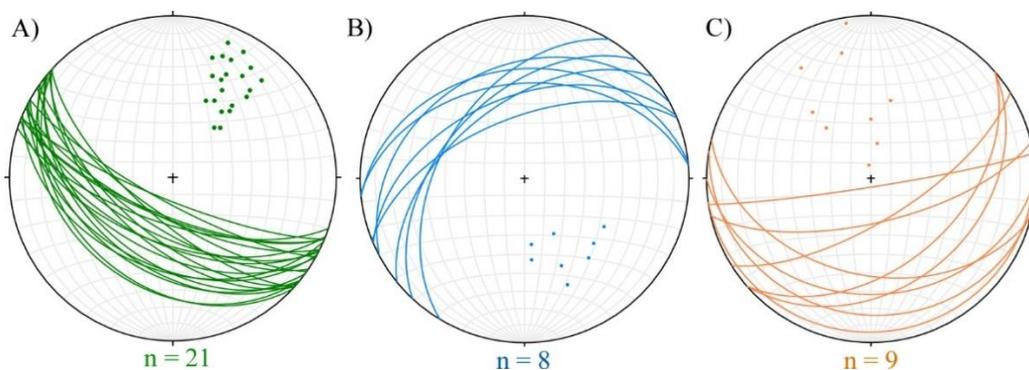


Figura 51. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica). A) Orientação da zona de cisalhamento por falhamento normal representada por um conjunto de falhas FR₁, B) FR₂ e, C) FR₃.

As estruturas descritas anteriormente foram interpretadas a partir de perfis esquemáticos correspondentes a cada limite do stock desenhados na Figura 53.

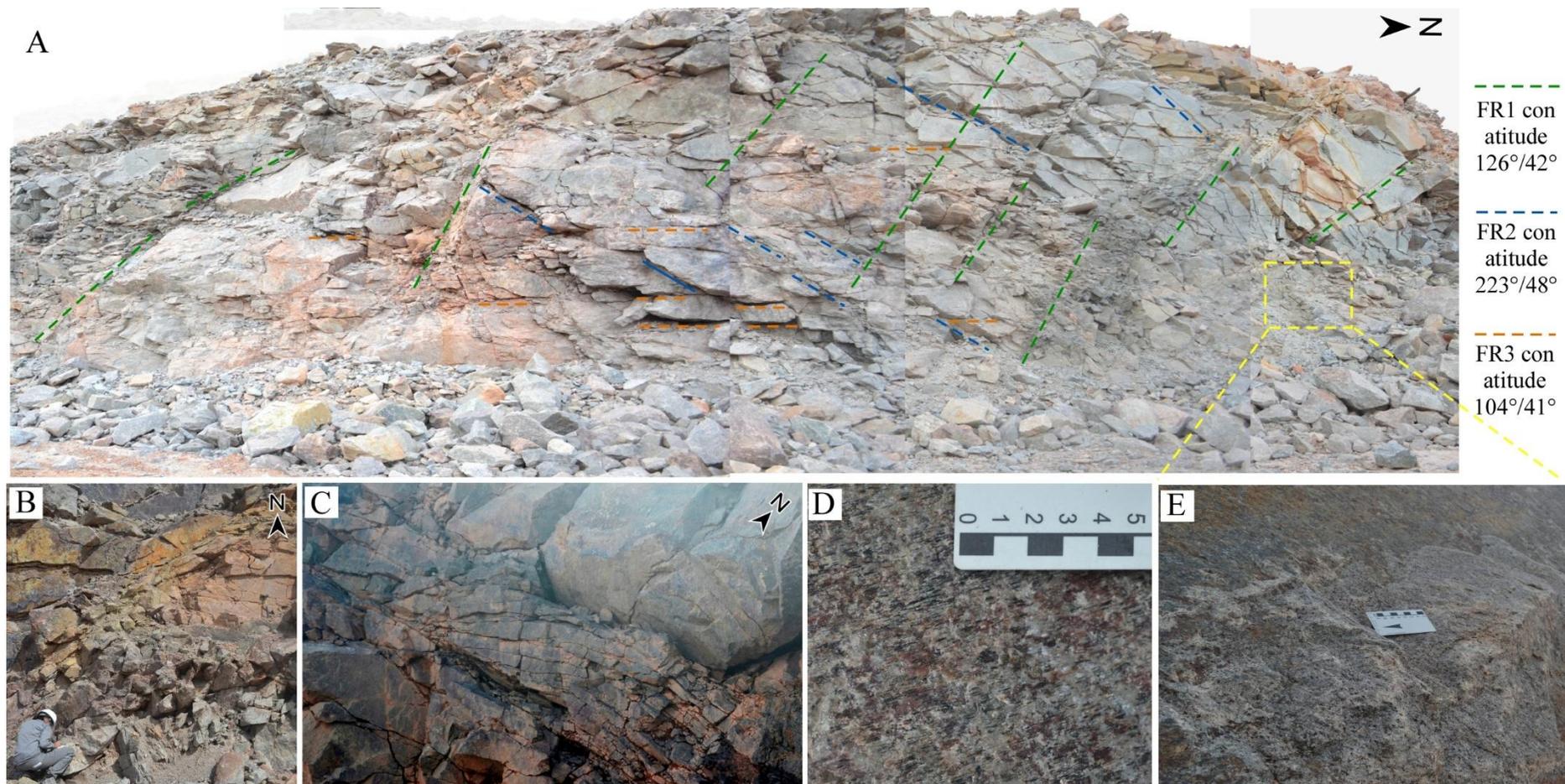


Figura 52. Falhamento normal (FR) no Albita granito. A) Formação de planos de descontinuidades mostrando um conjunto de falhas de comportamento normal espaçadas cada 3 m. B) Fraturas individualizadas formando um par conjugado de alto ângulo numa zona de deformação por brechamento mecânico. C). Boudin assimétrico em zona de falha com intenso fraturamento interno. E-F) Estrias e *steps* de falha indicando cinemática dextral.

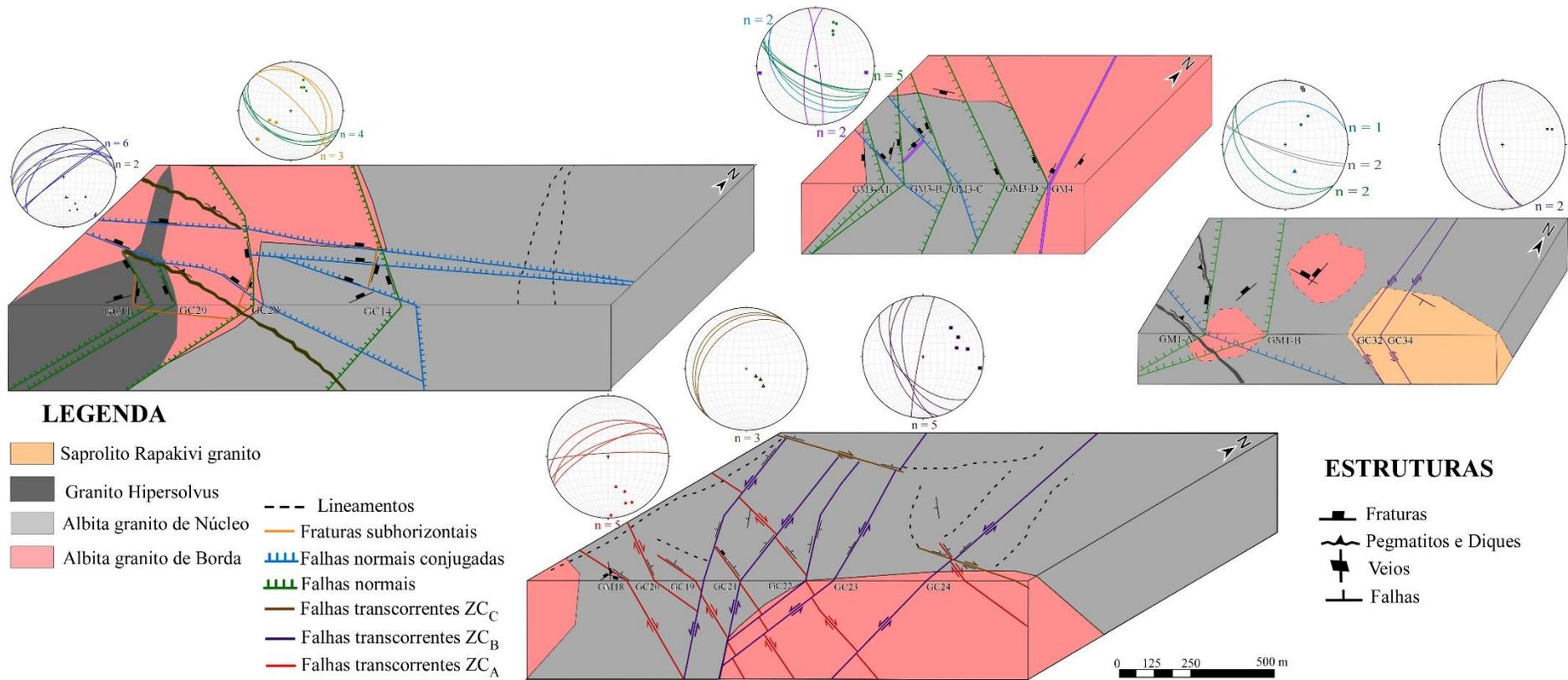


Figura 53. Perfis esquemáticos onde se exibe a relação espacial e temporal das zonas de cisalhamento transcorrentes, falhamento normal, diques, veios e lineamentos inferidos que representam a deformação dútil no Albita granito.

As referidas estruturas foram registradas no mapa estrutural em escala 1:5000 do trabalho realizado em campo. Em resumo, as zonas de cisalhamento transcorrente ocorrem predominantemente ao limite sul do stock, já as falhas normais, diques e veios ocorrem distribuídos na porção centro-oeste e norte do corpo, e suas relações espaço-temporais são exemplificadas na Figura 54.

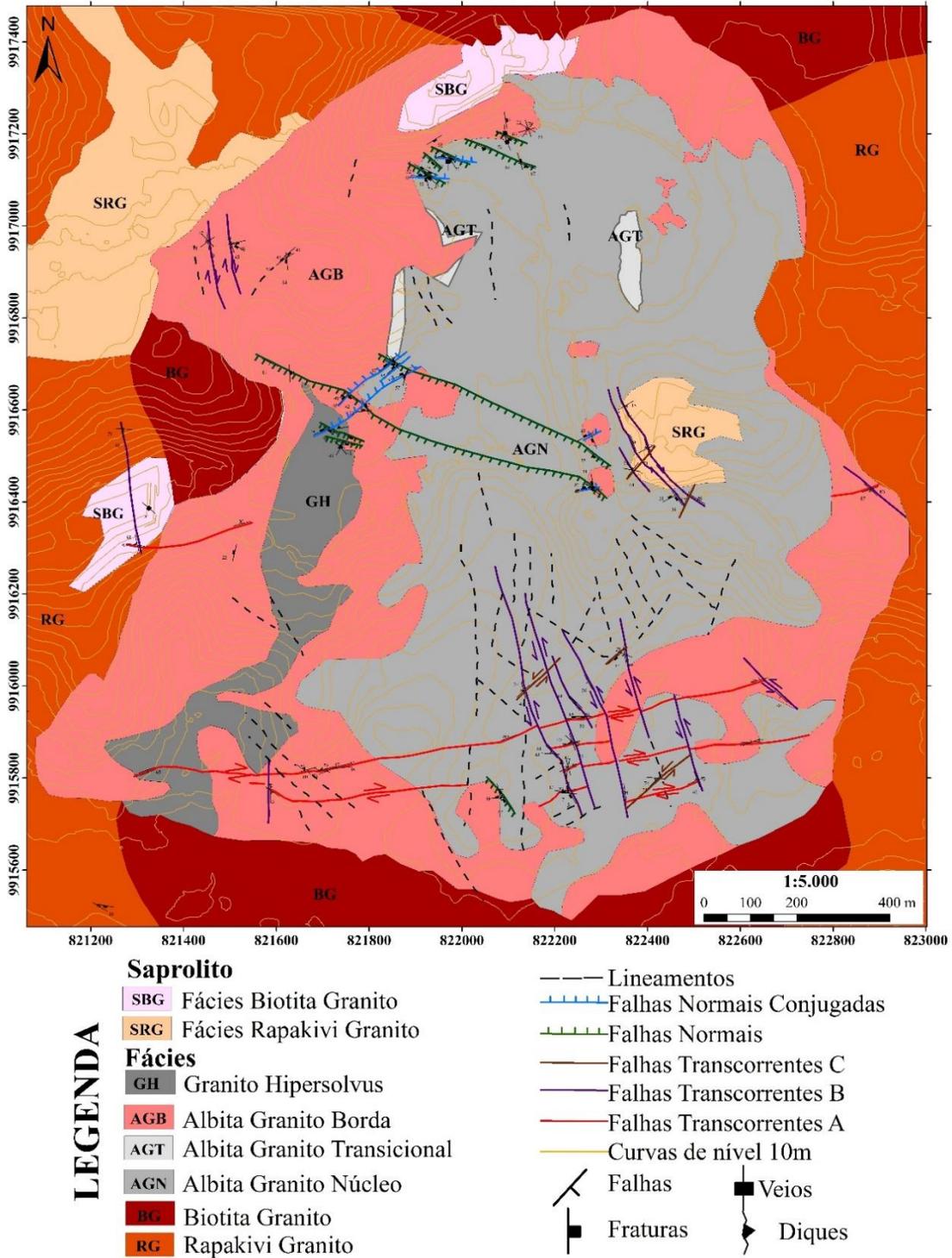


Figura 54. Mapa estrutural da deformação rúptil da fácies Albita granito.

5 DISCUSSÃO

Na continuação se faz a integração dos resultados obtidos a partir das técnicas analíticas utilizadas.

Análises Petrográficas

Microscopicamente a fácies Rapakivi granito mostra texturas indicativas de cristalização em profundidades rasas. A mineralogia é dada por feldspatos (K-feldspato e plagioclásio) desenvolvendo texturas peritíticas e localmente textura rapakivi. Também são comuns cristais de K-feldspato e quartzo intimamente intercrescidos, denotando diferentes tipos de textura granofírica (principalmente do tipo mirmequítico e vermicular). Hornblenda e biotita são os máficos principais, tendo ainda magnetita-ilmenita, pirita e como acessórios, zircão, apatita, clorita, epidoto e fluorita. A ausência de microestruturas de deformação em estado sólido expressivas, definem que a trama desta rocha é predominantemente magmática.

Nas subfácies de borda e núcleo do Albita granito as paragêneses minerais observadas apontam que estas rochas foram geradas segundo três estágios de cristalização. Textura porfirítica marcada por fenocristais de quartzo e matriz feldspática e conteúdos proporcionais de K-feldspato, albita e quartzo, caracterizam a fase magmática nas duas subfácies. Zircão I, criolita I, polilitionita, annita, riebeckita, cassiterita e, magnetita também ocorrem neste estágio em conteúdos modais menores, sendo minerais típicos na subfácies de núcleo. Destaca-se a presença de subordinadas microestruturas de deformação plástica em cristais de K-feldspato e albita (migração de borda, extinção ondulante e geminação mecânica), geradas em intervalos de temperaturas intermediárias a altas (Passchier & Trow, 2005). Nos fenocristais de quartzo I a deformação dúctil se manifesta localmente como deslizamento cristaloplástico (segundo o eixo $\langle a \rangle$), extinção ondulante e lamelas de deformação. Já os cristais de quartzo II com textura gráfica mostram localmente feições de deformação intracristalina por recristalização dinâmica, extinção ondulante em padrão de tabuleiro de xadrez e rotação de subgrãos. Estas microestruturas em rochas graníticas indicam deformação sob temperaturas aproximadamente de 400°C (Hirth & Tullis 1992; Stipp *et al.*, 2002, Vernon, 2004).

O desenvolvimento de albita com textura *chessboard* sugere processos de substituição de K-feldspato por plagioclásio durante o processo de metassomatismo do Albita granito. Esta microestrutura é comum em granitos alcalinos moderadamente

albitizados (Moore & Liou, 1979; Slaby, 1992), e se considera típica de estágios tardi-magmáticos destes granitos nos que em temperaturas intermediárias uma fase mineral é substituída por outra (Rong, 2009). A cristalização de criolita II formando agregados com zircão II, columbita, xenotima, genthelvita e, torita se relaciona ao estágio tardi-magmático na subfácies albita granito de núcleo. Já na subfácies albita granito de borda, a formação de fluorita, hematita, assim como como pirrotita, pirocloro, clorita e óxidos de ferro disseminados na matriz feldspática, denotam o último processo de cristalização associado ao estágio hidrotermal nestas rochas. Localmente, na subfácies de borda foi observada a transição da deformação dúctil para um regime dúctil-rúptil influenciada por deformação cataclástica. Os fenocristais de quartzo I (principalmente) apresentam extinção ondulante como consequência do processo de recuperação em resposta à deformação. Destacam-se outras feições nestes cristais como: recristalização com diminuição de tamanho de grão, deslocamento e rotação de subgrãos e microfaturas intragranulares.

Mineralogia Magnética e MEV

Os resultados analíticos de anisotropia de susceptibilidade magnética, de curvas termomagnéticas e de remanência isoterma, indicam valores da susceptibilidade média (k_m) relacionados com a variação na composição das fácies graníticas. Na fácies Rapakivi granito foram observados os valores mais altos de susceptibilidade magnética ($k_m = 5,56$ mSI), quando comparados com curvas características de óxidos de ferro indicaram correspondência com diagramas de IRM com crescimento rápido e estabilização em aproximadamente 100 mT para um *plateau* de saturação magnética típico de rochas que contem óxidos com baixa coercividade como a magnetita, e com diagramas termomagnéticos caracterizados por ter ciclo de aquecimento com clara transição de Verwey em -160 °C e temperatura de Curie –Weiss (T_c) em 580 °C, assim como ciclo de resfriamento reversível. Este comportamento magnético é característico da magnetita (Fe_3O_4). Esta magnetita ocorre como cristais xenomórficos inclusos em hornblenda e biotita principalmente. Um segundo grupo de amostras com valores de k_m mais baixos indica também a presença de minerais paramagnéticos nesta fácies. As evidências de fases ricas em Ti-Fe observada no exame textural no microscópio eletrônico de varredura, assim como transformações mineralógicas registradas nas curvas de termomagnetismo,

confirmam a formação de ilmenita (FeTiO_3) e a associação magnetita-ilmenita nas rochas da fácies Rapakivi granito.

No Albita granito de núcleo predominam amostras com valores de susceptibilidade magnética entre 2 e 6 mSI indicativos da presença de frações ferro e paramagnéticas. Destaca-se a formação de magnetita primária que ocorre nesta subfácies como cristais finos isolados na matriz feldspática, assim como, cristais de hábito acicular dispostos em planos de clivagem de micas como annita e polilitionita. Observações no MEV sugerem que esta última teria sido gerada no estágio tardi-magmático de cristalização. Os resultados de IRM nestas amostras refletem também a presença de óxidos de ferro com maior coercividade já que não atinge total saturação magnética. Nas curvas termomagnéticas o comportamento é variável mostrando efeito Hopkinson dividido em dois segmentos, interpretado como provável presença de goetita ($\gamma\text{-FeOOH}$) e de pirrotita ($\text{FeS}_{1.14}$) idiomórfica disseminada na matriz feldspática. Estes últimos se associam aos processos tardi-magmáticos no Albita granito.

Os menores valores de susceptibilidade magnética ($k < 0.3$ mSI), predominam no Albita granito de borda. Nas amostras analisadas as curvas de IRM mostram *loop* com início exponencial, em 200 mT queda da inclinação, mas insaturáveis até 2000 mT. Nas curvas termomagnéticas a transição de Verwey embora presente é pouco expressiva, assim como a transição de Morin. Estas evidências indicam uma importante contribuição de minerais com características paramagnéticas e ferrimagnéticas (cristais finos de hematita-magnetita) nestas rochas. Os óxidos de Fe-Ti observados no MEV nestas amostras são característicos de cristais tabulares hematita? (Fe_2O_3), associados à formação de fluorita e clorita, minerais que caracterizam o estágio de alteração hidrotermal neste litotipo.

Análises de Petrogramas Minerias (ASM e OPF)

Evidências de uma deformação primária definida como foliação S_0 de origem magmática se refletem no registro das tramas de ASM (óxidos) e de OPF (anfíbolio + micas e quartzo) nestas rochas. Na fácies Rapakivi granito as tramas magnética e mineral mostram correspondência com valores de anisotropia baixos e elipsoides com forma oblato predominantemente. A foliação S_0 pode ser agrupada em duas orientações:

i) Foliação S_{0A} de ASM e OPF orientadas $N30^\circ W/70^\circ E$, e lineação com mergulho entre $60^\circ - 80^\circ$ no sentido SW (Figura 55A).

ii) Foliação S_{0B} de ASM com atitude $S70^{\circ}W/80^{\circ}N$ e lineação magnética de alto ângulo de mergulho no sentido SE. Esta foliação não foi encontrada na OPF desta fácies.

Nas subfácies do Albita granito as duas tramas de ASM (óxidos) e OPF (silicatos máficos e, quartzo) são preferencialmente subparalelas (Figura 55B). A deformação dúctil nesta fácies possui foliação disposta NE-SW e mergulha ora para S, ora para o N, esta foliação foi diferenciada em S_{0B} e S_{0C} respectivamente. A trama da ASM no Albita granito é principalmente planar representada por elipsoides com forma oblato na subfácies de borda com baixo grau de anisotropia e por elipsoides prolatos com valores de anisotropia maiores para a subfácies de núcleo. A lineação magnética é principalmente de alto ângulo de inclinação (*down dip*) com caimentos para SE e NW nas duas subfácies. A trama da OPF revela elipsoides com forma oblato-prolato e estiramento entre 20 - 50% nas duas subfácies, e foliação com duas características:

i) A foliação S_{0B} (principalmente na subfácies de borda) está orientada $S60^{\circ}W/50^{\circ}S$ e lineação de 30° no sentido SE. Esta subtrama se relaciona com a subtrama da ASM definida pela magnetita-hematita na subfácies de borda.

ii) A foliação S_{0C} (predominante na subfácies de núcleo) de atitude $S85^{\circ}W/30^{\circ}N$ possui lineação orientada de 45° no sentido NW. Esta subtrama está associada com a subtrama da ASM da magnetita registrada na subfácies de núcleo.

Desta forma, a deformação primária no Albita granito apresenta portanto dois tipos de comportamento associados a processos magmáticos e hidrotermais, e embora as foliações primárias possam ser facilmente obliteradas por processos tardi-magmáticos (Paterson *et al.*, 1998b), ainda assim é possível identificar a trama associada a cada estágio de colocação plutônica do granito estudado.

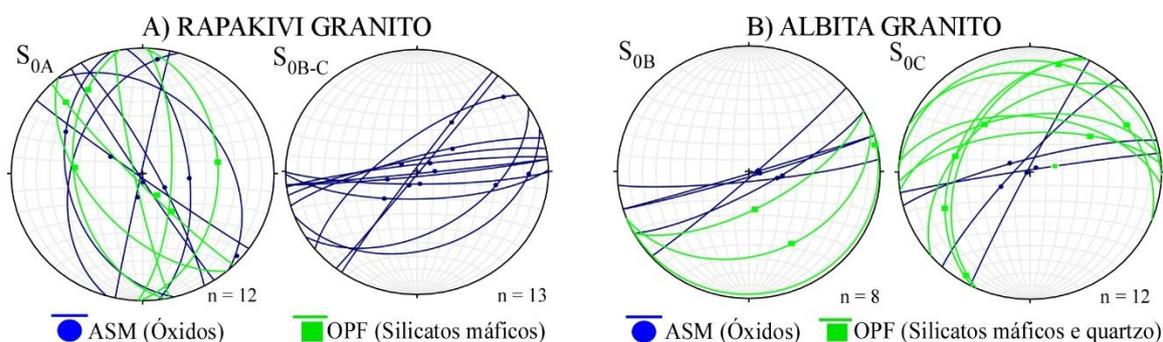


Figura 55. Estereogramas ilustrando as orientações da deformação primária da fácies Rapakivi e Albita granito registrada a partir do estudo de ASM OPF. Foliação (planos). Lineação (pontos).

Ao analisar e correlacionar a trama magnética e mineral das rochas encaixantes da fácies Rapakivi granito com as petrotramas das subfácies do Albita granito, se observa uma correspondência parcial dos resultados da atitude da foliação S_0 (Figura 56). Nos estereogramas das Figura 56A-B torna-se evidente a correlação entre a foliação e a lineação magnética da fácies Rapakivi granito e Albita granito. A trama da ASM é por vezes subcoaxial. Já para a trama de OPF o eixo da lineação mineral da fácies Rapakivi é ligeiramente oblíquo com relação ao eixo da lineação do Albita granito. Esta variação das petrotramas poderia estar relacionada com o fato de estas rochas tiverem cristalizado em tempos distintos em nível de crosta superior. Paterson & Tobish (1992) ressaltam a importância do tempo de dinâmica da cristalização dos corpos plutônicos em relação às taxas de deformação em determinadas condições de pressão e temperatura durante seu alojamento. Plutons alojados em níveis crustais rasos geralmente apresentam taxas de cristalização rápidas impedindo o desenvolvimento de tramas minerais e/ou deformação primária bem definida (Paterson *et al.*, 1989b). Enquanto a cristalização de plútons a maior profundidade (preferencialmente de crosta inferior) envolve longos períodos de tempo para seu resfriamento, suficientes para gerar tramas minerais com orientações consistentes e baixa dispersão da deformação (Davidson *et al.*, 1994).

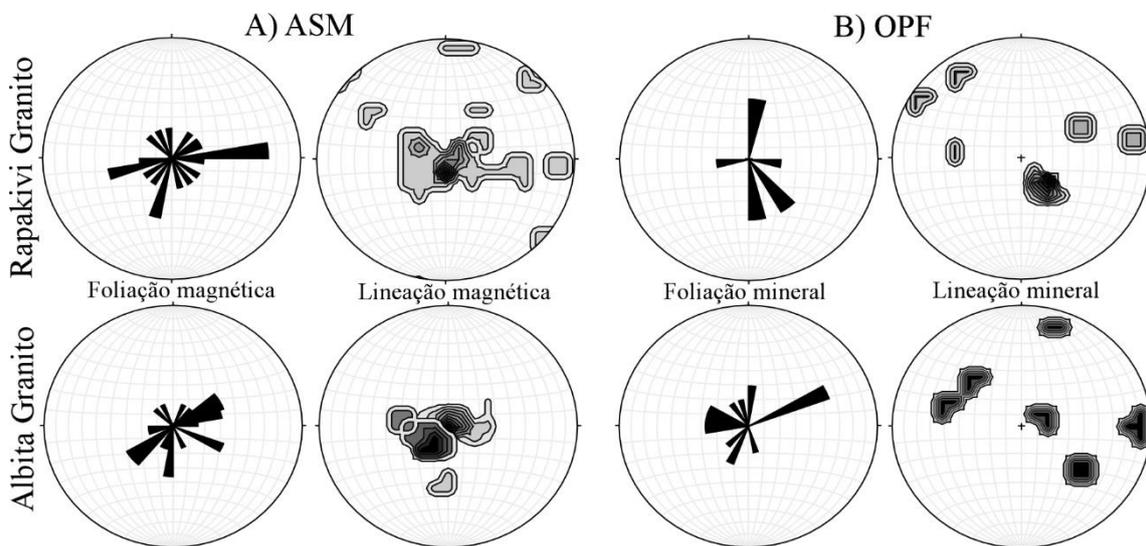


Figura 56. Estereograma ilustrando as orientações da deformação primária da fácies Rapakivi e Albita granito registrada a partir do estudo de A) ASM e B) OPF. Foliação (diagrama de rosetas). Lineação (diagrama de contornos).

Estruturas de deformação

Nos estágios finais da cristalização, sob condições de menores temperatura e pressão, tem-se o registro de deformação dútil observada principalmente nas subfácies do Albita granito. Diques aplíticos e pegmatíticos tardios, intrusivos na subfácies de núcleo, assim como, veios de fluorita e de quartzo inclusos na subfácies de borda, caracterizam episódios de nível crustal relativamente elevado. Observações micro estruturais confirmam uma orientação preferencial dos diques pegmatíticos pelos limites paralelos ao alongamento dos fenocristais de quartzo e aos eixos maiores dos feldspatos da matriz da subfácies de núcleo, subparalelos à foliação Soc com orientação $S70^{\circ}W/44^{\circ}N$. Os mecanismos de deformação encontrados nos pegmatitos sugerem que internamente os cristais que conformam estas estruturas foram deformados em temperaturas intermediárias pelo esforço cisalhante que favoreceu o crescimento normal aos limites da estrutura na medida que estes cristalizam (Vernon, 2004). Os veios de fluorita, galena e, criolita com orientação $S15^{\circ}E/80^{\circ}S$ ocorrem em uma zona de transição entre a subfácies de núcleo e borda localizada na porção centro-norte do stock Albita granito. Estas estruturas estão associadas a fluidos hidrotermais ascendentes e/ou migrando lateralmente a partir da zona central do corpo, onde ocorre o depósito de criolita maciça (Bastos Neto *et al.*, 2009). Outro tipo de veios hidrotermais foram identificados localmente em uma zona de greisens. Tratam-se de veios contendo cristais de quartzo grosso orientados N-S subparalelos aos veios de fluorita. A ocorrência destas estruturas estaria mais associada ao processo de metassomatismo (estágio magmático residual hidrotermal) evidenciado principalmente na subfácies de borda do Albita granito (Costi *et al.*, 2000b).

Adicionalmente, o Albita granito foi deformado por zonas de cisalhamento dúteis com cinemática dextral dominante. A sequência inicia com zonas de cisalhamento transcorrente anastomosadas (ZC), ligadas espacial e temporalmente na porção sul do stock. Uma zona de cisalhamento transcorrente principal ZC_A predomina na subfácies de borda orientada $S70^{\circ}W/56^{\circ}N$. Esta estrutura poderia ter sido ativada durante o posicionamento do Albita granito concordante com a direção preferencial de deformação das fácies precoces de cristalização do plúton Madeira. Outra zona de cisalhamento transcorrente ZC_B orientada $S23^{\circ}E/58^{\circ}W$, corta e desloca à ZC_A . A persistência espacial desta estrutura na subfácies de núcleo, sugere que esta é subparalela ao vetor de encurtamento que estaria orientado quase NNW-SSE do stock, o qual também pode ter influenciado a forma final alongada adquirida pelo Albita granito uma vez cristalizado.

Localmente foi identificada outra zona de cisalhamento ZC_C com atitude $S42^\circ W/35^\circ N$ que trunca as estruturas ZC_A e ZC_B . Estas estruturas formam um sistema de cisalhamento conjugado onde a ZC_A seria o cisalhamento principal com cinemática dextral, a ZC_B de tipo antitético primário e a ZC_C a estrutura antitética secundária (Figura 57).

Posteriormente, quando então ocorreu o resfriamento final do Albita granito, a deformação rúptil foi controlada por falhamento normal conjugado (FR). Este tipo de estruturas predominam no centro, e nos limites oeste e norte da subfácies de núcleo. São falhas normais FR_1 de atitude predominante $S60^\circ E/58^\circ S$ que exibem *slikenside* com steps e estrias orientadas $30^\circ/240^\circ$ indicando cinemática dextral de regime transtensivo, localmente associadas com fraturas FR_2 orientadas $S60^\circ W/44^\circ N$.

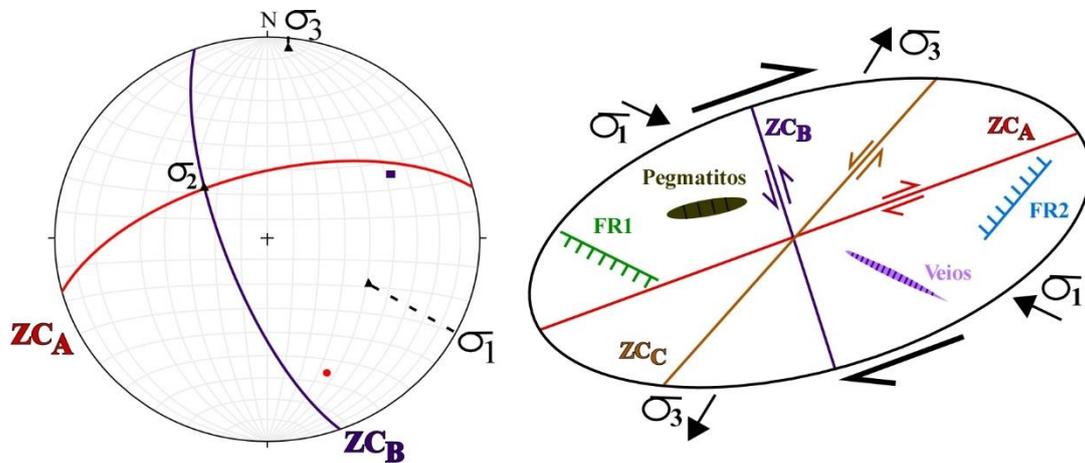


Figura 57. Modelo de Riedel adaptado com a interpretação das estruturas rúpteis da deformação secundária do Albita granito.

Modelo de Alojamento

Os modelos petrogenéticos de formação de magmas tipo A ainda são um assunto controverso. Para uma tentativa adequada de determinação do ambiente de posicionamento deste magmatismo devem ser utilizadas informações quanto à geologia local, períodos de formação e duração de eventos tectônicos regionais, assim como estudos estruturais focados na caracterização do comportamento reológico e deformação interna destas rochas.

O alojamento do granito Madeira (principalmente das fácies precoces, Rapakivi e Biotita granito) tem sido relacionado a um complexo de caldeira sob uma tectônica distensiva, controlado por um corredor com direção geral NE-SW (Ferron *et al.*, 2006, 2009). Este corredor estava francamente ativo durante o posicionamento do granito

Pedreira (Suíte Mapuera) e Água Boa (Suíte Madeira) que se situam paralelamente à direção geral desse corredor. Para Bastos Neto *et al.*, (2014) o alojamento da fácies mais tardia do granito Madeira (Albita granito) ocorreu numa fase posterior e em contraste à disposição NE-SW das fácies precoces deste granito, controlado por uma direção de encurtamento N-NE dentro de uma zona cisalhamento transcorrente com cinemática sinistral, a qual foi reativada dentro do ambiente de caldeira proposto por Ferron *et al.*, (2006, 2009).

Segundo as evidências da deformação interna das rochas estudadas e o estudo de petrotramas minerais, se propõe um possível modelo estrutural cuja deformação, cinemática e contexto de alojamento do Albita granito é distinto aos propostos na literatura:

i) Localmente a rocha se deformou ainda num estágio magmático definindo uma foliação precoce S_{0A} típica da fácies Rapakivi granito, com trama magmática planar e fluxo vertical induzido pela subida do magma na orientação do campo de esforços regional, cujo esforço principal (σ_1) NW-SE direcionou o fluxo magmático;

ii) Na medida que o magma ascendeu na crosta superior, a componente distensiva (σ_3) NE-SW associada ao campo de esforços acima descrito, ajudou ao posicionamento da trama magmática S_{0B-C} (predominante nestas rochas) definida como uma foliação mais tardia representativa das subfácies do Albita granito.

iii) Nos últimos estágios da cristalização magmática, as múltiplas injeções de diques pegmatíticos e veios hidrotermais (paralelos e oblíquos ao vetor σ_3 respectivamente), indicam transporte de fluidos por *fracture propagation* em níveis crustais rasos (Weertman & Chang 1977; Pitcher, 1979; Paterson & Fowler 1993; McNaulthy *et al.*, 1996; Petford, 2000; Vigneresse & Clemens 2000). Desta forma, estas estruturas correspondem à porção mais hidratada e de cristalização mais tardia do plúton, relacionadas com fases de tectônica extensional no campo regional de esforços;

iv) A instalação da deformação rúptil esteve representada pelas zonas de cisalhamento transcorrentes ZCA , ZCB , ZCC , e pelas falhas normais FR1 e FR2. A orientação destas últimas estruturas sugere que o campo regional de deformação se manteve ativo para formar o sistema conjugado *strike-slip* de cinemática dextral predominante em regime transtensivo. Este comportamento é definido pelos *tension*

gashes associados ao cisalhamento principal ZCA e o sentido do movimento da maioria das falhas normais observadas;

v) As relações de contato entre fácies e subfácies e deformação sofrida nestas rochas sugerem que o posicionamento do plúton foi controlado por uma zona de cisalhamento regional com *trend* NE-SW. Além disso, também ocorreram mecanismos de *nesting process* associados com vários pulsos magmáticos contínuos no mesmo plúton em curtos intervalos de tempo (Bouchez & Diot 1990; Paterson & Vernon 1995; Vigneresse & Bouchez 1997; McNulthy *et al.*, 1996, 2000; Glazner *et al.*, 2004). Esta hipótese se reforça no conjunto de fácies magmáticas do granito Madeira, onde o zoneamento do plúton é resultado de sucessivos pulsos de magma cada vez mais evoluídos. Desta forma, as fácies mais precoces (menos evoluídas) constituem as bordas do plúton (fácies Rapakivi e Biotita granito) enquanto a fácies central (Albita granito) a composição é mais acida e altamente evoluída. No mesmo sentido, aponta que a configuração do conjunto desta rochas graníticas se deu num intervalo de tempo da ordem de apenas ~15 Ma (Costa, 2010). Adicionalmente, os corpos pegmatíticos e veios hidrotermais nas partes centrais do Albita granito, representam pulsos discretos com progressiva evolução petrológica e correspondência parcial na disposição geral do *trend* NE-SW regional (Figura 58).

vi) Magmas albitizados (especialmente granitos tipo A) tem sido relacionados a diferentes contextos tectônicos, geralmente predominando em arcos continentais e ambientes intracratônicos, sendo a maioria destas ocorrências referenciadas no proterozoico (Hunt *et al.*, 2005; Yang, 2009). Neste trabalho se propõe que os mecanismos de subida e alojamento crustal do granito Madeira (~1.82 Ga) seriam vinculados a um ambiente intracratônico relacionado a uma tectônica extensional após uma fase pós-colisional a qual controlou o posicionamento do plúton. Magmatismo tipo-A gerado em regime similar também é reportado para os granitos Mapuera (1.88-1.86 Ga) e Moderna (1.82-1.79) ao SE do Domínio Uatumã-Anauá (Almeida, 2006).

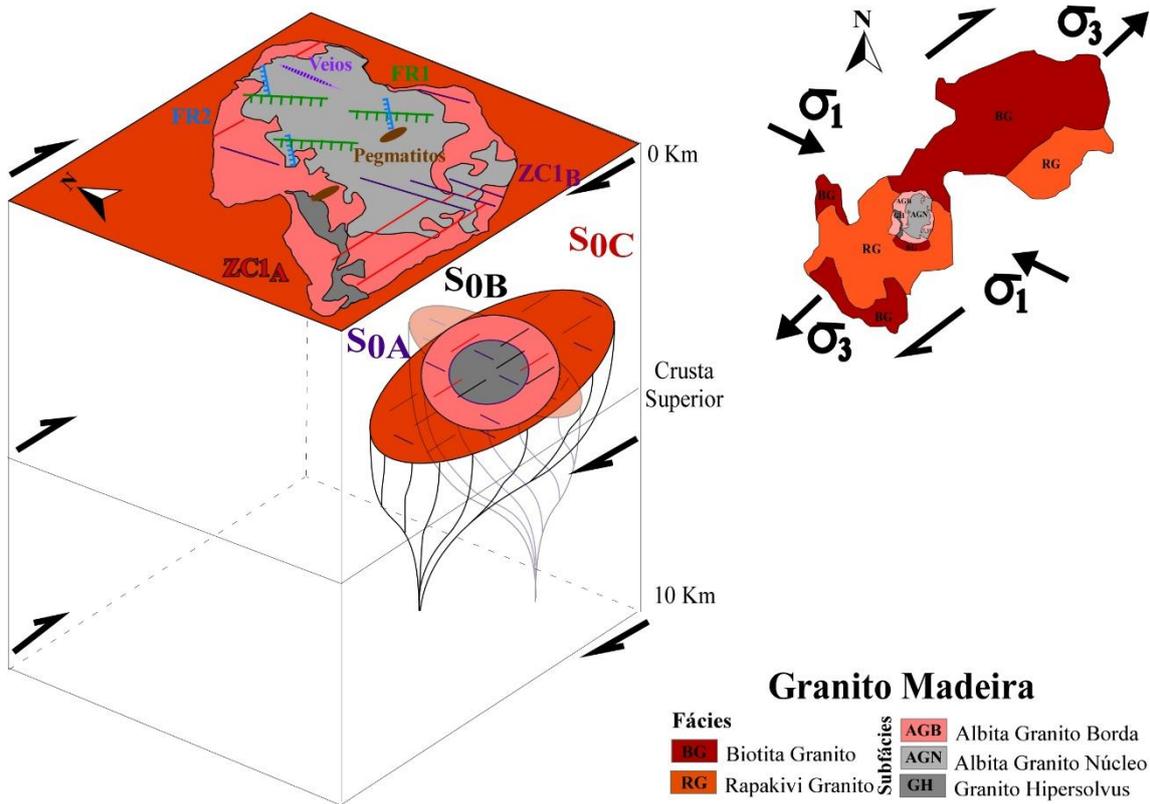


Figura 58. Modelo estrutural do possível alojamento da fácies Albita granito associado às fácies encaixantes do plúton Madeira.

6 CONCLUSÕES

Apoiados em técnicas estruturais analíticas, como análises de petrotramas minerais (ASM e OPF) e o registro da deformação em escala mesoscópica, foi possível postular os mecanismos de posicionamento crustal do corpo intrusivo em estudo. Os resultados obtidos permitiram entender melhor a evolução da deformação a partir das relações de campo, análises petrográficas e texturais, com ênfase na análise da deformação interna, assim como da integração do contexto tectônico regional. Desta forma conclui-se:

- O granito Madeira é caracterizado pela associação de fácies e subfácies cada vez mais evoluídas a partir de vários pulsos magmáticos. As lineações magnéticas verticais sugerem proximidade com a raiz do corpo e colocação em nível crustal raso sendo confirmado pelas características texturais destas rochas.

- A ausência de microestruturas de deformação em estado sólido expressivas, definem que as tramas destas rochas são predominantemente magmáticas. Localmente estas rochas foram deformadas ductilmente gerando uma foliação magmática precoce S_{0A} (fácies Rapakivi) e outra mais tardia S_{0B-C} nas subfácies do Albita granito.

- A trama magnética planar representada pela magnetita-ilmenita na fácies Rapakivi, pela magnetita na subfácies de núcleo, assim como a trama da magnetita-hematita na subfácies de borda, são principalmente subcoaxiais a localmente obliquas à trama mineral de OPF registrada nestas rochas.

- As características da deformação primária, as evidências de transição da deformação dúctil-rúptil, assim como, a coerência nas orientações das feições da deformação rúptil (diques, veios, ZC_A , ZC_B , ZC_C , FR1, FR2) com as medidas da foliação S_{0A-B-C} , indicam que o campo regional de esforços não mudou e se manteve ativo durante a evolução da deformação destas rochas.

- O intervalo temporal referente à idade de cristalização dos diferentes corpos da suíte, a progressiva evolução petrológica, assim como, o contínuo padrão estrutural destas rochas, refletem que o posicionamento dos diferentes pulsos do plúton Madeira ocorreu associado com processos de *nested plutons* controlados por um contexto regional extensivo de deformação transcorrente com *trend* NE-SW e cinemática dextral predominante.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO, N.B., FUCK, R.A. Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth-Sciences Reviews* 17, 1981. p. 1–29.
- ALMEIDA, M.E. Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitoides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará. Belém, 2006. p.241.
- ALMEIDA, M.E., FRAGA, L. M.B, MACAMBIRA, M.J.B. New geochronological data of calc-alkaline granitoides of Roraima State, Brazil. In: *South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, Extended Abstracts*, 1997. p. 34-37.
- ALMEIDA, M.E., MACAMBIRA, M.J.B., FARIA, M.S.G. A Granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 41. Anais, 2002. p. 434.
- ALMEIDA, M.E., MACAMBIRA, M.J.B. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitoides cálcio-alcálicos Paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. In: *SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica*, vol. 9. Anais, 2003. p. 775–778.
- ALMEIDA, M.E, MACAMBIRA, M.J.B., OLIVEIRA, E.C. Geochemistry and zircon geochronology of I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96Ga) in central portion of Guyana Shield. *Prec. Res.*, 155, 2007. p. 69-97.
- AMARAL, G. Geologia pré-cambriana da região Amazônica. (Dissertação de Livre Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo), 1974.
- ARAÚJO, N.H. & MOREIRA, H. L. Projeto Estanho do Abonari, Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final 2 vol, 1976.
- BASTOS NETO, A.C., FERRON, J.M.TM., CHAUVET, A., CHEMALE JR, F., LIMA, E.F., BARBANSONE, 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. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 243, 2014. p.182-196.

- BASTOS NETO, A.C., PEREIRA, V.P., LIMA, E.F., FERRON, J.M.T.M., MINUZZI, O.R.R., PRADO, M., RONCHI, L.H., FRANTZ, J.C., BOTELHO, N.F. O depósito de criolita da mina Pitinga (Amazonas). In: Marini, J.O., Queiroz, E., Ramos, B.W. (Eds.), *Caracterização de Depósitos Mineraiis em Distritos Mineiros da Amazônia*. DNPM/CTMINERAL/ADIMB, Brasília, 2005. p. 477–552.
- BASTOS NETO, A.C., PEREIRA, V.P., LIMA, E.F., FRANTZ, J. C., RONCHI, L. H. The world class Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) deposit and the massive cryolite deposit associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga mining district, Amazonas State, Brazil. *Canadian Mineralogist*, v. 47, 2009. p. 1329-1357.
- BORGES, R.M.K. Petrografia e química mineral dos greisens associados ao Granito Água Boa, mina Pitinga (AM): um estudo dos processos de formação de greisens. Belém. Dissertação de mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 1997. p.190.
- BOUCHEZ, J. L., DIOT, H. Nested granites in question: contrasted emplacement kinematics of independent magmas in the Zäer pluton, Morocco. *Geology*, vol. 18, 1990. p.966-969.
- BUDDINGTON A.F. & Lindsley D.H. Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2), 1964. p. 310-357.
- CARVALHO FILHO, N.B., HORBE, M.A., HORBE, A.C., SOUZA, P.C.B. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil. In: SBG/Núcleo Manaus, II Symposium Amazônico, Manaus, Anais, 1984. p. 459-461.
- CORDANI, U.G., TEIXEIRA, W., D'AGRELLA, FILHO, M.S., TRINIDADE, R.I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 2009. p.15: 396-407.
- COSTA, J.B.S., HASUI, Y. Evolução Geológica da Amazônia. In: Costa, M.L & Angélica, R.S. eds. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, SBG, 1997. p.15-90.
- COSTA, C.F. Evolução geológica da região de Pitinga (Amazonas) e suas implicações na gênese da mineralização de Sn-Nb-Ta-F (Y, ETR, Li) associada ao granito Madeira. Federal University of Rio Grande of Sul, Porto Alegre, Brazil, 2010. p.130.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J.T., POPINI, M.V.F. The albite granite of Pitinga Mine: petrography, geochemistry and mineralizations. In: Symposium on rapakivi granites and related rocks, IGCP Project 426, Belém, Brazil. Abstracts, 1995. p. 20-21.

- COSTI, H.T. Petrologia de granitos alcalinos com alto Flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita granito da mina Pitinga, Amazonas, Brazil. Tese de Doutorado (Unpub), Universidade Federal do Pará. Belém. Centro de Geociências, 2000. p.345
- COSTI H.T., DALL'AGNOL R., MOURA C.A.V. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Reviews* 42, 2000a. p. 832-849.
- COSTI, H.T., HORBE, A.M.C., Borges, R.M.K., DALL'AGNOL, R., ROSSI, A., SIGHNOLFI, G. P. Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga province, Amazonian craton, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 30, 2000b. p.775-782.
- COSTI, H.T., BORGES R.M.K., DALL'AGNOL, R. Depósitos de estanho da Mina Pitinga, Estado do Amazonas. In: Marini, J. O.; Queiroz, E.; Ramos, B. W. (Ed) Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. Brasília: DNPM/ADIMB LibertyMall, 2005. p. 391-475.
- COSTI, H.T., DALL'AGNOL R., BORGES, R.M.K., MINUZZI, O.R.R., TEIXEIRA, J.T. Tin-bearing sodic epsyenites associate with the Proterozoic, A-type Água Boa granite, Pitinga mine, Amazonian cráton, Brazil. *Gondwana Research* 5, 2002. p.435-451.
- COSTI, H.T., BORGES, R R. M.K. & DALL'AGNOL, R.RD. Tin ore deposits of the Pitinga mine, State of Amazonas. In *Ore Deposits in Amazonian Mining Districts* (J.O. Marini, E. Queiroz & B.W. Ramos, eds.). DNPM-ADIMB, Brazilia, Brazil;in Portuguese), 2005. p391-475
- CPRM, 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Organizadores, Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, Roberta Mary Vidotti, João Henrique Gonçalves – Brasília : CPRM – Serviço Geológico do Brasi, 2003. p.692.
- CUNHA, E.F.S., NOGUEIRA, A.C.R., PAZ, J.D.S., FERRON, J.M., PRADO, M. Depósitos eólicos da Formação Urupi, Paleoproterozóico do Escudo das Güianas, Mina do Pitinga, AM. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., vol. 9. 2006. Belém, CD-ROM.
- DALL'AGNOL, R., COSTI, H.T., BORGES, R.M.K. Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia". Subprojeto: Pitinga-Estanho. Belém, UFPA, Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000, 2003. p.11-23.

- DAOUD, W.K. & ANTONIETTO J, A. Geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, Anais 3, 1985. p.17-33.
- DAOUD, W.K. & FUCK, R.A. Contexto geológico e depósitos minerais associados aos granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Boletim de resumos, 1990. p.114-115.
- DAVIDSON, C., SCHMID, S.M., HOLLISTER, L.S. Role of melt during deformation in the depp crust. *Terra Nova*, 6, 1994. p.133-142.
- DEER, A. W., HOWIE, A.R., ZUSSMAN, J. Minerais constituintes de rochas. Uma introdução, Fundação Calouste Gulbekian, 1966. p.730.
- DUNLOP, D. J. High-temperature susceptibility of magnetite: a new pseudo-single-domain effect. *Geophysical Journal International*, vol. 199, no 2, 2014. p. 707-716.
- DUNLOP, D.J, ÖZDEMİR Ö. Rock magnetism Fundamentals and frontiers. Cambridge University press, 1997. p.573.
- FERRON, J.M.T.M., BASTOS, N. A.C., ROLIM, S.B.A., HOFF, R., UMANN, L.V., MINUZZI, O.R.R. Reconhecimento de uma mega-estrutura no distrito mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicac, ão de técnicas de processamentodigital de imagens ETM + Landsat 7. In: II Simpósio de Vulcanismo, Belém, Brazil, Anais, 1, 2002. p.14.
- FERRON, J.M.T.M. Geologia regional, geoquímica e geocronología Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. Federal University of Rio Grando of Sul, Porto Alegre, Brazil, 2006. p.331.
- FERRON, J.M.T.M., BASTOS NETO, A.C., LIMA, E.F., NARDI, L.V.S., COSTI, H.T., PIEROSAN, R. R., PRADO, M. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga province, Amazonian Craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* (in press), 2009.
- GLAZNER, A. F., BARTLEY, J. M., COLEMAN, D. S., GRAY, W., AND TAYLOR, R. Z. ¿Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?. *GSA Today*, v. 14, no. 4/5, 2004. p. 8
- HAAKON FOSSEN. Structural Geology. Cambridge University Press. Available from: Cambridge Books Online, 2010.

- HASUI, Y., HARALY, N.L.E., SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Simpósio de geologia da amazônia, 2, Manaus. Anais, SBG-NO, 1984. p.129-148.
- HOBBS, B.E. The geological significance of microfabric analysis. In: Wenk, H.R (ed.) *Preferre orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*. Academic Press, London. 1985. p.463-484.
- HORBE, M.A., HORBE, A.M.C., TEIXEIRA, J.T., COSTI, H.T. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, Anais 3, 1985. p.284-320.
- 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 Geochemical Exploration* 40, 1991. p. 227- 249.
- HIRTH, G., TULLIS, J. Dislocation creep regimes in quartz aggregates; *Journal Structural Geology*. 14, 1992. p.145–159.
- HUNT, J., BAKER, T., AND THORKELSON, D. Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Mineralium Deposita*, 40, 2005. p.492-514
- JELINEK, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, v.49, 63-67
- JENG, H.T., GUO, G.Y., HUANG, D.J. Charge-orbital ordering and Verwey transition in magnetite. *Physical review letters*, 93(15), 2004. p.4.
- JUST, J. Modification of magnetic properties in granite during hydrothermal alteration (EPS-1 borehole, Upper Rhine Graben). Phd thesis, University of Heidelberg, Germany. 2005.
- LAUNEAU, P & ROBIN, PF. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses-interpretations and applications. *Journal of Structural Geology*, vol. 27 (12), 2005. p.2223-2233.
- LENHARO, S.L. Evolução magmática e modelo metalogénico dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil, Tese Doutorado. Universidad de São Paulo, São Paulo, Brasil, 1998, p.290.

- LENHARO S.L.R., POLLARD P.J., BORN H. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and raremetals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos* 66, 2003. p.37-61.
- MANDETTA, P., VEIGA JR., J.P., OLIVEIRA, J.R. Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. Manaus. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Relatório interno, 1974. p.31.
- MCNULTY, B.A., TOBISCH, O.T., CRUDEN, A.R., GILDER, S. Multistage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, no. 1, 2000. p. 119-135.
- MCNULTY, B. A., TONG, W., AND TOBISCH, O. T. Assembly of a dike-fed magma chamber: The Jackass Lakes pluton, central Sierra Nevada, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, no. 8, 1996. p. 926-940.
- MELO, A.F.F., SANTOS, A.J., CUNHA, M.T.P., CAMPOS, M.J.F., D'ANTONANA, R.R.J.G. Project Molybdenum in Roraima: final report. Departamento Nacional da Produção Mineral, Manaus, Brasil, 1978.
- MINUZZI, O.R.R. Gênese e evolução da mineralização de criolita, pirocloro e columbita da subfácies albita granito de núcleo, mina Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005. p.182.
- MINUZZI, O.R.R. A Columbitização do Pirocloro da subfácies Albita granito de Núcleo do granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolítica. *Revista Brasileira de Geociências*, v.36 (sup), 2006. p.24-137.
- MINUZZI, O.R.R., BASTOS NETO, A.C., PEREIRA, V.P. & FLORES, J.A.A. O Depósito criolítico Maciço e o minério disseminado de criolita associado à fácies albita granito do granito Madeira na Mina Pitinga (Amazonas). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 36, 2006a. p.104-123.
- MINUZZI, O.R.R., BASTOS NETO, A.C., FORMOSO, M.L.L., ANDRADE, S., JANAS I, V.A. & FLORES, J.A. Rare earth element and yttrium geochemistry applied to the genetic study of cryolite ore at the Pitinga mine (Amazon, Brazil). *Anais Acad. Bras. Ciências* 80, 2008. p.719-733.
- MINYUK, P.S., SUBBOTNIKOVA, T.V., BROWN, L.L., MURDOCK, K.J. High-temperature thermomagnetic properties of vivianite nodules, Lake El'gygytyn, Northeast Russia. *Climate of the Past*, vol. 9, no 1, 2013. p. 433-446.

- MOORE, D.E., LIOU, J.G. Chessboard-twinned albite from Franciscan metaconglomerates of the Diablo Range, California. *American Mineralogist* 64, 1979. p.329-336.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. John Wiley & Sons, New York, 1976. p.444.
- OLIVEIRA, M.J.R., ALMEIDA, M.E., LUZARDO, R., FARIA, M.S.G. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca – SE de Roraima. In: SBG, Congr. Bras. Geol., vol. 39 (2). Anais, Salvador-BA, 1996b. p. 213–216.
- ÖZDEMİR, O. & DUNLOP, D.J. The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophysical Research Letters*, vol. 20(16), 1993. p. 1671-1674.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 2005, p.366.
- PATERSON, S.R., FOWLER JR., T.K., SCHMIDT, K.L., YOSHINOBU, A.S., YUAN, E.S., MILLER, R.B. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44, 1998. p.53-82.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H. AND TOBISH, O.T. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*. 11, 1989. p.349-363.
- PATERSON, S. R. & FOWLER, K. T. Reexamining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology* 15, 1993. p.191–206.
- PATERSON, S.R. & TOBISCH, O.T. Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *Journal of Structural Geology*, 14, 1992. p.291–300.
- PATERSON, S. R. & VERNON, R. H. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1995. p.1356–1380.
- PETFORD, N. Dyke width and ascent rate of silicic magmas on Venus: *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 91, 2000. p. 87-95.
- PIEROSAN, R. Geologia, litoquímica e química mineral do grupo Iricoumé e da formação quarenta ilhas no distrito mineiro de Pitinga-AM-Brasil. Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, 2009. p.543.

- PIEROSAN, R., LIMA, E.F., NARDI, L.V.S., CAMPOS, C.P., BASTOS NETO, A.C., FERRON, J.M.T.M., PRADO, M. Paleoproterozoic (~1.88 Ga) felsic volcanism of the IricouméGroup in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights inancient volcanic processes from field and petrologic data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 83, 2011a. p.921–937.
- PIRAJNO, F. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, Berlin, 2009. p. 1250
- PIRES, J.S.; BORRELLI, M.; FERRON, J.T.M.M.; SALVADOR, J.C. Relatório Geoestadístico e Resumo da Otimização da Cava de 13Mt/ano - Projeto Rocha São Mamoré Mineração e Metalurgia Ltda, 1998. p.52.
- PIRES, A.C., BASTOS NETO, A.C., PEREIRA, V.P., BOTELHO, N.F. & MINUZZI, O.R.R. Gagarinita-(Y) com polimorfo de fluocerita: provável caso de formação de um novo mineral por exolução de ETRL a partir de fluoreto de ETRP (Mina Pitinga - AM). *Revista Brasileira de Geociências*. v.36, n. 1, 2006. p.155-164.
- PITCHER, W.S. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Journal of Geology, Society London*, vol 136, 1979. p.672-62.
- POPOV, O., MIKHOV, M. Thermal activation and the Hopkinson effect. *Journal of magnetism and magnetic materials*, vol. 82, no 1, 1989. p. 29-32.
- REIS, N.J., FRAGA, L.M., FARIA, M.S.G., ALMEIDA, M.E. *Geologia do Estado de Roraima. Géologie de la France* 2-3, 2003. p.71-84.
- ROBIN P.F. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses-theory. *Journal of Structural Geology* 24, 2002. p.531-544.
- RODRIGUES, S.W.O., ARCHANJO, C.J., LAUNEAU, P. Determinação da orientação preferencial de forma (OPF) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, 2009. p. 435-451.
- RONG, J. Two patterns of monomineral replacement in granites. Beijing Research Institute of Uranium Geology. ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 55. 2009.
- SALAZAR, C.A. Anisotropia de susceptibilidade magnética dos plútons Riberão Branco, Sguário e Capão Bonito e implicações tectônicas para a Faixa Ribeira (Domínio Apiaí, SP). Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010. p. 165

- SALAZAR, C.A., ARCHANJO C.J., BABISNKI, M., LIU, D. Magnetic fabric and zircón U-PB geochronology of the Itaóca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribera Belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 26, 2008. p.286-299.
- SANTOS, J.O.S, HARTMAN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.I., MCNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I.R. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of Field mapping and U-P band Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 3, 2000. p.453-488.
- SANTOS, J.O.S., FARIA, M.S.G., HARTMANN, L.A., MCNAUGHTON, N. J. Significant presence of the Tapajós-Parima orogenic belt in the Roraima region, Amazon cráton based on SHRIMP U-Pb zircon geochronology. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, Anais, 2002. p.336.
- SANTOS, J.O.S. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi LA., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (texto, mapas & SIG)*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM/MME, 2003. p.169-226.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., FARIA, M.S.G., RIKER, S.R., SOUZA, M.M., ALMEIDA, M.E., MCNAUGHTON, N.J. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom, 2006.
- SANTOS, J.O.S., VAN BREEMEN, O.B., GROVES, D.I., HARTMANN, L.A., ALMEIDA, M.E., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precam. Res.* vol. 131, 1-2, 10, 2004. p.73-109.
- SILVA, T. C.; RODRIGUEZ, J.; RONCHI, L.H. O significado das diferenças mineralógicas descritas na borda norte do albita granito Madeira, AM. 21 Congresso de Iniciação Científica. Universidade Federal de Pelotas, 2012.
- SLABY, E. Changes in the structural state of secondary albite during progressive albitization. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*, 1992. p.321-335.
- SMITH, J.V. *Feldspar Minerals, Vol. 2, Chemical and Textural Properties*. Berlin: Springer, 1974. p.690p

- SOUZA, V.S., NOGUEIRA, A.C.R. Seção geológica Manaus-Presidente Figueiredo (AM), borda norte da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. *Revista Brasileira de Geociências* 39(1), 2009. p.16-29.
- STIPP, M., STUNITZ, H., HEILBRONNER, P., SCHMID, S.M. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C; *Journal Structural. Geology*. 24, 2002. p.1861–1884.
- TARLING, D.H., HROUDA, F. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London, 1993, p.217.
- TASSINARI, C.C.G. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de livre docência, 1996. p.139.
- TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, v. 22, n. 3, 1999. p.174-182.
- TASSINARI, C.C.G., BETTENCOUR, T. J.S., GERALDES, M.C., MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st Inter. Geol. Congr. FINEP/CT Petro, 2000. p.41-95.
- TEXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implication. *Precambrian Research* 42,; 1989. p.213-227.
- TULLIS, J. Deformation of granitic rocks: experimental studies and natural examples. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 51(1), 2002. p.51-95.
- VALÉRIO, C.S. Magmatismo Paleoproterozóico do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo (AM): geologia, geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 2006.
- VALÉRIO, C.S., SOUZA, V.S., MACAMBIRA, M.J.B., GALARZA, M.A. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb da Suíte Intrusiva Água Branca, Município de Presidente Figueiredo (AM): evidência de colisão no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. *Rev. Bras. Geociências* 36 (2), 2006, p.359-370.

- 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*, vol. 28, 2009, p.304-320.
- VALÉRIO, C.S., MACAMBIRA, M.J.B., SOUZA, V.S. Field and petrographic data of 1.90 to 1.88 Ga I- and A-type granitoids from the central region of the Amazonian Craton, NE Amazonas State, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 42 (4), 2012. p.690-712.
- VAUCHEZ, A. The development of discrete shear-zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics* 133, 1987. p.137-156.
- VEIGA JR, J.P., NUNES, A.C.B., FERNANDES, A.S., AMARAL, J.E., PESSOA, M.R., CRUZ, S.A.S. Projeto Sulfetos de Uatumã. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Manaus, 1979.
- VERNON, R.H. K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblast. *Earth-Science Reviews* 23, 1986. p.1-61.
- VERNON, R.H. Flame perthite in metapelitic gneisses at Cooma, SE Australia. *American Mineralogist*, Volume 84, 1999. p.1760-1765.
- VERNON, R.H. A practical guide to rock microstructures. Cambridge University Press, United Kingdom, 2004. p.594.
- VIGNERESSE, J.L. & BOUCHEZ, J.L. Successive Granitic Magma Batches during Pluton Emplacement: the Case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of Petrology*, vol. 38 (12), 1997. p.1767-1776.
- WEBER, L. M. Variações mineralógicas e petrográficas na porção central do albita-granito Madeira, Pitinga, AM. *Jornal Gaea*, v.3, n.1, 2007. p.9-17.
- WHITNEY DL, Evans BW. Abbreviations for names of rockforming minerals. *Am Mineral* 95, 2010. p.185-187.
- YANG, CHENG LIN. Progressive albitisation in the " Migmatite Creek" region, Weekeroo Inlier, Curnamona. Thesis for Master of Science. The University of Adelaide. 2009. p. 90

APÊNDICE A. ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

A anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) é usada para caracterizar a estrutura interna de corpos ígneos e seus mecanismos de alojamento (Bouchez, 2000), é uma maneira rápida e não destrutiva de investigar tramas de rochas que são sutis demais para serem vistas ou medidas no campo. Por esta razão, as análises de ASM têm sido amplamente utilizadas para determinar quantitativamente tramas tridimensionais. A fundamentação teórica deste método é descrita a continuação:

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

Um dado material, ao estar sob a influência de um campo magnético indutor (H), adquire uma magnetização (M) que pode ser descrita a partir da seguinte relação:

$$M = kH \quad (14)$$

Onde k representa a suscetibilidade magnética. Como as unidades de M e H são definidas em A/m (SI), k é adimensional. Em materiais isotrópicos, M é constante e paralelo à orientação do campo indutor (H). Entretanto, os minerais são naturalmente anisotrópicos, de forma que M e H não são coaxiais. Assim, para uma determinada direção de indução, as componentes de k podem ser representadas a partir de:

$$M_i = k_{ij}H_j \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (15)$$

Sendo M_i a magnetização na direção i e H_j é o campo indutor na direção j . k_{ij} é uma matriz simétrica de segunda ordem, chamada tensor de suscetibilidade (Nye 1957). A diagonalização da matriz permite encontrar as magnitudes e direções principais do tensor ($k_1 > k_2 > k_3$). A representação espacial do tensor de suscetibilidade pode ser descrita por um elipsoide, de onde podem ser extraídas informações sobre o grau de anisotropia (parâmetro $P_j = k_1/k_3$), e forma ou simetria do elipsoide que varia de oblato ($k_1 = k_2 > k_3$), prolato ($k_1 > k_2 = k_3$) a triaxial ou neutro ($k_1 > k_2 > k_3$). Nesse trabalho a simetria do elipsoide foi determinada pelo parâmetro T :

$$T = \left[\frac{2(\ln k_2 - \ln k_3)}{\ln k_1 - \ln k_3} \right] - 1 \quad (16)$$

T variando entre 0 e 1 define elipsoides neutros a oblatos e valores de T entre 0 e -1 os elipsoides são neutros a prolatos.

Além da suscetibilidade, existem outras propriedades magnéticas que podem ser anisotrópicas, incluindo a magnetização remanente (Fuller 1983; Daly 1967). Dentre as remanentes inclui-se a natural (MRN; magnetização remanente natural) bem como as artificiais produzidas em laboratório, tais como a isotérmica (MIRI) e a anisterética (MRA). Independente do tipo de magnetização envolvida, a anisotropia é consequência de uma orientação preferencial dos minerais magnéticos responsáveis pela remanência, e denominada de Anisotropia de Remanência Magnética (ARM). A formulação matemática para caracterizar o tensor ARM é semelhante à ASM. Nos materiais anisotrópicos, a intensidade da magnetização remanente (Mr) depende da orientação do campo (H) que promove a remanência. A variabilidade direcional é descrita por um tensor simétrico de segunda ordem (kr),

$$Mr = krH \quad (17)$$

Onde kr é a suscetibilidade remanente, análogo ao tensor suscetibilidade magnética. Da mesma forma que na ASM, a ARM é também representada espacialmente por um elipsóide. Entretanto, uma diferença importante entre os tensores de anisotropia de suscetibilidade e de remanência é que enquanto a ASM fornece as contribuições magnéticas de todos os minerais presentes na rocha, a ARM identifica somente a contribuição dos minerais portadores de remanência (Jackson 1991; Trindade *et al.* 1999; Trindade *et al.* 2001)

TRAMA MAGNÉTICA

A representação espacial das direções principais da trama magnética (suscetibilidade, remanência) é normalmente realizada em uma projeção estereográfica (hemisfério inferior). Quando os eixos do elipsóide formam agrupamentos distintos, a trama é denominada triaxial ou plano-linear (Figura 1A); este tipo de trama define uma lineação (k_1) e uma foliação magnética (plano normal a k_3). Na trama linear apenas os eixos k_1 - k_{1A} estão agrupados, enquanto k_2 - k_{2A} e k_3 - k_{3A} se distribuem em um plano normal a k_1 - k_{1A} (linha tracejada na Figura 1B). Na trama planar (Figura 1C) os eixos k_1 - k_{1A} e k_2 - k_{2A} se distribuem em um plano normal a k_3 - k_{3A} (= polo da foliação). Nas tramas linear e

planar, respectivamente, apenas a lineação e foliação magnética encontram-se bem definidas.

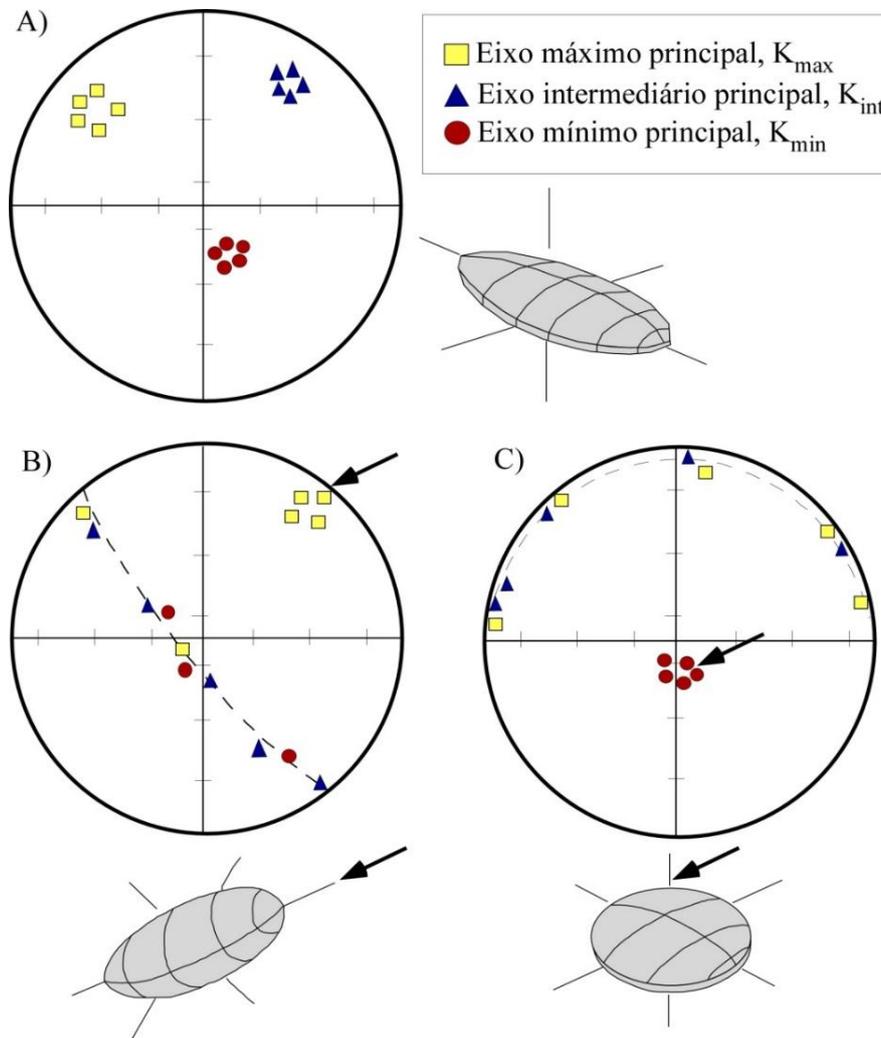


Figura 1. Representação espacial da trama magnética (anisotropia de suscetibilidade ou remanência). A distribuição é denominada neutra ou triaxial (a), linear (b) e planar (c) dependendo dos arranjos dos eixos máximo (k_1, k_{1A}), intermediário (k_2, k_{2A}) e mínimo (k_3, k_{3A}).

ELEMENTOS DE MINERALOGIA MAGNÉTICA

O magnetismo se origina a partir do movimento *spin* dos elétrons no orbital atômico, e da interação entre elétrons. Assim a forma como os materiais respondem ao campo magnético está baseada nesse princípio. Os minerais constituintes das rochas possuem propriedades magnéticas particulares que, somadas, compõem a suscetibilidade total da amostra. De acordo com essas propriedades, são verificados três tipos principais de comportamento magnético (Tarling & Hrouda 1993): diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo.

O *diamagnetismo* é um tipo de magnetismo presente em todas as substâncias naturais, tendo sua origem relacionada ao movimento orbital dos elétrons sob a ação de um campo indutor. A suscetibilidade diamagnética é de intensidade muito baixa, negativa (direção oposta ao campo indutor) e desaparece com a remoção do campo indutor (Figura 2). A suscetibilidade diamagnética não depende das variações de temperatura e é característica dos minerais como quartzo, feldspato e calcita. Os valores de suscetibilidade diamagnética são em geral muito baixos (entre -13 e -17×10^{-6} SI), sendo, portanto, facilmente obliterados por suscetibilidades de intensidades mais altas.

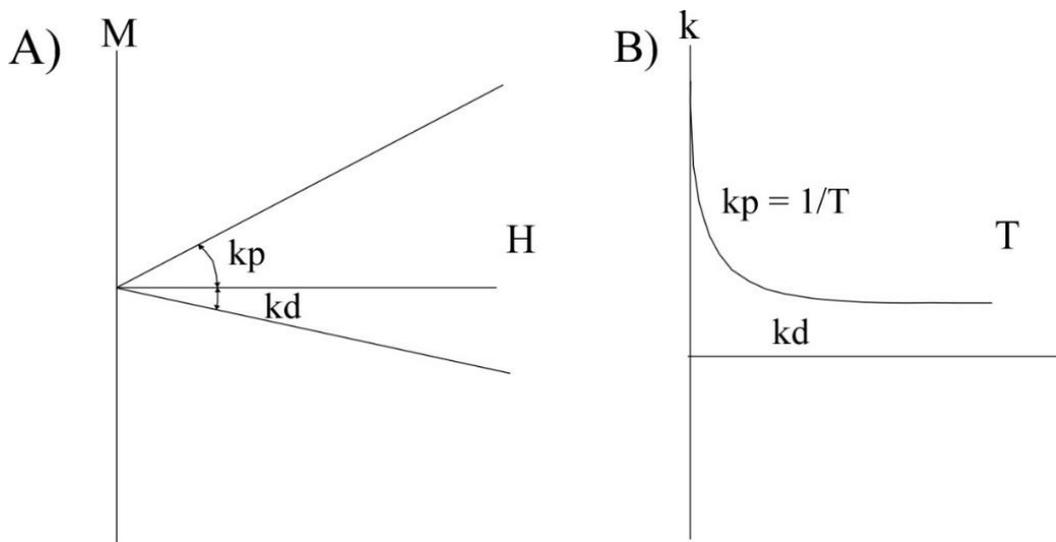


Figura 2. Propriedades dia- e paramagnéticas sob ação de um campo indutor (H). a) suscetibilidade diamagnética negativa (k_d) em contraste com suscetibilidade paramagnética (k_p) positiva; b) suscetibilidade paramagnética varia com a temperatura, enquanto que a suscetibilidade diamagnética é constante. M = magnetização; T = temperatura (Archanjo 2003).

A presença de íons de ferro nos silicatos dá origem a um tipo de comportamento magnético conhecido como *paramagnetismo*. A suscetibilidade paramagnética é positiva, independe do campo indutor e decresce com o aumento da temperatura. A variação da suscetibilidade paramagnética com a temperatura obedece à lei de Curie:

$$k = (T - \theta)^{-1} \quad (18)$$

Onde T é a temperatura e θ é a temperatura no ponto de Curie. A anisotropia dos minerais paramagnéticos é controlada pela simetria cristalina (Figura 3). Em minerais do sistema cúbico, como na granada, a anisotropia é nula, enquanto que em sistemas ortorrômbicos (e.g. ortopiroxênio) os eixos cristalográficos a , b e c coincidem com as

direções principais de anisotropia de suscetibilidade (k_1 , k_2 e k_3). Já no sistema monoclinico (anfíbólio e biotita), somente o eixo b é paralelo a uma direção de suscetibilidade (Borradaile & Jackson 2004).

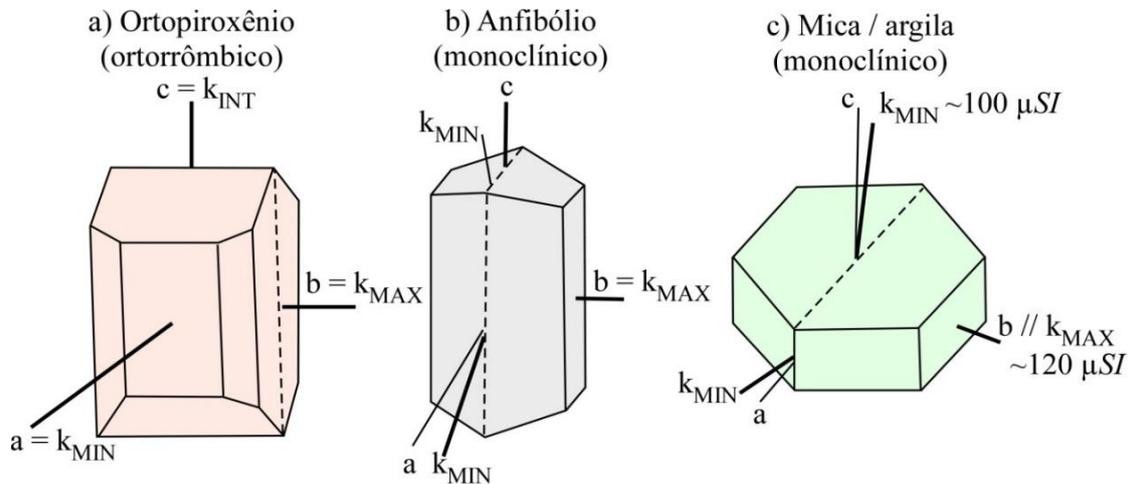


Figura 3. Direções de suscetibilidade e simetria cristalina em diferentes sistemas cristalinos (modificado de Borradaile & Jackson 2004).

Silicatos ferromagnesianos, como micas e anfíbólios, são os principais responsáveis pela suscetibilidade paramagnética em granitoides (Bouchez 1997). Em casos onde o paramagnetismo domina a suscetibilidade, a anisotropia desses minerais é fundamental para a caracterização da trama magnética, a exemplo do alinhamento preferencial de cristais monoclinicos de biotita paralelos à lineação magnética (Figura 4).

O *ferromagnetismo sensu lato* é caracterizado por uma magnetização natural espontânea gerada pela interação de íons de Fe, além de Mn, Cr e Co (Archanjo 2003). Minerais ferromagnéticos *sensu stricto* são caracterizados por momentos magnéticos paralelos, apontando uniformemente para a mesma direção. Nos minerais ferrimagnéticos, os momentos são antiparalelos, resultando em uma magnetização residual, e os minerais antiferromagnéticos são marcados por momentos antiparalelos de mesma intensidade, definindo uma magnetização resultante nula (Figura 5).

Acima de uma determinada temperatura, os momentos magnéticos perdem sua organização e tornam-se aleatórios. Nos ferromagnéticos *s.s.*, esta temperatura é conhecida como Temperatura de Curie (T_c), enquanto que nos antiferrimagnéticos a mesma é dita Temperatura de Néel (T_n). Acima dessa temperatura de referência os

minerais ferromagnéticos passam a se comportar como paramagnéticos com a suscetibilidade diminuindo com o aumento da temperatura (de acordo com a lei de Curie-Weiss).

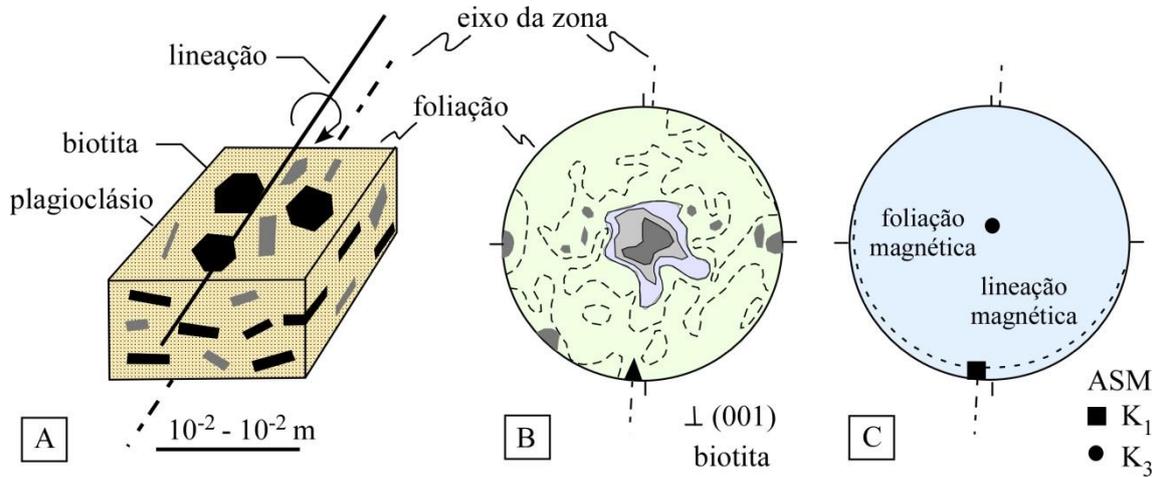


Figura 4. Relações entre trama cristalina e trama magnética em um granito. A) foliação mesoscópica definida pela orientação de forma da biotita e lineação definida pelo alinhamento de cristais alongados ou “eixo” no qual, cristais de biotita rotacionam; b) Polo do plano da foliação da biotita (centro do diagrama; clivagem da biotita; 001), e polo do plano que contém os polos de 001 (triângulo na borda sul do diagrama), definindo a lineação ou “eixo”; c) eixos de ASM correspondentes (k_1 : lineação; k_3 : polo da foliação), correlacionados aos eixos da trama cristalina (adaptado de Bouchez 2000).

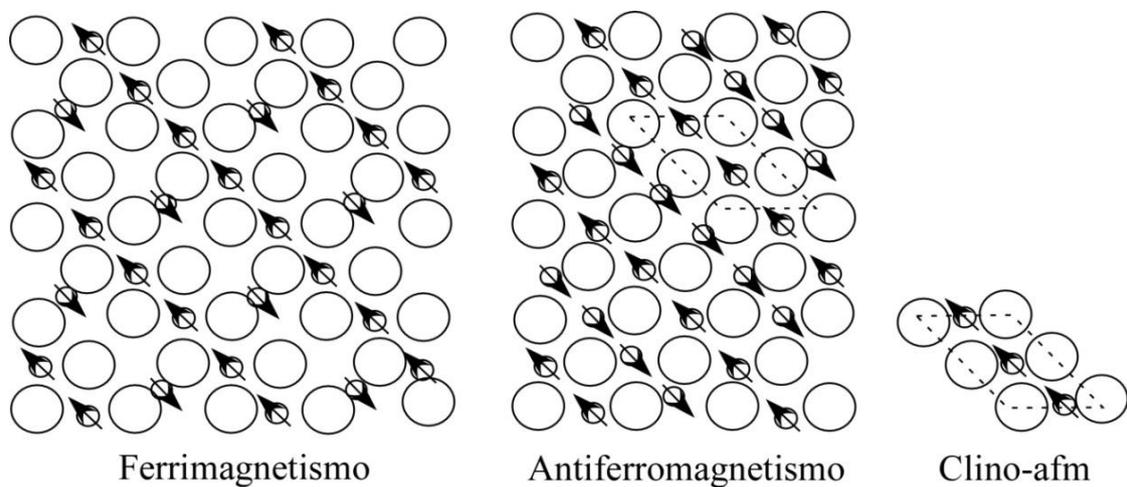


Figura 5. Momentos magnéticos com características paralelas e antiparalelas. Desvios suaves dos momentos magnéticos nos minerais antiferromagnéticos resultam nos clino-antiferromagnéticos (clino-afm, Archanjo 2003).

As propriedades ferromagnéticas mais importantes podem ser definidas no ciclo de histerese. A suscetibilidade ferromagnética é obtida na primeira curva de magnetização sob campo indutor muito baixo (< 100 mT) quando há uma relação linear entre M e H .

Com o aumento da intensidade do campo indutor a magnetização alcança a saturação (M_s). A partir do ponto de saturação, a magnetização é constante e máxima; removendo-se o campo indutor o mineral adquire uma magnetização remanente (M_r).

Os principais minerais ferromagnéticos encontrados nas rochas são as Ti-magnetitas e Ti-hematitas. A anisotropia magnetocristalina da Ti-magnetita, definida pela organização do retículo cristalino, é obliterada por uma anisotropia magneto estática (ou de forma), cuja magnitude é dependente da morfologia e tamanho do grão, sendo maior nos grãos prolatos quando comparada aos cristais oblatos (Banerjee 1991; Borradaile & Henry 1997). Além disso, o tamanho do cristal está relacionado com a presença de domínios magnéticos no interior do grão, os quais existem para minimizar a energia magneto estática do cristal (Tarling & Hrouda 1993).

A presença de domínios magnéticos permite classificar os minerais ferromagnéticos em multidomínio (MD) ou monodomínio (SD). Grãos MD possuem magnetização estável e paralela ao eixo longo dos grãos, enquanto que nos grãos SD a direção da magnetização é perpendicular ao alongamento do grão. Dessa forma, os grãos SD exibem uma suscetibilidade máxima perpendicular à direção do eixo longo do grão, o que define uma trama “inversa” (Borradaile 1987; Rochette *et al.* 1992).

Estudos mostram que mesmo quando grãos de magnetita estão presentes em quantidades muito pequenas, a presença destes óxidos é suficiente para obliterar a suscetibilidade paramagnética e imprimir um caráter ferromagnético à rocha (Dunlop & Ozdemir 1997). Teores da ordem de 0,1% de magnetita, por exemplo, já seriam suficientes para que as propriedades magnéticas da rocha sejam dominadas pelo mineral. Quando esse teor aumenta, a magnetita pode desenvolver uma anisotropia textural ou de distribuição que ocorre quando os grãos estão próximos o suficiente para interagir magneticamente (Figura 6). Nestes casos, a organização espacial do conjunto de grãos pode aumentar ou diminuir a anisotropia de suscetibilidade, dependendo do arranjo dos grãos (Fuller 1963, Hargraves *et al.*, 1991; Gregoire *et al.*, 1995; Bouchez 2000).

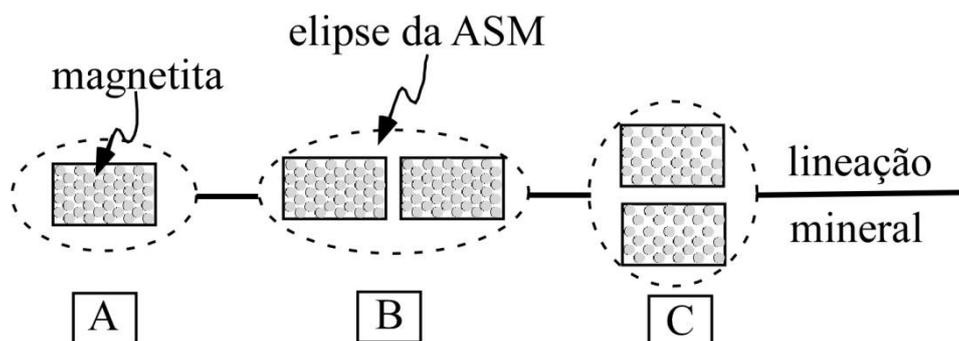


Figura 6. Interações magnéticas entre grãos de magnetita: a) grão de magnetita individual e elipse de suscetibilidade; b) grãos alinhados paralelamente à direção de maior alongamento do grão promovem aumento na anisotropia; c) alinhamento “lado-a-lado” pode ocasionar diminuição da anisotropia (Gregoire et al. 1995; Bouchez 2000).

REFERÊNCIAS

- ARCHANJO, C.J. Anisotropia de suscetibilidade magnética aplicada às rochas ígneas máficas intrusivas. Tese de livre docência. IGc – Universidade de São Paulo. São Paulo, 2003.
- BANERJEE, S.K. Magnetic properties of Ti-Fe oxides. In: Lindsley, D.H. (Ed.), Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America 25, 1991. p.107-128.
- BORRADAILE, G.J. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. Tectonophysics 156, 1987. p.1-20.
- BORRADAILE, G.J., HENRY, B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth Science Reviews 42, 1997. p.49-93.
- BORRADAILE, G.J., JACKSON, M. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Martin-Hernandez, F., Lunenburg, C. M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), 2004. Magnetic fabric: methods and applications. Geological Society of London Special Publications 238, 2004. p.299- 360.
- BOUCHEZ, J.L. Granite is never isotropic: an introduction to ASM studies in granitic rocks. in: Bouchez, J.L. et al. (Eds), Granite: from segregation to emplacement fabrics. Kluwe Acad. Publ., Dordrecht, 1997. p. 95-112.
- BOUCHEZ, J.L. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris 330, 2000. p.1-14.
- DALY, L. Possibilité d'existence dans les roches des plusieurs anisotropies magnétiques superpostes: leur separation. Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris 264, 1967. p.1377-1380.
- DUNLOP, J.D., OZDEMIR, O. Rock magnetism fundamentals and frontiers. Cambridge University Press, 1997.

- FULLER, M.D. Magnetic anisotropy and paleomagnetism. *Journal of Geophysical Research* 68, 293-309, 1963.
- GRÉGOIRE V., SAINT BLANQUAT M., NÉDÉLEC A., BOUCHEZ J.L. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters* 22, 1995. p.2765-2768.
- HARGRAVES R.B., JOHNSON D., CHAN C.Y. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophysical Research Letters* 18, 1991. p.2193-2196.
- JACKSON, M. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications. *Pure and Applied Geophysics* 136, 1991. p.1-28.
- NYE, F.J. *Physical properties of crystals*. Oxford University Press, New York, 1957.
- ROCHETTE, P., JACKSON, M., AUBOURG, C. Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. *Review Geophysics* 30, 1992. p.209-226.
- TARLING, D.H., HROUDA, F. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall, London, 1993.
- TRINDADE, R., BOUCHEZ, J.L., BOLLE, O., NÉDÉLEC, A., PESCHLER, A., POITRASSON, F. Secondary fabrics revealed by remanence anisotropy: methodological study and examples from plutonic rocks. *Geophysical Journal International* 147, 2001. p.310–318.
- TRINDADE, R., RAPOSO, M., ERNESTO, M., SIQUEIRA, R. Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics* 314, 1999. p.443-468.

APENDICE A: ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA

A orientação preferencial de forma (OPF) em tramas minerais de rochas ígneas (principalmente graníticas) é um método muito utilizado para caracterizar a estrutura interna de corpos ígneos e seus mecanismos de alojamento. Os estudos de OPF são usados em análises de deformação fazendo a medição dos parâmetros escalares (magnitude e forma) e direcionais (orientação preferencial) de objetos deformados ou com aparência isotrópica, também é usado nas análises cinemáticas de rochas deformadas.

A continuação se apresentam as bases teóricas de dois métodos utilizados na determinação da OPF, o Tensor de Inércia e o Método de Interceptos. A aplicação de uma ou outra técnica depende das características texturais da rocha. O Tensor de Inércia é especialmente indicado para os grãos de uma população que podem ser individualizados. Quando a textura é descrita por agregados de cristais ou grãos utiliza-se o Método de Interceptos. Os parâmetros escalares e direcionais da população de grãos são integrados e recombinaos para reconstituir geometricamente o elipsóide (3-D). Este elipsóide é utilizado para descrever a distribuição mineral na rocha e caracterizar a petrotrama correspondente.

TENSOR DE INÉRCIA

Este método foi desenvolvido por Launeau e Cruden (1998) originalmente para quantificação de tramas de rochas magmáticas, tendo sido tipicamente aplicado para batólitos graníticos. A razão de forma e a orientação do eixo maior de cada grão podem ser calculadas a partir do tensor de inércia de sua forma (Launeau e Cruden, 1998). São obtidas a partir de imagens *raster* das seções analisadas, sendo constituídas por *pixels*. Se (x_i) e (y_i) são as coordenadas dos *pixels* do grão j (Figura 7) e A sua área superficial (igual ao número de *pixels*), pode-se determinar o seu centro de massa de coordenadas x_c e y_c :

$$x_c = 1/A \sum i x_i \quad e, \quad y_c = 1/A \sum i y_i \quad (1)$$

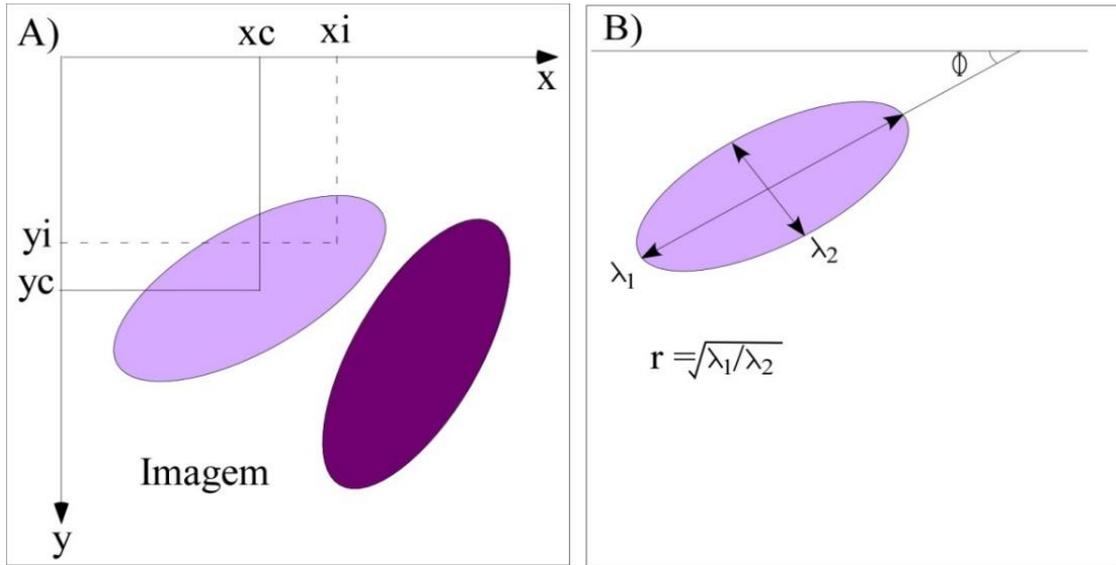


Figura 7. Elementos do componente do tensor de inércia: A) Elementos da matriz do tensor de inércia. B) Descrição tensorial do objeto cujos autovalores (λ_1/λ_2), definem os eixos da elipse e sua orientação (ϕ) no sistema de coordenadas xy .

Então o tensor de inércia (M_j) de sua forma é dado pela matriz:

$$M_j = \begin{vmatrix} m_{xxj} & m_{xyj} \\ m_{xyj} & m_{yyj} \end{vmatrix} \quad (2)$$

Onde:

$$m_{xxj} = \frac{1}{A} \sum i (x_i - x_c)^2; \quad m_{xyj} = \frac{1}{A} \sum i (x_i - x_c) (y_i - y_c); \quad m_{yyj} = \frac{1}{A} \sum i (y_i - y_c)^2; \quad (3)$$

A razão axial de forma de grão r , ou anisotropia é definida como $r = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ onde λ_1 e λ_2 são os autovalores de M_j calculados por,

$$M_j = \begin{vmatrix} \cos\phi_j & \sin\phi_j \\ -\sin\phi_j & \cos\phi_j \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \lambda_1 & 0 \\ 0 & \lambda_2 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \cos\phi_j & -\sin\phi_j \\ \sin\phi_j & \cos\phi_j \end{vmatrix} \quad (4),$$

Onde o ângulo ϕ fornece a orientação do grão j a qual é dada pelo maior autovetor de M_j .

$$\phi_j = \frac{1}{2} \arctan \frac{m_{xy}}{m_{xx} - m_{yy}} \quad (5)$$

O tamanho do semi-eixo maior (a), e do semi-eixo menor (b) de uma elipse representando o grão é dado por $a = 0,5(\lambda_1)^{1/2}$ e $b = 0,5(\lambda_2)^{1/2}$ em unidade de *pixels* (ou em milímetros se o tamanho do *pixel* é conhecido). Para correlacionar as orientações preferenciais de forma (OPF) das populações de grãos com a OPF total, introduz-se a média do tensor de inércia (M), de N formas de grãos (Launeau et al., 1990),

$$M = \frac{1}{N} \sum_j M_j = \frac{1}{N} \begin{vmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{vmatrix} \quad (6)$$

A razão de forma média dos grãos $SR_t = (\lambda_1 / \lambda_2)^{1/2}$ e sua orientação ϕ' são dadas pelos autovalores e autovectores máximos de M , respectivamente. As dimensões médias a_t e b_t são calculadas da mesma forma.

A análise de população de grãos pelo tensor de inércia é bastante eficiente em delimitar as características geométricas de cada grão (eixo maior, eixo menor e orientação do seu eixo maior), principalmente em formas irregulares. Os dados individuais de cada grão podem ser utilizados em outros programas de cálculo da razão de deformação e de forma.

O MÉTODO DOS INTERCEPTOS

A quantificação de tramas de rochas ígneas a partir do método dos interceptos, originalmente desenvolvido por Launeau e Robin (1996), analisa camadas de objetos (fases) como uma população de linhas. A partir da seleção de fase a ser analisada, por exemplo, um intervalo específico de tons de cinza em uma imagem, é feita uma contagem dos interceptos. A base teórica do método e suas aplicações estão detalhadas em Launeau e Robin (1996). A contagem dos interceptos é um método paramétrico de análise numérica da trama em uma imagem bidimensional. Ele consiste da determinação do número de interseções (número de *pixels*) entre o limite de um grão e sua matriz através da varredura completa da imagem por uma sucessão de linhas paralelas que giram entre 0 e 180° (Figura 8). O resultado é representado pela projeção polar da contagem de interseções (rosa de interceptos) correspondendo a cada linha de direção α . O alongamento máximo da rosa de interceptos corresponde à direção de menor contagem. A magnitude e a orientação da anisotropia são fornecidas pela rosa de interceptos ponderada pela área total do grão. A rosa de direções, derivada da rosa de interceptos, permite ainda visualizar a geometria interna da trama através das diferentes orientações que constituem anisotropia total.

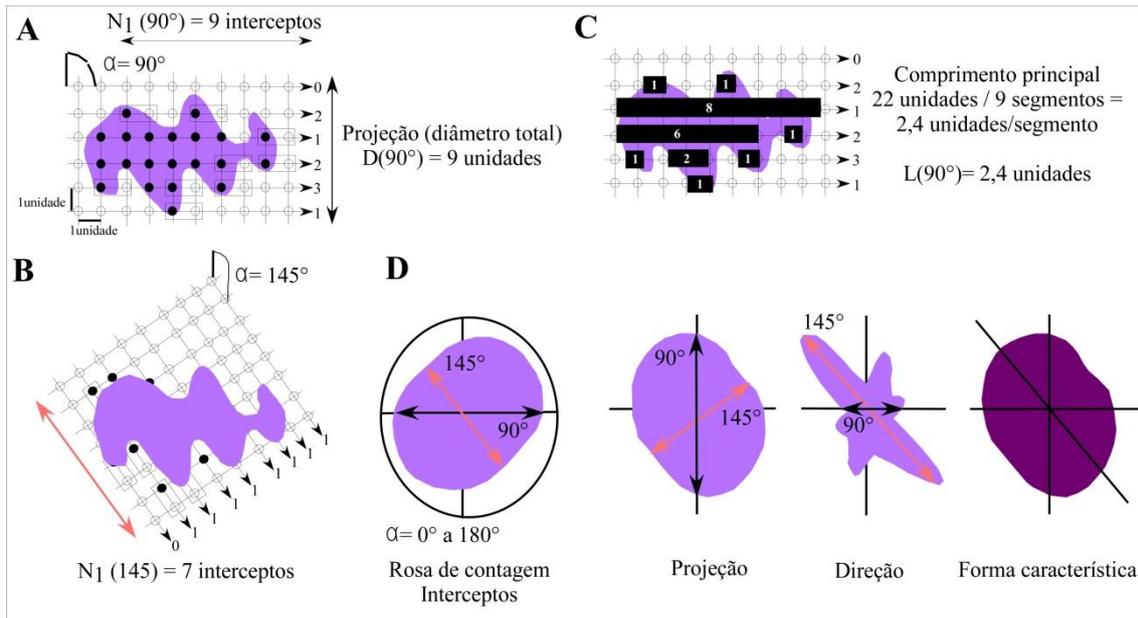


Figura 8. Determinação da anisotropia pela contagem de interceptos (A) Malha de contagem de interceptos orientada a 90° em relação a um objeto (área sombreada). (B) Malha de contagem de interceptos orientada a 145° em relação a um objeto. A análise de pontos é materializada por círculos vazados (fora do objeto) e preenchidos (interior do objeto). Para várias linhas regularmente espaçadas, paralelas à direção α , o número de interceptos é $N_1(\alpha)$. (C) Malha de contagem de interceptos na direção 90° e definição do comprimento principal (valor direcional). (D) Diagramas em rosáceas de contagem, com projeção do diâmetro total, direção e forma característica. Modificado de Launeau & Robin (1996).

A direção principal de alongamento da população de grãos pode ser calculada utilizando os eixos de simetria fornecidos pelos autovetores da matriz G dos cossenos diretores dos interceptos (Harvey e Laxton 1980):

$$G = \begin{vmatrix} \sum n \cos^2 \alpha & \sum n \cos \alpha \sin \alpha \\ \sum n \cos \alpha \sin \alpha & \sum n \sin^2 \alpha \end{vmatrix} \quad (7)$$

Onde n é o número total de interceptos e $n\alpha$ o número de interceptos na direção α . A magnitude da orientação preferencial de forma (s_{ri}) é fornecida pela razão entre os comprimentos médios dos interceptos (L) de uma dada população computado nas direções α e $\alpha + \pi/2$, onde:

$$s_{ri} = L_\alpha / L_{\alpha + \pi/2} \quad (8)$$

Para uma população de grãos circulares (isotrópicos), ou quando os grãos são anisotrópicos porém distribuídos aleatoriamente, a rosa de interceptos ponderada possui um $s_{ri} = 1$; se a população de grãos anisotrópicos for perfeitamente alinhada, teríamos $s_{ri} = r$, ou seja, a razão axial (a/c) média da população de grãos.

O método dos interceptos destaca-se dos demais por permitir trabalhar com imagens digitais sem um tratamento digital minucioso, como o desenho dos grãos, que na maioria dos métodos e programas se faz necessário. No processamento de imagens, geralmente, grãos isolados perdem suas características, sendo reconhecidos como um único grão. O método dos interceptos, por trabalhar sem a necessidade de individualizar os grãos, consegue reconhecer a anisotropia original destes.

DETERMINAÇÃO 3-D DA TRAMA ATRAVÉS DO TENSOR QUADRÁTICO DE FORMA

Esta técnica foi introduzida na geologia estrutural por Shimamoto e Ikeda (1967) para a reconstrução do elipsóide de forma (3-D) a partir dos parâmetros de forma (orientação e grau de anisotropia) medidos em três planos mutuamente ortogonais. O método foi recentemente generalizado para três ou mais planos com orientação qualquer (Robin 2002). Para efetuar a reconstrução foi escrito um programa em Visual Basic, *ELLIPSOID.EXE*, que calcula o melhor elipsóide passando por três ou mais elipses caracterizadas por sua razão axial (eixo longo e curto da elipse; $sr = a/b$) e orientação (φ) do eixo longo (a).

Um elipsóide pode ser descrito por uma equação quadrática e a correspondente matriz de forma quadrática. A equação geral do elipsóide, em um sistema de coordenadas próprio (de eixos x, y e z), pode ser expressa pela equação quadrática:

$$s_{xx}x_1x_1 + s_{yy}x_2x_2 + s_{zz}x_3x_3 + 2s_{xy}x_1x_2 + 2s_{xz}x_1x_3 + 2s_{yz}x_2x_3 = 1, \quad (9)$$

Onde x_1 , x_2 e x_3 são as coordenadas de um ponto sobre o elipsóide, na forma matricial: $X^tSX = 1$, onde X é a matriz coluna das coordenadas de um ponto sobre o elipsóide, X^t a sua transposta e S a matriz de forma simétrica 3x3. Quando as dimensões do sistema de coordenadas são conhecidas, o tensor de forma quadrático de uma seção xy pode ser escrito como:

$$S_{xy} = \begin{vmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{xy} & S_{yy} \end{vmatrix} = R_{xy}^T \begin{vmatrix} 1/a_{xy}^2 & 0 \\ 0 & 1/b_{xy}^2 \end{vmatrix} R_{xy} \quad \text{em que } R_{xy} = \begin{vmatrix} \cos\psi_{xy} & -\sin\psi_{xy} \\ \sin\psi_{xy} & \cos\psi_{xy} \end{vmatrix} \quad (10)$$

As outras duas seções mutuamente ortogonais xz e yz fornecem, respectivamente, os coeficientes S_{xx} , S_{xz} , S_{zz} e S_{yy} , S_{yz} , S_{zz} de tal forma que:

$$S = \begin{vmatrix} S_{xx} & S_{xy} & S_{xz} \\ S_{xy} & S_{yy} & S_{yz} \\ S_{xz} & S_{yz} & S_{zz} \end{vmatrix} = R_v^T \begin{vmatrix} 1/A^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/B^2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/C^2 \end{vmatrix} R_v \quad (11)$$

Em que,

$$R_v = \begin{vmatrix} \cos \alpha \cos \psi - \sin \alpha \cos \theta \cos \psi & -\cos \alpha \sin \psi - \sin \alpha \cos \theta \sin \psi & \sin \alpha \sin \theta \\ \sin \alpha \cos \psi + \cos \alpha \cos \theta \cos \psi & -\sin \alpha \sin \psi + \cos \alpha \cos \theta \sin \psi & -\cos \alpha \sin \theta \\ \sin \theta \sin \psi & \sin \theta \cos \psi & \cos \theta \end{vmatrix} \quad (12)$$

E α , θ e ψ são os ângulos de Euler correspondendo ao azimute, direção e mergulho do elipsóide com comprimentos dos eixos $A \geq B \geq C$.

A matriz S é denominada “matriz de forma” do elipsóide. Contudo, como seus valores principais são funções inversas dos respectivos comprimentos dos eixos do elipsóide, a matriz S também é conhecida como “matriz de forma inversa”. Para que a equação quadrática represente um elipsóide, antes que um hiperbolóide ou um cilindro elíptico, os autovalores de S ($s_x > s_y > s_z$) devem ter valores positivos. As direções dos semi-eixos longo, intermediário e curto do elipsóide são equivalentes aos auto-vetores de S , e suas dimensões A , B e C dadas por:

$$A = \frac{1}{\sqrt{s_x}}, B = \frac{1}{\sqrt{s_y}} \text{ e } C = \frac{1}{\sqrt{s_z}}, \quad (13)$$

As propriedades matemáticas do tensor de forma quadrático são as mesmas de outras grandezas físicas, tais como a anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) e a deformação interna (*strain*). A comparação entre a orientação preferencial de forma (OPF) e a ASM torna-se assim internamente consistente. O programa *ELLIPSOID.EXE* fornece a orientação das direções principais do elipsóide de forma e de seus parâmetros escalares. O programa fornece ainda um “índice de incompatibilidade” entre a medida de uma seção e o elipsóide calculado. Este parâmetro é determinado em cada seção e permite, eventualmente, eliminar do cálculo as seções ou sub-populações fortemente incompatíveis. A compatibilidade entre as elipses seccionais (2-D) e o elipsóide calculado

(3-D) é dada pelo parâmetro \sqrt{F} (%). O ajuste das elipses seccionais a um elipsóide (ou hiperbolóide) é justificado quando \sqrt{F} (%) é pequeno (≤ 10) e ideal quando \sqrt{F} (%) = 0. O programa *ELLIPSOID.EXE* calcula os mesmos parâmetros utilizados na ASM, como o grau de anisotropia $P = A/C$ e a simetria do elipsóide: $T > 0$ para elipsóides oblatos e $T < 0$ para os prolatos.

REFERÊNCIAS

- LAUNEAU, P., BOUCHEZ J.L., KEITH B. Shape preferred orientation of object population: automatic analysis of digitized images. *Tectonophysics* 180, 1990. p.201-211.
- LAUNEAU, P. & CRUDEN A.R. Magmatic fabric acquisition mechanism in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research* 103, 1998. p.5067-5068.
- LAUNEAU, P. & ROBIN P.Y.F. Fabrics analysis using the intercept method. *Tectonophysics* 267, 1996. p.91-119.
- HARVEY, P.K, LAXTON, R.R. The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers: eigenvalue relationships. *Tectonophysics* vol. 70, 1980. p.285-307.
- ROBIN, P.Y.F. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - Theory. *Journal of Structural Geology* 24, 2002. p.531-544.
- SHIMAMOTO, I. & IKEDA Y. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal methods. *Tectonophysics* 36, 1976. p.315-317.