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

ANÁLISE DAS PETROTRAMAS DAS ROCHAS CHARNOCKÍTICAS DA SERRA DA PRATA, MUCAJAÍ/RR.

CESAR ALFREDO TARAZONA VELASQUEZ

MANAUS-AM
2015

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

ANÁLISE DAS PETROTRAMAS DAS ROCHAS CHARNOCKÍTICAS DA SERRA DA PRATA, MUCAJAÍ/RR.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências, área de Concentração Petrologia, Metalogênese e Evolução Crustal

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar

MANAUS-AM
2015

Ficha Catalográfica

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

Velasquez, Cesar Alfredo Tarazona
V434a ANÁLISE DAS PETROTRAMAS DAS ROCHAS CHARNOCKÍTICAS DA SERRA DA PRATA, MUCAJAÍ/RR / Cesar Alfredo Tarazona Velasquez. 2015
197 f.: il. color; 31 cm.

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

1. Associação gabro-charnockito. 2. Plúton Serra da Prata. 3. mecanismos de deformação interna. 4. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética. 5. Geocronologia U-Pb SHRIMP. I. Salazar, Carlos Alejandro II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

CESAR ALFREDO TARAZONA VELÁSQUEZ

ANÁLISE DAS PETROTRAMAS DAS ROCHAS CHARNOCKÍTICAS DA SERRA DA PRATA, MUCAJAÍ/RR

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

Aprovado em 16 de abril de 2015.

BANCA EXAMINADORA

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

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

Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves, Membro.
Universidade Federal de Pernambuco

Dedico este trabalho ao meu filho, minha esposa e meus Pais, Mercedes e Hugo pelo seu amor infinito, incondicional apoio, compreensão e pela grande inspiração final deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Esta dissertação é uma obra de um trabalho que, sem a colaboração e participação de diversas pessoas e instituições, jamais teria chegado ao fim. Dessa forma, aqui expresso minha mais sincera gratidão a todos que estiveram envolvidos, direta ou indiretamente contribuíram para esta pesquisa.

Eu gostaria de agradecer em primeiro lugar minha mais grande inspiração, minha esposa Silvia e meu filhote brasileirinho Samuka (nascido durante o mestrado), pelo seu amor, luta, encorajamento e compreensão, que tanto me ajudaram nessa caminhada.

À Universidade Federal do Amazonas (UFAM) e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) pela oportunidade de desenvolver o mestrado e por todo o apoio logístico durante a utilização da infraestrutura e laboratórios.

Agradeço ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP) e o laboratório de paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) pelo apoio e suporte na realização das análises magnéticas e geocronológicas.

Ao Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar por ter aceitado me orientar durante o mestrado, pelos seus ensinamentos, por acreditar no meu trabalho, e, em especial pelo respeito às minhas ideias e aspirações na elaboração desta dissertação.

Minha gratidão ao secretário da pós-graduação Marcos Lima Gonçalves, uma pessoa extremamente generosa, amável e gentil quem foi meu amigo, quase um pai e conselheiro. Sua experiência de vida, seus conselhos e seu carinho com minha família foram de muito importantes durante nossa estadia no Brasil e no desenvolvimento do mestrado.

Ao Dr. Gustavo Viegas pelos seus aportes, sua grande ajuda, por me introduzir e incentivar ao estudo do obscuro e maravilhoso mundo das microestruturas de deformação.

Ã Profa. Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento pela confiança, ajuda imprescindível, pelas discussões geológicas e aportes.

Agradeço aos técnicos do Laboratório de laminação (LAMIN) da CPRM, Wianei e Oscar pela amizade e enorme ajuda durante a elaboração das laminas delgadas.

Agradeço aos professores da UFAM, pela amizade, hospitalidade e colaboração durante o tempo que morei com minha família no Brasil. Quero agradecer especialmente aos professores Dr. Albertino Carvalho e Dra. Valquíria Porfirio, pelo laço de amizade, seu incondicional apoio, colaboração e além do carinho e amor para meu filho e minha esposa.

Finalmente quero agradecer aos meus compatriotas e companheiros do mestrado Katherine, Astrid e Johanna, e meus amigos brasileiros, Jessica Muniz, Renan Nunes e Marion Freitas pela sua confiança, apoio, amizade, conselhos, por sua paciência para me ouvir e aguentar durante os tempos mais difíceis. Sua ajuda foi fundamental na realização deste mestrado.

“Las caídas son señales que entran en mí para corregir el rumbo del miedo. Cada paso firme será un símbolo más para potenciar mis nuevos anhelos. Corro y corro y corro y sin dudar.”

Andrés Giménez (D-mente)

RESUMO

As rochas das Unidades Gnaisse Mucajaí e Charnockito Serra da Prata exibem uma foliação S_n gnáissica e S_1 milonítica, com microestruturas de deformação geradas sob condições de temperatura da fácies anfibolito médio a alto. A despeito da obliteração das estruturas primarias em granitóides e gabros, se preservam algumas estruturas ígneas, como fenocristais de feldspato com faces cristalinas conservando a orientação herdada do fluxo magmático, microfraturas magmáticas, intrusão de diques controlados por anisotropia preexistente (Pre-S_1) sugerindo processos de deformação sin-magmática.

Análises U-Pb SHRIMP em zircão em áreas com zoneamento oscilatório, forneceram idades concórdia de 1.916,7 ± 4,5 Ma para a um granito milonitizado da unidade Chanockito Serra da Prata, 1905 ± 5,2 Ma em gabro associado e 1959 ± 5,2 Ma para um ortognaisse do Gnaisse Mucajaí, interpretadas como a idades de cristalização dos protólitos e entendida como idade do evento tectôno-magmático que provavelmente controlou a instalação dos granitóides da Suíte Serra da Prata e gabros associados. Outra idade U-Pb SHRIMP de 1863 ± 6,7 Ma em zonas de recristalização dinâmica em zircões extraídos de uma amostra do granito milonitizado estaria datando o evento metamórfico-deformacional responsável pelo registro da foliação S_1 e provavelmente conexa à geração da foliação S_n.

As petrotramas da foliação milonitica S_1 e S_n gnáissica foram retrabalhadas por bandas de recristalização miloníticas orientadas paralelamente à petrotrama S_1 e obliquamente à estruturação S_n. Este evento deformacional é caracterizado pela redução do tamanho dos cristais em condições de temperatura das fácies xisto-verde superior a anfibolito médio, interpretada como uma reativação tectônica em nível crustal mais raso sob um campo de esforço regional similar ao responsável pelo registro da foliação S_1 e relacionado ao evento K'Mudku.

Estudos de mineralogia magnética indicam que a magnetita multidominio é o marcador magnético dominante da subtrama em granitóides e gabros. A subtrama magnética do plúton Charnockito Serra da Prata determina uma foliação magnética orientada preferencialmente NE-SW. No gabro Pratinha a foliação magnética apresenta uma disposição aleatória relacionada à distribuição heterogénea da deformação, concentrada nas bordas do corpo com

mergulhos altos nas bordas do corpo e valores altos de anisotropia magnética P_j (*high strain)* e menor intensidade da deformação no centro exibindo foliação magnetica sub-horizontal com baixos valores de anisotropia magnética P_j (*low strain*). Dado o caráter da deformação interna e o arranjo da subtrama magnética, se entende que as petrotramas temperatura S_1 e S_n foram geradas sob condições de temperatura das fácies anfibolito médio a alto relacionado com um regime transpressivo dextral induzido pelo tensor de encurtamento NW-SE ativo no paleoproterozoico.

Palavras chaves: *Associação gabro-charnockito, plúton Serra da Prata, mecanismos de deformação interna, Anisotropia de Susceptibilidade Magnética, Geocronologia U-Pb SHRIMP.*

ABSTRACT

The Mucajaí Gneiss, Serra da Prata Charnokites, San Antonio and Pratinha Gabbros units of exhibit S_n gneissic and S_1 mylonitic foliation, with deformation microstructures generated under medium to high amphibolite facies temperature conditions. Despite the obliteration of primary structures, some igneous microstructures preserved in granitoids and gabbros, such as preferred orientation of feldspar phenocrysts with crystal faces due to magmatic flow, submagmatic microfractures and dike intrusion controlled by pre-existing anisotropy (Pre-S_1), suggest syn-magmatic deformation processes.

U-Pb SHRIMP analysis of oscillatory zones of igneous zircons provided Concordia ages of 1916.7+4.5 Ma for a mylonitized granite of Serra da Prata Charnokites, 1905+5.2 Ma for associated gabbros and 1959+5 for orthognesis of Mucajaí Gneiss. These ages are interpreted as the crystallization ages of the protoliths and understood as the age of the tectono-magmatic event that probably controlled the emplacement of most of the granitic rocks of Serra da Prata Suite and associated gabbros. Another U-Pb SHRIMP age of 1863+6.7 Ma recorded in dynamically recrystallized zones of zircons from mylonitized granite is related to the metamorphic-deformational event that generated the foliation S_1 and probably related to the generation of the S_n foliation.

Reworking of deformational structures is interpreted by the presence of mylonitic recrystallized bands oriented parallel to S_1 and oblique to S_n foliations. Temperature conditions for this deformation event, characterized by grain size reduction of the of the crystals, is assumed equivalent to upper green schists to medium amphibolite facies and interpreted as tectonic reactivation at shallow crustal levels under a regional stress field similar to that responsible for the registration of the foliation S_1 and related to K'Mudku event.

Magnetic mineralogy studies indicate that the principal magnetic marker of magnetic sub-fabrics in granitoids and gabbros is magnetite multidomain. At Sierra da Prata Charnokites magnetic sub-fabrics display a magnetic foliation oriented preferentially NE-SW. On the other hand, the Pratinha Gabbros display a random orientation of the magnetic foliation that is related to the heterogeneous distribution of deformation, concentrated along the margins with high dip angles and high values of magnetic anisotropy P_j (high strain). Less intense

deformation was found at the center of the gabbroic body that displays sub-horizontal magnetic foliation with low values of magnetic anisotropy P_j (low strain). Given the nature of the internal deformation and the arrangement of the magnetic sub-fabrics, it is interpreted that S_1 and S_n rock fabrics were produced by deformation under medium to high amphibolite facies temperature conditions related to dextral transpressional regime induced by NW-SE shortening active during the Paleoproterozoic.

Key Words: *Charnockite-Gabbro association, Serra da Prata Pluton, internal deformation mechanism, anisotropy magnetic susceptibility, U-Pb SHRIMP geocronology.*

SUMARIO

RESUMO 1
ABSTRACT 1
1 INTRODUÇÃO 21
2 MÉTODOS DE TRABALHO 24
3 GEOLOGIA REGIONAL E ANÁLISE DO CONHECIMENTO ANTERIOR 34
4 RESULTADOS 42
4.1 Caracterização geológica das unidades mapeadas 44
4.1.1 Unidade Gnaisse Mucajaí (Pgm) 44
4.1.2 Unidade Charnockito da Serra da Prata (Pch) 59
4.1.3 Unidade Gabro Pratinha (Pgp). 106
4.1.4 Unidade Gabro Santo Antônio (Pgs): 115
4.1.5 Gabros Cumulaticos. 123
4.2 Mineralogia Magnética 126
4.2.1 Susceptibilidade e anisotropia magnética. 126
4.2.2 Curvas de magnetização remanente isotérmica (IRM) e curvas termomagnéticas. 128
4.2.3 Textura e microestruturas dos minerais opacos 131
4.3 Trama Magnética 132
4.3.1 Unidade Charnockito Serra da Prata. 136
4.3.2 Unidades Gabro Pratinha e Gabro Santo Antônio. 141
4.4 Geocronologia U-Pb SHRIMP. 146
4.4.1 Geocronologia U-Pb Unidade Charnockito Serra da Prata 148
4.4.2 Geocronologia U-Pb Unidade Gabro Pratinha 152
4.4.3 Geocronologia U-Pb Unidade Gnaisse Mucajaí. 157
5 DISCUSSÃO 160
6 CONCLUSÕES 175
7 REFERÊNCIAS 176
Apêndice A 183
Anexo 1 196
Anexo 2 197

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área de estudo. 23

Figura 2. Esquema resumido de procedimentos metodológicos aplicados neste estudo..... 24

Figura 3. Procedimento para coleta de amostra para analise de ASM. 27

Figura 4. Procedimento para preparação de cilindros de rocha coletados para analises de ASM. 29

Figura 5. a) Equipamento Kappabridge modelo MFK1-FA da fabricante AGICO Ltda. empregado nesta pesquisa para medição do ASM. b) marcas de laboratório e posições de rotação e medida dos espécimes.. 30

Figura 6. Equipamento para a obtenção da curva MRI.. 31

Figura 7. Imagem em catodoluminescência da montagem no epóxi com algumas das amostras analisadas neste trabalho no SHRIMP IIe. 33

Figura 8. Principais propostas de compartimentação para o Cráton Amazonas. 35

Figura 9. Domínios litoestruturais do Estado de Roraima 36

Figura 10. Mapa da parte centro-norte do Cráton Amazonas mostrando as principais unidades tectônicas e a localização das amostras com idade Ar-Ar e U-Pb Mesoproterozoica, correlacionáveis com idades greenvillianas... 38

Figura 11. Mapa geológico esquemático da região objeto de estudo. 40

Figura 12. Mapa geológico com localização dos afloramentos amostrados. 43

Figura 13. Aspecto macroscópico geral dos ortognaisses.. 44

Figura 14. Aspecto macroscópico do dique máfico e sua relação com o ortognaisse..... 46

Figura 15. Tipos de diques que intrudem os ortognáisses.. 47

Figura 16. Aspecto macroscópico do Gnaisse Igarapé Branco.. 48

Figura 17. Estereograma mostrando medidas de campo das foliações no Gnaisse Mucajaí e diques máficos.. 48

Figura 18. Feições de migmatização desenvolvidas no ortognaisse. 49

Figura 19. Algumas características das zonas de cisalhamento rúpteis ZC_2.. 51

Figura 20. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt com as orientações das diferentes gerações de zonas de cisalhamento desenvolvidas no Gnaisse Igarapé Branco..... 51

Figura 21: Aspecto dos diques pegmatíticos quartzo-feldspato e diques finos a médios de quartzo-feldspato.. 52

Figura 22. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt. a) orientação dos diques pegmatíticos e diques finos a médios de quartzo feldspato. b) orientação dos veios de quartzo.. 52

Figura 23. Aspecto geral dos gnaisses graníticos da unidade Gnaisse Mucajaí..... 53

Figura 24. Fotomicrografia dos mecanismos de deformação do quartzo e feldspatos..... 55

Figura 25. Fotomicrografias das feições de migmatização encontradas no Ortognaisse Mucajaí 56

Figura 26. Principais feições geradas em temperaturas moderadas. Bandas de recristalização e reorientação da foliação S_n, sendo mais evidente nas bandas melanocráticas de S_n.. 58

Figura 27. Localização dos subdomínios definidos para a unidade Charnockito da Serra da Prata. 60

Figura 28. Aspecto mesoscópico dos charnockitos na área de Iracema. 61

Figura 29. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt das foliações magmáticas e milonítica no subdomínio de Iracema.. 62

Figura 30. Inclusões de quartzo de formas arredondadas, bastonetes e ameboidais em megacristal de microclina com orientação preferencial de forma definindo S_0.. 63

Figura 31. Orientação preferencial dos grãos de quartzo definindo foliação S_1 incipiente nas rochas que afloram na região de Iracema.. 64

Figura 32. Polítipos da Biotita 1 y 2 e algumas texturas em corona.. 65

Figura 33. Características microscópicas da foliação S_0 e S_1 no subdomínio Iracema... 66

Figura 34. Microestruturas de deformação no quartzo, feldspato e plagioclásio gerados em alta temperatura.. 68

Figura 35. Desenvolvimento de fraturas em feldspato potássico primário preenchido por minerais de finais de cristalização magmática.. 69

Figura 36. Feições de deformação de alta temperatura desenvolvidas no plagioclásio e biotita.. 70

Figura 37. Feições deformacionais de alta temperatura registrada nos cristais de feldspato potássico. 71

Figura 38. Aspecto geral dos granitos porfiríticos da Unidade Serra da Prata no subdomínio Fazenda do Goiano. 72

Figura 39. Dique sienograníticos e máficos intrudindo o granito porfirítico da unidade Charnockito Serra da Prata.. 73

Figura 40. a) detalhe do contato neto entre o granito porfiríto milonitizado e o sienogranito foliado. b) geometria irregular dos contatos com bordas arredondadas e lobadas. Detalhe da figura b) onde se mostra os fragmentos de granito dentro do sienogranito. d) *Apófises* de sienogranito dentro do granito porfirítico milonitizado. 74

Figura 41. a) plúton de composição sienogranítica intrude o granito porfirítico da unidade Serra da Prata incorporando fragmentos deste. b) Detalhe do contato irregular entre o dique sienogranítico e o granito, se observa concordância da atitude da foliação magmática no dique e da foliação milonítica na encaixante. c) detalhe da foliação S_1 no sienogranito.. 75

Figura 42. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt. a) orientação da foliação milonítica S_1 e sua lineação de estiramento nos granitos porfiríticos da unidade Serra da Prata. b) Atitude da foliação S_n nos gabros associados aflorantes na área e dos corpos de sienogranito. c) orientação das zonas de cisalhamento discretas e sua lineação de estiramento encontradas nos nos granitos porfiríticos da unidade Serra da Prata. 76

Figura 43. Perfil esquemático do subdomínio Fazenda do Goiano onde se exibe a relação espacial entre as foliações encontradas nos diferentes litotipos encontrados na área. 77

Figura 44. a) Aparência mesoscópica da textura rapakivi preservada, com mantos parciais ou completos de plagioclásio nos granitos aflorantes no subdomínio Rouxinho. b) Enclaves máficos alongado em direção concordante com a foliação principal. 78

Figura 45. a) Ocorrência de diques de composição sienogranítica que cortam os granitóides deste subdomínio. b) Detalhe do contato entre o dique de sienogranítico e o charnockito..... 79

Figura 46. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt. a) orientação dos três conjuntos de foliação milonítica S_1 definidos e suas lineações de estiramento (círculos pretos) nos granitioides da unidade Serra Prata. b) orientação das zonas de cisalhamento discretas encontradas nos gra nitos..... 81

Figura 47. Perfil esquemático do subdomínio Rouxinho onde se exibe a relação entre espacial das foliações e zonas de cisalhamento encontradas na área. 82

Figura 48. a) Estrutura extensional tipo *tension gashes* preenchido por material de composição sienogranítica associado a instalação da foliação S_1 sugerindo transcorrência dextral. b) O *tension gashe* posteriormente afetado por uma estrutura rúptil-dúctil deformando-o e se comportando com um indicador sigmoidal assimétrico de cinemática dextral. 83

Figura 49. Aspecto geral dos granitóides milonitizados da unidade Serra da Prata, augen gnaisses.. 84

Figura 50. Detalhe de porfiroclasto de feldspato potássico (Kfs) com borda parcialmente manteada por plagioclásio (Pl) com inclusões de albita. 85

Figura 51. Tipos de biotita presentes nas rochas proto e miloníticas do subdomínio Rouxinho e Fazenda do Goiano.. 86

Figura 52. Ocorrência da titânia em associação com a biotita, magnetita e por vezes epidoto..... 87

Figura 53. Microestruturas de deformação de alta temperatura desenvolvidas no quartzo. 88

Figura 54. Domínios lenticulares de feldspato potássico e terminações em cúspide desenvolvidos nas fitas de quartzo.. 89

Figura 55. Fotomicrografia em nicóis cruzados de mecanismos de deformação em porfiroclasto de feldspato potássico e matriz.. 90

Figura 56. Microestruturas deformacionais desenvolvidos nos feldspatos. 91

Figura 57. Microfraturas submagmáticas desenvolvidas nas rochas miloníticas do subdomínio Rouxinho e Fazenda do Goiano.. 91

Figura 58. Indicadores cinemáticos tipos sigma sugerindo uma cinemática dextral..... 92

Figura 59. Desenvolvimento de bandas de deformação e recristalização... 93

Figura 60. Feições de baixa temperatura presentes algumas das fases minerais..... 95

Figura 61. Desenho esquemático representando a variação na deformação (ε) e grau de recristalização dinâmica no subdomínio Rouxinho..... 96

Figura 62. Aspecto geral dos sienogranitos foliados pervasivamente..... 97

Figura 63. a) Contatos suturados entre cristais de quartzo com amplos a moderados limites retos com desenvolvimento de degraus. b) Cristal de quartzo com subgrão indicando deslizamento no eixo <c>. c) quartzo com extinção ondulante em padrão de tabuleiro de xadrez. d) e e) domínio de feldspato potássico estirado em quartzo com terminação em cúspide.. 99

Figura 64. Microestruturas deformacionais desenvolvidos nos feldspatos.. 100

Figura 65. Fraturas desenvolvida em feldspato potássico (Kfs_1) preenchido por uma segunda geração de feldspato potássico (Kfs_2)..... 101

Figura 66. a) pertitas em chama e mirmequitas desenvolvidas no feldspato potássico dispostas nas faces paralelas à foliação S_1 e no sentido do esforço maior. b) e c) recristalização dinâmica desenvolvida nas interfases paralelas a foliação S_1 entre os cristais de feldspato.. 102

Figura 67. Aspecto geral do dique máfico com foliação incipiente. 103

Figura 68. Microestruturas presentes no plagioclásio. 104

Figura 69. Microestruturas presentes na biotita..... 105

Figura 70. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt. a) orientação variável da foliação e sua lineação mineral nos gabros. b) orientação da foliação milonítica S_1 encontrada em alguns locais do gabro. c) orientação das zonas de cisalhamento discretas e sua lineação de estiramento encontradas nos gabros. 107

Figura 71. Perfil esquemático do gabro Pratinha na fazenda homônima onde se exibe a relação espacial da foliação desenvolvida no gabro e zonas de cisalhamento encontradas na área. 108

Figura 72. Foliação aparentemente magmática e sua relação com os enclaves graníticos no gabro pratinha.. 109

Figura 73. Intercalação gabro-granito definindo bandamento composicional. 110

Figura 74. Zona de contato gabro - granito hospedeiro..... 110

Figura 75. Aspecto geral dos gabros com textura de mosaicos poligonizados de plagioclasa na unidade Gabro Pratinha. 111

Figura 76. Polítipos dos minerais que compõem os gabros com textura de mosaicos poligonizados de plagioclasa.. 112

Figura 77. Microestruturas de deformação desenvolvidas no plagioclásio.. 114

Figura 78. Microfraturas desenvolvidas em ortopiroxênio preenchidas por plagioclásio e ocasionalmente biotita. 115

Figura 79. Relações entre os xenólitos do granito milonitizado proveniente da encaixante encontrados no gabro Santo Antônio..... 116

Figura 80. Zonas de cisalhamento rúpteis e fraturamento observado no Gabro Santo Antônio.. 117

Figura 81. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt. a) orientação NW da foliação no gabro e foliação milonítica S_1 nos granitóides da unidade Serra da Prata, próximo do contato com o gabro Santo Antônio. b) orientação das zonas de cisalhamento rúpteis encontrados no Gabro Santo Antônio. c) orientação do fraturamento persistente no gabro. 118

Figura 82. Perfil esquemático do Gabro Santo Antônio no córrego homônimo onde se exibe o (sub) paralelismo da foliação desenvolvida no gabro e a relação das estruturas rúpteis tais como zonas de cisalhamento e faturamento. 119

Figura 83. Aspecto geral dos gabros da unidade Gabro Santo Antônio.. 120

Figura 84. Microestruturas de deformação desenvolvidas no plagioclásio..... 122

Figura 85. Microfraturas desenvolvidas em a) piroxênio e b) biotita preenchidas por biotita e plagioclásio..... 123

Figura 86. Detalhe dos Gabros Cumulaticos aflorantes na área da Fazenda do Goiano. 124

Figura 87. Aspecto geral dos gabros cumulaticos. 124

Figura 88. Polítipos dos minerais que compõem os gabros com textura subofítica..... 125

Figura 89. a) Histograma de frequência dos valores de susceptibilidade magnética media (k_m) da Unidade Charnockito Serra da Prata. b) Relação entre anisotropia magnética (P_j) e susceptibilidade magnética (k_m). 127

Figura 90. a) Histograma de frequência dos valores de susceptibilidade magnética (k) das Unidades Gabro Pratinha e Santo Antônio. b) Relação entre anisotropia magnética (P_j) e susceptibilidade magnética (k). 128

Figura 91. Curvas de Magnetização remanente isotérmica. Mr, magnetização remanente, H, campo indutor.. 130

Figura 92. Aspecto ao microscópio petrográfico em luz refletida de magnetita presente na Unidade Charnockito Serra da Prata. 131

Figura 93. Aspecto ao microscópio petrográfico em luz refletida da magnetita presente nos Gabros Pratinha e Santo Antônio. 132

Figura 94. Distribuição de Pontos de amostragem para analises de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM)..... 134

Figura 95. Frequência do grau de anisotropia magnética (Pj) e forma do elipsóide (T) dos granitos e charnockitos do plúton Serra da Prata. 136

Figura 96. Distribuição espacial da anisotropia (P_j) de cada estação para o Charnockito Serra da Prata e Gabros Pratinha e Santo Antônio.. 137

Figura 97. Orientações dos planos da foliação (k_3) e lineação magnética (k_1) dos granitóides da unidade Serra da Prata.. 138

Figura 98. Disposição da foliação magnética (k_3) e sua distribuição na área de estudo.. 139

Figura 99. Disposição da lineação magnética (k_1) e sua distribuição na área de estudo..... 140

Figura 100. Frequência do grau de anisotropia magnética (P_j) e forma do elipsóide (T) das Unidades Gabro Pratinha e Santo Antônio..... 141

Figura 101. Distribuição espacial da anisotropia (P_j) de cada estação o Gabro Pratinha..... 142

Figura 102. Orientações dos planos da foliação e lineação magnética dos gabros Pratinha e Santo Antônio.. 143

Figura 103. Mapa de foliação magnética (k3) e sua distribuição na área de estudo.. 144

Figura 104. Mapa de lineação magnética (k_1) e sua distribuição no Gabro Pratinha..... 145

Figura 105. Tipos de zircão definidos para a amostra coletada da Unidade Charnockito Serra da Prata.. 149

Figura 106. Imagem de catodoluminescência dos cristais de zirção selecionados com as posições de análise da amostra PI-12-4B.. 150

Figura 107. Diagrama de concórdia mostrando dois grupos distintos de idades U-Pb para a amostra PI-12-4B..... 152

Figura 108: Tipos de zircão definidos para a amostra coletada da Unidade Gabro Pratinha..... 155

Figura 109. Imagem de catodoluminescência dos zircões selecionados com as posições de análise da amostra PI-12-4E. 156

Figura 110. Diagrama de concórdia mostrando as idades U-Pb para a amostra PI-12-4E..... 156

Figura 111. Tipos de zircão definidos para a amostra coletada da Unidade Gnaisse Mucajaí. .. 157

Figura 112. Imagem de catodoluminescência dos zircões selecionados com as posições de análise da amostra PI-12-3. 158

Figura 113. Diagrama de concórdia mostrando a idade U-Pb para a amostra PI-12-3. 159

Figura 114. Modelo tectônico esquemático para a deformação do Gabro Pratinha e Charnockito Serra da Prata.. 173

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resumo das características, cenas e processamentos feitos às imagens de satélites usadas neste trabalho. 26

Tabela 2. Idades mesoproterozoicas (magmáticas e metamórficas) e idades de protólitos na Faixa K'Mudku 39

Tabela 3. Amostras selecionadas para analises de IRM e termomagnéticos..... 128

Tabela 4. Resultados analíticos de ASM para as rochas do plúton Serra da Prata..... 135

Tabela 5. Amostras selecionadas para datação U-Pb SHRIMP. 148

Tabela 6: Resumo dos dados isotópicos U-Pb SHRIMP..... 153

Tabela 7. Idades (milhões de anos) U-Pb e Pb-Pb em zircão para as amostras da Suíte Serra da Prata. 187

Tabela 8. Idades (milhões de anos) U-Pb e Pb-Pb para as amostras da Suíte Metamórfica Rio Urubu. Corpos segundo Fraga (2002). 187

Tabela 9. Principais características geoquímicas das unidades informais definidas para as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Prata e Suíte Metamórfica de Rio Urubu segundo Fraga (2002). 188

Tabela 10. Dados de Sm-Nd em rocha total para as rochas Paleoproterozoicas da SISP, Gnaisses e Granitóides Foliados da Suíte Metamórfica de Rio Urubu (SMRU, adaptado de Fraga, 2002) e uma amostra que corresponde às rochas máficas associadas com SISP.. 189

Tabela 11. Compilação de idades de cristalização para as unidades Suíte Intrusiva de Mucajaí e Anortosito 192

Tabela 12. Principais características geoquímicas das Suíte Intrusiva Mucajaí e Anortosito Repartimento segundo Fraga (2002); Fraga *et al.,* (2009a) e Heinonen *et al.,* (2012)..... 193

Tabela 13. Compilação de dados de Sm-Nd em rocha total do complexo AMG Mucajaí. 194

Tabela 14: Resumo dos dados de $\delta^{18}O$ e Lu-Hf em zircão obtidos por Heinonen *et al.,* (2012) 194

1 INTRODUÇÃO

A porção central do estado de Roraima, na região da Serra da Prata (interesse para a presente pesquisa) é conhecida como domínio litoestrutural *Cinturão Guiana Central* (Reis *et al.,* 2003) onde afloram dois tipos de magmatismo vinculados a condições tectônicas distintas e contrastantes em idades e composição. O primeiro corresponde a uma associação paleoproterozóica de rochas ígneas representada por corpos de charnockitos e gabros (Suíte Intrusiva Serra da Prata, cuja colocação esteve relacionada a uma cinemática transpressiva Fraga, 2002; Fraga *et al.,* 2009b) com idades em torno de 1,92-1,94 Ga. Estas rochas estão também relacionadas ao Gnaisse de Mucajaí de idade 1,93-1,94 Ga. O segundo tipo de magmatismo, corresponde à Suíte intrusiva Mucajaí (magmatismo Intraplaca, rifte abortado? segundo Fraga *et al.,* 2009a), constituído por granito rapakivi intrudido por anortosito e monzodiorito, com idade 1,45-1,23 Ga. (Fraga, 2002; Heinonen *et al*., 2012).

Os granitos são o tipo de rocha mais abundante na crosta continental, representam a maior contribuição de massa para o aumento e reciclagem da crosta, e consequentemente sua gênese considerada um dos mais importantes mecanismos de diferenciação geoquímica da crosta (Castro *et al.,* 1999). Estão presentes em variados ambientes geotectônicos, desde os estágios de subducção, acresção e colisão continental até o estágio pós-colisional, e inclusive durante rifteamento continental (Gill, 2010). Durante diferentes estágios geotectônicos corpos graníticos podem ser colocados numa ampla variedade de contextos estruturais (Hutton, 1988). De modo geral, durante os processos de cristalização de plútons os minerais tendem a formar tramas compatíveis com a orientação do campo geotectônico dominante na qual foi colocado. As análises geométricas e cinemáticas das fabricas da trama, e sua caracterização, possibilita a reconstituição do campo de esforços que governou a colocação do corpo intrusivo em um momento determinado (Bouchez *et al.,* 1990). A comparação entre as condições de acomodação granítica e as condições responsáveis pela deformação regional registradas nas rochas hospedeiras, permite fazer inferências sobre a deformação tectônica de uma região.

Diversos trabalhos têm sido desenvolvidos no Domínio Cinturão Guiana Central, com foco na compreensão da evolução geológica. Esses estudos são de ordem regional com ênfases petrológicos e geocronológicos (Santos & Olszewski, 1988, Gaudette *et al.,* 1996, Reis & Fraga, 1995; CPRM, 1999; CPRM, 2000; Fraga *et al.,* 1998; Reis & Fraga, 2000;

Fraga, 2002; Reis *et al.,* 2003; Santos *et al.,* 2006a; Fraga *et al.,* 2009a; Fraga *et al.,* 2009b; Heinonen *et al.,* 2012; entre outros). Porém a caracterização da deformação das rochas charnockíticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata é um tema aberto. Assim motivam a realização desta pesquisa, entender as características da deformação interna dessas rochas, já que compreender como está organizada sua trama mineral, permite interpretar o campo regional da deformação atuante no momento da colocação plutônica e contextualizar este magmatismo na história tectônica da região de Mucajaí (RR).

1.1 O OBJETIVO GERAL

Consiste em estudar as caraterísticas da deformação de um plúton charnockítico que aflora na região da Serra da Prata, Mucajaí (RR), e entender o contexto tectônico em que esse magmatismo ocorreu. Este trabalho se apoia nas seguintes metas:

a) Analisar a distribuição espacial da deformação interna do plúton charnockítico Serra da Prata e das rochas hospedeiras deste na zona de contato.
b) Caracterizar a trama mineral do charnockito e os mecanismos da deformação interna.
c) Determinar a idade de cristalização do charnockito e de um gabro associado, e o âmbito estrutural de alojamento plutônico.

1.2 ÁREA DE ESTUDO

A área estudada localiza-se na porção central do Estado de Roraima, na zona compreendida entre os municípios de Mucajaí e Caracaraí. O acesso à área pode ser realizado pela principal rodovia do estado, BR-174 que comunica estados de Amazonas e Roraima. Outros acessos a RR-325, vicinais e estradas secundarias (Figura 1).

Mucajaí possui 14.792 habitantes (IBGE, 2010), encontra-se localizado na margem esquerda do rio homônimo a 58,6 km ao sul da cidade de Boa Vista. A zona de vida é classificada como cobertura vegetal rasteira, descontínua, localmente denominada “lavrada” associada à latossolo amarelo. A bacia do Rio Branco domina praticamente toda a área do Estado este é o principal componente do sistema hidrográfico do Mucajaí. Localmente a área é drenada pelo rio Mucajaí e por pequenos tributários em sentido NS e EW.

Na área de estudo o clima dominante é tropical chuvoso, temperado com predomínio de savanas, é quente e úmido, temperatura média anual 26ºC. Com estação chuvosa no verão; o mês mais seco apresenta precipitação inferior a 60 mm (http://www.rr.gov.br).

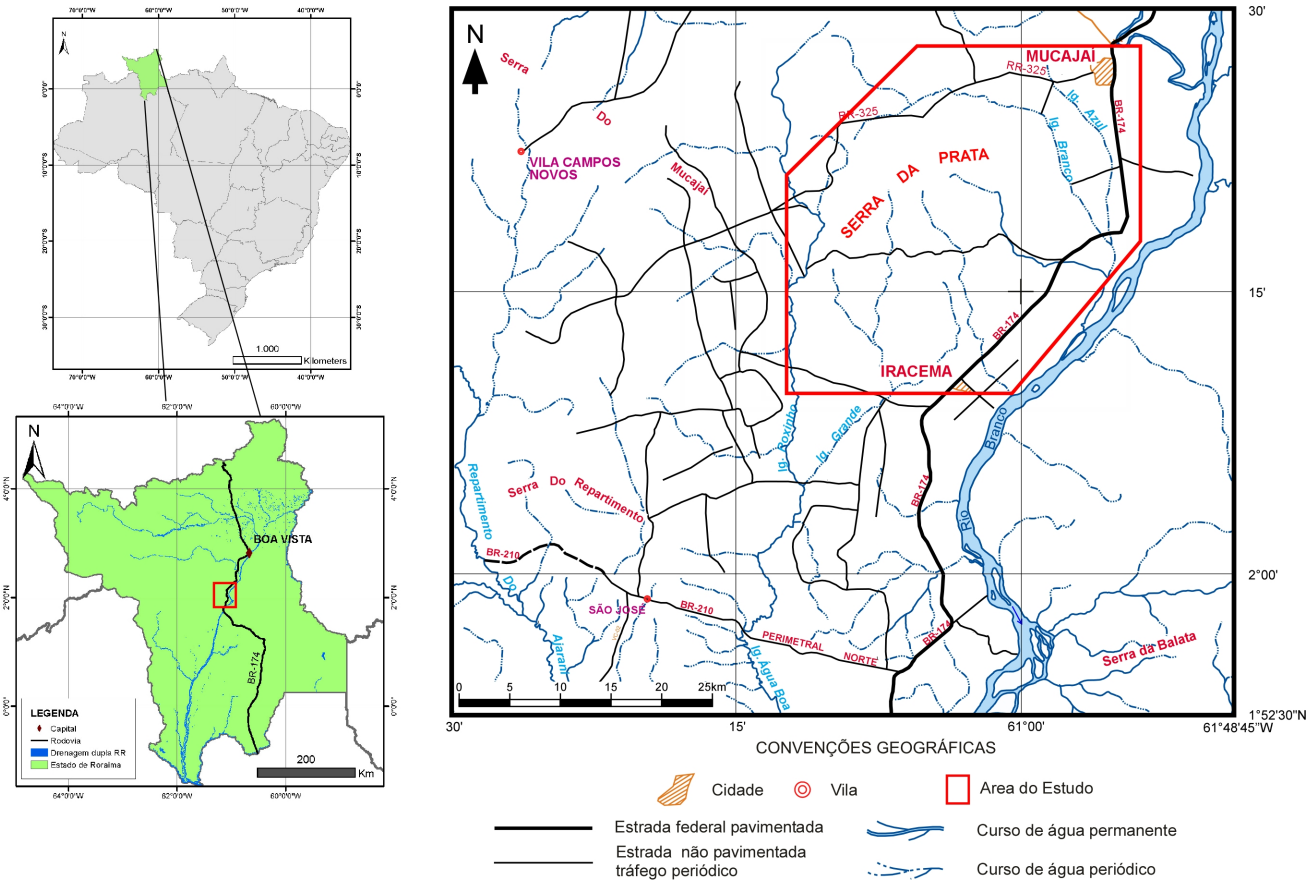


Figura 1. Localização da área de estudo.

2 MÉTODOS DE TRABALHO

Na Figura 2 se faz um resumo dos métodos aplicados durante as cinco fases de desenvolvimento desta pesquisa.

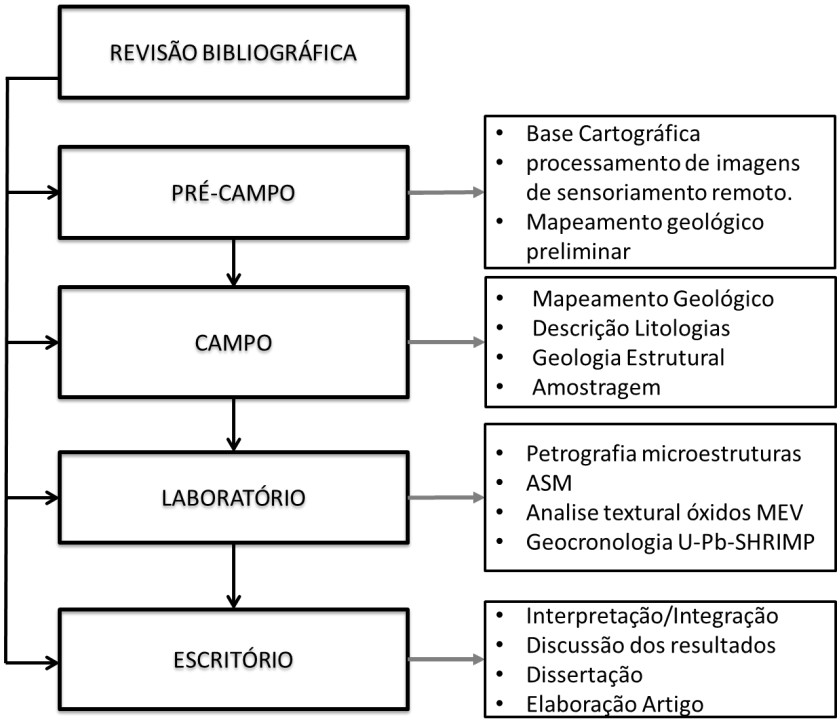


Figura 2. Esquema resumido de procedimentos metodológicos aplicados neste estudo. MEV = Microscopia Electrónica de Varredura, ASM = Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.

Estes métodos, além dos recursos empregados, são descritos a seguir, subdivididos em fases de i) Pre-campo, ii) Trabalho de Campo, Cartografia Geológica e Amostragem e iii) trabalhos Laboratoriais.

2.1 Fase de Pre-campo.

Prévio à realização dos trabalhos de mapeamento geológico e amostragem de rochas, foram levantadas informações disponíveis sobre cartografia geológica da região e de imagens de sensores remotos. A análise e geoprocessamento digital destas ultimas, permitiram a interpretação e caraterização do arranjo de lineamentos estruturais na escala de 1:100.000, registrados nas diversas unidades rochosas, assim como o aprimoramento de contatos geológicos entre as unidades de rocha mapeadas.

- **Caracterização geológica e de lineamentos por meio do processamento digital de imagens de sensoriamento remoto.**

Neste trabalho foram usadas imagens multiespectrais Landsat TM 5 (Bandas 4, 5 e 7 com resolução espacial de 30 metros), Landsat TM 7 (Banda 8 com resolução espacial de 15 metros) correspondentes às cenas 233/58 e 233/59, processadas usando o software livre Spring Versão 5.2.5 (Tabela 1). Para identificar, extrair, condensar e realçar a informação de interesse com a finalidade de melhorar a qualidade visual da imagem. Para a geração da composição colorida, foi realizada a combinação de 3 bandas com produtos do processamento (componentes principais, decorrelação e filtragem) no espaço de cores RGB (*Red, Green, Blue*, Tabela 1). As técnicas utilizadas foram baseadas nos trabalhos de Crósta (1992) e Walsh & Mynar (1986). Além destas imagens foram utilizados modelos digitais do terreno (DEM, *Digital Elevation Model*) gerados a partir dos dados tomados pelos sensores SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), e imagens do sensor ASTER Global DEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model*, versão 2.0). A materialização das imagens DEM foi realizada aplicando o software Global Mapper Versão 13.

Adicionalmente foram usados mapas geológicos digitalizados da Folha NA.20-X-C (Fraga, 2002) e a base cartográfica contínua do estado de Roraima 100.000 do IGBE.

Os diferentes produtos e combinações obtidos durante a etapa de pré-processamento e processamento (Tabela 1) foram exportados por meio de imagens em extensão GeoTiff à plataforma SIG (ArcGis 10.1). A partir da análise visual das imagens (composição RGB e imagens DEM) na plataforma SIG os lineamentos são realçados devido às características fisiográficas que causam a mudança tonal no contraste do relevo, padrão da drenagem e variação das texturas das imagens de sensoriamento remoto (Hashim *et al.,* 2013). O termo lineamento usado neste trabalho é conforme a definição de O'Leary *et al.,* (1976) "característica linear da superfície mapeável, simples ou composta, cujas partes estão alinhadas em uma relação linear que difere do padrão das feições adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno da subsuperfície". Usualmente os lineamentos estão associados a falhas, zonas de faturamento, deformação e dobramento, assim como contatos geológicos, entre outros.

Tabela 1. Resumo das características, cenas e processamentos feitos às imagens de satélites usadas neste trabalho.

SENSOR	BANDAS	RESOLUÇÃO (m)	CENA	PROCESSAMENTOS	PRODUTOS (Imagens)	COMPOSIÇÃO RGB
LANDSAT TM 5	4,5 e 7	30	233/58 e 233/59	• Componentes principais (PC) • Decorrelação (DC) • Transformação IHS↔RGB • Filtragem direcional (Passa Baixa-Media)	• PC1 • DC1 - DC2 - DC3 • Filtragem Banda 4 (FiltB4)	• DC1DC2DC3 • IHS-RGB→B4B5PC1 • IHS-RGB→B4B5FiltB4
LANDSAT TM 7	8	15	233/58 e 233/59	Filtragem direcional (Passa Baixa-Media)	Filtragem Banda 8	-
ASTER Global	-	30	N01W061, N01W062, N02W061 e N02W062	Geração do DEM	DEM	-
SRTM	-	90	N01W061, N01W062, N02W061 e N02W063	Geração do DEM	DEM	-

2.2 Trabalhos de Campo, Cartografia Geológica e Amostragem:

O mapeamento geológico consistiu no levantamento de perfis geológicos (caminhamentos geológicos em uma rota predeterminada em estradas, igarapés e trilhas abertas na selva, *traversing*, Barnes & Lisle 2004; Coe, 2010). Restrições ao mapeamento aconteceram por conta da falta ou precariedade de acesso imposta por densa cobertura vegetal (característico da região Amazônica), e acesso não autorizado nas fazendas que abrangem a zona de estudo. As atividades de campo foram realizadas em quatro campanhas, cada uma com duração média de 10 dias. Durante os trabalhos de campo foram realizadas as seguintes atividades:

1. Descrição das unidades das diversas litologias observadas (textura, composição, classificação) e relação com outras rochas do afloramento.

2. Descrição e caracterização geométrica e cinemática de feições de deformação na escala mesoscópica (foliações, xistosidades, faixas de milonitização entre outras).
3. Coleta de amostras de rocha orientadas para analises de tramas minerais com anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM). As amostras são coletadas mediante uso de perfuratriz manual com broca diamantada e resfriada com agua (Figura 3). Inclui coleta sistemática em afloramento usando técnicas usuais descritas em Butler (2004) e Bouchez (1997). A amostra é orientada mediante um clinômetro para determinar a inclinação (mergulho) do furo, e bussola para determinar o azimute (Figura 3).
4. Coleta de blocos orientados de rocha fresca (quando possível) para o estudo cinemático de zonas de cisalhamento análise petrográficas e análises geocronológicas U-Pb SHRIMP em zircão. A coleta e orientação dos blocos obedeceram às técnicas usuais descritas em Prior *et al.,* (1987), Hansen (1990) e Passchier & Trow (2005).

O acervo de dados coletados em campo (dados estruturais, amostras orientadas de rocha, etc.) e obtidos a partir de analises em laboratório (Foliações magnéticas, lineação magnética) assim como dados obtidos a partir da elaboração de mapas matriciais e vetoriais, encontram-se georreferenciados e armazenados em plataforma SIG (ArcGis 10.1). Os dados estruturais obtidos nos levantamentos de campo, foram lançados e tratados no software Stereonet (estereograma hemisfério inferior de Schmidt, Allmendinger *et al.,* 2012), com a finalidade de realizar refinamento e o tratamento estatístico destes.

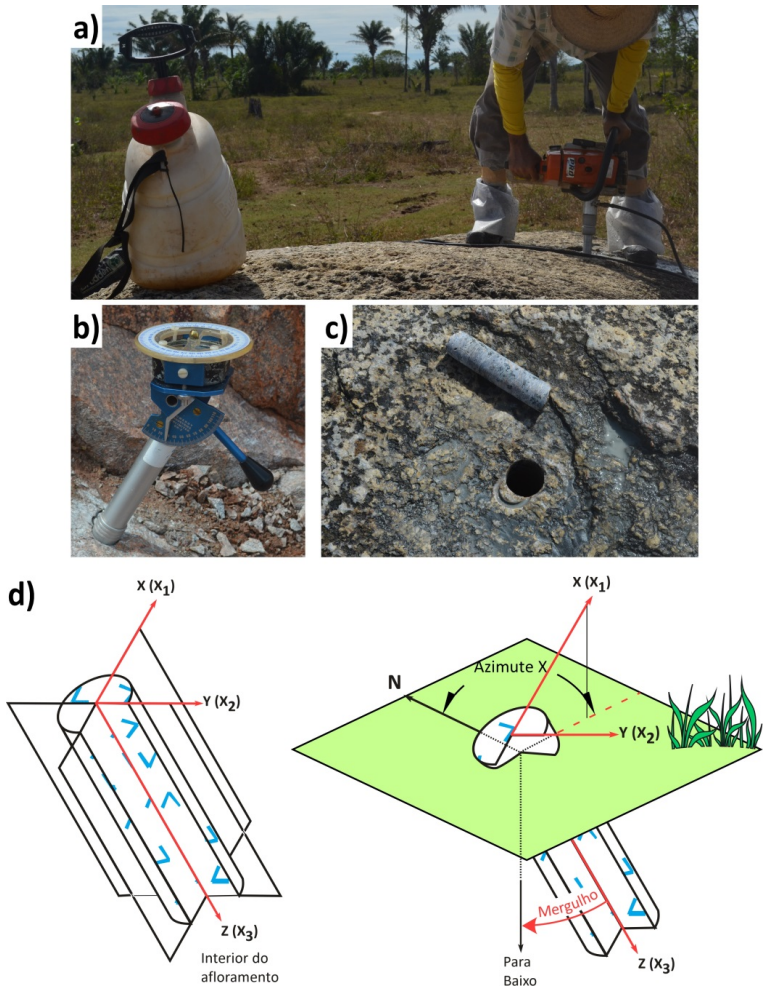


Figura 3. Procedimento para coleta de amostra para análise de ASM: a) Perfuração da rocha com perfuratriz manual movida à gasolina com broca diamantada e resfriada com agua. b) Etapa de orientação da amostra in situ com o instrumento OR-2 *Pomeroy orienting Fixture*. c) extração do testemunho de sondagem do afloramento marcando a direção de orientação e sua identificação. d) Sistema de orientação para uma amostra coletada com perfuratriz manual. O eixo Z é positivo em direção do afloramento; o eixo X (X_1) esta no plano vertical perpendicular a Z (X_3); e o eixo Y (X_2) é horizontal. A orientação é determinada medindo: 1) O azimute da projeção horizontal do eixo +X (azimute do plano X-Z) e 2) medindo o mergulho ou inclinação vertical do eixo +Z. As orientações das susceptibilidades magnéticas medidas no laboratório são feitas em relação às orientações destes sistemas de coordenadas. (Modificado de Butler, 2004).

2.3 Trabalhos Laboratoriais.

- **Preparação de lâminas delgadas / análises petrográficas e microtectônicas**

Foram confeccionadas 45 lâminas petrográficas orientadas (corte paralelo à lineação e perpendicular à foliação, fase XZ). As lâminas petrográficas foram elaboradas no laboratório de laminação da CPRM, enquanto que o estudo das texturas de cristalização, petrotramas deformacionais e dos indicadores cinemáticos, foram realizados no laboratório de microscopia do programa de pós-graduação em geociências (PPGEO) da Universidade Federal do Amazonas (UFAM).

A classificação modal das rochas ígneas foi realizada empregando estimação visual de percentagens com ajuda de diagramas para minimizar a subjetividade na estimativa. A classificação foi realizada seguindo os postulados de Streckeisen (1976) e Le Maitre *et al* (2002). No estudo das petrotramas ígneas e deformacionais (incluindo indicadores cinemáticos) foram utilizados principalmente os parâmetros descritos em Paterson *et al.,* (1989), Paterson *et al.,* (1998), Hirth & Tullis (1992), Simpson (1985), Hanmer & Passchier (1991), Passchier & Trouw (2005), Tullis (2002) e Vernon (2004).

As abreviações para os nomes de minerais foram propostas por Whitney & Evans (2010).

- **Anisotropia de susceptibilidade Magnética (ASM)**

Para as análises de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) os cilindros de rocha coletados durante a etapa de campo. A preparação de amostras inicia com o corte dos cilindros de rocha de 2 cm de diâmetro e 10cm de largura (Figura 4a), obtendo-se de cada cilindro entre 4 e 6 espécimes com 2,2 cm de comprimento. Cada espécime é devidamente identificado e identificado com as respectivas marcas fiduciais (Figura 4b) que servem como referência da orientação (Figura 4c) e embalado em filme de PVC. As análises de ASM e de magnetismo de rochas foram realizadas no laboratório de paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade do São Paulo (IAG - USP).

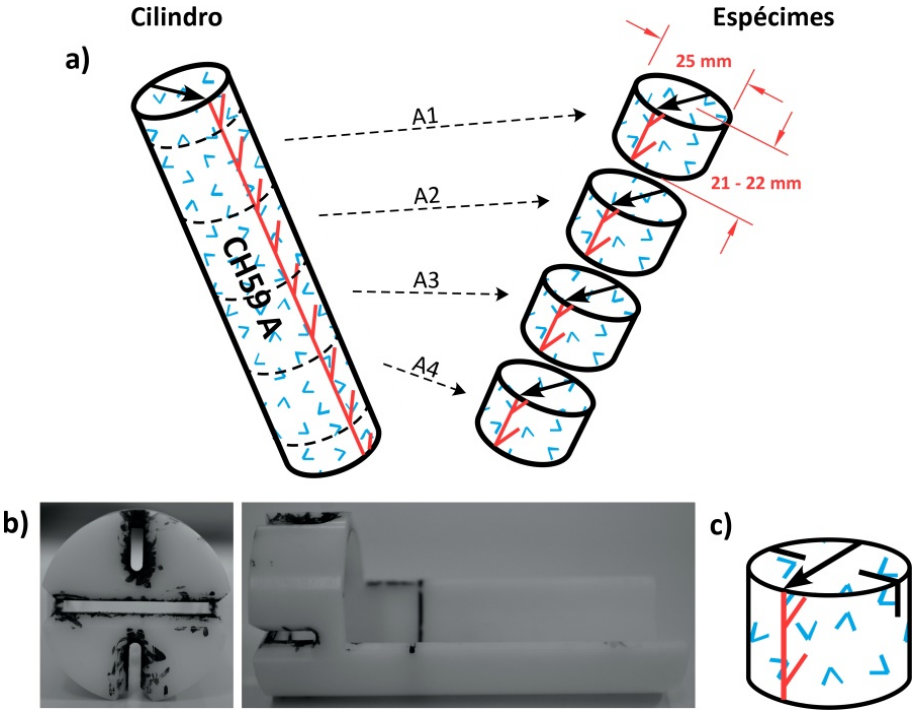


Figura 4. Procedimento para preparação de cilindros de rocha coletados para analises de ASM. a) Detalhe do corte dos cilindros de rocha tomados em campo em espécimes entre 21 – 22 mm de altura para analises de ASM. b) ferramenta usada para a marcação dos sinais fiduciais. c) referência da orientação.

As medições da susceptibilidade magnética e sua anisotropia são realizadas em um susceptibilímetro *Kappabridge* modelo MFK1-FA da fabricante AGICO Ltda (Figura 5a). O equipamento faz a medição do ASM mediante o método de rotação do espécimen (*spinning specimen method*) em várias posições distintas para cada um dos sobre três eixos de referência perpendiculares entre si (Figura 5b) em campos magnéticos fracos variáveis (2 A/m até 700 A/m, em valores de pico). As diferenças de susceptibilidade são medidas durante a rotação da amostra aproveitando várias determinações de susceptibilidade em cada plano perpendicular ao eixo de rotação do espécime (aproximadamente 64 medições por posição). Um software especial (*Anisoft* 4.2, AGICO Ltd) combina as medições 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 (estiramento 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.

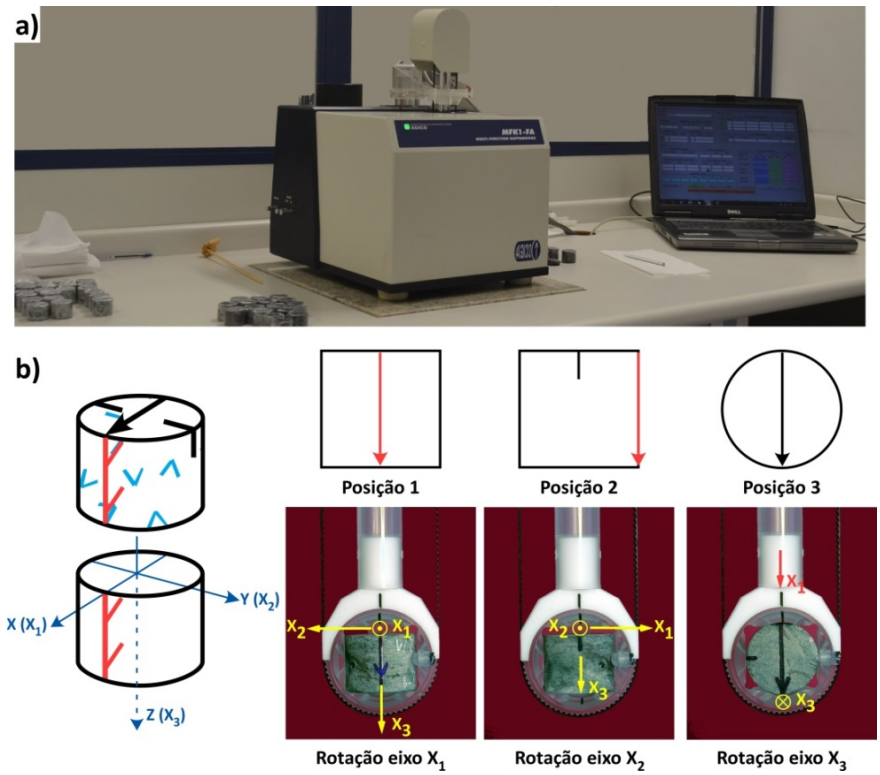


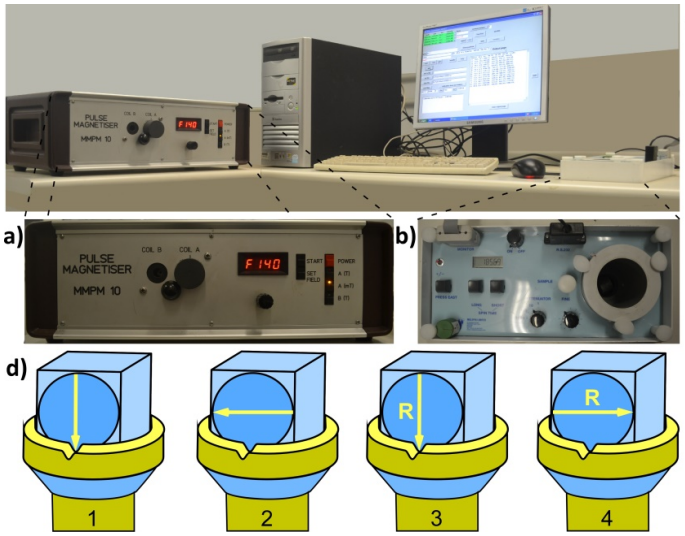
Figura 5. a) Equipamento Kappabridge modelo MFK1-FA da fabricante AGICO Ltda. empregado nesta pesquisa para medição do ASM. b) marcas de laboratório (marcas fiduciais) e posições de rotação e medida dos espécimes. As marcas de laboratório dos espécimes definem o sistema cartesiano, os quais têm que estar dispostos em concordância com os parâmetros de orientação e posições de rotação.

- **Mineralogia Magnética**

Com a finalidade de determinar a mineralogia magnética e o comportamento magnético dos minerais nas amostras analisadas do plúton charnockítico da Serra da Prata, foram utilizados os seguintes procedimentos:

- **Magnetização Remanente Isotérmica (IRM)** O método consiste em selecionar um espécime representativo de um conjunto de valores de susceptibilidade total ou volumétrica, para caracterizar mediante indução de campos magnéticos variáveis até saturação medindo, a resposta magnética dos diferentes constituintes de rocha no espécime 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, Figura 6a e c). Cada campo magnético é aplicado ao longo do eixo do espécime (direção z), e a magnetização remanente é medida a cada etapa em magnetômetro de rotação (*Minispin* da fabricante Molspin Ltda, Figura 6b). A medida da magnetização remanente depois de aplicado o campo magnético é feita mediante rotação do espécime em quatro posições de diferentes (Figura 6d). Um campo

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



c)

mT	T
0	0,22
10	0,24
15	0,26
20	0,28
25	0,30
30	0,35
35	0,40
40	0,45
45	0,50
50	0,60
60	0,70
70	0,80
80	0,90
90	1,00
100	1,20
120	1,40
140	1,60
160	1,80
180	2,00
200	

Figura 6. Equipamento para a obtenção da curva MRI. a) magnetizador Pulse Magnetizer MMPM-10. b) magnetômetro de rotação Minispin. c) Valores dos campos magnéticos indutores aos que foram submetidos os espécimes analisados (mT = militesla; T = Tesla). d) Posições de rotação para a medida da magnetização remanente (R = reverso).

- **Variação da susceptibilidade com a temperatura (k-T):** Temperatura de Curie/Néel (T_C/T_N, especificas para cada tipo de mineral) pode ser determinada em experimentos termomagnéticos. A amostra é exposta a magnetização sob um forte campo magnético (100 mT) a resposta da capacidade de magnetização desta é monitorada. A amostra consiste de um pequeno volume de rocha moída (0,25 cm^3), esta é colocada na porta amostras do susceptibilímetro Kappabridge onde inicialmente é resfriada com nitrogênio líquido até atingir -192°C posteriormente é aquecido (até 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 ≈750°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).

  O equipamento usado para os experimentos termomagnéticos foram CS-3/CS-L em conexão com o susceptibilímetro KLY-4S para a medição da variação da suscetibilidade magnética em função da temperatura. O Equipamento CS-L é usado durante o resfriamento da amostra, enquanto que o equipamento CS-3 é usado durante o aquecimento da amostra.

As curvas termomagnéticas que representam a variação K – T foram analisadas utilizando o software Cureval V.8 da AGICO Ltda.

- **Preparação de amostras para análises geocronológicas**

As amostras para **analises geocronológicas** foram inicialmente trituradas e peneiradas nos Laboratório de preparação de amostras do IGC USP. Foram triturados entre 3,0 - 5,0 kg de amostra de rocha fresca em um britador de mandíbula, posteriormente são pulverizados em um moinho de disco de tungstênio. Com a finalidade de evitar contaminação entre as amostras, durante a moagem os seguintes procedimentos de segurança foram adotados: limpeza do britador, moinho e peneiras com aspirador e jato de ar, as quais foram adicionalmente limpas com pincel de crina, flanela e álcool, e finalmente expurga do britador e moinho moendo quartzo ou descarte de cada primeira fração de amostra trabalhada, no caso de ter suficiente quantidade de amostra.

Depois da trituração e moagem foram realizados os seguintes processos e tratamentos, na sua ordem: **1)** Peneiramento das amostras moídas até passar malha 100 mesh. **2)** Separação por vibração em agua: Separação de minerais leves de pesados com ajuda da mesa concentradora Wilfley. **3)** Da fração de minerais pesados concentrada no passo 2, foram retirados os minerais magnéticos e paramagnéticos (magnetita, biotita, anfibólio) mediante o uso de imã de mão e com a ajuda de separador magnético isodinâmico tipo Frantz. **4)** Tratamento com líquidos densos: Bromofórmio ($CHBr_3$; $\rho = 2,85$ g/cm^3) e Iodeto de Metileno (CH_2I_2; $\rho = 3,32$ g/cm^3) para a separação de minerais leves e pesados da fração não magnética. **5)** A fração de minerais pesados concentrada mediante líquidos densos foi passada pelo separador magnético de Frantz em 2 Amperes.

Finalmente é realizada a triagem manual dos cristais de zircão através do uso de lupa binocular. Os grãos de zircão selecionados são dispostos em montagem (*Mount*) em forma de disco feito de resina epóxi com diâmetro de 25,4 mm. Os grãos de zircão são agrupados por amostra junto com os zircões padrão (TEMORA 1, zircões do *Middledale Gabbroic Diorite*, com idade U-Pb IDTIMS 416,8 Ma; Black *et al.,* 2003). A montagem é polida pelo lado onde foram fixados os zircões com a finalidade de expor os grãos individuais. Após do polimento, à montagem é aplicada uma cobertura com aproximadamente 10 nm de ouro.

Cada uma das amostras de zircão é fotografada na lupa binocular (antes da cobertura com ouro) assim como também no microscópio eletrônico de varredura (MEV) obtendo imagens

de luminescência de catodo (Após da cobertura com ouro, Figura 7) com a finalidade de determinar os setores de cada cristal susceptíveis de analise pontual.

As análises geocronológicas foram realizadas no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade do São Paulo (USP), onde as razões isotópicas de U-Pb foram medidas no equipamento SHRIMP IIe, durante uma sessão de 24 horas, no mês de março de 2014.

As razões isotópicas das amostras foram corrigidas usando referência de zircão TEMORA 1 (Black *et al.,* 2003), o qual foi usado como padrão a cada 4 analises de zircões da amostra (domínio/cristal desconhecido). Os dados corrigidos de Pb comum estavam na base do ^{204}Pb medido.

O tratamento dos resultados analíticos foi conduzido mediante o software SQUID 2.5 (Ludwig 2009), enquanto que a curva Concordia e cálculos de idade de média ponderada foram realizados empregando ISOPLOT 3.5 (Ludwig, 2012).

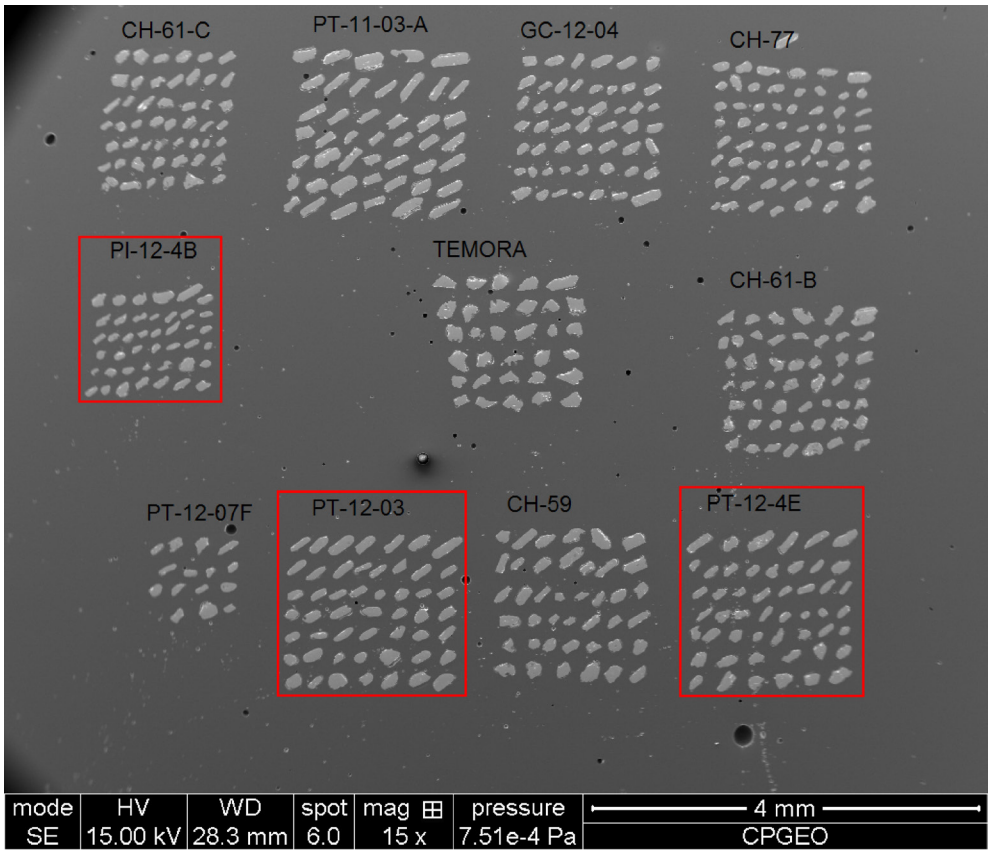


Figura 7. Imagem em catodoluminescência da montagem no epóxi com algumas das amostras analisadas neste trabalho no SHRIMP IIe (quadro em cor vermelha).

3 GEOLOGIA REGIONAL E ANÁLISE DO CONHECIMENTO ANTERIOR.

O Cráton Amazonas é uma feição tectônica delimitada ao Oeste pelo Orógeno Andino, e encoberta por sequências sedimentares fanerozóicas (Santos *et al.,* 2000; Costa & Hasui, 1997), e limitada por cinturões orogênicos Neoproterozoicos (Tuvaca em Bolívia, Araguaia-Cuiabá em Brasil Central e Tocantins em norte do Brasil, Cordani *et al.,* 2009; Tassinari *et al.,* 2000). Na compreensão da evolução geotectônica do cráton Amazonas duas abordagens principais têm sido realizadas: 1) Aglutinação de blocos limitados por suturas e zonas de cisalhamento, sintetizada no modelo geofísico-estrutural de Costa & Hasui (1997, Figura 8a) que integra informações geofísicas, geológicas e geocronológicas. O Cráton foi formado por 12 blocos que interagiram por colisão e/ou acresção entre o Arqueano e Proterozóico. Tais blocos estariam constituídos por complexos gnáissicos, granitóides e *greenstones belts* limitados por suturas e associados a cinturões de alto grau metamórfico e de cisalhamento. Santos *et al.,* (2000) ressalta a ausência de cinturões de alto grau, e indica que os cinturões de cisalhamento em geral não são concordantes com a estruturação regional proposta. 2) O modelo de províncias geocronológicas inicialmente sugerido por Montalvão (1974), aprimorado por Tassinari & Macambira (1999; 2004; Figura 8b) é baseado principalmente em estudos isotópicos Rb-Sr. Neste modelo o Cráton e dividido em seis províncias aglutinadas por processos de acresção a um núcleo central arqueano e entre elas, com geração de quatro cinturões móveis. Santos *et al.,* (2000), retomam este modelo e postulam a sobreposição de vários eventos tectôno-metamórficos e argumentam que tais eventos afetariam os resultados obtidos pela sistemática Rb-Sr, e desta forma a idade dos terrenos não seria confiável. Assim, Santos *et al.,* (2000; 2006b, Figura 8c) reinterpretam as províncias definidas por Tassinari & Macambira (1999) usando dados isotópicos de U-Pb e Sm-Nd. E postulam sete províncias com novos limites: i) Carajás 3.00-2.50 Ga; ii) Transamazonas 2.26-2.01 Ga; iii) Tapajós-Parima 2.03-1.88 Ga; iv) Amazônia Central Arqueano? Ga; v) (Rio Negro 1.82-1.52 Ga; vi) Rondônia-Juruena 1.82-1.47 Ga e vii) Sunsás 1.45-1.10 Ga.

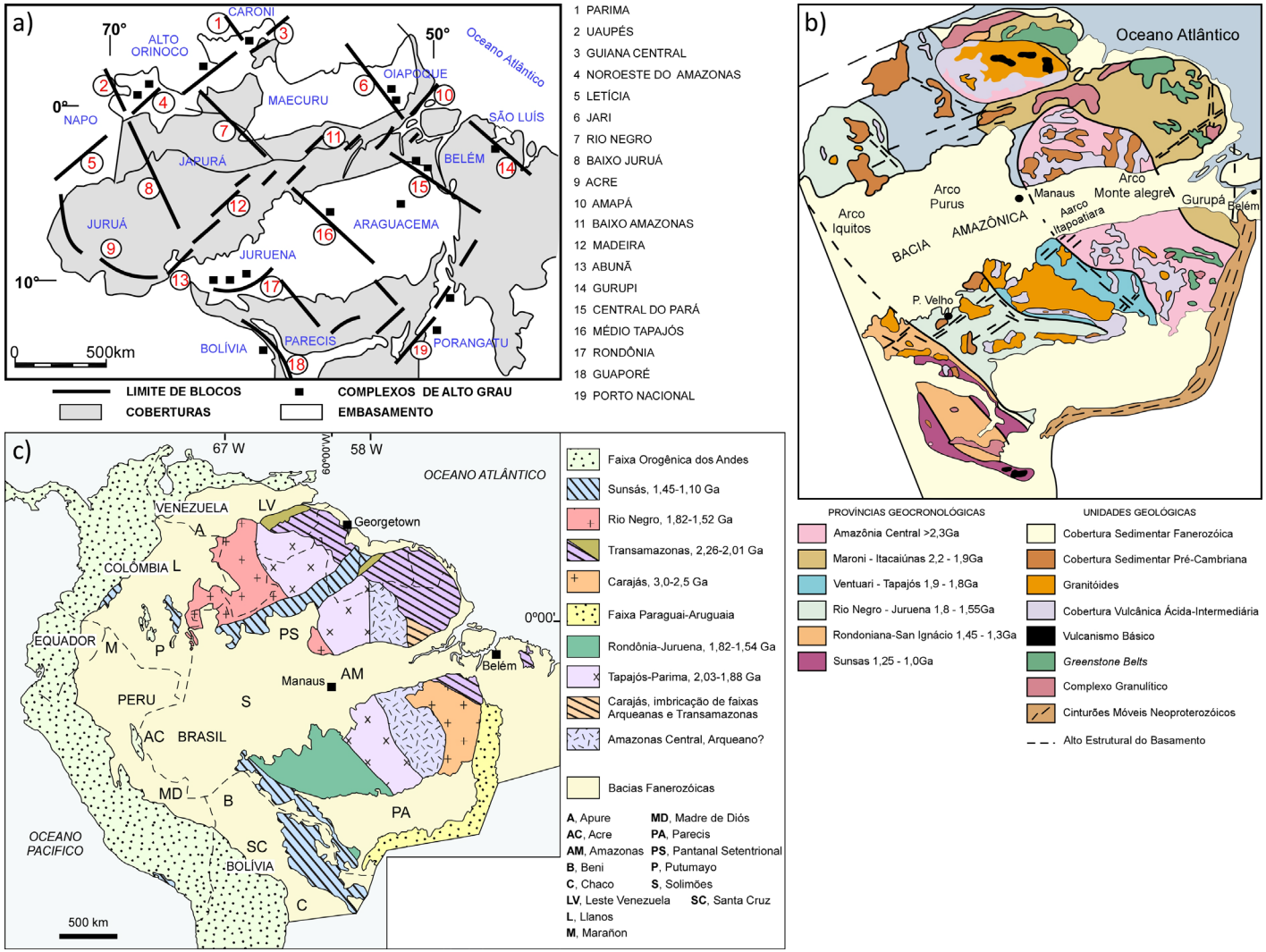


Figura 8. Principais propostas de compartimentação para o Cráton Amazonas. a) Divisão em blocos e paleoplacas (Costa e Hasui, 1997), Províncias geocronológicas para o Cráton Amazonas segundo b) Tassinari e Macambira (1999) e c) Divisão do cráton em províncias geotectônicas do cráton Amazonas segundo Santos *et al.,* (2000, 2006 e 2008).

O estado de Roraima ocupa a porção centro-sul do Escudo das Guianas e envolve vários elementos estruturais de seu arcabouço tectônico. Quatro grandes domínios, caracterizados por distintas orientações estruturais foram definidos (Reis & Fraga 1998; 2000; Reis *et al.,* 2003) (Figura 9): a) Urariqüera (WNW-ESE a E-W), terreno com rochas de origem vulcânica, plutônica e sedimentar de idades entre 1,98-1,78 Ga; b) Guiana Central (NE-SW), cinturão de alto grau metamórfico de idade 1,94-1,93 Ga e associação mesoproterozoica Anortosito-Mangerito-Granito (1,56-1,53 Ga) que intrude as unidades mais antigas; c) Parima (NW-SE a E-W), terreno *granito-greenstone* de idade 1,97-1,94 Ga e d) Anauá - Jatapú (NW-SE, NE-SW e N-S), terreno granito-gnáissico de idade 2,03-1,81 Ga.



Figura 9. Domínios litoestruturais do Estado de Roraima (Reis & Fraga, 1998; 2000; Reis *et al.,* 2003).

O Domínio Guiana Central (Reis & Fraga, 1998; 2000; Reis *et al.,* 2003) também é conhecido na literatura geológica como "Cinturão Granulítico Guiana Central" (Kroonenberg, 1976) ou Faixa K'Mudku (Santos *et al.,* 2000; 2006a; 2006b e 2008) é uma megafeição litoestrutural se estende na direção NE-SW, atravessa desde o extremo SW do escudo na fronteira com a Colômbia, passando pelos Estados de Roraima, Amazonas e Guiana até Suriname, constituído por rochas supracrustais tipo *greenstone belt*, metagranitóides e cinturões de alto grau metamórfico (Fraga, 1999), e compreende a maior concentração de sistemas de cisalhamento subparalelos impressos em unidades litológicas paleo e

mesoproterozóicas, que geram milonitização nas rochas ao longo de uma direção dominante NE (Santos *et al.,* 2000). Existem na literatura duas teorias sobre a evolução desta faixa:

i) Faixa que engloba unidades rochosas transamazônicas pós-transamazônicas, lenticularizadas e dispostos paralelamente à estruturação NE-SW pré-K'Mudku, provavelmente relacionada ao ciclo orogênico Transamazônico (2.25-2.0 Ga) (Bonfim *et al.,* 1974; Barron, 1966; Berrangé, 1973; Montalvão *et al*., 1975; Brandão, 1994; Santos, 2000; Fraga & Reis, 1996; Fraga, 1999), estruturação que controla a distribuição dos corpos ígneos plutônicos paleoproterozóicos colocados sin-cinematicamente, em torno de 1,94 Ga (Pb-Pb em zircão, Fraga, 2002), com a evolução de petrotramas deformacionais em altas temperaturas, a partir de 600-650°C (Fraga, 2002; Fraga *et al.,* 2009b). Posteriormente esta faixa foi reativada em ambiente de temperatura e pressão da fácies xisto-verde durante o Episódio K'Mudku no mesoproterozoico (~1,2 Ga K/Ar e Rb/Sr Priem *et al.,* 1971).

ii) Oposto às ideias expostas por Hasui *et al*., (1984); Fraga & Reis (1995); Fraga (2002); Santos *et al*. (2000, 2009a) e Santos (2003), propuseram que a faixa K'Mudku não teve uma evolução durante o Paleoproterozoico e nem relação temporal com os orógenos Transamazonas (2.25-2.00 Ga) e Tapajós-Parima (2.05-1.87 Ga). Santos *et al*. (2006a; 2008 e 2009b) considera o K'mudku como uma faixa móvel caracterizada por zonas de cisalhamento e cavalgamentos oblíquos NE-SW com cinemática sinistral e feições deformacionais em rochas ortoderivadas (milonitos, bandamentos e foliações), resultado do reflexo intracontinental (compressão obliqua) das colisões Sunsás na margem ocidental do cráton durante o Mesoproterozoico. Como consequência desta orogênese orientada N-NW, ocorreu truncamento das feições deformacionais antigas (paleoproterozoicas) com metamorfismo de alto grau nas rochas mais antigas das províncias Rio Negro, Tapajós-Parima e Transamazonas (Figura 10). Segundo Santos *et al.,* (2006a; 2008 e 2009b) baseado em dados geocronológicos, Ar-Ar de micas metamórficas, U-Pb SHRIMP em zircões (idades magmáticas e metamórficas), titanita e monazita (origem metamórfico), as idades obtidas correspondem com idades de eventos metamórficos de alto grau (fácies anfibolito alto a granulito) e magmáticos entre 1490 e 1147 (Santos *et al.,* 2006a; Figura 10 e Tabela 2), que coincidem com as idades relacionadas com a evolução da faixa orogênica Sunsás (Província Sunsás, Santos *et al.,* 2000; 2006b e 2008), por tanto, se sugere que a faixa K'Mudku foi formada durante um intervalo de aproximadamente 300 Ma durante a Orogênese Sunsás, caracterizada pela ocorrência de três a quatro períodos colisionais que seriam as orogenias:

Santa Helena (1465-1427 Ma), Candeias (1371-1319 Ma), San Javier (1275 Ma) e Nova Brasilândia (1180-1110 Ma).

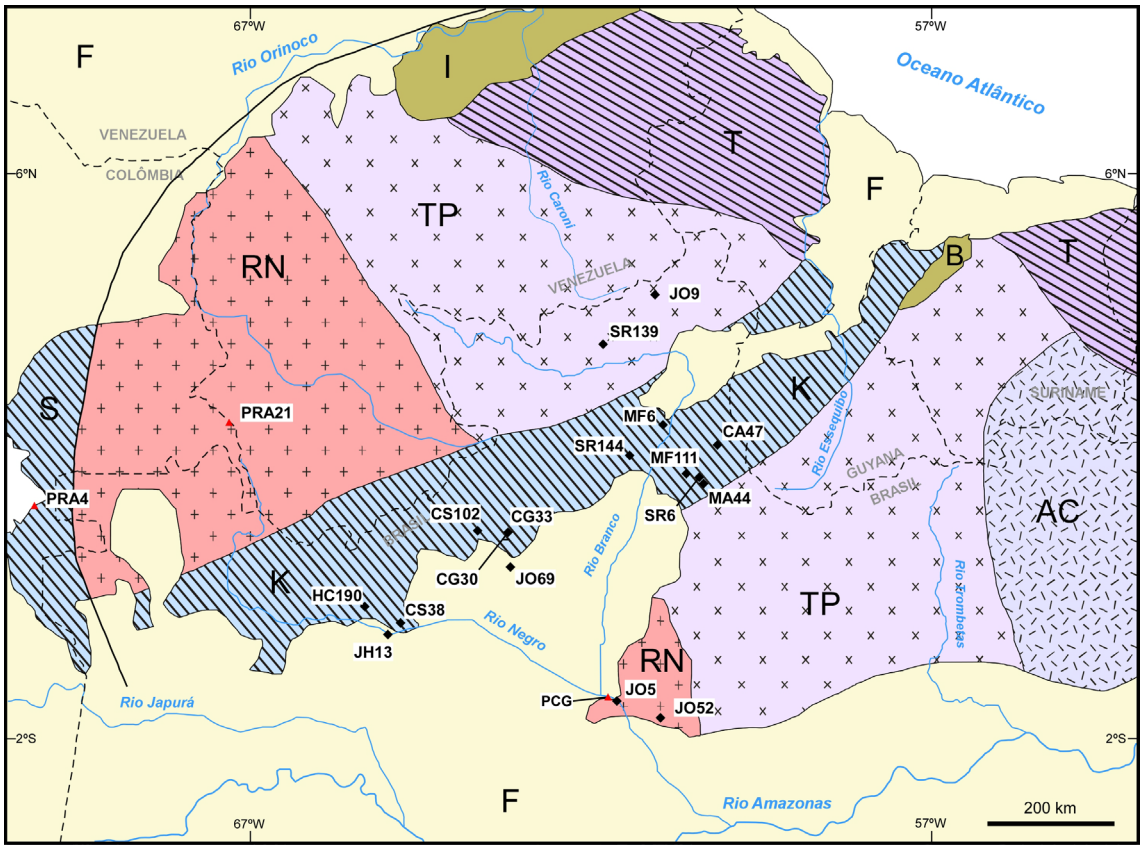


Figura 10. Mapa da parte centro-norte do Cráton Amazonas mostrando as principais unidades tectônicas e a localização das amostras com idade Ar-Ar e U-Pb Mesoproterozoica, correlacionáveis com idades greenvillianas. (Modificado de Santos *et al.,* 2009b). Principais unidades tectônicas segundo Santos *et al.,* (2000, 2006b e 2008), ordenadas da mais jovem para a mais antiga: F=Fanerozoico; K=Faixa K'Mudku; RN=Província Rio Negro; TP=Província Tapajós-Parima; Complexos Bakhuis (B) e Imataca (I); T=Província Transamazonas; AC=Província Amazônia Central.

Tabela 2. Idades mesoproterozoicas (magmáticas e metamórficas) e idades de protólitos na Faixa K'Mudku (Santos *et al.,* 2006a).

Idades Grenvillianas (magmáticas e metamórficas) e idades de protólitos na Faixa K'Mudku								
Amostra	Rocha	Unidade	Prov.	IDADES			Correlações com orogêneses da Província Sunsás	AUTOR
				Ar-Ar	U-Pb	U-Pb		
				Metamorfismo	Metamorfismo	Magmatismo		
CG30	Quartzito	Formação Aracá	RN	1337 ± 4 M		1879 ±15 DZ	Candeias	Santos et al., 2003b
PGG	Granito	Granito Pedra do Gavião	RN			1231 ± 5	San Javier	Souza et al., 2006
CA47	Milonito	Milonito Vilhena	K		1243 ± 6 T	1938 ± 9 Z	San Javier	Santos et al., 2006a
CG33	Granito	Jauari (área-tipo)	K			1476 ± 11 T-Z		
CS38	Gnaisse	Complexo Cauaburi	K		1490 ± 3 T			
CS102	Granito	Granito Reilau	RN		1423 ± 14 MZ	1787 ± 13 Z	Santa Helena	
HC190	Gabro	Gabro Tapuruquara	RN			1172 ± 8 Z		
JH13	Granito	Suite Jauari	RN		1432 ± 5 T		Santa Helena	
JO9	Sienogranito	Granito Saracura	TP			1317 ± 13 Z		
JO69	Granito	Granito Corrupira	RN		1468 ± 8 T	1798 ± 3 Z	Santa Helena	
MF6	Monzogranito	Granito Mucajaí	K		1478 ± 13 T	1931 ± 7 Z	Santa Helena	
MF111	Paragneisse	Grupo Cauarane	K		1260.5 ± 4.4 T		San Javier	
SR144	Gnaisse	Granito Curuxuim	K	1185 ± 4 B	1251 ± 36 T	1927 ± 32 Z	San Javier	
SR189	Gnaisse	Complexo Urariqüera	TP	1251 ± 6 M	1147 ± 4 T		Nova Brasilândia	
SR6	Gnaisse	Suite Urubu	K		1371 ± 12 Z	1936 ± 12 Z	Candeias	
JO52	Alaskito	Granito de Samáuma	RN			1179 ± 4 Z	Nova Brasilândia	Santos et al., 2009b
JO9	Granito	Granito Saracura	TP			1308 ± 4,5 Z		Santos et al., 2009b
HC190	Olivina Gabro	Gabro Tapuruquara	K			1174 Z	Nova Brasilândia	Santos et al., 2009b
MF6	Gnaisse	Ortognaisse Mucajaí	K		1483 ± 8 T e 1874 ± 4 Z	1932 ± 9 Z	Santa Helena	Santos et al., 2009a
Idades em Ma. B = biotita, DZ = zircão detrítico, M = muscovita, MZ = monazita, T = titanita, Z = zircão. Prov = província, TP = Tapajós-Parima, RN = Rio Negro; K = Faixa K'Mudku								

No Domínio Guiana Central (Reis & Fraga 1998, Reis & Fraga 2000) na porção central do estado de Roraima, Região de Mucajaí, afloram duas suítes magmáticas: i) associação de charnockitos e gabros da Suíte Intrusiva Serra da Prata de idade 1,944 Pb-Pb zircão, alojados durante um evento tectônico com cinemática transpressiva (Fraga, 2002; Fraga *et al.,* 2009b). Estas rochas estão alojadas no Gnaisse Igarapé Branco (Ortognáisse Mucajaí; Santos *et al.,* 2009a) de idade 1,94-1,93 Ma Pb-Pb em zircão (Fraga *et al.,* 1997a; Fraga *et al,* 1997b; Fraga, 2002), e cuja origem está vinculada com magmatismo anorogênico (Fraga, 2002). ii) associação de gabros-anortosito-monzogranito-granito rapakivi (Heinonen *et al*, 2012), com idades entre 1,545-1,523 Ga (Fraga 2002, Fraga *et al.,* 2009a, Heinonen *et al.,* 2012) com afinidade geoquímica Tipo A (Figura 11). A estratigrafia da região é resumida no Apêndice A.

3.1 Geologia Estrutural

Na área da Serra da Prata do presente estudo Fraga & Reis (1995) e Fraga (2002) descreveram feições estruturais desenvolvidas no estado sólido, registradas em diferentes ambientes de temperatura as quais foram relacionados a três eventos deformacionais distintos:

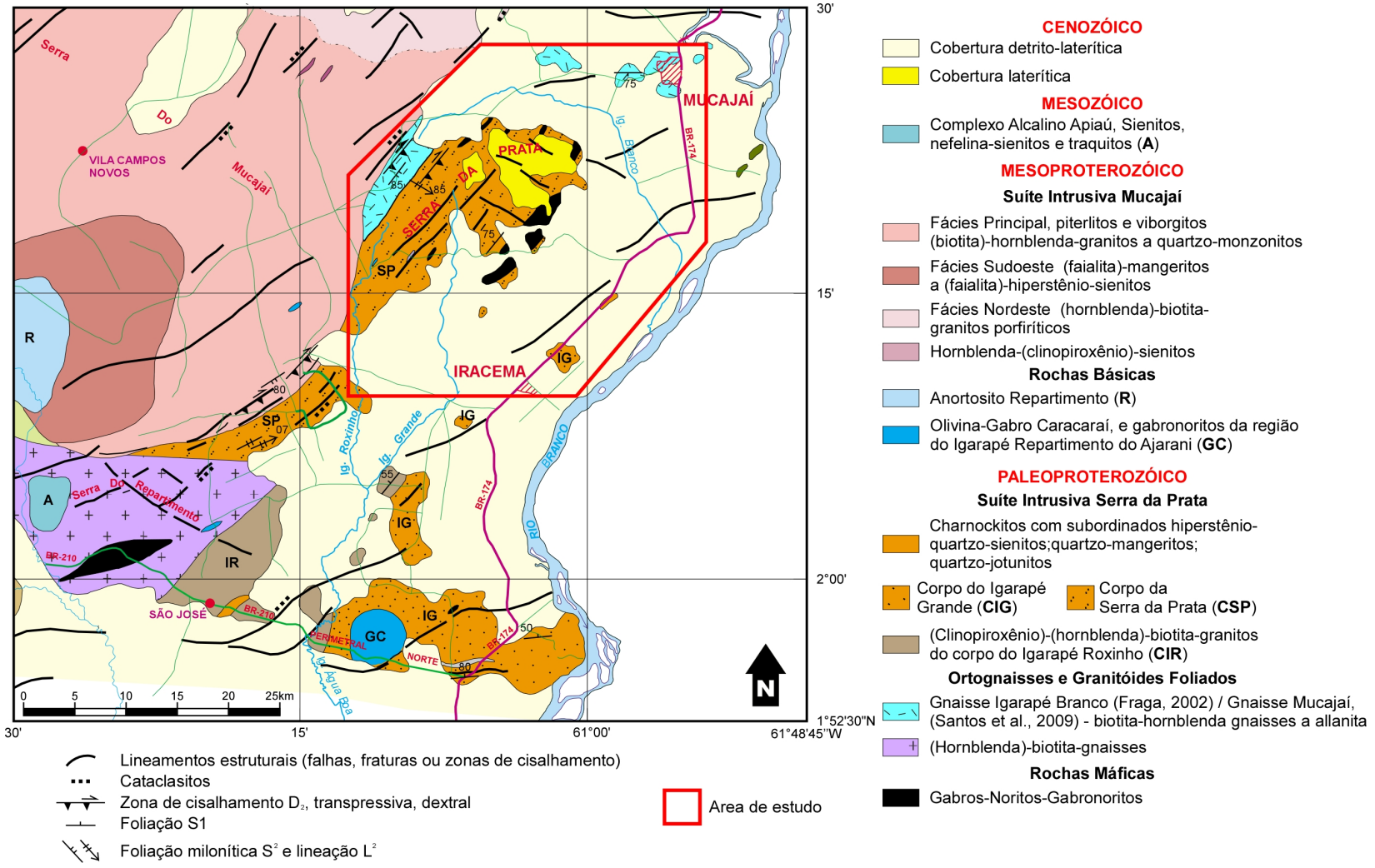


Figura 11. Mapa geológico esquemático da região objeto de estudo (Adaptado de Fraga, 2002).

Deformação em altas temperaturas (fácies anfibolito a granulito) D_1: Os corpos ígneos paleoproterozoicos (Suíte intrusiva Serra da Prata e Ortognaisses) de idades muito próximas (em torno de 1,94 Ga) foram colocados sin-cinematicamente controlando a evolução das feições magmáticas e feições deformacionais em estado sólido (Fraga, 2002). Foram geradas foliações (S_1) e zonas de cisalhamento, sob condições de temperaturas próximas ao *solidus* granítico, ainda sob o calor dos corpos. Estas petrotramas registram uma profunda reorganização, em estado sólido, com avançada recristalização e recuperação, sob condições de temperatura e pressão da fácies anfibolito a granulito (Fraga & Reis, 1995; Fraga, 2002). A foliação S_1 apresenta em geral direção NE-SW, com fortes mergulhos para NW, associando-se a uma lineação de alto *rake*. Estes elementos estruturais registram movimentação cavalgante, com geometria de rampas frontais, ao longo das zonas de cisalhamento dúctil, instaladas sob condições das citadas fácies. Transcorrências E-W foram localmente observadas e devem corresponder a rampas laterais no sistema de empurrões (Fraga & Reis, 1995).

Deformação sob temperaturas moderadas a baixas (fácies xisto verde) D_2: Ocorre ao longo de algumas zonas de cisalhamento, que afetam tanto as rochas paleoproterozoicas como mesoproterozoicas, gerou protomilonitos, milonitos e ultramilonitos. Estas zonas se dispõem subparalelamente a estruturação D_1. Os granitóides mesoproterozoicos da Suíte Intrusiva Mucajaí (SIM), isentos das feições deformacionais D_1, constituem ótimos marcadores da deformação D_2, com suas feições ígneas localmente obliteradas por texturas milonítica. Nas unidades paleoproterozoicas as texturas miloníticas D_2 estão superimpostas às petrotramas deformacionais D_1. As feições micro estruturais descritas para os milonitos tanto nas unidades paleoproterozoicas como nas rochas mesoproterozoicas, caracterizam a atuação de um evento deformacional cisalhante de cinemática transpressiva dextral, na transição rúptil-dúctil em condições de baixa temperatura e pressão, fácies xisto verde relacionado ao Episódio K'Mudku (Fraga & Reis 1995 e Fraga, 2002).

Deformação cataclástica - Brechas e farinha de falha, por vezes cortadas por veios centimétricos de pseudo-taquilito, ocorrem em estreitas faixas de direção NE-SW. Estas faixas localizam-se preferencialmente ao longo das zonas miloníticas. Estas feições cataclásticas estão relacionadas a um evento distensivo, mesoproterozoico, que culminou com a instalação do Hemigraben de Tacutú (Fraga & Reis 1995 e Fraga, 2002).

4 RESULTADOS

Mediante mapeamento geológico e amostragem de rochas foram identificadas, descritas e cartografadas as seguintes unidades de rocha (Figura 12), Mapas do ANEXO 1): gnaisses do embasamento (Gnaisse Mucajaí – Pgm), charnockitos com variação de fácies (Pch), e duas categorias de plútons de gabro, gabro pratinha (Pgp) e gabro Santo Antônio (Pgs), ambos reunidos na suíte intrusiva Serra da Prata. Rochas álcali feldspato graníticas porfirítica indiferenciadas da Suíte Intrusiva Mucajaí (Psim) intrudida por diques de charnockitos porfiríticos denominado Charnockito Rouxinho (Prx) não caracterizados no presente trabalho. A continuidade e persistência espacial de estruturas como zonas de cisalhamento, foliação e falhas foram comprovadas em campo e mapeadas. Estas unidades de rocha são encobertas por sedimentos siliciclásticos e cobertura laterítica (Ngal).

Em geral, as rochas da série dos charnockitos são comuns em terrenos pré-cambrianos. Têm sido caracterizados como rochas de composição granítica portadoras de granada, ortopiroxênio/faialita que são claramente de origem ígnea (Frost & Frost, 2008 e Tauret & Huizenga, 2012). A sua presença está ligada com processos geológicos de ambiente de crosta inferior e relacionados a terrenos metamorfisados em fácies granulito (alto grau), constituídos por rochas que podem estar presentes ortognaisses (charnockitos, augen gnaisses, Tauret & Huizenga, 2012). O estudo deste tipo de rochas pode proporcionar informações sobre os mecanismos petrológicos e deformacionais que operam na crosta inferior. Desta forma, feições estruturais dúcteis aqui descritas, consideram-se geradas em condições de pressão e temperatura típicas da crosta inferior.

De acordo com isto espera-se que as feições estruturais dúcteis observadas e descritas aqui, principalmente para as Unidades Gnaisses Mucajaí e Suíte Intrusiva Serra da Prata, correspondem a feições deformacionais geradas em condições de pressão e temperatura típicas da crosta inferior.

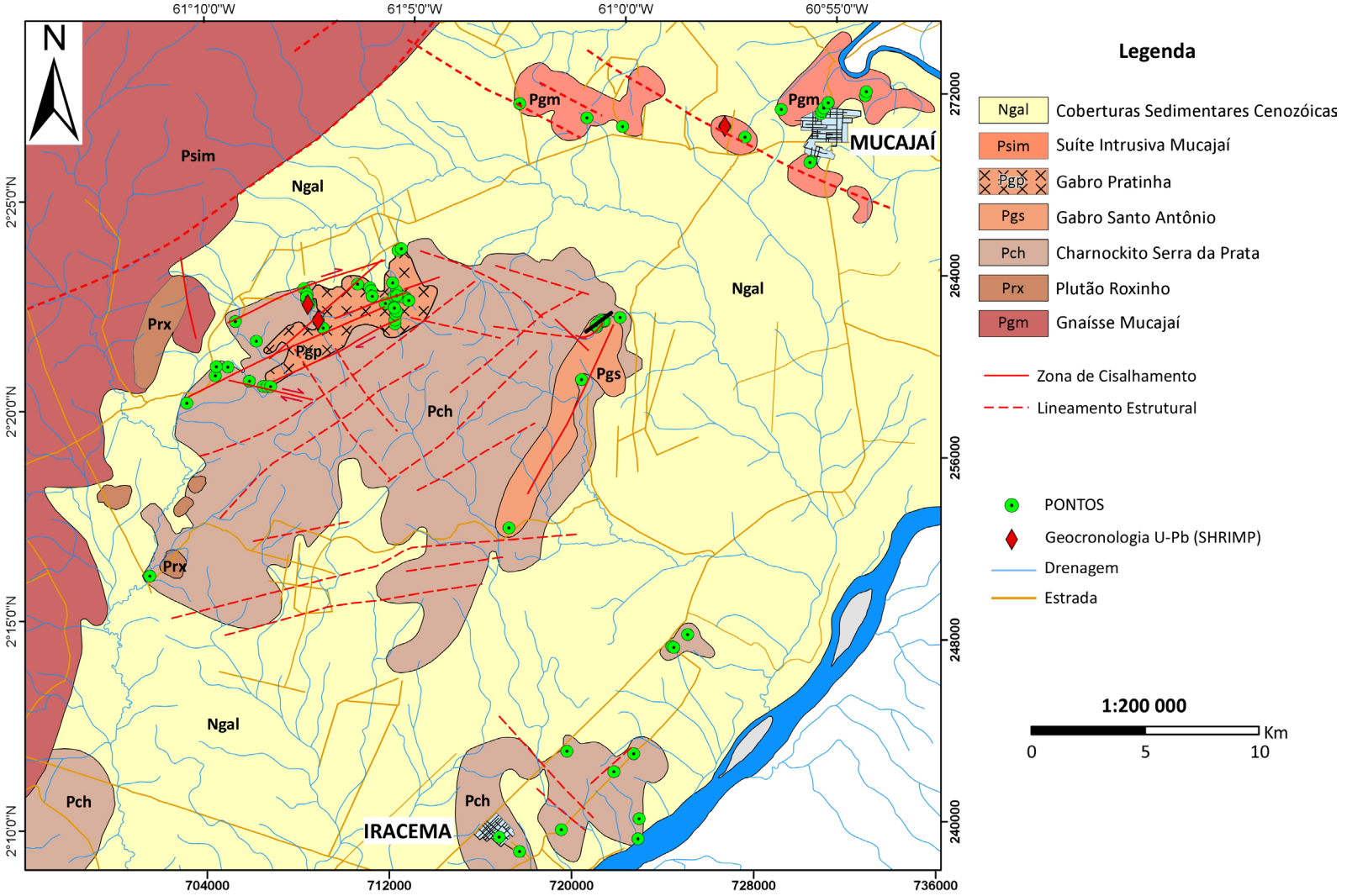


Figura 12. Mapa geológico com localização dos afloramentos amostrados.

4.1 Caracterização geológica das unidades mapeadas.

Na região da área de estudo as unidades litológicas foram individualizadas de acordo com o trabalho de mapeamento feito por Fraga (2002), porém neste trabalho têm se trabalhado à maior escala com a finalidade de aprimorar o mapeamento geológico, conhecimento e entendimento geológico da região, ainda que o alvo principal deste trabalho seja os charnockitos pertencentes à unidade Suíte Intrusiva Serra da Prata e gabros associados.

4.1.1 Unidade Gnaisse Mucajaí (Pgm)

Correspondem ortognaisses que afloram nas proximidades da cidade de Mucajaí. Os principais afloramentos correspondem a morros isolados, lajes extensas em terrenos planos e pedreiras dos arredores de Mucajaí. Foram visitadas e analisadas as exposições de rocha da Pedreira Seu Pretinho, morro alinhado direção NE localizado no sul da área urbana de Mucajaí e as Pedreiras Pedra Norte, 6º Becs e Cooperativa localizadas a SW, NW e NE respetivamente da citada cidade, em várias delas foram levantados perfis geológicos (ANEXO 2). São rochas de aspecto gnáissico de cor cinza e por vezes cor rosa (em rocha fresca), com granulação grossa, equigranulares e composição sieno a monzogranítica. Apresentam foliação pervasiva definida pela orientação preferencial de cristais de feldspato potássico e de agregados máficos. Exibem enclaves decimétricos, subelípticos, microgranulares máficos, de textura fina a média em contato neto com a rocha hospedeira (Figura 13).

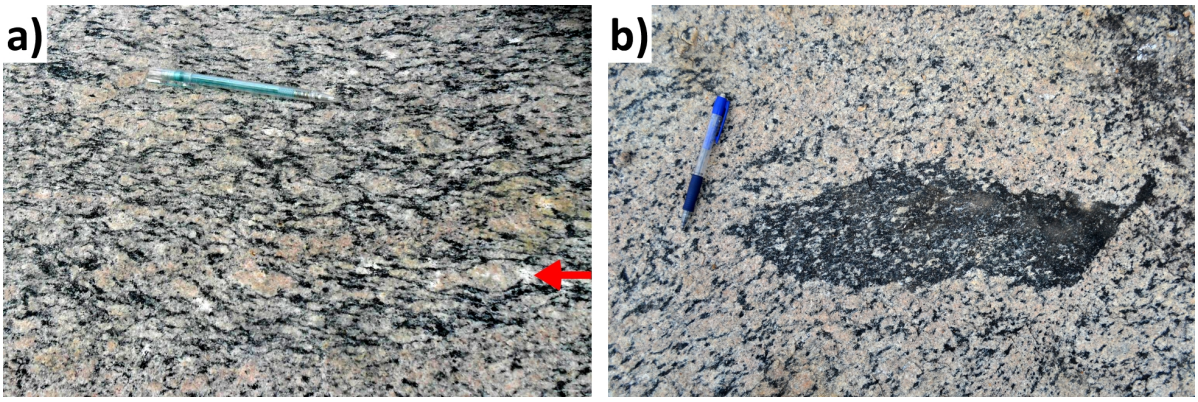


Figura 13. Aspecto macroscópico geral dos ortognaisses. a) rocha gnáissica com porfiroclastos em textura augen (indicado pela seta vermelha). b) enclave microgranular máfico com feno cristais de feldspato, deformado internamente segundo a foliação principal da rocha.

Estes ortognaisses são intruídos por diques que podem ser diferenciados pela sua composição, relação com a foliação principal e sua estrutura interna (Figura 14 e Figura 15):

- Diques de tons cinza escuro (índice de cor mesocrática) de granulometria fina, composição granodiorítica, largura variável em torno de 3 a 20 cm e contatos nítidos com a encaixante e geometria tabular com trajetória sinuosa e localmente incluem fragmentos do gnaisse foliado em formas lenticulares e arredondadas (Figura 14a). Estas feições sugerem condições de ductibilidade da encaixante, ou seja, encontrava-se parcialmente cristalizado durante a instalação do dique, sendo canalizado por fraturas precoces desenvolvidas durante o estágio final da cristalização (Hibbard & Watters, 1985; Hibbard, 1995), a injeção de magmas de composição mais máfica em rochas graníticas parcialmente cristalizadas resulta na formação de diques máficos contínuos (Barbarin & Didier, 1992), incluindo fragmentos da encaixante incompletamente cristalizada durante sua injeção (Hibbard, 1995). Além destas feições, estes diques possuem uma foliação interna que é concordante a sub-concordante com foliação da encaixante gnáissica, porém por vezes a foliação no dique pode se refratar, existindo uma diferença na direção da foliação interna do dique respeito à direção da foliação S_n dos ortognaisses. São também desenvolvidas zonas de milonitização nas bordas do contanto, e frequentemente a foliação gnáissica S_n é deflectida nestas bordas de contato fazendo um menor ângulo com a parede do dique (Figura 14b) gerando um efeito de arrasto da foliação na rocha encaixante (Figura 14b).
- Cortando os ortognaisses e os diques monzodioríticos, ocorrem diques de textura pegmatítica de 5 cm até 30 cm de largura, apresentando megacristais de feldspato, plagioclásio, biotita com tamanhos entre 2 a 3 cm e por vezes hornblenda (Figura 15a).
- Veios de textura fina a média e composição quartzo-feldspática, possuem uma largura em torno de 3-5 cm, excepcionalmente podem ter uma largura de 20 cm. Estes veios têm contatos nítidos com a encaixante, ocorrem sub-concordantes ou cortam em alto ângulo à foliação principal, e truncam os diques monzodioríticos deformados.

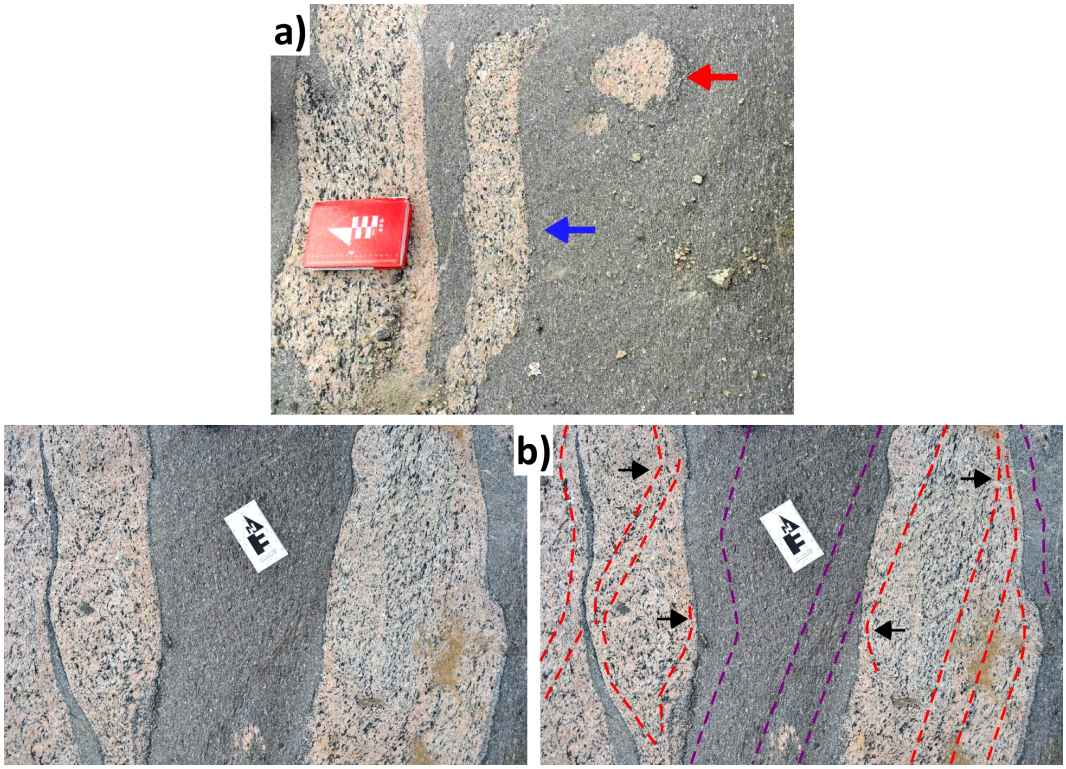


Figura 14. Aspecto macroscópico do dique máfico e sua relação com o ortognaisse. a) Fragmentos lenticulares (indicado pela seta azul) e arredondados do gnaisse foliado (indicada pela seta vermelha). b) a foliação do dique granodiorítico (linha pontilhada roxa) apresenta uma foliação concomitante com a foliação do ortognaisse (linha pontilhada vermelha), porem está por vezes é refratada existindo uma diferença na direção da foliação do dique respeito à direção da foliação S_n do gnaisse. Além se observa o arrastro da foliação gnáissica nas margens do dique máfico (indicado pelas setas pretas) pela decorrência da concentração de deformação entre as paredes do dique e o contato com o gnaisse desenvolvendo uma zona de cisalhamento dúctil e milonitização nesta área.

- Dique máficos compostos por plagioclásio e hornblenda de textura media e com estruturação interna ordenada de provável origem magmática ocorrem lenticulares, bandados e encaixados em zonas de cisalhamento que controlam seu posicionamento. Estes foram observados restritamente na Pedreira Pedra Norte (Figura 15b).

Nos ortognaisses também se apresentam algumas feições migmatíticas observadas restritamente nas pedreiras cooperativa e Pedra Norte. Estas ocorrem como segregação *insitu* de leucosoma ou como vênulas e veios de feldspato. Estas serão descritas com detalhe no seguinte subitem.

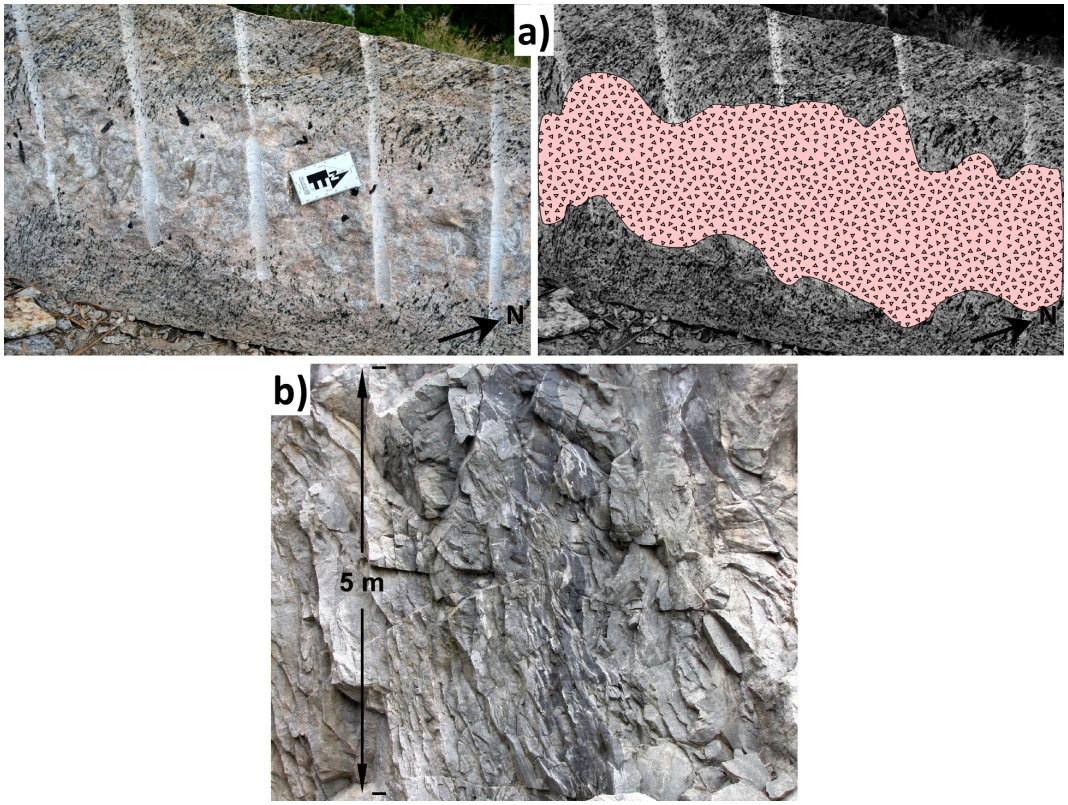


Figura 15. Tipos de diques que intrudem os ortognáisses. a) veio pegmatítico de ±20 cm de largura cortando a foliação gnáissica. b) Dique máfico ligado intimamente com zona de cisalhamento.

a) Analise estrutural.

Em afloramento o Gnaisse Mucajaí apresenta foliação gnaissica S_n bem definida, produzida pela orientação preferencial de porfiroclastos de feldspato potássico em estrutura augen e agregados máficos com disposição preferencial. A foliação gnáissica é realçada por bandamento composicional descontinuo, que varia de 2 cm até 4 cm de largura, bem definida pela concentração de minerais máficos (Figura 16a).

A orientação da foliação gnáissica S_n é variável, preferencialmente NE e por vezes E-W. As atitudes mais representativas são N20-60E e N70E a S10E, com mergulhos variáveis de 30º-70º para o S (Figura 17). Uma foliação denominada S_{n+1} discreta e restrita foi identificada localmente em alguns afloramentos, principalmente na pedreira Cooperativa. A foliação S_{n+1} é resultante principalmente da reorientação ou dobramento da foliação S_n, ligada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento que deformaram a foliação S_n (Figura 16 b e c). A foliação S_{n+1} possui atitudes variáveis entre N40-80W com mergulhos entre 20º-50º para o N (Figura 17).

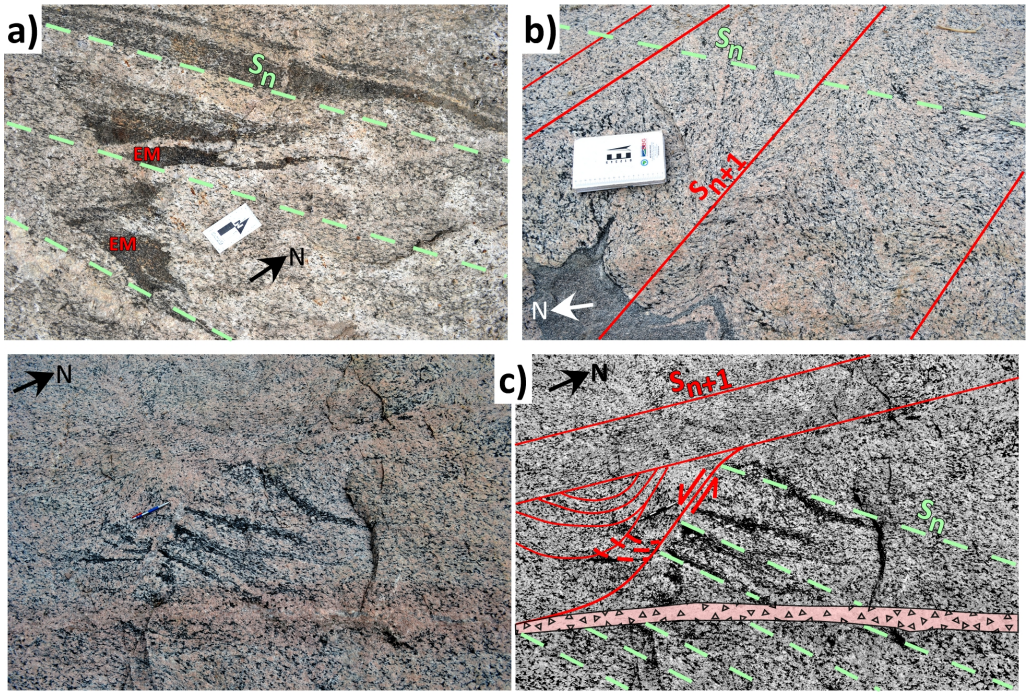


Figura 16. Aspecto macroscópico do Gnaisse Igarapé Branco. a) foliação S_n definida pela orientação preferencial de minerais máficos e feldspato potássico em estrutura augen. b) Dobramento da foliação S_n. As linhas vermelhas correspondem a planos axiais (S_{n+1}). c) possível rotação e reorientação da foliação S_n por zonas de cisalhamento, diques de quartzo-feldspato ressaltado em cor rosa trunca a foliação S_n.

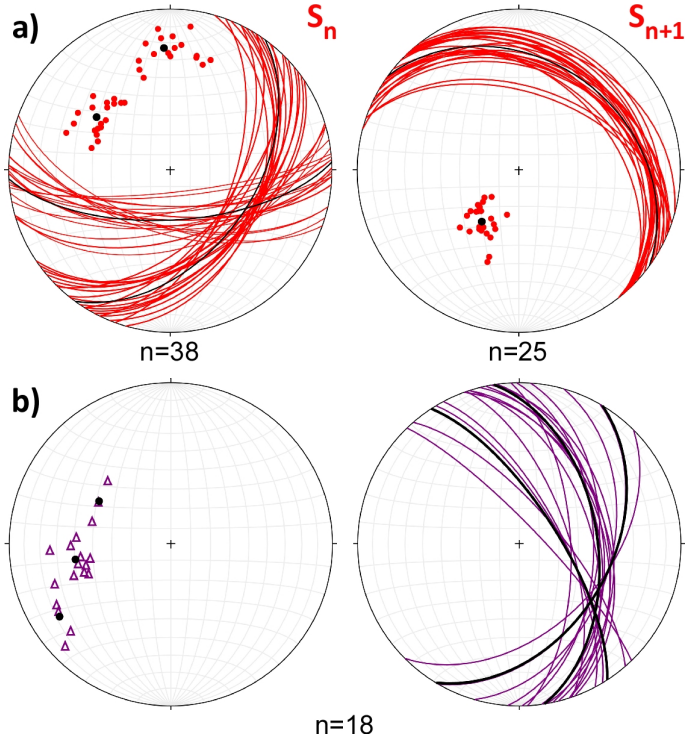


Figura 17. Estereograma (hemisfério inferior de Schmidt) mostrando medidas de campo das foliações no Gnaisse Mucajaí e diques máficos (Projeção polar e ciclográfica). a) Atitude da foliação S_n com orientação preferencial NW-SE com atitudes e mergulhos variáveis, enquanto que a foliação S_{n+1} apresenta uma orientação preferencial NE-SW. b) Direção dos diques máficos foliados que intrude o gnaisse, linhas em preto mostram as direções medias.

São também desenvolvidas feições de migmatização se caracterizam pelo desenvolvimento de vênulas ou segregação *in situ* de leucosoma (Figura 18), composto por quartzo e feldspato potássico geralmente concordante com a foliação S_n, por vezes cortando-a em forma de veios extensionais tipo *tension gashe* que ocorrem em diques granodioríticos afetados por zonas de cisalhamento (Figura 18a). Os tension gashes são formados quanto existe um contraste reológico, gerando incompatibilidades deformacionais que desenvolvem estas estruturas dilatantes e fazem ângulo com a anisotropia preexistente, sendo preenchidas com fundido (Sawyer, 1999). Por vezes os leucosomas e diques dioríticos a monzodioríticos se apresentam dobrados (Figura 18b), e com feições de fluxo magmático, enquanto que o dique pela sua composição máfica é mais refratário do que o ortognaisse, de modo que este se deformou ductilmente sem sofrer anatexia. Estas feições indicam que a migmatização do gnaisse é concomitante com a deformação, associado à instalação de zonas de cisalhamento.

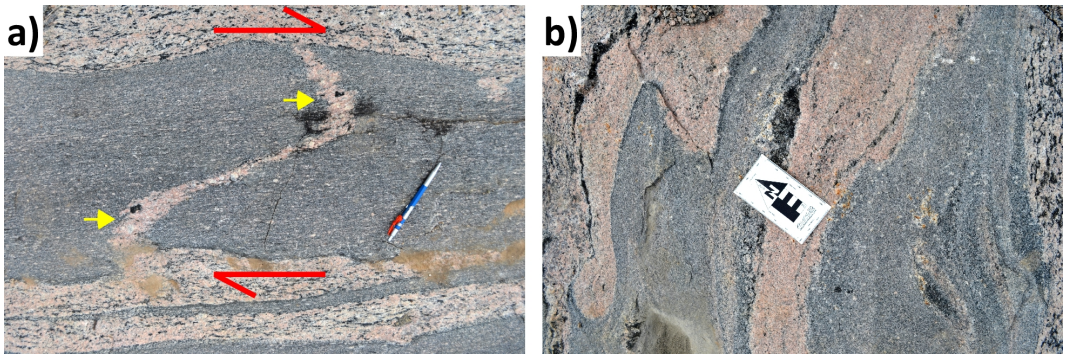


Figura 18. Feições de migmatização desenvolvidas no ortognaisse. a) Desenvolvimento de *tension gashes* preenchido por material quartzo-feldspático (indicado pelas setas amarelas), gerado a partir de um evento de migmatização concomitante com um cisalhamento dextral. b) Leucosoma com deformação concomitante evidenciada pelo dobramento durante o fluxo do leucosoma e dos diques de diorito-monzodiorito.

No ortognaisse estruturas de transição dúctil para rúptil são representadas por 4 conjuntos de zonas de cisalhamento com várias orientações que se descrevem a seguir:

- ZC_0 são zonas de cisalhamento de caráter dúctil, com arranjos curvilineares, e disposição concordante a subconcordante (em contra azimute) com a foliação S_n que apresenta orientação aproximada E-W. Exibem uma textura interna milonítica e apresenta uma orientação entre S80W a N70W com mergulhos no intervalo de 60º-80º para o norte (Figura 20a). Estes conjugados podem corresponder a uma evolução do *strain* que gerou a foliação S_n. A distribuição da deformação pode ser heterogênea e as estruturas podem estar ligadas a uma deformação localizada (Carreras *et al.,* 2013).

- ZC_1 correspondem a bandas de cisalhamento conjugadas com largura decimétricas, disposição curvilínear e atitude variável. Exibe deformação interna protomilonítica gerada em regime de deformação rúptil- dúctil. Esta estrutura dobra as estruturas preexistentes, trunca veios de pegmatito e quartzo-feldspáticos. Um conjunto deste tipo de ZC se orienta entre N11-25ºE e S10E, S10W com mergulhos entre 60º-80º para S e para W respetivamente. Outro conjunto de ZC tem atitude preferencial N40-60E e mergulhos entre 55º-70º para o sul (Figura 20b). A cinemática observada em campo para estas estruturas de cisalhamento que formam par conjugado é predominantemente sinistral. Provavelmente a geração da foliação S_{n+1} esteja relacionada com a instalação destas zonas de cisalhamento conjugadas.
- ZC_2 correspondem a zonas de cisalhamento conjugadas e geometria angulosa, típicas de regime de deformação rúptil. Estas deslocam e truncam diques máficos, veios de pegmatíticos e quartzo-feldspáticos (Figura 19a). Consta de 2 grupos de conjugados: 1) Zonas de cisalhamento orientados S0-10°W com conjugado em N45-40ºW cujos mergulhos principalmente estão entre 60º-70º (Figura 20b) para W e E respetivamente. 2) Zonas de cisalhamento orientadas N50-60°E com conjugado em S45-55ºW mergulhando entre 50º-70º para S e N respetivamente (Figura 20c). Este último conjunto, apresenta disposição retilínea, porem alguns casos tem trajetória curvilínea onde gera pseudo-taquilito, produto de intenso atrito (Passchier & Trouw, 2005) (Figura 19c). Estas estruturas exibem cinemática sinistral, localmente podem mostrar mudança para cinemática dextral.
- ZC_3 são feições estruturais restritas, observadas somente em afloramento localizado na área urbana da cidade de Mucajaí. Trata-se de cisalhamentos gerados em regime rúptil, orientados entre S15-70°E com mergulhos entre 55º-70º (Figura 20d). Este grupo particular de zonas de cisalhamento se caracteriza por ter uma cinemática sinistral inversa.

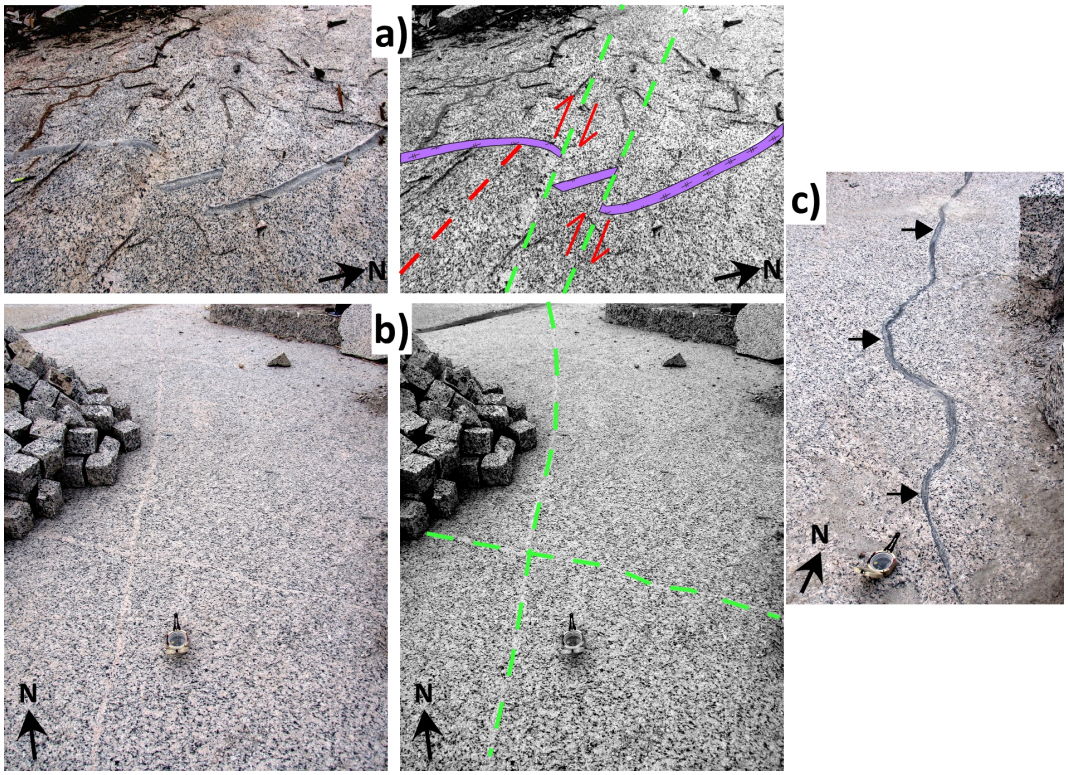


Figura 19. Algumas características das zonas de cisalhamento rúpteis ZC_2. a) zona de cisalhamento dextral (linha pontilhada verde) com orientação NE-SW cortando e deslocando dique máfico (trama em cor roxa). b) zonas de cisalhamento conjugadas (linhas pontilhadas verdes). c) Zona de cisalhamento com trajetória curvilínea gerando pseudo-taquilito.

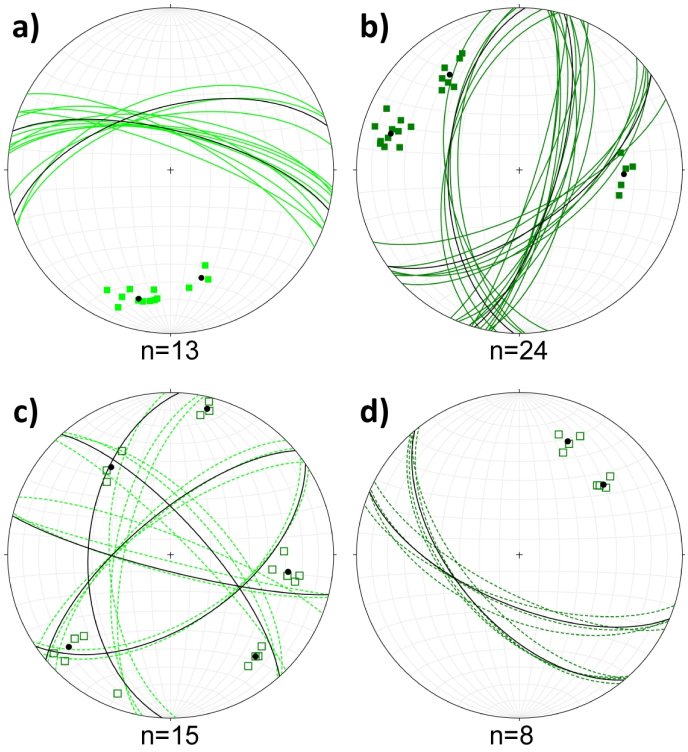


Figura 20. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt com as orientações das diferentes gerações de zonas de cisalhamento desenvolvidas no Gnaisse Igarapé Branco (projeção polar e ciclográfica). Zonas de cisalhamento dúcteis desenvolvendo rocha com textura milonítica a) ZC0 e b) ZC1, zonas de cisalhamento rúpteis c) ZC_2 e d) ZC_3.

Diques pegmatíticos e diques de composição quartzo-feldspática de textura fina a média têm contatos netos com a encaixante, ocorrem sub-concordantes a S_n ou cortam esta foliação em alto ângulo, também truncam os diques máficos deformados por S_n (Figura 21). A orientação destas estruturas consta de três atitudes principais, com predomínio em N70E a S80E e mergulhos variáveis de 40º-85º para o Sul. Outras orientações consistem de S45-60W e N30-15W e mergulhos de 60º-80º para Norte (Figura 22a).

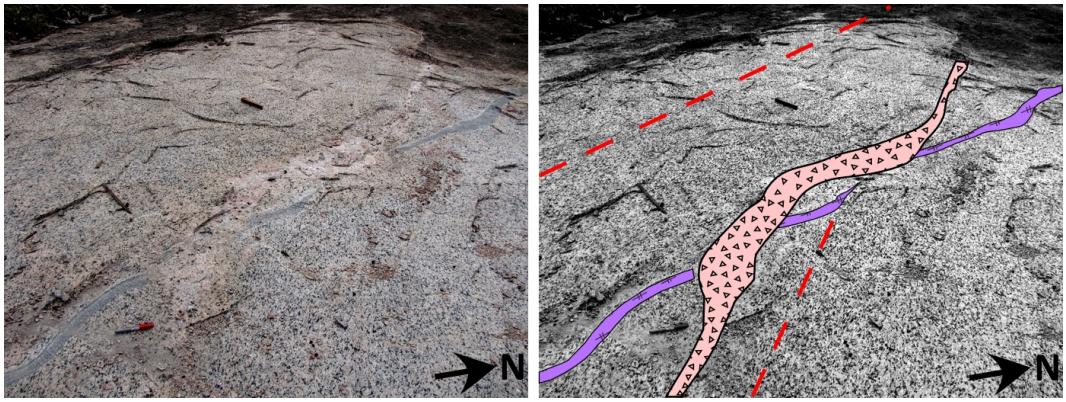


Figura 21: Aspecto dos diques pegmatíticos quartzo-feldspato e diques finos a médios de quartzo-feldspato. a) dique de quartzo-feldspato cortando obliquamente a foliação gnáissica e dique máfico (trama na cor roxa).

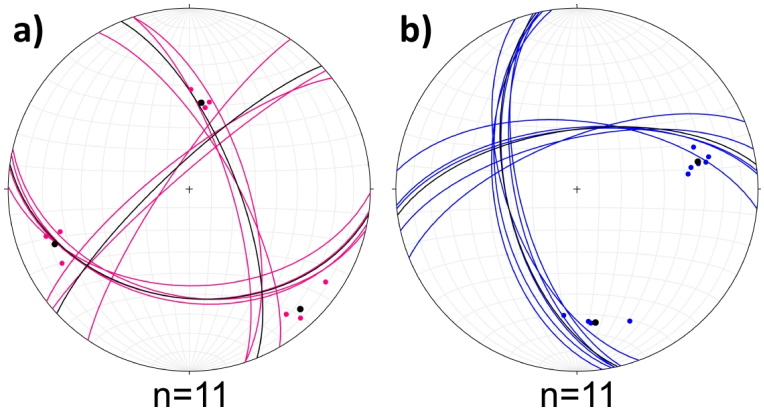


Figura 22. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica). a) orientação dos diques pegmatíticos e diques finos a médios de quartzo feldspato. b) orientação dos veios de quartzo.

O gnaisse apresenta veios conjugados dispostos *en-echelon* constituídos por quartzo As direções do conjugado estão entre S65ºW-S85Wº e S30Eº-S20Eº com mergulhos entre 55º-80º (Figura 22b e Figura 21). Esta feição poderia estar relacionada ao evento que gerou os cisalhamentos em regime rúptil.

b) Petrografia, microestruturas e mecanismos de deformação.

Os gnaisses apresentam composição granítica com textura porfirítica média a grossa, com bandeamento composicional gnáissico definindo a foliação S_n (Figura 23). Este bandeamento

é caracterizado pela intercalação de bandas leucocráticas compostas por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, e bandas melanocráticas descontinuas formadas por agregados de hornblenda e biotita como minerais máficos mais abundantes acompanhados de epidoto, alanita, e opacos que ocorrem como acessórios além de apatita e zircão. Ocasionalmente apresenta sericita como fase de alteração do feldspato potássico e plagioclásio.

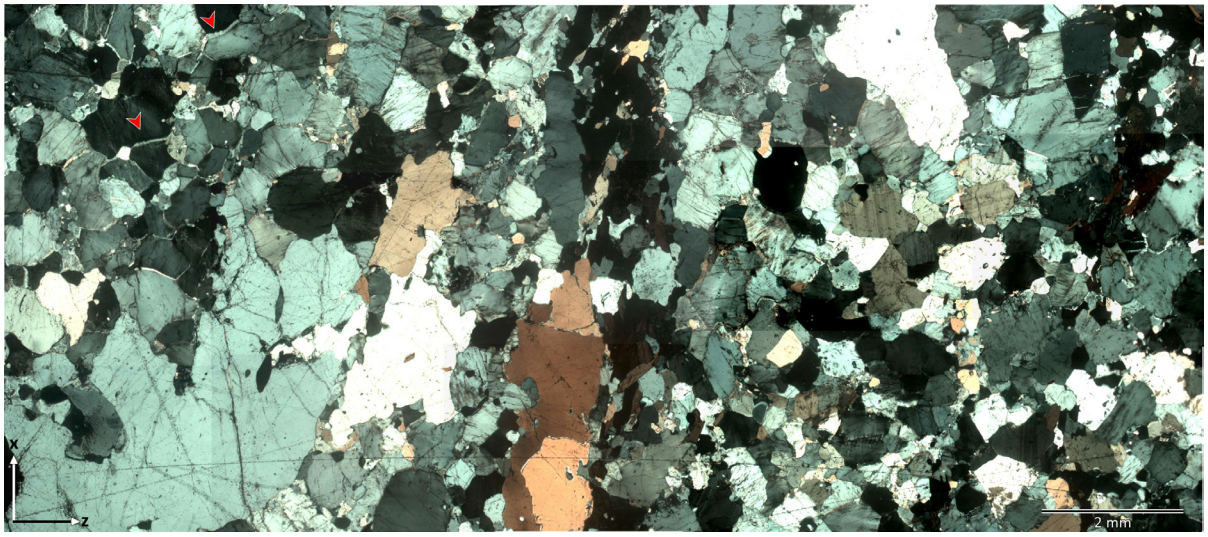


Figura 23. Aspecto geral dos gnaisses graníticos da unidade Gnaisse Mucajaí. A maioria das fazes minerais estão orientados definindo foliação S_n da rocha. Se observam também algumas feições de migmatização (filmes ou segregações de feldspato potássico e plagioclásio nos contatos entre cristais, indicado pelas setas vermelhas). Amostra GM3B.

O quartzo corresponde a cristais isolados com habito anédrico a subédrico, tamanhos que variam de 0,1 a 2 mm, estirados e dispostos segundo S_n ou como pequenos grãos recristalizados dinamicamente por redução do tamanho de grão definindo S_{n+1}.

Os cristais de feldspato potássico se apresentam em 2 tipos: i) fenocristais pertíticos a micropertíticos, tabulares, subédricos a anédricos com tamanhos entre 1 - 2,5 cm. Por vezes apresentam fraturamento intragranular moderado. ii) Agregados em mosaicos poligonais com tamanhos entre 0,5 - 1mm. Podem apresentar finas segregações de feldspato nos limites dos grãos. Ocasionalmente apresenta inclusões de alanita.

O plagioclásio exibe formas subédricas a anédricas acompanhando os mosaicos de feldspato potássico da matriz, com tamanhos que variam entre 0,5 a 1 mm. Geralmente exibem geminação polissintética moderadamente apagadas.

A biotita se apresenta como palhetas de formas anédricas a subédricas de cor marrom avermelhado formando bandas de minerais máficos junto com a hornblenda que definem a

foliação S_n. A hornblenda ocorre em cristais anédricos e por vezes fraturados, com tamanhos entre 0,25 a 2,5 mm. Do mesmo modo do que a biotita ocorre em bandas melanocráticas que definem a foliação S_n.

- **Microestruturas e mecanismos de deformação.**

Ao microscópio, as amostras apresentam uma ampla variação na intensidade da deformação, é notável a sobreposição de estruturas dúcteis desenvolvidas em diferentes temperaturas e fraturamento. A continuação será descrita os mecanismos de deformação.

- **Mecanismos de deformação desenvolvidos em alta temperatura.**

Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante, ressaltando a deformação com desenvolvimento de subgrãos indicando deslizamento no eixo <c> (Figura 24a) e por vezes apresentando extinção ondulante em padrão tabuleiro de xadrez (*chessboard pattern)*. Os contatos entre os cristais de quartzo são suturados, lobados e inclusive em cúspide (Figura 24a). Enquanto que os contatos com os cristais de feldspato potássico e plagioclásio são lobados e por vezes podem-se apresentar contatos em cúspide (Figura 24b e c), localmente ocorrem domínios lenticulares monocristalinos isolados. Estes domínios compreendem cristais com tamanhos entre 0,2-0,5mm com razão axial de 2:1, adquirindo formas de peixe (*fish shape,* Figura 24c) com terminações em cúspide. Estas terminações em cúspide estão orientadas segundo a foliação gnáissica S_n.

Os cristais de feldspato potássico apresentam moderada extinção ondulante, com contatos lobados, se apresentam como agregados de cristais poligonais com contatos retilíneos a curvos sugerindo recristalização estática incipiente (Figura 24c e d). Os contatos com os cristais de plagioclásio são lobados e por vezes em cúspide, localmente podem exibir contatos retilíneos (Figura 24d e f).

O plagioclásio apresenta moderada extinção ondulante e encontra-se com frequência recristalizado, mostrando limites retilíneos a levemente curvos, por vezes novos grãos irregulares com limites serrilhados (Figura 24).

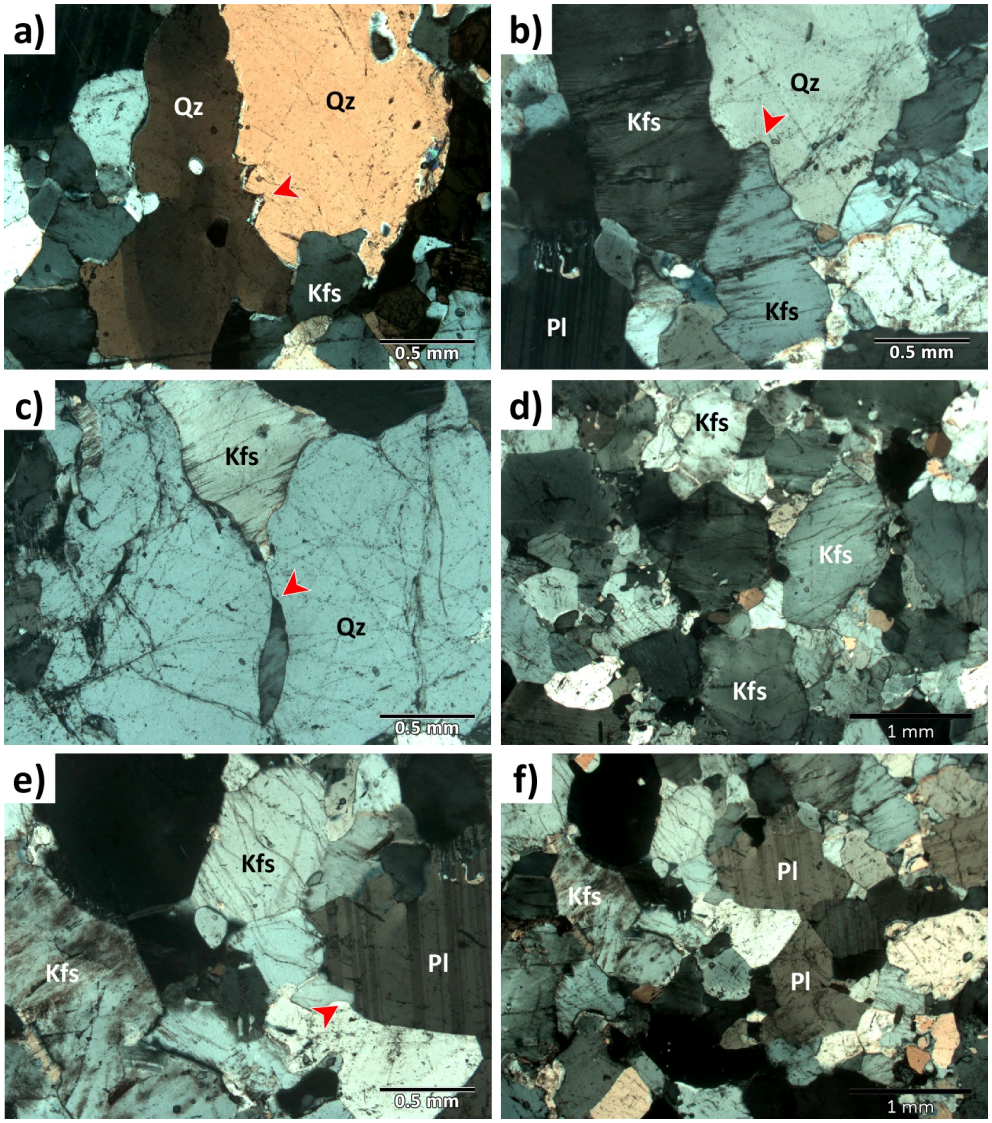


Figura 24. Fotomicrografia dos mecanismos de deformação do quartzo e feldspatos (nicóis cruzados). a) Contatos suturados entre cristais de quartzo e geração de subgrãos indicando deslizamento no eixo <c>. b) contatos lobados entre quartzo-feldspato potássico em direção ao quartzo, e por vezes c) em cúspides (contatos indicados pelas setas vermelhas). d) agregados de feldspato potássico com contatos lobados. e) contatos retilíneos a curvados entre cristais de feldspato, e contatos lobados entre plagioclásio-feldspato potássico (indicado pela seta vermelha). f) plagioclásio de grãos poligonais com contatos retilíneos a curvos. Qz = Quartzo, Pl = Plagioclásio e Kfs = Feldspato potássico. Lamina delgada GM3B

Feições de migmatização foram reconhecidas seguindo os critérios de Sawyer (1999 e 2001). Consistem de finas películas interconectadas de plagioclásio e feldspato potássico dispostos principalmente nos limites de grãos poligonais de feldspato potássico e plagioclásio (Figura 25a), ocasionalmente estas finas películas ocorrem como sobrecrescimento epitaxial nas bordas de plagioclásio (Figura 25b). Por vezes quartzo é encontrado nos limites de cristais e preenchendo fraturas no feldspato potássico (Figura 25c). Raramente é encontrada biotita com bordas arredondadas e corroídas envolvida por uma película de feldspato potássico (Figura 25d) possivelmente este seja um dos minerais reagentes para a geração de fundidos.

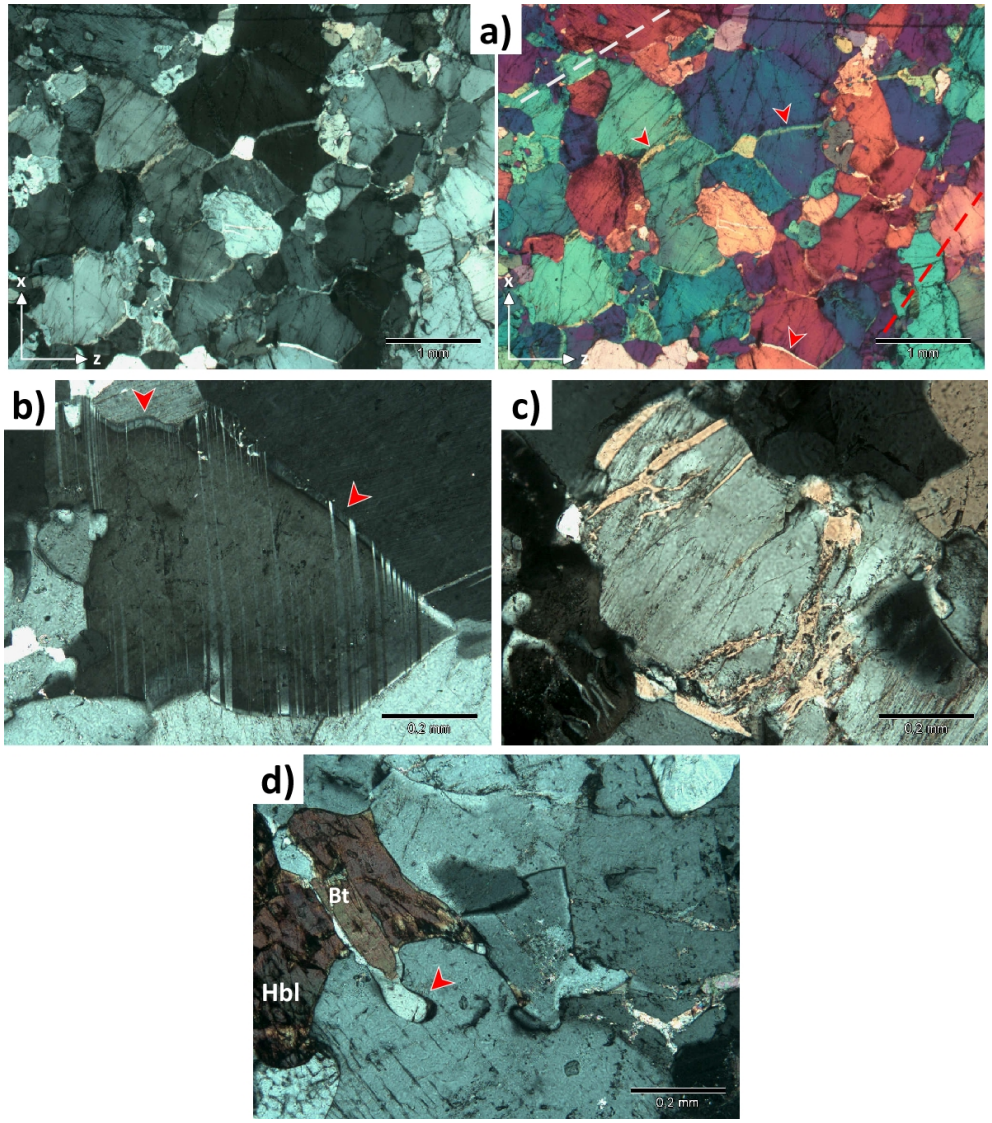


Figura 25. Fotomicrografias das feições de migmatização encontradas no Ortognaisse Mucajaí (Nicóis cruzados) a) Rede interconectada de finas películas de feldspato (indicado pelas setas vermelhas) com orientação preferencial (linhas pontilhadas brancas) fazendo alto ângulo com a foliação S_n do gnaisse (linhas pontilhadas vermelhas). b) Sobrecrescimento epitaxial de plagioclásio (indicado pela seta vermelha) em borda de cristal também de plagioclásio. c) quartzo em limites e preenchendo fraturas no feldspato potássico. d) biotita com bordas arredondadas e corroídas envolvida por uma película de feldspato potássico. Lamina delgada GM3B.

- **Mecanismos de deformação desenvolvidos em temperaturas moderadas.**

As feições de deformação em estado-sólido geradas em temperaturas moderadas correspondem com o desenvolvimento de bandas de recristalização dinâmica. Estas bandas de recristalização protomiloníticas que retrabalham e reorientam a foliação S_n gerando S_{n+1} (Figura 26). Estas bandas protomiloníticas se concentram preferencialmente nas bandas melanocráticas constituídas por biotita e hornblenda, exibem efeitos de recristalização dinâmica com forte redução do tamanho de grão. A biotita e as micas em geral, são minerais com baixa resistência à deformação em comparação com outros silicatos (*low dislocation*

creep strength, Tullis, 2002) o qual durante o retrabalhamento das microestruturas preexistentes, a biotita concentrou a deformação mediante recristalização dinâmica (Tullis, 2002). Nas bandas leucocráticas estas bandas protomiloníticas apresentam bordeando os porfiroclastos de feldspato potássico e a matriz exibe recristalização dinâmica e forte redução do tamanho de grão (Figura 26).

Quartzo: Apresenta recristalização nas bordas dos cristais de quartzo formando subgrãos e novos grãos poligonizados com contatos retos e tamanhos entre 0,01-0,1 mm.

Feldspato potássico e plagioclásio: Os cristais que conformam a matriz e porfiroclastos desenvolvem recristalização dinâmica nos limites dos cristais–deforma-se por redução de tamanho como rotação em diminutos cristais com limites difusos e retos. Este tipo de retrabalhamento dos limites e bordas sugere recristalização dinâmica pelos mecanismos bulging (*Bulging recrystallization*) com participação de rotação de subgrãos (*Subgrain rotation recrystallization*). Além disto, o feldspato potássico desenvolve crescimentos simplectíticos tipo mirmequitas e dispõem-se principalmente nos contatos com cristais de plagioclásio. Adicionalmente, apresentam pertitas em chama.

Biotita: Apresenta principalmente fragmentação e recristalização dinâmica desenvolvimento bandas king. Ocorre biotita neoformada nas bandas protomiloníticas, principalmente nos agregados recristalizados de feldspato e plagioclásio.

Hornblenda: Apresenta desenvolvimento de leve extinção ondulante e fragmentação ângulosa mecânica em distintas intensidades. Ocasionalmente a fragmentação é tão intensa que os cristais de hornblenda conseguem gerar estrutura núcleo-manto (*core-mantle structure*). Em temperaturas menores de 650-700 °C, a hornblenda se comporta fragilmente, fragmentando-se durante processos deformacionais (Nyman *et al.,* 1992; Passchier & Trow, 2005).

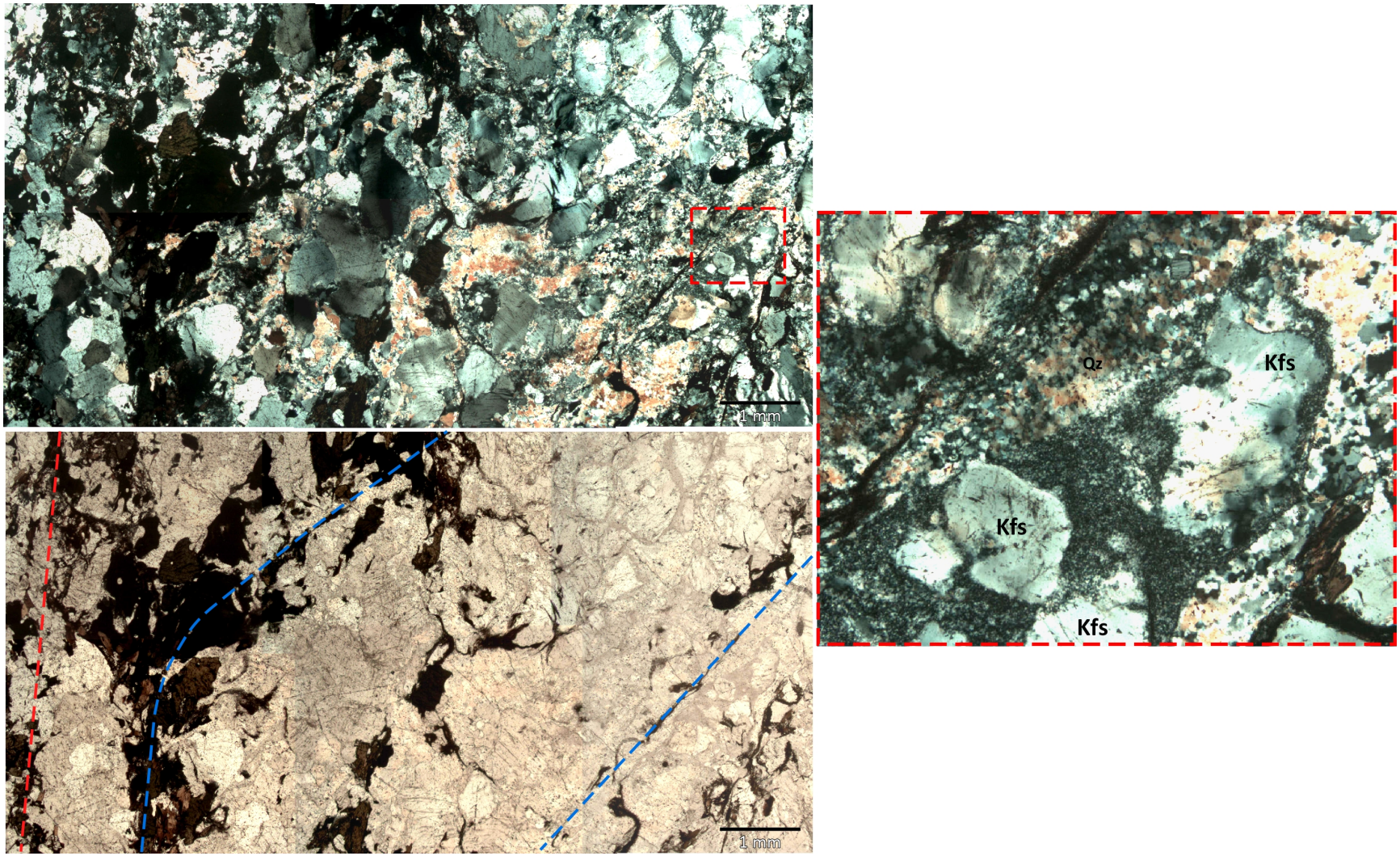


Figura 26. Principais feições geradas em temperaturas moderadas. Bandas de recristalização e reorientação da foliação S_n, sendo mais evidente nas bandas melanocráticas de S_n. Nestas microfotografias (nicóis cruzados e paralelos) e possível ver a foliação S_n (linhas pontilhadas vermelhas) sendo crenulada o recristalizada originando a foliação S_{n+1} (linhas pontilhadas azuis). Amostra PN3.

4.1.2 Unidade Charnockito da Serra da Prata (Pch)

Para melhor entendimento, a unidade Charnockito Serra da Prata foi subdividida no presente texto em 3 subdomínios, considerando diferenças composicionais, feições de deformação e rochas associadas aos charnockitos (Figura 27). Estas rochas têm em geral aspecto anisotrópico com deformação penetrativa apresentando foliação milonítica. Rochas charnockíticas de aparência isotrópica são restritas. A descrição desta unidade será apresentada partindo da área de menor grau de deformação onde está é de baixa intensidade, passando para áreas com maior deformação (Figura 27).

Os 3 subdomínios definidos foram: **Iracema, Fazenda do Goiano e Rouxinho**. É importante ressaltar que os resultados da descrição petrografia e dos mecanismos de deformação para os subdomínios Fazenda do Goiano e Rouxinho apresentam semelhanças deformacionais em relação à fase deformacional de alta temperatura, diferenciando-se pela fase deformacional de temperaturas intermediarias a moderadas que se exibe mais definida no subdomínio Rouxinho.

O subdomínio Rouxinho corresponde a uma área ao SW da Serra da Prata localizada próxima ao limite com a Suíte Intrusiva Mucajaí, parte desta área tinha sido mapeada por Fraga (2002) como a unidade informalmente nomeada Gnaisse Igarapé Branco (Gnaisse Mucajaí; Santos *et al.,* 2009) (Ver Apêndice A). Porem ao nosso critério, as características petrológicas, composicionais, deformacionais a escalas micro e mesoscópica são mais compatíveis com as características das rochas pertencentes à unidade Charnockito Serra da Prata (Suíte Intrusiva Serra da Prata; Fraga, 2002). A maioria dos espécimes de granito analisados em lamina delgada dos subdomínios Fazenda do Goiano e Rouxinho, em geral, não apresentam ortopiroxênio, em alguns poucos casos exibem quantidades traça. Porém, Fraga (2002) reportou na região da Serra da Prata granitos isentos de piroxênio os quais relacionou à Suíte Intrusiva Serra da Prata com base nas similaridades geoquímicas e petrográficas com as rochas charnockíticas desta suíte. Adicionalmente a idade obtida por análises U-Pb SHRIMP neste trabalho para estas rochas (~1.91 Ga, Ver Item 4.4.1) é correlacionável com as idades encontradas por outros autores para a Suíte Serra da Prata (~1.94-1,93 Ga; Ver Apêndice A).

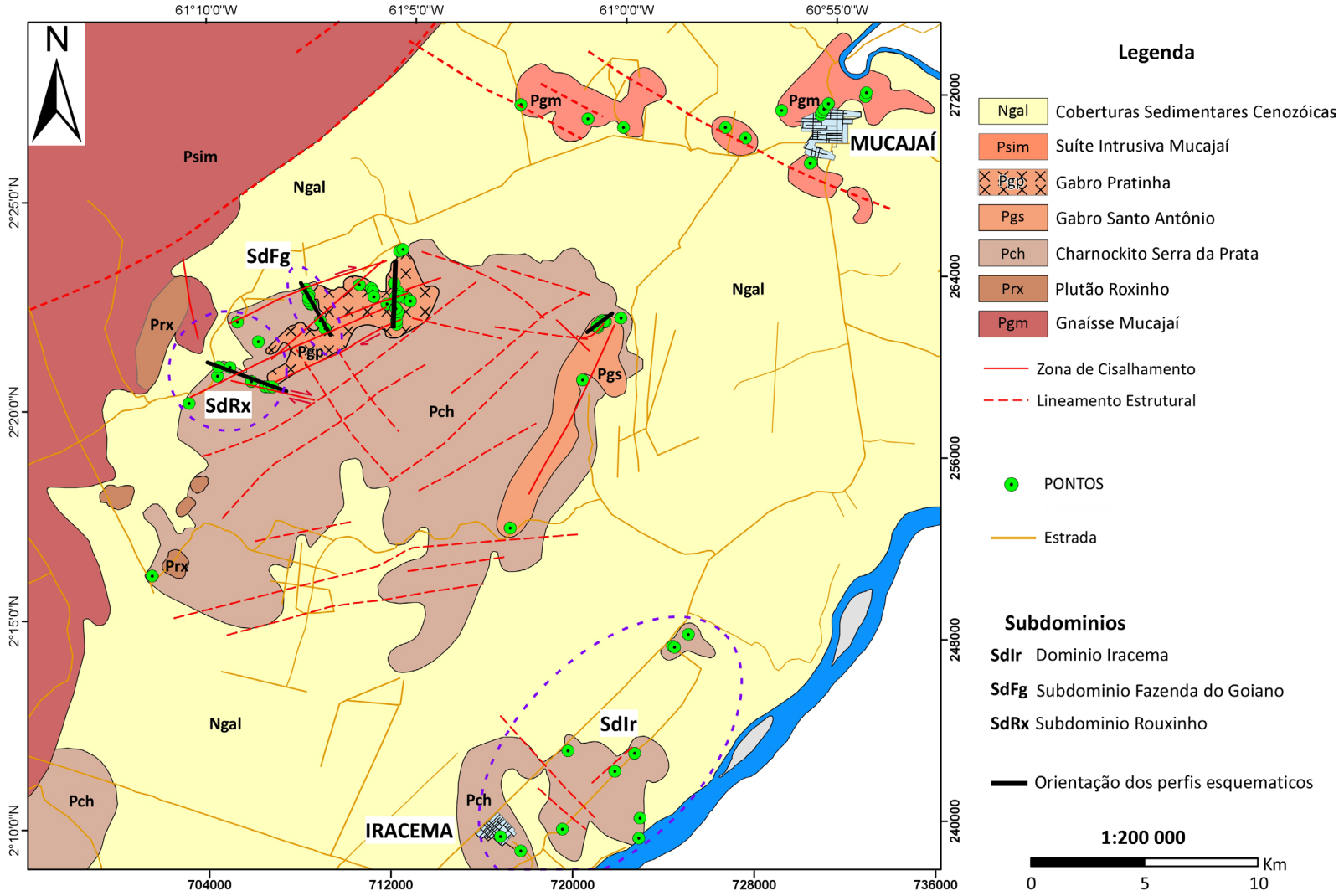


Figura 27. Localização dos subdomínios definidos para a unidade Charnockito da Serra da Prata.

4.1.2.1 Subdomínio Iracema:

Compreende a porção SE da área de interesse, nas vizinhanças da cidade de Iracema. Neste subdomínio afloram charnockitos porfiríticos de textura media a grossa, inequigranulares mostrando cor verde escura a cinza escura, levemente amarronzada (Figura 28). Estão compostos por plagioclásio com forma tabular, feldspato potássico subarredondado, quartzo e minerais máficos. Correspondem a rochas de composição entre feldspato-charnockito e quartzo-mangerito.

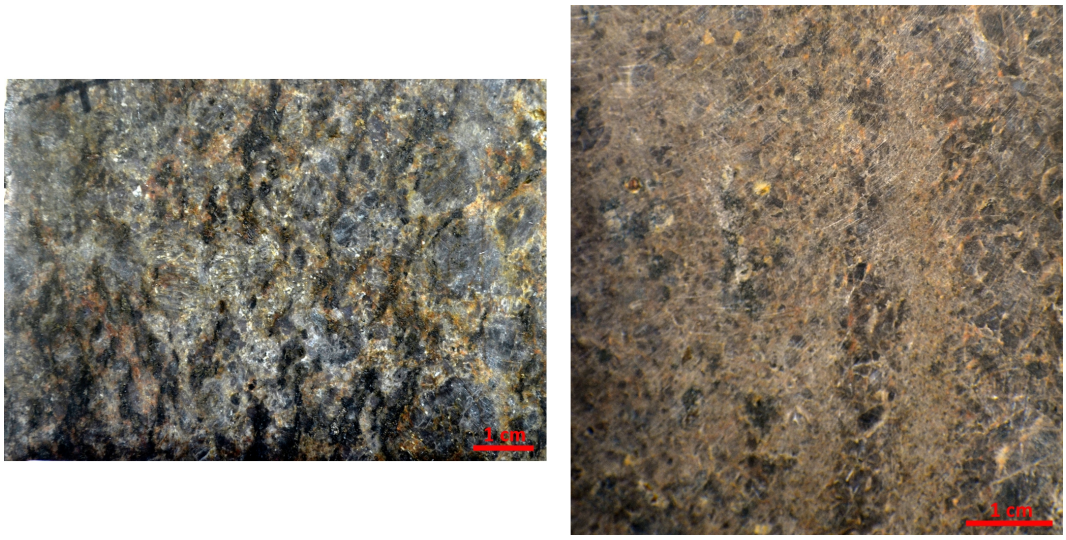


Figura 28. Aspecto mesoscópico dos charnockitos na área de Iracema. Observa-se o pouco desenvolvimento e penetratividade da foliação milonítica S_1.

a) Analise Estrutural.

A deformação nesta área consiste em uma foliação sutil de difícil reconhecimento no campo, mas nas áreas da rocha mais intemperizadas a foliação é realçada permitindo sua identificação. Esta foliação é definida pela orientação preferencial de feldspatos e agregados máficos (biotita, hornblenda e piroxênio) euédricos a subédricos, cujas feições macroscópicas foram interpretadas inicialmente como de origem magmática S_0 com duas atitudes principais: i) S63°-47°W e mergulho médio de 43° para o N; atitude média de N80W com mergulho 65° para o N (Figura 29a).

Estas rochas apresentam também uma foliação S_1 pouco penetrativa, dificultando seu reconhecimento em campo (Figura 28), definida pela orientação incipiente de feldspatos subédricos - anédricos e minerais máficos com atitude S20°-60°W e inversão para N60E e

mergulhos entre 50-70º e lineação de estiramento de agregados de biotita caindo 37° a 46° para N14W-N05E (Figura 29b).

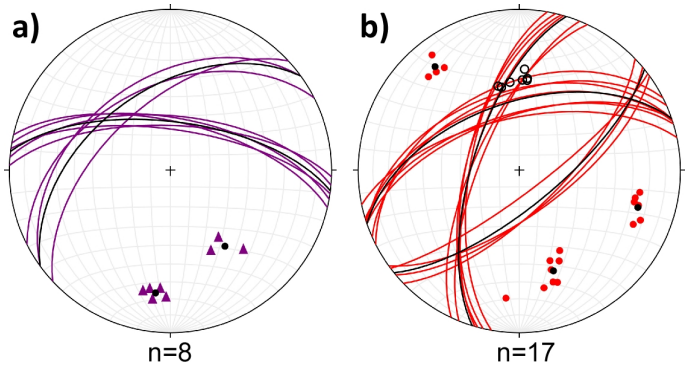


Figura 29. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica) das foliações magmáticas e milonítica no subdomínio de Iracema. a) orientação da foliação magmática S_0 nos charnockitos (triângulos indicam os polos dos planos). b) orientação da foliação milonítica S_1 nos charnockitos (pontos maciços indicam os polos dos planos, enquanto que os círculos vazios em preto indicam a orientação da lineação de estiramento).

b) Petrografia, microestruturas e mecanismos de deformação.

Os charnockitos que afloram neste domínio exibem textura porfirítica, alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular, com fenocristais de feldspato potássico e de plagioclásio, envolvidos por uma matriz de granulação media composta principalmente por quartzo, feldspato potássico e em menores quantidades plagioclásio, hornblenda, biotita e piroxênio. Os principais minerais acessórios são alanita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos (magnetita e pirita). Todos variavelmente deformados, dando origem a diversas microestruturas.

Os megacristais de feldspato potássico (tipo microclina) são subédricos, com orientação preferencial de forma definindo S_0 (Figura 30), apresentam extinção levemente ondulante em zonas menos deformadas, em rochas com maior deformação apresentam marcada extinção ondulante, geminação em grade ocorre localmente. São micropertíticos e podem exibir inclusões de quartzo e albita (Figura 30), tem destaque as que assumem formas arredondadas. As demais podem ter formas de bastonetes ou ameboidais. As inclusões mostram-se arranjadas principalmente no núcleo e em menor proporção nos limites dos feldspatos, e podem mostrar sincronismo em sua extinção. Em relação ao tamanho, variam de 0,1 mm e 1,5 mm, porém de menor tamanho do que os cristais que compõem a matriz da rocha.

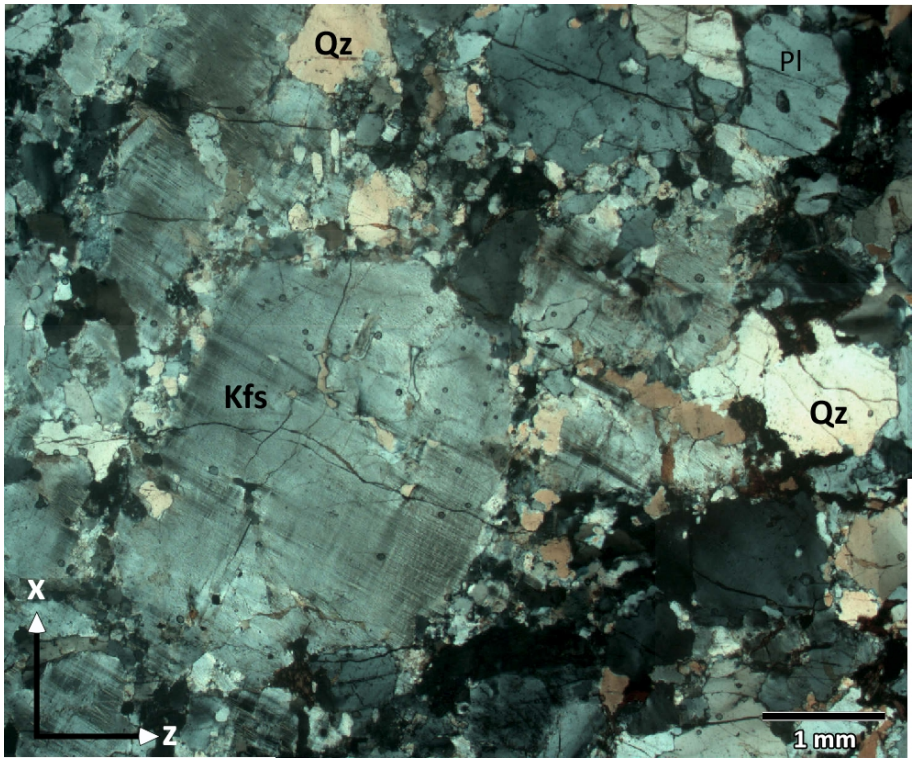


Figura 30. Inclusões de quartzo de formas arredondadas, bastonetes e ameboidais em megacristal de microclina com orientação preferencial de forma definindo S_0. Microfotografia em nicóis cruzados. Qz = Quartzo, Kfs = Feldspato potássico e Pl = Plagioclásio. Amostra CH57.

Os megacristais de plagioclásio são subédricos a anédricos com tendência a morfologias tabulares, alguns cristais exibem geminação polissintética segundo lei da albita. As composições medidas através do método Michel Levi nos grãos que exibiram geminação, indicaram conteúdos de An_{25}-An_{40} (oligoclásio-andesina). O quartzo de habito anédrico se dispõe com orientação preferencial de forma segundo foliação incipiente S_1 (Figura 31). Nas rochas pouco deformadas o plagioclásio apresenta uma discreta extinção ondulante com algumas exceções, porem em rochas com maior deformação apresentam extinção ondulante mais evidente.

O ortopiroxênio forma grãos subédricos a anédricos com tamanhos entre 0,5 - 1 mm, geralmente dispostos em agregados de minerais máficos junto com biotita e hornblenda. É comum exibirem bordas ou porções próximas a fraturas parcialmente transformadas para biotita marrom avermelhada e minerais opacos.

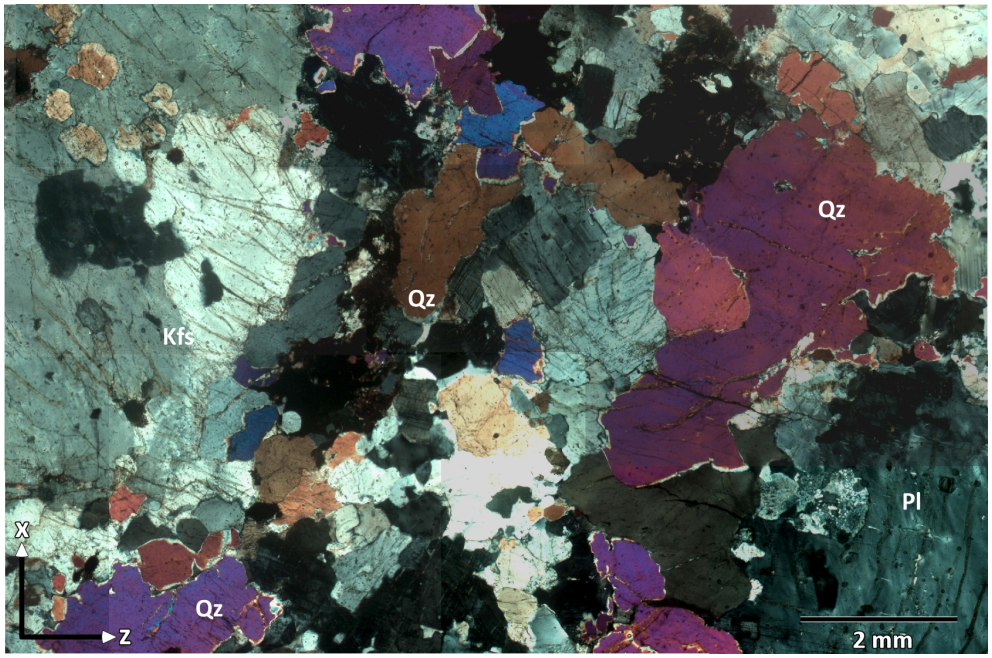


Figura 31. Orientação preferencial dos grãos de quartzo definindo foliação S_1 incipiente nas rochas que afloram na região de Iracema. Quartzos exibem altas cores de birrefringência como consequência da alta espessura da lamina. Microfotografia em nicois cruzados. Qz = Quartzo, Kfs = Feldspato potássico e Pl = Plagioclásio. Amostra CH34.

A biotita se apresentam três tipos: i) Biotita 1: Indivíduos subédricos tabulares castanho-pálido a marrom avermelhado, associada e em contato neto com a hornblenda como cristais intersticiais (Figura 32a) ou formando agregados máficos gerando a foliação S1 incipiente da rocha. ii) Biotita 2: Agregados granulares tabulares, subédricos anédricos com tamanhos entre 0,1 - 0,3mm. Caracteriza-se por formas coronas por vezes junto com a hornblenda, ao redor dos grãos de magnetita em agregados (semi) radiais, ou associada ao feldspato potássico, sendo este tipo de biotita restrita (Figura 32b e c). iii) Biotita 3: Agregados massivos e anédricos < 0,1mm de tamanho, cor marrom avermelhado e anédricos produto da alteração de hornblenda.

Hornblenda de habito anédrico a subédrico ocorre como agregados junto com a biotita 1 e piroxênio, também se apresenta como cristais anédricos, intersticiais junto com a biotita, representando fase primária tardia (Figura 32a).

A magnetita é principalmente anédrica com tamanhos entre 0,2 e 1 mm associada aos agregados de minerais máficos. Pirita ocorre isolada inclusa em feldspato potássico e plagioclásio.

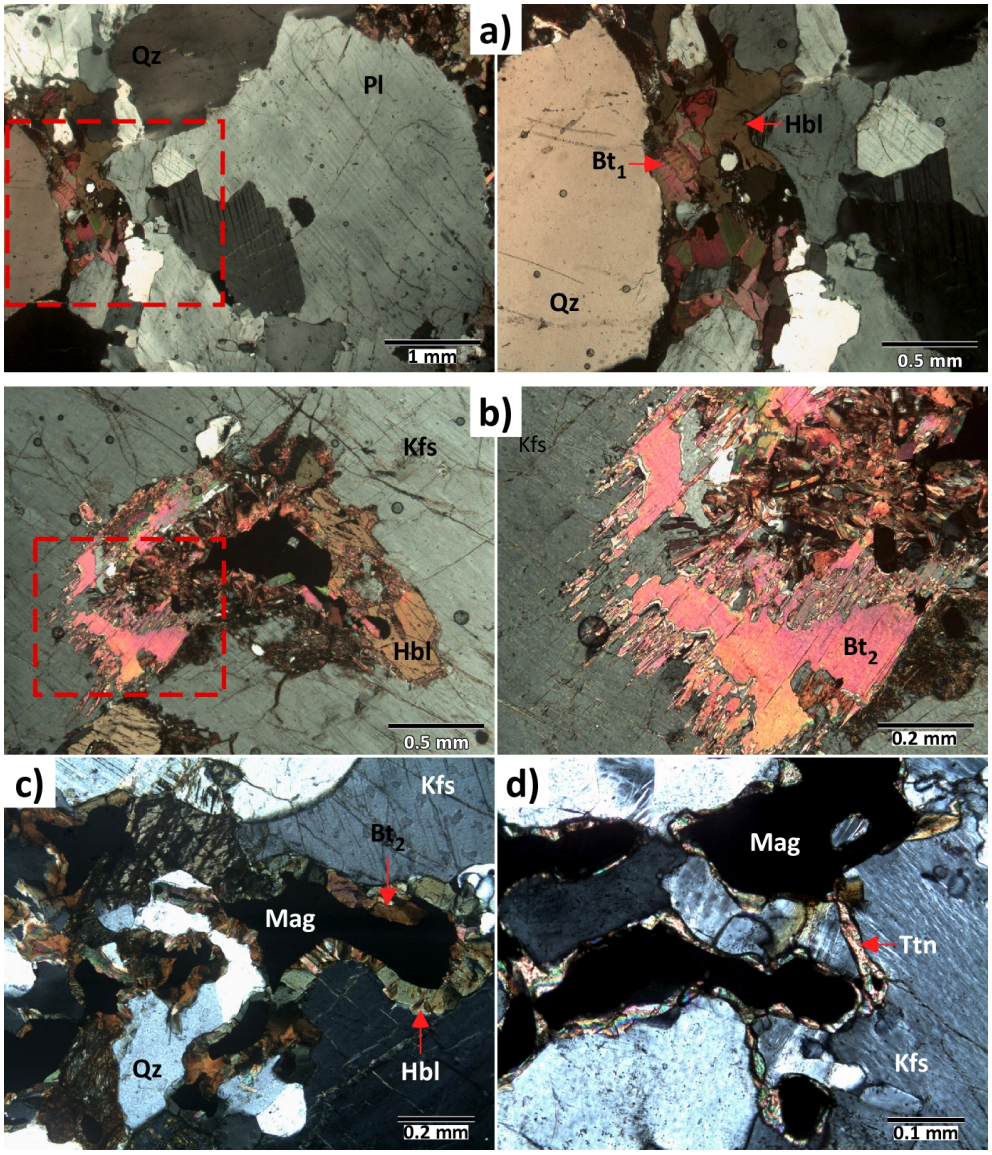


Figura 32. Polítipos da Biotita 1 y 2 e algumas texturas em corona. a) polítipo 1 da biotita (Bt_1) associada com a hornblenda formando agregados localizados nos espaços intersticiais. b) polítipo 2 da biotita (Bt_2) em contato de reação com a hornblenda (Hbl) e feldspato potássico (Kfs), também formando agregados radiais ao redor da magnetita (mineral opaco). c) polítipo 2 da biotita (Bt_2) formando corona junto com a hornblenda (Hbl) ao redor da magnetita (Mag). d) Titanita (Ttn) formando coronas em torno de magnetita. Microfotografias em nicois cruzados. Amostra CH34.

A titanita aparece de duas formas: i) em pequenos cristais anédricos a subédricos associada aos agregados de biotita, hornblenda e magnetita. ii) ocasionalmente algumas amostras apresentam titanita formando texturas coroníticas em torno de magnetita (Figura 32d).

- **Microestruturas e mecanismos de deformação.**

Ao microscópio, as amostras apresentam uma ampla variação na intensidade da deformação, além algumas amostras são notáveis a sobreposição de estruturas rúpteis sobre as estruturas dúcteis (Figura 33). Neste domínio as fabricas magmáticas estão bem preservadas. As rochas aqui analisadas exibem foliação variavelmente desenvolvida. A foliação magmática S_0, está definida pelo alinhamento dimensional de megacristais feldspatos e plagioclásio euédricos principalmente rodeado por cristais quartzo deformado ou não deformado (Figura 31 e Figura 33), enquanto a foliação S_1 é marcada por orientação preferencial de agregados máficos, principalmente lamelas de biotita deformadas e fitas de quartzo (Figura 33).

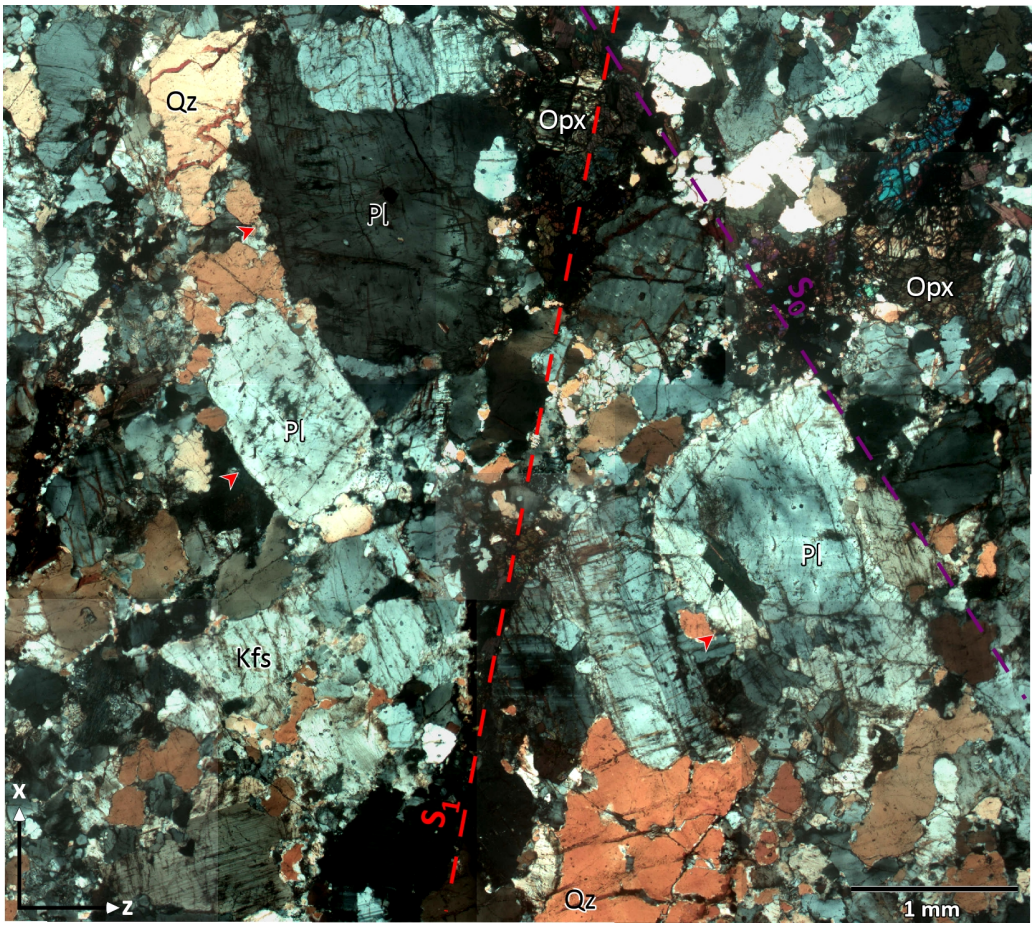


Figura 33. Características microscópicas da foliação S_0 e S_1 no subdomínio Iracema. S_0 (linha em core roxo) é definida principalmente pela orientação preferencial de grãos de feldspato potássico e plagioclásio subédricos-euédricos (assinalados com setas vermelhas). Observe-se a foliação S_1 gerada em estado sólido sobreimposta a S_0. Pode ser observar a sobreposição de estruturas rúpteis (fraturamento intergranular). Qz = Quartzo, Kfs = Feldspato potássico, Pl = Plagioclásio e Opx = Ortopiroxênio (hiperstênio). Amostra CH33.

- **Mecanismos de deformação desenvolvidos em alta temperatura.**

Quartzo: Apresenta extinção ondulante é consequência do processo de recuperação (*recovery*) em resposta a deformação dúctil. Alguns dos grãos de quartzo apresentam desenvolvimento de subgrãos indicando deslizamento no eixo <a> e por vezes <c> (Figura 34a). O deslizamento no eixo <c> do quartzo é uma feição deformacional comum em granitos que são deformados em condições de temperatura próxima do *subsolidus* (Gaspais & Barbarin, 1986; Paterson *et al.,* 1989; Vernon, 2000).

Ocasionalmente alguns cristais de quartzo exibem subgrãos retangulares em padrão de tabuleiro de xadrez (*Chessboard pattern*, Figura 34b), mesmo nas rochas registrando baixas magnitudes de deformação dúctil, a qual denota que parte da deformação foi gerada em temperaturas da ordem de 600° (Khrul, 1996). Os limites de grão entre os cristais de quartzo são serrilhados, comumente apresentando degraus (*steps*, Figura 34c) num intento de produzir os mais baixos limites de energia (Khrul & Peternell, 2002). Os contatos com os cristais de plagioclásio e feldspato potássico (Figura 34d, e) são moderadas a fortemente sinuosos e irregulares, geralmente em cúspide e lobados em direção ao quartzo, sugerindo recristalização dinâmica pelo mecanismo de migração da borda.

Feldspato Potássico (microclina): Localmente preserva algumas faces retas, porém é comum a presença de extinção ondulante. A deformação dúctil no feldspato é caracterizada pela presença de extinção ondulante e recristalização dinâmica. É comum a presença de contatos bastante irregulares entre cristais de feldspato. Adicionalmente os contatos com o plagioclásio são lobados (Figura 34f).

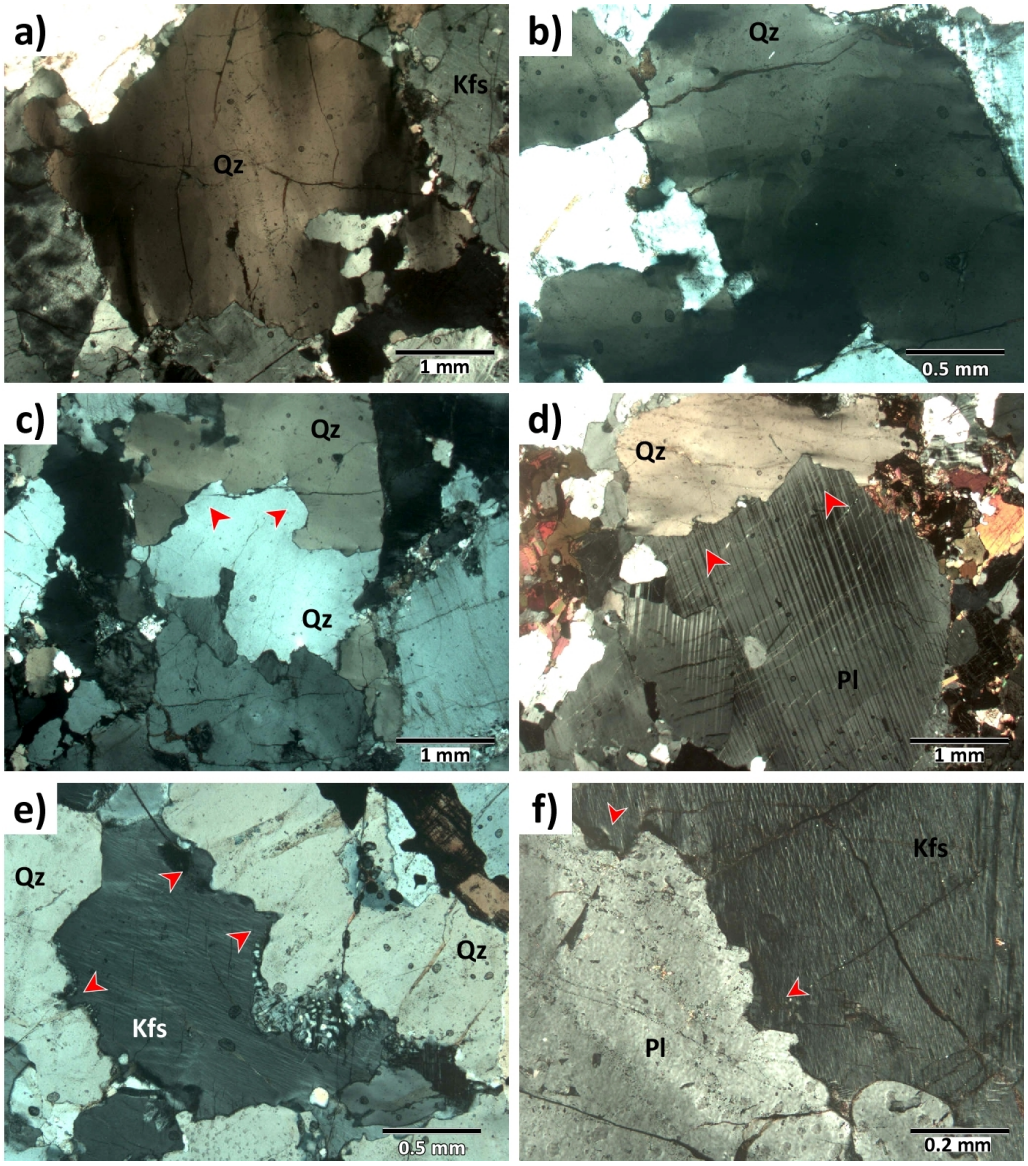


Figura 34. Microestruturas de deformação no quartzo, feldspato e plagioclásio gerados em alta temperatura. a) Extinção ondulante desenvolvimento de subgrãos indicando deslizamento <c>. b) quartzo com subgrãos retangulares em padrão de tabuleiro de xadrez. c) Contatos suturados entre cristais de quartzo com geração de degraus (indicado pelas setas vermelhas). d) e e) contatos suturados do quartzo com o plagioclásio e o feldspato potássico (indicado pelas setas vermelhas) e desenvolvimento de mirmequitas no feldspato (indicado pela seta azul). f) contatos lobados entre o feldspato e plagioclásio, em direção ao plagioclásio (indicado pelas setas vermelhas). Qz = Quartzo, Kfs = Feldspato potássico e Pl = Plagioclásio. Microfotografias a, b e c Amostra CH57B; Microfotografias d, e, f Amostra CH34.

Ocasionalmente alguns cristais de feldspato potássico desenvolvem fraturas, as quais se apresentam preenchidas comumente por quartzo em continuidade ótica com o quartzo da matriz (Figura 35a). Por vezes estas fraturas também podem estar preenchidas por uma segunda geração de feldspato, cortando por sua vez cristais de plagioclásio (Figura 35b).

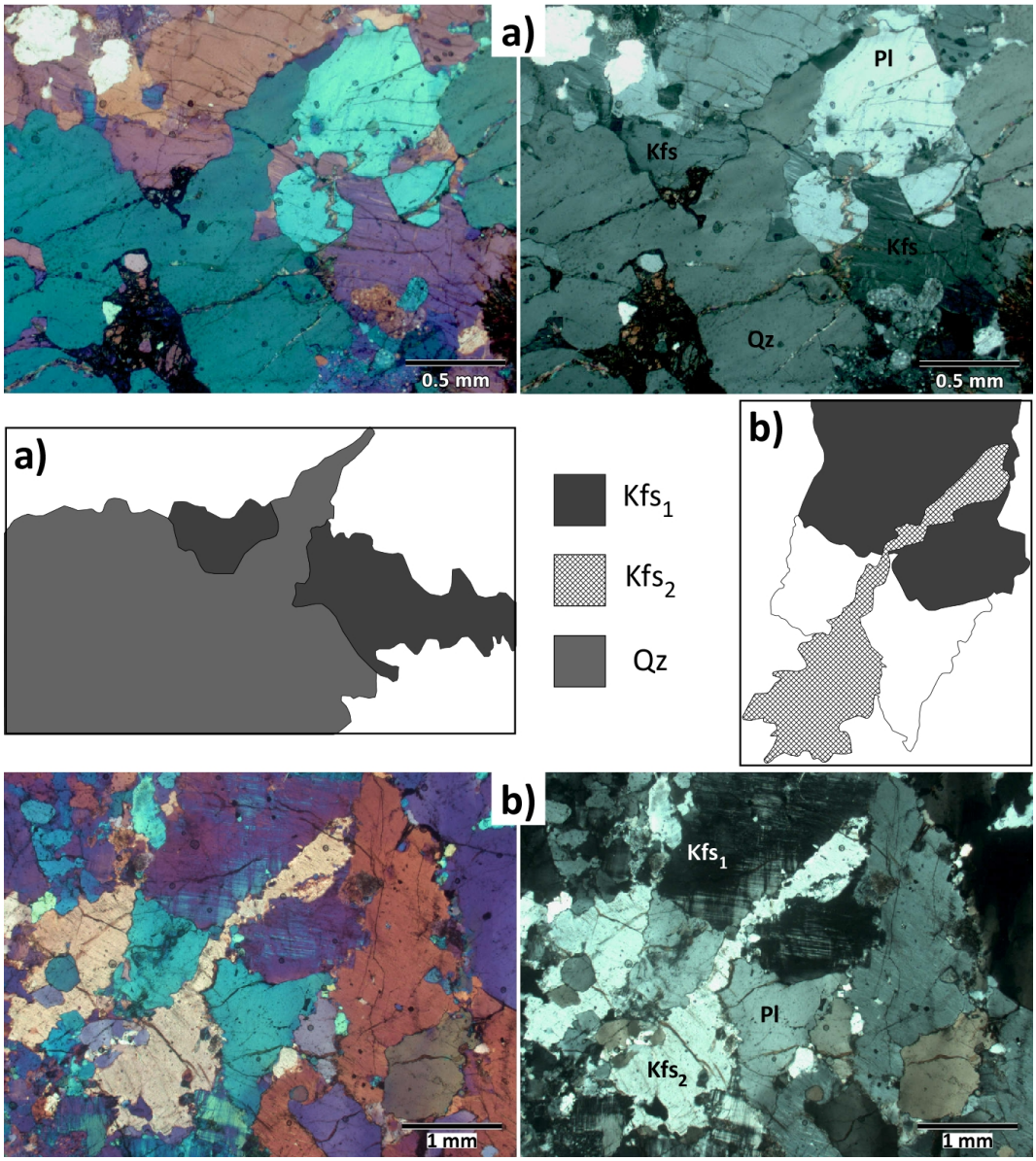


Figura 35. Desenvolvimento de fraturas em feldspato potássico primário preenchido por minerais de finais de cristalização magmática. a) quartzo (Qz) preenchendo fratura em feldspato potássico (Kfs_1) em continuidade ótica com o quartzo da matriz (interpretação da feição na parte esquerda inferior da figura). b) Fratura desenvolvida em plagioclásio (Pl) e feldspato potássico (Kfs_1) preenchida por uma segunda geração de feldspato potássico (Kfs_2, interpretação da feição na parte direita superior da figura). Amostra CH57B.

Plagioclásio: Apresenta extinção ondulante, ocasionalmente pode ocorrer dobramento da geminação e desenvolvimento de geminação em cunha. Os contatos entre indivíduos de plagioclásio e com o feldspato potássico são suturados, sugerindo recristalização por migração da borda. Alguns cristais apresentam uma rede de fraturas internas geralmente irregulares e–angulosas, as quais provocam uma incipiente fragmentação do plagioclásio e extinção ondulante, subdividindo os cristais em segmentos ligeiramente desorientados, por vezes os contatos entre fragmentos são moderadamente lobados (Figura 36a e b), isto sugere recristalização dinâmica pelo mecanismo de rotação de subgrãos (*subgrain rotation*

recrystallizacion) com alguma participação do mecanismo migração da borda (*grain boundary migration recrystallization*).

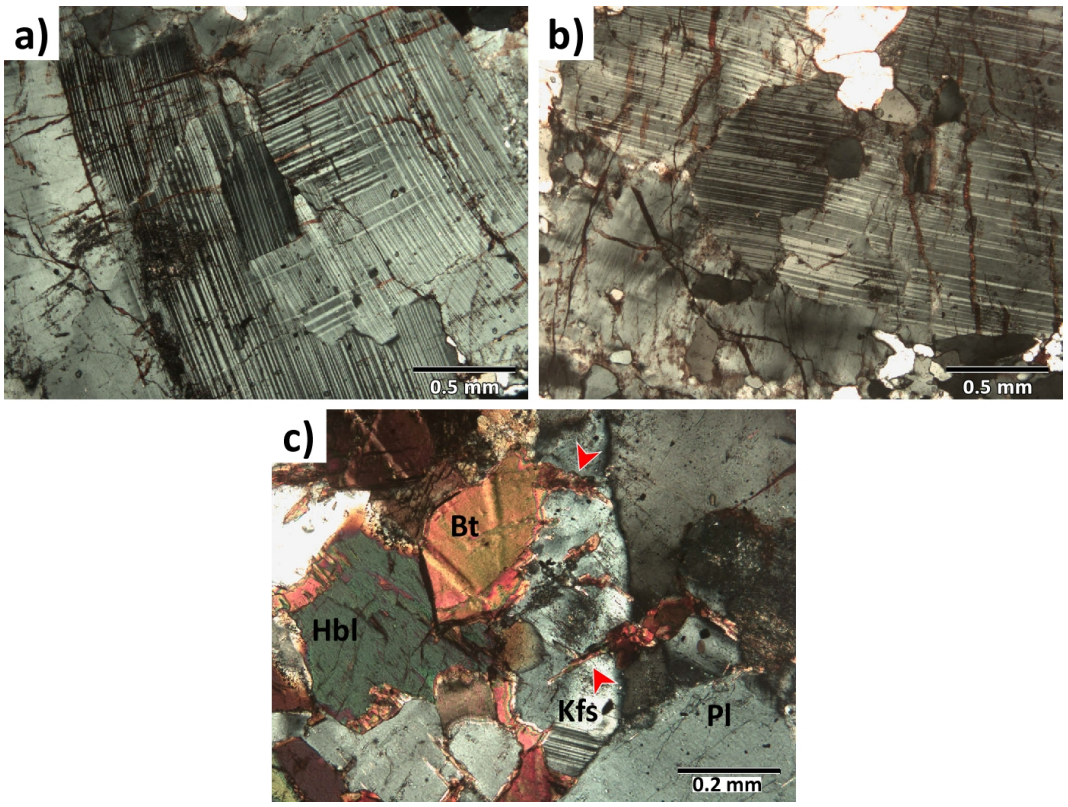


Figura 36. Feições de deformação de alta temperatura desenvolvidas no plagioclásio e biotita. a) e b) Plagioclásio fragmentado com segmentos ligeiramente desorientados com contatos lobados. c) desenvolvimento de *kinking* na biotita (Bt), além se observa preenchimento de biotita em fraturas desenvolvidas no feldspato potássico (Kfs, indicado pelas setas vermelhas). Amostra CH33.

Biotita 1: A biotita exibe quantidades variáveis de deformação dúctil interna. Alguns grãos não apresentam uma deformação evidente enquanto que outros mostram formação de *kink bands* (*kinking*, Figura 36c). Por vezes a biotita 1 se apresenta preenchendo fraturas desenvolvidas no feldspato potássico.

Hornblenda: Localmente exibe extinção ondulante. Geralmente exibe fraturas ao longo da clivagem, nas quais biotita ou quartzo tem cristalizado localmente. Em rochas com desenvolvimento da foliação S_1, alguns cristais de hornblenda têm sido fragmentados. A atual evidencia disponível na deformação da hornblenda sugere que em temperaturas entre 650-700°C os anfibólios se deformam um comportamento predominantemente cataclástico (Nyman *et al.,* 1992).

- **Mecanismos de deformação desenvolvidos em temperaturas intermediarias a moderadas.**

Os mecanismos de deformação gerados nestas temperaturas estão principalmente desenvolvidos em feldspato potássico e plagioclásio. O feldspato potássico exibe crescimentos simplectíticos tipo mirmequitas, as quais são muito mais frequentes nas rochas mais deformadas e dispõem-se tanto nas faces paralelas à foliação S_0, como naquelas dispostas em outras orientações, em contato com cristais de plagioclásio e apresentam desenvolvimento de pertitas em chama (Figura 37a), tendendo a formar-se das bordas para o centro dos cristais, onde a tensão e a instabilidade do cristal tendem a serem maiores (Pryer & Robin, 1996). Alguns cristais de feldspato apresentam recristalização em aparentes zonas internas de deformação (Figura 37b). Estas zonas constam de agregados entre 20-100 µm em contatos irregulares. Possivelmente este tipo de recristalização corresponde com o mecanismo de rotação de subgrãos (*subgrain rotation recrystallizacion*) com uma provável menor participação de migração de borda (*grain boundary migration recrystallization*).

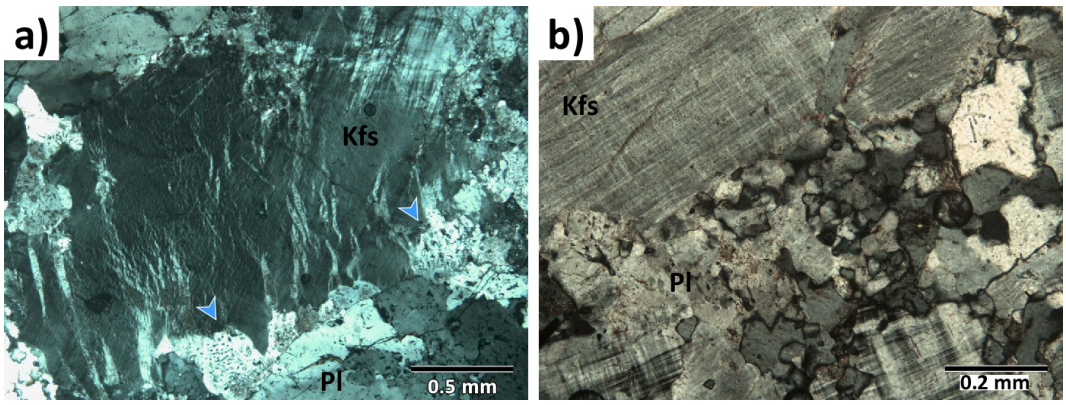


Figura 37. Feições deformacionais de alta temperatura registrada nos cristais de feldspato potássico. a) desenvolvimento de pertita em flama junto e textura mirmequítica (indicado pelas setas de core azul). b) zonas internas com recristalização dinâmica pelo mecanismo rotação de subgrãos com menor participação de migração da borda. Amostra CH57B

- **Mecanismos de deformação desenvolvidos em baixa temperatura.**

O principal mecanismo corresponde com desenvolvimento de fraturamento intergranular, assim como:

- Fragmentação da biotita: Desenvolvimento de rede de faturas internas que fragmentam os cristais, em mosaicos ou agregados ligeiramente desorientados.

- Recristalização local de quartzo pelo mecanismo de *bulging* preferencialmente em contatos com feldspato potássico.

4.1.2.2 Subdomínio Fazenda do Goiano:

Área localizada ao norte da Serra da Prata. Afloram granitos porfiríticos com megacristais arredondados de feldspatos entre 0,5-3 cm, os quais alguns cristais se apresentam manteados, com bordas parciais ou completas de plagioclásio, em matriz quartzo-feldspática de granulação media a grossa e textura milonítica a protomilonítica, geralmente mostrando tons cinza esverdeados por vezes com tons vermelhos (Figura 38).



Figura 38. Aspecto geral dos granitos porfiríticos da Unidade Serra da Prata no subdomínio Fazenda do Goiano.

Neste subdomínio os granitos são intruídos por corpos ígneos de distinta composição, geometria, estrutura interna com registro de foliação S_1 milonitica principal do granito.

- Dique de gabro constituído por anfibólio e plagioclásio. Possui uma geometria tabular com trajetória sinuosa, com limites irregulares lobados com evidencia de arrastro ("*drag lobed contacts"*; Fernandez & Gasquet, 1996), provavelmente controlados pela estrutura da rocha hospedeira, com textura fina na borda e grossa a equigranular no centro (Figura 39). Envolve fenocristais de feldspato "pingados" da encaixante, e estrutura interna sub-concordante com a foliação milonitica S_1 do granito (ângulo menor da foliação interna respeito à foliação no exterior do dique máfico, Figura 39).

- Diques de sienogranito com textura aplítica geralmente em tons vermelhos a rosa e larguras variáveis de 5 - 2,5 cm, colocados concordante a sub-concordante à foliação milonitica S_1 do granito porfirítico (Figura 39) e truncando o dique de gabro.

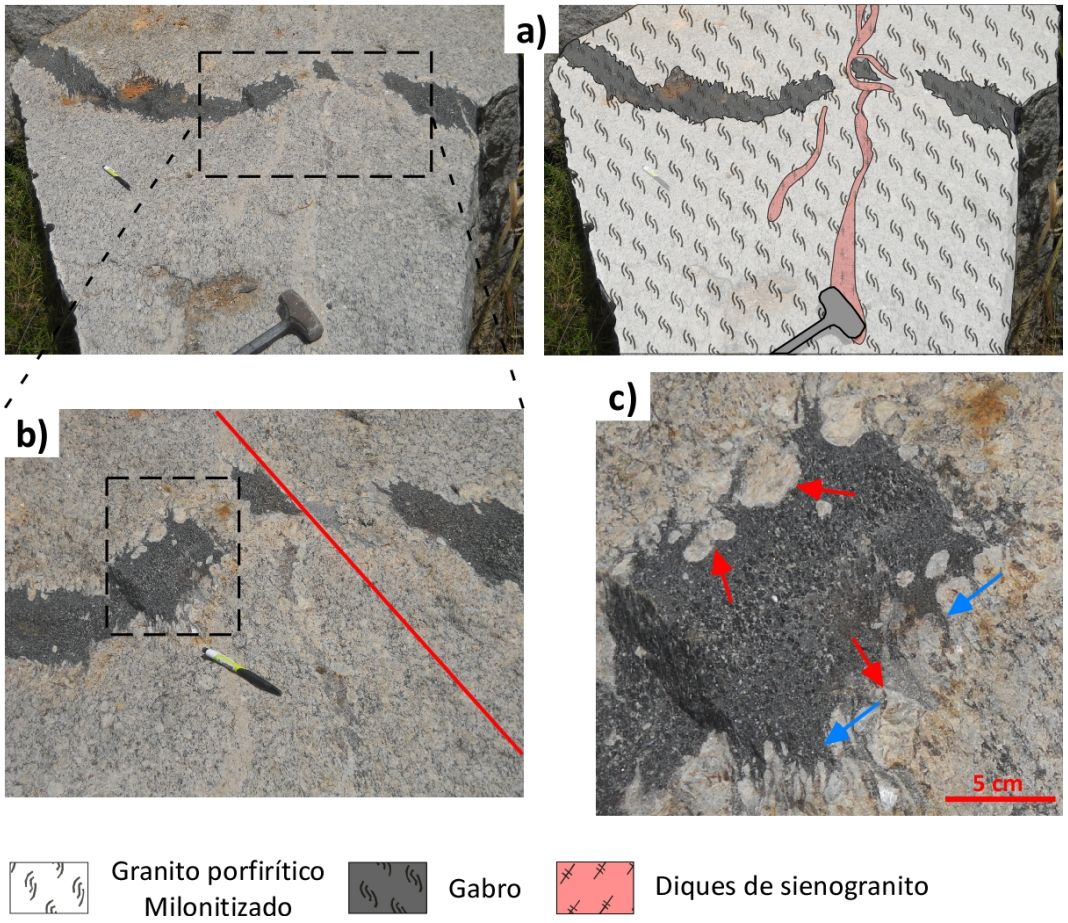


Figura 39. Dique sienograníticos e máficos intrudindo o granito porfirítico da unidade Charnockito Serra da Prata (Afloramento CH13). a) dique tabular sinuoso e foliação interna concordante com a encaixante. Além se apresentam diques de sienogranito (sub) concordantes com a foliação milonítica da encaixante. b) detalhe do dique máfico indicando a concordância das sugerindo deformação concomitante. c) Detalhe da figura b (retângulo em linhas pontilhadas em b) do dique máfico com variação na granulação da borda para o centro e cristais de feldspato potássico pingados (indicados pelas setas vermelhas). As bordas irregulares do dique ("serrilhadas") indicam entrada de material do dique máfico pelas paredes da encaixante (indicado pelas setas azuis).

- Corpo ígneo com dimensões entre 2,5-3m sub-arredondado, de composição sienogranítica de granulação fina a media equigranular, geralmente tons vermelhos a rosa. Os contatos entre o sienogranito e o granito porfirítico são retos a sinuosos, apresentam bordas arredondadas e lobadas em direção ao granito (Figura 40a e b). No interior do corpo sienogranítico se observam fragmentos do granito porfirítico ligeira a moderadamente estirados, orientados segundo a estrutura interna do sienogranito (Figura 40c). Apófises de composição sienogranítica também ocorrem inclusos no granito encaixante (Figura 40d). O sienogranito possui uma foliação S_1 milonitica

caracterizada pela orientação preferencial de cristais de feldspato potássico e cristais de quartzo subarredondados, esta foliação é concordante (porem em contra azimute) com a foliação S_1 desenvolvida no granito porfirítico (Figura 41).

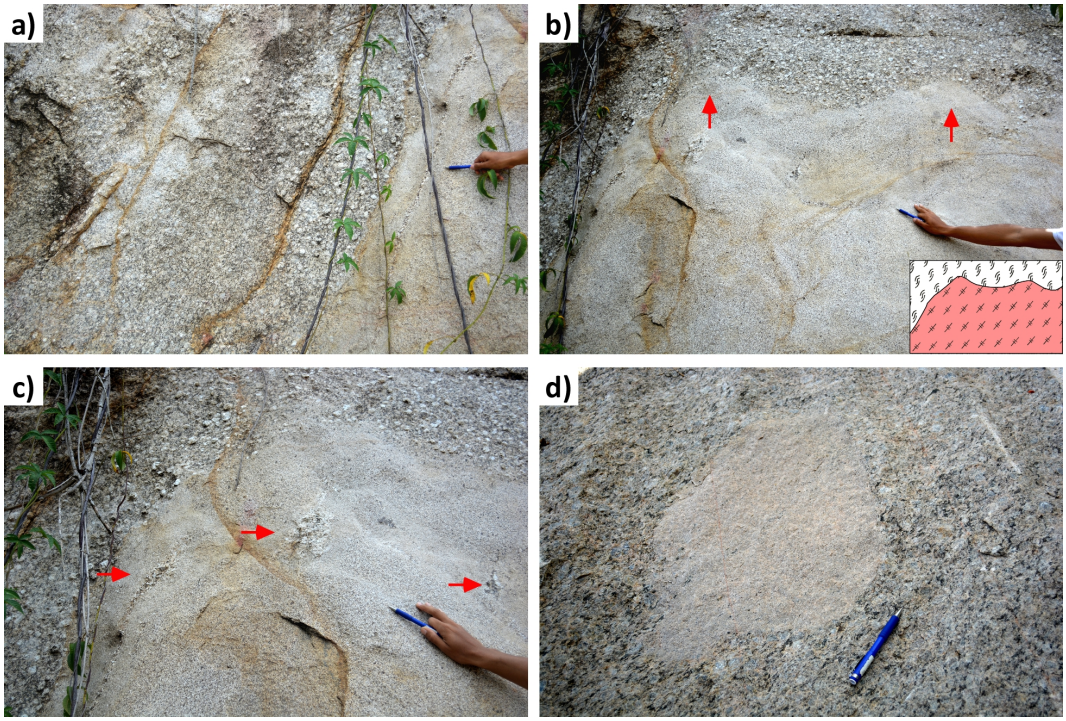


Figura 40. a) detalhe do contato neto entre o granito porfirítico milonitizado e o sienogranito foliado (Afloramento CH13). b) geometria irregular dos contatos com bordas arredondadas e lobadas. Detalhe da figura b) onde se mostra os fragmentos de granito (indicado pelas setas vermelhas) dentro do sienogranito. d) *Apófises* de sienogranito dentro do granito porfirítico milonitizado.

- Corpo máfico encontrado na região da Serra da Prata, nomeado aqui informalmente como Gabro Pratinha, correspondem a gabros (*sensu lato*), texturalmente este litotipo apresenta-se como inequigranular variando de fino a médio.

a) Analise estrutural

Os granitos porfiríticos da Unidade Serra da Prata aflorantes neste subdomínio exibem uma marcante deformação pervasiva, caracterizada pelo desenvolvimento de uma foliação S_1 protomilonítica. A foliação S_1 é marcada pela orientação preferencial de porfiroclastos de feldspato e orientação preferencial de minerais máficos. Tipicamente tem atitude S20º-50ºW, com mergulhos entre 60º-80º para N, e lineação de estiramento mineral com mergulho 40º-55º caindo para N31º-23°E (Figura 42a). Porfiroclastos tipo σ de feldspato potássico indicam cinemática predominante dextral para esta foliação S_1 gerada em regime tectônico transtensivo. Discretas zonas de cisalhamento com largura entre 5 - 10 cm, que imprimem texturas miloníticas a ultramiloniticas são concordantes com a foliação S_1 (Figura 42c).

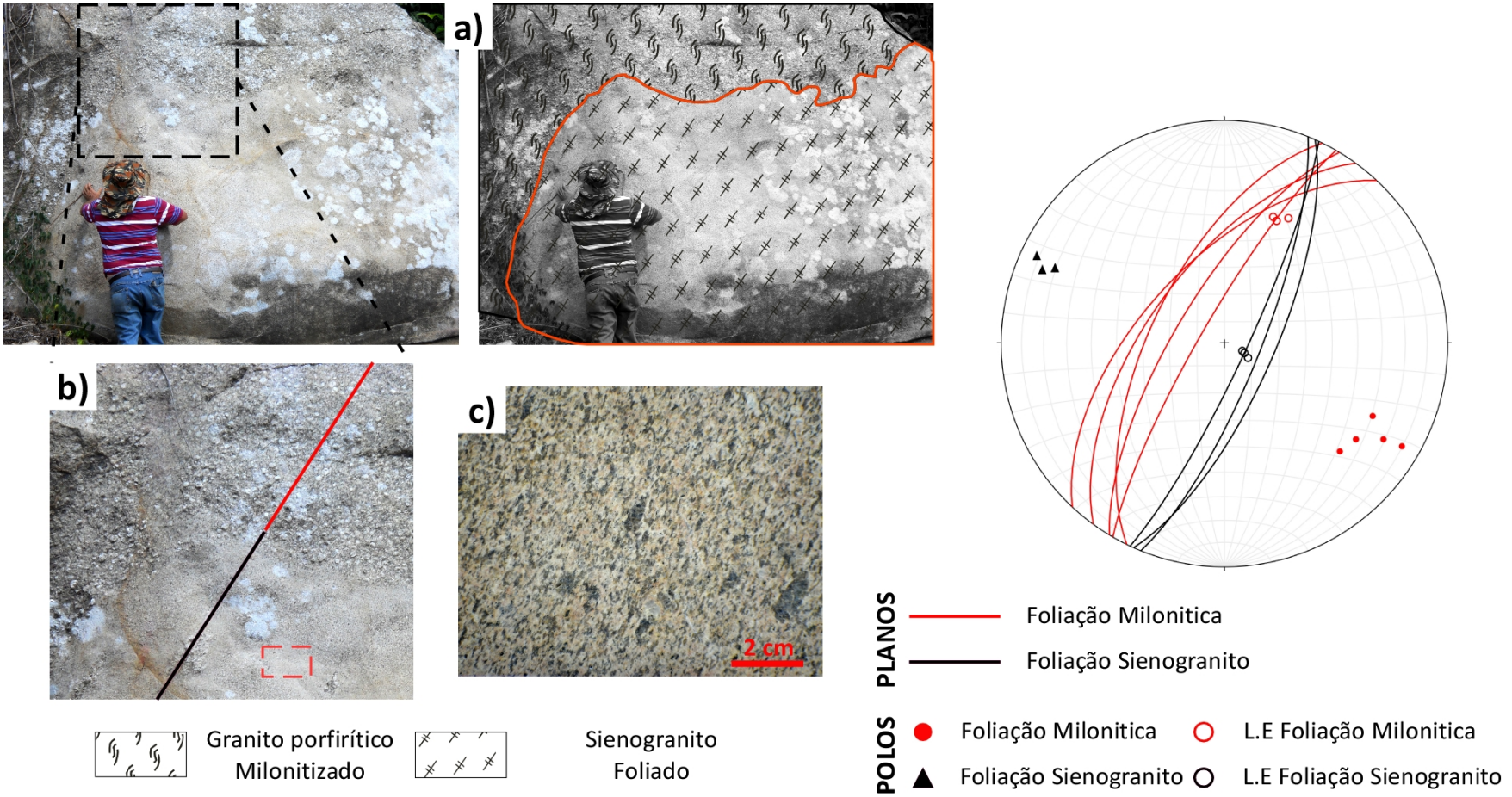


Figura 41. a) plúton de composição sienogranítica intrude o granito porfirítico da unidade Serra da Prata incorporando fragmentos deste (Afloramento CH13). b) Detalhe do contato irregular entre o dique sienogranítico e o granito, se observa concordância da atitude da foliação magmática no dique e da foliação milonítica na encaixante. c) detalhe da foliação S_1 no sienogranito (retângulo em b). Na parte direita da figura observa se o Estereograma hemisfério inferior de Schmidt mostrando as orientações concordantes das foliações miloníticas das rochas relacionadas.

O corpo intrusivo de composição sienogranítica que corta o granito porfirítico possui uma estrutura interna planar penetrativa. Esta foliação é concordante com a foliação milonítica S_1 desenvolvida no granito (mas com atitude em contra azimute, Figura 41 e Figura 42b). Os contatos arredondados e moderadamente lobados entre litotipos sugerem que este sienogranito intrudiu a encaixante granítica quando esta se encontrava em um estado de baixa viscosidade (parcialmente cristalizado), indicando uma contemporaneidade do magmatismo granítico da unidade Serra da Prata com o magmatismo responsável pela geração destas rochas sienograníticas. Estas relações de contato e a concordância das estruturas planares nas duas rochas, a presença de diques de composição sienogranítica em (sub) paralelismo com a foliação milonitica S_1 do granito porfirítico (Figura 39a) sugere que a deformação ocorreu concomitantemente para as duas rochas.

O Gabro Pratinha que aflora neste subdomínio apresenta uma foliação marcada pela orientação preferencial de agregados de minerais máficos e plagioclásio. Foi principalmente identificada nas áreas onde a rocha se encontra parcialmente intemperizada realçando e permitindo observar melhor a orientação preferencial dos minerais máficos, ou onde os enclaves de granito se encontram alinhados definindo a foliação junto com a orientação preferencial dos minerais. Esta foliação tem rumo S40º-60ºW e mergulho de 70-80º para o N, ocorre concordante a subconcordante a orientação da foliação milonítica S_1 presente no granito porfirítico encaixante (Figura 42b ~~e~~ Figura 43).

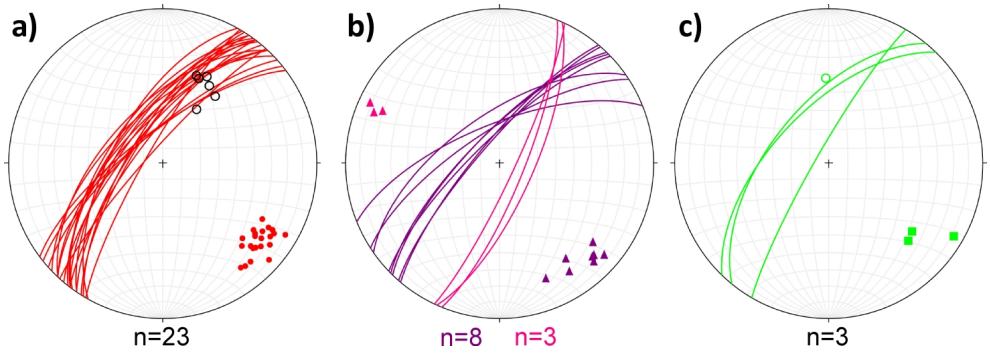


Figura 42. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica). a) orientação da foliação milonítica S_1 e sua lineação de estiramento (círculos pretos) nos granitos porfiríticos da unidade Serra da Prata. b) Atitude da foliação S_n nos gabros associados aflorantes na área (feições em cor roxa) e dos corpos de sienogranito de intrude o granito (feições em core lilás). c) orientação das zonas de cisalhamento discretas e sua lineação de estiramento (círculos verdes) encontradas nos granitos porfiríticos da unidade Serra da Prata.

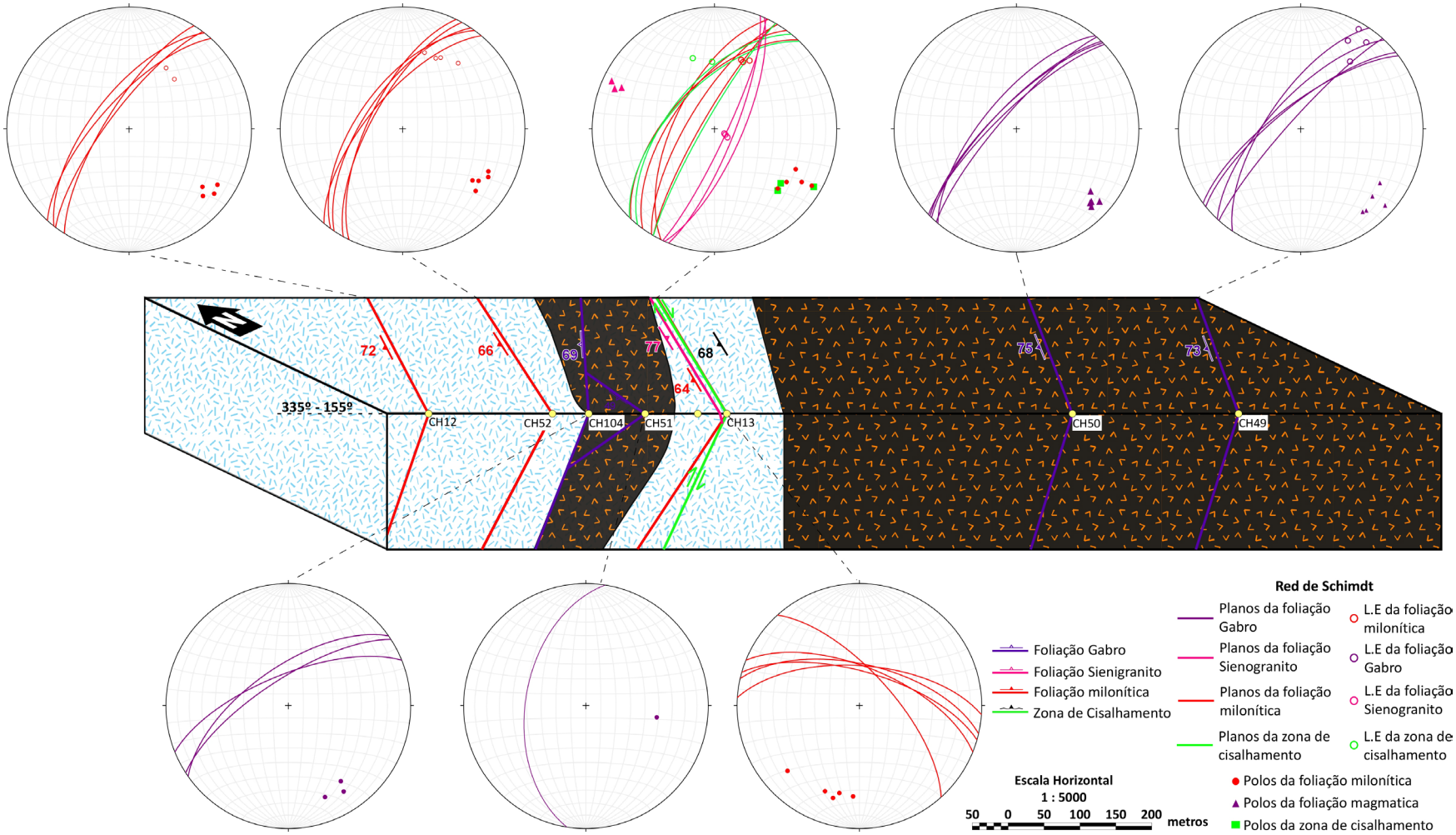


Figura 43. Perfil esquemático do subdomínio Fazenda do Goiano onde se exibe a relação espacial entre as foliações encontradas nos diferentes litotipos encontrados na área.

4.1.2.3 Subdomínio Rouxinho

Este subdomínio corresponde à zona localizada no limite NW da Serra da Prata, em direção ao corpo da serra do Mucajaí. Neste subdomínio se apresentam granitos (*lato sensu*) deformados da unidade Serra da Prata e diques sienograníticos descritos a seguir:

- Rochas graníticas de cor vermelha variando para marrom e avermelhado amarronzado com tamanho de grão médio a grosso equigranular, com foliação milonitica e estrutura augen, com porfiroclastos de feldspato potássico com formas elípticas a subarredondadas e eixo maior entre 0,5-3 cm, por vezes apresenta bordas manteadas completas a parciais de plagioclásio (Figura 44). A composição da rocha varia entre granito a quartzo-monzonito, enclaves de composição gabróica, finos a médios, exibindo contato nítido com o granito, alongados em direção concordante com a foliação desenvolvida nestes granitóides (Figura 44c).

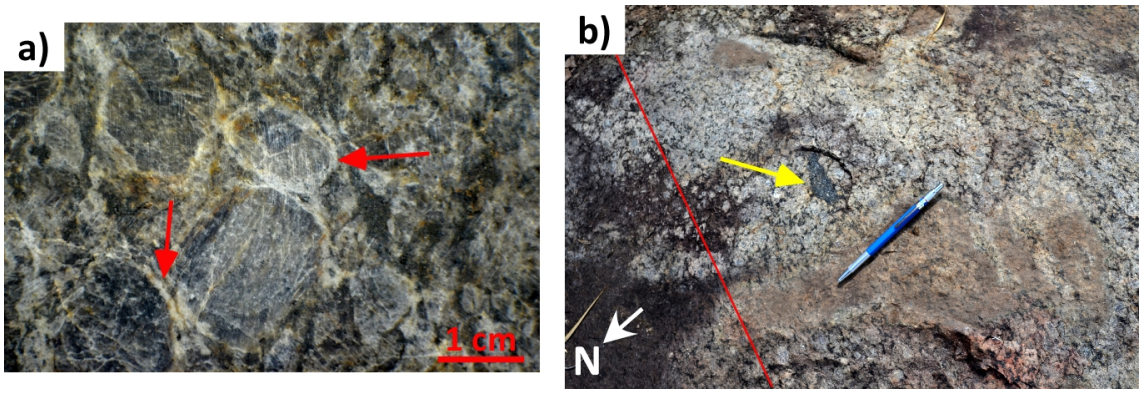


Figura 44. a) Aparência mesoscópica da textura rapakivi preservada, com mantos parciais ou completos de plagioclásio (indicada pelas setas vermelhas) nos granitos aflorantes no subdomínio Rouxinho. b) Enclaves máficos (assinalados com seta amarela) alongado em direção concordante com a foliação principal (linha vermelha).

- Diques de textura fina a média, de tons vermelhos a rosa e composição sienogranítica. Possuem larguras de 1-2 m, colocados concordantemente com a foliação S_1 desenvolvida nos granitos (Figura 45). Do mesmo modo que no subdomínio da Fazenda do Goiano estes corpos de sienogranito possuem foliação milonitica S_1 definida pela orientação preferencial de cristais de feldspato potássico e quartzo.

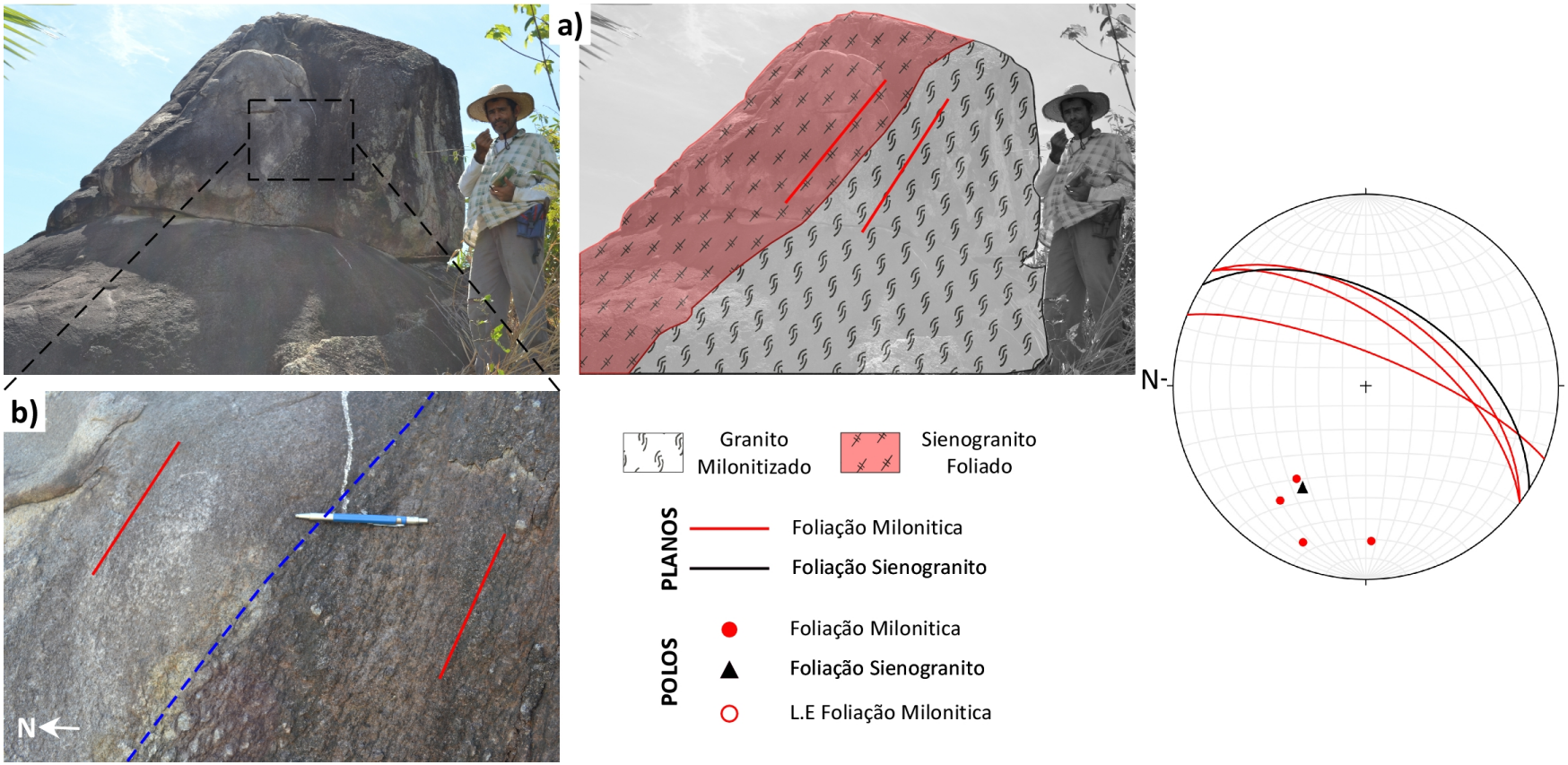


Figura 45. a) Ocorrência de diques de composição sienogranítica que cortam os granitóides deste subdomínio (Afloramento CH90). Notar a orientação da foliação milonitica no sienogranito é paralela à foliação S_1 milonitica do quartzo-monzonito (atitude da foliação indicada pela linha vermelha nas fotos). O retângulo em linhas pontilhadas indica a posição da figura b. b) Detalhe do contato entre o dique de sienogranítico e o charnockito (indicado pela linha azul), e o paralelismo na orientação das foliações das duas rochas. Na parte direita da figura observa se o Estereograma hemisfério inferior de Schmidt mostrando as orientações concordantes das foliações desenvolvidas nas duas rochas relacionadas. O estereograma foi rotado 90º para oeste.

a) Analise Estrutural

Os granitóides da unidade Serra da Prata que afloram nesta área se caracterizam por desenvolver uma textura predominantemente protomilonítica, localmente ocorrem texturas miloníticas. A foliação milonítica S_1 é fornecida pela orientação preferencial de porfiroclastos de feldspato em estrutura augen.

A orientação da foliação S_1 é variável, foram identificados 3 conjuntos de foliações que definem um padrão anastomosado da foliação S_1 neste subdomínio (Figuras 46 e Figura 47):

- Conjugado formado por foliações orientadas N10°-40ºW e S50°-80ºE com mergulhos entre 50°-60º. A lineação de estiramento para a foliação NW tem caimento 42°-56º para entre N80°-70ºE enquanto que a lineação de estiramento para a foliação SE tem caimento 53-68º para N10°-30°W.
- Conjugado composto pelas foliações com atitude entre N50°-60ºE e S67°-84ºW, com mergulhos entre 50-70º para o Sul.
- Por vezes a foliação S_1 também se orienta no intervalo de S0º-10W com mergulhos entre 50°-60º e lineação de estiramento com obliquidade 18-20º para N11°-15ºW. As lineações de estiramento descritas estão definidas pelo estiramento de agregados de biotita.

Além destas feições deformacionais, localmente se apresentam discretas zonas de cisalhamento ultramiloniticas entre 2 - 10 cm de largura, identificando dois grupos (Figura 46b): i) grupo com orientação entre N60° -70°W e mergulho médio de 70° para o N, e ii) grupo formado pelo conjugado N69°E e S90°E com mergulho médio de 70° para o S

As rochas de composição sienogranítica ocorrem também em estruturas tensivas tipo *tension gashes* com orientação N12W/60E, sugerindo transcorrência dextral associado com a instalação da foliação S_1 (Figura 48a), posteriormente afetado por uma estrutura rúptil-dúctil deformando-o e se comportando com um indicador sigmoidal assimétrica de cinemática dextral (Figura 48b).

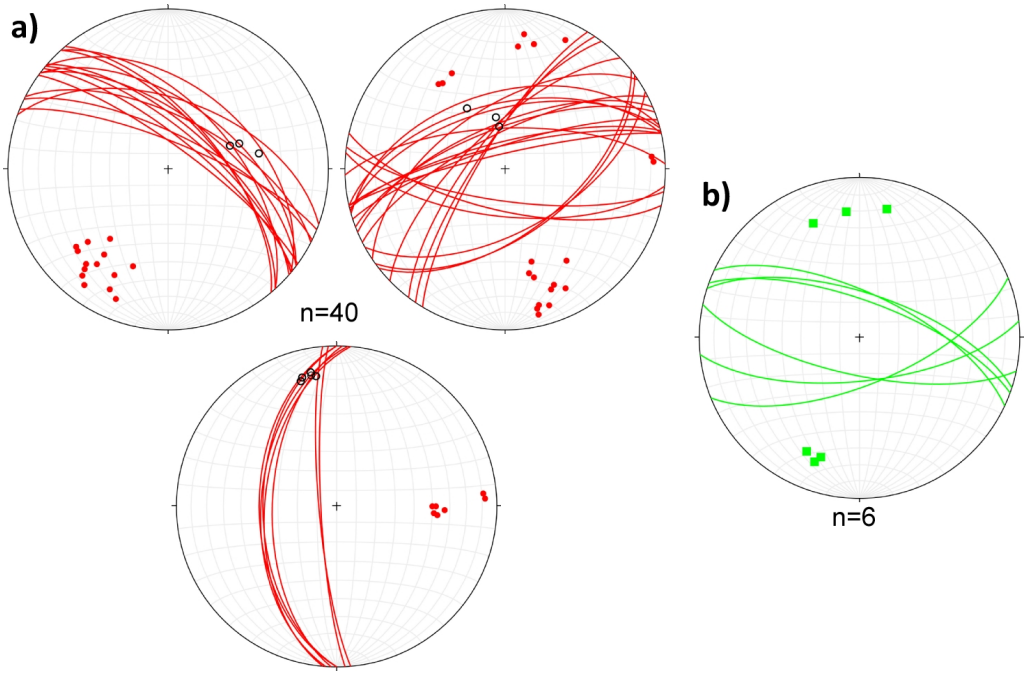


Figura 46. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica). a) orientação dos três conjuntos de foliação milonítica S_1 definidos e suas lineações de estiramento (círculos pretos) nos granitóides da unidade Serra Prata. b) orientação das zonas de cisalhamento discretas encontradas nos granitos.

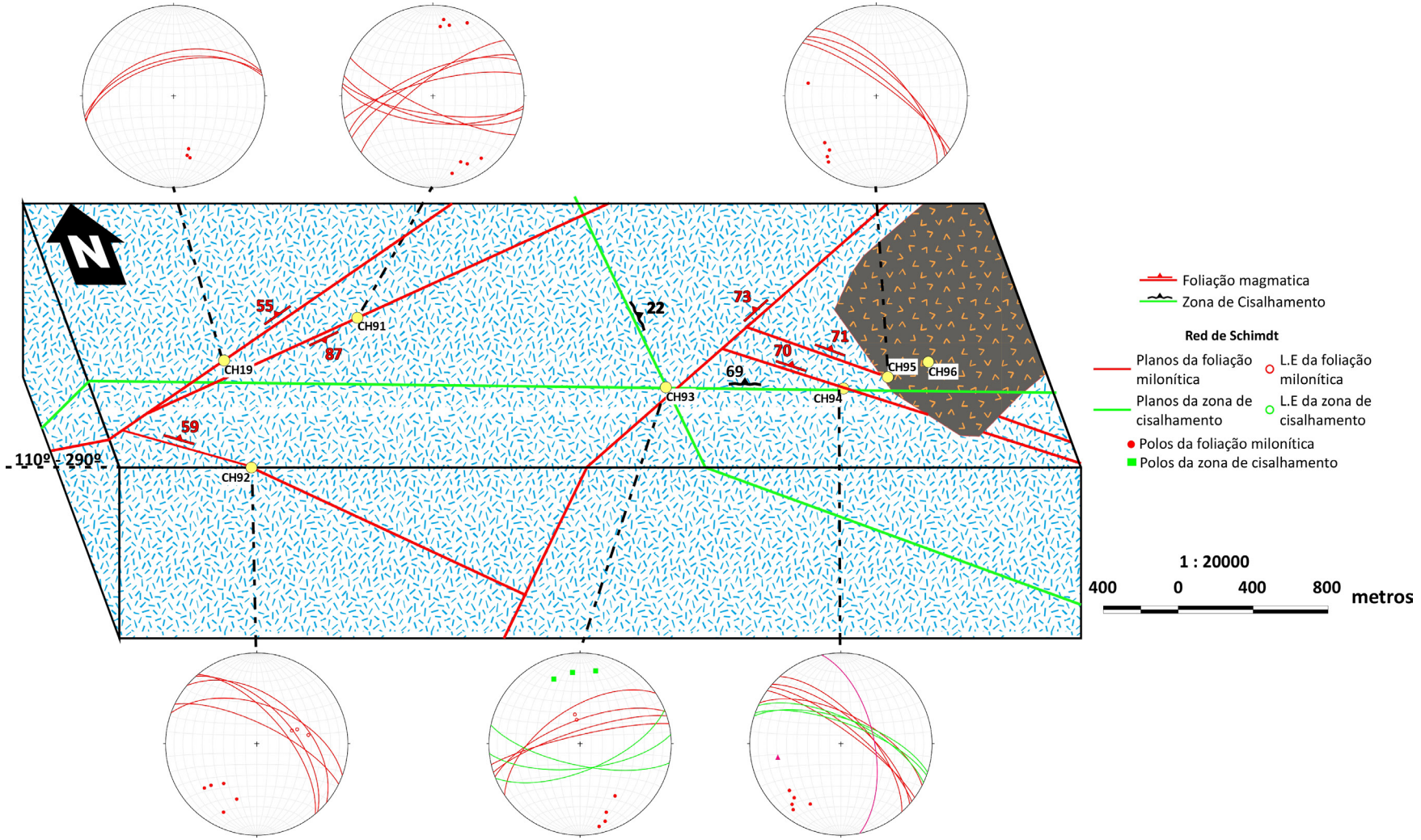


Figura 47. Perfil esquemático do subdomínio Rouxinho onde se exibe a relação entre espacial das foliações e zonas de cisalhamento encontradas na área.

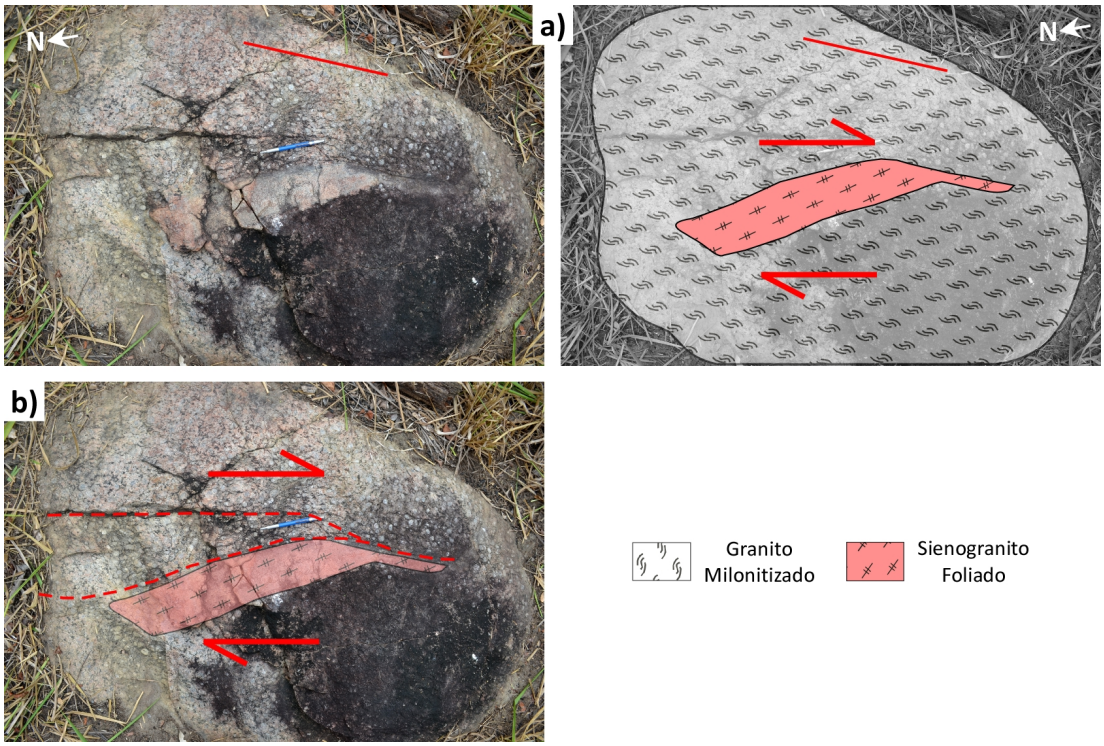


Figura 48. a) Estrutura extensional tipo *tension gashes* preenchido por material de composição sienogranítica associado a instalação da foliação S_1 sugerindo transcorrência dextral (Afloramento CH94). b) O *tension gashe* posteriormente afetado por uma estrutura rúptil-dúctil deformando-o e se comportando com um indicador sigmoidal assimétrico de cinemática dextral.

b) Petrografia, microestruturas e mecanismos de deformação dos subdomínios Fazenda do Goiano e Rouxinho.

Serão caracterizados os litotipos que afloram nestes subdomínios, granitóides da unidade Serra da Prata variavelmente milonitizados, sienogranitos foliados associados e diques máficos.

Granitos milonitizados: Estão constituídos por porfiroclastos de feldspato potássico, em matriz de grão fino a médio constituída por plagioclásio, quartzo, biotita subordinada e hornblenda que ocorre restritamente no subdomínio Rouxinho. Também apresentam ortopiroxênio, titanita, magnetita, epidoto e alanita como minerais acessórios, restritamente ocorre sericita secundária em núcleos do plagioclásio.

Estas rochas apresentam foliação milonítica S_1 bem desenvolvida, definida pela disposição preferencial das fitas de quartzo estirado acompanhado por cristais de biotita e hornblenda alinhada e pela orientação preferencial de forma de porfiroclastos de feldspato potássico. As fitas de quartzo e cristais de biotita são desviados contornando os porfiroclastos formando padrões de dobramento isoclinais (Figura 49).

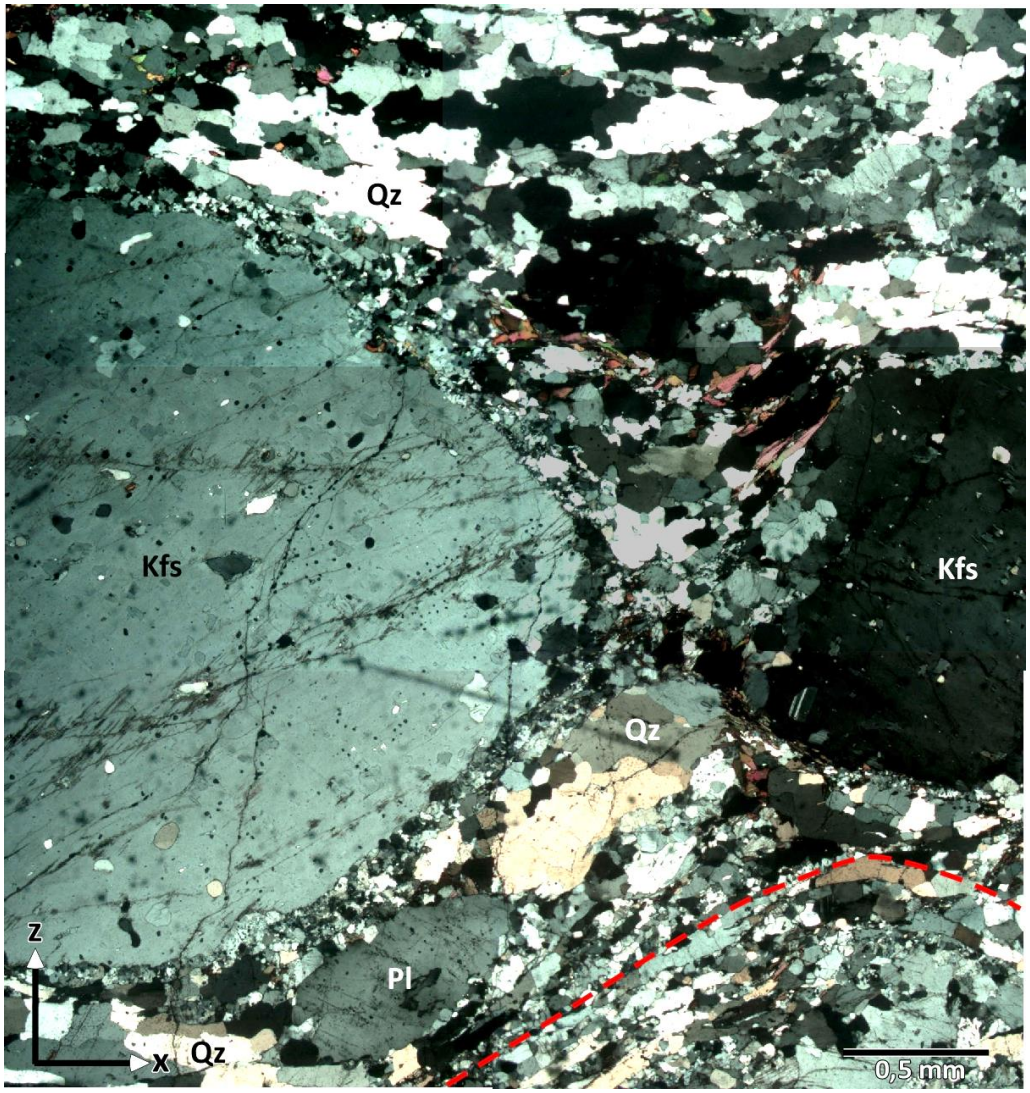


Figura 49. Aspecto geral dos granitóides milonitizados da unidade Serra da Prata, augen gnaisses. Observe-se porfiroclastos de feldspato potássico (Kfs) contornados pelas fitas de quartzo (Qz) e biotita alinhada formando padrões de dobramento isoclinais (indicado pela linha pontilhada vermelha). Além se apresentam porfiroclastos de plagioclásio (Pl) de menor tamanho respeito aos porfiroclastos de feldspato potássico. Amostra CH13.

As fitas de quartzo consistem de agregados de cristais anédricos alongados com tamanhos entre 0,1-0,3mm e razão axial que varia entre 1:2 e 1:5 nas seções XZ. Por vezes o quartzo apresenta textura granoblástica por recristalização estática.

Os porfiroclastos de feldspato potássico são em geral de aparência subelíptica com bordas moderadamente arredondadas, ocasionalmente exibem textura micropertítica e apresentam inclusões de albita com bordas anédricas-subédricas, moderada extinção ondulante e desenvolvimento de fraturas intragranulares. Possuem razão axial entre 1:5 – 1:2 (no plano XZ, Figura 49) e se dispõem paralelos ou fazendo um ângulo com a foliação milonítica. Em geral os porfiroclastos de feldspato potássico apresentam recristalização dinâmica nas bordas gerando uma estrutura núcleo-manto (*core-mantle structure*). Estão contidos em uma matriz

variavelmente recristalizada com arranjo em bandas máficas e félsicas contornando os porfiroclastos. A despeito da deformação alguns porfiroclastos conservam feições de manteado parcial de cristais anédricos de plagioclásio gerando textura rapakivi (Figura 50).

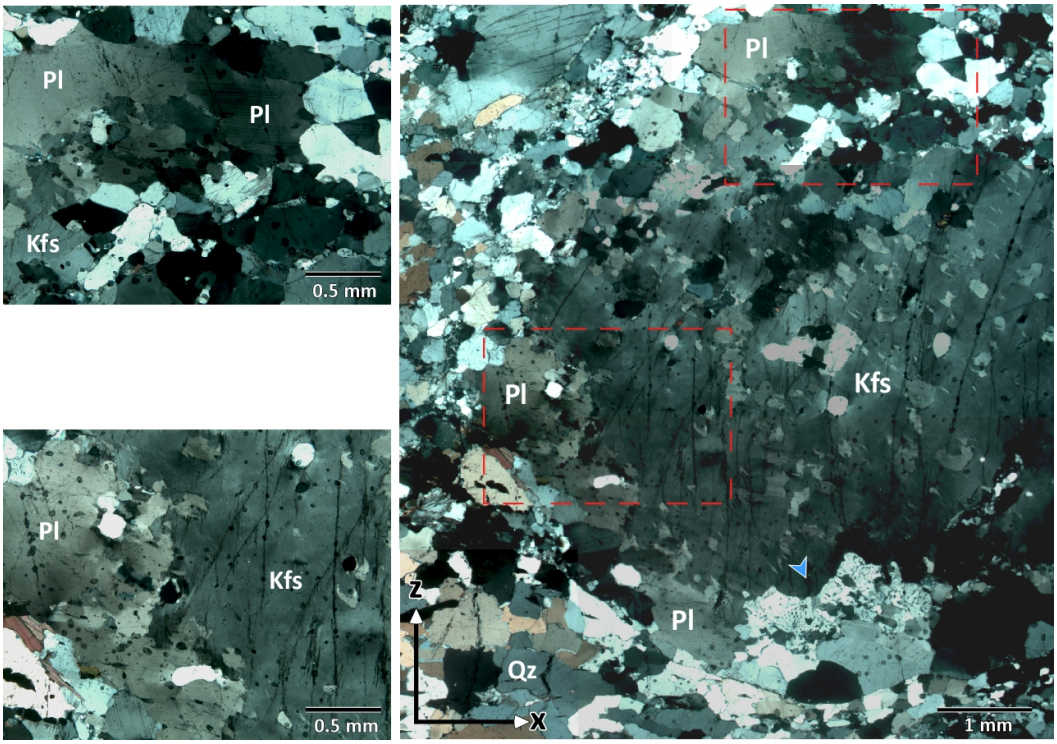


Figura 50. Detalhe de porfiroclasto de feldspato potássico (Kfs) com borda parcialmente manteada por plagioclásio (Pl) e com inclusões de albita. Amostra CH13

A matriz está composta por K-feldspato e plagioclásio recristalizado em mosaicos poligonizados, e relictos de porfiroclastos de plagioclásio com tamanhos entre 0,2 - 1mm mostrando forma elíptica em muitos casos, com sombra de pressão e como subgrãos por recristalização dinâmica.

A hornblenda aparece em cristais prismáticos anédricos, alongados segundo a foliação milonítica S_1 em associação com biotita, magnetita e ocasionalmente epidoto formando bandas descontinuas de agregados máficos. Está localmente desestabilizada com alteração parcial para biotita.

A biotita se apresenta como 3 tipos (Figura 51): i) Biotita 1 (Bt_1) Cristais com habito tabular subédricos a anédricos, em geral com ausência de extinção ondulante, de cor castanho-pálido a marrom avermelhado e tamanhos entre 0,3 - 1mm. Ocorrem como agregados orientados segundo a foliação milonítica, acompanhada de hornblenda, titanita e magnetita, por vezes epidoto gerando bandas descontinuas de agregados máficos (Figura 51a). ii) Biotita

2 (Bt_2) consiste em agregados anédricos com tamanhos entre 0,1 - 0,3mm. Este tipo de biotita se apresenta intersticial entre feldspato potássico e plagioclásio (Figura 51b), ocorre formando textura coronítica em torno de grãos de magnetita (Figura 51c). iii) Biotita 3 (Bt_3) são agregados marrom avermelhado massivos e anédricos produto da desestabilização da hornblenda.

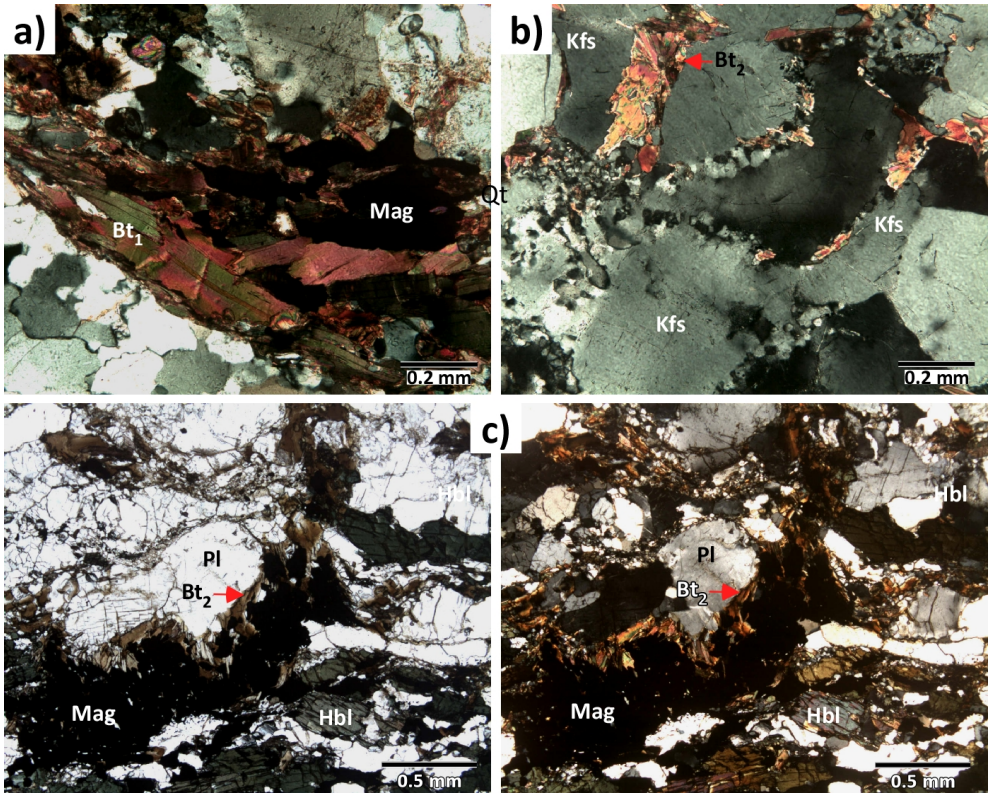


Figura 51. Tipos de biotita presentes nas rochas proto e miloníticas do subdomínio Rouxinho e Fazenda do Goiano. a) Biotita 1 associada com a hornblenda e magnetita (Mag) nas bandas descontinuas de agregados máficos. Amostra CH19. b) Biotita 2 desenvolvida nos agregados intergranulares desenvolvidos nas interfaces de contato do feldspato. Amostra CH91. c) Biotita 2 formando agregados radiais ao redor da magnetita (mineral opaco). Amostra CH53. Bt_1 e Bt_2 = Polítipos da biotita 1 e 2 respetivamente, Pl = Plagioclásio, Kfs = Feldspato potássico, Hbl = Hornblenda e Mag = Magnetita.

A alanita e epidoto ocorrem em cristais euédricos, zonados em geral, a alanita é metamíctica e alterada, dificultando seu reconhecimento. Comumente ocorrem associados a agregados de biotita, hornblenda e magnetita ou isolados nas fitas de quartzo, assim como inclusa nos porfiroclastos de feldspato potássico.

A titanita se dispõe em pequenos cristais anédricos a subédricos associada aos agregados de biotita e magnetita, sem evidencias de fraturamento ou outro tipo de deformação interna (Figura 52). Por vezes encontra-se formando coronas em torno de minerais opacos como fase mineral secundária. A magnetita ocorre em cristais subédricos a anédricos associada a agregados de biotita.

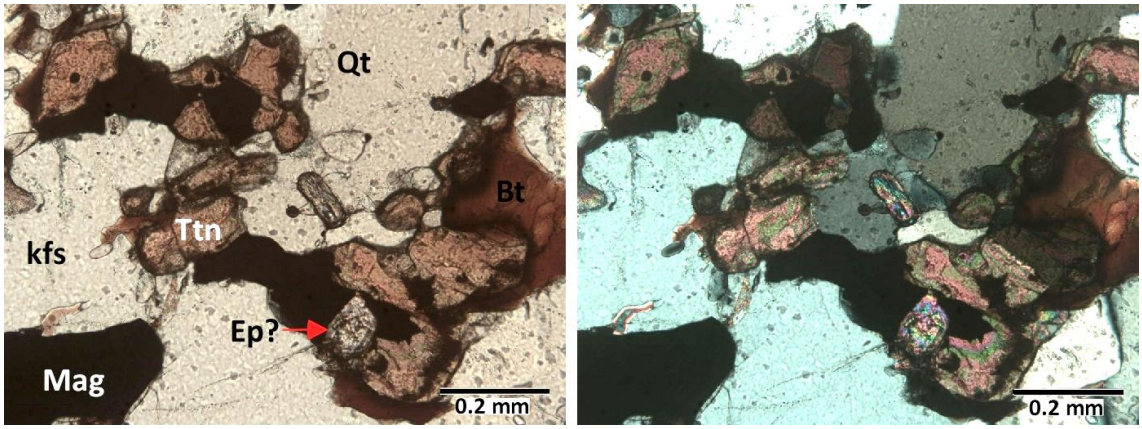


Figura 52. Ocorrência da titânia em associação com a biotita, magnetita e por vezes epidoto. Qz = Quartzo, Ttn = Titanita, Epidoto = Ep, Mag = Magnetita e Kfs = Feldspato potássico. Amostra CH13

- **Microestruturas e mecanismos de deformação gerados em alta temperatura.**

Quartzo: Os limites de grão entre os cristais de quartzo na maioria dos casos são suturados. Estes contatos comumente apresentam amplos a moderados limites retos com desenvolvimento de degraus (*steps*), se intentando aproximar a contatos com geometrias retangulares (Figura 53a). Restritamente estes contatos podem ser serrilhados. Localmente os contatos podem se apresentar aproximadamente retos ou ligeiramente curvados (Figura 53b). Alguns cristais quartzo apresentam desenvolvimento de subgrãos indicando deslizamento no eixo <c>, por vezes tentando evoluir para padrão de subgrãos retangulares (Figura 53c). Podem apresentar limites de subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez (*chessboard pattern*. Figura 53d), a qual denota que parte da deformação foi gerada em temperaturas da ordem de 600° (Khrul, 1996).

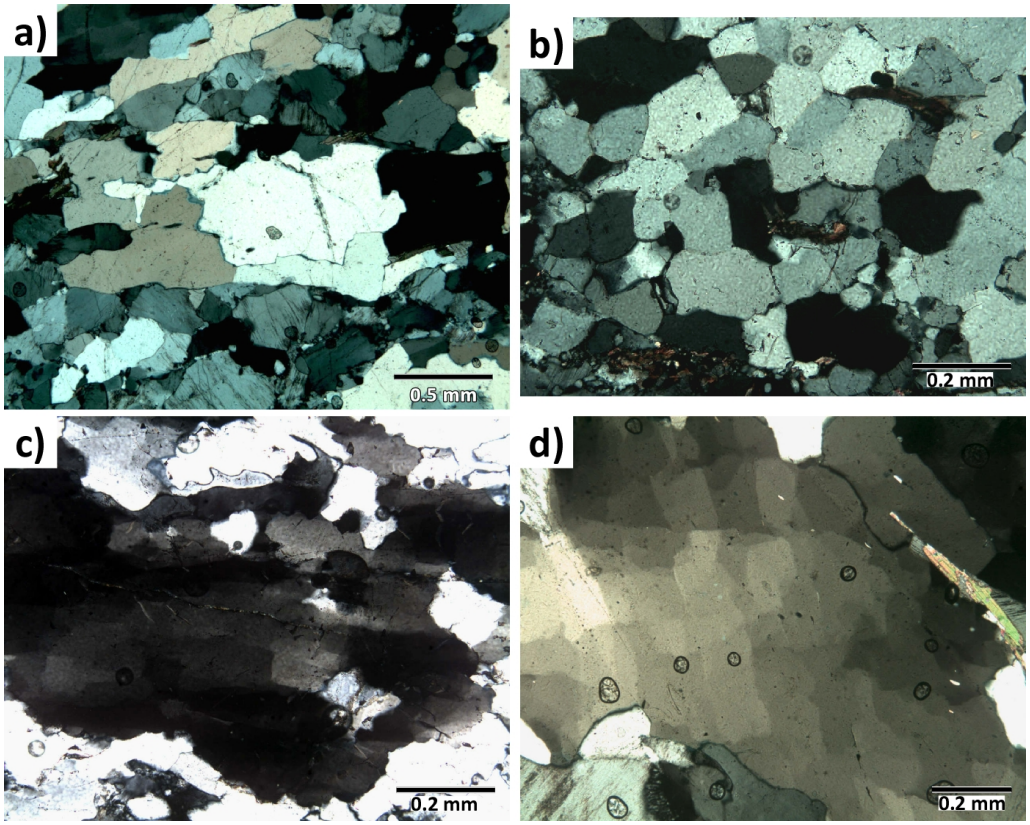


Figura 53. Microestruturas de deformação de alta temperatura desenvolvidas no quartzo. a) Contatos suturados entre cristais de quartzo com amplos a moderados limites retos com desenvolvimento de degrau. Amostra CH13. b) Quartzo com contatos semiretos. Amostra CH94. c) Extinção ondulante desenvolvimento de subgrãos indicando deslizamento <c>. Amostra CH20. d) quartzo com subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez. Amostra CH13

As fitas de quartzo apresentam domínios lenticulares mono e policristalinos isolados de feldspato potássico e plagioclásio. Estes domínios compreendem cristais com tamanhos entre 0,2-0,5mm com razão axial de 1:2, e podem adquirir formas de peixe (*fish shape)* e *boudines,* (Figura 54). Estes domínios apresentam contatos curvados com terminações em cúspide, melhor desenvolvidas (maior amplitude) quando estão orientadas segundo a foliação milonítica. Limites em cúspide ocorrem orientados em alto ângulo em relação à foliação milonítica e estão pobremente desenvolvidos (baixa amplitude).

Feldspato Potássico: Os porfiroclastos encontram-se levemente fraturados, com extinção ondulante. Alguns porfiroclastos podem mostrar porções locais recristalizadas, com subgrãos e novos grãos de tamanho similar e limites retilíneos a levemente lobados (Figura 55), indicando recristalização dinâmica pelo mecanismo de rotação de subgrãos com participação do mecanismo de migração de borda.

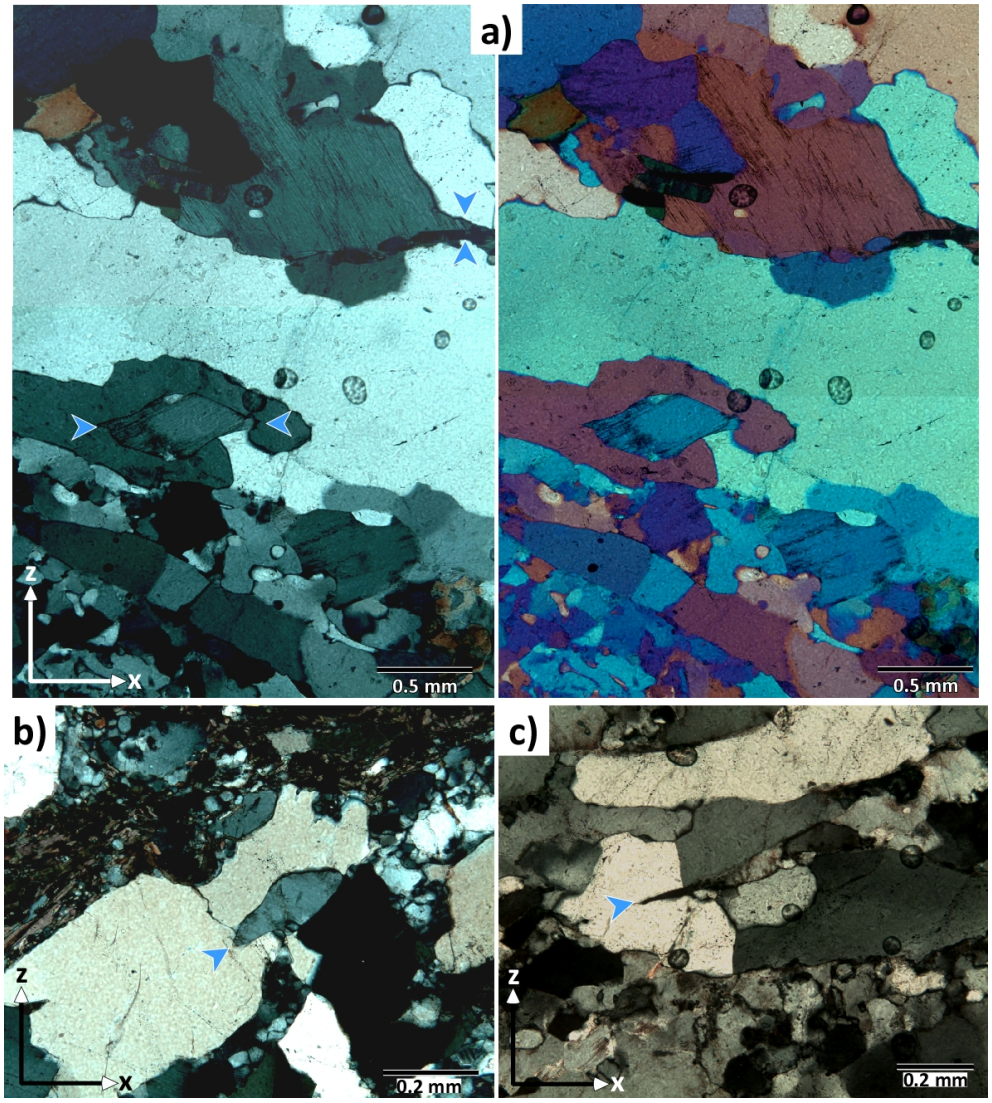


Figura 54. Domínios lenticulares de feldspato potássico e terminações em cúspide desenvolvidos nas fitas de quartzo**.** a) contato entre cristais de feldspato potássico (isolado em forma de peixe) e quartzo em cúspides (indicadas pelas setas azuis). Amostra CH13. b) e c) Domínio de feldspato potássico em quartzo com terminação em cúspide (indicado pelas setas azuis). Amostras CH53 e CH93 respetivamente.

Feldspato potássico na matriz se apresenta recristalizado, compreende cristais com tamanhos entre 0,1 mm até 0,2 mm. Os contatos com os cristais de quartzo são geralmente lobados em direção ao quartzo, por vezes são aproximadamente retos (Figura 56a), enquanto que os contatos com o plagioclásio são lobados em direção ao plagioclásio (Figura 56b).

Plagioclásio: Se apresenta como porfiroclastos de forma elíptica e com menor tamanho que dos porfiroclastos de feldspato potássico, com comprimento de eixo maior entre 1-2 mm. Geralmente apresentam bordas recristalizadas por rotação de subgrãos e novos grãos de tamanho similar com limites retilíneos a levemente lobados, por vezes gerando uma estrutura manteada pela recristalização (*core-mantle structure*, Figura 55c). O plagioclásio da matriz exibe as mesmas feições deformacionais descritas para o feldspato potássico.

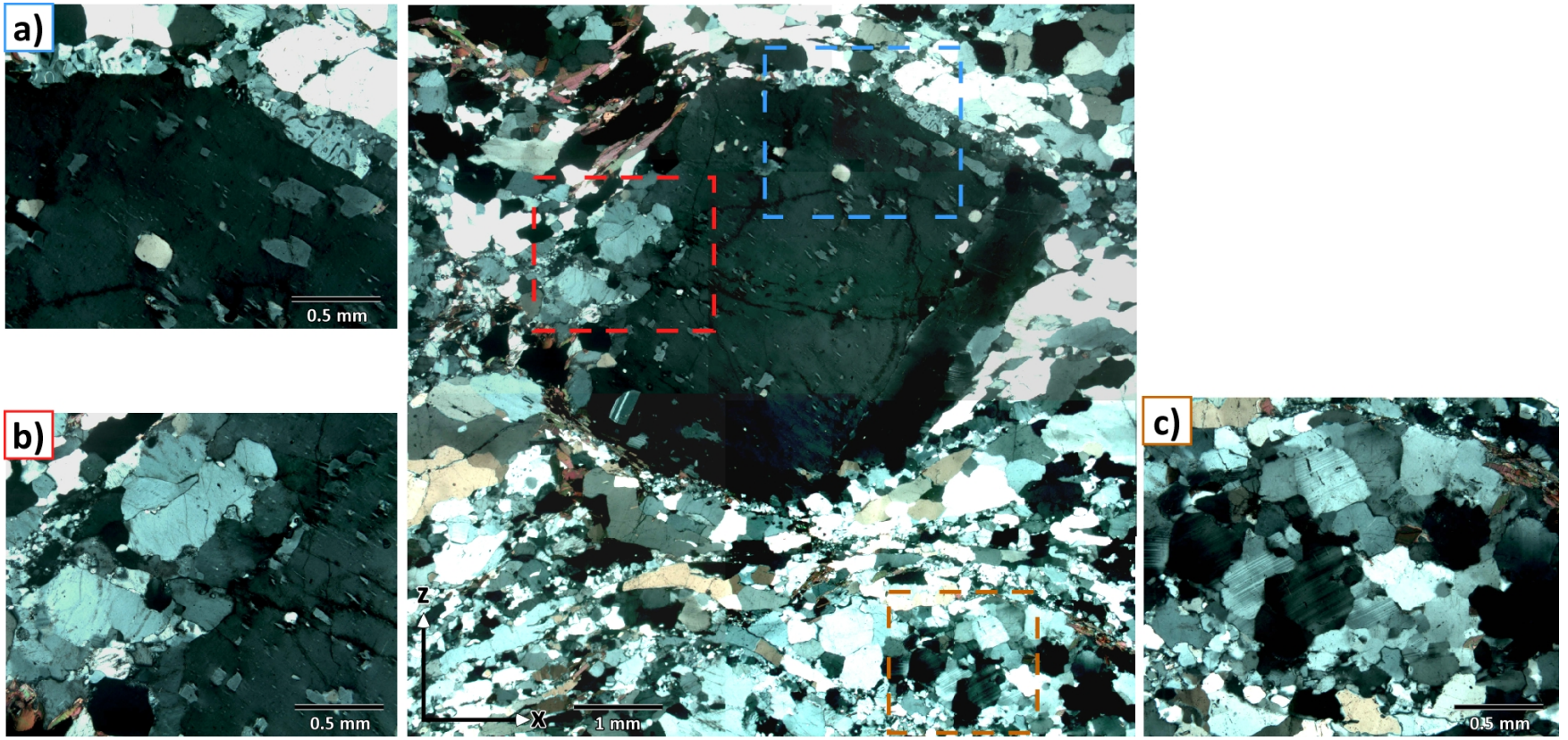


Figura 55. Fotomicrografia em nicóis cruzados de mecanismos de deformação em porfiroclasto de feldspato potássico e matriz. a) textura mirmequítica desenvolvida na faceta do porfiroblasto que é paralela a foliação milonítica. b) recristalização dinâmica em borda do porfiroclasto gerando subgrãos e novos grãos. c) porfiroclastos de plagioclásio na matriz totalmente recristalizados, com subgrãos e novos grãos com contatos leve a moderadamente lobados. O porfiroclasto indica cinemática predominante da deformação sendo dextral. Amostra CH13.

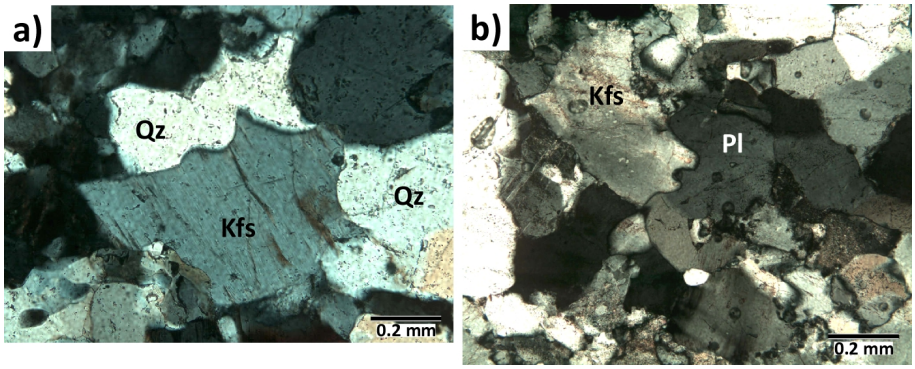


Figura 56. Microestruturas deformacionais desenvolvidos nos feldspatos. a) Contato lobado entre quartzo e feldspato, sendo este em direção para o quartzo. Amostra CH90A. b) contato lobado entre plagioclásio e feldspato potássico. Amostra CH91.

Biotita: A biotita apresenta uma morfologia tabular exibindo leve extinção ondulante. Os cristais que estão alongados segundo a foliação milonítica, apresentam quartzo preenchendo fraturas desenvolvidas paralelamente à clivagem da biotita.

Além destas feições deformacionais, ocasionalmente alguns porfiroclastos de plagioclásio, cristais de quartzo e biotitas desenvolvem microfraturas as quais estão preenchidas por feldspato potássico e quartzo (Figura 57).

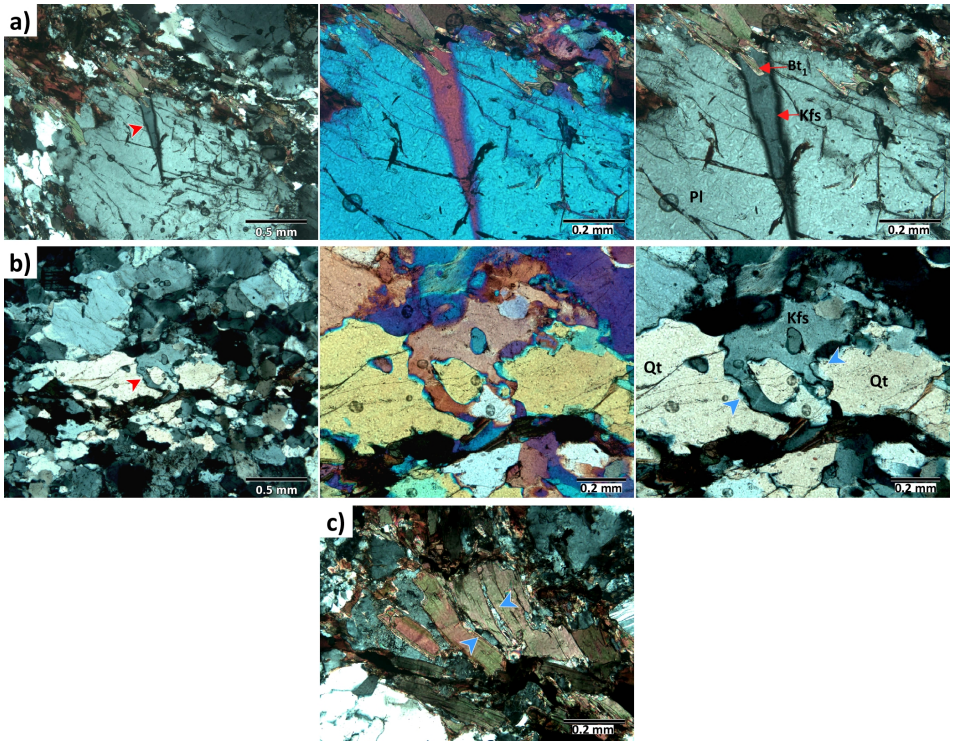


Figura 57. Microfraturas submagmáticas desenvolvidas nas rochas miloníticas do subdomínio Rouxinho e Fazenda do Goiano. a) porfiroclasto de plagioclásio (Pl) com microfratura (indicada pelas setas azuis) preenchida por feldspato potássico (Kfs) e biotita (Bt). Amostra CH19. b) Quartzo (Qz) com microfratura preenchida por feldspato potássico (Kfs). Amostra CH20. c) Biotita (Bt) com fraturas paralelas à clivagem (indicadas pelas setas azuis) preenchida por quartzo e possivelmente feldspato potássico. Amostra CH19.

Os sigmoides de porfiroclastos sugerem predominantemente uma cinemática dextral para a deformação que gerou a textura milonítica (Figura 57 e Figura 58).

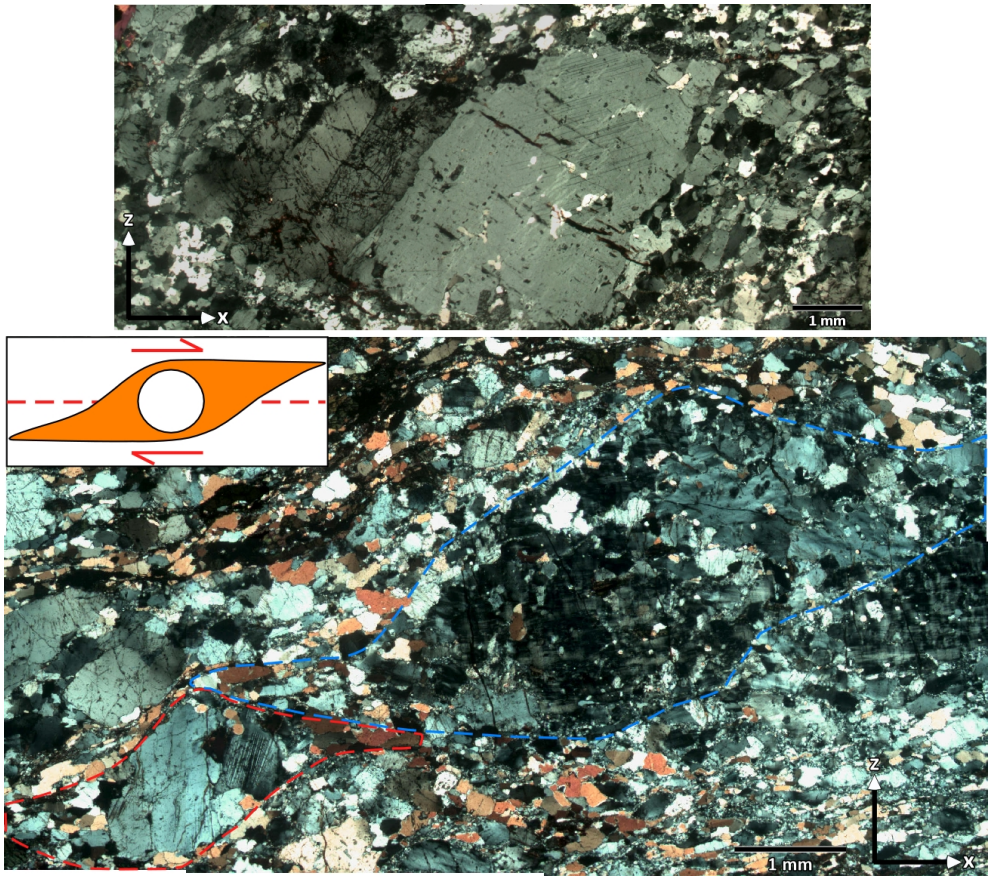


Figura 58. Indicadores cinemáticos tipos sigma sugerindo uma cinemática dextral. Amostras CH19 e CH53

- **Mecanismos de deformação gerados em temperaturas intermediarias a moderadas**

O evento deformacional desenvolvido em altas temperaturas sofreu um retrabalhamento por um evento de mais baixa temperatura. As feições desenvolvidas correspondem a bandas de recristalização protomilonítica que reduzem o tamanho dos cristais em intensidades variáveis (Figura 59). Ocasionalmente ocorre o desenvolvimento de foliação composta tipo S-C, em rochas com maior intensidade de recristalização (Figura 59a). As bandas miloníticas ocorrem principalmente nos nas bandas de minerais máficos onde se apresenta abundante biotita. A biotita e as micas em geral constituem minerais com baixa resistência a deformação em comparação com outros silicatos (Tullis, 2002). De modo que durante o retrabalhamento das microestruturas preexistentes, a biotita ajudar a concentrar e localizar a deformação (Tullis, 2002; Johnson *et al.,* 2004).

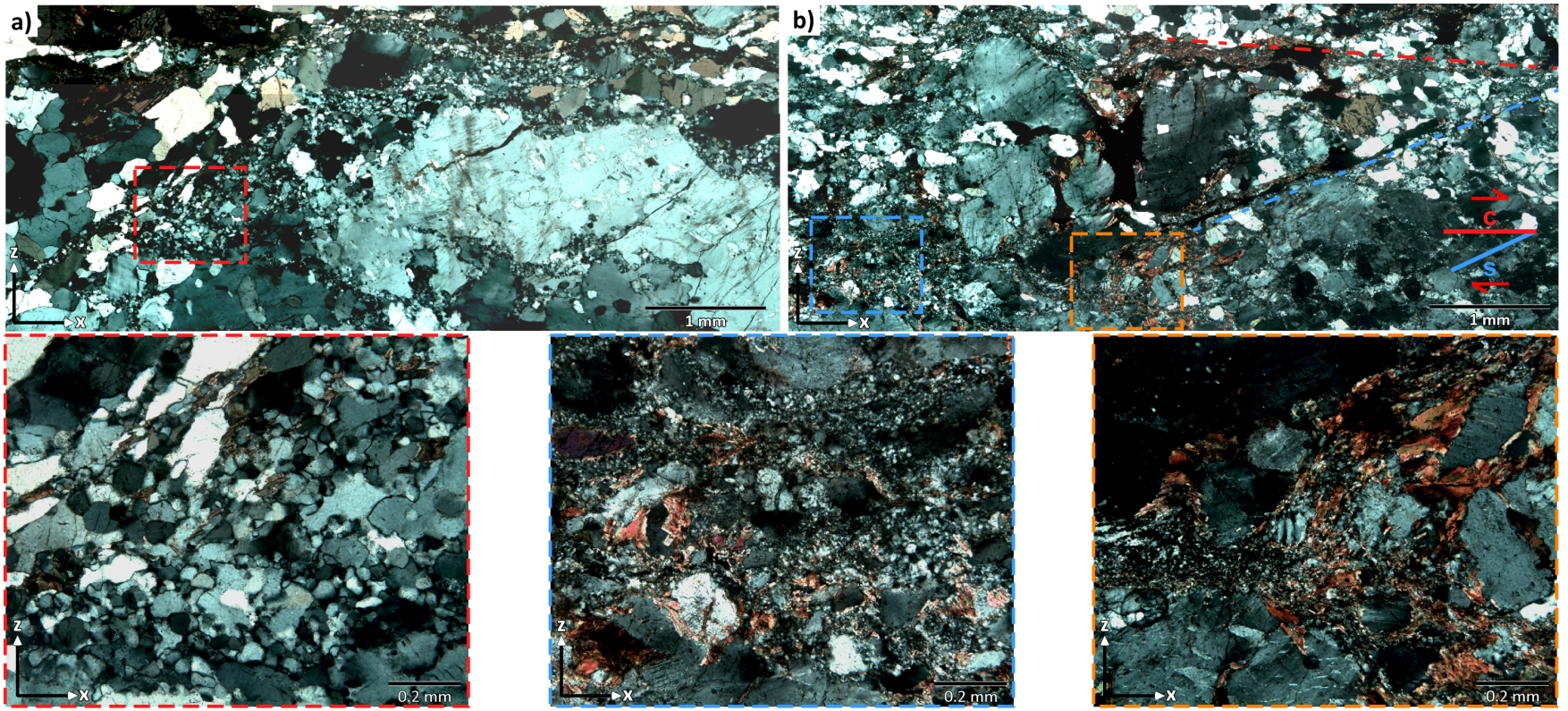


Figura 59. Desenvolvimento de bandas de deformação e recristalização. Aqui se apresentam dos extremos na intensidade da recristalização. a) Bandas com recristalização e retrabalhamento moderado das estruturas preexistentes onde se observa recristalização dinâmica, diminuição do tamanho de grão de quartzo e feldspato potássico (quadro em vermelho) e nucleação de biotita. Amostra CH53. b) banda com intensa recristalização e diminuição de tamanho de grão pela combinação de processos de bulging e rotação de subgrão, gerando uma matriz fina com nucleação e neformação de biotita (quadros em cor azul e laranja) e foliação composta S-C, indicando cinemática dextral para esta deformação. Amostra CH94.

As bandas miloníticas consistem principalmente de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotitas com recristalização dinâmica por forte redução do tamanho de grão, encontrando-se bordeando os porfiroclastos de feldspato potássico (Figura 59a).

Quartzo: Apresenta recristalização nas bordas formando subgrãos e novos grãos poligonizados com contatos retos e tamanhos entre 100-150 µm.

Feldspato potássico e plagioclásio: Os porfiroclastos e cristais que constituem a matriz, apresentam recristalização dinâmica com redução do tamanho de grão nas bordas, formando diminutos grãos e novos grãos com limites difusos e retos com granulação entre 50–100 µm (Figura 60a e b). Este tipo de retrabalhamento dos limites sugere recristalização dinâmica pelos mecanismos *bulging* (*Bulging recrystallization*) com participação de rotação de subgrãos (*Subgrain rotation recrystallization*). Os porfiroclastos e cristais da matriz de plagioclásio e feldspato potássico apresentam ocasionalmente intercrescimentos mirmequíticos desenvolvidos nas interfaces paralelas à foliação milonítica (Figura 55a). Ocasionalmente o plagioclásio desenvolve *kinking*, dobrando geminação polissintética (Figura 60c).

Biotita: Apresenta principalmente fragmentação e recristalização dinâmica dos grãos primários (Bt_1) gerando fragmentos entre 50-100 µm ou desenvolvendo bandas king (Figura 60d). Adicionalmente as bandas miloníticas e interfaces de contato entre plagioclásio e feldspato potássico que exibem retrabalhamento, se caracterizam pelo desenvolvimento de biotita secundaria (Bt_2) (Figura 59b).

Hornblenda: Apresenta leve extinção ondulante e fragmentação mecânica em distintas intensidades. Ocasionalmente a fragmentação é tão intensa que os cristais de hornblenda conseguem gerar estrutura núcleo-manto (*core-mantle structure*).

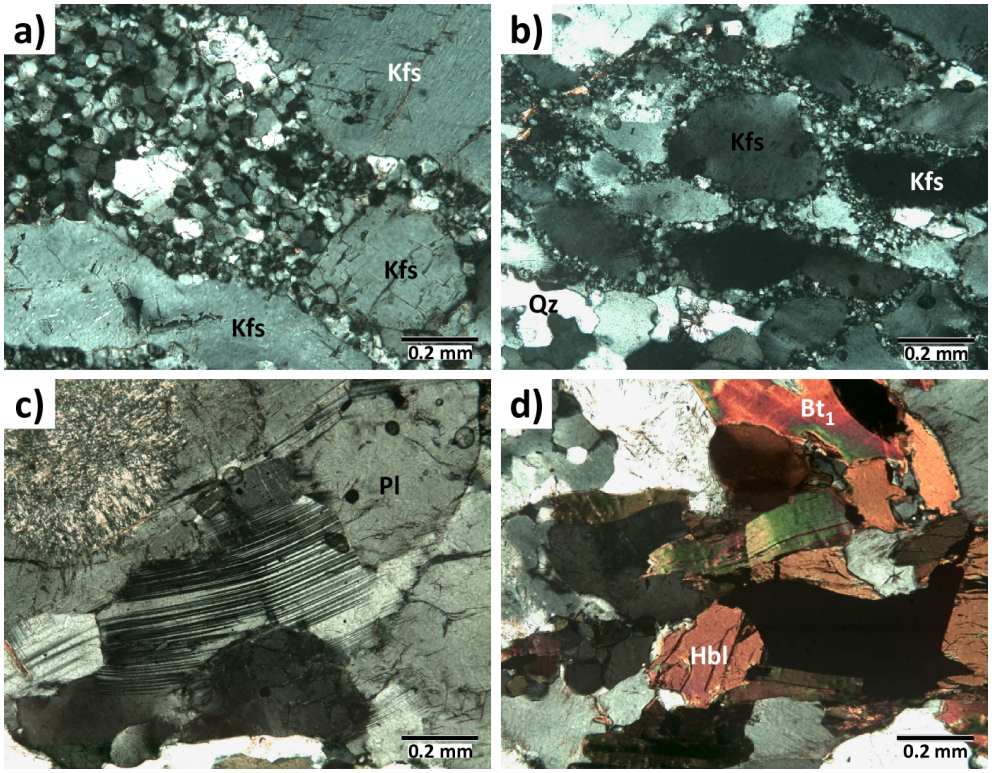


Figura 60. Feições de baixa temperatura presentes algumas das fases minerais. a) e b) recristalização dinâmica desenvolvida nas bordas dos porfiroclastos e interfases entre os cristais de feldspato e plagioclásio. c) *kinking* em plagioclásio. Amostra CH19. d) Kinking em biotita. Amostra CH91. Pl = Plagioclásio, Kfs = Feldspato potássico, Hbl = Hornblenda e Bt = biotita.

O desenvolvimento destas feições de retrabalhamento gera gradientes de deformação exibido pelas mudanças na textura da rocha. A intensidade da deformação aumenta gradualmente de NW (limite com a suíte intrusiva Mucajaí) para SE (interior do plúton Serra da Prata). Assim as rochas passam de protomilonito até ultramilonito (Figura 61). Provavelmente está atual configuração seja o reflexo do último evento deformacional sofrido por estas rochas.

Sienogranitos: Serão caracterizados petrograficamente e processos deformacionais nos corpos sienograníticos que se encontram intimamente relacionados com os granitóides da unidade Serra da Prata, destacando-se um corpo menor da área do subdomínio Fazenda do Goiano (Figura 41, Amostra CH13 Sien) e o dique que aflora no subdomínio Rouxinho (Figura 45, Amostra CH90B em Sienogranito). Correspondem a rochas com textura fina a media inequigranular, constituídos por quartzo, feldspato potássico principalmente, ocorre biotita e plagioclásio subordinados. Zircão, alanita, apatita e magnetita são minerais acessórios.

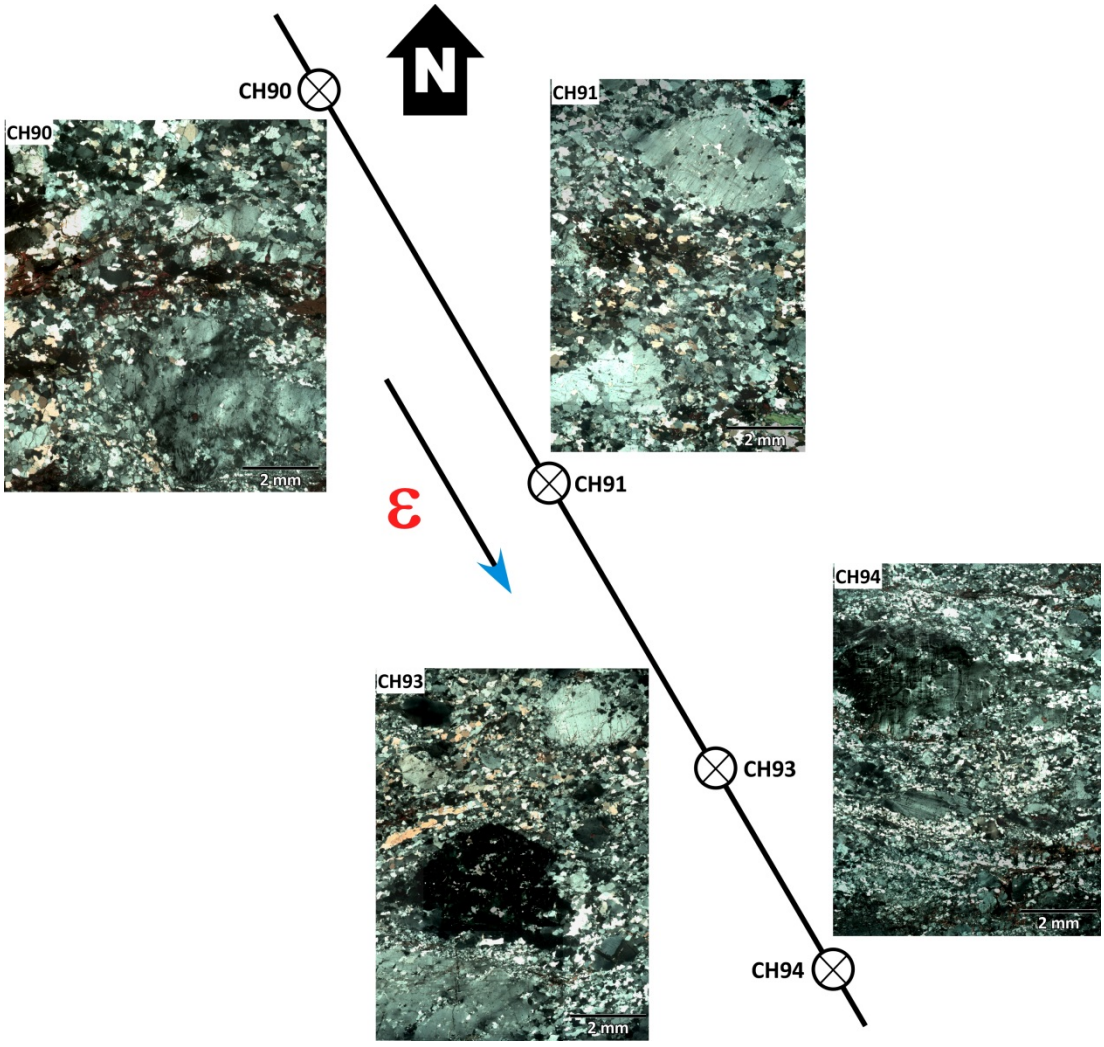


Figura 61. Desenho esquemático representando a variação na deformação (**ε**) e grau de recristalização dinâmica no subdomínio Rouxinho evidenciado pela mudança na textura da rocha, desde protomilonitos no NW até ultramilonitos no SE, pelo retrabahamento das estruturas geradas em alta temperatura devido a evento de mais baixa temperatura sobreimposto.

Exibem uma estrutura bandada, constituída por bandas de quartzo e feldspato, definindo a foliação S_1 milonitica (Figura 62a), sendo melhor desenvolvida no corpo de sienogranito que aflora no subdomínio Fazeda do Goiano (Figura 62b).

Cristais estirados de quartzo com habito anédrico, tamanhos entre 0,5–3 mm, se apresentam moderadamente alongados com razão axial que varia entre 1:1 e 1:2 nas seções XZ. Formam faixas moderadamente anastomosadas envolvendo fenocristais de feldspato potássico (Figura 62).

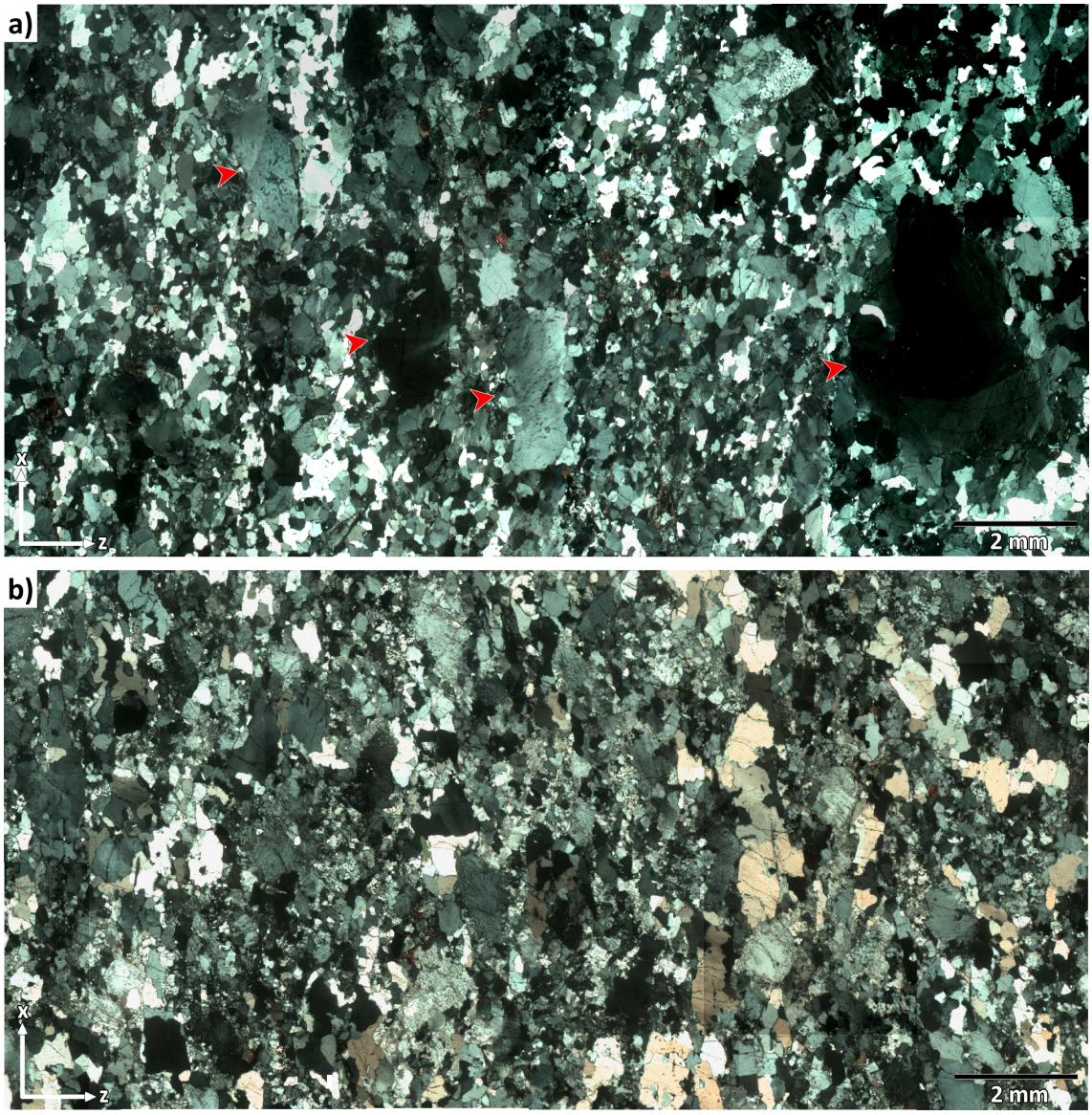


Figura 62. Aspecto geral dos sienogranitos foliados pervasivamente. Exibem uma estrutura bandada caracterizada pela alternância de bandas de feldspato e fitas de quartzo em faixas moderadamente anastomosadas**.** a) Sienogranito com fenocristales alongados paralelamente de feldspato potássico (indicado pelas setas vermelhas) conservando ainda faces cristalinas orientados segundo a foliação do sienogranito. Amostra CH90B, Subdomínio Rouxinho. B) Amostra CH13 Sien, Subdomínio Fazenda do Goiano.

Feldspato potássico ocorre como 2 tipos: i) Cristais ou domínios policristalinos ocasionalmente poligonizados, limitados por bandas de quartzo. São de caráter anédrico ocasionalmente subédrico com tamanhos entre 0,1 até 0,2 mm, pertíticos a mesopertíticos e exibem leve extinção ondulante (Figura 62). ii) Fenocristais tabulares subédricos com tamanhos entre 1–2 mm, com leve extinção ondulante. Estes têm formas alongadas a despeito da deformação conservam algumas faces cristalinas retas e se dispõem segundo orientação preferencial de forma (Figura 62a), provavelmente estes cristais sejam herdados da microestrutura ígnea original (Vernon, 1999).

O plagioclásio ocorre como agregados por vezes poligonais acompanhando o feldspato potássico nos domínios policristalinos. Apresentam tamanhos entre 0,1 até 0,2 mm. Localmente se exibe como fenocristal alongado e leve recristalização no limite pelo mecanismo de rotação de subgrão.

A biotita tem forma tabular com bordas subédricas a anédricas, em geral com ausência de extinção ondulante, alguns cristais têm leve extinção ondulante. Ocorrem como agregados orientados segundo a foliação S_1, por vezes aparecem como agregados intersticiais.

O epidoto (alanita) se apresenta como cristais isolados subédricos a anédricos inclusos nos cristais de feldspato potássico.

- **Microestruturas e mecanismos de deformação.**

Estes sienogranitos foliados apresentam microestruturas e mecanismos de deformação similares aos observados nos charnockitos milonitizados, porem existem algumas diferenças.

- **Mecanismos de deformação desenvolvidos em altas temperaturas.**

Quartzo: Aparecem como cristais dispostos em fitas com os seguintes mecanismos de deformação:

- Cristais com limites suturados com amplos a moderados limites retos desenvolvimento de degraus (*steps*) aproximando-se a contatos com geometrias retangulares. Localmente os contatos podem se apresentar retos a ligeiramente curvados (Figura 63a).
- Cristais com limites de subgrãos indicando deslizamento no eixo <c> (Figura 63b), enquanto outros exibem extinção em padrão de tabuleiro de xadrez (*chessboard pattern*, Figura 63c) a qual denota que parte da deformação presente foi gerada em temperaturas da ordem de 600° (Khrul, 1996).
- Fitas de quartzo envolvendo domínios lenticulares mono e policristalinos isolados de feldspato e plagioclásio com contatos curvados com terminações em cúspide com o quartzo. Estes domínios compreendem cristais com tamanhos entre 0,2-0,5mm com razões axiais de 2:1, e podem adquirir formas de peixe (*fish shape,*). As terminações em cúspide se encontram melhor desenvolvidas (maior amplitude) quando estão orientadas segundo a foliação milonítica (Figura 63e e f).

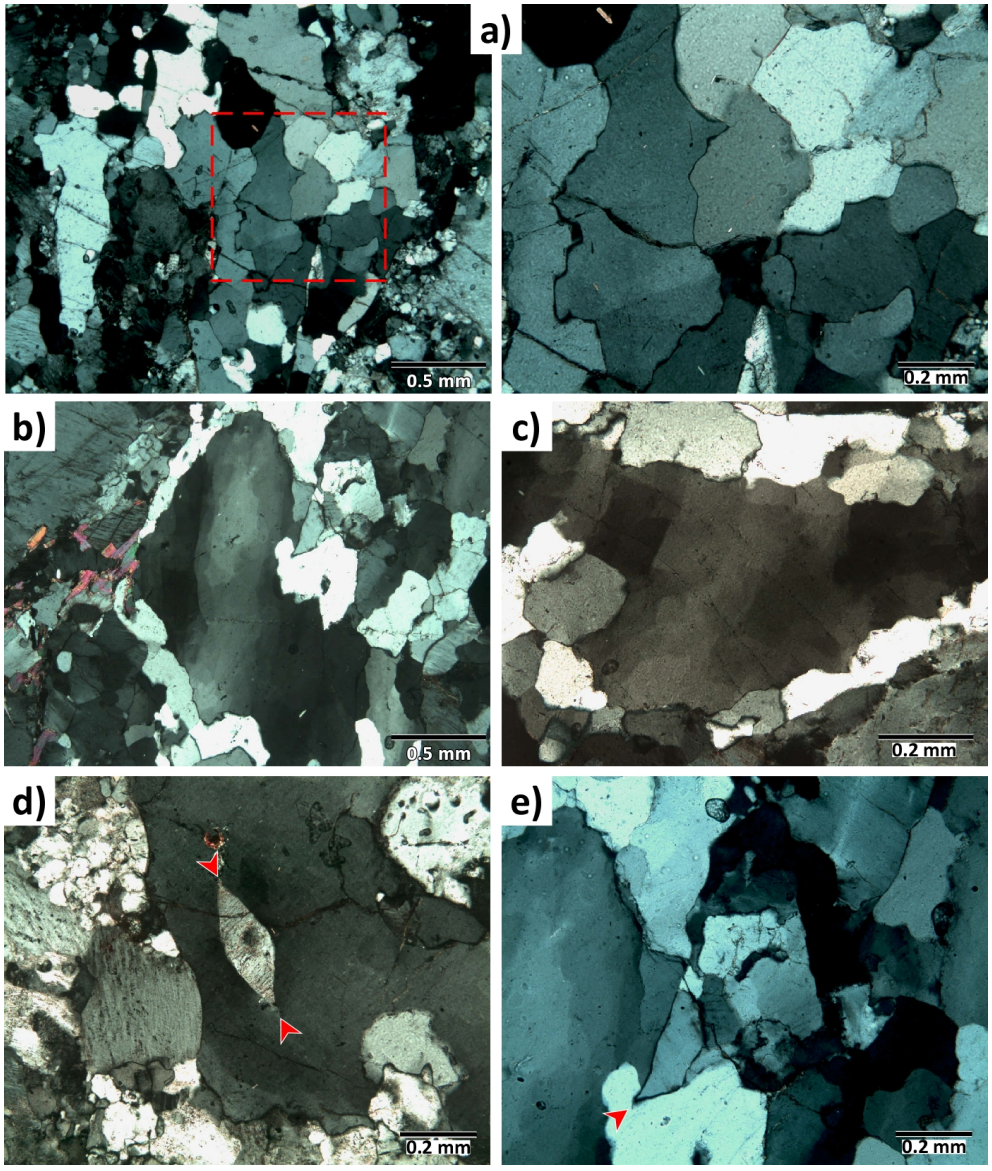


Figura 63. a) Contatos suturados entre cristais de quartzo com amplos a moderados limites retos com desenvolvimento de degraus. Amostra CH13Sien. b) Cristal de quartzo com subgrão indicando deslizamento no eixo <c>. Amostra CH90B. c) quartzo com extinção ondulante em padrão de tabuleiro de xadrez. Amostra CH90B, d) e e) domínio de feldspato potássico estirado em quartzo com terminação em cúspide (indicado pelas setas vermelhas). Amostras CH13Sieno granito e CH90B respetivamente.

Feldspato potássico: Os cristais ou domínios policristalinos de feldspato potássico exibem moderada extinção ondulante. Ocorrem agregados de cristais em contatos moderadamente lobados a retos formando por vezes agregados poligonais (Figura 64a e b). Os fenocristais alongados apresentam bordas recristalizadas dinamicamente desenvolvendo estrutura núcleo-manto (*core-mantle structure*) formando subgrãos e novos grãos com contatos moderadamente lobados a retos, com contatos moderadamente lobados a retos, sugerindo recristalização dinâmica por rotação de subgrãos e migração de borda. Os contatos com os cristais de plagioclásio são moderadamente lobados (Figura 64 c e d).

Plagioclásio: O comportamento deformacional do plagioclásio é similar ao feldspato potássico (Passchier & Trow, 2005).

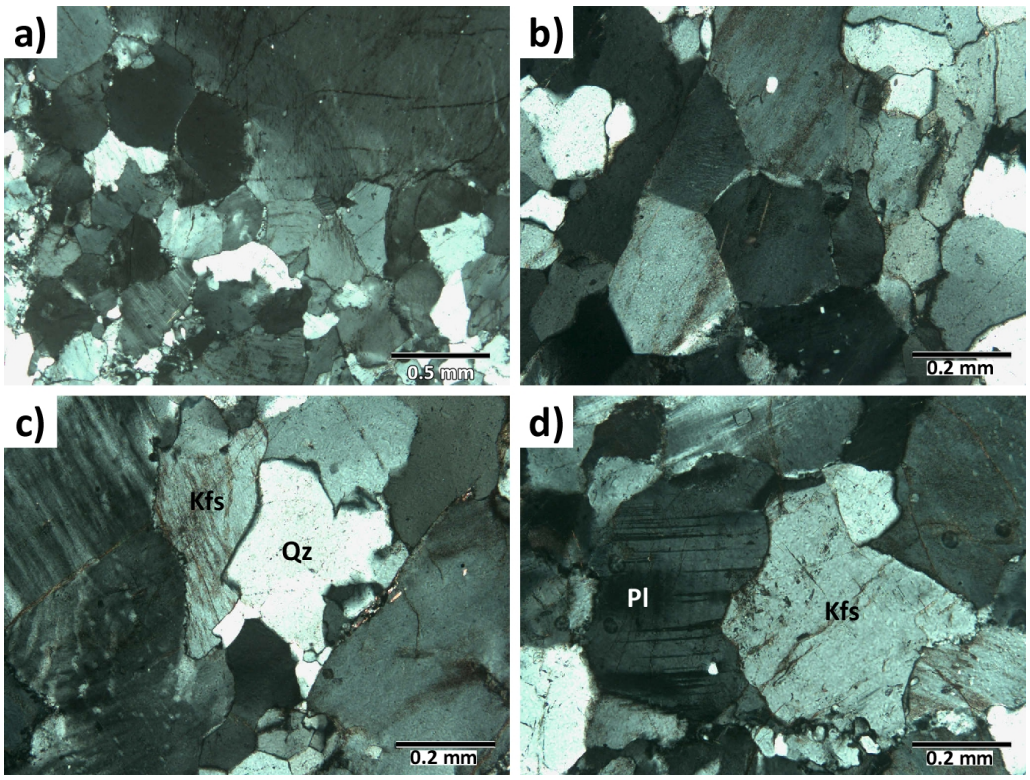


Figura 64. Microestruturas deformacionais desenvolvidos nos feldspatos. a) Fenocristal de feldspato potássico (Kfs) com borda recristalizada, os subgrãos e novos grãos com contatos moderadamente lobados a retos. b) Feldspato potássico da matriz exibindo contatos retos, formando agregados poligonais. c) Contato lobado entre quartzo (Qz) e feldspato, sendo este em direção para o quartzo. d) contato lobado entre plagioclásio (Pl) e feldspato potássico.

Por vezes alguns cristais de feldspato potássico 1 (Kfs_1) desenvolve fraturas, as quais se apresentam preenchidas por uma segunda geração de feldspato potássico (Kfs_2, Figura 65).

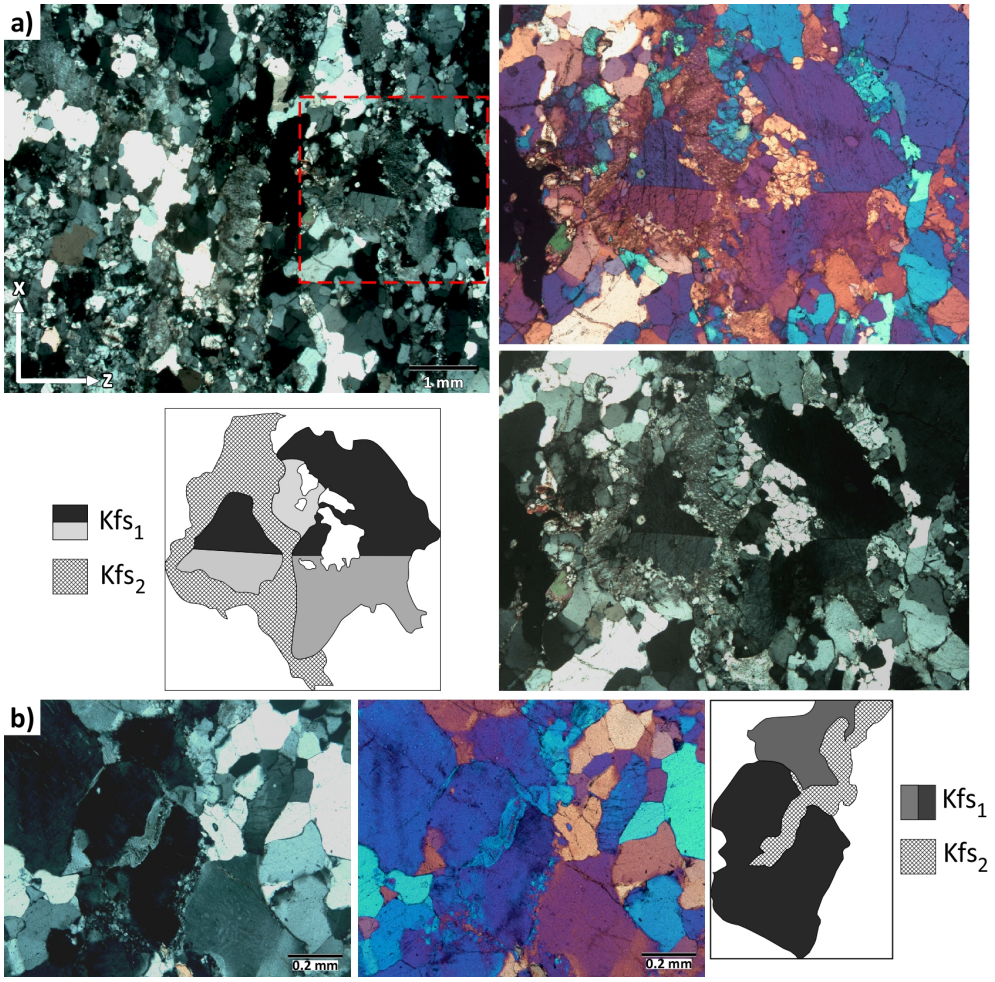


Figura 65. Fraturas desenvolvida em feldspato potássico (Kfs_1) preenchido por uma segunda geração de feldspato potássico (Kfs_2). Interpretação da feição na esquina inferior esquerda da figura. a) Neste caso a fratura encontra-se desenvolvida paralelamente à foliação S_1. As bordas originais do cristal de feldspato potássico (Kfs_1) foram modificadas pelos sobrecrescimentos mirmequíticos posteriores. Amostra CH13 Sieno granito e CH90B respetivamente.

- **Mecanismos de deformação desenvolvidos em temperaturas intermediarias a moderadas.**

As microestruturas deformacionais típicas destas condições de temperatura correspondem com desenvolvimento de pertitas em chama (*flame perthite*) e crescimentos simplectíticos tipo mirmequitas no feldspato potássico (Figura 66a). Estas feições se encontram dispostas nas faces paralelas à foliação, desenvolvidos no sentido do esforço maior (Simpson & Wintsch, 1989; Pryer & Robin, 1996), a direção predominante destas feições é mostrada na Figura 66a, tomando isto como indicador cinemático estaria indicando movimentação sinistral. Porém, também podem se formar em outras orientações estritamente quando o feldspato potássico está em contato com cristais de plagioclásio.

Além disto, nas interfaces de contato dos cristais de feldspato potássico e plagioclásio da matriz e os por vezes dos fenocristais, exibem recristalização dinâmica gerando agregados de diminutos grãos (<0,1mm) e novos grãos com limites difusos e retos, ocorrendo preferencialmente nos limites paralelos à foliação (Figura 66b e c). Este tipo de retrabalhamento (recristalização) dos limites e bordas sugere recristalização dinâmica pelos mecanismos bulging (*Bulging recrystallization*) com participação de rotação de subgrãos (*Subgrain rotation recrystallization*). Adicionalmente o plagioclásio por vezes desenvolve kinking, dobrando geminação polissintética.

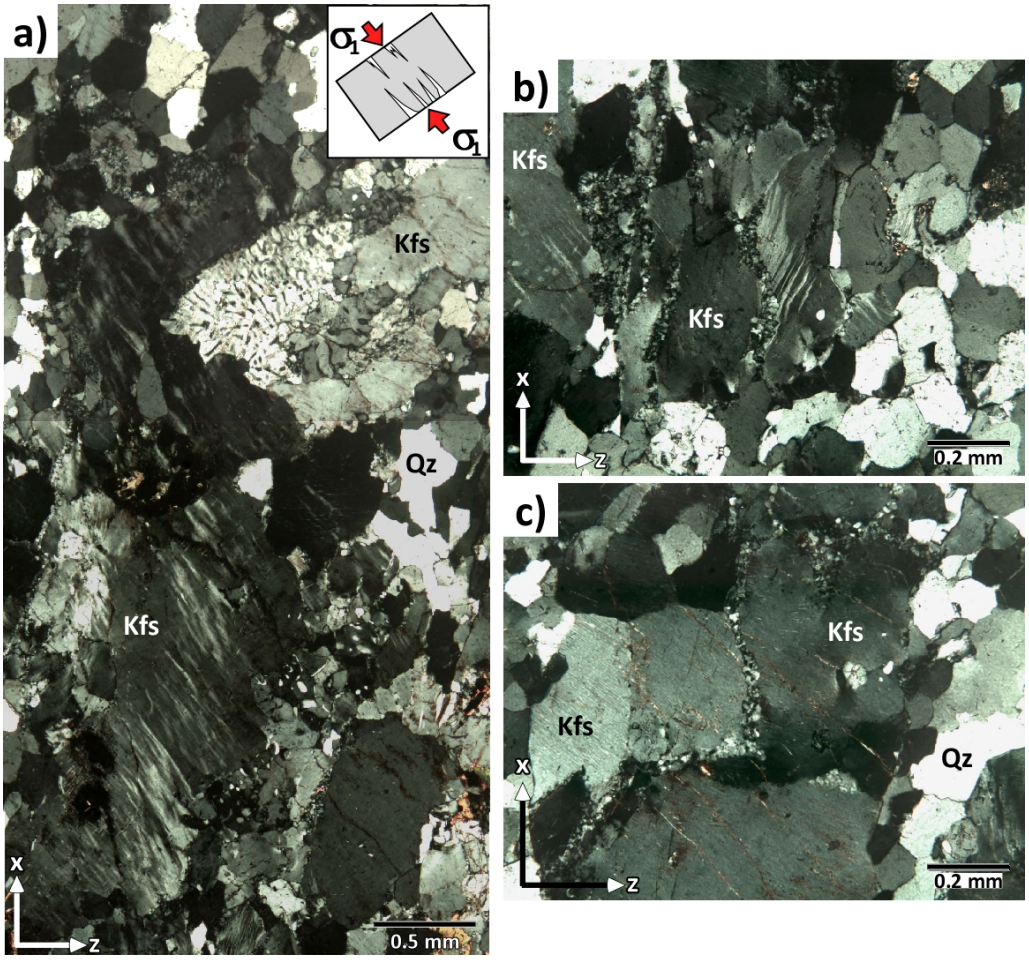


Figura 66. a) pertitas em chama e mirmequitas desenvolvidas no feldspato potássico dispostas nas faces paralelas à foliação S_1 e no sentido do esforço maior. b) e c) recristalização dinâmica desenvolvida nas interfases paralelas a foliação S_1 entre os cristais de feldspato. Amostra CH90B.

Dique máfico: Composto essencialmente por hornblenda, plagioclásio, biotita e minerais opacos (magnetita). Apresenta textura fanerítica, alotriomórfica inequigranular com granulometria média a grossa. Desenvolvem uma foliação incipiente definida por orientação preferencial de forma dos cristais de hornblenda e biotita. Adicionalmente exibe bandamento

composicional incipiente, caracterizado por bandas de hornblenda e biotita, de maior espessura em relação às bandas mais finas de plagioclásio (Figura 67).

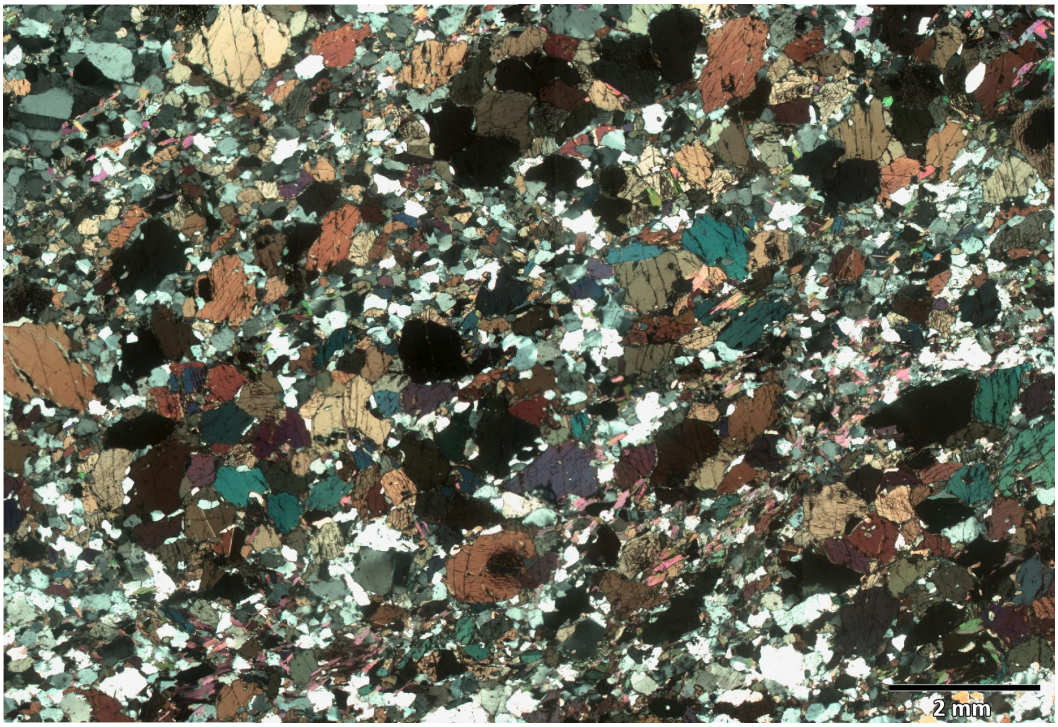


Figura 67. Aspecto geral do dique máfico com foliação incipiente. Exibem uma estrutura bandada caracterizada por camadas ricas em hornblenda e camadas ricas em plagioclásio. Amostra CH13Gbr

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos, ocasionalmente euédricos de tamanhos entre 0,3-0,5mm. Exibem geminação polissintética segundo lei da albita, ainda que podem ocorrer como cristais sem geminação. Geralmente aparecem num arranjo de cristais em mosaicos poligonais equigranulares de tamanho fino.

Hornblenda ocorre como cristais prismáticos, subédricos com comprimento entre 0,5-3mm ligeiramente fraturada. Ocasionalmente encontra-se alterada para biotita (Bt_2).

Biotita se apresenta como 2 tipos: i) Biotita 1 (Bt_1): Finas palhetas subédricas a euédricas marcando foliação, e em contato reto e por vezes inclusa com a hornblenda. ii) Biotita 2 (Bt_2): Cristais anédricos, subédricos por vezes formados a partir da alteração da hornblenda.

- **Microestruturas e mecanismos de deformação.**

Plagioclásio: Apresenta deformação interna dúctil evidenciada pelo desenvolvimento de extinção leve a moderadamente ondulante, alguns cristais exibem maclas arqueadas formando bandas tipo *kink* (Figura 68a), e por vezes maclas deformacionais, em cunha. Os contatos

entre os cristais de plagioclásio são suavemente curvos a lobados, sugerindo a ocorrência retrabalhamento dos limites de grão por processos de difusão (Figura 68b). Ocasionalmente se apresentam também como mineral intersticial preenchendo espaços entre os cristais de hornblenda (Figura 68c e d).

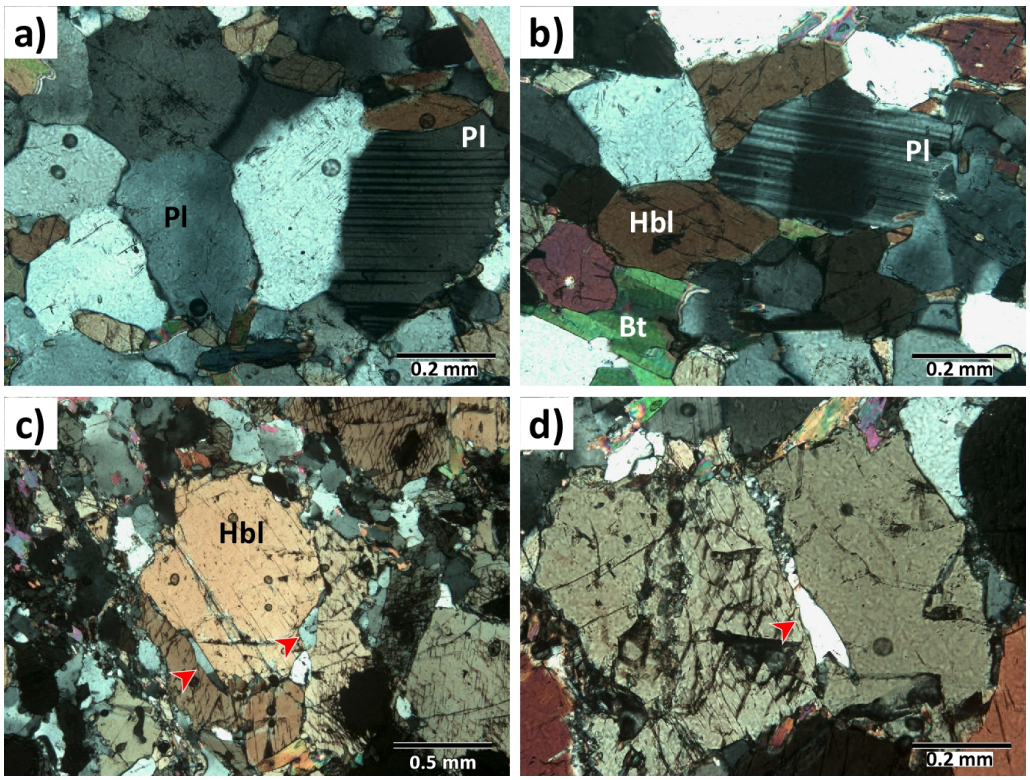


Figura 68. Microestruturas presentes no plagioclásio. a) contatos entre os cristais de plagioclásio curvos a lobados. b) desenvolvimento de *kinking* no plagioclásio. c) y d) plagioclásio intersticial preenchendo espaços entre a hornblenda (indicado pela seta vermelha). Pl = Plagioclásio e Hbl = Hornblenda. Amostra CH13Gbr

Hornblenda: mostram-se leve a moderadamente fraturada, localmente exibem leve extinção ondulante. Estas observações sugerem que a hornblenda se comportou como a fase mineral rígida e forte durante o desenvolvimento da deformação dúctil.

Biotita: Exibe quantidades variáveis de deformação dúctil interna já que alguns cristais não apresentam uma deformação visível, enquanto outros cristais mostram leve extinção ondulante e *kinking* (Figura 69a). As microfraturas são restritas, desenvolvidas paralelamente à clivagem da biotita preenchidas por plagioclásio (Figura 69b). A biotita também pode ocorrer preenchendo microfraturas desenvolvidas na hornblenda (Figura 69c e d).

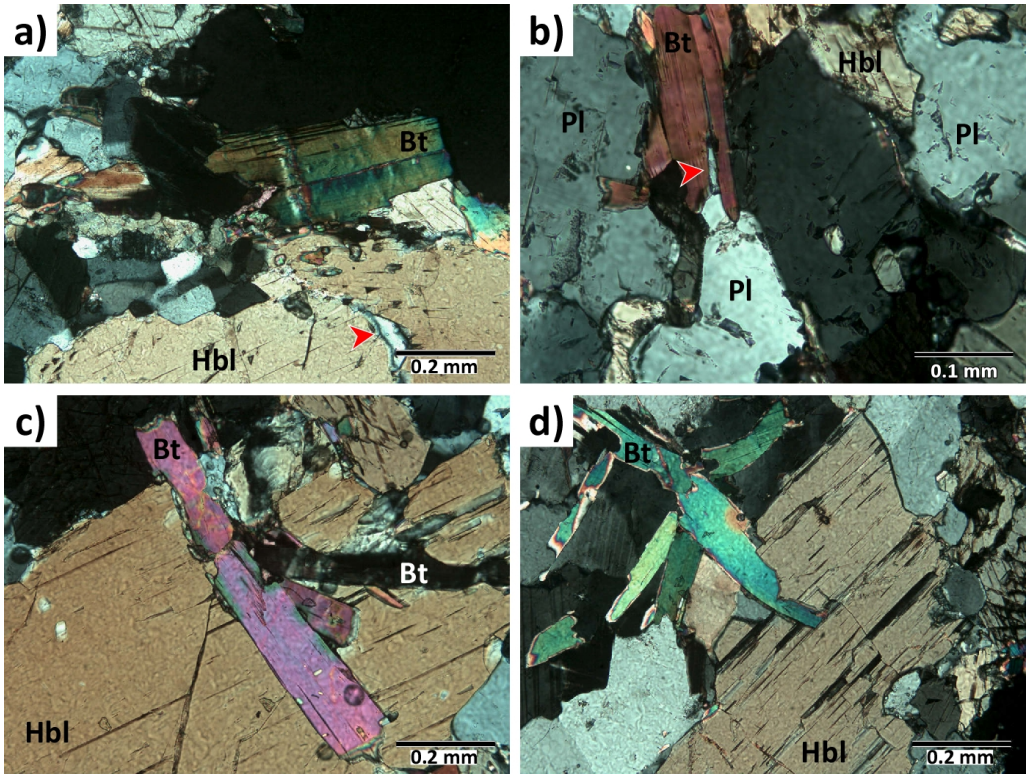


Figura 69. Microestruturas presentes na biotita. a) Biotita com formação de bandas kink, observa-se também plagioclásio intersticial (indicado pela seta vermelha). b) plagioclásio preenchendo fratura desenvolvida paralelamente à clivagem da biotita (indicado pela seta vermelha) em continuidade ótica como o cristal da matriz. c) y d) microfraturas desenvolvidas na hornblenda sendo preenchidas por biotita. Pl = Plagioclásio, Bt = Biotita e Hbl = Hornblenda. Amostra CH13Gbr.

Fraga (2002) mapeou e descreveu uns pequenos corpos gabroícos aflorantes na região da Serra da Prata, provavelmente relacionados as rochas charnockíticas da serra da Prata, porem nesse trabalho não puderam ser esclarecidas a continuidade dos corpos e suas relações de contato (Ver Apêndice A). No presente trabalho foi aprimorado o mapeamento e conhecimento geológico destes corpos, sendo caracterizados dois corpos principais de gabros-gabronoritos nomeados informalmente Gabro Pratinha e Gabro Santo Antônio, por aflorar nas fazendas homônimas. Adicionalmente foram encontrados e individualizados um grupo de gabros com textura cumulática observado como blocos isolados, principalmente no subdomínio fazenda do goiano e na área onde aflora a unidade Gabro Pratinha, ainda que a continuidade destes corpos e suas relações de contato não puderam ser determinadas.

4.1.3 Unidade Gabro Pratinha (Pgp).

Corresponde a um corpo de 15 km^2, alongado na direção NE-SW. São gabros com cristais de tamanho fino a médio variando de equigranulares a inequigranulares, de cor cinza claro a escuro (Figura 72). A estrutura interna da rocha é marcada pela disposição preferencial de cristais de maior razão axial (plagioclásio) e agregados de minerais máficos definindo uma foliação inicialmente interpretada de origem magmática S_0. A identificação e caracterização desta feição planar no campo foi dificultada pelo aspecto maciço e pela textura fina da rocha.

a) Analise Estrutural

A distribuição da orientação da foliação no Gabro Pratinha foi agrupada em 3 conjuntos (Figura 70a):

i) Subgrupo de afloramentos com orientação da foliação dispersa em amplo intervalo de S3-10ºW a N30ºW e mergulhos entre 58-65º.
ii) Subgrupo de afloramentos onde a atitude da foliação está entre N44-61°W com inversão para S65-68ºE mergulhando entre 15º-30º para o Norte e Sul respectivamente. A lineação mineral nos locais onde se conseguiu medir (afloramentos Ch45, Ch47) tem inclinação entre 12-22º para S45-54ºW para a foliação com orientação SE, e uma inclinação 30 a 35º para N30-42°E para a foliação com orientação NW.
iii) Subgrupo de afloramentos onde a atitude da foliação entre N57-63°E e N80-86°W com mergulho entre 15° até 42°. A lineação mineral para a foliação com orientação NW tem inclinação entre 28-36º para N36-42ºW.

iv) Subgrupo de afloramentos com foliação disposta N10-20°E (Afloramentos Ch40 e Ch43) com mergulhos entre 65-72º para Leste.

Nota-se que a foliação para o centro do plúton tem mergulhos entre 15-30º entanto que para as bordas chega a ser de 60º (Figura 71). Em alguns locais próximos aos limites do corpo (afloramentos Ch38, Ch39 e Ch43) ocorre foliação protomilonítica S_1 (Figura 70b) orientada S05-20°W e mergulhos entre 60-80º para N.

Além da foliação, os gabros exibem zonas de cisalhamento discretas com larguras entre 5 - 10 cm que geram deformação protomilonítica a milonítica e cortam a foliação deste plúton (Figura 71). A orientação destas estruturas exibe duas tendências principais (Figura 70c): 1) Zonas de cisalhamento com atitude variável N10-30E com mergulhos entre 80°-85° para o Sul, e lineação de estiramento com inclinação de 10° a 21º para N09-20ºE. 2) Zonas de cisalhamento orientadas no intervalo entre N80-70W com mergulhos entre 60°-70º e lineação de estiramento com caimento de 10° a 20º para N24E.

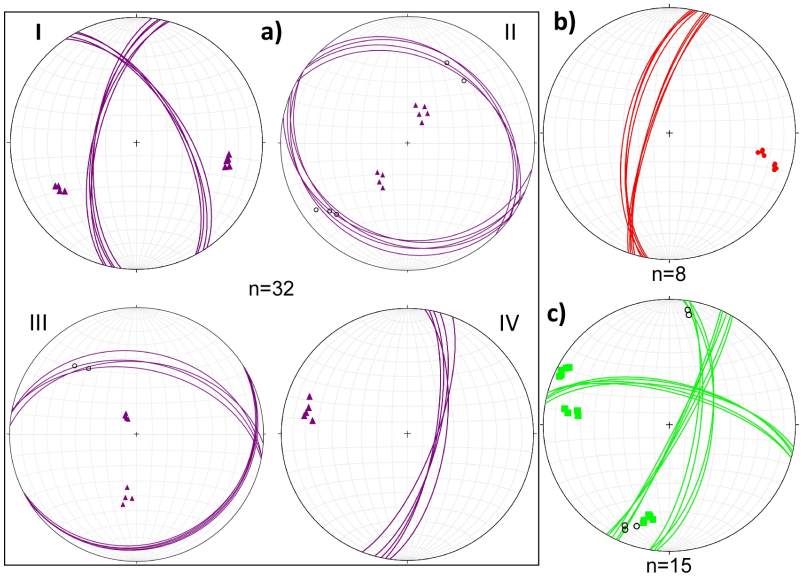


Figura 70. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica). a) orientação variável da foliação e sua lineação mineral (círculos roxos) nos gabros. b) orientação da foliação milonítica S_1 encontrada em alguns locais do gabro. c) orientação das zonas de cisalhamento discretas e sua lineação de estiramento (círculos verdes) encontradas nos gabros.

No Gabro Pratinha em alguns locais ocorrem xenólitos e enclaves heterogêneos, provenientes da rocha encaixante em diferentes estágios de hibridização com o magma gabróico apresentando-se com limites retos, alongados e estirados com razão axial 1:4 e seus eixos maiores estão orientados segundo a foliação desenvolvida no gabro (Figura 72a e b).

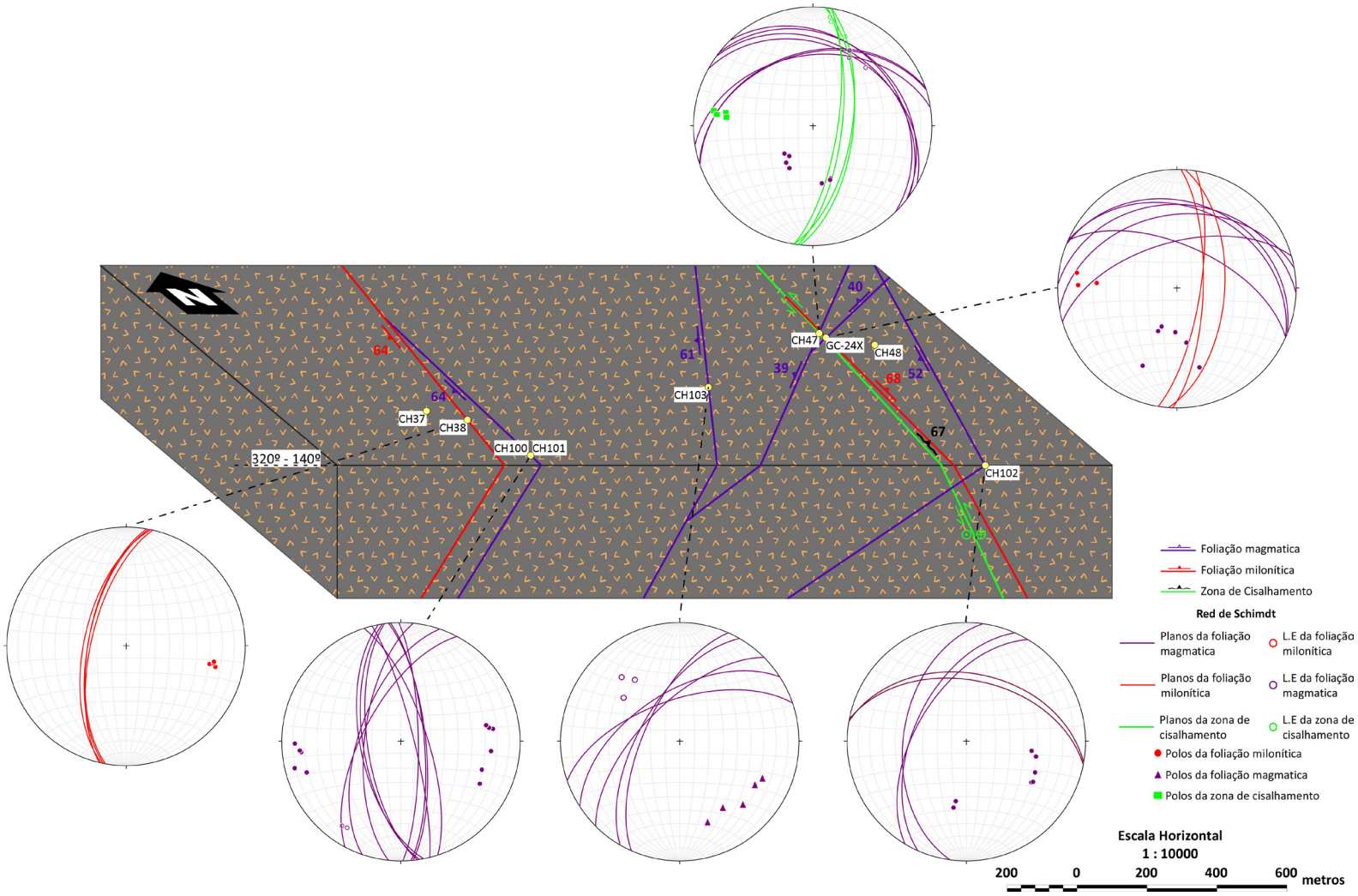


Figura 71. Perfil esquemático do gabro Pratinha na fazenda homônima onde se exibe a relação espacial da foliação desenvolvida no gabro e zonas de cisalhamento encontradas na área.

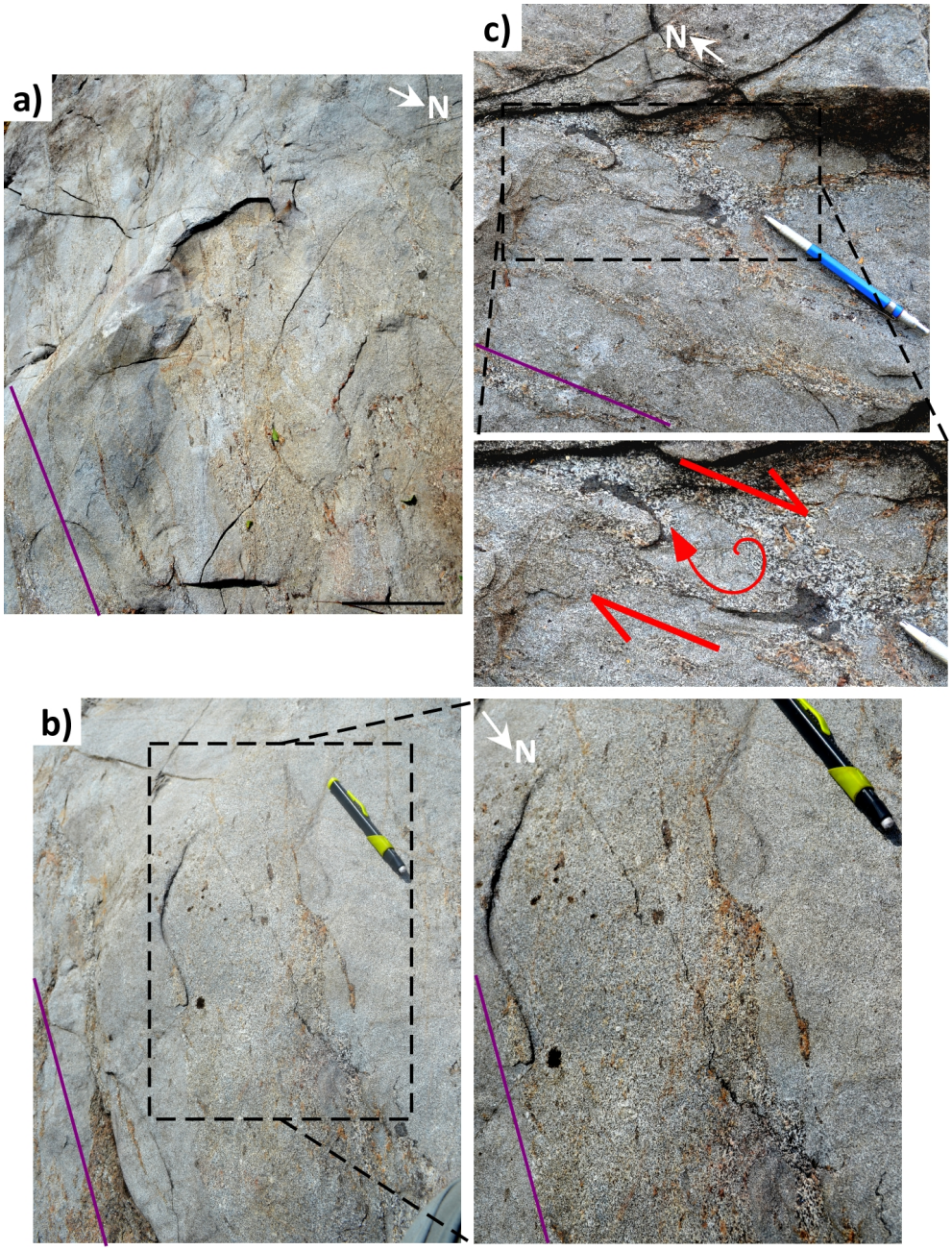


Figura 72. Foliação aparentemente magmática e sua relação com os enclaves graníticos no gabro pratinha. a) y b) Enclaves graníticos fortemente alongados e estirados concordantes com a foliação (indicada pela linha roxa) com aparência bandada gerada por uma zona de cisalhamento intramagmática que incrementa a mistura física (*mingling*) (Afloramentos CH100 e 101). c) detalhe dos enclaves máficos, indicando transcorrência dextral (Afloramento CH100).

- Bandamento composicional definido pela intercalação de gabro-granito (Figura 73).

No gabro cinza equigranular de textura media se observam fenocristais de feldspato potássico (com características mesoscópicas semelhantes aos fenocristais dos granitos da unidade de granito Serra da Prata, encaixantes do gabro) com geometria subarredondada e limites subangulosos, com tamanhos entre 1-3 cm, assim como xenolitos fortemente estirados,

de alta razão axial e parcialmente assimilados (Figura 74). Por volta nos fenocristais se observa deflexão da foliação. Por vezes estas porções aparentemente híbridas hospedam enclaves alongados, estirados e parcialmente hibridizados (homogeneização da mistura, Figura 74).



Figura 73. Intercalação gabro-granito definindo bandamento composicional (afloramento CH40).

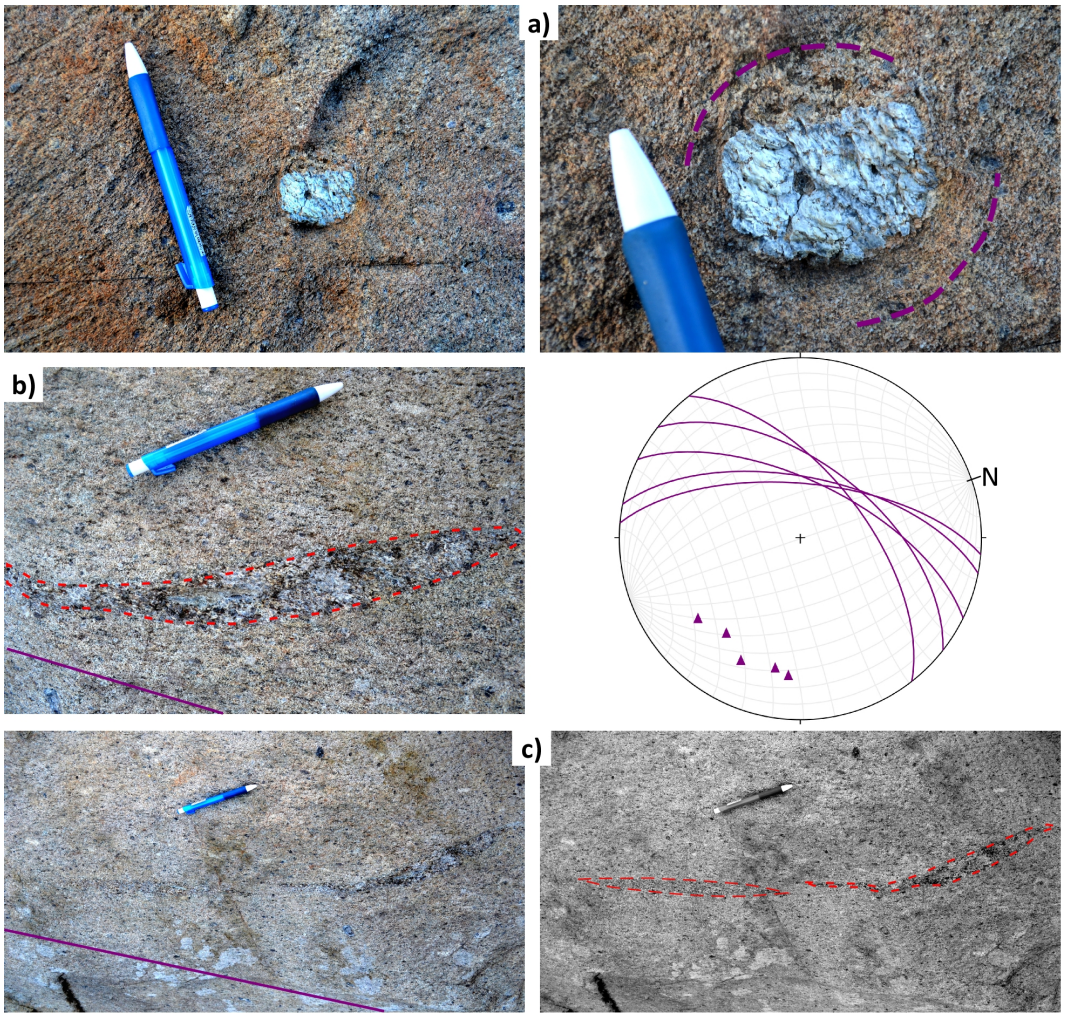


Figura 74. Zona de contato gabro - granito hospedeiro**. a)** detalhe de xenólitos com fenocristais de feldspato potássico arredondado se observa deflexão da foliação ao redor destes (linhas pontilhadas roxas). b) e c) detalhe xenólitos e xenocristais alongados e estirados (linhas pontilhadas vermelhas) concordantes com a foliação S_0 (indicada pela linha roxa) e parcialmente hibridizados (afloramento CH103).

b) Petrografia, microestruturas e mecanismos de deformação.

A Unidade Gabro Pratinha é constituída por gabros e gabronoritos. Exibem textura de mosaicos poligonizados de plagioclásio, com tamanhos variando de fino a médio. Exibem incipiente estrutura orientada definindo uma foliação discreta, interpretada como de origem secundária em estado solido S_1 (Figura 75).

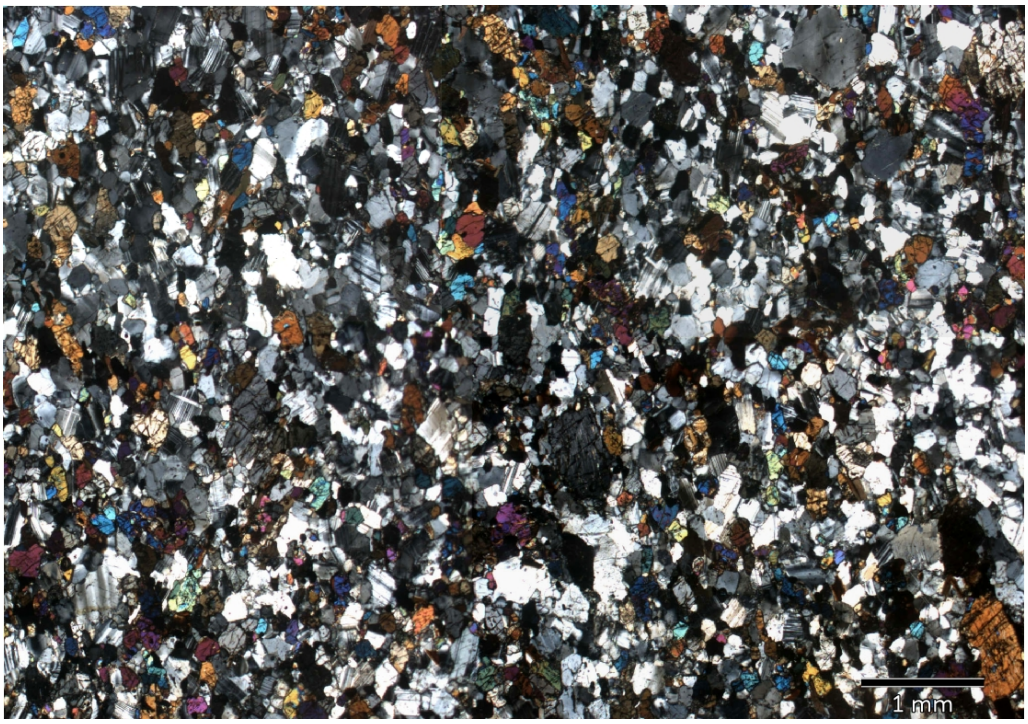


Figura 75. Aspecto geral dos gabros com textura de mosaicos poligonizados da plagioclásio na unidade Gabro Pratinha. Observa-se orientação preferencial de forma dos piroxênios e agregados de plagioclásio. Amostra CH102

O plagioclásio (labradorita, An_{55-65} determinado pelo método de Michel-Levy) se apresenta em 2 tipos: i) Fenocristais tabulares, euédricos a subédricos com tamanhos entre 0,5 até 2 mm, frequentemente geminados segundo a lei da albita e por vezes da periclina, e sem deformação interna visível. Estes fenocristais apresentam formas alongadas, faces cristalinas retas e interfaces da geminação da albita ou carlsbad orientadas segundo a foliação da rocha (Figura 76a), possivelmente sejam cristais herdados da microestrutura ígnea original (Paterson *et al*., 1989; Vernon, 1999). ii) Cristais de plagioclásio subédricos, geminados segundo lei da albita, com tamanhos aproximadamente homogêneos entre 0,2 até 0,5 mm e ocorrem em agregados poligonizados em mosaico, exibindo alguns mecanismos que sugerem recristalização dinâmica. (Figura 76b).

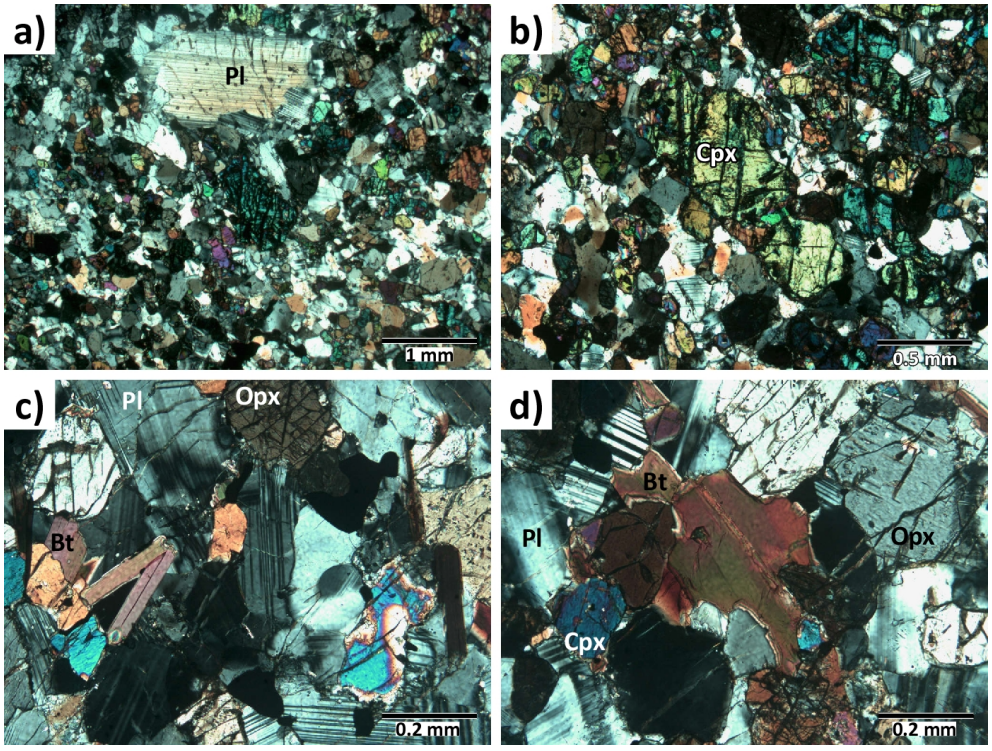


Figura 76. Polítipos dos minerais que compõem os gabros com textura de mosaicos poligonizados de plagioclasa. a) Cristais tabulares de aspecto magmáticos envolvidos por uma matriz de cristais de plagioclásio recristalizados Amostra CH100**.** b) Cristais de piroxênio de aspecto magmático e cristais de piroxênio dispostos em mosaicos. Amostra CH100. c) Biotita em palhetas e d) como mineral intersticial. Amostra CH102.

O ortopiroxênio é mais abundante que o clinopiroxênio ocorre como cristais subédricos a euédricos, com tamanhos entre 1 até 2 mm, com extinção reta e sem exsoluções. Do mesmo modo que os cristais de plagioclásio do tipo (i) a despeito da deformação da rocha conservam faces cristalinas retas orientadas segundo a foliação da rocha (Figura 76a), provavelmente mostrando caraterísticas de origem ígnea (Vernon, 1999) (Figura 76c). Cristais com extinção reta, subédricos a anédricos em mosaicos com tamanhos heterogêneos sendo de aproximadamente entre 0,1 - 0,3 mm (Figura 76d).

A biotita ocorre nas formas de palhetas subédricas a euédricas em agregados com os demais minerais máficos, com tamanhos entre 0,1 até 0,3mm. Por vezes aparece como mineral intersticial (Figura 76 c-d).

Agregados de cristais anhédricos de magnetita presentes nos espaços intergranulares de plagioclásio ou associados a minerais máficos. Por vezes podem preencher fraturas no plagioclásio.

Apresentam-se alguns cristais restritos de quartzo e feldspato potássico que ocorrem como pequenos grãos anédricos disseminados na matriz rica em plagioclásio. Ocasionalmente foram

observados cristais maiores de feldspato potássico e quartzo associados à matriz, entendidos como produto de assimalação da rocha encaixante.

A existência de texturas poligonizadas em mosaico associadas a cristais conservando bordas retas, sugere que estas rochas tiveram uma origem plutônica e que, em seguida, foram deformadas.

- **Microestruturas e mecanismos de deformação.**

A anisotropia destes grabros está definida pelo alinhamento de duas populações de cristais de plagioclásio e pelos agregados de minerais máficos (piroxênios e biotita) definindo uma foliação S_1.

A maioria das amostras apresenta texturas de origem primárias e secundárias de alta temperatura, observadas nos cristais de plagioclásio. As texturas primárias são de origem magmática (formadas na presença de fundido ou parcialmente cristalizado, Paterson *et al.,* 1989) e estão evidenciadas pela presença de geminação magmática segundo a lei da albita, orientação preferencial dos cristais alongados que ainda exibem bordas subedricas-euedricas provavelmente herdados de uma microestrutura ígnea original (provavelmente gerada durante fluxo magmático Paterson *et al.,* 1989; Vernon, 1999). As texturas secundárias são feições de deformação evidenciadas por (Figura 77): i) Cristais de plagioclásio com extinção ondulante, geminação em cunha e encurvamento de geminação. ii) Cristais de plagioclásio predominantemente equidimensionais com contatos retos ou levemente curvados com tendência destes contatos é ter ângulos de 120° em junções tríplices e definem uma trama de forma, sugerindo cristalização dinâmica por rotação de subgrãos e migração de borda.

Os piroxênios do mesmo modo que o plagioclásio tipo (i), exibem fenocristais com faces cristalinas retas preservadas orientadas segundo a foliação. Isto sugere que provavelmente estes fenocristais sejam herdados da microestrutura ígnea original. Os agregados de piroxênio inequigranulares em mosaico são possivelmente produto da fragmentação controlada pela clivagem de fenocristais, inferindo uma deformação predominantemente cataclástica para o piroxênio.

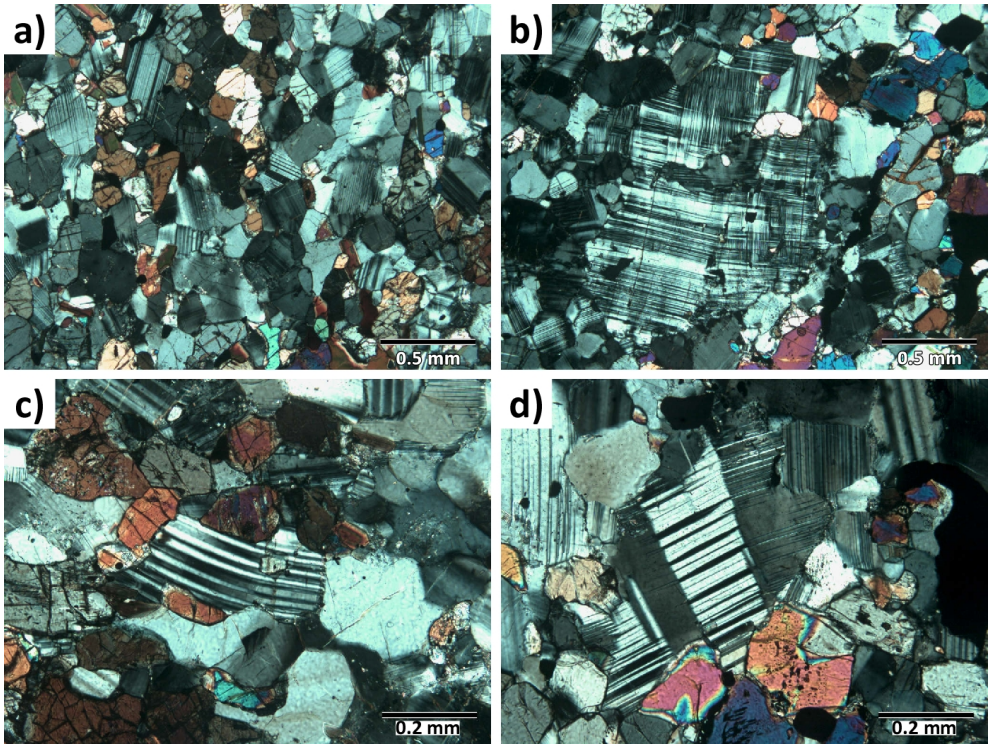


Figura 77. Microestruturas de deformação desenvolvidas no plagioclásio. a) aspecto geral da recristalização do plagioclásio da matriz. A tendência destes contatos é de ter ângulos de 120° em junções tríplices. Amostra CH102. b) Recristalização incipiente em plagioclásio com formação de subgrãos. Amostra CH44. c) encurvamento da geminação. Amostra CH102. d) geração de bandas *kink* no plagioclásio; Amostra CH39.

Os piroxênios ocorrem geralmente na forma de agregados inequigranulares ao redor dos cristais de plagioclásio ou envolvidos na matriz de plagioclásio. Estes agregados inquigranulares mostram texturas em mosaico poligonizados e frequentemente exibem microfraturas intragranulares, porém não exibem evidencias de deformação dúctil tais como encurvamento da clivagem. Por vezes as microfraturas intragranulares mostram-se preenchidas por plagioclásio acompanhado ocasionalmente por biotita (Figura 78).

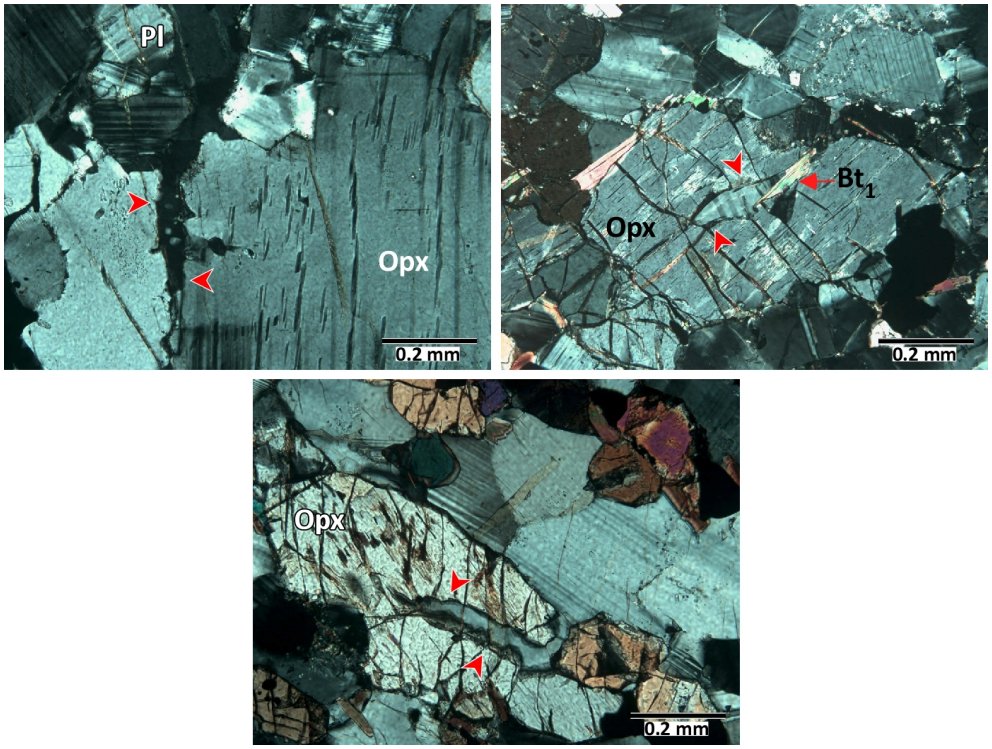


Figura 78. Microfraturas desenvolvidas em ortopiroxênio preenchidas por plagioclásio e ocasionalmente biotita (indicadas pelas setas vermelhas). Pl = Plagioclásio, Opx = Ortopiroxênio e Bt_1 = biotita primaria. Observe-se que as fraturas intragranulares no piroxênio não afetam o plagioclásio. Amostras CH44 e CH102.

4.1.4 Unidade Gabro Santo Antônio (Pgs):

Esta unidade aflora em uma faixa alongada com *trend* NE-SW no extremo NE da Serra da Prata, se expõe ao longo de um córrego na fazenda homônima, cujos limites para o sul foram definidos usando sensores remotos. Correspondem a gabros finos equigranulares, de cor cinza escura com clara orientação preferencial de plagioclásio e agregados de minerais máficos definindo uma foliação, interpretada incialmente no campo como magmática S_0 (Figura 79). Comumente ocorrem xenólitos da rocha encaixante (granitóides) que em geral exibem as mesmas características dos xenólitos presentes no gabro pratinha que consistem de (Figura 79):

- Enclaves com contatos retos e por vezes irregulares com o gabro, alongados e estirados com uma razão axial alta e seus eixos maiores estão orientados segundo a foliação S_0 desenvolvida no gabro (Figura 79a).
- Bandamento composicional definido pela intercalação do gabro no granito hospedeiro (Figura 79b e c).

Estes xenólitos de granitóides exibem marcante foliação milonítica sendo esta, concordante com a foliação registrada no gabro (Figura 79b).

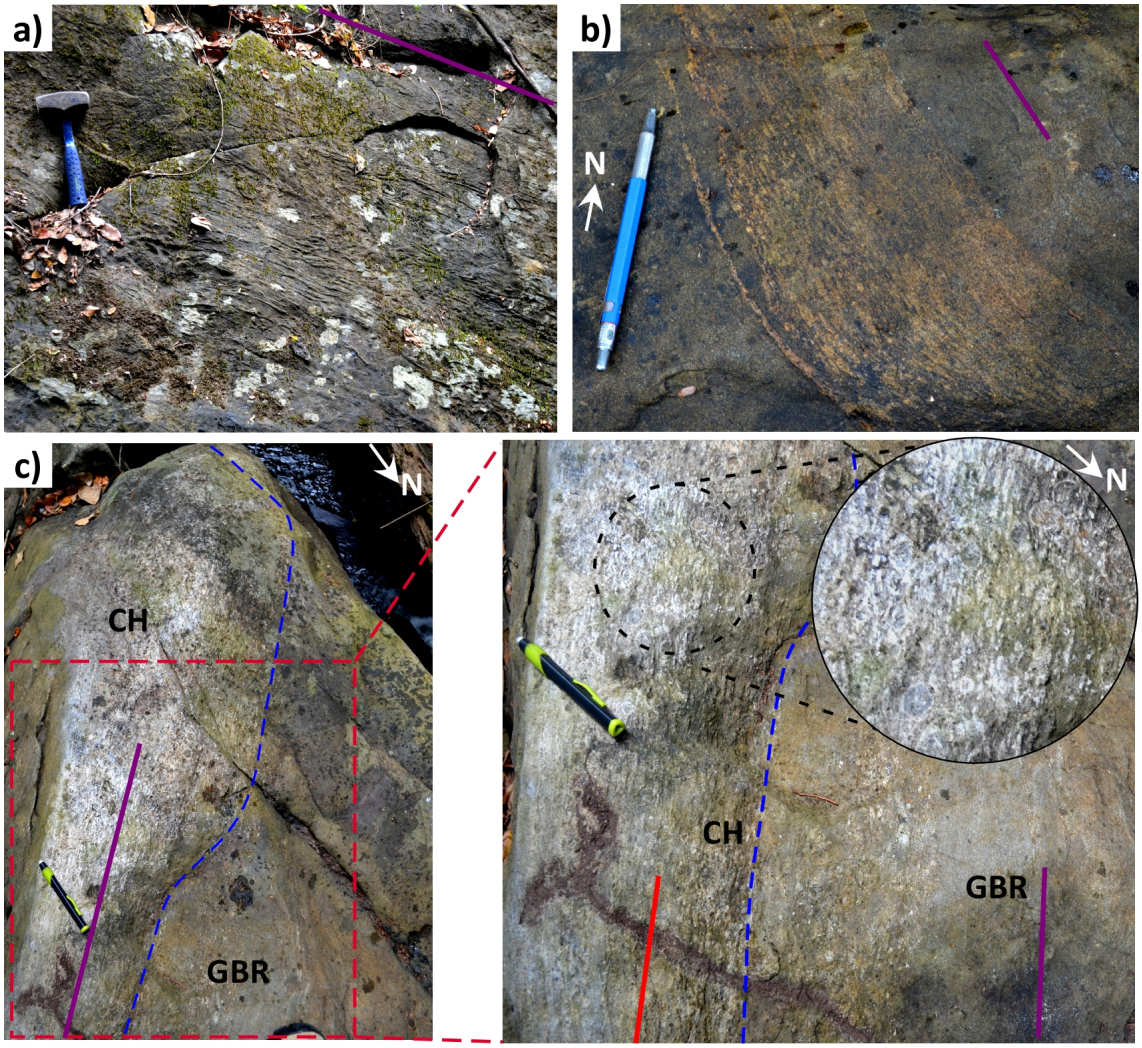


Figura 79. Relações entre os xenólitos do granito milonitizado proveniente da encaixante encontrados no gabro Santo Antônio. a) Zona de baixa hibridação onde o gabro invade a rocha hospedeira sem mudar a estrutura original do granito hospedeiro (Afloramento CH85). b) xenólitos graníticos alongados e estirados concordantes com a foliação magmática (indicada pela linha roxa) com aparência bandada gerada por cisalhamento intramagmática que incrementa a mistura física (*mingling*) (Afloramentos CH84). c) Banda de granito da unidade Charnockito Serra da Prata (CH) em contato com o gabro (GBR, indicado pela linha azul), as duas rochas apresentam foliação com atitude concordante (Afloramento CH85).

a) Analise Estrutural

Nesta unidade de rocha a foliação caracteriza-se por seu (sub) paralelismo ao longo de todo o córrego (Figura 80), sendo que esta foliação foi interpretada inicialmente como magmática com orientação paralela à foliação S_1 milonitica do granito da unidade Charnockito Serra da Prata (Afloramento Ch17, ponto próximo do contato). A atitude medida em afloramento da foliação corresponde ao intervalo N80W a N20W com mergulhos entre

60-80º para Leste. A lineação mineral está inclinada entre 30-60º para S69-83ºE (Figura 81a). Indicadores cinemáticos não foram conclusivos para determinar o sentido do cisalhamento que gerou esta foliação.

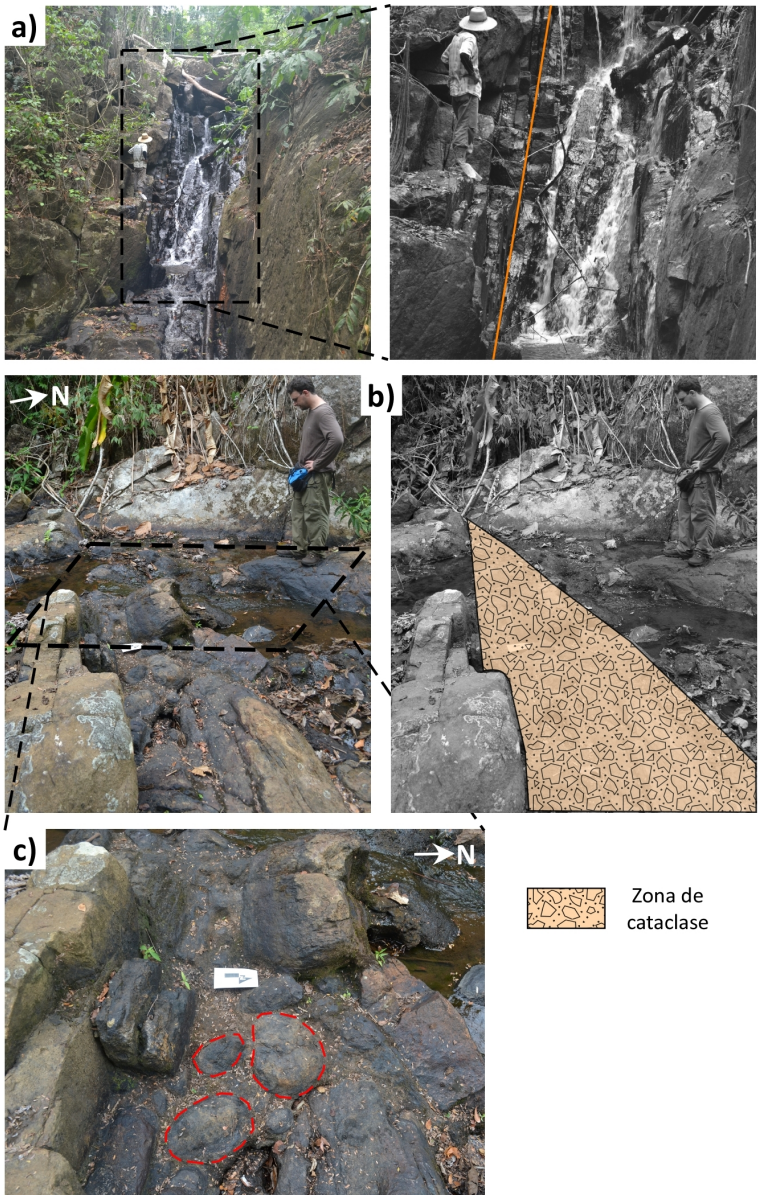


Figura 80. Zonas de cisalhamento rúpteis e fraturamento observado no Gabro Santo Antônio. a) Zona de cisalhamento rúptil de 20 metros de largura gerando um controle tectônico no córrego (atitude do fraturamento indicado pela linha laranja, Afloramento CH88). b) zona cisalhamento rúptil com geração de cataclase. c) brecha tectônica composta por seixos e blocos arredondados provavelmente produto do atrito produzido durante o movimento da falha (Afloramento CH89).

Este plúton apresenta marcante deformação rúptil caracterizada pelo desenvolvimento de zona de cisalhamento que controla alguns segmentos do córrego por onde aflora, gerando brechas tectônicas e fraturamento persistente (Figura 80 e Figura 82). A deformação associada a esta estrutura ocorre em bandas de brechas que alcançam até uns 40 metros de largura e trunca transversalmente à foliação (Figura 81b) com declinação N30-60E e mergulhos de 80-

90º para o Sul e associada com de zonas de cisalhamento conjugadas que geraram deformação cataclástica, possuem orientações: i) N80-90E e mergulhos entre 75°-85º para o Sul. ii) N35-50E e mergulhos entre 75-90º para o Sul. Estrias de falha associadas a estas estruturas têm inclinação de 70º para S30ºW.

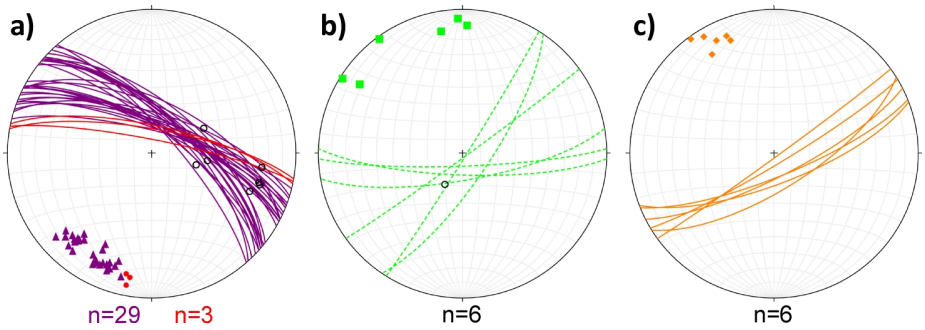


Figura 81. Estereograma hemisfério inferior de Schmidt (projeção polar e ciclográfica). a) orientação NW da foliação no gabro (planos em cor roxos e sua lineação mineral indicado pelos círculos pretos) e foliação milonítica S_1 nos granitóides da unidade Serra da Prata (plano cor vermelho) medida no afloramento CH17, próximo do contato com o gabro Santo Antônio. b) orientação das zonas de cisalhamento rúpteis encontrados no Gabro Santo Antônio. c) orientação do fraturamento persistente no gabro.

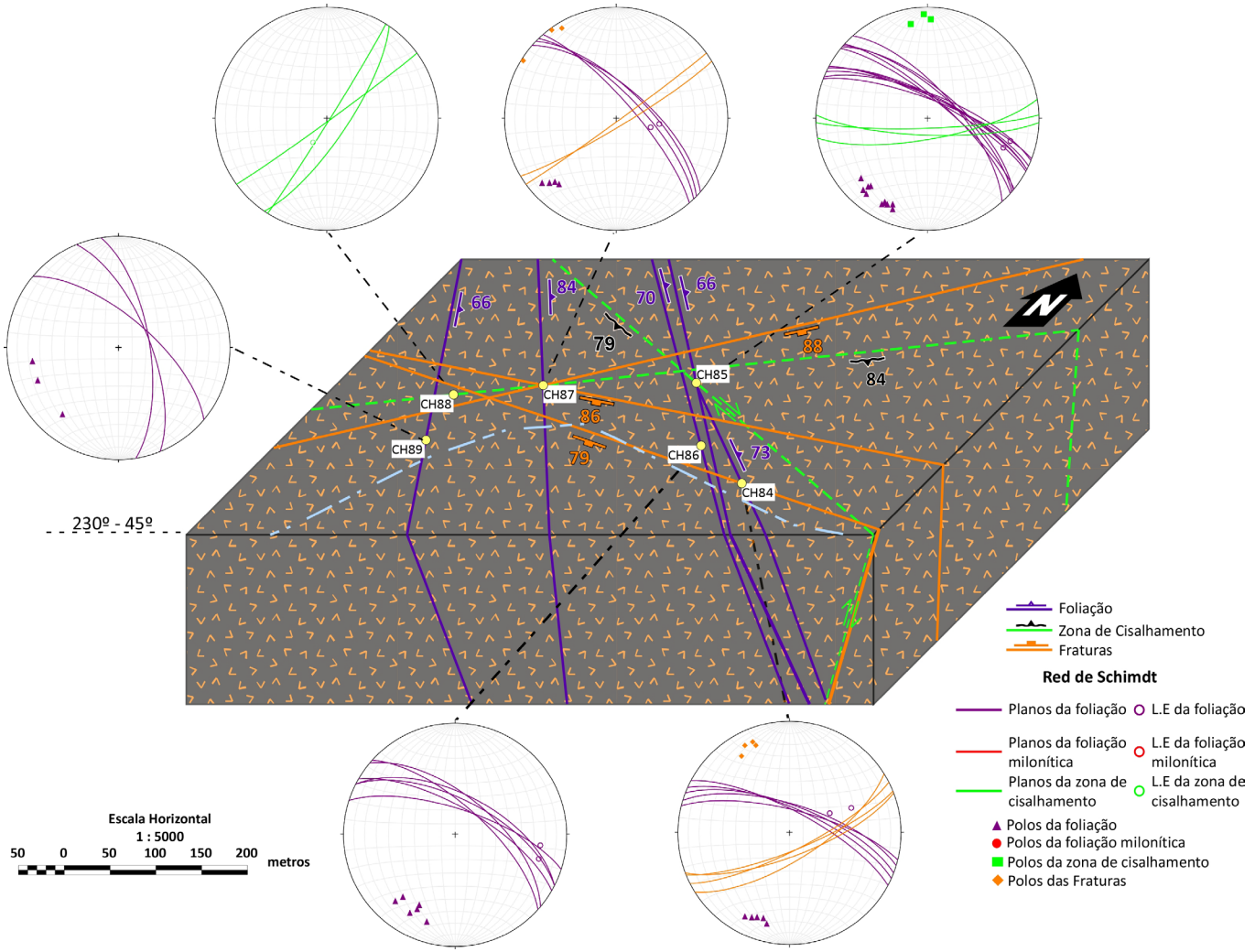


Figura 82. Perfil esquemático do Gabro Santo Antônio no córrego homônimo onde se exibe o (sub) paralelismo da foliação desenvolvida no gabro e a relação das estruturas rúpteis tais como zonas de cisalhamento e faturamento.

b) Petrografia, microestruturas e mecanismos de deformação.

São rochas de composição máfica, textura de agregados minerais em mosaicos poligonizados, inequigranular com tamanho entre fino a médio. Constituídas por plagioclásio, ortopiroxênio (hiperstênio) e clinopiroxênio (augita). Biotita ocorre em quantidades subordinadas (<5%). Apatita, zircão e magnetita como minerais acessórios. Exibem uma foliação incipiente pela disposição preferencial de forma dos plagioclásios com maior razão axial (Figura 83).

O plagioclásio se apresenta como cristais tabulares, euédricos a subédricos em agregados poligonizados em mosaico com tamanhos aproximadamente homogêneos entre 0,2 até 0,5 mm, excepcionalmente podem atingir 1 mm. Frequentemente geminados segundo a lei da albita e por vezes da periclina e encontra-se com orientação preferencial de forma segundo foliação da rocha (Figura 83).

O Ortopiroxênio é mais abundante que o clinopiroxênio, ocorre com fenocristais com extinção reta, subédricos a euédricos com tamanhos entre 0,5 até 1 mm, sem exsoluções preservam faces cristalinas retas orientadas segundo a foliação da rocha (Figura 76a), conservando microestrutura ígnea original (Figura 83). Cristais com extinção reta, subédricos a anédricos em mosaico com tamanhos heterogêneos entre 0,1 até 0,4 mm (Figura 83).

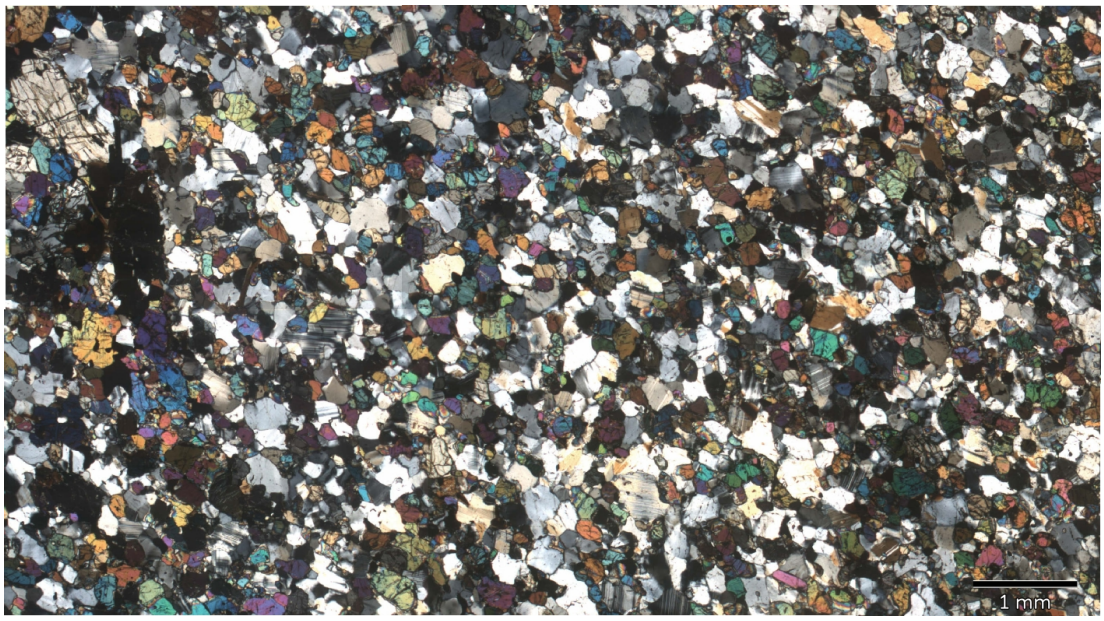


Figura 83. Aspecto geral dos gabros da unidade Gabro Santo Antônio. Observe-se a orientação preferencial dos piroxênios e cristais de plagioclásio. Amostra CH84.

Biotita ocorre nas formas de palhetas subédricas a euédricas em agregados com os demais minerais máficos, com tamanhos entre 0,1 até 0,3mm. Por vezes aparece como mineral intersticial. Agregados de magnetita se dispõem em espaços entre cristais de plagioclásio ou associados a minerais máficos.

- **Microestruturas e mecanismos de deformação.**

Nestas rochas os minerais em geral apresentam uma moderada deformação em estado solido, conservando algumas texturas ígneas primarias e apresentam uma anisotropia marcada pelo alinhamento de cristais de plagioclásio e pelos agregados de minerais máficos (piroxênios e biotita).

O plagioclásio apresenta coexistência de texturas primarias (origem magmático, Paterson et al., 1989) e texturas secundarias geradas durante recristalização relacionada a deformação em estado solido (Figura 84): i) texturas primarias consistem de preservação da geminação magmática na maioria dos cristais (segundo a lei da albita e por vezes periclina). ii) texturas secundarias relacionadas a processos de deformação intracristalina, tais como geminação em cunha e encurvamento de geminação, recristalização dinâmica pela rotação de subgrãos, contatos entre cristais de plagioclásio moderadamente lobados sugerindo recristalização dinâmica pelo mecanismos de migração de borda, mas existe predomínio destes contatos ter ângulos de 120° em junções tríplices gerando agregados poligonizados em mosaico (Figura 84).

Os piroxênios apresentam fenocristais com faces cristalinas retas preservadas, orientadas segundo a foliação da rocha sugerindo uma origem herdada da microestrutura ígnea original. Os agregados em mosaico de tamanhos heterogêneos, provavelmente são produto da fragmentação controlada pela clivagem de fenocristais, indicando uma predominante deformação cataclástica para o piroxênio.

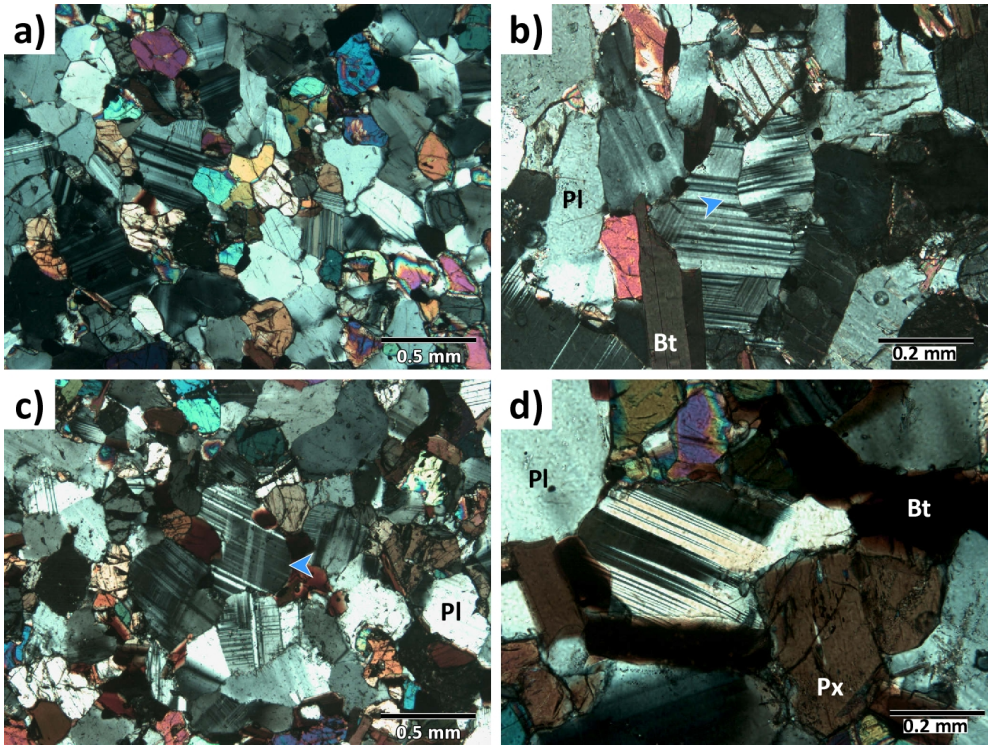


Figura 84. Microestruturas de deformação desenvolvidas no plagioclásio. a) aspecto geral do plagioclásio e seus contatos. A tendência destes contatos é de ter ângulos de 120° em junções tríplices (Amostra CH84). b) migração da borda entre indivíduos do plagioclásio. Amostra CH85. c) Desenvolvimento de bandas *kink* e d) geminação mecânica em cunha (Amostra CH87).

Adicionalmente os piroxênios ocorrem geralmente na forma de agregados com texturas em mosaico, e ocasionalmente com microfraturas intragranulares. Não apresentam aspectos de deformação dúctil tais como encurvamento da clivagem. Por vezes as microfraturas intragranulares desenvolvidas nos piroxênios mostram-se preenchidas por biotita. Adicionalmente a biotita também desenvolve por vezes fraturas paralelas à clivagem que ocasionalmente estão preenchidas por plagioclásio em continuidade ótica com o cristal adjacente (Figura 85).

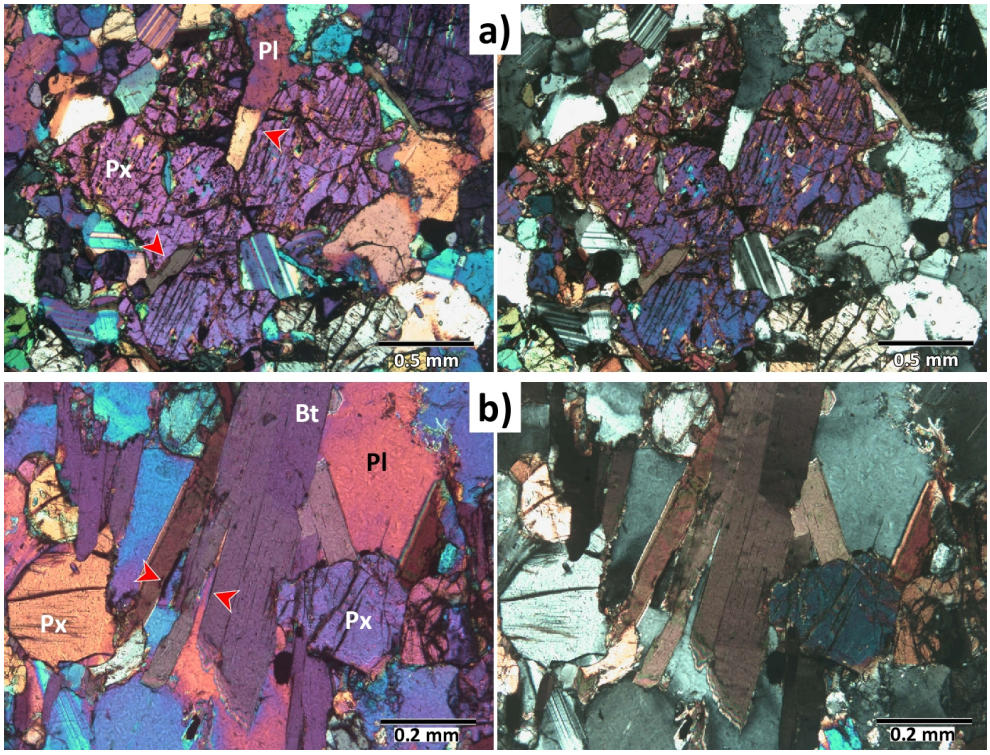


Figura 85. Microfraturas desenvolvidas em a) piroxênio e b) biotita preenchidas por biotita e plagioclásio (indicadas pelas setas vermelhas). Pl = Plagioclásio, Px = Piroxênio e Bt = biotita.

4.1.5 Gabros Cumulaticos.

Grupo de rochas máficas observado na forma de blocos isolados, principalmente no subdomínio fazenda do goiano (Afloramentos CH104 e CH51) e na área onde aflora a unidade Gabro Pratinha (Afloramento CH46). A continuidade dos corpos e suas relações de contato não puderam ser verificadas no campo.

Apresentam aspecto homogêneo, geralmente isotrópicos, ainda que no afloramento CH104 foi reconhecida uma anisotropia levemente desenvolvida (Figura 86a). Apresentam granulação variando de fina a grossa, e cor cinza muito escura. Exibem enclaves graníticos? Com aparente assimilação (Figura 86b).

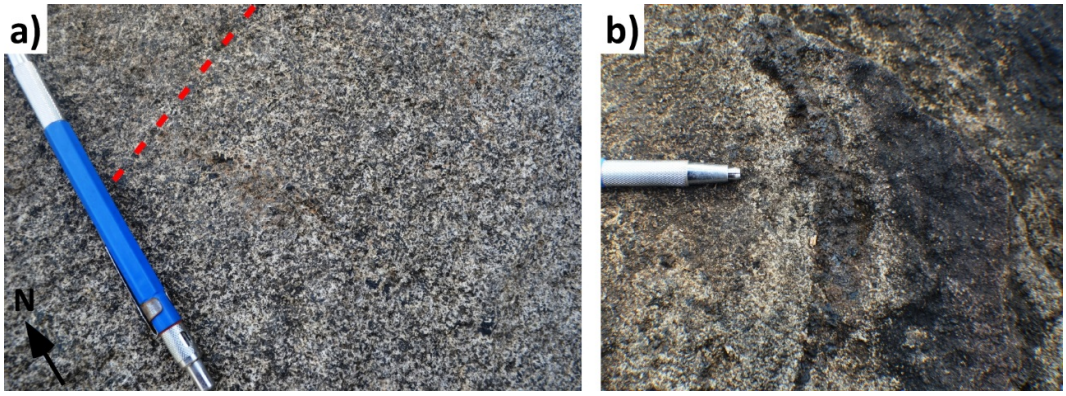


Figura 86. Detalhe dos Gabros Cumulaticos aflorantes na área da Fazenda do Goiano onde estão as exposições dos granitos milonitizados da Unidade Charnockito Serra da Prata. (Afloramento CH104). a) Gabro de textura media equigranular mostrando uma orientação preferencial dos plagioclásios definindo uma foliação (linha vermelha). b) detalhe de enclave de granítico? parcialmente assimilado.

c) Petrografia

Estes gabros exibem texturas cumuláticas, variando de ofíticas a subofíticas constituídos por cristais tabulares de plagioclásio de razão axial 1:3 e 1:5 (fase *cumulus*) dispostos em matriz constituída por cristais de clino e ortopiroxênio (fases *intercumulus*), que variam em tamanho entre 1 até 5 mm (Figura 87). Este tipo de gabros não apresenta deformação intracristalina evidente.

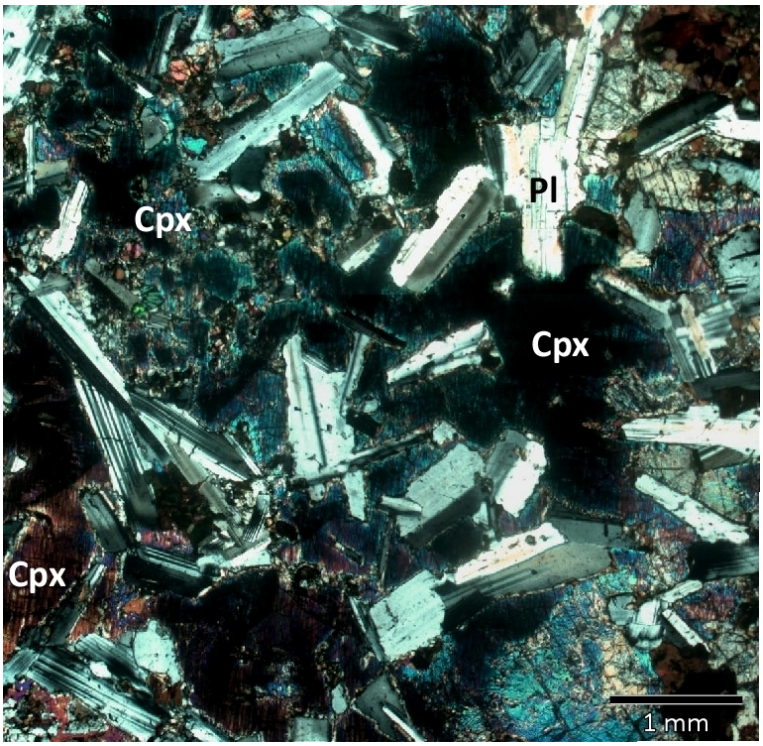


Figura 87. Aspecto geral dos gabros cumulaticos. Pl = Plagioclásio e Cpx = Clinopiroxênio. Amostra CH104

O plagioclásio se apresenta como cristais tabulares, euédricos a subédricos com tamanhos entre 0,5 até 3 mm, com extinção reta, porem alguns cristais podem exibir extinção ondulosa muito leve, sendo esta do centro da borda, podendo indicar zonação composicional (Figura 88a). Encontra-se como fenocristais e como microlitos envolvidos nos cristais de piroxênio. O teor de anortita foi determinado pelo método de Michel-Levy fornecendo composições equivalentes da labradorita (An_{50}).

O clinopiroxênio predominante é de tipo augita e coexiste com ortopiroxênio subordinado de tipo hiperstênio, possuem textura poiquilítica (oikocristais) e como microfenocristais na matriz. A augita apresenta estrutura *schiller* de minerais opacos nas clivagens, e por vezes pode mostrar geminação simples. Ocasionalmente pode apresentar intercrescimentos simplectíticos entre augita-hiperstênio e plagioclásio-piroxênio (Figura 88b).

Biotita se apresenta como 2 polítipos: i) Biotita 1 (Bt_1) Agregados constituído por cristais tabulares subédricos com tamanhos entre 0,5 – 1 mm. Apresentam-se principalmente como minerais intersticiais (textura intergranular, Figura 88c). ii) Biotita 2 (Bt_1) Agregados formados a partir da alteração do piroxênio encontrando-se principalmente nas bordas destes. Possuem tamanhos geralmente < 0,1 mm (Figura 88d).

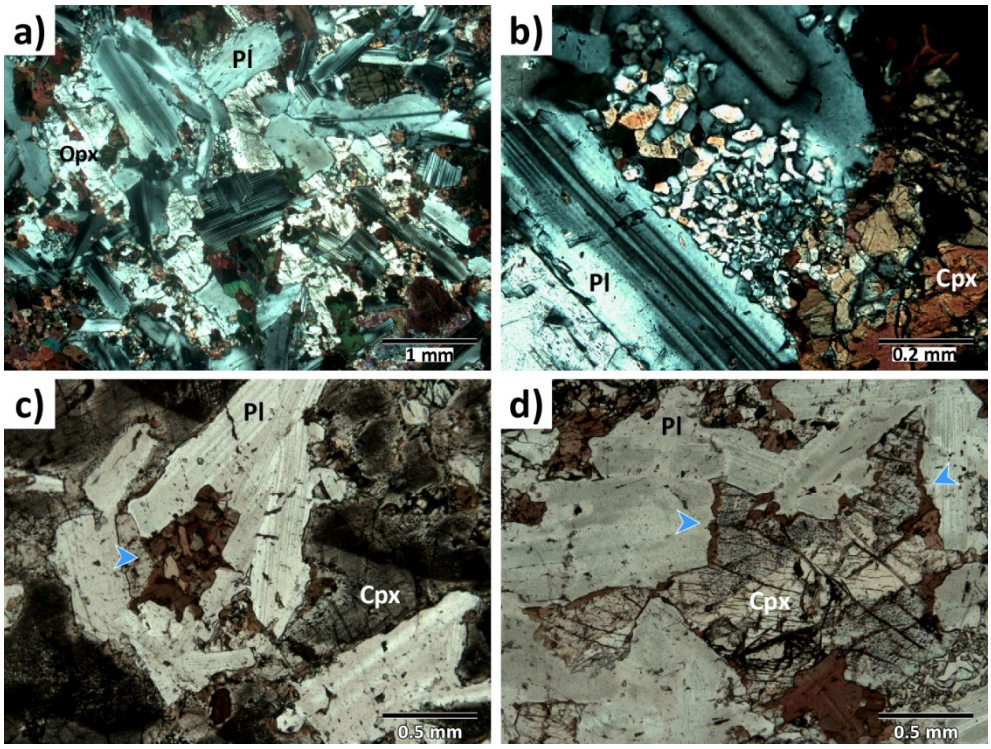


Figura 88. Polítipos dos minerais que compõem os gabros com textura subofítica. a) Cristais tabulares de plagioclásio envolvidos por cristal poiquilítico de ortopiroxênio. b) intercrescimento simplectítico plagioclásio-piroxênio**.** c) Biotita de textura intergranular (indicado pelas setas azuis) e f) como mineral de alteração do piroxênio encontrando-se principalmente nas bordas dos cristais (indicado pelas setas azuis). Amostra CH104.

4.2 Mineralogia Magnética

As propriedades magnéticas das Unidades Charnockito Serra da Prata, Gabro Pratinha e Santo Antônio foram estudadas em 55 afloramentos a partir de análises de susceptibilidade magnética, curvas de aquisição de magnetização remanente isotermal (IRM) e complementadas com observações ao microscópio petrográfico convencional (luz refletida).

4.2.1 Susceptibilidade e anisotropia magnética.

A susceptibilidade magnética apresenta teores muito elevados nas rochas graníticas da Unidade Charnockito Serra da Prata geralmente com valores acima de $5*10^{-3}$ SI (> 5 mSI), com algumas exceções, sugerindo que o marcador magnético da susceptibilidade e a anisotropia é predominantemente ferromagnética (Tarling & Hrouda, 1993). A susceptibilidade media (k_m) varia entre 3,17 mSI e 69,90 mSI, com média de 28,44 mSI (d.p = 16,33); valores de k_m acima de 10 mSI são encontrados em 96% dos espécimes (Figura 89a). Segundo o histograma de distribuição de frequência estes valores definem uma curva assimétrica leftocurtica com media de 15 mSI no intervalo de 5.5 - 65 mSI (Figura 89a).

A anisotropia magnética definida pelo parâmetro P_j varia entre 1,12 e 1,98, com média de 1,41 (d.p = 0,25), sendo que em 63% dos espécimes possuem valores de P_j = 1,1 - 1,5 e o 37% dos espécimes tem valores de P_j = 1,5 - 2,0. A relação entre susceptibilidade magnética media (k_m) e o parâmetro de anisotropia P_j (Figura 89b) mostra dispersão aleatória dos dados. Os valores de anisotropia mais baixos apresentam-se nos espécimes que estão localizados nos charnockitos do subdomínio de Iracema (P_j = 1,13 – 1,30), enquanto que os maiores valores de excentricidade do elipsoide magnético encontram-se nos granitos dos subdomínios onde a rocha está milonitizada, subdomínios Fazenda do Goiano (P_j = 1,54 – 1,98) e Rouxinho (P_j = 1,20 – 1,88).

Um dos espécimes apresenta valor extremo de susceptibilidade media, k_m = 3,17 mSI (sitio Ch32; Figura 89b) localizado no subdomínio Iracema, onde as rochas apresentam moderada a baixa deformação dúctil. Valores de susceptibilidade menores de 5 mSI (5*10-3 mSI) correspondem a rochas cujas propriedades magnéticas estão controladas preferencialmente pela fracção paramagnética (Tarling & Hrouda, 1993). Esta diferencia na mineralogia magnética respeito às outras amostras aqui analisadas, é atribuída à variação

composicional deste granito, sendo provavelmente consequência do aumento no conteúdo de biotita.

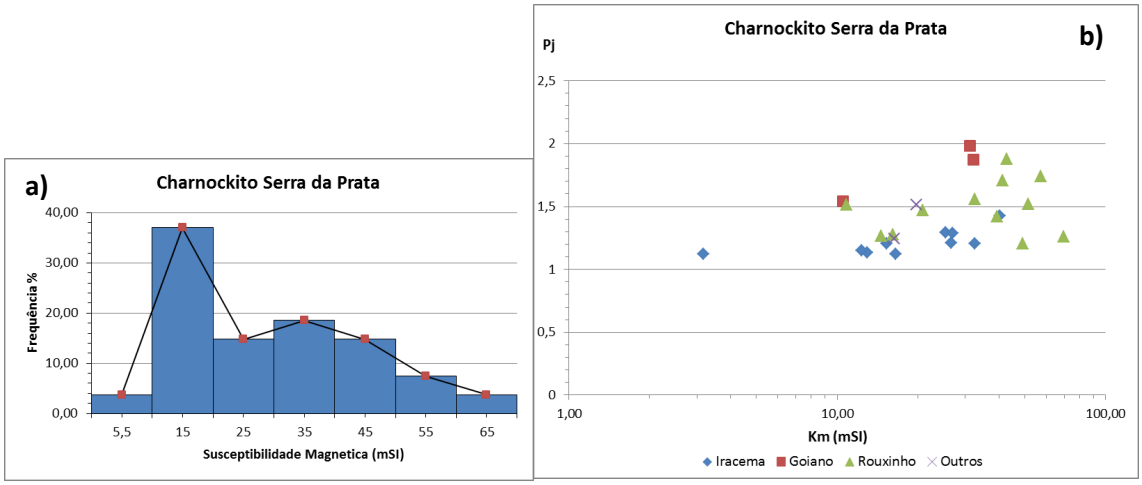


Figura 89. a) Histograma de frequência dos valores de susceptibilidade magnética media (k_m) da Unidade Charnockito Serra da Prata. b) Relação entre anisotropia magnética (P_j) e susceptibilidade magnética (k_m).

Do mesmo modo que o Charnockito Serra da Prata, o Gabro Pratinha e Santo Antônio, apresentam valores elevados de susceptibilidade magnética, porem maiores. Assim a k_m varia entre 1 - 140 mSI com uma média de 57,10 mSI (d.p = 37,69; Figura 90a). Segundo o histograma de distribuição de frequência estes valores definem uma curva bimodal nos intervalos 15,60 – 55,90 mSI e 47,70 – 136 mSI. Esta dispersão na susceptibilidade magnética media (k_m) se associa a diferenças no conteúdo de magnetita derivadas de processos petrológicos na rocha (Mooney & Bleifuss, 1953 apud Housen *et al.,* 1995).

Nos gabros 93% dos espécimes têm valores de km acima de 10 mSI (Figura 90b) sugestivos de que o marcador magnético é de alta susceptibilidade, compatível com presencia de fracção ferromagnética predominantemente (Tarling & Hrouda, 1993).

Um dos espécimes apresenta valor anômalo da susceptibilidade (k_m = 1,44 mSI, sitio Ch87; Figura 90b). Segundo Tarling & Hrouda (1993) valores de susceptibilidade menores de 5 mSI (5*10-3 mSI) correspondem a rochas cujas propriedades magnéticas estão controladas preferencialmente pela fracção paramagnética. Esta diferencia na mineralogia magnética é atribuída à variação composicional dentro destes gabros, sendo neste caso particular como consequência do aumento no conteúdo de biotita primaria.

A relação entre susceptibilidade magnética media (k_m) e anisotropia magnética definida pelo parâmetro P_j para as Unidades Gabro Pratinha e Santo Antônio é mostrado na Figura 90a. Os valores de anisotropia magnética P_j variam entre 1,04 e 1,64, com média de 1,41 (d.p

= 0,25), sendo que em 63% dos espécimes possuem valores de P_j = 1,1 - 1,5 e o 37% dos espécimes tem valores de P_j = 1,5 – 1,6.

A despeito da variação nos valores da susceptibilidade magnética (km) nestes gabros, a variação do parâmetro de anisotropia (P_j) é baixo, evidenciado pelo baixo valor de desvio padrão (d.p).

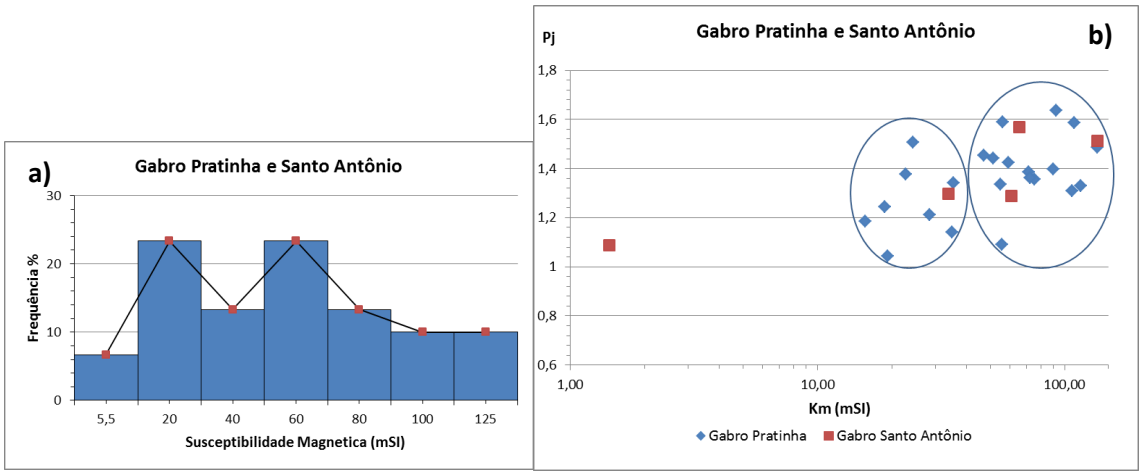


Figura 90. a) Histograma de frequência dos valores de susceptibilidade magnética (k) das Unidades Gabro Pratinha e Santo Antônio. b) Relação entre anisotropia magnética (P_j) e susceptibilidade magnética (k).

4.2.2 Curvas de magnetização remanente isotérmica (IRM) e curvas termomagnéticas.

As amostras analisadas pela IRM foram escolhidas segundo susceptibilidade magnética media (km) representativa ou amostras com valores anômalos de cada unidade geológica (Tabela 3): cinco amostras da Unidade Charnockito Serra da Prata, duas amostras de Gabro Santo Antônio e Pratinha.

Tabela 3. Amostras selecionadas para analises de IRM e termomagnéticos. SP = Unidade Charnockito Serra da Prata, GP = Unidade Gabro Pratinha e GSA = Unidade Gabro Santo Antônio.

Amostra	Km (mSI)	Unidade
CH12D3	32,1	SP
CH13C5	10,5	SP
CH54A2	15,3	SP
CH29C1	12,9	SP
CH34B3	12,3	SP
CH47F2	136	GP
CH87D5	1,44	GSA

Os resultados analíticos dos experimentos de IRM e termomagnéticos (variação k-T) da Unidade Charnockito Serra da Prata e dos Gabros Pratinha e Santo Antônio são semelhantes.

Os diagramas de campo magnético induzido (H em militeslas, mT) vs magnetização remanente (Mr) em amperes/metro (A/m) exibem rápido aumento da magnetização remanente (Mr) até aproximadamente 90 mT, para em seguida permanecer constante (Figura 91), formando plateau de saturação magnética. Este comportamento é característico da presença dominante de fração mineral ferromagnética nos granitos e gabros, sugerindo magnetita como marcador magnético destas rochas.

Nas curvas termomagnéticas (Figura 91), em temperaturas baixas (-200ºC a 0ºC) há um marcante aumento de k próximo a -160ºC relacionado à transição de Verwey. No ciclo de aquecimento a susceptibilidade cresce progressivamente até 560-570ºC para cair abruptamente em 600° até 700°C. Este crescimento regular é atribuído ao efeito Hopkinson, este comportamento é típico de magnetita pobre em Ti, a forte queda em aproximadamente 580ºC refere-se à temperatura de Curie (T_C) da magnetita. A marcante transição de Verwey e a T_C perto de 580ºC indicam a presença de uma magnetita não alterada, relativamente "grossa" e com uma estrutura de multidomínio. No ciclo de resfriamento a curva é praticamente reversível para as amostras com moderada susceptibilidade (CH12, CH54, CH47. CH41, Figura 91) mostrando que o experimento ocorreu sem modificações, ou seja, sem uma neoformação de fases magnéticas. Amostras com uma susceptibilidade mais baixa (CH13, CH29 e CH34, Figura 91) apresentam uma curva que desenvolve uma pendente durante o aquecimento que não acontece durante a etapa de resfriamento. Este pendente da curva pode interpretar-se como uma transição de uma fase oxidante da magnetita ou uma pequena neoformação de minerais magnéticos durante o aquecimento.

A amostra CH87 apresenta um comportamento atípico, em temperaturas baixas (-200ºC a 0ºC) exibe uma curva hiperbólica diminuindo a susceptibilidade enquanto a temperatura se aproxima a cero. Na etapa de aquecimento o comportamento termomagnético mostra a diminuição gradual e constante da magnetização até 700°C e remagnetização gradual durante o resfriamento até temperatura ambiente sem definir temperatura de Curie claramente definida de qualquer mineral. Este comportamento indica que os minerais paramagnéticos dominam na amostra, no ciclo de resfriamento a curva é praticamente reversível mostrando que o experimento ocorreu sem sofrer alguma transformação de fases minerais.

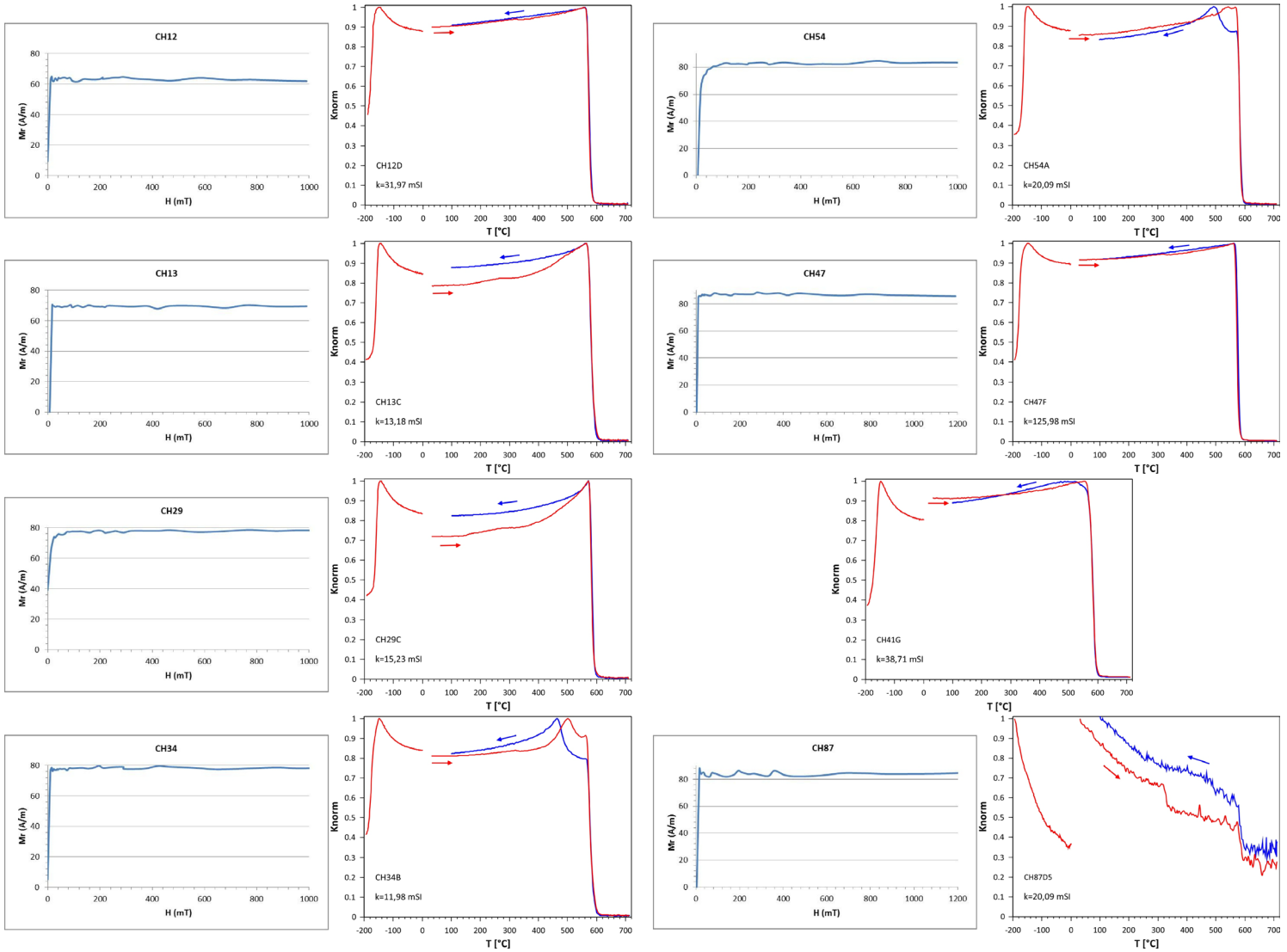


Figura 91. Curvas de Magnetização remanente isotérmica. Mr, magnetização remanente, H, campo indutor. Amostras CH12 até CH54 pertencem à unidade Charnockito Serra da Prata, enquanto que as amostras CH47 até CH87 pertencem as Unidades Gabro Pratinha e Santo Antônio.

4.2.3 Textura e microestruturas dos minerais opacos

Na Unidade Charnockito Serra da Prata, os granitóides apresentam silicatos de Fe/Mg representados por biotita e hornblenda principalmente (subdomínios Fazenda do Goiano e Rouxinho), associados a magnetita. A magnetita ocorre como cristais geralmente anédricos a subédricos, com tamanho variável entre 0,25 até 0,4 mm, porem localmente alguns grãos podem alcançar 1 mm de comprimento. A superfície dos grãos é uniforme, sem evidências de texturas de exsolução para ilmenita ou alteração para hematita. Nas áreas com maior deformação, principalmente em zonas com milonitização, a magnetita se apresentam como cristais alongados com orientação preferencial e razão axial de 2.5:1 aproximadamente (Figura 92). A biotita e o anfibólio geralmente têm contatos retos a encurvados com a magnetita, e não exibem sinais de recristalização de óxidos de Fe nos planos de clivagem. De forma restrita aparece hematita em contato neto com grãos de magnetita. Foram encontrados sulfetos de Fe e Cu (pirrotita e calcopirita) disseminados, porem estes minerais encontra-se em quantidades traças (<0,1%).

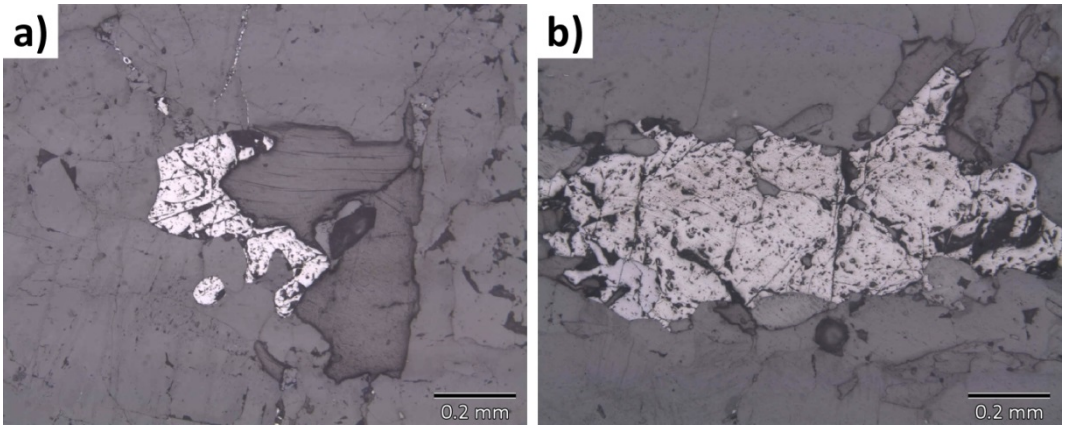


Figura 92. Aspecto ao microscópio petrográfico em luz refletida de magnetita presente na Unidade Charnockito Serra da Prata. a) magnetita característica das rochas charnockíticas do Subdomínio Iracema. b) Aspecto típico da magnetita encontrada nos granitos milonitizados dos subdomínios de Fazenda do Goiano e Rouxinho.

Nas Unidades Gabro Pratinha e Santo Antônio os silicatos de Fe/Mg estão representados por biotita e piroxênio, e junto a magnetita formam agregados. A magnetita ocorre como cristais geralmente anédricos a subédricos, com tamanho entre 0,1 até 0,2 mm. Apresentam-se levemente fraturados, e como cristais moderadamente alongados, com orientação preferencial e razão axial de 2:1 (Figura 93). Piroxênio e por vezes biotita apresentam contatos retos a encurvados com a magnetita, e não exibem sinais de recristalização de óxidos de Fe nos planos de clivagem destes minerais.

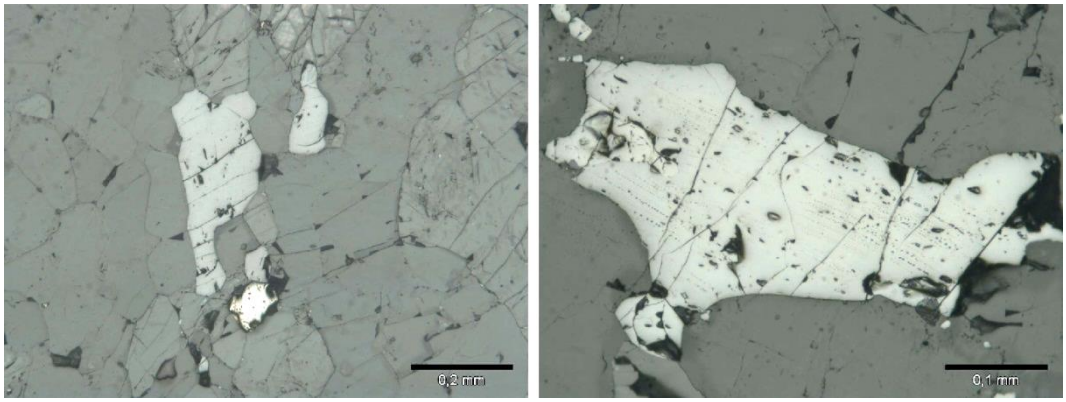


Figura 93. Aspecto ao microscópio petrográfico em luz refletida da magnetita presente nos Gabros Pratinha e Santo Antônio.

4.3 Trama Magnética

Neste capitulo se apresentam os dados de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) referente às Unidades Charnockito Serra da Prata, Gabros Pratinha e Santo Antônio. A representação da distribuição espacial dos dados de ASM é normalmente realizada em uma projeção estereográfica (hemisfério inferior). As direções principais da trama magnética são representadas pela susceptibilidade máxima (k_1) e mínima (k_3), sendo correlacionadas respectivamente a lineação magnética e a foliação magnética (plano normal a k_3). Para caracterizar a forma do elipsoide (T) e o grau de anisotropia (P_j) utilizaram-se os protocolos de Jelinek (1981). A trama magnética pode ser classificada de três formas: linear, planar e triaxial ou planolinear. Na trama linear, que possui apenas a lineação magnética definida, os eixos k_1-k_1A estão agrupados, enquanto k_2-k_2A e k_3-k_3A estão distribuídos em um plano normal a k_1-k_1A. Já a trama planar possui apenas a foliação magnética definida e os eixos k_1-k_1A e k_2-k_2A encontram-se distribuídos em um plano normal a k_3-k_3A (polo da foliação). Em uma trama triaxial ou plano-linear, todos os eixos do elipsoide formam agrupamentos distintos ($k_1>k_2>k_3$).

A estimativa da "qualidade" dos dados direcionais da trama magnética em cada estação é feita através do estudo da variação angular da elipse de dispersão, em torno das direções principais médias, que correspondem à lineação (k_1) e à foliação (k_3) magnética. A trama do local é definida, se o semi-ângulo do eixo maior da elipse ($\alpha k_{1,3}$) for $\leq 28°$, moderadamente definida, se $28° < \alpha k_{1,3} \leq 42°$ e pobremente definida ou dispersa, se $\alpha k_{1,3} > 42°$ (Borradaile, 2001).

Na Unidade Charnockito Serra da Prata, 96% das lineações e foliações magnéticas estão bem definidas, e apenas um 4% dos espécimes estão moderadamente definidas. O predomínio de tramas planares bem definidas ($\alpha k_3 < 28°$), se comparado às lineares, reflete a maior frequência de elipsoides oblatos nos granitos.

Nos Gabros Pratinha e Santo Antônio 70% das lineações e 93% das foliações magnéticas, estão bem definidas; 3% das lineações e 6% das foliações estão moderadamente definidas enquanto que 6% das lineações estão dispersas. Do mesmo modo que estes gabros apresentam maior proporção de tramas planares bem definidas ($\alpha k_3 < 28°$), o que reflete a maior frequência de elipsoides oblatos. A amostragem destas unidades de rocha foi limitada e com distribuição espacial aleatória, concentrada para o norte da serra (Figura 94). Isso pela extensa cobertura de solo e vegetação, e pelas estricções de acesso, derivadas da negativa de entrada nos terrenos de alguns fazendeiros. Os parâmetros escalares e direcionais da ASM se apresentam na Tabela 4, separados por unidade de rocha.

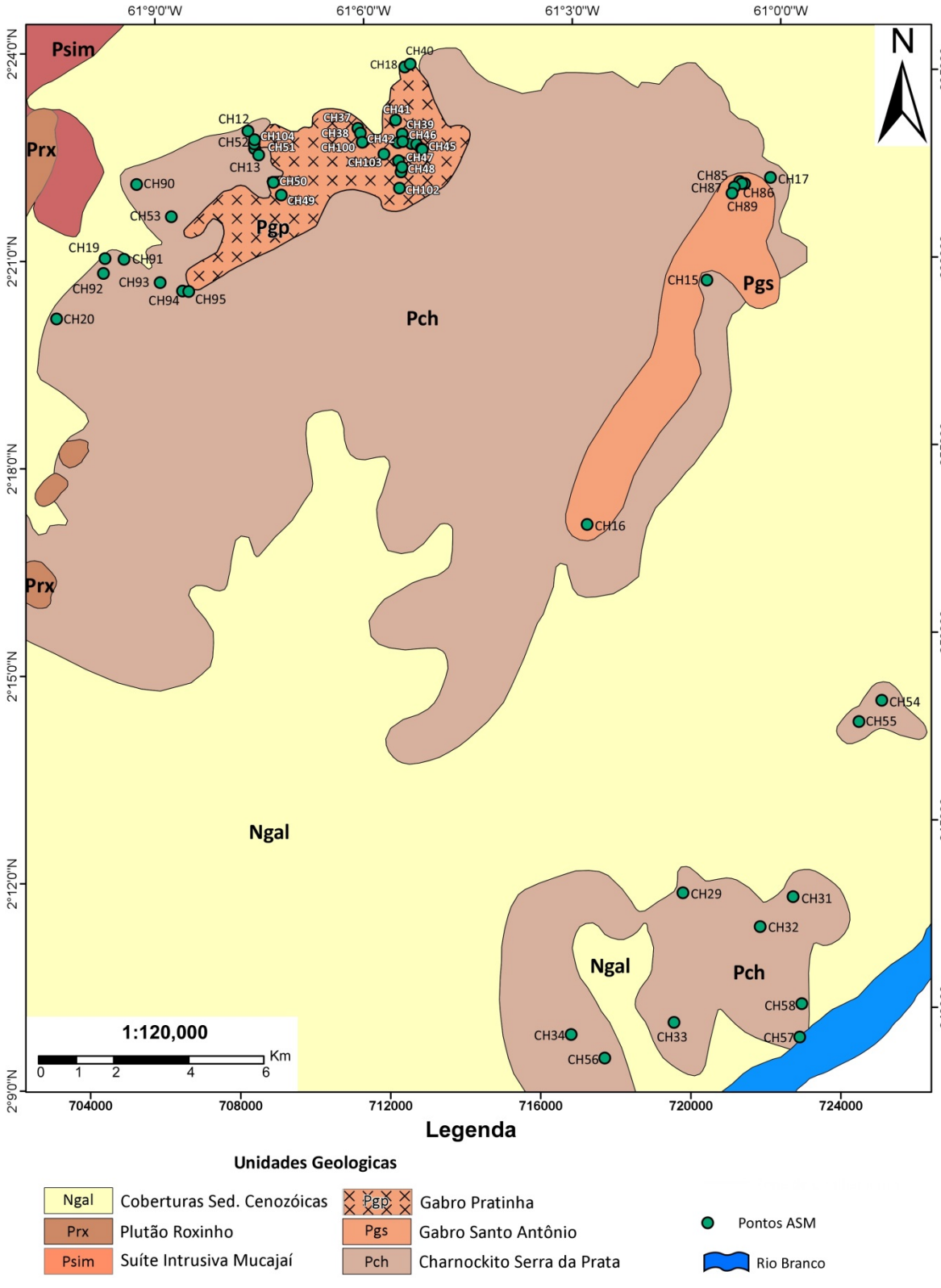


Figura 94. Distribuição de Pontos de amostragem para analises de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).

Tabela 4. Resultados analíticos de ASM para as rochas do plúton Serra da Prata.

GABROS																
	SITIO	UTM		n	Km	Pj	T	K_1			K_3			Fol Mag.	
		X	Y		(mSI)			DEC	INCL	α_1	DEC	INCL	α_3	DEC	INCL
GP	GC-1	712555	263016	9	18,70	1,24	0,684	285	40	25	184	13	10	274	77
	GC-2	712281	262260	18	35,40	1,34	0,425	247	84	46	52	6	14	142	84
	CH18	712381	265059	10	107,00	1,31	-0,94	85	43	2,6	267	47	26	357	43
	CH37	711131	263427	14	22,70	1,38	-0,09	273	9	6	113	80	2,9	203	10
	CH38	711198	263299	26	75,70	1,36	-0,2	210	21	20	72	63	24	162	27
	CH39	712311	263271	12	71,40	1,39	0,453	182	53	3,1	335	34	2,2	65	56
	CH40	712525	265140	31	47,10	1,45	0,542	164	72	27	281	8	24	11	82
	CH41	712136	263643	12	35,10	1,14	0,309	295	31	11	101	58	9,7	191	32
	CH41	712136	263643	18	15,60	1,18	0,715	304	8	20	162	80	4,7	252	10
	CH42	712200	263040	19	28,50	1,21	-0,3	216	44	13	83	35	18	173	55
	CH43	712696	263001	25	109,00	1,59	0,654	147	30	13	2	54	5,5	92	36
	CH44	712817	262882	29	72,30	1,36	0,492	198	17	16	46	71	7,6	136	19
	CH45	712845	262861	29	56,00	1,59	0,364	61	16	15	249	74	4,6	339	16
	CH46	712325	263073	20	55,90	1,09	0,465	108	38	29	356	25	21	86	65
	CH47	712214	262562	28	136,00	1,49	0,055	215	20	9,9	52	70	8,1	142	20
	CH48	712307	262389	16	89,80	1,4	0,244	222	7	2,7	5	82	7,2	95	8
	CH49	709089	261645	16	24,40	1,51	-0,08	238	26	11	335	14	31	65	76
	CH50	708874	261981	11	116,00	1,33	-0	214	23	16	315	24	16	45	66
	CH51	708372	262881	16	1,00	1,1	0,406	260	31	57	162	13	25	252	77
	CH100	711245	263052	25	59,10	1,43	0,367	18	3	13	261	84	6,4	351	6
	CH101	711245	263052	18	51,30	1,44	0,093	210	26	7,2	2	61	6	92	29
	CH102	712237	261829	20	55,00	1,34	0,337	215	22	6,6	5	65	4,7	95	25
	CH103	711824	262735	13	92,60	1,64	-0,37	209	36	7	329	34	9,5	59	56
	CH104	708364	263012	18	19,20	1,04	-0,34	268	28	16	112	60	38	202	30
GSA	CH16	717243	252864	16	79,90	1,21	-0,55	249	8	12	351	54	23	81	36
	CH84	721440	261953	18	33,80	1,30	0,285	262	41	14	39	39	12	129	51
	CH85	721504	262004	24	60,80	1,29	0,106	270	51	11	46	30	11	136	60
	CH86	721367	261950	25	136,00	1,51	-0,06	274	50	5,5	32	22	9,4	122	68
	CH87	721163	261859	17	1,44	1,09	0,441	262	56	7,3	68	33	8,6	158	57
	CH89	721105	261698	13	65,40	1,57	-0,4	244	70	19	47	19	15	137	71

GRANITOS E CHARNOCKITOS															
	SITIO	UTM		n	Km	Pj	T	K_1			K_3			Fol Mag.	
		X	Y		(mSI)			DEC	INCL	α_1	DEC	INCL	α_3	DEC	INCL
CSP	CH12	708252	263389	20	32,10	1,87	-0,15	211	48	18	337	28	19	67	62
	CH13	708481	262713	29	10,50	1,54	0,055	226	64	11	331	7	9,2	61	83
	CH15	720432	259381	20	16,30	1,24	-0,52	258	62	11	94	27	21	184	63
	CH17	722128	262118	19	19,70	1,51	-0,4	302	54	15	39	5	26	129	85
	CH19	704388	259955	14	32,50	1,56	0,12	171	60	10	353	30	19	83	60
	CH20	703098	258344	15	14,60	1,27	0,12	271	56	11	145	22	19	235	68
	CH29	719796	243049	12	12,90	1,13	0,255	114	23	16	210	15	20	300	75
	CH31	722733	242942	15	16,50	1,12	-0,44	217	85	10	94	3	15	184	87
	CH32	721856	242148	15	3,17	1,12	-0,2	46	77	3,2	145	2	4,1	235	88
	CH33	719554	239595	15	25,30	1,29	0,138	128	69	8,3	341	18	9,6	71	72
	CH34	716816	239269	12	12,30	1,15	-0,63	96	63	6,6	352	7	32	82	83
	CH52	708376	263122	19	31,30	1,98	0,45	142	36	8,2	320	53	7,1	50	37
	CH53	706156	261069	10	20,80	1,47	0,415	179	31	8,6	283	22	8,2	13	68
	CH54	725097	248181	11	15,30	1,2	0,294	80	8	19	189	66	14	279	24
	CH55	724484	247613	17	26,60	1,21	-0,12	242	1	12	332	1	12	62	89
	CH56	717711	238641	25	26,90	1,29	0,219	136	38	8,6	26	24	12	116	66
	CH57	722910	239203	20	40,30	1,43	0,004	195	57	9,6	333	26	14	63	64
	CH58	722961	240091	17	32,60	1,21	-0,15	83	75	15	286	14	20	16	76
	CH83	701479	250756	22	49,20	1,2	0,186	205	41	13	311	17	8,8	41	73
	CH90	705232	261929	13	51,50	1,52	-0,21	196	65	6,6	334	19	17	64	71
	CH90	705232	259380	8	16,10	1,28	-0,53	300	78	31	62	6	21	152	84
	CH91	704894	259933	16	39,40	1,42	-0,61	280	51	4,5	177	10	15	267	80
	CH92	704348	259557	13	41,30	1,71	0,167	255	48	11	46	38	16	136	52
	CH93	705855	259314	16	57,20	1,74	-0,05	208	81	5,3	358	8	5,3	88	82
	CH94	706457	259090	17	69,90	1,26	0,03	224	76	26	59	14	27	149	76
	CH95	706622	259075	13	42,90	1,88	-0,68	2	16	15	184	75	8	274	15

k_m, susceptibilidade magnética media (10^{-3} SI); Pj, grau de anisotropia; T, parâmetro de forma; k1 e k3 são as direções principais médias (declinação, inclinação) do sítio, enquanto α1 e α3 são os semiângulos dos cones de confiança (95%) em torno das respectivas direções médias. n, número de espécimes.

4.3.1 Unidade Charnockito Serra da Prata.

No Charnockito Serra da Prata foram coletadas 26 estações de ASM aleatoriamente distribuídas (Figura 94). Em cada afloramento foram coletados entre 3 e 5 testemunhos de sondagem por estação, o que forneceu um total de 423 espécimes orientados (média de 16 espécimes por sítio) com a finalidade de caracterizar a trama magnética. Os parâmetros escalares e direcionais das estações do Charnockito Serra da Prata estão consignados na Tabela 4.

d) Parâmetros escalares (anisotropia e forma do elipsoide)

Neste plúton a susceptibilidade magnética é alta, com valores de k_m variando entre 3,17 e 69,9 mSI com média de 29,12 mSI sugestivos da presencia de magnetita como marcador magnético nas amostras analisadas. Entretanto o parâmetro de anisotropia magnética P_j tem valores entre 1,12 e 1,88 com média de 1,41 (d.p = 0,25, Figura 95), sendo maiores em locais onde a rocha apresenta foliação milonítica (Subdomínios Fazenda do Goiano e Rouxinho).

Quanto à forma do elipsoide de anisotropia magnética determinada pelo parâmetro T, em 11 elipsoides são lineares (T < -0,12), sete elipsoides têm forma triaxial (-0,12 ≤ T ≤ 0,12) e oito elipsoides são planares (T > 0,12, Figura 95).

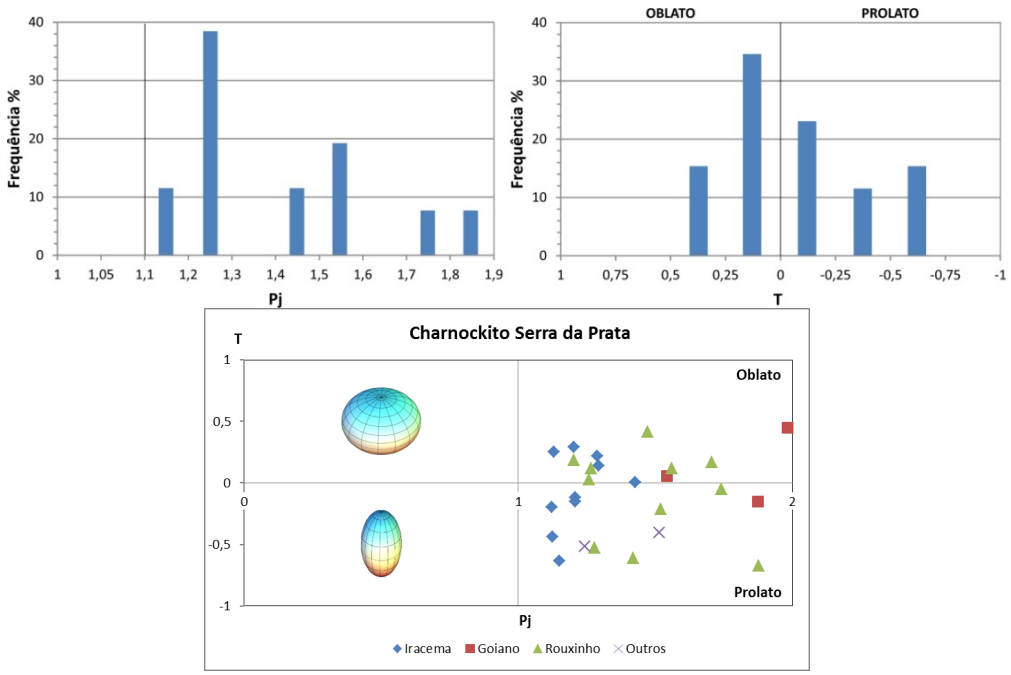


Figura 95. Frequência do grau de anisotropia magnética (Pj) e forma do elipsoide (T) dos granitos e charnockitos do plúton Serra da Prata.

A distribuição da anisotropia magnética destes granitos aumenta de NNW para SSE, sendo este comportamento mais evidente no subdomínio Rouxinho (Figura 96).

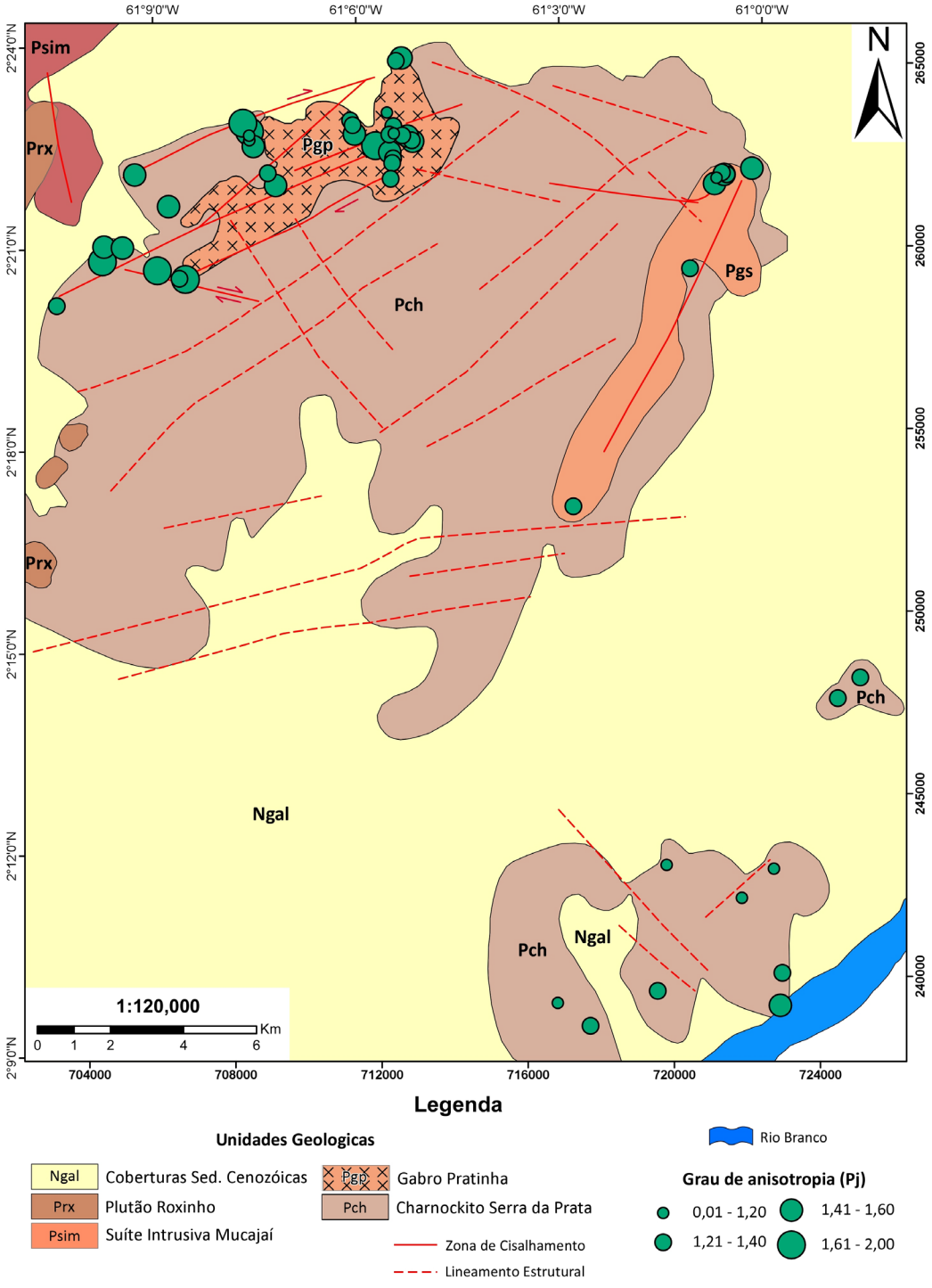


Figura 96. Distribuição espacial da anisotropia (P_j) de cada estação para o Charnockito Serra da Prata e Gabros Pratinha e Santo Antônio. O grau de anisotropia é menor na porção NW e maior na região SE.

e) Parâmetros direcionais

A foliação magnética (k_3) dos granitóides da unidade Serra da Prata tem valores de declinação que podem ser agrupados em (Figura 97 e Figura 98): i) 61% dos resultados estão orientados para NE, onde a foliação apresenta atitudes entre N41-83°E e mergulhos variáveis entre 37-89°, com cinco dados invertidos; ii) 23% dos dados se dispõem para SE, onde a foliação se orienta S28-64°E de azimute e mergulhos de 52-85°; iii) 15% dos dados apresenta orientação sub-vertical na direção N13-16°E com inversão para S04°W e mergulhos entre 68-87°.

A lineação magnética (k_1) tem caimentos > 40° em sentido predominante para SW e para Oeste (Figura 97 e Figura 99), este comportamento da lineação é principalmente observado nos locais onde os granitóides se apresentam milonitizado (Subdomínios Fazenda do Goiano e Rouxinho). Um agrupamento subordinado de dados com caimentos variáveis entre 23° e 75 ° para leste e SE ocorrem em alguns locais da área de Iracema (Figura 99).

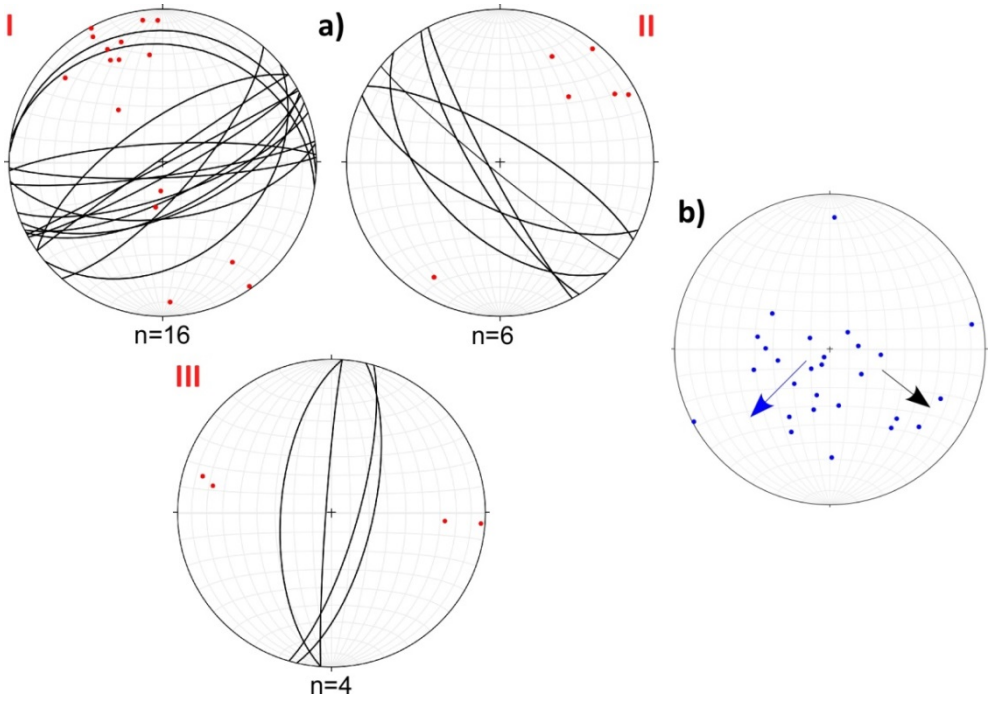


Figura 97. Orientações dos planos da foliação (k_3) e lineação magnética (k_1) dos granitóides da unidade Serra da Prata. a) 3 agrupações de dados definidos para os dados de foliação magnética do Charnockito Serra da Prata. A lineação magnética (polos em core azul) é principalmente de alto ângulo com direção SW (indicado pela seta azul), porem alguns dados apresentam direção SE-NW, sendo principalmente no sentido SE. Um agrupamento subordinado de dados apresenta caimentos variáveis entre 23° e 75 ° para leste e SE (indicado pela seta preta).

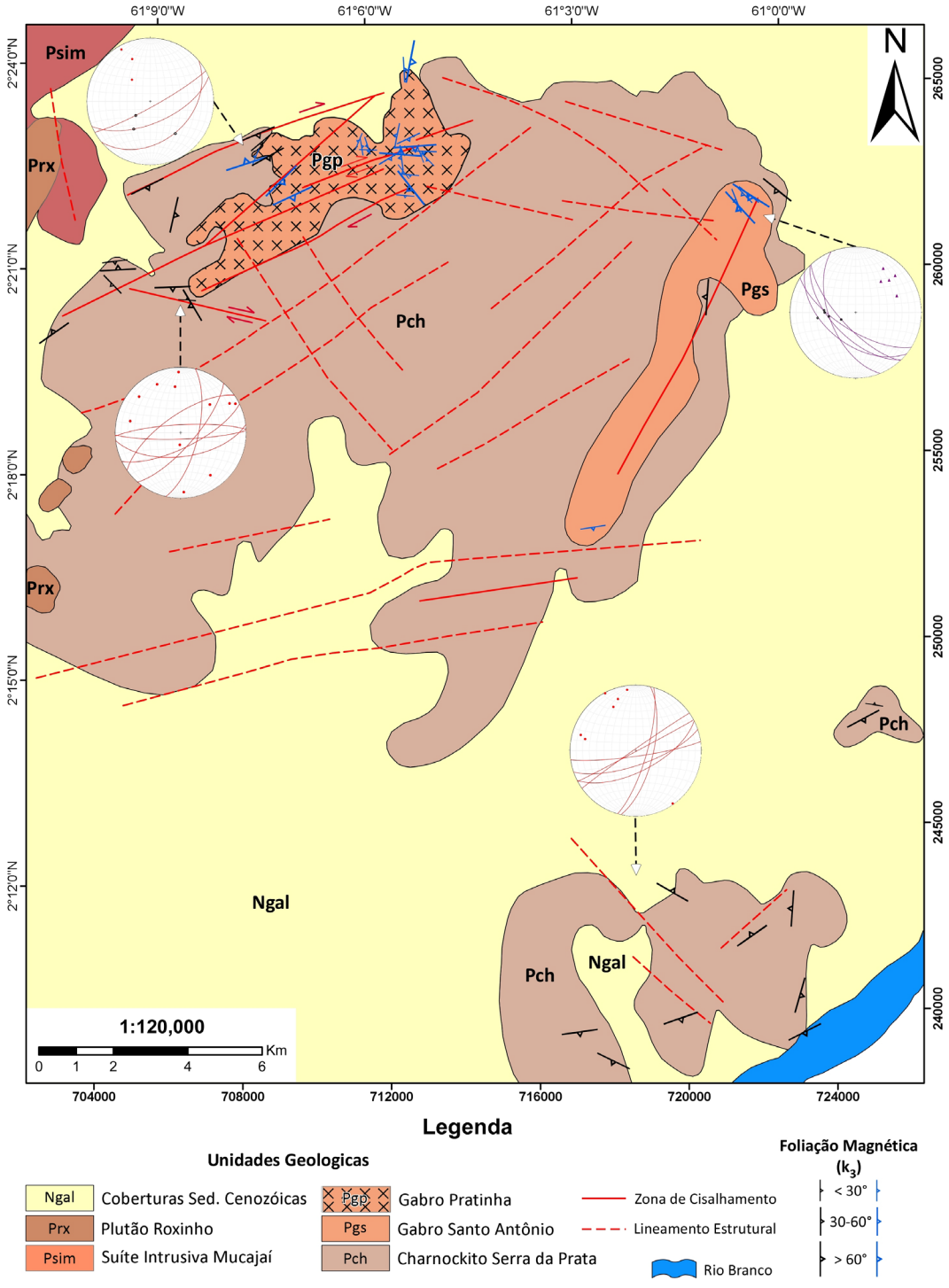


Figura 98. Disposição da foliação magnética (k_3) e sua distribuição na área de estudo. Projeção das foliações magnéticas em estereograma de Schmith (hemisfério inferior).

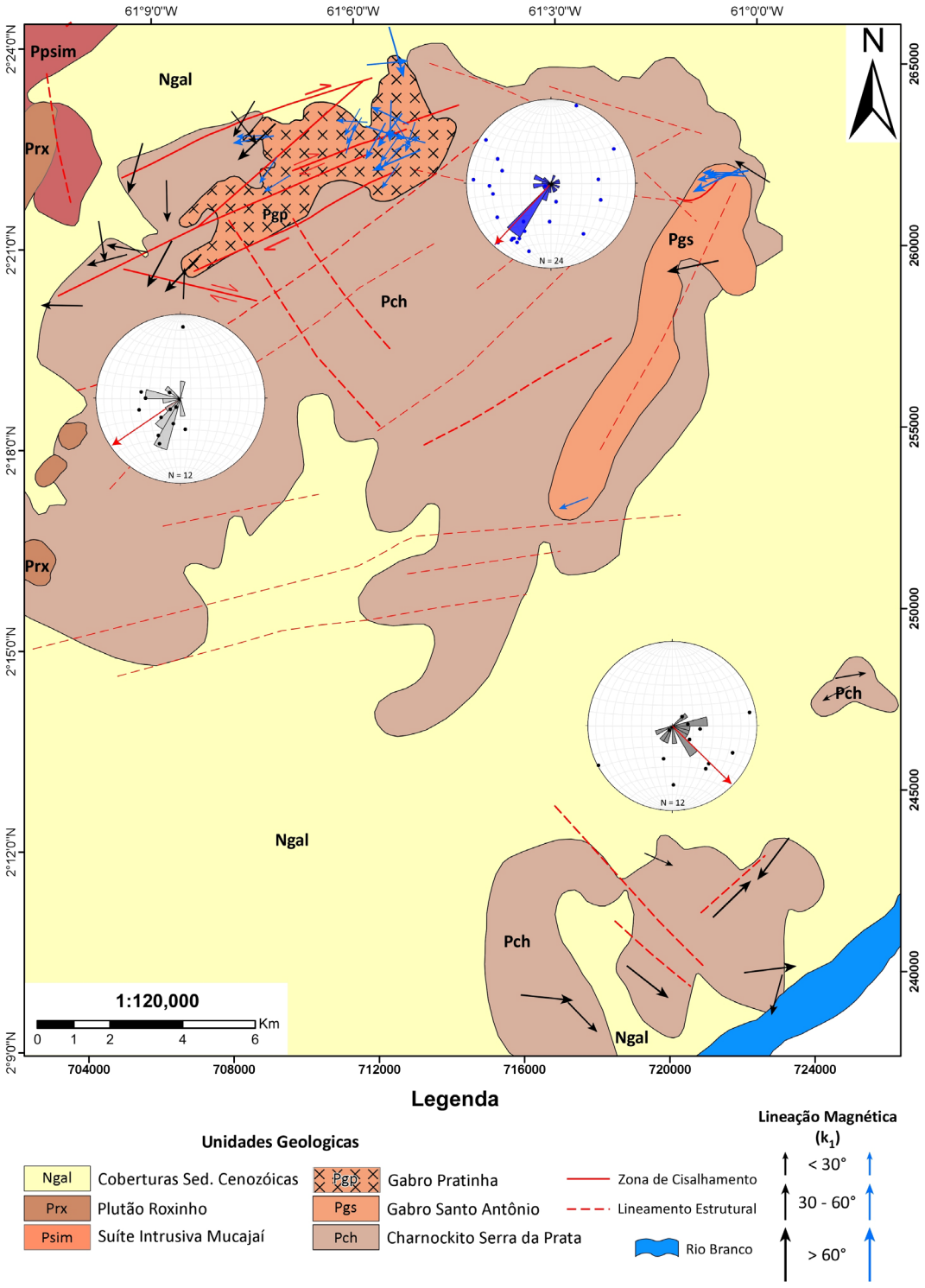


Figura 99. Disposição da lineação magnética (k_1) e sua distribuição na área de estudo.

4.3.2 Unidades Gabro Pratinha e Gabro Santo Antônio.

Nos Gabros Pratinha e Santo Antônio foram coletadas amostras em 30 afloramentos para analises de ASM distribuídos em 24 locais no Gabro Pratinha e 6 no Gabro Santo Antônio. Foram obtidos entre 3 e 5 cilindros, fornecendo um total de 566 espécimes orientados (média de 18 espécimes por sítio) para caracterizar a trama magnética. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 4.

f) Parâmetros escalares (anisotropia e forma do elipsoide).

A susceptibilidade média km nestes gabros varia de 1 a 136 mSI como média de 59,07 mSI, sugerindo que o marcador magnético é de alta susceptibilidade compatível com presencia de magnetita. O grau de anisotropia P_j está no intervalo de 1,04 a 1,64, e média de 1,377 (d.p. 0,24), sendo que 90% dos espécimes possuem $P_j \geq 1,10$ e apenas 10 % apresentam $P_j < 1,10$ (Figura 100). Em relação à forma do elipsoide de anisotropia magnética predominam os de forma oblata, sendo que 53% possuem T > 0,25, enquanto apenas 20% são prolatos (T < -0,25; Figura 100).

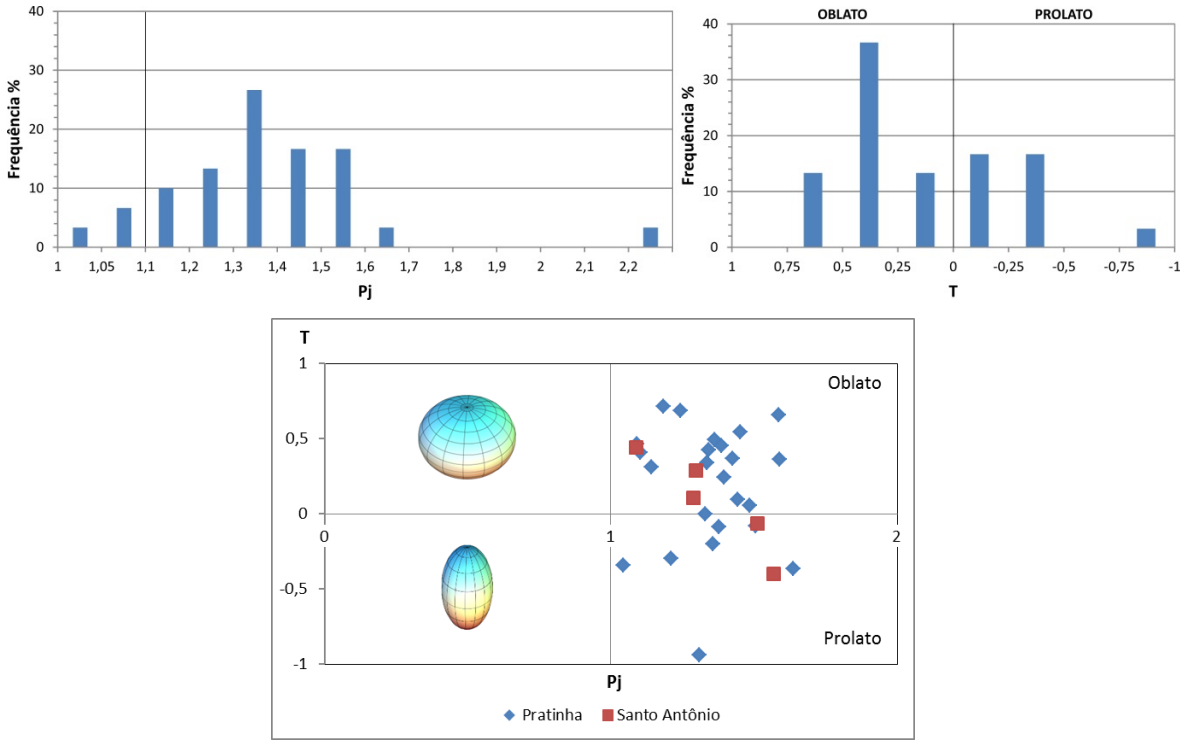


Figura 100. Frequência do grau de anisotropia magnética (P_j) e forma do elipsoide (T) das Unidades Gabro Pratinha e Santo Antônio.

No Gabro Pratinha, ocorrem os valores máximos (P_j=1,50-1,65) para as bordas e valores inferiores (P_j = 1,14-1,35) no centro do corpo (Figura 101).

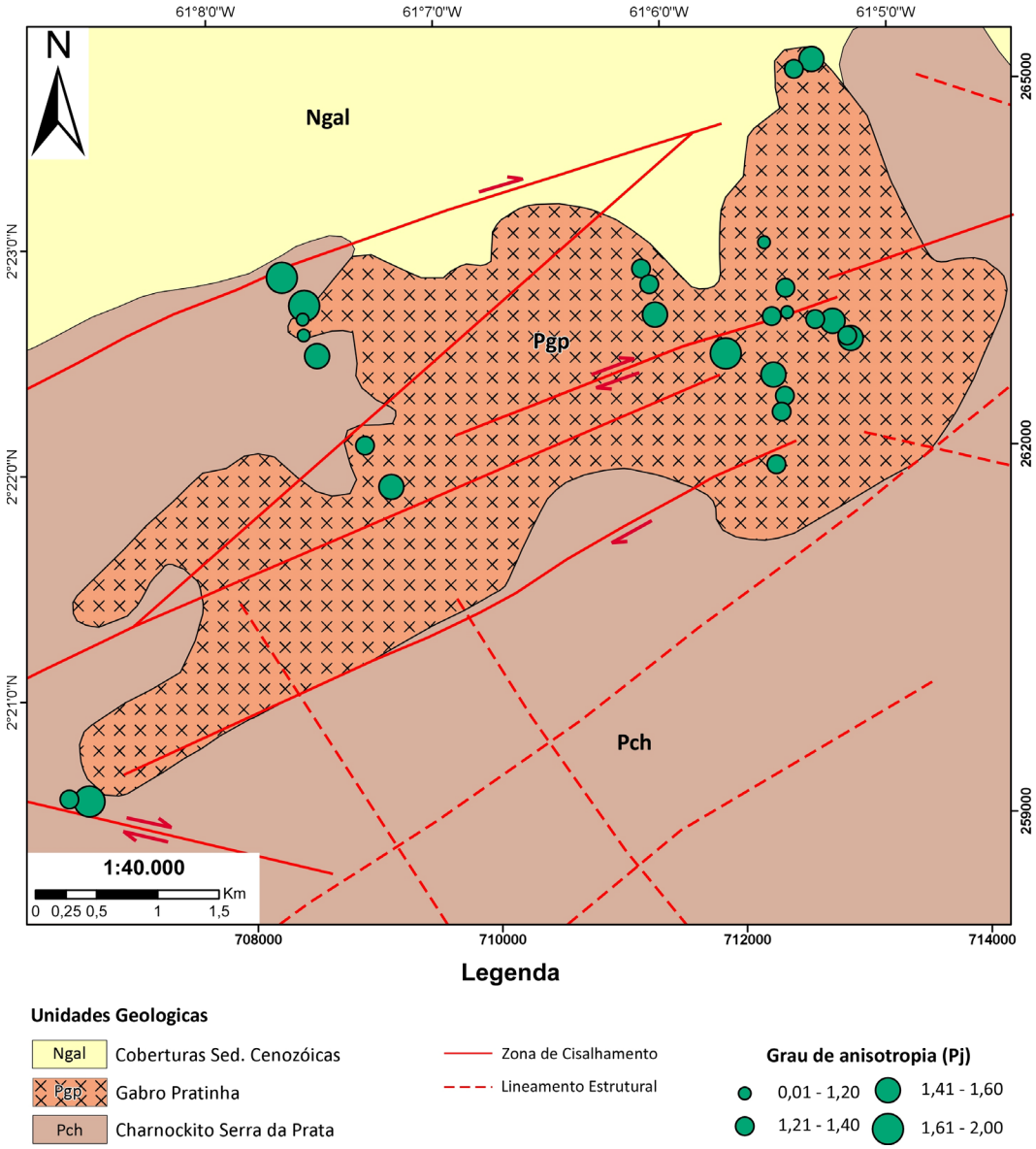


Figura 101. Distribuição espacial da anisotropia (P_j) de cada estação o Gabro Pratinha. O grau de anisotropia é maior no centro do corpo e menores valores ocorrem nas bordas.

g) Parâmetros direcionais

A foliação magnética (k_3) dos gabros Pratinha e Santo Antônio foi agrupada em 3 conjuntos (Figura 102a e Figura 103): i) Agrupação de dados orientados principalmente S08-44°E com mergulhos variáveis de 27° a 84°, com inversão para N03-21°W e mergulhos variáveis entre 06° a 43° as maiores inclinações desta agrupação de foliação ocorrem no Gabro Santo Antônio. ii) Conjunto de dados de foliação magnética com atitude S82-88°E e mergulhos entre 08° a 36 com dois inversões. iii) Grupo de dados de foliação magnética com atitude N45-86°E e valores altos de mergulhos entre 56° até 77° e com dois dados com

inversão para SW. Agrupação I e II são valores característicos do centro do plúton enquanto que os valores da agrupação III se apresentam principalmente nas bordas.

A lineação magnética (k_1) se orienta preferencialmente para SW com mergulhos variáveis entre 9 até 50°, alguns casos podem atingir 70° de mergulho. Em alguns locais está disposta em sentido NW (Figura 102b e Figura 104).

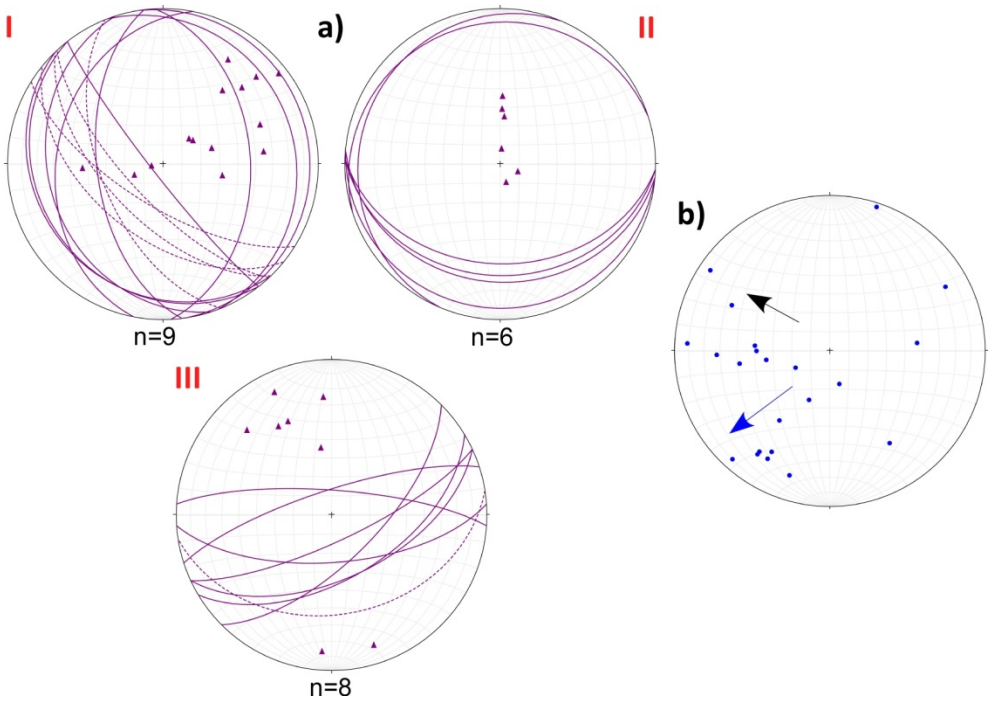


Figura 102. Orientações dos planos da foliação e lineação magnética dos gabros Pratinha e Santo Antônio. a) 3 agrupações de dados definidos para os dados de foliação magnética, os dados de planos da foliação em linhas pontilhadas correspondem com os dados do Gabro Santo Antônio. b) 49% dados apresenta foliação com orientação para NE com alguns poucos dados com inversão (dois afloramentos), os valores de mergulho são variáveis, baixos entre 10-35° e valores altos de mergulho entre 50 e 80°.

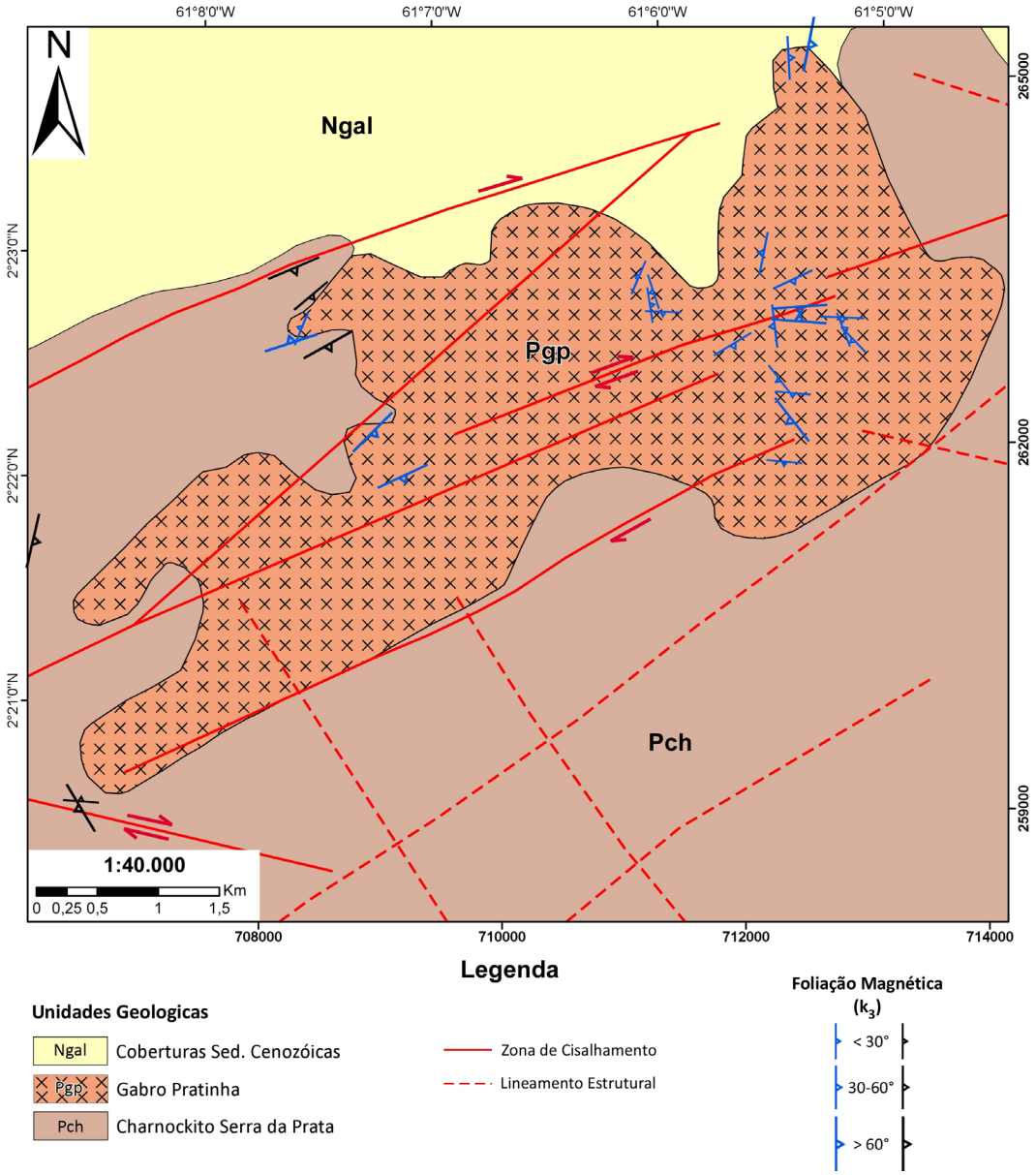


Figura 103. Mapa de foliação magnética (k3) e sua distribuição na área de estudo. Projeção das foliações magnéticas em estereograma de Schmith (hemisfério inferior) para as unidades Charnockito Serra da Prata e Gabro Pratinha.

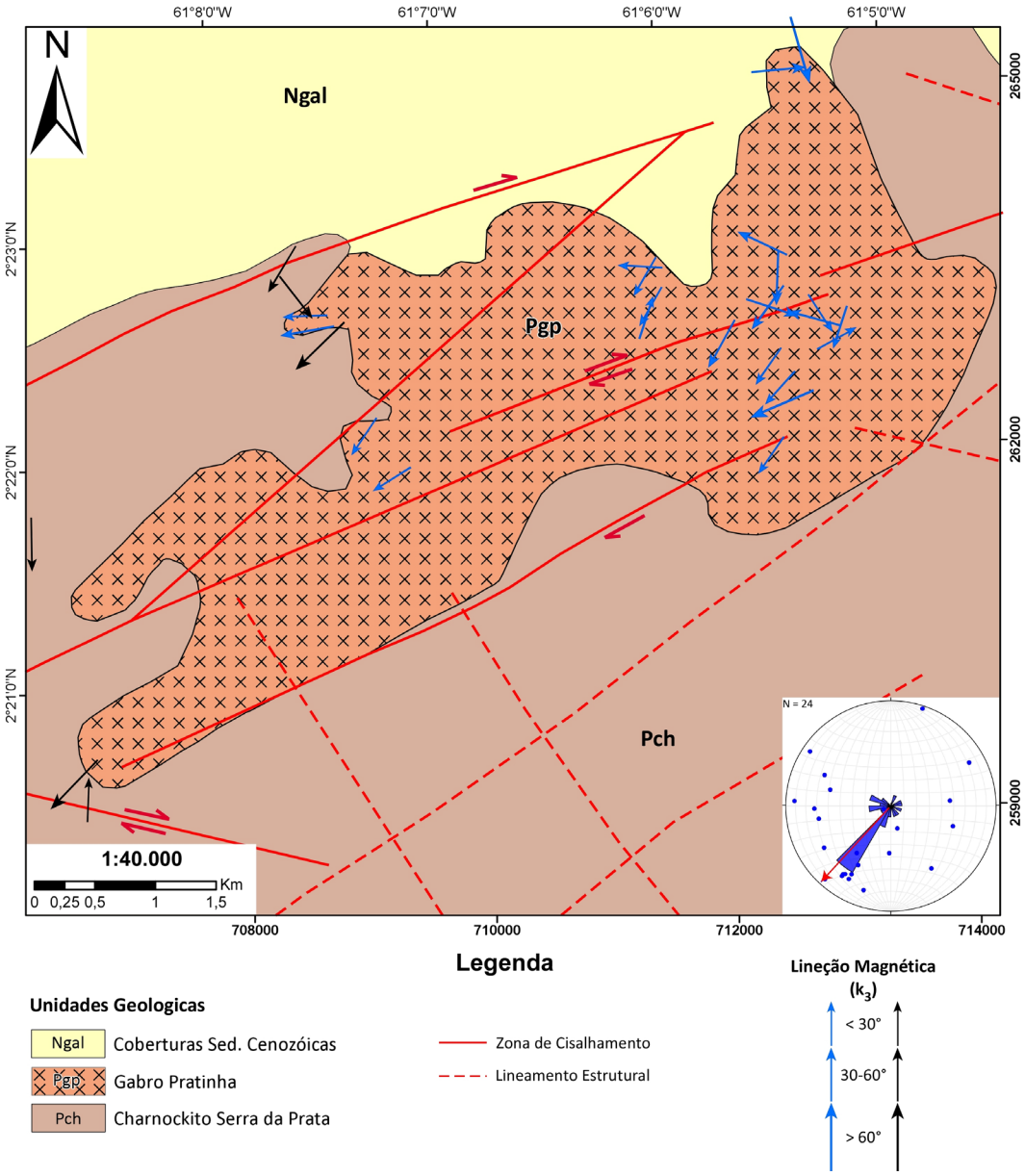


Figura 104. Mapa de lineação magnética (k_1) e sua distribuição no Gabro Pratinha. Observe-se a lineação magnética fortemente demarcada pela direção SW-NE.

4.4 Geocronologia U-Pb SHRIMP.

A geocronologia proporciona as informações necessárias para a caracterização do tempo e duração dos processos geológicos. O método U-Pb em Zircão é comumente utilizado, devido a sua estabilidade isotópica e a sua elevada temperatura de fechamento para a difusão U-Pb (Cherniak & Watson, 2000). A datação U-Pb em zircão é importante para a reconstrução da história da crosta, através do fornecimento da idade de eventos magmáticos, metamórficos e hidrotermais principalmente. As técnicas geocronológicas com equipamentos de microssonda iônica (*Secondary Ion Mass Spectrometry*-SIMS) destacando-se a microssonda SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) permitem a medição das razoes de U-Pb-Th em áreas/domínios pontoais no zircão (*in-situ*) fornecendo a idade de eventos geológicos específicos.

Devido à diversidade de processos geradores e modificadores do zircão é muito importante o estudo detalhado das texturas e dos elementos traços do mineral (quando for possível) para a correta interpretação do significado da idade U-Pb. Para isso é necessário primeiramente, entender toda a dinâmica de cristalização e recristalização do zircão, para assim, realizar a identificação e caracterizar a morfologia e texturas internas do mineral e obter um melhor entendimento e interpretação dos dados geocronológicos.

Desde o ponto de vista genético o zircão tem duas origens:

Magmática: quando cristaliza a partir de um fluido magmático, a morfologia e textura interna são relativamente simples. O cristal ocorre geralmente com habito prismático, forma euédrica e terminações piramidais. A estrutura interna se caracteriza pelo zoneamento oscilatório, baseado na alternância dos conteúdos de Zr, U, Th e elementos de terras raras que se observam como claras e escuras em imagens de luminescência de catodo (CL). Esse tipo de zoneamento oscilatório é geralmente uma prova inequívoca para o crescimento de cristais como magmática (Vavra, 1990: Pidgeon, 1992).

Metamórfica: O termo "zircão metamórfico" é usado para indicar que as rochas que os contem experimentaram processos de metamorfismo (Hoskin & Black, 2000), que recristalizaram o zircão segundo os seguintes processos:

1. Precipitação a partir de um fundido por anatexia (Roberts & Fingers, 1997). A cristalização/nucleação em estado sólido ocorre devido a processos de difusão de Zr e Si

como consequência de reações da quebra de minerais com quantidades suficientes de Zr para favorecer a cristalização de novo zircão (Hoskin & Black, 2000). A morfologia mais comum deste tipo de zircão é oval, arredondada com zoneamento interno homogêneo, mas setorial. Precipitação a partir de fluidos metamórficos aquosos, envolve a dissolução de parte do zircão e a re-precipitação do material dissolvido nas proximidades, no próprio cristal ou então longe do zircão dissolvido, assim o habito pode mudar.

2. Recristalização de um cristal de zircão pré-existente, geralmente ígneo (Pidgeon, 1992; Hoskin & Black, 2000). Geralmente acontece em porções do cristal como frentes de recristalização ou lóbulos transgressivos cortando a textura modifica o padrão do zoneamento interno original do zircão pré-existente. Quando este processo não ocorre completamente o cristal adquire domínios de zoneamento oscilatório (do zircão protólito) e domínios sem zoneamento (áreas homogêneas recristalizadas) ou zoneamento "fantasma", ou seja, parcialmente recristalizadas. Os mecanismos sugeridos para a recristalização correspondem com migração de borda e migração de defeitos intracristalinos (Hoskin & Black, 2000).

Em condições P-T inferiores a anfibolito superior e granulito a geração de novo zircão é rara, predominando os processos de recristalização de zircão pré-existente (Hoskin & Schaltegger, 2003). Em condições de metamorfismo de fácies granulito, novo zircão pode ser gerado em condições subsolidus ou durante anatexis (Schaltegger *et al.,* 1999).

O significado geológico de uma idade determinada a partir de um zircão metamórfico depende da petrogênese do zircão formado, se é ou não formado no estado sólido, por precipitação a partir de um fluido (carbónico, aquoso ou fundido) ou por recristalização a partir de zircão preexistente (protólito). Dada a complexidade das texturas do zircão e a ambiguidade associada à interpretação das determinações geocronológicas, os estudos texturais e isotópicos não são suficientes, pelo que se precisa de analises de elementos traço nos zircões para uma interpretação petrogenética mais adequada e confiante da origem do zircão e, portanto, da idade (Hoskin & Schaltegger, 2003).

Para as análises geocronológicas foram selecionadas três amostras (Tabela 5): i) Amostra de granito grosso isento de piroxênio da Unidade Charnockito Serra da Prata, com foliação milonítica bem definida, textura rapakivi e localmente intrudido por corpo de sienogranito, esta amostra foi coletada no local próximo ao afloramento CH13. ii) Amostra do Gabro Pratinha com textura fina, coletado próximo ao afloramento CH50. Esses afloramentos (CH13

e CH50) se posicionam na face NW da Serra da Prata, subdomínio Fazenda do Goiano, onde as duas rochas se encontram intimamente relacionadas. iii) Amostra de ortognaisse da Unidade gnaisse Mucajaí, esta amostra caracteriza-se por sua foliação gnáissica bem desenvolvida, de grão grosso e composição sienogranítica. Foi coletada na pedreira "Pedra Norte", localizada a 4 km do município de Mucajaí. Os cristais de zircão selecionados foram analisados usando técnicas óticas petrográficas convencionais (luz transmitida), imagens de elétrons retroespalhados (BSE, *Backscatered Electrons*) e de catodoluminescência obtidas no MEV. Porem as imagens de BSE não são apresentadas aqui já que o detalhe da estrutura interna dos cristais é revelado melhor nas imagens de catodoluminescência.

Tabela 5. Amostras selecionadas para datação U-Pb SHRIMP. SISP = Suíte Intrusiva Serra da Prata; GP = Gabro Pratinha e GM = Gnaisse Mucajaí.

AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO (UTM)		UNIDADE	ROCHA
	X	Y		
PI12-4B	708424.19	262676.37	SISP	Charnockito milonitizado com fenocristais de feldspato alcalino manteados
PI-12-4E	708874	261981	GP	Gabro de granulação meia com foliação bem desenvolvida
PI-12-3	726732	270502	GM	Ortognaisse de grão grosso composição monzogranitíca.

4.4.1 Geocronologia U-Pb Unidade Charnockito Serra da Prata

Da amostra PI-12-4B foram selecionados cristais de zircão com tamanho entre 100 e 200 μm. Apresentam formas prismáticas com bordas subédricas a euédricas e possuem uma razão axial entre 1:2 e 1:4, localmente exibem formas ovaladas ou subarredondadas. As terminações dos cristais são bipirâmidais, de aparência límpida translucida sem fraturas internas aparentes.

Segundo a estrutura interna e forma dos cristais, estes são diferenciados em cinco tipos (Figura 105e Figura 106):

- **Tipo I:** População de cristais prismáticos euédricos sem núcleo, com terminações bipirâmidais bem desenvolvidas e claro zoneamento oscilatório composto por bandas cinza claro e cinza escura.

- **Tipo II:** População de cristais com núcleos, zoneamento convoluto e oscilatório restrito, localmente exibem alta luminescência sugerindo alto teor de uranio. Apresentam bordas com texturas homogêneas ou exibindo leve zoneamento oscilatório em "textura fantasma".
- **Tipo III:** População de cristais anédricos sem núcleo, exibindo textura homogênea (sem zoneamento oscilatório claro), localmente alguns domínios dos cristais apresentam tênue zoneamento oscilatório evidenciado por algumas bandas largas com tênue variação da tonalidade cinza.
- **Tipo IV:** População de cristais com formas ovaladas a subarredondadas e exibem bordas de sobrecrescimento irregulares com leve variação da luminescência em tons de cinza claro, textura aproximadamente homogênea ou incipiente zoneamento.
- **Tipo V:** Cristais com formas subprismáticas, arestas arredondas que exibem localmente núcleos com zonação convoluta. São cristais metamictizados cujo alto conteúdo de Tório os inviabiliza para datação.

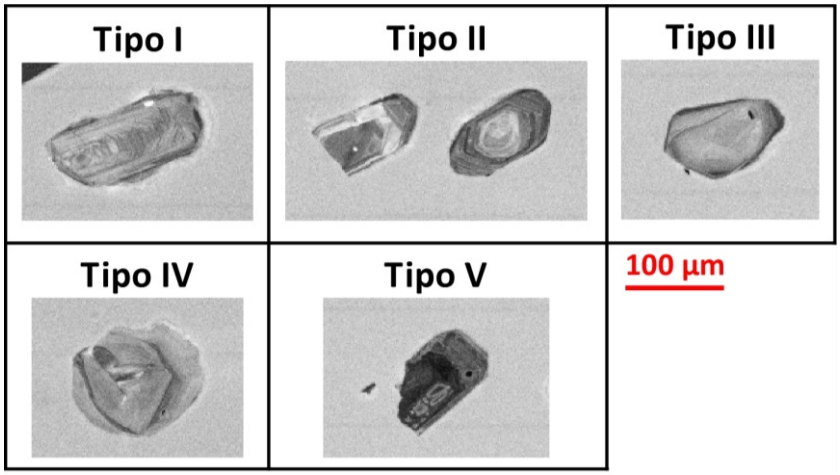


Figura 105. Tipos de zircão definidos para a amostra coletada da Unidade Charnockito Serra da Prata. Ver texto para explicação.

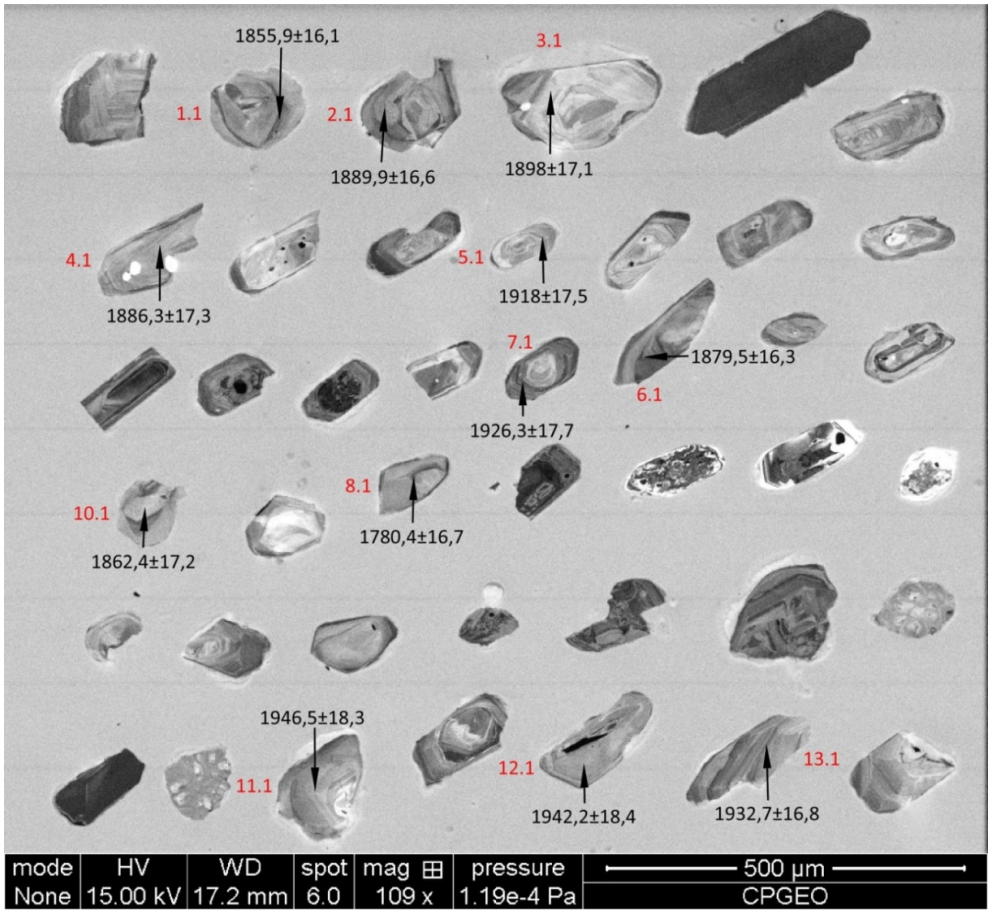


Figura 106. Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão selecionados com as posições de análise da amostra PI-12-4B. O número do Spot e idade $^{206}Pb/^{238}U$ com ^{204}Pb corrigido.

Em termos gerais, a maior parte dos cristais de zircão têm forma prismática apresenta zoneamento oscilatório, caraterístico de origem magmático. Alguns cristais preservam zoneamento oscilatório em domínios, ainda que tornasse progressivamente convoluta. Outros cristais são encontrados núcleos com textura homogênea e baixa luminescência ou núcleos com zonação oscilatória circundada por bordas homogêneas. Estas áreas homogêneas ocorrem como domínios transgressivos ou lóbulos diferentes das texturas pré-existentes e podem obliterar estes parcialmente gerando "texturas fantasma", ou apagar totalmente o zoneamento oscilatório primário. Este tipo de texturas homogêneas é interpretado como uma modificação secundaria gerada a partir da recristalização em estado solido do zircão relacionado a um evento metamórfico (Pidgeon, 1992; Hoskin & Black, 2000). Geoquímicamente, a recristalização de zircão pré-existente possui um efeito "purgante", expulsando os cátions não essenciais da estrutura cristalina (LREE, Zr, Hf, Si). O Th é também preferencialmente purgado do zircão devido a que o Th^{+4} é mais incompatível (maior raio atômico) que o U^{+4} na estrutura do zircão (Hoskin & Black, 2000; Hoskin & Schaltegger, 2003). Assim o zircão

metamórfico gerado por processos de recristalização em estado solido, pode fornecer uma idade de metamorfismo pelo sistema isotópico U-Th-Pb.

A razão Th/U tem sido frequentemente empregada como critério para diferenciar a formação de zircão magmático, metamórfico e hidrotermal (Harley *et al.,* 2007; Moller *et al.,* 2003). Por exemplo, comumente são usados valores menores de 0,1 como discriminante de zircão metamórfico (Rubatto, 2002). Segundo Moller *et al.* (2003) as razões de U-Th não podem ser usadas como guia para distinguir a origem magmática ou metamórfica do zircão. Salienta-se que as maiorias dos zircões considerados metamórficos não se enquadram dentro dos valores de Th/U < 0,1, já que estes exibem valores de Th/U entre 0,40-0,60 (Tabela 6).

No SHRIMP foram obtidos resultados analíticos em 12 spots de 20-30 μm de diâmetro, distribuídos em 12 cristais de zircão (Figura 106). Oito spots (2.1, 3.1, 4.1, 5.1, 7.1, 11.1, 12.1 e 13.1) se posicionam em áreas com zoneamento oscilatório, e 7 spots em áreas totalmente homogêneas (1.1, 6.1, 8.1 e 10.1). Os resultados analíticos forma lançados no diagrama $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$ curva concórdia U-Pb de Wetherill, considerando um intervalo de confiança de 65% ou um desvio padrão (1σ) para as razões isotópicas das idades reportadas para o primeiro nível de confiança e cálculo do desvio padrão para a média das idades com limite de 95% de confiança (1σ),

Os resultados analíticos com os valores de concentração e das razões isotópicas corrigidas se apresentam na Tabela 6.

As áreas do zircão com zoneamento oscilatório apresentam valores de chumbo comum (^{206}Pb) entre 57,1- 108,9 ppm e teores de U e Th entre 203-362 ppm e 102-157 ppm respetivamente; enquanto que as áreas homogêneas (sem zoneamento) apresentam valores de chumbo comum ^{206}Pbc entre 53,4-102,5 e os teores de U e Th variam entre 285-357 ppm e 86-168 ppm respetivamente.

As duas idades obtidas no granito correspondem principalmente a (Figura 107): i) uma idade de 1.916,7 ± 4,5 Ma. ii) Idade de 1863 ± 6,7 (Spots 1.1, 6.1 e 10.1, Tabela 6 e Figura 106) foi obtida em cristais de zircão com domínios homogêneos.

Um dos cristais analisados (spot 8.1, Tabela 6, Figura 106 e Figura 107), forneceu uma única idade de 1780 Ma, não incluída no cálculo das idades obtidas para esta rocha.

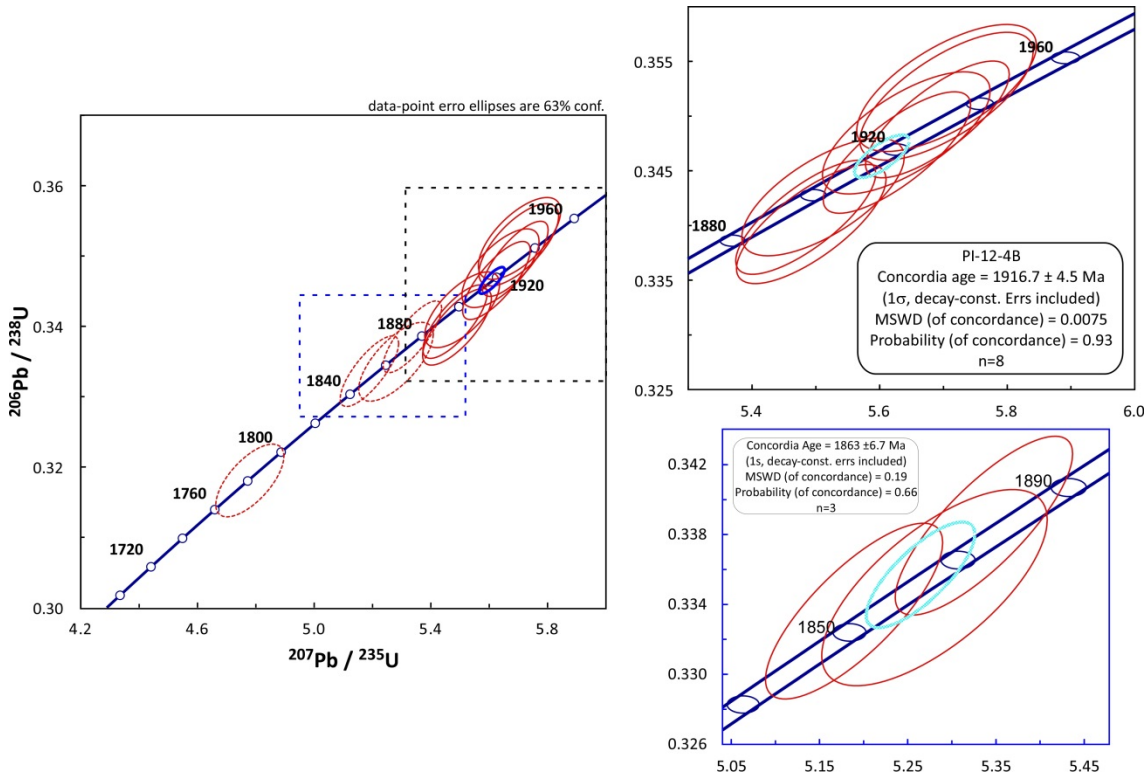


Figura 107. Diagrama de concórdia mostrando dois grupos distintos de idades U-Pb para a amostra PI-12-4B.

4.4.2 Geocronologia U-Pb Unidade Gabro Pratinha

A amostra PI-12-4E está representada por cristais de zircão com tamanhos entre 100 e 200 µm, prismáticos com bordas subédricas e frequentemente irregulares, possuem formas ovaladas a subarredondadas e terminações dos cristais em pirâmides planares. Os cristais são límpidos por vezes de caráter metamíctico, evidenciado pela luminescência escura das imagens de catodoluminescência (Figura 109). Em geral apresentam uma estrutura interna relativamente complexa.

De acordo a sua estrutura interna, forma e desenvolvimento de mantos de zircão foram definidos os seguintes tipos (Figura 108 e Figura 109):

- **Tipo I:** Cristais prismáticos subédricos a euédricos alongados, por vezes curtos com terminações bipirâmidais, sem núcleo herdado e uma estrutura interna bem desenvolvida mostrando zoneamento oscilatório. Por vezes pode apresentar domínios homogêneos caracterizados por luminescência escura.
- **Tipo II:** Cristais prismáticos anédricos a subédricos, ovalados e subarredondados, por vezes com bordas irregulares curvadas, e com núcleo herdado apresentando novos mantos de zircão discordantes com estruturação interna homogênea.

Tabela 6: Resumo dos dados isotópicos U-Pb SHRIMP

Spot/Sample	% comm 206	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}Th/^{238}U$	Corr 206/238	% err	ppm Rad ^{206}Pb	Total $^{208}Pb/^{232}Th$	% err	204 corr $^{206}Pb/^{238}U$ Age	1s err	207 corr $^{206}Pb/^{238}U$ Age	1s err	208 corr $^{206}Pb/^{238}U$ Age	1s err	204 corr $^{207}Pb/^{206}Pb$ Age	1s err	204 corr $^{208}Pb/^{232}Th$ Age	1s err	% Discord
PI-12-4B																				
1.1	0.07	357	168	0.48	.334	1.0	102.5	0.0947	1.7	1855.9	16.1	1857.6	18.8	1858.8	17.2	1845	14	1812	36	-1
2.1	0.15	359	138	0.40	.341	1.0	105.2	0.0932	1.8	1889.9	16.6	1887.0	19.4	1897.2	17.5	1907	15	1751	44	1
3.1	0.41	286	110	0.40	.344	1.0	84.3	0.1002	2.1	1898.0	17.1	1896.6	20.1	1903.5	18.0	1906	20	1793	56	0
4.1	0.34	234	86	0.38	.341	1.1	68.5	0.0992	2.1	1886.3	17.3	1881.8	20.3	1890.9	18.3	1913	17	1796	46	1
5.1	0.24	236	115	0.50	.347	1.1	70.5	0.0973	1.9	1918.0	17.5	1917.2	20.8	1925.1	18.9	1922	15	1812	38	0
6.1	0.23	463	149	0.33	.339	1.0	135.1	0.0952	1.9	1879.5	16.3	1881.2	19.1	1885.2	17.0	1869	13	1749	41	-1
7.1	0.32	291	129	0.46	.349	1.1	87.4	0.1011	1.9	1926.3	17.7	1927.9	20.8	1930.7	18.8	1917	20	1855	54	0
8.1	0.05	209	102	0.50	.318	1.1	57.1	0.0912	2.1	1780.4	16.7	1780.1	19.2	1782.3	17.9	1782	22	1753	47	0
10.1	0.32	185	111	0.62	.336	1.1	53.4	0.0930	2.1	1862.4	17.9	1861.2	21.1	1873.6	19.7	1869	21	1731	38	0
11.1	0.11	203	114	0.58	.353	1.1	61.6	0.0990	2.1	1946.5	18.3	1952.1	21.8	1951.6	19.8	1916	22	1882	50	-2
12.1	0.35	252	157	0.64	.353	1.1	76.4	0.0995	1.8	1942.2	18.4	1946.3	21.9	1950.8	20.2	1920	20	1844	43	-1
13.1	0.15	362	143	0.41	.350	1.0	108.9	0.0988	1.8	1932.7	16.8	1933.8	20.0	1937.0	17.8	1926	15	1853	44	0
PI-12-4E																				
1.1	0.35	1066	665	0.64	.247	0.9	226.3	0.0664	1.3	1419.8	11.9	1388.7	13.6	1435.8	13.1	1740	13	1248	18	23
2.1	0.30	471	169	0.37	.328	1.0	132.7	0.0943	2.5	1824.6	15.7	1808.0	18.4	1829.7	16.6	1928	16	1721	40	6
3.1	0.27	856	453	0.55	.317	1.2	233.2	0.0950	1.7	1771.3	19.2	1751.7	22.0	1771.0	20.8	1901	12	1775	34	7
4.1	0.40	662	181	0.28	.338	1.0	192.3	0.0916	2.4	1870.8	15.7	1860.1	18.4	1881.2	16.3	1933	15	1587	62	3
5.1	0.60	606	300	0.51	.288	1.0	149.9	0.1145	1.4	1623.5	13.9	1592.6	16.3	1591.7	15.7	1867	19	2063	38	15
6.1	0.17	615	344	0.58	.351	0.9	185.5	0.0982	1.8	1937.2	15.9	1937.9	18.9	1943.8	17.3	1934	11	1853	37	0
8.1	0.15	918	200	0.22	.341	0.9	268.7	0.0920	1.6	1887.3	15.3	1886.2	17.9	1892.9	15.7	1894	8	1693	32	0
10.1	0.83	250	106	0.44	.348	1.1	74.8	0.1068	2.0	1909.2	17.9	1910.3	21.1	1915.5	19.1	1903	26	1801	63	0
11.1	0.39	412	228	0.57	.353	1.0	125.0	0.0939	1.6	1944.5	16.5	1951.9	19.7	1961.7	17.9	1904	17	1722	35	-2
12.1	0.19	242	125	0.54	.358	1.1	74.6	0.1031	1.9	1971.2	17.9	1978.0	21.6	1973.9	19.4	1936	17	1935	44	-2
13.1	0.50	1855	336	0.19	.276	0.9	440.6	0.1332	1.5	1566.3	12.7	1534.9	14.9	1548.8	13.4	1833	12	2254	50	17
14.1	0.45	150	68	0.47	.343	1.2	44.1	0.1071	2.4	1894.2	19.7	1888.7	23.1	1891.9	21.1	1926	23	1931	59	2
15.1	0.38	188	118	0.65	.328	1.1	52.9	0.0969	2.0	1824.3	17.6	1811.7	20.3	1826.9	19.3	1903	28	1796	51	4
16.1	0.44	162	91	0.58	.349	1.1	48.5	0.1012	2.1	1922.2	18.8	1926.3	22.3	1928.0	20.5	1899	24	1849	52	-1
PI-12-3																				
1.1	-0.21	197	90	0.47	.362	2.3	61.2	0.1004	3.1	1993.5	39.5	1998.0	47.7	1993.6	42.0	1971	25	1992	63	-1
2.1	0.70	130	51	0.41	.343	1.2	38.2	0.1084	2.6	1888.2	20.2	1873.3	24.2	1889.9	21.2	1973	45	1856	95	4
2.2	0.19	362	45	0.13	.311	1.2	96.7	0.0916	3.0	1742.5	18.5	1729.5	21.1	1744.9	18.8	1833	16	1599	91	5
3.1	2.17	960	137	0.15	.133	1.0	110.0	0.1846	6.1	790.7	8.1	754.8	10.8	747.4	11.3	1653	82	2718	188	109
4.1	0.20	232	99	0.44	.357	1.1	71.1	0.0994	2.0	1964.4	17.9	1969.5	21.5	1970.8	19.0	1937	17	1855	48	-1
5.1	0.23	343	109	0.33	.340	1.0	100.2	0.0998	2.0	1883.0	16.4	1885.8	19.2	1885.2	17.1	1866	15	1833	46	-1
6.1	0.27	238	97	0.42	.360	1.0	73.6	0.0996	2.2	1979.2	17.7	1986.6	21.6	1987.5	18.9	1941	22	1829	44	-2
7.1	-0.20	96	38	0.41	.309	1.3	25.5	0.1014	3.1	1741.0	20.5	1729.5	23.1	1725.9	21.6	1822	37	2008	93	5
8.1	0.40	97	47	0.50	.319	1.2	26.5	0.0951	3.4	1776.4	19.6	1766.9	22.5	1779.1	21.2	1840	32	1737	74	4
9.1	0.76	188	87	0.48	.361	1.1	58.3	0.1127	2.0	1973.3	18.5	1979.6	22.1	1975.4	19.7	1940	29	1940	73	-2
10.1	-0.10	422	180	0.44	.356	1.0	129.0	0.1002	3.0	1964.8	16.5	1972.0	19.8	1965.1	17.7	1927	11	1960	50	-2
11.1	0.00	266	142	0.55	.363	1.2	83.0	0.1019	1.9	1997.6	19.8	2003.8	24.0	2000.4	21.4	1967	13	1961	36	-2

Tabela 6: Continuação

Spot/Sample	4corr 208r/232	% err	Total 238/206	% err	Total 207/206	% err	4corr 238/206r	% err	4corr 207r/206r	% err	4corr 207r/235	% err	4corr 206r/238	% err	err corr	8corr 238/206r	% err	8corr 207r/206r	% err	8corr 207r/235	% err	8corr 206r/238	% err	err corr
PI-12-4B																								
1.1	0.0938	2.0	3.00	1.0	0.1133	0.7	3.00	1.0	0.1128	0.8	5.19	1.3	0.3336	1.0	0.7795	2.99	1.0	0.1141	0.7	5.26	1.2	0.3342	1.0	0.83
2.1	0.0905	2.5	2.93	1.0	0.1178	0.6	2.94	1.0	0.1167	0.9	5.48	1.3	0.3407	1.0	0.7637	2.92	1.0	0.1199	0.7	5.66	1.2	0.3422	1.0	0.84
3.1	0.0928	3.1	2.91	1.0	0.1196	0.8	2.92	1.0	0.1167	1.1	5.51	1.5	0.3424	1.0	0.6746	2.91	1.0	0.1191	0.8	5.64	1.3	0.3435	1.0	0.80
4.1	0.0929	2.6	2.93	1.1	0.1196	0.8	2.94	1.1	0.1171	0.9	5.49	1.4	0.3399	1.1	0.7457	2.93	1.1	0.1191	0.8	5.60	1.3	0.3409	1.1	0.81
5.1	0.0938	2.1	2.88	1.1	0.1195	0.8	2.89	1.1	0.1177	0.9	5.62	1.4	0.3465	1.1	0.7774	2.87	1.1	0.1208	0.8	5.80	1.3	0.3480	1.1	0.81
6.1	0.0904	2.3	2.95	1.0	0.1160	0.6	2.95	1.0	0.1143	0.7	5.34	1.2	0.3385	1.0	0.8029	2.94	1.0	0.1169	0.6	5.47	1.2	0.3397	1.0	0.86
7.1	0.0961	2.9	2.86	1.1	0.1197	0.7	2.87	1.1	0.1174	1.1	5.64	1.5	0.3483	1.1	0.6854	2.86	1.1	0.1193	0.7	5.74	1.3	0.3492	1.1	0.83
8.1	0.0906	2.7	3.14	1.1	0.1093	0.9	3.14	1.1	0.1090	1.2	4.78	1.6	0.3181	1.1	0.6654	3.14	1.1	0.1099	0.9	4.82	1.4	0.3185	1.1	0.77
10.1	0.0894	2.2	2.98	1.1	0.1166	1.0	2.99	1.1	0.1143	1.2	5.28	1.6	0.3350	1.1	0.6928	2.96	1.1	0.1193	1.1	5.55	1.5	0.3373	1.1	0.72
11.1	0.0976	2.7	2.83	1.1	0.1182	0.9	2.84	1.1	0.1174	1.2	5.70	1.6	0.3525	1.1	0.6673	2.83	1.1	0.1195	0.9	5.83	1.4	0.3536	1.1	0.78
12.1	0.0955	2.4	2.83	1.1	0.1201	0.8	2.84	1.1	0.1176	1.1	5.70	1.6	0.3516	1.1	0.6945	2.83	1.1	0.1213	0.8	5.91	1.3	0.3534	1.1	0.81
13.1	0.0960	2.4	2.86	1.0	0.1191	0.6	2.86	1.0	0.1180	0.8	5.69	1.3	0.3496	1.0	0.7700	2.85	1.0	0.1199	0.6	5.79	1.2	0.3505	1.0	0.85
PI-12-4E																								
1.1	0.0637	1.5	4.04	0.9	0.1090	0.4	4.06	0.9	0.1065	0.7	3.62	1.2	0.2464	0.9	0.8030	4.01	0.9	0.1156	0.9	3.98	1.3	0.2495	0.9	0.73
2.1	0.0889	2.4	3.05	1.0	0.1202	0.7	3.06	1.0	0.1181	0.9	5.33	1.3	0.3272	1.0	0.7341	3.05	1.0	0.1204	0.7	5.45	1.2	0.3282	1.0	0.80
3.1	0.0918	1.9	3.15	1.2	0.1183	0.4	3.16	1.2	0.1164	0.7	5.07	1.4	0.3162	1.2	0.8818	3.16	1.2	0.1162	0.5	5.07	1.3	0.3162	1.2	0.92
4.1	0.0817	3.9	2.96	1.0	0.1214	0.5	2.97	1.0	0.1185	0.9	5.50	1.3	0.3367	1.0	0.7499	2.95	1.0	0.1231	0.5	5.75	1.1	0.3389	1.0	0.88
5.1	0.1075	1.8	3.47	1.0	0.1185	0.6	3.49	1.0	0.1142	1.1	4.51	1.4	0.2864	1.0	0.6768	3.57	1.0	0.0978	3.0	3.78	3.2	0.2801	1.0	0.30
6.1	0.0960	2.0	2.85	0.9	0.1197	0.5	2.85	1.0	0.1185	0.6	5.73	1.1	0.3506	1.0	0.8317	2.84	0.9	0.1213	0.5	5.89	1.1	0.3519	0.9	0.88
8.1	0.0874	1.9	2.94	0.9	0.1169	0.4	2.94	0.9	0.1159	0.5	5.43	1.0	0.3401	0.9	0.8985	2.93	0.9	0.1184	0.4	5.57	1.0	0.3413	0.9	0.91
10.1	0.0932	3.5	2.88	1.1	0.1224	0.7	2.90	1.1	0.1165	1.4	5.53	1.8	0.3447	1.1	0.6042	2.89	1.1	0.1192	0.9	5.69	1.4	0.3460	1.1	0.78
11.1	0.0889	2.0	2.83	1.0	0.1194	0.6	2.84	1.0	0.1165	0.9	5.66	1.3	0.3521	1.0	0.7273	2.81	1.0	0.1238	0.8	6.07	1.3	0.3557	1.0	0.77
12.1	0.1004	2.3	2.79	1.1	0.1200	0.8	2.80	1.1	0.1186	1.0	5.85	1.4	0.3577	1.1	0.7358	2.79	1.1	0.1197	0.8	5.91	1.3	0.3583	1.1	0.80
13.1	0.1180	2.2	3.62	0.9	0.1156	0.3	3.64	0.9	0.1120	0.7	4.25	1.1	0.2750	0.9	0.8072	3.68	0.9	0.1028	1.8	3.85	2.0	0.2716	0.9	0.46
14.1	0.1002	3.0	2.91	1.2	0.1212	1.0	2.93	1.2	0.1180	1.3	5.56	1.8	0.3416	1.2	0.6745	2.93	1.2	0.1170	1.1	5.50	1.6	0.3411	1.2	0.73
15.1	0.0929	2.9	3.05	1.1	0.1192	1.0	3.06	1.1	0.1165	1.5	5.25	1.9	0.3271	1.1	0.5817	3.05	1.1	0.1177	1.0	5.32	1.5	0.3276	1.1	0.73
16.1	0.0958	2.8	2.87	1.1	0.1194	0.9	2.88	1.1	0.1162	1.3	5.57	1.8	0.3474	1.1	0.6431	2.87	1.1	0.1187	0.9	5.71	1.5	0.3486	1.1	0.77
PI-12-3																								
1.1	0.1036	3.1	2.77	2.3	0.1195	1.3	2.76	2.3	0.1210	1.4	6.05	2.7	0.3624	2.3	0.8569	2.76	2.3	0.1210	1.3	6.05	2.6	0.3624	2.3	0.87
2.1	0.0962	5.1	2.92	1.2	0.1261	1.9	2.94	1.2	0.1211	2.5	5.68	2.8	0.3403	1.2	0.4381	2.94	1.2	0.1219	2.1	5.72	2.4	0.3407	1.2	0.51
2.2	0.0823	5.7	3.22	1.2	0.1134	0.7	3.22	1.2	0.1121	0.9	4.80	1.5	0.3104	1.2	0.8073	3.22	1.2	0.1132	0.7	4.85	1.4	0.3108	1.2	0.87
3.1	0.1439	6.9	7.50	1.0	0.1175	2.6	7.66	1.1	0.1016	4.4	1.83	4.5	0.1305	1.1	0.2385	8.13	1.0	0.0563	16.3	0.95	16.3	0.1229	1.0	0.06
4.1	0.0961	2.6	2.80	1.1	0.1202	0.8	2.81	1.1	0.1187	1.0	5.83	1.4	0.3562	1.1	0.7357	2.80	1.1	0.1214	0.8	5.99	1.3	0.3576	1.1	0.81
5.1	0.0949	2.5	2.94	1.0	0.1158	0.6	2.95	1.0	0.1141	0.8	5.34	1.3	0.3392	1.0	0.7745	2.94	1.0	0.1151	0.7	5.39	1.2	0.3397	1.0	0.84
6.1	0.0947	2.4	2.78	1.0	0.1209	1.1	2.78	1.0	0.1190	1.2	5.89	1.6	0.3594	1.0	0.6469	2.77	1.0	0.1225	1.1	6.10	1.5	0.3611	1.0	0.67
7.1	0.1044	4.6	3.23	1.3	0.1100	1.3	3.23	1.3	0.1114	2.0	4.76	2.4	0.3101	1.3	0.5517	3.26	1.3	0.1041	1.6	4.41	2.1	0.3070	1.3	0.63
8.1	0.0898	4.3	3.14	1.2	0.1154	1.2	3.15	1.3	0.1125	1.8	4.92	2.2	0.3173	1.3	0.5828	3.15	1.2	0.1138	1.3	4.98	1.8	0.3178	1.2	0.70
9.1	0.1007	3.8	2.77	1.1	0.1244	0.8	2.79	1.1	0.1189	1.6	5.87	2.0	0.3581	1.1	0.5588	2.79	1.1	0.1198	1.0	5.92	1.5	0.3586	1.1	0.72
10.1	0.1018	2.5	2.81	1.0	0.1173	0.6	2.81	1.0	0.1180	0.6	5.80	1.2	0.3563	1.0	0.8387	2.81	1.0	0.1181	0.6	5.81	1.1	0.3564	1.0	0.86
11.1	0.1019	1.8	2.75	1.2	0.1207	0.7	2.75	1.2	0.1207	0.7	6.05	1.4	0.3633	1.2	0.8512	2.75	1.2	0.1218	0.7	6.11	1.4	0.3638	1.2	0.85

- **Tipo III:** Cristais prismáticos com núcleo herdado e estruturação variavelmente desenvolvida. Sobre estes núcleos são gerados sobrecrescimentos subédricos com bordas irregulares com zoneamento oscilatório e domínios homogêneos.
- **Tipo IV:** Cristais com formas variadas e estruturação geralmente complexa, caracterizados principalmente pela ocorrência de faixas com alto conteúdo de tório (baixa luminescência), inúteis para fins de datação.

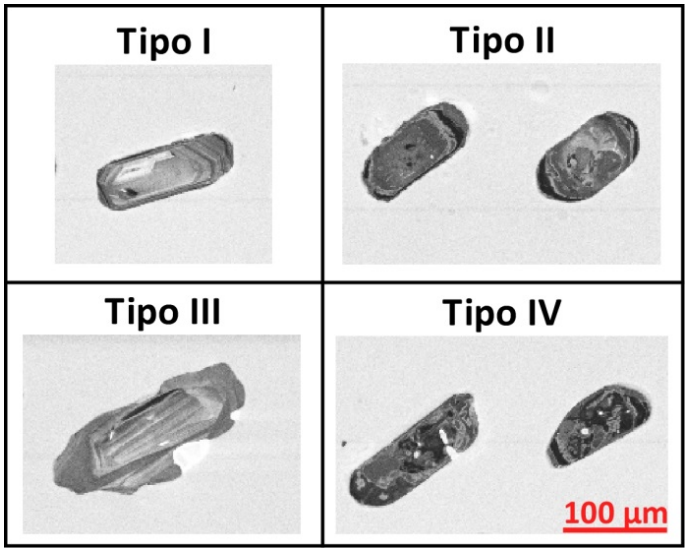


Figura 108: Tipos de zircão definidos para a amostra coletada da Unidade Gabro Pratinha. Ver texto para explicação.

Os resultados analíticos foram obtidos em 16 spots em 15 cristais de zircão (Tabela 11), dois foram descartados pelo alto teor de U dos domínios analisados o que gerou um erro na leitura do espectrômetro do SHRIMP (Spots 7.1 e 9.1; Tabela 6 e Figura 110). No gabro Pratinha as concentrações de chumbo comum (^{206}Pb) variam de 44,1 - 440 ppm, os teores de U e Th entre 162-1855 ppm e 91-665 respetivamente. Estes resultados isotópicos determinam uma idade ^{206}Pb/^{238}U na curva concórdia definida por um grupo de 5 analises (spots 16.1, 14.1, 10.1, 8.1 e 6.1). A idade concórdia fornecida foi de 1905 ± 5,2 Ma (Figura 110) desvio padrão de 1.7. O restante dos resultados analíticos apresenta perda de chumbo para um alinhamento que intercepta a Concordia em 651±120 e 1923±18 Ma com desvio padrão MSWD = 1,7.

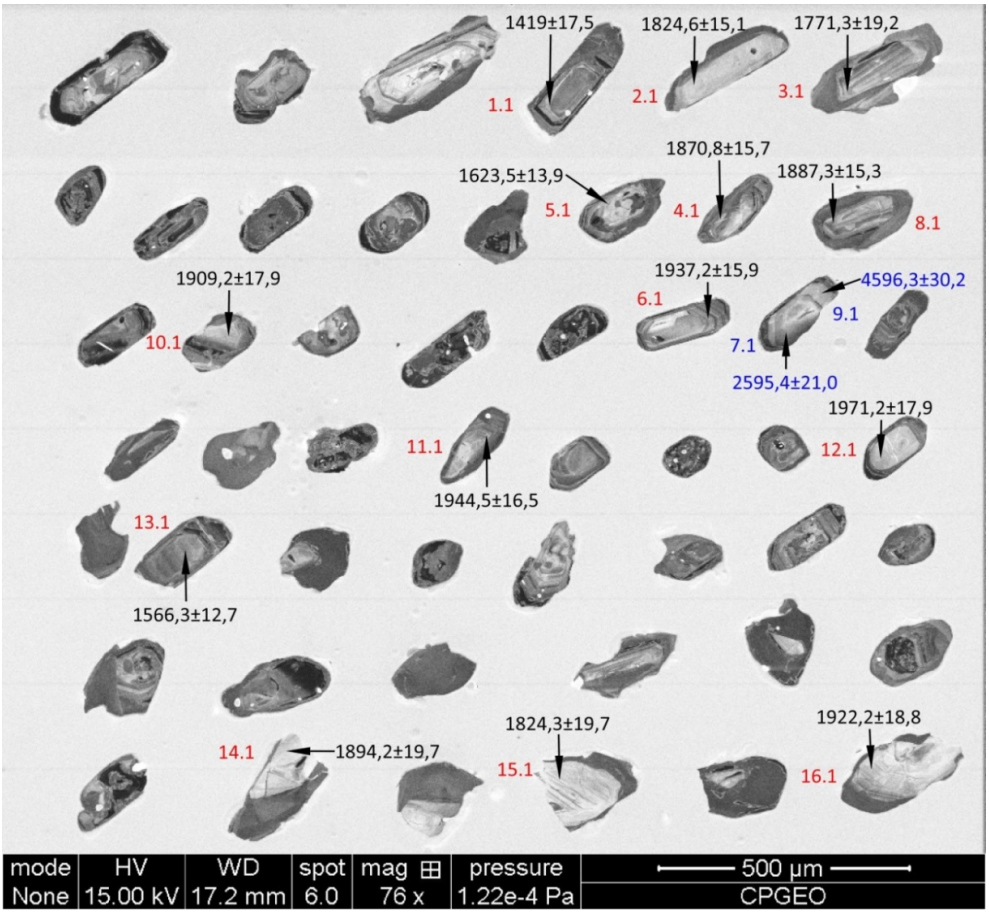


Figura 109. Imagem de catodoluminescência dos zircões selecionados com as posições de análise da amostra PI-12-4E. O número do Spot e idade $^{206}Pb/^{238}U$ com ^{204}Pb corrigido estão indicados. Os dados geocronológicos ressaltados em azul, mostram perda de Pb no zircão

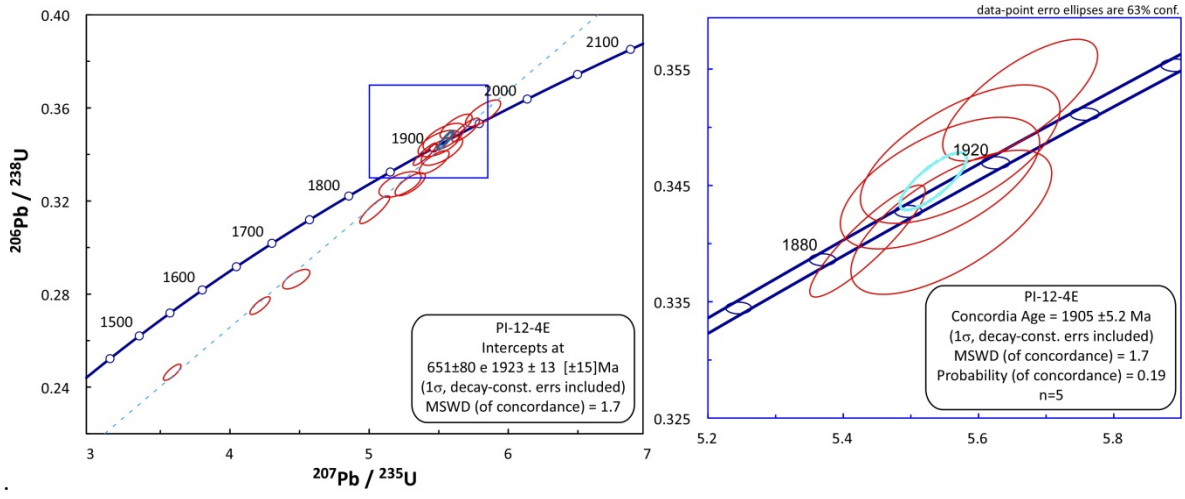


Figura 110. Diagrama de concórdia mostrando as idades U-Pb para a amostra PI-12-4E.

4.4.3 Geocronologia U-Pb Unidade Gnaisse Mucajaí.

A amostra PI-12-4E está representada por cristais com tamanho entre 100 e 300 μm, com habito prismático, razão axial entre 1:2 e 1:4, aparecem com terminações em pirâmide como formas ovaladas a subarredondadas. Os cristais são límpidos, quase incolores, frequentemente metamícticos o qual é evidenciado pela luminescência escura das imagens de catodoluminescência (Figura 112). Em geral as populações apresentam tênue zonação oscilatória e domínios homogêneos.

De acordo a sua estrutura interna e às relações de sobrecrescimento e forma se definiram seguintes tipos de zircão (Figura 111 e Figura 112):

- **Tipo I:** Cristais prismáticos alongados com bordas subédricas a euédricas, sem núcleo herdado e terminações em pirâmides. Apresenta zoneamento oscilatório, porém quase apagadas por desenvolvimento de zonas sem estruturação de aparência homogênea evidenciada por uma luminescência clara uniforme nas imagens de catodoluminescência.
- **Tipo II:** Cristais de formas geralmente ovaladas, prismáticas curtos com bordas subédricas a euédricas, sem núcleo herdado e terminações em pirâmides planares. Apresenta zoneamento oscilatório moderadamente desenvolvido, por vezes substituído por áreas de aparência homogênea.
- **Tipo III:** Cristais de formas variadas, sendo prismáticos, ovalados e subarredondados metamictizados.

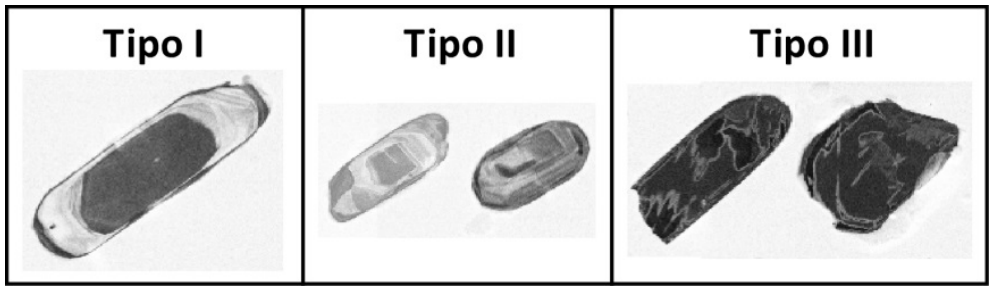


Figura 111. Tipos de zircão definidos para a amostra coletada da Unidade Gnaisse Mucajaí. Ver texto para explicação.

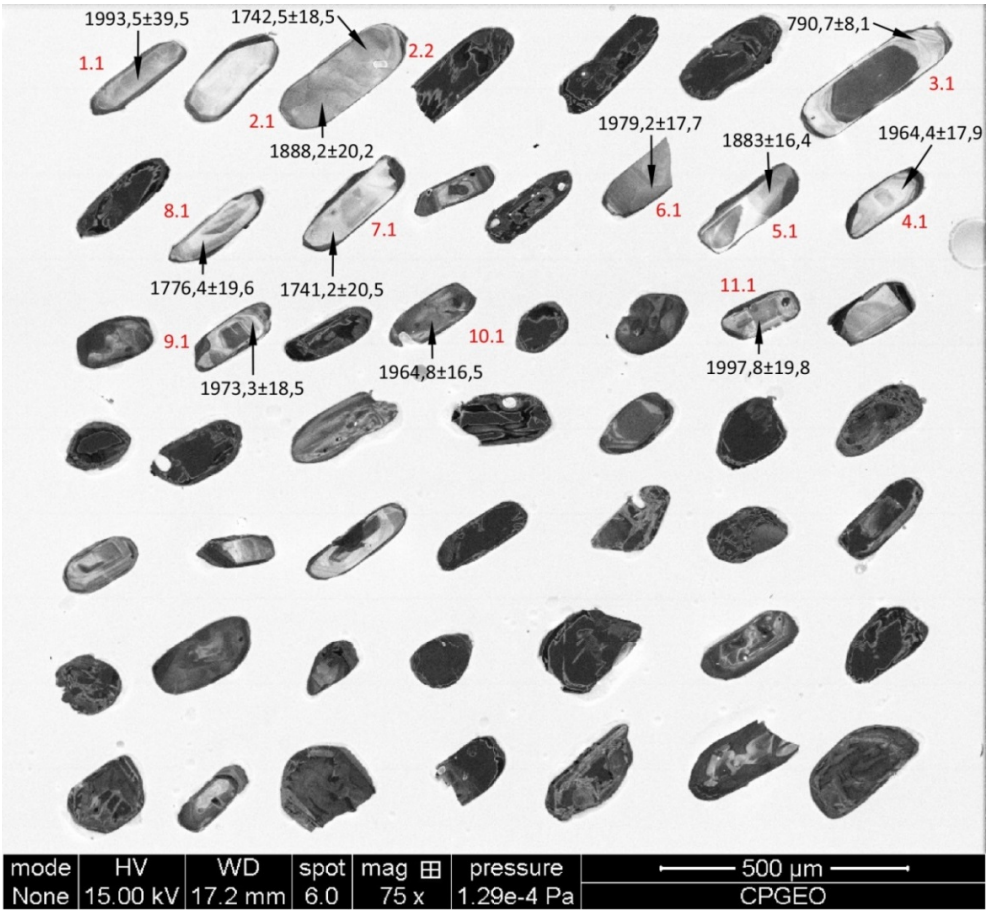


Figura 112. Imagem de catodoluminescência dos zircões selecionados com as posições de análise da amostra PI-12-3. O número do Spot e idade $^{206}Pb/^{238}U$ com ^{204}Pb corrigido estão indicados.

Os resultados analíticos foram obtidos em 11 spots em 11 cristais de zircão (Tabela 6). As concentrações de chumbo comum (^{206}Pb) nos zircões variam entre 61,2-110 ppm, os teores de U e Th entre 97-960 ppm e 51-180 respetivamente. A idade determinada $^{206}Pb/^{238}U$ calculada mediante a curva concórdia definida por um grupo de 6 analises em zircões com zoneamento oscilatório primário (spots 1.1, 2.1, 4.1, 6.1, 10.1 e 11.1). A idade fornecida foi de 1959 ± 5,2 Ma (Figura 113).

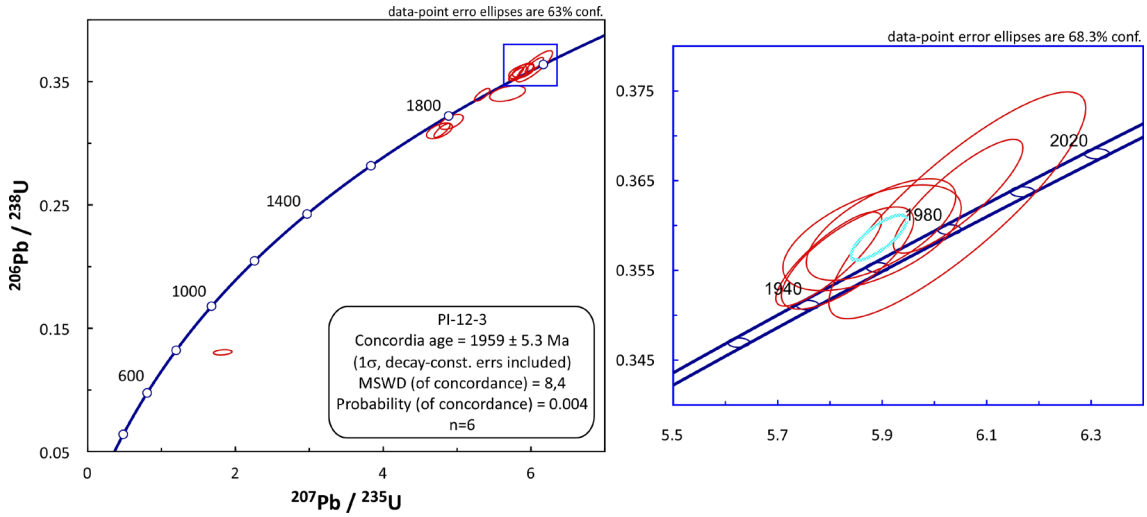


Figura 113. Diagrama de concórdia mostrando a idade U-Pb para a amostra PI-12-3 (zircão, n=8).

5 DISCUSSÃO

As relações de contato entre os diques granodioríticos, enclaves máficos e o ortognaisse encaixante na unidade Gnaisse Mucajaí, sugerem coexistência e iteração de magmas máficos a intermediários e ácidos (Hibbard & Watters, 1985; Barbarin & Didier, 1992; Hibbard, 1995). A coexistência de enclaves máficos e diques granodioríticos hospedados no ortognaisse poderia se explicar da seguinte forma: Numa zona adjacente da câmara magmática (talvez mais profunda), a mistura entre magma máfico (que geraram os enclaves) e o granito (protólito do ortognaisse) foi mais intensa produzindo uma grande quantidade de magma hibrido e cristais em suspensão, este material híbrido (material granodioríticos neste caso) teria sido injetado num nível superior da câmara magmática nas fraturas precoces geradas pela resposta da atividade tectônica ou da pressão do fundido no momento de sua instalação (Hibbard & Watters, 1985). No entanto para avaliar ou rejeitar esta hipótese, se precisa de estudos geoquímicos-petrologicos detalhados.

As duas rochas, diques granodioríticos e os ortognaisses registraram uma deformação concomitante provavelmente posterior, gerando S_n. As relações geométricas entre as foliações S_n dos diques granodioríticos e a encaixante gnáissica revelam o forte contraste reológico durante a deformação concomitante, que gerou foliação S_n em ambas rochas. O contraste reológico implica que até mesmo em taxas de deformação variáveis, a taxa de deformação em uma rocha permanece maior respeito à outra durante o período da deformação (Sengupta, 1997). Dessa forma, o arrasto da foliação e a milonitização gerada nos limites dos contatos entre ambas rochas é consequência do forte contraste reológico entre elas, desenvolvendo uma zona de cisalhamento dúctil localizada, que dobra a foliação gnáissica gerando milonitização nas bordas (Sengupta, 1997).

O estudo de microestruturas e mecanismos de deformação nas rochas do Gnaisse de Mucajaí indica que a foliação S_n está relacionada com uma deformação em alta temperatura, tais como: limites entre cristais de quartzo e feldspato potássico/plagioclásio lobados e em cúspides entrando no quartzo, e domínios de feldspato potássico envoltos por fitas de quartzo com terminações em cúspide paralela à foliação S_n. Estas feições são semelhantes às descritas por Gower & Simpson (1992), que acomodam a deformação por mecanismos cristal-plástica e difusão em estado sólido desenvolvida em temperaturas entre 650-750°C. Coerente com as

microestruturas desenvolvidas no quartzo, tais como subgrãos com deslizamentos no eixo <c> desenvolvidos em temperaturas acima de 600°C (Mainprice *et al.,* 1986) e extinção ondulante em padrão tabuleiro de xadrez desenvolvida em temperaturas superiores a 650°C (Kruhl, 1996). Estas microestruturas sugerem condições de temperatura em fácies anfibolito médio a alto (600-700°C).

Uma foliação S_{n+1} discreta e restrita resultaria da rotação/reorientação ou dobramento da foliação S_n, estando ligada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento obliquas e conjugadas (ZC_1), transpondo-a até o (sub) paralelismo com as zonas de cisalhamento (Passchier *et al.,* 1990; Carreras, 1997). As propriedades mecânicas dos gnaisses podem ser próximas às das rochas isotrópicas e, quanto isto ocorre, são formadas zonas de cisalhamento (ZC_1) por compartimentação da deformação (concentração da deformação em bandas) (Carreras, 1997). Os mecanismos de deformação indicam que S_{n+1} foi gerada pela recristalização dinâmica do quartzo, feldspato potássico e plagioclásio mediante *bulging* e rotação de subgrãos, com desenvolvimento de bandas de recristalização protomilonítica e nucleação de biotita em zonas de recristalização dinâmica de feldspato e plagioclásio (Rosernber & Stunitz, 2002). Estes mecanismos sugerem condições de temperaturas das fácies xisto-verde superior a anfibolito inferior (500°C - 550°C) (Tullis, 2002; Passchier & Trouw, 2005).

Leucosomas e neosomas dispostos em *tension gashes*, gerados sobre diques dioríticos-monzodioríticos, se relacionam a zonas de cisalhamento sugerindo migmatização concomitante com a colocação destes plútons e com a deformação que gerou S_n.

De uma amostra de rocha metamórfica do Gnaisse Mucajaí foram datados zircões com zoneamento oscilatório primário pela sistemática U-Pb SHRIMP. Destes foi obtida uma idade discórdia de 1959 ± 5,2 Ma interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo desta rocha metamórfica. Esta idade é próxima e coerente com as idades 1935 ± 5 e 1937 ± 5 Ma Pb-Pb em zircão já reportadas para esta unidade por Fraga (2002), e de 1932 ± 9 e 1938 ± 7 U-Pb SHRIMP em zircão por Santos *et al.* (2003, 2009). Idades Pb-Pb em zircão de 1951± 24 e 1966 ± 37 Ma, mais antigas têm sido reportadas para gnaisses da Suíte Intrusiva Rio Urubu localizadas ao oeste do Rio Branco correlacionáveis com o Gnaisse de Mucajaí (Fraga *et al.*, 1997a e b).

Os granitóides da unidade Charnockito Serra da Prata exibem diferenças composicionais, feições de deformação e rochas associadas. No subdomínio Iracema os charnockitos

microscopicamente exibem quartzo com limites suturados, subgrãos indicando deslizamento no eixo <c> e extinção ondulante em padrão de tabuleiro de xadrez e. O plagioclásio e feldspato potássico exibem comumente modificação de limites que se apresentam serrilhados a lobados, e limites entre quartzo e feldspato lobados e em cúspide. Estas feições deformacionais em conjunto são comuns em granitos deformados em condições de temperatura próxima do *subsolidus* (Gaspais & Barbarin, 1986; Paterson *et al.*, 1989; Khrul, 1996; Vernon, 2000) em temperaturas próximas dos 650°C, sendo atribuída migração de borda devido a processos de difusão (Rosenberg & Stünitz, 2003).

Alguns cristais de feldspato potássico e plagioclásio apresentam deformação rúptil, exibindo comumente microfraturas preenchidas por quartzo e feldspato respetivamente, que podem representar uma fração de fundido residual da cristalização. Segundo Bouchez *et al.,* (1992), estas estruturas são conhecidas como microfraturas submagmáticas, que resultam do *stress* deviatório nos contatos entre os cristais durante o estágio submagmático da cristalização (Paterson *et al.,* 1989) evidenciando deformação intracristalina na presença de fundido.

Nos subdomínios Fazenda do Goiano e Rouxinho os granitos apresentam uma foliação S_1 de aspecto milonítico. Estes granitóides estão associados espacialmente com corpos ígneos de composições contrastantes cujas relações de corte se descrevem a seguir:

1. Dique de gabro de geometria tabular com trajetória sinuosa e limites irregulares penetrativos com a rocha hospedeira aproveitando as descontinuidades definidas pela foliação S_1. A trajetória definida por este dique sugere que o granitóide hospedeiro estava sendo deformado em condição dúctil durante a intrusão do dique. O posicionamento do dique requer de um comportamento rígido da rocha hospedeira, possivelmente induzido pela pressão do fundido durante sua colocação ou pela resposta da atividade tectônica (Fernandez *et al.,* 1997; Hibbard & Watters, 1985). Este comportamento rúptil da encaixante ocorre em magmas com fracções de cristais perto do RCPM (*Rheological Critical Melt Percentage*, frações entre 70-90%) (Arzi, 1978) onde o magma tem a capacidade de se fraturar em temperaturas perto do *subsolidus* granítico. A elevada superfície de contato e o pequeno volume de magma máfico injetado em relação ao volume da rocha encaixante, induziram perda rápida de calor e, consequentemente, uma rápida inversão da temperatura e da viscosidade (Fernandez *et al.,* 1997). Neste ponto a viscosidade do magma máfico está próxima da viscosidade da encaixante, por tanto

favorável para uma mistura mecânica entre o dique e a rocha hospedeira (Fernandez *et al.*, 1997), como é sugerido pela presença de cristais feldspato potássico pingados provenientes do granito hospedeiro. Os limites irregulares, lobados com evidencia de arrasto com a hospedeira ("*drag lobed contacts",* Fernandez & Gasquet, 1996) é considerado como resultado de deformação por cisalhamento nos contatos entre as duas rochas (Fernandez & Gasquet, 1996), com a progressão desta deformação poderia ter gerado uma foliação magmática S_0 na rocha hospedeira (depois retrabalhada para gerar a foliação milonitica S_1). Esta foliação S_1 foi bem desenvolvida e preservada no dique máfico, onde é definida pelo alinhamento da hornblenda e da biotita, com característica primária relacionada a fluxo magmático sugerido pela presença de cristais de anfibólio euédricos-subédricos sem evidências de deformação interna por fratura (Paterson *et al.*, 1989; a hornblenda se deformar ductilmente precisa de temperaturas próximas de 650-700°C, Nyman *et al.,* 1992), e biotitas com leve deformação plástica conservando suas morfologias euédricas – subédricas.

2. Sienogranitos equigranulares de textura media, foliados segundo S_1 ocorrem como diques concordantes a subconcordantes à direção da foliação milonítica S_1 do granito, mas truncando o dique máfico. Ocorre também como pequenos corpos intrusivos com contatos arredondados e moderadamente lobados com o granito millonitizado, sugerindo que a rocha encaixante se encontrava em estado de baixa viscosidade (parcialmente fundido) durante a intrusão (Fernandez & Gasquet, 1997). Estas relações de contato são entendidas como pulsos magmáticos discretos, mas temporalmente próximos.

As estruturas e relações de contato entre as rochas descritas nos parágrafos anteriores, por uma perspectiva reológica sugerem que durante a intrusão do dique de gabro a encaixante granítica encontrava-se em condição de alta porcentagem de cristais (frações > 70%) permitindo que o magma para suportar altos níveis de esforços diferenciais e para se fraturar (Bouchez *et al.,* 1992), e durante a instalação dos corpos sienograniticos o granito encaixante encontrava-se com maior porcentagem de cristais do que tinha durante a colocação do dique de gabro, com conteúdos de cristais provavelmente >80% onde o corpo se comporta elasticamente (Fernandez & Gasquet, 1997). Adicionalmente, estas relações sin-magmáticas entre os granitóides, diques de gabro e sienogranitos, assim como a presença de textura rapakivi em porfiroclastos de feldspato e enclaves máficos nos charnockitos, são feições sugestivas da coexistência e interação entre magmas ácidos e básicos (Hibbard, 1995; Fernandez & Gasquet, 1997).

Os granitóides milonitizados e sienogranitos foliados exibem microestruturas e mecanismos de deformação formados em alta temperatura, destacados a seguir:

- Os limites entre os cristais de quartzo suturados sugerem recristalização dinâmica pelo mecanismo de migração de borda (*grain boundary migration recrystallization*). Adicionalmente o quartzo apresenta contatos limites retos e amplos com desenvolvimento de degraus (*steps*). Isto ocorre como resposta à tentativa de diminuir a energia do sistema (Khrul & Peternell, 2002), texturas estáveis, principalmente controladas pela temperatura geradas durante longos períodos com poucas variações de temperatura durante a recristalização dinâmica, permitindo tempo suficiente para que os limites de grão adquiram morfologias de equilíbrio (Khrul & Peternell, 2002).
- Domínios lenticulares de feldspato e plagioclásio dentro das fitas de quartzo, com formas de peixe (*fish shape*) e *boudines* e terminações em cúspide, orientados segundo a foliação S_1, feições também descritas em granitóides deformados em condições de temperaturas entre 650-750°C. Esta feição é equivalente às descritas por Gower & Simpson (1992) interpretadas como produto da acomodação da deformação através da dissolução de feldspato nos contatos paralelos à foliação (*difusive mass transfer*), precipitando-o nas terminações em cúspide da microestrutura. Este tipo de contato em cúspide e indicativo de difusão em estado sólido (*solid-state difusional creep*) gerado durante a deformação de rochas quartzo feldspáticas em altas temperaturas, em torno dos 650-750°C (Gower & Simpson, 1992).
- Quartzo em subgrãos indicando deslizamento no eixo <c> desenvolvido em temperaturas acima de 600°C (Mainprice *et al.,* 1986) e extinção ondulante em padrão tabuleiro de xadrez, formado em temperaturas superiores a 650°C (Kruhl, 1996).
- Limites lobados entre feldspato-feldspato e feldspato-plagioclásio, quartzo-feldspato lobados em cúspide em direção ao quartzo, estas feições ocorrem em granitóides deformados em temperaturas próximas dos 650°C (Rosenberg & Stünitz, 2003; Tullis, 2002), indicando recristalização dinâmica migração de borda e difusão (Tullis, 2002; Rosenberg & Stünitz, 2003; Gower & Simpson, 1992).

A microestrutura bandada presente nos sienogranitos foliados formada por camadas monominerais de quartzo e de feldspato, poderia se explicar pelo seguinte processo deformacional descrito a seguir. O comportamento microestrutural e reológico das rochas quartzo-feldspáticas, em termos da resistência mecânica, se considera que o feldspato representa a fase mineral mais forte, enquanto que o quartzo representa a fase mineral fraca.

Handy (1994) propõe duas microestruturas básicas de deformação para rochas de minerais com contraste reológico: i) fabrica de suporte de carga (*Load Bearing Framework*) que contém uma matriz composta pela fase mineral com maior resistência mecânica abrangendo bolsões ou lentes isolados da fase mineral fraca (deformação é concentrada na fase mineral forte bordeando lentes de minerais fracos); ii) microestrutura em camadas/bandas interconectadas de minerais fracos (*Interconnected Weak* Layers) que consiste de agregados interconectados de minerais de baixa resistência mecânica separando *boudins* ou clastos de uma fase mineral mais forte, desta forma gerando uma estrutura bandada. Estes dois tipos de microestruturas de deformação dão origem a uma fábrica bandada definido pela alternância de camadas monominerais, reportado em rochas quartzo-feldspáticas naturalmente deformadas sob condições anfibolito, pela separação ou segregação mecânica em estado solido de camadas de minerais fracos e fortes para formar agregados contíguos orientados subparalelamente ao plano da zona de cisalhamento (Handy, 1990; Schulmann *et al.,* 1996). É provável que nestes sienogranitos tenha ocorrido partição da deformação entre o quartzo e o feldspato, onde grande parte da deformação foi concentrada nas ripas de quartzo, o qual é indicado pela intensa deformação plástica experimentada pelo quartzo (Contatos suturados indicado migração da borda, extinção ondulante em padrão de tabuleiro de xadres, etc.) ampla variação no tamanho dos cristais e a orientação preferencial. A concentração da deformação nas bandas de minerais fracos gerando uma fase interconectada é a principal característica da microestrutura camadas interconectadas de minerais fracos (*Interconnected Weak* Layers) marcado pelo alto contraste de viscosidade entre o feldspato potássico e o quartzo durante a deformação (Handy, 1990 e 1994).

Estas microestruturas e mecanismos de deformação apontam que a foliação S_1 dos milonitos quartzo-feldspáticos e dos sienogranitos foram geradas sob condições de temperatura da facie anfibolito médio a alto (600-700°C). Os contatos entre os cristais de quartzo sugerem que estas temperaturas se mantiveram estáveis durante a recristalização dinâmica em estado sólido (Khrul & Peternell, 2002). O desenvolvimento de granulação grossa, bandamento bem definido, fitas de quartzo bem desenvolvidas e alongadas defletidas ao redor de porfiroclastos de feldspato e gerando dobras isoclinais são feições características de milonitos desenvolvidos em taxas baixas de deformação (Passchier & Trow, 2005). Os Porfiroclastos tipo σ de feldspato potássico indicam cinemática predominante dextral, gerada em regime tectônico transpressivo.

A maior dificuldade no estudo das microestruturas de rochas ígneas sin-magmáticas é a pobre preservação destas estruturas. Posto que combinações de vários processos obliteram este tipo de microestruturas, tais como, continuação da deformação em temperaturas inferiores do solidus granítico e sobreimposição de estruturas geradas em estado sólido (Rosernberg, 2001). Somando-se a esses fatores a identificação de deformações na presença de baixas frações do fundido (menor que 20%) em rochas ígneas estão pobremente definidos, já que microestruturas semelhantes em estado sólido são geradas em alta temperatura (Paterson *et al.,* 1988; Rosernberg, 2001). Porém a despeito da intensa deformação dúctil que experimentaram as rochas, preservam ainda microestruturas ígneas, tais como: i) Fenocristais e megacristais de feldspato potássico tabulares subédricos, com extinção ondulante que a despeito da recristalização dinâmica ainda conservam algumas faces cristalinas retas e estão dispostos segundo orientação preferencial de forma provavelmente herdada da microestrutura ígnea original (Vernon, 1999), ou seja, cristais relicticos que apresentam a orientação da foliação magmática S_0 relictica resultado da rotação rígida dos cristais em suspensão como resposta da deformação do corpo magmático durante a colocação. ii) Cristais de feldspato potássico, plagioclásio e porfiroclastos de feldspato, fitas de quartzo e cristais de biotita exibindo microfraturas preenchidas por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, provavelmente originados durante as etapas finais de cristalização. Estas feições são sugestivas de deformação em estado sólido, com presença de fundido em migração (Gaspais & Barbarin, 1986; Paterson *et al.,* 1989; Bouchez et al., 1992). Adicionalmente estruturas ígneas primárias correspondentes a diques gabroícos com contatos irregulares, lobados com evidencia arrastro resultado de deformação por cisalhamento nos contatos entre as duas rochas (Fernandez & Gasquet, 1996) e diques de sienogranito sin-magmáticos controlados por uma anisotropia preexistente Pre-S_1 do granito hospedeiro (Subdomínios Fazenda do goiano e Rouxinho). Provavelmente a anisotropia que controlou estes diques seja produto da progressão da mesma deformação por cisalhamento que modificou os contatos entre o dique máfico e o granito. A deformação dúctil que gerou as microtexturas a cima citadas, sugerem que as rochas da unidade Charnockito Serra da Prata provavelmente passaram por processos de deformação durante sua colocação e cristalização. Apesar das evidências apresentadas, esta afirmação ainda é inconclusiva devido a obliteração ocorrida pela deformação no estado sólido que gerou a foliação milonitica S_1.

Uma amostra de granito milonitizado isento de piroxênio foi coletada no afloramento CH13, sendo extraídos e datados zircões pelo método U-Pb SHRIMP, atingindo os analises

pontoais em áreas com zoneamento oscilatório caraterístico de origem ígneo. A idade concórdia fornecida foi de 1.916,7 ± 4,5 Ma, interpretada como idade do evento tectôno-magmático que gerou (cristalização) e que provavelmente controlou a instalação dos granitóides da unidade Charnockito Serra da Prata. Esta idade é um pouco mais jovem que as encontradas para este mesmo plúton charnockítico da Serra da Prata pelo método Pb-Pb a partir de zircões obtidos em rochas de composição entre hiperstênio-quartzo sienitos e charnockitos porfiríticos de 1933 ± 2 Ma (Fraga, 2002), e de 1943 ± 5 Ma (Fraga *et al.*, 2009), respetivamente. Santos *et al.,* (2001) reportam uma idade de 1924 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em Zircão) para um charnockito coletado na região do município de Caracaraí. Estes autores atribuem a diferença de idades com o método Pb-Pb pela potencial incorporação de Pb radiogênico herdado nas análises, que evaporam grãos inteiros de zircão, fornecendo idades um pouco mais antigas que as idades obtidas por U-Pb SHRIMP.

Outra idade U-Pb SHRIMP concórdia de 1863 ± 6,7 Ma, em cristais de zircão também retirados da amostra do charnockito milonitizado (CH13), foi obtida em domínios ou frentes que modificam o padrão de zoneamento oscilatório interno original. Em condições P-T inferiores a anfibolito superior e granulito, a geração de zircão metamórfico acontece principalmente por processos de recristalização de zircão pré-existente (Hoskin & Schaltegger, 2003), mediante mecanismos de migração de borda e de defeitos intracristalinos (Hoskin & Black, 2000). Por tanto, esta idade é interpretada como associada a um evento metamórfico-deformacional que induz a recristalização destes zircões em condições de anfibolito superior a granulito. Sugere-se que esta idade esteja relacionada o evento deformacional responsável pelo registro da foliação S_1 milonítica geradas sob condições de temperatura da facie anfibolito médio a alto (600-700°C) dos granitóides e rochas associadas da unidade Charnockito Serra da Prata.

Outras idades próximas reportadas para a região do Domínio Guiana Central são: i) Santos et al., (2009) reportou uma idade próxima de 1874 ± 4 Ma em bordas metamórficas geradas em zircão extraídos do Gnaisse Mucajaí (Gnaisse Igarapé Branco; Fraga, 2002). Porem estes autores, não especificam nem descrevem os tipos de bordas metamórficas analisadas (recristalização? ou sobrecrescimento?). ii) Duas idades reportadas para o Granulito Barauana em bordas e núcleos em cristais de zircão a partir de uma amostra com feições de migmatização (anatexita) forneceram uma idade 1818 Ma (U-Pb SHRIMP) interpretados como de origem metamórfica, enquanto os núcleos forneceram uma idade 1942 + 7 Ma (U-Pb SHRIMP). Estas idades têm sido relacionadas a um evento anatectico (zircões) em condições

de temperatura y pressão das fácies granulito (CPRM, 2002, 2003). iii) Almeida *et al.* (2008) reporta idades pelo método evaporação de Pb (zircão) em augen gnaisses granodioríticos a monzodioriticos do Milonito de Itã, com estruturas preferencialmente NE-SW e E-W, que ocorrem no Domínio Guiana Central (Reis *et al.,* 2003) ou Faixa K'Mudku (Santos et al., 2000; 2006a; 2006b e 2008), próximo do limite com o Domínio Uatumã-Anauá (Reis *et al.,* 2003) ou Província Tapajos-Parima (Santos *et al.,* 2000, 2006a; 2008). Zircões da Milonita de Itã forneceram uma ideade 1.889 ± 4 Ma interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo, uma idade pelo menos 25 ou 75 Ma mais jovem do que os protolitos ígneos dos ortognaisses e milonitos relacionados à Suíte Rio Urubu do Domínio Guiana Central, como o Milonito de Vilheta (1950 ± 9 Ma; idade de cristalização e 1879 ± 4 Ma; idade de metamorfismo) acordo a analises U-Pb SHRIMP em zircão (CPRM, 2002, 2003).

As petrotramas que caracterizam à foliação milonitica S_1 foram retrabalhadas por deformação distribuídas em bandas miloníticas orientadas paralelas à petrotrama de alta temperatura S_1, marcando a reativação parcial. Estas estruturas ocorrem mais acentuadas no subdomínio Rouxinho. O *Strain* nestas bandas é caracterizado pela redução do tamanho dos cristais em intensidades variáveis, desenvolvidas preferencialmente nas áreas com abundante biotita primaria que ajuda a concentrar a deformação por sua baixa resistência (Tullis, 2002). Nestas bandas miloníticas ocorre recristalização dinâmica de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio pelos mecanismos de bulging e rotação de subgrãos, gerando bandas de recristalização compostas tipo S-C e neoformação de biotita (Rosernber & Stünitz, 2002), o que sugere condições de temperatura das fácies xisto-verde superior a anfibolito médio (entre 500°C e 550°C) (Tullis, 2002; Passchier & Trouw, 2005). Este evento se entende como uma reativação tectônica em nível crustal provavelmente mais raso sob um campo de esforço regional similar ao responsável pelo registro da foliação S_1.

No Gabro Pratinha e Santo Antônio ocorrem xenólitos de charnockito e bandamento composicional de gabro-charnockito. A interpretação destas relações gabro-charnockito é descrita a seguir: i) Aparência bandada por diferença de composição e textura com alternância gabro-charnockito ocorreu provavelmente pela migração de gabro em estado magmático aproveitando as descontinuidades estruturais do granito hospedeiro, adquirindo assim a aparência bandada com limites difusos marcados pela foliação S_1. ii) Disposição alinhada de enclaves máficos e xenólitos de charnockito no gabro (marcadores passivos), que exibem estiramento, limites difusos e parcialmente digeridos, com foliação de fluxo contornando os marcadores passivos que mostram rotação dextral. Dessa forma, a rotação e distorção de

enclaves incrementa a difusão química para produzir hibridização entre os enclaves e os magmas máficos (Williams& Tobisch, 1994), assim como corredores de fluxo magmático no gabro, antes de sua completa cristalização, poderiam causar mistura física (*mingling*), chegando a produzir uma rocha de aparência bandada.

Nos gabros as microestruturas correspondem geralmente com cristais de plagioclásio euedrais a subedrais, formando agregados equigranulares, poligonais e em contatos retos ou levemente curvados com tendência a ângulos de 120°. Exibem geminação segundo a lei da albita e orientação preferencial de forma. Estas feições sugerem que estas rochas apresentam textura em equilíbrio típica de recristalização dinâmica em estado solido, produto de um ajuste dos limites dos cristais possivelmente gerado durante o resfriamento estático lento (*Static recrystallization*; Passchier & Trow, 2006). Adicionalmente, está microestrutura também é considerada como uma feição característica de rochas metamórficas (Vernon, 1968; Vernon, 1999). Além disso, extinção ondulante em plagioclásio, geminação em cunha e dobramento de geminação, indicam que há recristalização dinâmica em alta temperatura onde a deformação dos gabros foi acomodada principalmente pelo plagioclásio. Este processo gerou a foliação S_1 (interpretada inicialmente como foliação magmática S_0) que no Gabro Pratinha apresenta mergulhos entre 15° e 30º no centro do plúton, entretanto, para as bordas deste os ângulos de mergulho se acentuam, chegando a 60º.

A despeito da intensa deformação em estado solido, algumas microestruturas geradas durante fluxo magmático foram preservadas, tais como: i) Fenocristais de plagioclásio tabulares subédricos com extinção ondulante, a maioria das bordas mostram-se modificadas pela recristalização dinâmica conservando algumas bordas retas, interfaces da geminação albita ou carlsbad orientadas segundo a elongação do cristal e fenocristais de piroxênio com habito tabular, os quais ainda conservam limites retos dispostos segundo orientação preferencial de forma, portanto, estes cristais sejam herdados da microestrutura ígnea original (Paterson et al., 1989; Vernon, 1999), cristais relicticos que representam componente de fluxo magmático (foliação magmática S_0 relictica), resultado da rotação rígida dos cristais em suspensão como resposta da deformação do corpo magmático durante a colocação. ii) Fraturas em cristais de piroxênio e clivagem da biotita são preenchidas por plagioclásio que exibe continuidade ótica com o cristal adjacente, sugerindo deformação intracristalina na presença de magma (Bouchez *et al.,* 1992). iii) Fraturas em cristais de piroxênio e clivagem da biotita são preenchidas por plagioclásio que exibe continuidade ótica com o cristal adjacente, sugerindo deformação intracristalina na presença de magma (Bouchez *et al.,* 1992). iii)

Estrutura de aparência bandada por diferença de composição e textura com alternância gabro-charnockito ocorreu provavelmente pela migração de gabro em estado magmático aproveitando as descontinuidades estruturais previamente geradas (Pre-S_1) do granito hospedeiro da unidade Serra da Prata. Assim, a rocha adquiriu aparência bandada com limites difusos marcados pela foliação S_1. Possivelmente a anisotropia no granito que controlou a entrada dos gabros, seja uma foliação primaria (magmática) Pre-S_1, a qual controlou também os diques sienograticos. Do mesmo modo que nas rochas graníticas da Unidade Serra da Prata, a deformação dúctil que gerou as microtexturas acima citadas, sugerem que as rochas foram afetadas por processos de deformação durante sua colocação e cristalização. Porém, estas microestruturas foram retrabalhadas pela fase deformacional que gerou as feições de alta temperatura S_1, tanto em gabros como charnockitos.

No afloramento CH50 (Amostra PI-12-4E) foi coletada amostra do Gabro Pratinha da qual foram retirados cristais de zircão e datados pelo método U-Pb SHRIMP. Contem cristais de zircão com ampla variedade de morfologias que em resumo são: i) cristais euédricos-subédricos sem núcleo com aparente zoneamento oscilatório primário, tais quais zircões primários gerados a partir da cristalização magmática. ii) Cristais com núcleos com zoneamento oscilatório, com forma externa ovalada e subarredondada com o sem sobrecrescimentos. iii) Cristais prismáticos com núcleo herdado com sobrecrescimentos subédricos de bordas irregulares, com zoneamento oscilatório e domínios homogêneos. Os tipos ii e iii são interpretados como grãos herdados envolvidos por novos mantos de zircão gerados durante a cristalização magmática do gabro, enquanto que bordas irregulares podem indicar intervalos de reabsorção refletindo períodos intermediários de sobressaturação de Zr no magma ou devido a fenômenos de mistura (Corfu *et al.,* 2003). As análises pontoais atingiram cristais com áreas de em áreas de zoneamento oscilatório em cristais primários, e em sobrecrecimentos gerados sobre núcleos herdados. A datação forneceu uma idade concórdia de 1905 ± 5,2 Ma interpretada como a idade de cristalização magmática. O restante dos resultados analíticos gerou uma curva discórdia com o intercepto inferior fornecendo uma idade de 651±120 e o intercepto superior uma idade de 1923±18 Ma. O intercepto superior calculado poderia ser interpretado como um reflexo de contaminação crustal durante a intrusão. Esta idade é compatível com as idades reportadas dos charnockitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata; se aproximando à idade calculada para os charnockitos no presente estudo (1.916,7 ± 4,5 Ma). Isto sugere que o processo de incorporação de rocha encaixante na câmara magmática ocorreu herdando xenocristais de zircão provenientes do charnockito e

assim registrando isotopicamente a idade de cristalização do gabro. A incorporação de rocha encaixante no gabro foi confirmada em campo, evidenciado pela ocorrência de xenólitos de charnockito em diferentes estágios de assimilação. Em virtude das idades próximas de cristalização entre os granitos e gabros das Unidades Charnockito Serra da Prata e Gabro Pratinha se entende como processos magmáticos concomitantes.

Analises de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) da subtrama de óxidos para determinar a distribuição dos marcadores magnéticos nas rochas estudadas mostram que a susceptibilidade magnética é definida pela fracção ferrimagnética, sendo o marcador mineralógico a magnetita do tipo multidominio (MD) como registrado pelas curvas de IRM e termomagnéticas. Embora o mineral portador magnético seja essencialmente o mesmo para os charnockitos e gabros, estes últimos apresentam maiores valores de susceptibilidade magnética (k_m).

Em geral a anisotropia magnética de uma rocha depende de: i) da anisotropia dos minerais constituintes; ii) do grau de alinhamento dos cristais individuais com anisotropia (Tarling & Hrouda, 1993). De igual forma, no caso da magnetita (que é o marcador magnético predominante), sua anisotropia está controlada pela orientação preferencial de forma dos grãos (Archanjo *et al.,* 1995; Gregoire *et al.,* 1998). O Charnockito Serra da Prata exibe uma petrotrama magnética caraterizada por elipsoides de forma dominantemente planar que mostram variação do grau de excentricidade ou de anisotropia P_j, cujos menores valores se localizam no subdomínio Iracema, onde a maioria das estruturas magmáticas estão preservadas. Já os maiores valores de anisotropia magnética (elipsoides de forma linear) se concentram nos subdomínios Fazenda do Goiano e Rouxinho; onde as rochas apresentam-se deformadas pervasivamente através dos mecanismos cristal-plástica e difusão (*diffusional creep*) em altas temperaturas desenvolvidos em estado sólido. Considerando as altas temperaturas, é provável que a magnetita e matriz quartzo-feldspática tenham-se comportado com reologias análogas com taxas de deformação semelhantes (comportamento de marcador passivo, *passive marker behaviour*; Housen *et al.,* 1995), dessa forma grãos de magnetita foram estirados recristalizados, se dispondo alongados e concomitantes com a atitude da foliação S_1, o que deve ter influído nos altos valores de anisotropia obtidos nestes subdomínios.

Os parâmetros direcionais da subtrama magnética do plúton Charnockito Serra da Prata definem a foliação magnética orientada N41-83°E com mergulhos > 40° que variam para

caimentos no sentido SE e algumas inversões para o N. No subdomínio Rouxinho ocorre rotação da atitude da foliação magnética para S30-43E e mergulhos altos para SW concomitantes com a orientação da deformação que retrabalhou a foliação S_1 mediante deformação distribuída em bandas miloníticas. Assim se interpreta que a fase de reativação da deformação na região provavelmente racionou a foliação S_1, modificando sua orientação original NE-SW. A lineação magnética apresenta caimentos (> 40°) em sentido predominante SW (Subdomínios Fazenda do Goiano e Rouxinho). Um agrupamento subordinado de dados com caimentos variáveis entre 23° e 75° para leste e SE ocorrem no Subdomínio Iracema. Adicionalmente os dados da foliação magnética são levemente dispersos. O Subdomínio Iracema provavelmente está relacionado à uma zona de baixa deformação (*low Strain*), onde ainda se preserva algumas microestruturas magmáticas com uma fraca orientação preferencial de forma das fases minerais, evidenciados nos valores o parâmetro de anisotropia magnética Pj para este subdomínio que são menores, sendo principalmente entre 1,12-1,21 (excepcionalmente atingem 1,43; Pj media = 1,21), o que indica um baixo a médio alinhamento dos marcadores magnéticos da subtrama. Então possivelmente a fase deformacional que gerou a trama de alta temperatura S_1 não foi tão intensa como nos subdomínios Rouxinho e Fazenda do Goiano.

A disposição da subtrama magnética na Unidade Serra da Prata é interpretado como relacionado à deformação de alta temperatura que gerou a petrotrama S_1, a qual estava controlada por um tensor de encurtamento NW-SE que contribuiu para definir uma foliação magnética concomitante com a foliação em escala mesoscópica.

No gabro Pratinha a petrotrama magnética é definida por um elipsoide com forma planar a neutra com estiramento > 10%, e ocorrem valores máximos de anisotropia magnética Pj (P_j=1,50-1,65) para as bordas e valores inferiores (P_j = 1,14-1,35) no centro do corpo. A orientação é definida pela atitude da foliação magnética com distribuição dispersa (com uma tendência subordinada para NW-SE) no centro do setor NE do plúton, onde exibe mergulhos entre 27° e 55°. Já para as bordas do plúton a foliação magnética está orientada N45-86°E com altos ângulos de mergulho (55°-84°) caindo para o sul coincidente com a atitude da foliação medida em campo. A lineação magnética está orientada predominantemente para o SW, com baixo angulo de mergulho (3°-31°). A distribuição da foliação magnética no centro e topo do plúton com ângulos de mergulho suaves e com valores de anisotropia magnética P_j mais baixos, pode estar relacionada às áreas de baixa deformação (*low strain*). Nas bordas do corpo, os mergulhos da foliação magnética são mais fortes com valores mais altos de

anisotropia magnética P_j e com maior intensidade da deformação em estado sólido nos silicatos. Estas características relacionam-se às zonas de maior intensidade da deformação (*high strain*). Assim, o cisalhamento em estado sólido possivelmente se concentrou nas bordas do corpo principalmente e com menor intensidade no centro do plúton. Dado o caráter da deformação interna no gabro, o arranjo da subtrama magnética é sugestivo de processos de deformação em alta temperatura, a qual estaria controlada regionalmente pelo mesmo campo de esforços operante durante a deformação do charnockito hospedeiro do gabro (Figura 114).

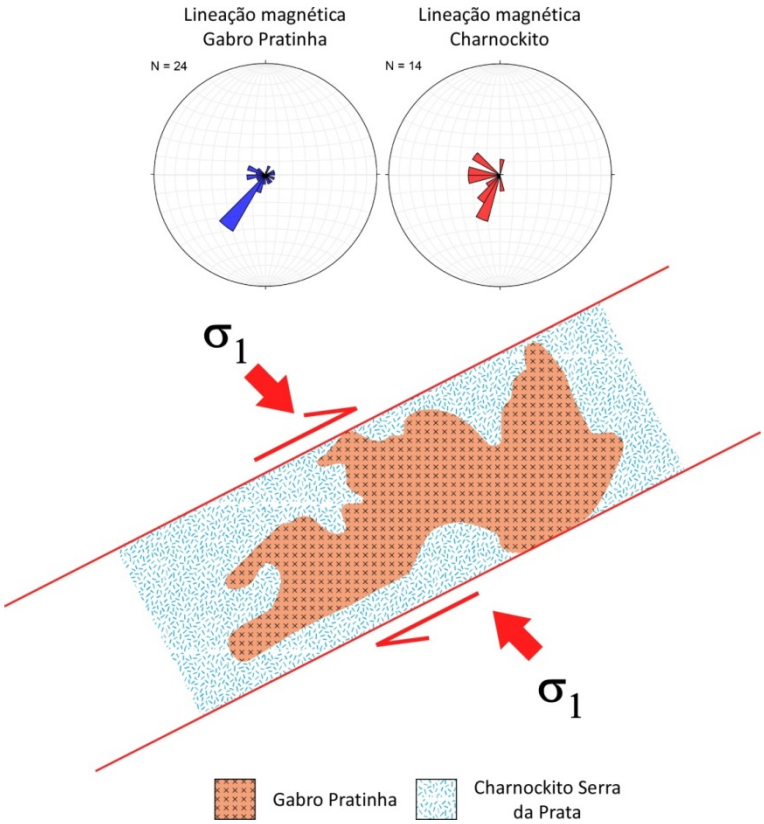


Figura 114. Modelo tectônico esquemático para a deformação do Gabro Pratinha e Charnockito Serra da Prata. Roseta da lineação magnética (k_1).

Integrando os resultados analíticos obtidos neste trabalho, se apresenta um quadro evolutivo diferente para o desenvolvimento no Paleoproterozoico do Domínio Guiana Central (Santos et al., 2000; 2006; 2008) na região da Serra da Prata, ao apresentado por Fraga & Reis (1996), Fraga (1999; 2002), Fraga *et al.* (2009b) e Santos *et al.* (2006a; 2008 e 2009b) (Ver Geologia Regional e Análise do Conhecimento Anterior).

Se entende que as petrotramas de alta temperatura S_1 em rochas da Unidade Serra da Prata (Gabros e rochas associadas) e S_n no ortognaisse da unidade Gnaisse Mucajaí, foram geradas sob condições de temperatura das fácies anfibolito médio a alto (600-700°C) relacionado com um regime transpressivo dextral induzido pelo tensor de encurtamento NW-SE. Este

corresponde ao um evento metamórfico-deformacional desenvolvido no paleoproterozoico com idade 1863 ± 6,7 Ma, que obliterou a maioria das microestruturas magmáticas. Embora algumas microestruturas foram preservadas indicando prováveis processos de deformação concomitantes ao alojamento e cristalização, ainda estas evidências não são suficientes e esta afirmação seria inconclusiva. A idade reportada neste trabalho para este evento é próxima da idade U-Pb SHRIMP em zircão reportada por Santos *et al*. (2009a) no Ortognaisse Mucajaí de 1874 ± 4 Ma obtida em bordas de origem metamórfico. Além disso, é concomitante e próxima das idades reportadas no sul do Domínio de Guiana Central, para o Milonito de Vilhena (1950 ± 9 Ma; idade de cristalização e 1879 ± 4 Ma; idade de metamorfismo) e para o Granulito Barauana (1942 + 7 Ma; idade cristalização do protólito e 1818; idade de metamorfismo) (CPRM, 2002, 2003) e para augen gnaisses do Milonito de Itã localizado no Domínio Guiana Central próximo do limite com o Domínio Uatumã-Anauá a qual forneceu uma idade de 1889 ± 4 Ma interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo (Almeida *et al.,* 2008).

A petrotrama S_1 foi posteriormente retrabalhada, marcando a reativação parcial e setorizada da estruturação em condições de temperatura das fácies xisto-verde superior a anfibolito médio (entre 500°C e 550°C). Este evento se entende como uma reativação tectônica em nível crustal, provavelmente mais raso sob um campo de esforço regional similar ao responsável pelo registro da foliação S_1. Provavelmente a gênese das estruturas e microestruturas S_{n+1} da unidade Gnaisse Mucajaí estejam relacionadas ao mesmo evento. Fraga (2002) descreve feições deformacionais desenvolvidas sob temperaturas altas nas rochas da região da Serra da Prata, estas feições são localmente obliteradas pelas texturas miloníticas geradas em temperaturas moderadas a baixas, as quais relacionou à evolução do Episódio K'Mudku que, embora tinha reativado a estruturação preexistente, não conseguiu reorientar e transportar de forma marcante as estruturas preexistentes. Desta forma, está reativação parcial e setorizada das petrotrama S_1 e se S_{n+1} interpreta como relacionada ao evento K'Mudku.

6 CONCLUSÕES

Os dados fornecidos pelo estudo de microestruturas e mecanismos de deformação, das análises estruturais da trama mesoscópica, subtrama magnética e analises geocronológicas coletados neste trabalho sugerem que durante o período Orosiniano entre 1950 a 1904 Ma ocorreu um evento magmático com posicionamento na crosta inferior das unidades Gnaisse Mucajaí, Charnockito Serra da Prata e Gabro associados na região da Serra da Prata, o qual provavelmente foi controlado tectonicamente.

Após a colocação e cristalização destes corpos, entre 1874-1863 Ma a maioria das microestruturas magmáticas foram retrabalhadas e obliteradas durante um evento tectono-metamorfico, vinculado a um regime tectônico transpressivo derivado de uma tectônica regional de esforços orientados na direção NW-SE em condições de temperatura das fácies anfibolito médio a alto (600-700°C), deformando pervasivamente as rochas das unidades Gnaisse Mucajaí, rochas da Unidade Serrada da Prata e Gabros. Provavelmente este evento esteja relacionado com outros episódios tectono-termais que afetaram outras áreas do Domínio Guiana Central, de acordo ao registrado pela deformação do Milonito de Vilhena, Granulito Barauana e geração de rochas graníticas como o Milonito de Itã.

Durante o mesoproterozoico, reativação setorizada denominada Episódio K'Mudku provavelmente esteve associada à ocorrência de uma deformação num regime crustal intermediário derivada de uma reativação tectônica sem variação significativa na orientação do campo regional de esforços.

7 REFERÊNCIAS

AVELAR, V. G., LAFON, J. M., DELOR, C., GUERROT, C., LAHONDÈRE, D., 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guyana Shield: Pb–Pb and Sm–Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. Géologie de la France 2–3–4, 83–99.

ALMEIDA, F. F. M. de. 1978. A evolução dos crátons amazônico e do São Francisco, comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais. Recife: SBG, v. 6, p. 2.393-2.407.

ALMEIDA, M. E., MACAMBIRA, M. J., VALENTE, S. C., 2008. New geological and single zircon Pb evaporation data from the Central Guyana Domain, southeastern Roraima, Brazil: tectonic implications for the central region of the Guyana Shield. Journal of South American Earth Sciences 26 (3), 318–328.

ALLMENDINGER, R. W., CARDOZO, N. C., FISHER, D., 2012. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.

ARCHANJO, C.J., LAUNEAU, P. & BOUCHEZ, J.L., 1995. Magnetite fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). Physics of the Earth and Planetary Interiors, 89, 63–75.

BARBARIN, B. DIDIER, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83: 145-153.

BARNES, J. W., & LISLE, R. J., 2004. Basic geological mapping. (4th ed.). Chicester, UK: Wiley.

BARRON, C. N. 1966. Notes on the Stratigraphy of Guyana. INTERGUIANA GEOL. CONF., 7, Paramaribo, Surinam. Unpub. Preprint, no. 4, 36 p.

BLACK, L. P., KAMO, S. L., ALLEN, C. M., ALEINIKOFF, J. N., DAVIS, D.W., KORSCH, R.J., FOUDOULIS, C., 2003b. TEMORA 1: a new zircon standard for phanerozoic U–Pb geochronology. Chem. Geol., 155– 170.

BORGES, F. R. 1990. Projeto Serra do Repartimento: relatório de progresso. Manaus: CPRM. 30p.

BONFIM, L. F. C., RAMGRAB, G.E., UCHÔA, I.B., MEDEIROS, J.B., VIÉGAS FILHO, J.R., MANDETTA, P., KUYUMJIAN, R.M. AND PINHEIRO, S.S., 1974. Projeto Roraima; Relatório Final. Manaus, Departamento Nacional da Produção Mineral-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, vols. IA-D e II.

BOUCHEZ, J. L., DELAS, C., GLEIZES, G., NEDELEC, A., CUNEY, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. Geology 20, 35–38.

BOUCHEZ J. L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks, in: Bouchez J. L. *et al.* (éds), Granite: FromSegregation of Melt to Emplacement Fabrics, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, pp. 95–112.

BORRADAILE, G.J., 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. Journal of Structural Geology, Vol 23 (10): 1581-1596.

BRANDÃO, R. de L. & FREITAS, A. F. de. 1994. Serra do Ajarani, Folha NA.20.X-C-VI: relatório final, Manaus, DNPM/CPRM. 153p., il.

BUTLER, R. F., 2004. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Electronic Edition. 238p.

CARDOZO, N., & ALLMENDINGER, R. W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, v. 51, no. 0, p. 193 - 205.

CARNEIRO, R. M. C., SALAZAR, C. A., VELASQUEZ, D. M. E., 2012 analise da deformação do Granito Igarapé Miracelha: sul do Rio Apiaú, RR. In: Anais do XIII Simpósio de Geologia da Amazônia (CD ROM).

CARRERAS, J. 1997. Shear zones in foliated rocks: geometry and kinematics. In: SENGUPTA, S. (ed.) Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro-scales. Chapman & Hall, London, pp. 185-201.

CASTRO, A., FERNANDEZ, C. & VIGNERESSE, J. L., 1999. Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications, 168, 1-5.

CHERNIAK, D.J., WATSON, E.B., 2000. Pb diffusion in zircon. Chemical Geology 172, 5-24.

COE, A. L.,(Editor), 2010. Geological Field Techniques, Wiley-Balckwell, 336 p.

CORFU, F., HANCHAR, J. M., HOSKIN, P.W.O., KINNY, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J. M, Hoskin, P. W. O (eds) Zircon. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53: 469-500

CRÓSTA, A. P., 1992. Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto. Campinas: IG/UNICAMP, 170 p.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 1999. Roraima Central, folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais) e folhas NA.20-XA, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Estado de Roraima, Superintendência Regional de Manaus, Brasil, 166 p.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2000. Caracaraí, folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais) e folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-A e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Estado de Roraima, Superintendência Regional de Manaus, Brasil, 137 p

CPRM, 2002. Workshop de campo: Manaus (AM)-Pacaraima (RR) Transect. GIS Brasil Program. CPRM, Manaus, Internal Report.

CPRM, 2003. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: sistema de informações geográficas – SIG. Mapas Escala 1:2.500.000. CPRM, Rio de Janeiro, 4 CD-ROMs (resumo no inglês).

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDE CLAUDE, P.; MARCHAL, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elemento analyses – its relationship and current nomenclature. Chem. Geol, 29: 183-210.

DE ROEVER, E. W. F. & BOSMA. W., 1975. Precambrian magmatism and regional metamorphism in Suriname. In: CONF. GEOL. INTERGUIANAS, Anais... Belém, v.1, p.123-163.

EBY, G. N., 1992: Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology 20, 641-644.

FERNANDEZ, A. N., & GASQUET, D. R., 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: Example of the Tichka plutonic complex (Morocco). Contrib. Mineral. Petrol., 116, 316–326.

FERNANDEZ, C., CASTRO, A., DE LA ROSA, J. D. & MORENO-VENTAS, I., 1997. Rheological aspects of magma transport inferred from rock structures. In: BOUCHEZ, J. L., MUTTON, D. H. W. & STEPHENS, W. E. (eds) Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics. Kluwer, Amsterdam, 75-91.

FRAGA L.M., 2002. A Associação Anortosito-Mangerito Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. 351 pp. Tese de doutorado da Universidade Federal do Pará, Belém.

FRAGA, L. M. B. & ARAÚJO, R. V. de., 1999a. Suíte Metamórfica de Rio Urubu. In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000. Brasília/SUREG-MA, p. 38-48. 1 CD-ROM.

FRAGA, L. M. B. & ARAÚJO, R. V. de., 1999b. Suíte Intrusiva Serra da Prata. In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000. Brasília/SUREG-MA, p. 83-89. 1 CD-ROM.

FRAGA, L. M. B. & ARAÚJO, R. V. de., 1999c. Suíte Intrusiva Mucajaí. In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000. Brasília/ SUREG-MA, p. 89-95. 1 CD-ROM.

FRAGA, L. M. B. & ARAÚJO, R. V. de., 1999d. Anortosito Repartimento (Mr). In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000. Brasília/ SUREG-MA, p. 79-83. 1 CD-ROM.

FRAGA L. M. B., 1999. Geologia Estrutural. In: Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas, Brasília: CPRM, 1999. Relatório final, cap. 4, p. 117-128.

FRAGA, L. M. B. & REIS, N. J., 1995. A Tectônica K'Mudku ao longo do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central - Estado de Roraima, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 9. Caracas. Temário 2- K'Mudku. Doc, LMFOT 1-2.Doc, LMFOT 3-4 Doc, LMFOT 5-6 Doc.

FRAGA, L. M. B. & REIS, N. J., 1996. A Reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central durante o Episódio K'Mudku. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. Anais... Salvador. Bahia, SBG, v.1, p.424-426.

FRAGA, L. M. B., REIS, N. J. & PINHEIRO S. da S., 1994. Arranjo Estrutural do segmento Sul do Bloco Pacaraima, Estado de Roraima, In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994 Anais..., Belém, Pará, SBG, p 7-8.

FRAGA, L. M. B., ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B. 1997a. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão. Resumos. Campos do Jordão, São Paulo, p. 115-117.

FRAGA, L. M. B., ARAÚJO, R. V. de., DUARTE, B. P. 1997b. Igneous charnockitic rocks of the Kanuku Complex and Serra da Prata Suite in the Central Guiana Belt (CGB), Roraima State, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED ROCKS (ISGAM), 2, Salvador. Resumos. Salvador, 3p.

FRAGA, L. M. B., REIS, N. J., AND COSTA, J. B. S. 1998. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, 411.

FRAGA, L. M., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, J. B. 2004. A and C-type gneisses of the Central Guyana Belt, North Amazonian craton. In: International Geological Congress, 32. Florence, Italy. Abstract, [CD-ROM].

FRAGA, L. M. B., DALL'AGNOL, R., COSTA, J. B. S., MACAMBIRA, M. J. B. 2009a. The Mesoproterozoic Mucajaí anorthosite–mangerite–rapakivi granite complex, Amazonian craton, Brazil. The Canadian Mineralogist 47, 1469–1492.

FRAGA, L. M., MACAMBIRA, M. J. B., DALL'AGNOL, R., COSTA, J. B. S. 2009b. 1.94–1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single-zircon evaporation data and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences 27, 247–257.

FROST, R. B., FROST, C. D., 2008. On charnockites. Gondwana Research 13, 30-44.

GAUDETTE, H. E.; OLSZEWSKI J. R., W.J.; SANTOS, J. O. S., 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 9 (3 e 4):183-195.

GAPAIS, D., BARBARIN, B., 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). Tectonophysics 125, 357–370.

GILL, R., 2010. Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide. Wiley-Blackwell, Chichester, UK, 440 pp

GRÉGOIRE, V., NEDELEC, A., LAUNEAU, P., DARROZES, J. & GAILLOT, P., 1998. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. Journal of Structural Geology, 20, 937–944.

HANDY, M.R., 1990. The solid-state flow of polymineralic rocks. Journal of Geophysical Research 95, 8647-8661.

HANDY, M.R., 1994. Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: a phenomenological approach. Journal of Structural Geology 16, 287-301.

HANSEN V. L., 1990. Colection and preparation of thin sections of oriented samples. Journal of Geological Education. 38, 294-297.

HANMER, S. K. & PASSCHIER, C. W. 1991, Shear sense indicators: a review. Geol. Surv. Can., pap. 90:1-71.

HARLEY, S. L., KELLY, N. M. & MOLLER, A. 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. Elements 3, 25-30.

HASHIM, M., AHMAD, S., JOHARI Md, M. A., POUR, B. A., 2013. Automatic lineament extraction in a heavily vegetated región using Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) Imagery. Advancves in Space Research. 51, 874 – 890.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L.; SCHOBBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus. Anais... Manaus, AM, DNPM, MME, p. 129-147.

HEINONEN, A., FRAGA, L. M., RÄMÖ, T., DALL'AGNOL, R., MÄNTTÄRI, I., ANDERSEN, T. 2012., Petrogenesis of the igneous Mucajaí AMG complex, northern Amazonian craton - geochemical, U-Pb geochronological, and Nd-Hf-O isotopic constraints. Lithos, 151: 17-34.

HIBBARD, M.J., WATERS, R.J., 1985, Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons: Lithos, 18, 1–12.

HIBBARD, M.J. 1995. Petrography to petrogenesis. London, Prentice-Hall, 587p.

HOSKIN, P.W.O., BLACK, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology 18, 423–439.

HOSKIN, P. W. O., SCHALTEGGER, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J. M, Hoskin, P. W. O. (eds) Zircon. Rev Mineral Geochem, pp. 27–62

IRVINE, T. N., AND BARAGAR, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

JELINEK, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. Tectonophysics, v.49, 63-67

HUTTON, H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 79, 245-255.

JOHNSON, S.E., VERNON, R.H., UPTON, P., 2004. Foliation development and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: microstructural evidence and numerical modeling. Journal of Structural Geology 26, 1845–1865.

KILPATRICK, J. A. & ELLIS, D. J. 1992. C-type magmas igneous charnockites and their exclusive equivalents. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83: 155-164.

KROONEMBERG, S. B., 1976. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam. PhD Thesis, Amsterdan, Geol. Mijnb. Dienst. Sur. Med., 25, 109-289.

KRUHL, J. H. 1996. Prism- and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. J. Metamorphic Geol., 14, 581-589.

KRUHL, J. H., PETERNELL, M., 2002. The equilibration of high-angle grain boundaries in dynamically recrystallized quartz: the effect of crystallography and temperature. Journal of Structural Geology 24, 1125–1137.

LAFON, J. M., DELOR, C., BARBOSA, O. S., 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnockito de Calçoene. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Nordeste, pp. 39–42 (CD-ROM).

LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M. J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLIENI, G., DUDEK, A., SCHMID, R., SORENSEN, H., AND WOOLLEY, A.R., 2002, Igneous rocks. A classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks: Second ed., Cambridge, Cambridge University Press, 236 pp.

LUDWIG, K. (2009), SQUID 2: A User's Manual, rev. 12 Apr, 2009. Berkeley Geochron. Ctr. Spec. Pub. 5 110 p.

LUDWIG, K. R., 2012, Isoplot, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 5, 75p.

LUZARDO, R. & OLIVEIRA, M. J. R. 2000. Geologia Estrutural. In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Caracaraí, Folhas NA.20-Z / NA.21-Y, Estado de Roraima, escala 1:500.000. Brasília/ SUREG-Ma, p.100-108. 1 CD-ROM.

MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J. L., BLUMENFELD, P., TUBIA, J. M., 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. Geology, 14, 819-822.

MÖLLER A., O'BRIEN P, J., KENNEDY A., KRÖNER A. 2003. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahightemperature granulites of Rogaland (SW Norway). In: Vance D., Müller W., Villa I, M. (eds) Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures. Geological Society of London Special Publication 220, pp 65-81.

MONTALVÃO, R. M. G. de & PITTHAN, J. H. L. 1974. Grupo Cauarane. Projeto Radambrasil, Relatório Interno 21-G, Belém, Pará, 7p.

MOONEY, H. M. & BLEIFUSS, R., 1953. Magnetic susceptibility measurements in Minnesota. Part II: analysis of field results. Geophysics 18, 383-393.

MORGAN S, STANIK A, HORSMAN E, TIKOFF B, SAINT BLANQUAT M, HABERT G. 2008. Emplacement of multiple magma sheets and wall rock deformation: Trachyte Mesa intrusion, Henry Mountains, Utah. Journal of Structural Geology, vol. 30 (4): 491-512.

NYMAN, M. W., LAW, R.D., SMELIK, E., 1992. Cataclastic deformation mechanism for the development of core-mantle structures in amphibole. Geology 20, 455–458.

O'LEARY, D. W., J. D. FRIEDMAN, AND H. A. POHN, 1976, Lineament, linear, lineation: some proposed new standards of old terms: Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 1463-1469.

PASSCHIER C. W., MYERS J. S., KRÖNER A. 1990. Field Geology of High-Grade Gneiss Terranes. Berlin, Springer-Verlag. 150p

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005. Microtectonics. Berlin, Springer-Verlag, 366p.

PATERSON, S. R., VERNON, R. H. AND TOBISH, O. T. 1989. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. J. Struct. Geol., 11: p. 349-363.

PATERSON, S. R., FOWLER J. R., T. K., SCHMIDT, K. L., YOSHINOBU, A. S., YUAN, E. S., MILLER, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos 44, p. 53-82.

PRIEM, H. N. A. 1971. Isotopic ages of the Trans-Amazonian acid magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the Precambrian basement of Suriname, South America. Bull. Geol. Soc. Am., 82: 1.667-1.680.

PRIOR, D. J., KNIPE, R.J., BATES, M. P., GRANT, N. T., LAW, R. D., LLOYD., G. E., WELBON., A. AGAR, S. M., BRODIE., K. H., MADDOCK, R. H., RUTTER, E. H., WHITE, S. H., BELL, T. H., FERGUSON, C.C., WHEELER, J. 1987. Orientation of specimens: Essential data for all fields of geology. Geology, 15, p. 829-831.

PRYER, L. L. & ROBIN, P. Y. F., 1995. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a palaeostress-direction indicator. Journal of Structural Geology, 18, 1151–1166.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956-983.

PEARCE, J. A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19: 120-125.

PIDGEON, R. T., 1992, Recrystallization of oscillatory zoned zircon: Some geochronological and petrological implications: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 110, p. 463–472.

REIS, N. J., FRAGA, L. M. B. 1995. Granitogênese mesoproterozóica da porção central do Estado de Roraima - Petrologia e Litogeoquímica. In: Cong. Latino-Americano Geol., 9, Caracas, Venezuela, Temário 3

REIS, N. J., FRAGA, L. M. B. 1998. Geologia do Estado de Roraima. Publicação Interna, Inédito, CPRM, Manaus, 24 p.

REIS, N. J., FRAGA, L. M. B. 2000. Geologic and tectonic Framework of Roraima State - Guiana Shield. In: Int. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, Expanded Abstract.

REIS, N. J., FRAGA, L. M. B., FARIA, M. S. G. DE, ALMEIDA, M. E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: Geologie de la France, vols. 2–4, pp. 121–134.

ROBERTS, M.P., FINGER, F., 1997. Do U–Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? Geology 25 (4), 319–322.

ROSENBERG, C. L., 2001. Deformation of partially molten granite: a review and comparison of experimental and natural case studies. Int. J. Earth Sciences 90: 60-76.

ROSENBERG, C.L., STÜNITZ, H., 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. Journal of Structural Geology 25, 389e408.

SANTOS, J. O. S., OLSZEWSKI, W. 1988. Idade dos Granulitos tipo Kanuku em Roraima. In: Sociedade Brasileira de Geologia/Departamento Nacional da Produção Mineral, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, Anais, 378-388.

SANTOS, J.O.S; HARTMAN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.I., MCNAUGTHON, NJ; FLETCHER, IR. 2000: A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, 3: 453-488.

SANTOS, J. O. S., FARIA M. S. G. DE, HARTMANN, L. A., MCNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R., 2001. Oldest Charnockitic Magmatism in the Amazon Craton: Zircon U-Pb SHRIMP Geochronology of the Jaburu Charnockite, Sourthern Roraima, Brazil. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. Anais... Belém: SBG, 2001.

SANTOS, J. O. S., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central, pp. 169-226. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.), Geologia, tectônica and recursos minerais do Brasil, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, ISBN 85-230-0790-3, 674 pp.

SANTOS, J. O. S., POTTER, P. E., REIS, N.J., HARTMANN, L. A., FLETCHER, I. R., AND MCNAUGHTON, N. J., 2003. Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. Geological Society of America Bulletin, 115 (3): 331–348.

SANTOS, J. O. S., FARIA, M. S. G., RIKER, S. L. R., SOUZA, M. M., HARTMANN, L. A., MCNAUGHTON, N. J., ALMEIDA, M. E., FLETCHER I. R., 2006a. A faixa colisional K'Mudku no norte do Cráton Amazonas: reflexo intracontinental do Orógeno Sunsás na margem ocidental do cráton. In: SBG-Núcleo Norte, X Simpósio de Geologia da Amazônia (CD ROM).

SANTOS J. O. S., HARTMANN L. A., RIKER S. R., SOUZA M.M., ALMEIDA M. E., McNAUGHTON N. J. 2006b. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9.: Belém, 2006, Anais¼ Belém: SBG, 2006, CD-ROM.

SANTOS, J. O. S., RIZZOTTO, G. J., POTTER, P., MCNAUGHTON, N. J., MATOS, R., HARTMANN, L. A., CHEMALE JR., F., POTTER, P. E., QUADROS, M. L. E. S., 2008. The age and autochthonous evolution of the Sunsas Orogen in West Amazon Craton, based on mapping and U–Pb geochronology. Precambrian Res. 165, 120–152.

SANTOS, J. O. S., MCNAUGHTON, N. J., FARIA, M. S. G., 2009a. Ortognaisse Mucajaí: uma complexa história evolutiva desvendada através de datações U-Pb em titanita e zircão. In Simpósio de Geologia da Amazônia, XI. Manaus, 2009 CD-ROM.

SANTOS, J. O. S., MCNAUGHTON, N. J., ALMEIDA, M. E., 2009b. Magmatismo de idade Sunsás no centro-norte do Cráton Amazonas. In Simpósio de Geologia da Amazônia, XI. Manaus, 2009 CD-ROM

SANTOS, J. O. S., PINTO V., MCNAUGHTON, N. J., ALMEIDA, M. E., 2011. Diversos episódios de magmatismo charnockítico no Centro-Norte do Cráton Amazonas: Províncias Tapajós-Parima e Rio Negro.In Simpósio de Geologia da Amazônia, 12º. Boa Vista, 2011 (CD ROM).

SAWYER, E. W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. Physics and Chemistry of the Earth v. 24, p. 269 – 279.

SAWYER, E. W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. Journal of Metamorphic Geology, 19, 291–309.

SCHALTEGGER, U., FANNING, C. M., GÜNTHER, D., MAURIN, J.C., SCHULMANN, K., GEBAUER, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence Contributions to Mineralogy and Petrology, 134:186-201

SIMPSON, C., WINTSCH, R.P., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. Journal of Metamorphic; Geology 7, 261–275.

SOUZA, A. G. H., SOUZA, V.S., DANTAS, E. L., VALÉRIO, C. S., LAUX, J. H., SILVA, A. J. M., FERREIRA J.R. 2006. Petrografia, Geoquímica e Idade U-Pb do Granito Pedra do Gavião, baixo curso do rio Negro (AM). In: SBG, XLII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju, p. 127.

SCHULMANN, K., MLCÏOCH, B., RADEK, M., 1996. HT microstructures and rheology of deformed granite, Erzgebirge, Bohemian Massif. Journal of Structural Geology 18, 719-733.

SUSZCZYNSKI, E. F., 1970. La Geologie et la tecnonique de la Plataforme Amazonienne. Geologische Rundsch,, v. 59, n. 3, p. 1232- 1253.

TARLING, D.H., HROUDA, F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman and Hall, London, 217 pp.

TASSINARI, C. C. G., MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, v. 22, n. 3, p. 174-182.

TASSINARI, C. C. G., BETTENCOURT, 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.) 2000. Tectonic Evolution of South America. Ac. Bras. Cienc. etc. Rio de Janeiro. p.41-96.

TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIRA, M. J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, p. 471-485.

TOURET, J. L. R. & HUIZENGA, J. M., 2012. Charnockite microstructures: from magmatic to metamorphic. Geoscience Frontiers. 3(6): 745-753.

TULLIS, J. 2002. Deformation of granitic rocks: Experimental studies and natural examples. In: KARATO, S. & WENK, H.-R. (eds) Plastic Deformation of Minerals and Rocks. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 51, 53-95.

VAVRA, G., 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. Contributions to Mineralogy and Petrology 106, 90–99.

VERNON, R.H. (1968): Microstructures of high-grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia. J. Petrol. 9, 1-22.

VERNON, R. H. 1999. Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks. Canadian Mineralogist, 37, 513–24.

VERNON, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Electronic Geosciences 5, 2.

VERNON, R. H, JOHNSON, S. E, MELIS, E. A. 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San Josè tonalite, Baja California, México. Journal of Structural Geology 26: 1867-1884.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K. I.; CHAPPEL, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95: 407-409.

WHITNEY, D. L., BERNARD W. EVANS, B. D. 2010 Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, p 185–187.

WILLIAMS, Q. AND TOBISCH, O.T. 1994. Microgranitic enclave shapes and magmatic strain histories: constraints from drop deformation theory, J. Geophys. Res. 99 (812), 24359-24368.

ZIBRA, I. A., KRUHL, J.H., MONTANINI, B, A., TRIBUZIO, C, R., 2012 Shearing of magma along a high-grade shear zone Evolution of microstructures during the transition from magmatic to solid-state flow. Journal of Structural Geology, 37: 150-160.

Apêndice A

Litoestratigrafia de região de Roraima

ESTRATIGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO

Na região a ser estudada afloram unidades ígneo-metamórficas de idades Paleo a Mesoproterozoico encobertas por perfil de intemperismo que desenvolve localmente camada detrítica-laterítica do cenozoico (Figura 11).

A unidade paleoproterozoicas corresponde a rochas plutônicas agrupadas na Suíte intrusiva Serra da Prata na que se destacam charnockitos e gabros inseridos em ortognaisses. Neste domínio, as estruturas principais são zonas de cisalhamento com orientação preferencial NE-SW, gerando foliação milonítica de alto ângulo (Fraga, 1999, Luzardo & Oliveira, 2000; Santos *et al.,* 2000). Magmatismo de idade mesoproterozoico é representado por um complexo de anortosito-mangerito- granito, AMG, incluindo a Suíte Intrusiva Mucajaí que está em relação espacial e temporal com corpos de anortosito da unidade Repartimento (Fraga, 2002).

Rochas paleoproterozoicas: Ortognaisses e rochas da Suíte Intrusiva da Serra da Prata.

Gnaisses de composição granítica afloram na região de Mucajaí, foram inicialmente descritas como rochas pertencentes ao Complexo Kanuku (Gaudette *et al.,* 1996) para identificar um grupo de rochas paraderivadas, constituído por migmatitos e gnaisses de alto grau metamórfico, porém depois incluídos por Fraga & Araújo (1999a) na Suíte Metamórfica de Rio Urubu, que em geral engloba um conjunto de biotita e biotita hornblenda-gnaisses e metagranitóides.

Estes ortognaisses foram logo denominados informalmente por Fraga (2002) como Gnaisse Igarapé Branco e Gnaisse Igarapé Miracelha. Fraga (2002) considera que estes ortognaisses correspondem a granitóides sin-cinemáticos com feições ígneas bem preservadas apresentando foliações em estado sólido, geradas sob um amplo intervalo de temperaturas, sendo o calor cedido pela própria intrusão do corpo. Porém Fraga (2002) optou por aplicar o termo gnaisse de forma descritiva para estes granitóides com foliação marcante utilizado, o termo gnaisse como uma conotação textural/estrutural, e não em seu significado sensu estrito (rocha metamórfica). Argumentando que as petrotramas de deformação destas rochas teriam sido geradas sob temperaturas altas condicionadas pelo próprio calor da intrusão e durante seu resfriamento, e não por um metamorfismo superimposto.

Estes gnaisses que afloram nas imediações da cidade de Mucajaí são também conhecido na literatura como Granito Mucajaí (Bonfim *et al.,* 1974) e nomeado por Santos *et al.,* (2009a)

como Ortognaisse de Mucajaí considerando que apresenta foliação e metamorfismo no grau anfibolito alto.

O corpo de Gnaisse Igarapé Branco (Fraga, 2002) compreende gnaisses graníticos com hornblenda e biotita em agregados que aflora nas proximidades de Mucajaí. Segundo Fraga (2002) apresenta uma foliação S_1, definida pela orientação da forma de porfiroclastos, agregados de feldspatos e de agregados máficos. Exibe enclaves decimétricos de composição gabróica com megacristais de feldspato "pingados" (sugestivo da coexistência de magmas ácidos e máficos, *mingling*; Fraga, 2002).

O Gnaisse Igarapé Miracelha corresponde a gnaisses e granitóides foliados de composições monzograníticas a sienograníticas constituindo dois tipos texturais distintos: 1) Gnaisses e granitóides foliados porfiríticos de textura média a grossa e 2) Gnaisses de textura equigranular média fina: Correspondem a rochas que afloram na região do Rio Ajarani e Igarapé Repartimento de Ajarani (Serra do Repartimento).

Suíte Intrusiva Serra da Prata (SISP).

Rochas charnockíticas da região da Serra da Prata (RR) foram previamente englobadas no Complexo Kanuku e interpretadas como granulitos relacionados ao evento tectônico Transamazônico (Santos & Olszewski, 1988; Gaudette *et al.,* 1996). Depois estes corpos plutônicos foram agrupados na Suíte da Serra da Prata por Fraga & Araújo (1999b) com base em dados geoquímicos que mostraram uma diferença marcante com as rochas do Complexo Kanuku.

Nas rochas da Suíte Intrusiva da Serra da Prata, em geral predominam as rochas meias a grossas com frequência porfiríticas, tipos composicionais Charno-enderbitos e quartzo mangeritos, e subordinados quartzo jotunitos e hiperstênio sienitos (Fraga, 2002; Fraga *et al.,* 2009b). Exibem megacristais de feldspatos, por vezes arredondados, distribuídos em matriz composta por quartzo, feldspatos e minerais máficos. Registram uma deformação em estado sólido sob condições de temperaturas altas (D_1), bem como texturas deformacionais refletindo temperaturas moderadas a baixas (D_2, Fraga, 2002 e Fraga *et al.,* 2009b).

A SISP foi dividida informalmente por Fraga (2002) em três corpos principais: Igarapé Grande, Igarapé Rouxinho e Serra da Prata (Figura 11):

Corpo Serra da Prata corresponde a charnockitos com hiperstênio-quartzo-sienitos e quartzo-mangeritos subordinados. Nas rochas deformadas tem uma textura gnáissica,

protomilonitos e milonitos com foliação S_1 é definida pela orientação preferencial de porfiroclastos, agregados de minerais máficos, fitas de quartzo (Fraga 2002). Uma foliação S_2 protomilonítica a milonítica, fornecida pela orientação preferencial de porfiroclastos de feldspato e de anfibólio fraturados, lentes e fitas de quartzo e biotita, teria sido gerada em ambiente de temperatura moderada a baixa durante D_2.

Corpo Igarapé Grande predominam charnockitos médios a grossos, porfiríticos, com composições entre charnockito e feldspato-alcalino-charnockitos; localmente podem ser hiperstênio-quartzo-sienito e quartzo-mangerito. A textura é alotriomórfica granular/ inequigranular, a hipidiomórfica granular (Fraga, 2002). Nas rochas mais deformadas com foliação S_1 bem desenvolvida definida pela orientação preferencial de porfiroclastos de feldspato potássico, megacristais de plagioclásio e fitas de quartzo, estas fases minerais orientadas segundo a foliação.

Corpo Igarapé Rouxinho correspondem a charnockitos (sieno-monzogranitos) desprovidos de ortopiroxênio, com fenocristais de feldspatos tabulares ou elipsoidais, manteados com plagioclásio, enclaves de rocha máfica além de fenocristais arredondados de quartzo, total ou parcialmente envolvidos pela rocha máfica sugerindo a coexistência entre magmas ácido e básico (Fraga, 2002). A foliação da rocha é definida pela orientação preferencial de agregados lenticulares de quartzo, palhetas de biotita isoladas ou em agregados com hornblenda.

Segundo Fraga (2002) as rochas da Suíte Intrusiva da Serra da Prata e os ortognaisses apresentam desenvolvimento variável de foliações com atitudes E-W e NE-SW, sendo caracterizadas por tramas de deformação desenvolvidas no estado *subsolidus* as quais não se apresentam nas rochas da Suíte Intrusiva de Mucajaí. Esta deformação ocorreu durante a colocação e cristalização destes corpos intrusivos (Fraga, 2002; Fraga *et al.,* 2009a, Fraga *et al.,* 2009b).

As idades de cristalização para os charnockitos da SISP (Tabela 7) foram obtidas por métodos distintos (Tabela 7) em zircão registrando valores entre 1943 ± 5 Ma e 1933 ± 2 Ma (Pb-Pb, Fraga, 2002 e Fraga *et al.,* 2009b) e idades entre 1920 ± 18 - 1924 ± 4 Ma (U-Pb convencional e SHRIMP, Santos *et al.,* 2011). Segundo Santos *et al.,* (2011) As idades obtidas por Pb-Pb evaporação em zircão são ± 10 Ma mais antigas que as idades obtidas por U-Pb SHRIMP pela potencial incorporação de Pb radiogênico herdado nas análises, que evaporam grãos inteiros de zircão. O charnockito Cigana tem uma idade próxima (U-Pb

SHRIMP, 1933 ± 4 Ma) e pode mostrar que o magmatismo tipo Serra da Prata se estende para o extremo SE de RR, a leste do rio Urubu (Santos *et al.,* 2011).

As idades de cristalização para os Gnaisses e Granitóides foliados foram obtidas por métodos diversos (Fraga, 2002; Santos *et al.,* 2003, e 2009a e Gaudette *et al.,* 1996; Tabela 8) sendo a idade mais confiável uma idade de entre 1932 – 1960 Ma.

Tabela 7. Idades (milhões de anos) U-Pb e Pb-Pb em zircão para as amostras da Suíte Serra da Prata.

Idades das rochas da Suíte Serra da Prata				
Amostra	Litologia/Unidade	Idade		
		U-Pb	Pb-Pb	Autor
LF-63A	Hisperstênio-quartzo Sienito/CSP		1934 ± 3	Fraga *et al.,* 2009b
LF-58D	Clinopiroxênio charnokito porfirítico/CSP		1934 ± 1	Fraga *et al.,* 2009b
LF-65A	Clinopiroxênio charnokito porfirítico/CSP		1936 ± 4	Fraga *et al.,* 2009b
NN-205	Biotita-hornblenda charnokito/CSP		1943 ± 5	Fraga *et al.,* 2009b
LF-53	Quartzo jotunito/CIG		1933 ± 2	Fraga *et al.,* 2009b
WO7	Charnokito/CIG	1920 ± 18		Santos *et al.,* 2011*
PT35	Charnoenderbito/CIG	1924 ± 4		Santos *et al.,* 2011
CSP – Corpo Serra da Prata; CIG – Corpo Igarapé Grande. * Idade recalculada de Gaudette et al.,				

Além das idades de cristalização para os Gnaisses e Granitóides foliados, Santos *et al.,* (2006 e 2009a) reporta idades de metamorfismo de 1483 ± 8 pelo método de U-Pb SHRIMP em titanita metamórfica e 1874 ± 4 U-Pb SHRIMP em borda de recristalização em zircão (Tabela 8). O primeiro metamorfismo datado em 1874 Ma coincide temporalmente com a geração de granitos e charnockitos pós-tectônicos que ocorrem no sudeste de Roraima, como o Charnockito Jaburu (1870 Ma, Santos *et al.,* 2001) e granitos da Suíte Mapuera (1871-1865 Ma; Santos, 2003). O segundo metamorfismo, com 1483 ± 8 Ma, atingiu condições de fácies anfibolito alto (Santos *et al.,* 2009a). Esta última seria resultante do primeiro evento colisional presente na Faixa K'Mudku, interpretado como um reflexo intracontinental da instalação do Orógeno Sunsás (Santos *et al.,* 2008).

As principais características geoquímicas das rochas paleoproterozoicas se encontram resumidas na Tabela 9. Geoquímicamente as rochas da Suíte Intrusiva da Serra da Prata correspondem a rochas subalcalinas e metaluminosas (Fraga, 2002). Os diversos corpos descritos na SISP exibem características levemente distintas que devem refletir diferenças na fonte e no caminho da evolução magmática seguida por cada unidade (Fraga, 2002). Segundo as características geoquímicas, Fraga (2002) considera que as rochas charnockíticas tem afinidade geoquímica com o magmatismo denominado tipo C definido por Kilpatrick & Ellis (1992).

De acordo aos geoquímicos para os ortognaisses coletados por Fraga (2002) estas correspondem a rochas subalcalinas, metaluminosas variando discretamente a peraluminosas, com enriquecimento moderado de ETR leves em relação às pesadas (Tabela 9).

Tabela 8. Idades (milhões de anos) U-Pb e Pb-Pb para as amostras da Suíte Metamórfica Rio Urubu. Corpos segundo Fraga (2002) GIB = Gnaisse Igarapé Branco, GIM = Gnaisse Igarapé Miracelha, HBG = Biotita – (Hornblenda) Gnaisse.

Idades dos Gnaisses e Granitos foliados da Suíte Metamórfica Rio Urubu					
Amostra	LITOLOGIA/UNIDADE	IDADE			Autor
		U-Pb Metamórfica	U-Pb Magmática	Pb-Pb	
SR- 135A	Ortognaisse tonalítico			1.951±24	Fraga *et al.,* 1997a
SR- 109B	Hiperstênio tonalito			1.966±37	Fraga *et al.,* 1997b
LF-06	Hornblenda-biotita-gnaisse a allanita (GIB)			1937±5	Fraga, 2002
LF-08	Hornblenda-biotita-metagranito a titanita (GIM)			1935±5	Fraga, 2002
MF6	Gnaisse de Mucajaí (GIB)		1938 ± 7		Santos, 2003
MF6	Ortognaisses de Mucajaí (GIB)	1483 ± 8 e 1874 ± 4	1932 ± 9		Santos *et al.,* 2009

Tabela 9. Principais características geoquímicas das unidades informais definidas para as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Prata e Suíte Metamórfica de Rio Urubu segundo Fraga (2002).

	SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PRATA			SUÍTE METAMÓRFICA RIO URUBU	
	SERRA DA PRATA	IGARAPE GRANDE	IGARAPE ROXINHO	GNAISSE IGARAPE BRANCO	GNAISSE IGARAPE MIRACELHA
Diagrama Multicatiônico R_1R_2 (La Roche *et al.,*	monzograníticas-leucogranodioríticas	monzograníticas-granodioríticas-dioríticas	monzograníticas-sienograníticas	monzogranitos	monzogranitos
Classificação Álcalis/Sílica	Subalcalinos	Subalcalinos	Subalcalinos	subalcalinas	subalcalinas
Saturação Alumina	metaluminosos	metaluminosos	metaluminosos	metaluminosos-peraluminosos	metaluminosos
Sílica (%)	65-72	59-73	71-77	66-71	67-75
Relação ETR leves e pesadas $[La/Yb]_N$	47,16-48,52 20,54-27,88 13,83-18,56	29,98-32,24 11,31-15,99 7,56-9,22	17,88-29, 10	7,15-12,11	10,43-24,73 (Gnaisses ocelares). 33,80-67,38 (Gnaisses finos)
Ambiente Tectônico (Pearce *et al.,* 1984; Pearce, 1996)	granitos intraplacas / granitos pós-colisionais	granitos intraplacas / granitos pós-colisionais	granitos intraplacas / granitos pós-colisionais	granitos intraplacas / granitos pós-colisionais	granitos intraplacas / granitos pós-colisionais
Diagramas Discriminação Whalen *et al.,* (1987)	Tipo A	Tipo A	Tipo A	Tipo A	Tipo A

Os resultados dos dados isotópicos Sm-Nd obtidos por Fraga (2002) para as rochas paleoproterozoicas (Tabela 10) mostram para a primeira idades modelos T_{DM} que se situam entre 2,08 Ga e 2,19 Ga com um intervalo restrito de valores de ε_{Nd} (T) (+0,68 a +1,95). Na Suíte metamórfica de Rio Urubu as idades modelos T_{DM} fornecidas por duas amostras são muito similares, 2,05 Ga e 2,07 Ga, com valores de ε_{Nd} (T) de +2,47 e +1,99, respectivamente para a amostra dos GIB e dos GIM. Este quadro permite sugerir, fontes com pequena

residência crustal e composições isotópicas levemente distintas, para os GIM e GIB. Os dados isotópicos de Nd sugerem uma fonte de crosta juvenil Transamazônica (Rhyaciano tardio, Fraga *et al.,* 2004).

Tabela 10. Dados de Sm-Nd em rocha total para as rochas Paleoproterozoicas da SISP, Gnaisses e Granitóides Foliados da Suíte Metamórfica de Rio Urubu (SMRU, adaptado de Fraga, 2002) e uma amostra que corresponde às rochas máficas associadas com SISP. GIB = Gnaisse Igarapé Branco, GIM = Gnaisse Igarapé Miracelha e HGN = Hornblenda-noritos e Hornblenda-Gabronoritos.

Amostra	Unidade	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	f (Sm/Nd)	T_{DM} (Ga)	$\varepsilon_{Nd}(T)$
LF-10E	SISP	7,25	36,76	0,11923	0,511686	-0,39385	2,194989	0,678345
LF-26	SISP	9	47,17	0,11535	0,511663	-0,41357	2,143113	1,196112
LF-63a	SISP	6,58	35,59	0,1118	0,511657	-0,43162	2,076308	1,953715
LF-06a (GIB)	SMRU	14	6.809	12.431	511.841	-36.802	2.051.661	+2.467373
LF-08 (GIM)	SMRU	804	4.583	10.604	511.585	-4.609	2.067.364	+1.991312
LF-58c (Gabro-norito)	HGN	34	1.378	14.929	512.166	-24.103	2.076.298	+2.583271
Valores normalizados a $^{146}Nd/^{144}Nd$; ε_{Nd} (T) calculado utilizando-se os valores condríticos de $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51264$ e $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1966$; T_{DM} calculada segundo DePaolo (1981).								

Fraga (2002) e Fraga *et al.,* (2009b) interpretam a colocação dos Granitos foliados tipo A e dos charnockitos da SISP como incompatível com um posicionamento anorogênico, interpretando um quadro geológico pós-colisional como o mais coerente, em relação acresção de arcos provavelmente transamazônico (Fraga, 2002; Fraga *et al.,* 2009).

Assim idades obtidas por Santos (2003) para um gnaisse da fácies granulito de Barauana de 1938 ± 12 Ma (U–Pb zircão, SHRIMP) e do Gnaisse Mucajaí (1938 ± 7 Ma.) foram similares às obtidas para as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Prata (1934-1943 Ma), sugerindo um importante evento de metamorfismo em fácies granulito e geração de magmatismo anidro charnockítico. As duas unidades apresentam idades similares, porem precisa-se de maior quantidade de dados para garantir uma perfeita correlação. No caso do Granulito Barauana a deformação polifásicas e migmatização associada contrasta com o quadro estrutural apresentado pelos charnockitos da Suíte Serra Prata (Almeida, 2006). Para Almeida et al (2008), estas idades são diacrônicas com os episódios de alto grau de metamorfismo reportados no Escudo das Guianas (Amapá = 2.06-2.05 Ga; Lafon *et al.,* 2001; Avelar *et al.,* 2003 e Bakhuis = 2.07–2.05 Ga; De Roever *et al.,* 2003).

Fraga *et al.,* (2009b), considera a hipótese de que a idade de metamorfismo obtida para o gnaisse de Barauana poderia ser causada pelo *underplating* máfico o qual induziu o magmatismo que gerou as rochas da Suíte Serra da Prata o que possivelmente pode ter sido a fonte de calor para o metamorfismo de alto grau que estaria sendo datado.

Rochas máficas do embasamento paleoproterozoico.

Fraga (2002) descreveu rochas máficas, corpos de leucogabros e leucogabronoritos e hornblenda-noritos e hornblenda-gabronoritos que estão intensamente recristalizados sob condições de temperatura a partir de 650ºC e ocorrem em íntima associação espacial com as rochas da SISP.

Os hornblenda-noritos e hornblenda-gabronoritos afloram na região da serra da Prata em um corpo principal, alongado na direção NE-SW. Estão compostos principalmente por plagioclásio, piroxênios e hornblenda (Fraga, 2002).

Os leucogabros e leucogabronoritos ocorrem na região da serra da Prata em pequenos corpos cuja continuidade e relações de contato são desconhecidas (Fraga, 2002). Correspondem a rochas máficas de cor cinza escuros, isotrópicos a foliados, inequigranulares e alotriomórficos.

De acordo aos dados coletados por Fraga (2002) geoquímicamente estas rochas são subalcalinas, sendo que no diagrama AFM, as rochas do hornblenda-noritos e hornblenda-gabronoritos ocupam o campo das rochas toleiíticas e os leucogabros e leucogabronoritos ocupam o campo calcialcalinas.

Uma amostra do HGN analisada para Sm-Nd por Fraga (2002), contem baixos conteúdos em Sm e Nd (Sm = 3,03ppm e Nd = 12,37ppm). A idade modelo T_{DM} corresponde a 2,08 Ga com ε_{Nd} (T) de +2,58, mostrando uma composição mais juvenil dentre as amostras paleoproterozoicas analisadas (Tabela 10), com o maior valor ε_{Nd} (T). Fraga (2002) interpreta isto como possível contaminação crustal resultando em ε_{Nd} (T) similares entre os granitóides e os magmas mantélicos representados pelos gabronoritos.

Rochas Mesoproterozóicas, Suíte Intrusiva de Mucajaí e Anortosito de Repartimento: Complexo AMG

Durante o mesoproterozoico foi gerado um magmatismo caracterizado pela associação anortosito-monzogranito-granito, (AMG; Fraga *et al.,* 2009a e Heinonen *et al.,* 2012), representado por associação dos granitos de textura rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí em relação espacial e temporal com corpos de anortosito da unidade Repartimento, de gabros e gabronoritos (Fraga, 2002).

A Suíte Intrusiva de Mucajaí foi denominada por Brandão & Freitas (1994) para caracterizar a presença de granitóides rapakivi na região de Mucajaí. Fraga & Araújo (1999c) incluíram tentativamente, na Suíte Intrusiva Mucajaí, um grupo de gnaisses (deformados em fácies anfibolito). Porém Fraga (2002) afirma que a inclusão destas rochas foi equivocada, demonstrado que os gnaisses correspondem àqueles com denominação informal de Gnaisses Igarapé Branco e Igarapé Miracelha, além disso, inclui na Suíte Intrusiva de Mucajaí, mangeritos mesoproterozoico, o que também foi revisado e considerado errôneo por Fraga (2002).

A Suíte Intrusiva de Mucajaí exibe granitóides com texturas diversas e composições que caracterizam três fácies litológicas, granitos rapakivi que correspondem à biotita-hornblenda-granitos, biotita-granitos porfiríticos e quartzo mangerito-sienito (Fraga, 2002; Fraga *et al.,* 2009a):

- **Biotita-hornblenda-granitos** (facie principal, porção central do corpo) correspondendo a piterlitos e viborgitos, compreendendo composições entre monzogranito a sienogranito. Estão compostos por megafenocristais esféricos de feldspato potássico manteados por albita e grãos ameboides de hornblenda, biotita e quartzo, em uma matriz grossa de feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, e agregados de biotita e hornblenda (Fraga, 2002 e Fraga *et al.,* 2009a).
- **Biotita-granitos porfiríticos** correspondem a sienogranitos a monzogranitos com predomínio de megacristais tabulares de feldspato potássico, ocasionalmente com mantos de plagioclásio inseridos em matriz média a grossa (Fraga, 2002 e Fraga *et al.,* 2009a). Ocupam toda a porção nordeste do corpo.
- **Quartzo mangerito-sienito (faialita-piroxênio-granitóides)** são rochas duas variações de textura: A variedade porfirítica com megacristais esféricos de feldspato potássico e equigranular de grãos grossos. Afloram na porção sudoeste do corpo (Fraga, 2002 e Fraga *et al.,* 2009a). Correspondem a quartzo mangeritos e sienitos com o sem de faialita, com clinopiroxênio e ortopiroxênio e hornblenda,

Além destas rochas, Heinonen *et al.,* (2012) reporta rochas de composição monzodiorítica no flanco sul do Anortosito Repartimento.

A primeira menção a corpos anortosíticos no estado de Roraima deve- se a Bomfim *et al.,* (1974), no reconhecimento de um único afloramento no Igarapé Repartimento do Ajarani.

Depois descritos por Borges (1990) e Brandão & Freitas (1994), estes últimos autores associaram rochas de composição máfica aos corpos anortosíticos com a designação informal de "Suíte Básica Repartimento". Fraga & Araujo (1999d) substituindo o termo usado por Brandão & Freitas (1994) pela denominação informal "Anortosito Repartimento" sem incluir nessa unidade as rochas gabróicas.

O Anortosito Repartimento é tipicamente de textura inequigranular, grossa a muito grossa com cristais de plagioclásio de 1 até 6 cm, e cor cinza escuro. Está encaixado entre granitos foliados tipo A e rochas charnockíticas (da SISP) e quartzo mangerito da SIM (Fraga, 2002 e Fraga *et al.,* 2009a).

A idade de cristalização para o complexo AMG foi obtida por diversos métodos (Tabela 11). Sendo que a maioria das rochas do complexo AMG de Mucajaí tem uma idade entre 1524-1529 Ma, porem o biotita-granito do flanco nordeste do complexo tem uma idade mais jovem, fornecendo 1519 ± 2 Ma (Heinonen *et al.,* 2012). Segundo os dados geocronológicos coletados por Heinonen *et al.,* (2012) a duração do magmatismo para o complexo AMG ocorreu num intervalo de tempo de 12 Ma ou menos, entre 1519–1529 Ma.

Tabela 11. Compilação de idades de cristalização para as unidades Suíte Intrusiva de Mucajaí e Anortosito

ROCHA/UNIDADE		IDADE	METODO	REFERÊNCIA
Anortosito Repartimento		1527 ± 7 Ma	U-Pb SHRIMP baddeleyite	Santos *et al.,* 1999
Anortosito Repartimento		1526 ± 2 Ma	U-Pb ID–TIMS Zircão	Heinonen *et al.,* 2012
Suíte Intrusiva de Mucajaí	biotita granito	1544 ± 42 Ma	U-Pb convencional	Gaudette *et al.,* 1996
	quartzo mangerito	1538 ± 5 Ma	Pb-Pb Zircão	Fraga, 2002
	quartzo-fayalita monzonito	1526 ± 2 Ma	U-Pb ID–TIMS Zircão	Heinonen *et al.,* 2012
	biotite–hornblenda granito	1527 ± 2 Ma	U-Pb ID–TIMS Zircão	Heinonen *et al.,* 2012
	biotita granito	1519 ± 2 Ma	U-Pb ID–TIMS Zircão	Heinonen *et al.,* 2012

Na geoquímica em geral, os granitos rapakivi e os quartzo mangerito-sienito da Suíte Intrusiva de Mucajaí tem as seguintes características (Fraga, 2002; Fraga *et al.,* 2009a e Heinonen *et al.,* 2012) resumidas na Tabela 12: São rochas alcalinas a alcalinas cálcicas, metaluminosas e marginalmente peraluminosas. Os conteúdos de SiO_2 aumentam desde os Quartzo Mangerito-Sienito até os granitos rapakivi, estes últimos conteúdo os maiores valores. Os granitos rapakivi e os Quartzo Mangerito-Sienito apresentam altos valores em elementos HFSE.

Os resultados derivados de plotar os dados dos analises geoquímicas feitos para a Suíte Intrusiva de Mucajaí nos diferentes diagramas de discriminação (ambiente tectônico Pearce *et al.,* 1984; discriminantes de Whalen *et al.,* 1987 e Eby 1992) estão resumidos na Tabela 12. Correspondem a granitos intraplacas, distribuem-se no campo dos granitos tipo A e estão no

campo dos granitos A2, indicando que estes podem ser derivados de crosta continental ou crosta *underplated* que foi afetada por um ciclo orogênico.

A geoquímica do Anortosito Repartimento segundo Fraga, (2002). Fraga *et al.* (2009ª) e Heinonen *et al.* (2012) resumida na Tabela 12, situam-se no campo calcialcalino (diagrama AFM, Irvine & Baragar, 1971), são enriquecidos em ETR totais e exibem, da mesma forma, anomalias positivas em Eu sendo suas razões $[La/Yb]_N$ de 12,49 e 9,66, evidenciando fracionamento mais acentuado em ETR pesadas.

Tabela 12. Principais características geoquímicas das Suíte Intrusiva Mucajaí e Anortosito Repartimento segundo Fraga (2002); Fraga *et al.,* (2009a) e Heinonen *et al.,* (2012)

	SUÍTE INTRUSIVA MUCAJAÍ			ANORTOSITO REPARTIMENTO
	BIOTITA-HORNBLENDA-GRANITOS	BIOTITA-GRANITOS PORFIRÍTICOS	QUARTZO MANGERITO-SIENITO	ANORTOSITO
Diagrama Multicatiônico R_1R_2 (La Roche *et al.,*	monzogranitos	sienogranitos	sienitos, sienodioritos e quartzo-monzonitos	-
Classificação Álcalis/Sílica	Alcalinas calcicas	Alcalinas calcicas	Alcalinas	Calcialcalinos
Saturação Alumina	Metaluminosas	Metaluminosas / Peraluminosas	Metaluminosas	-
Sílica (%)	67-71	69-75	55-62	51-53
Relação ETR leves e pesadas $[La/Yb]_N$	28	11	60-115	10-12,5
Ambiente Tectônico (Pearce *et al.,* 1984)	granitos intraplacas / granitos pós-colisionais	granitos intraplacas / granitos pós-colisionais	granitos intraplacas / granitos pós-colisionais	-
Diagramas Discriminação Whalen *et al.,* (1987)	Tipo A	Tipo A	Tipo A	-
Diagramas Discriminação Eby (1992)	A2-Derivadas de crusta continental ou crosta com *underplating*	A2-Derivadas de crusta continental ou crosta com underplating	A2-Derivadas de crusta continental ou crosta com underplating	-

Fraga *et al.,* (2009a) e Heinonen *et al.,* (2012) apresentam dados de Sm-Nd em rocha total para os granitóides do complexo (Tabela 13). Além-dados isotópicos de $\delta^{18}O$ em zircão e dados isotópicos do sistema Lu-Hf em zircão obtidos mediante microssonda iônica (Tabela 13 e Tabela 14). De acordo com estes dados é possível interpretar valores negativos para ε_{Nd} (-1,3 a -2,9) e idades Nd T_{DM} entre 2,01 – 2,2 Ga, e ε_{Hf} (~0 a -5) como sendo originários de uma fonte juvenil da crosta inferior paleoproterozóica como sua fonte primaria ou como um contaminante (Fraga, 2002, Fraga *et al.,* 2009a e Heinonen *et al.,* 2012). Os dados restritos de isótopos de oxigênio relativamente ligeiros ($\delta^{18}O$ = ~5,5 – 8,0 ‰) nos zircões sugerem que está componente de fonte crustal é ausente de aporte supracrustal. Porém Heinonen *et al.,* (2012) reporta algumas heterogeneidades nos dados isotópicos de O-Hf, assinaturas $\delta^{18}O$ mais

leves e valores ε_{Hf} no zircão mais radiogênicos nos biotita granitos porfiríticos comparado com os biotita-hornblenda granitos. Isto implica diferentes fontes de contaminação ou alternativamente duas fontes com assinaturas isotópicas contrastantes para os magmas parentais dos granitos.

Segundo Fraga *et al.,* (2009a) os dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos apontam um contexto geológico de magmatismo intraplaca entre 1524-1529 Ma que pode estar relacionado a um evento anorogênico distal.

Tabela 13. Compilação de dados de Sm-Nd em rocha total do complexo AMG Mucajaí (Modificado de Fraga *et al.,* 2009a e Heinonen *et al.,* 2012).

Isotopos de Sm–Nd rocha total do Complexo AMG Mucajaí								
ROCHA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd(0)$	$^{143}Nd/^{144}Nd(t)$	εNd(t)	t (Ma)	T_{DM} (Ma)
Anortosito Repartimento$^{\Psi}$	2,39	12,06	0,1197	0.511771 ± 5	0,510571	− 1.9	1525	2059,00
Quartzo–fayalita monzonito$^{\Psi}$	12,83	59,75	0,1298	0.511853 ± 10	0,510552	− 2.3	1525	2159,00
Biotita–hornblenda granito$^{\Psi}$	12,78	78,51	0,9840	0.511550 ± 5	0,510563	− 2.0	1525	1969,00
Biotita granito$^{\Psi}$	22,93	134,76	0,1029	0.511558 ± 5	0,510527	− 2.8	1525	2038,00
Gabronorito Caracaraí$^{\Psi}$	0,49	166,00	0,1802	0.512514 ± 5	0,510708	0,80	1525	2429,00
Gabronorito (rocha hospedeira)$^{\Psi}$	3,65	14,51	0,1523	0.512174 ± 5	0,510229	2,00	1940	2157,00
Biotita granito*	21,09	121,84	0,1046		0,511586	-2,40		2040,00
Biotita-hornblenda granito*	15,52	84,35	0,1112		0,511695	-1,50		2010,00
Biotita-hornblenda granito*	10,68	55,04	0,1173		0,511737	-1,90		2070,00
Quartzo–fayalita monzonito*	11,44	55,58	0,1244		0,511842	-1,30		2050,00
Anortosito Repartimento*	1,20	5,73	0,1263		0,511782	-2,90		2200,00

Ψ Dados de Heinonen *et al* ., 2012: razões isótopos Nd foram normalizados para $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$ com análise repetida do padrão La Jolla Nd os erros externos 2σ sobre $^{143}Nd/^{144}Nd$ é estimado em ~ 0,0025%. Razões Sm-Nd são estimados para ser exato dentro
0,5%. O erro máximo nos valores calculados εNd é de ± 0,4 unidades ε. Constante de decaimento de $6,54 \times 10^{-12}$ a-1 para ^{147}Sm, foram usadas modelo manto empobrecido de DePaolo (1981) e o modelo para CHUR de DePaolo e Wasserburg (1976). Razões iniciais de isótopos são calculados em t, Que Indica a média de idade do complexo de Mucajaí em 1525 Ma
*Dados de Fraga *et al* ., 2009a: Normalizado a $^{146}Nd/^{144}Nd$; TDM calculado de acordo ao modelo manto empobrecido de DePaolo (1981); Valores de condrito usado para os calculos de εNd (T): $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51264$ e $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1966$.

Tabela 14: Resumo dos dados de $\delta^{18}O$ e Lu-Hf em zircão obtidos por Heinonen *et al.,* (2012)

Amostra	Unidade	n	$\delta^{18}O$ (Media, 2σ)	n	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Yb/^{177}Hf$	ε_{Hf} (I) (Media, 2σ)
DFHR-01	Anortosito Repartimento	21	6,7 ± 0,9	21	~0,0003-0,002	~0,03-0,1	-2,2 ± 2,6
DFHR-04	Monzonito Mucajaí	20	7,0 ± 1,0	16			-2,9 ± 2,0
DFHR-08	Mucajaí Hornblenda-Biotita granito	20	6,9 ± 0,7	17			-3,1 ± 1,8
DFHR-10	Mucajaí Biotita granito	20	6,1 ± 0,6	11			-2,0 ± 2,2

Olivina-Gabro Caracaraí

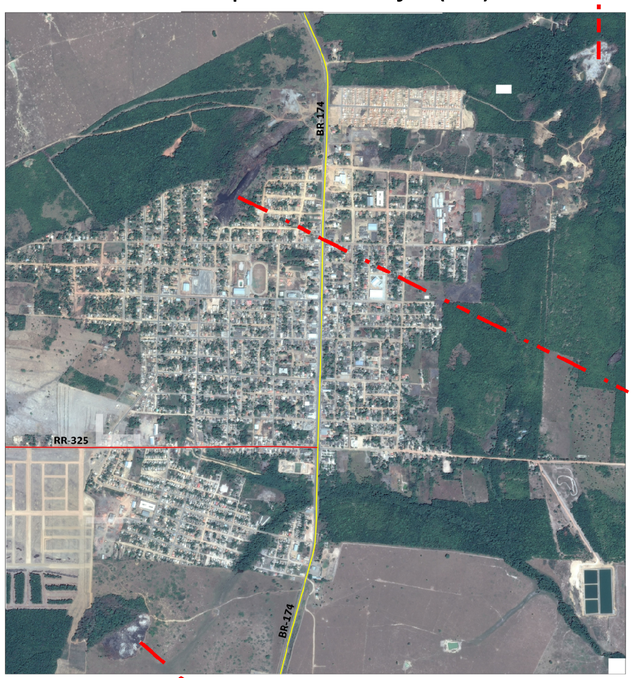
Olivina-Gabro Caracaraí ocorre como um corpo principal com forma circular na porção sul da área. Seu contato com as rochas charnockíticas é desconhecido. No entanto seu posicionamento intrusivo na Suíte Intrusiva Serra da Prata é muito provável (Fraga, 2002). Sua Granulação varia de fina a grossa, e cor cinza muito escura. Apresenta texturas cumuláticas, variando de ofíticas a subofíticas.

Uma datação para a unidade Gabro Caracaraí foi obtida por Montalvão *et al.* (1974), aponta uma idade de 1646 ± 55 Ma pelo método K-Ar em plagioclásio. Heinonen *et al.* (2012) reporta que a composição isotópica de Nd em rocha total para o Gabro Caracaraí em 1525 Ma é claramente mais juvenil do que O Complexo Mucajaí, e em 1940 Ma se sobrepõe com as rochas encaixantes (Fraga *et al.,* 2009a). Sem uma idade magmática confiável, e apresentado uma geoquímica claramente diferente à do complexo Mucajaí, a afinidade do Gabro Caracaraí é ainda incerta (Heinonen *et al.,* 2012).

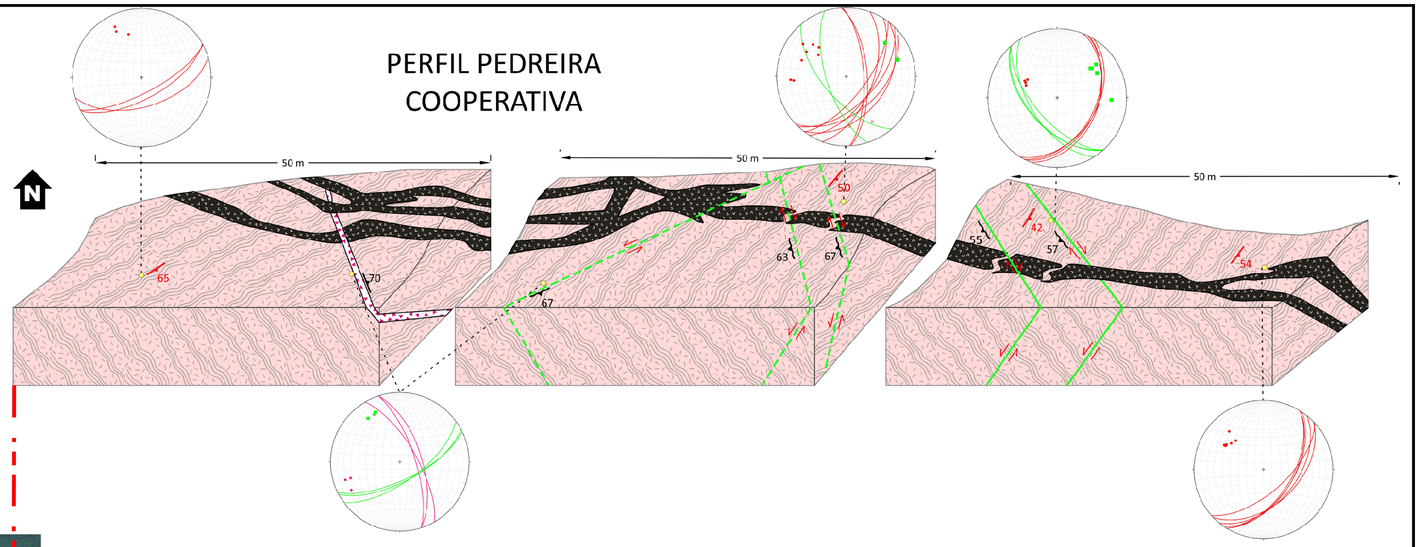
Anexo 1

PERFIS GEOLÓGICOS NO GNAISSE MUCAJAÍ, MUCAJAÍ (RR)

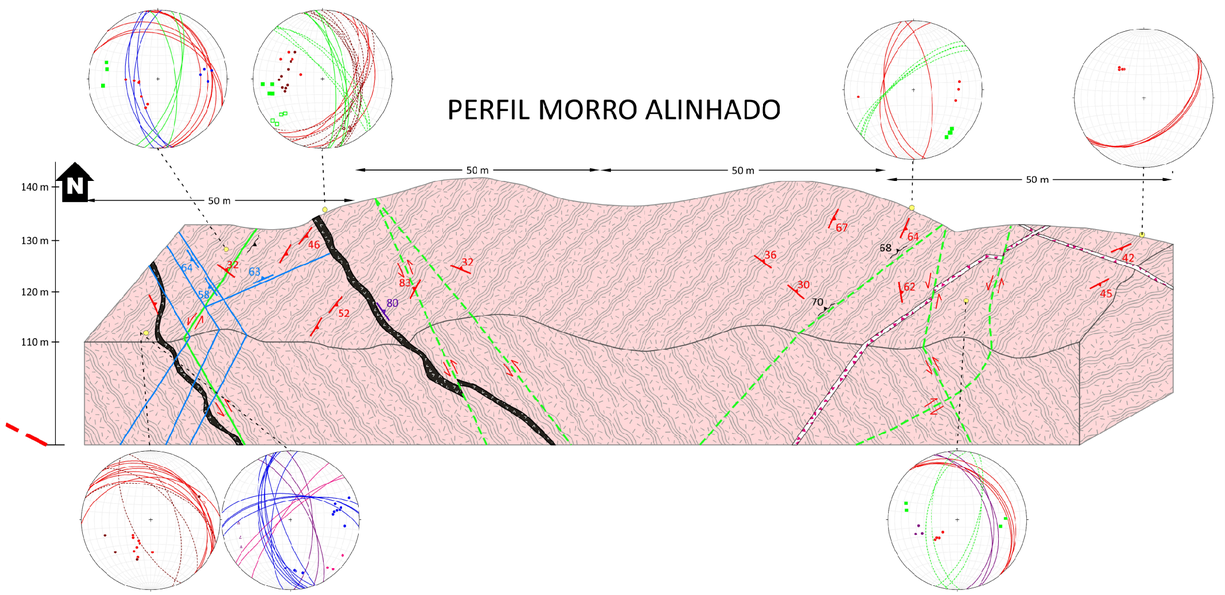
Município de Mucajaí (RR)



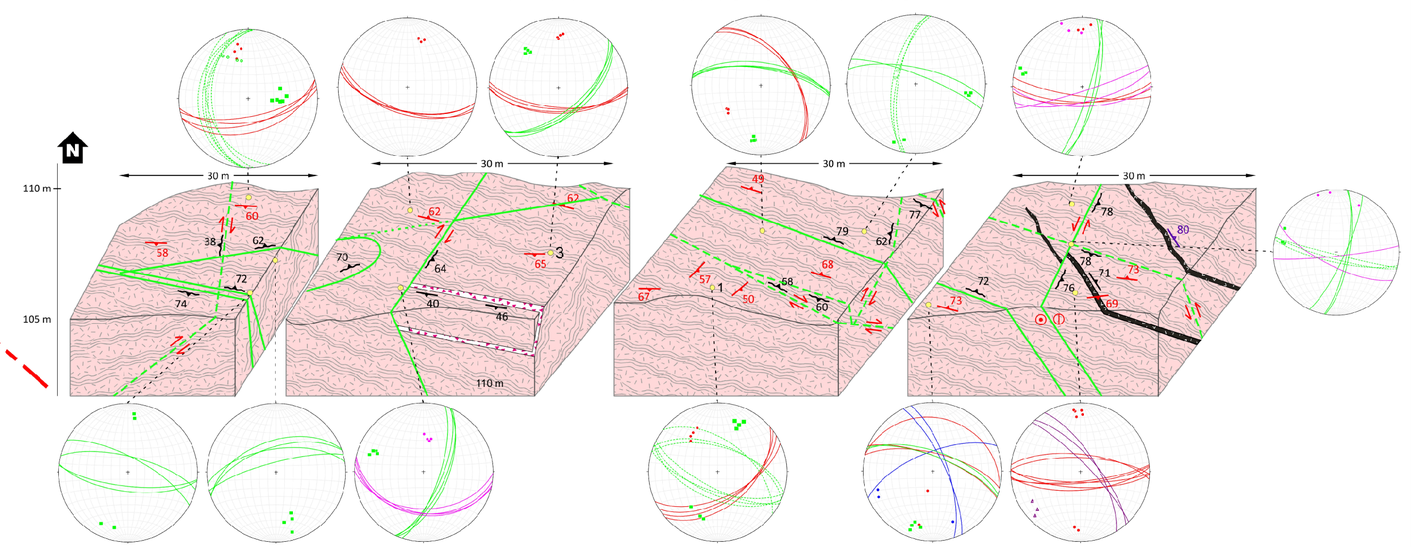
PERFIL PEDREIRA COOPERATIVA



PERFIL MORRO ALINHADO



PERFIL PEDREIRA SEU PRETINHO



CONVENÇÕES

TIPOS DE PLANOS

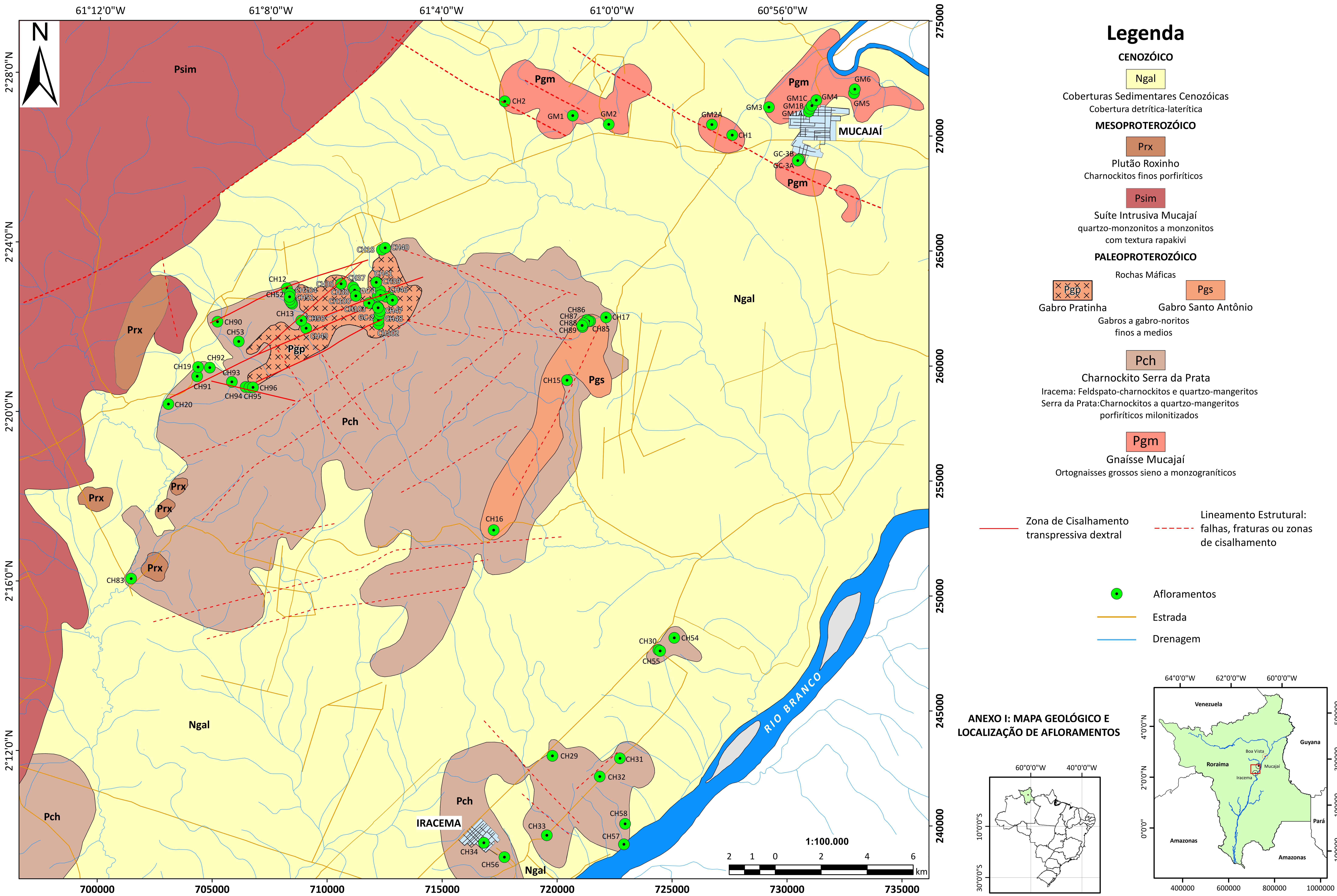
- Foliação milonítica
- Zona de Cisalhamento dúctil
- Zona de Cisalhamento rúptil
- Dique Máfico
- Veio pegmatítico
- Veio de quartzo

RED DE SCHIMDT

- Foliação
- Planos da zona de cisalhamento dúctil
- Planos da zona de cisalhamento rúptil
- Dique máfico
- Veio pegmatítico
- Veio de quartzo
- Ortognaisse
- Dique máfico
- Dique pegmatítico

- L.E da foliação
- L.E da zona de cisalhamento
- Polos da foliação
- Polos da zona de cisalhamento
- Polos do dique máfico
- Polos do veio pegmatítico
- Polos do veio de quartzo

Anexo 2



ANEXO I: MAPA GEOLÓGICO E LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS

61°12'0"W 61°8'0"W 61°4'0"W 61°0'0"W 60°56'0"W

2°28'0"N 2°24'0"N 2°20'0"N 2°16'0"N 2°12'0"N

275000 270000 265000 260000 255000 250000 245000 240000

700000 705000 710000 715000 720000 725000 730000 735000

N

Psim Pgm Ngal Prx Pgp Pch Pgs

GM1 GM3 GM5 MUCAJAÍ

CH12 CH13 CH16 CH17 CH19 CH20 CH29 CH31 CH32 CH33 CH34 CH37 CH38 CH39 CH40 CH41 CH42 CH43 CH44 CH46 CH47 CH48 CH49 CH50 CH51 CH52 CH53 CH54 CH55 CH56 CH57 CH58 CH83 CH84 CH85 CH86 CH87 CH89 CH90 CH91 CH92 CH93 CH94 CH95 CH101 CH102 CH103 CH104 GG-2

IRACEMA

RIO BRANCO

1:100.000

2 1 0 2 4 6 km

Legenda

CENOZÓICO

Ngal

Coberturas Sedimentares Cenozóicas

Cobertura detrítica-laterítica

MESOPROTEROZÓICO

Prx

Plutão Roxinho

Charnockitos finos porfiríticos

Psim

Suíte Intrusiva Mucajaí

quartzo-monzonitos a monzonitos

com textura rapakivi

PALEOPROTEROZÓICO

Rochas Máficas

Pgp

Gabro Pratinha

Pgs

Gabro Santo Antônio

Gabros a gabro-noritos

finos a medios

Pch

Charnockito Serra da Prata

Iracema: Feldspato-charnockitos e quartzo-mangeritos

Serra da Prata:Charnockitos a quartzo-mangeritos

porfiríticos milonitizados

Pgm

Gnaísse Mucajaí

Ortognaisses grossos sieno a monzograníticos

Zona de Cisalhamento transpressiva dextral

Lineamento Estrutural: falhas, fraturas ou zonas de cisalhamento

Estrada

Drenagem

Afloramento com Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

Afloramento com lâmina petrográfica

Geocronologia U-Pb SHRIMP

ANEXO I: MAPA GEOLÓGICO E LOCALIZAÇÃO DE ANÁLISES

60°0'0"W 40°0'0"W

10°0'0"S 30°0'0"S

64°0'0"W 62°0'0"W 60°0'0"W

4°0'0"N 2°0'0"N 0°0'0"

500000 300000 100000 -100000

400000 600000 800000 1000000

Venezuela Guyana Roraima Boa Vista Mucajaí Iracema Pará Amazonas Amazonas

61°12'0"W 61°8'0"W 61°4'0"W 61°0'0"W 60°56'0"W

2°28'0"N 2°24'0"N 2°20'0"N 2°16'0"N 2°12'0"N

275000 270000 265000 260000 255000 250000 245000 240000

700000 705000 710000 715000 720000 725000 730000 735000

N

Psim

Pgm

MUCAJAÍ

Ngal

Prx

Pgp

Pch

Pgs

IRACEMA

RIO BRANCO

1:100.000

2 1 0 2 4 6 km

Legenda

CENOZÓICO

Ngal

Coberturas Sedimentares Cenozóicas

Cobertura detrítica-laterítica

MESOPROTEROZÓICO

Prx

Plutão Roxinho

Charnockitos finos porfiríticos

Psim

Suíte Intrusiva Mucajaí

quartzo-monzonitos a monzonitos

com textura rapakivi

PALEOPROTEROZÓICO

Rochas Máficas

Pgp

Gabro Pratinha

Pgs

Gabro Santo Antônio

Gabros a gabro-noritos

finos a medios

Pch

Charnockito Serra da Prata

Iracema: Feldspato-charnockitos e quartzo-mangeritos

Serra da Prata:Charnockitos a quartzo-mangeritos

porfiríticos milonitizados

Pgm

Gnaísse Mucajaí

Ortognaisses grossos sieno a monzograníticos

Zona de Cisalhamento transpressiva dextral

Lineamento Estrutural: falhas, fraturas ou zonas de cisalhamento

Foliação estado solido em gnaisses e granitoides $S_n/S_{n+1}/S_1$

Foliação estado solido S_1 nos corpos gabroicos

Estrada

ANEXO I: MAPA GEOLÓGICO E DADOS DE FOLIAÇÃO

