

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

LEONARDO PALMERA SÁNCHEZ

ESTUDO DO STRAIN E DAS PETROTRAMAS EM GRANITOS:
MUCAJAÍ, RORAIMA.

MANAUS

2018

LEONARDO PALMERA SÁNCHEZ

ESTUDO DO *STRAIN* E DAS PETROTRAMAS EM GRANITOS,
MUCAJÁ/RORAIMA

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 29 de novembro de 2018.

BANCA EXAMINADORA


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


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


Prof.ª Dr.ª Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt, Membro.
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

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

LEONARDO PALMERA SÁNCHEZ

ESTUDO DO STRAIN E DE PETROTRAMAS EM GRANITOS: MUCAJAÍ,
RORAIMA.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar

MANAUS

2018

Ficha Catalográfica

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

S999e Sánchez, Leonardo Palmera
Estudo do Strain e das Petrotramas em Granitos: Mucajaí,
Roraima. / Leonardo Palmera Sánchez. 2018
79 f.: il. color; 31 cm..

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

1. Análises de strain. 2. Mistura de magmas. 3. Colocação sin-
Cinematica de plúton. 4. Análises de susceptibilidade magnética. 5.
Escudo das Guianas. I. Salazar, Carlos Alejandro II. Universidade
Federal do Amazonas III. Título

Aos meus pais e a minha avó
Família é o meu alicerce.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus porque graças a Ele foi possível à realização deste trabalho.

Agradeço aos meus pais e minha querida avó por todo o carinho e amor, compreensão nas horas que eu me encontrava ausente e por terem me incentivado ao longo deste projeto.

Ao meu orientador Prof. Dr. Alejandro Salazar por ter acreditado no meu trabalho, por todo o apoio, pela valiosa contribuição nas sugestões, discussões e correções do texto e a sua esposa Prof^a Dra. Marta Edith pelo apoio, incentivo, pelo cuidado, pelas boas conversas.

Agradeço à Universidade Federal do Amazonas (UFAM) e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências por toda a infraestrutura oferecida para a realização deste trabalho, ao CNPQ, pelo apoio financeiro e implementação da bolsa de estudos, que permitiu a minha residência na cidade. Ao Laboratório de Paleomagnetismo (LP) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas IAG/USP por ter cedido o laboratório para as análises de mineralogia magnética.

Aos professores do Departamento de Geociências (DEGEO) Prof^a. Dra. Rielva Solimary do Nascimento, Prof. Dr. Ivaldo Trindade, Prof. Dr. Marcelo Almeida, Prof. Dr. Claudio Augusto Millioti, Prof. Dr. Albertino de Souza, Prof. Dr. Ingo Wahnfried, pelas conversas descontraídas, sugestões e comentários na elaboração da dissertação.

Agradeço em especial os amigos Manuel Zafra pela mediação entre a UFAM e eu, e Isabela Apoema minha companheira que esteve presente em todas as etapas deste projeto e da minha rotina, com dedicação, cuidado, paciência, compreensão, apoio, incentivo, as ajudas no português, sou grato por tudo que fez. As amigas Astrid Siachoque Velandia, Lina Gisselle Ramirez, Maria Paula Catellanos e Katherine Higuera por terem me auxiliado nas traduções em inglês, Ana Maria Bruges pela ajuda na edição das imagens, ao meu melhor amigo Diego Cruz, e Katherine Rueda pelo apoio e incentivo, e também aos meus amigos de pós-graduação, Igor Torres, Rafaela Santana, Eloyze Alfaia, Marcelo Versiani, Ziomar Costa e Sávio Boto por toda a ajuda, apoio, com os quais compartilhei boas conversas com cervejas e batatas em momentos de descontração.

Agradeço também a todos que não foram citados, mas que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

Seres humanos foram dotados apenas de inteligência suficiente para ver com clareza o quanto inadequada é a inteligência quando confrontada com o que existe.

Albert Einstein, 1932

RESUMO

A combinação de mapeamento estrutural com amostragem sistemática, com análises petrográficas, anisotropia de susceptibilidade magnética e mecanismos de strain foram usados no granito que aflora nas proximidades da cidade de Mucajaí (RR), o qual apresenta uma composição sienogranítica que varia para monzogranítica e que exibe foliação magmática (S_0) com orientação preferencial de E-W a NE. Estruturas como enclaves máficos com fenocristais de K-feldspato euhédricos e bandas tipo *schlieren* são evidências de um processo de mistura heterogênea de magmas (*mingling*). A interação entre viscosidade do magma, temperatura e *strain* gerou as condições para o desenvolvimento da foliação S_0 por fluxo magmático. Durante a colocação plutônica ficaram registradas feições estruturais formadas em estado viscoplástico magmático e outras desenvolvidas em estado sólido, ainda em condições de alta temperatura, durante o resfriamento do plúton. As análises de petrogramas demonstram o registro da sub-trama magnética tipo-S, que teria sido originada sob cisalhamento simples produto de colocação sin-cinemática em contexto transcorrente dos plútons. O alojamento plutônico dos dois pulsos magmáticos, teria ocorrido em condições sin-cinemáticas sob influência de um campo de esforços regional. Datações U-Pb permitiram definir a idade de ocorrência do evento tectono-magmático estudado de 1.959 ± 5 Ma.

Palavras-chave: Escudo das Guianas, mistura de magmas, colocação sin-cinemática de plúton, análises de strain, análises de susceptibilidade magnética.

ABSTRACT

A combination of structural mapping, systematic sampling, petrographic analyses, anisotropy of magnetic susceptibility and strain mechanisms were used in the syeno- to monzogranite that outcrops near the city of Mucajaí (RR, BR) and exhibits EW- to NE-trending magmatic foliation (S_0). Structures as mafic enclaves with porphyroclasts of K-feldspar and schlieren-type bands are evidences of mixing process of magmas (mingling). The interaction of magma viscosity, temperature and strain has generated the conditions for the development of the S_0 foliation by magmatic flow. During the plutonic emplacement were registered structural features formed in the magmatic viscous-plastic state and others developed in solid state under high temperature conditions during pluton cooling. The petro-fabric analyses show the registration of the S-type magnetic sub-fabric that would have been originated in simple shear product of a sin-kinetic emplacement in a transcurrent context of granite plutons. The plutonic emplacement of two magmatic pulses would occur under syn-kinematic conditions under the influence of a regional stress field. U-Pb data allowed to define the age of occurrence of the tectono-magmatic event studied around 1,959 Ma.

Keywords: Guianas Shield, magma mixings, syn-kinematic emplacement, strain analyses, anisotropy of magnetic susceptibility.

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO. A) MAPA DE BRASIL COM A LOCALIZAÇÃO DO ESTADO DE RORAIMA. B) ESTADO DE RORAIMA COM A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO. C) ÁREA DE ESTUDO. 16
- FIGURA 2. MAPA DE AMOSTRAGEM. A AMOSTRAGEM FOI DIVIDIDA EM CINCO AFLORAMENTOS, NOS QUAIS FOREM FEITOS 28 ESTAÇÕES. PARA UM MAIOR CONTROLE A ESTAÇÃO 1 FOI DIVIDIDA EM 7 PONTOS DEVIDO A VARIAÇÕES ESTRUTURAIS LOCAIS E A ESTAÇÃO 2 FOI DIVIDIDA EM 3 PONTOS. TODAS AS ESTAÇÕES TÊM AMOSTRAGEM DE ASM, 10 ESTAÇÕES TÊM AMOSTRAGEM DE IRM E TERMOMAG, 18 ESTAÇÕES TÊM AMOSTRAGEM DE AARM E 20 ESTAÇÕES TÊM LAMINA DE ROCHA..... 19
- FIGURA 3. RELAÇÃO ENTRE OS EIXOS DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA E O SISTEMA CRISTALINO DOS MINERAIS: ORTOPIROXÊNIO (A), ANFIBÓLIO (B) E MICA (C). MODIFICADO DE BORRADAILE & JACKSON (2004). 22
- FIGURA 4. MODELOS ESQUEMÁTICOS PARA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO CRÁTON AMAZÔNICO. A) BLOCOS CRUSTAIS E FAIXAS (HASUI ET AL., 1984). B) EVOLUÇÃO DAS IDEIAS DE COMPARTIMENTAÇÃO DO CRÁTON AMAZONAS EM PROVÍNCIAS: B) AMARAL (1974); C) CORDANI *ET AL.*, (1979); D) TEIXEIRA *ET AL.*, (1989); E) TASSINARI & MACAMBIRA (1999), F) SANTOS *ET AL.*, (2000, 2006). 25
- FIGURA 5. MODELO DE ALOJAMENTO PLUTÔNICO SIN-CINEMÁTICO COM MISTURA DE MAGMAS. A) DIQUE MONZOGRANÍTICO COLOCADO EM ZONA DE CISALHAMENTO, ORIENTADO DE FORMA PARALELA À FOLIAÇÃO S_0 DO SIENOGANITO HOSPEDEIRO. B) DIQUE DE MONZOGRANITO COM XENÓLITOS DO SIENOGANITO FOLIADO, AS DUAS ESTRUTURAS APRESENTAM FOLIAÇÃO INTERNA S_0 . C) BANDA SCHLIEREN DE COMPOSIÇÃO MONZOGRANÍTICA DEFORMADA FORMANDO CONJUGADOS. D) BANDA SCHLIEREN E ENCLAVES MÁFICOS DEFORMADOS DISPOSTOS DE FORMA PARALELA À FOLIAÇÃO S_0 DO SIENOGANITO HOSPEDEIRO. E, F) DOBRAMENTOS NA FOLIAÇÃO S_0 E DE ENCLAVES MÁFICOS POR ARRASTO DE ZONAS DE CISALHAMENTO EM CONJUGADO. G) MODELO DE DESENVOLVIMENTO DA TRAMA SINCINEMÁTICA DE ASM BAJO DEFORMACION POR CISALHAMENTO PLÁSTICO COM DOIS TRENDS E UMA ELIPSE DE ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA DE MÁFICOS E SILICATOS MOSTRANDO EIXOS DE ENCURTAMENTO (A) E ESTIRAMENTO (B)..... 74

ARTIGO SUBMETIDO AO JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY

- FIGURE 1. GEOLOGICAL MAP OF THE STUDY AREA WITH STRUCTURAL FIELD DATA. 36
- FIGURE 2. OUTCROP WITH FEATURES OF THE MAIN GRANITE. A) AND B) MAFIC ENCLAVE WITH DRIPPED K-FELDSPAR CRYSTALS, WITH INTERNAL FOLIATION PARALLEL TO THE HOST ROCK FOLIATION. C) SCHLIEREN BANDS. D) DYKE-SHAPED SYENOGANITE WITH “POCKETS STRUCTURE” FORMED BY DILATION IN SHEAR ZONE CONJUGATES. E) DYKE-SHAPED MONZOGRANITE ASSOCIATED TO MAGMATIC SHEARING. F) PEGMATITIC DYKE. 37
- FIGURE 3. MAIN STRUCTURES. A) MONZOGRANITE DYKE CONCORDANT WITH THE FOLIATION S_0 . B) FOLIATION ASSOCIATED WITH CRENULATION FOLDING OF THE FOLIATION S_0 . C) TENSION GASHES OF SYENOGANITE INTRUDING DYKE-SHAPED MONZOGRANITE INDICATING THE DEXTRAL KINEMATIC. D) PEGMATITIC DYKE. E) S_0 FOLIATION IS FOLDED AND THE ROCK SHOWS MYLONITIC TEXTURE. F) DEXTRAL DISPLACEMENT OF DYKE-SHAPED MONZOGRANITE BY DISCRETE SHEAR ZONES. 39
- FIGURE 4. LOW HEMISPHERE DIAGRAMS SHOWING THE ATTITUDES OF THE MAIN STRUCTURES. A) FOLIATION S_0 AND LATER FOLIATION. B) GRANITE DYKES. C) PEGMATITIC DYKE AND QUARTZ VEINS. D) MYLONITIC FOLIATIONS. 40
- FIGURE 5. MICROSCOPIC TEXTURE OF THE MAIN GRANITE AND SCHLIEREN. A) PREFERENTIAL ORIENTATION OF MINERALS SUCH AS BIOTITE (BT), HORNBLENDE (HBL), K-FELDSPAR (KFS) AND MAGNETITE (MG). THE MATRIX CONTAINS QUARTZ (QTZ) AND K-FELDSPAR. B) “FILMS” AND SEGREGATIONS OF K-FELDSPAR AND PLAGIOCLASE IN CONTACTS BETWEEN CRYSTALS,

INDICATED BY RED ARROWS. C) MICROSCOPIC APPEARANCE OF SCHLIEREN AND ENCLAVES. MAFIC ENCLAVE WITH EUHEDRAL BIOTITE (BT) AND HORNBLLENDE (HBL). D) GRAIN BOUNDARY DISPLACEMENT OF QUARTZ (RECTANGLE) AND SEGREGATIONS OF PLAGIOCLASE IN CONTACTS BETWEEN CRYSTALS (RED ARROW). E) QUARTZ WITH UNDULOSE CHESS BOARD EXTINCTION AND DEFORMED HORNBLLENDE IN THE SAME DIRECTION OF QUARTZ DISPLACEMENT. F) CUSP CONTACTS AND GRAIN BOUNDARY DISPLACEMENT INDICATED BY RED ARROW. G) PERTHITE EXSOLUTION IN K-FELDSPAR WITH FLAME SHAPE ORIENTED WITH THE MAIN FOLIATION, ALSO HAVE GRAIN SIZE REDUCTION AT THE EDGES AND SUB-GRAIN DEVELOPMENT.	42
FIGURE 6. MICROPHOTOGRAPHS OF THE TEXTURE OF THE DYKES. A) MONZO GRANITIC WITH EQUIGRANULAR TEXTURE. B) HORNBLLENDE WITH MICROKINKING BIOTITE (BT). C) SYENOGANITE WITH EQUIGRANULAR TEXTURE.	44
FIGURE 7. MICROPHOTOGRAPHS OF MYLONITIC STRAIN MECHANISMS. A AND B) PORPHYRYTIC CLAST OF HORNBLLENDE (HBL) DEFORMED FISH TYPE AND FRACTURED. FELDSPARS WITH GRAIN SIZE REDUCTION AND SGR. THE BIOTITE APPEARS IN DEFORMED BANDS MARKING THE MYLONITIC FOLIATION. K-FELDSPAR (Kfs) WITH UNDULOSE EXTINCTION IN STRETCHED QUARTZ MATRIX. C AND D) ULTRA-MYLONITE TEXTURE WITH INTENSE GRAIN SIZE REDUCTION, SUB GRAIN ROTATION AND BANDS OF DEFORMED BIOTITE.....	45
FIGURE 8. CONCORDIA DIAGRAM SHOWING THE U-PB AGES FOR SAMPLE PI-12-4E AND TYPES OF ZIRCONS DEFINED FOR THE SAMPLE COLLECTED. TERA & WASSERBOURG, 1972.	47
FIGURE 9. IRM ACQUISITION CURVES (LEFT FIGURE) AND THERMOMAGNETIC DIAGRAM (RIGHT FIGURE) MEASURED IN 10 REPRESENTATIVE SAMPLES OF GRANITES AND GRANITIC DYKES. SAMPLES WERE SELECTED ACCORDING TO THE BULK MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (Km).MICROPHOTOGRAPH OF MAGNETIC MINERALOGY, MAGNETITE (Mt), HEMATITE (Hm), PYRRHOTITE (Po).A) MAGNETIC BEHAVIOR OF HOST SYENOGANITE. B) MAGNETIC BEHAVIOR OF HOST SYENOGANITE AFFECTED BY MONZOGANITIC DYKES. C) MAGNETIC BEHAVIOR OF MONZOGANITIC DYKES.	50
FIGURE 10 . RELATIONSHIP BETWEEN DEGREE OF ANISOTROPY (Pj), SUSCEPTIBILITY (Km) AND SHAPE PARAMETER (T).A) T vs Pj. B) Pj vs Km.	51
FIGURE 11. AMS DIRECTIONAL PARAMETERS. A,) MAGNETIC FOLIATION. B) MAGNETIC LINEATION. C) MAIN DIRECTIONAL PARAMETERS SHOWING THREE TYPES OF TRENDS: E-W, NE AND N-S. THE FOLIATION IS REPRESENTED BY CYCLOGRAPHIC LINES AND LINEATION BY RED POINTS.....	52
FIGURE 12. SYN-KINEMATIC PLUTONIC ACCOMMODATION MODEL WITH MIXTURE OF MAGMAS. A) MONZOGANITIC DYKE PLACED IN A SHEAR ZONE, ORIENTED PARALLEL TO HOST S ₀ . B) MONZOGANITIC DYKE WITH FOLIATED SYENOGANITE XENOLITHS, THE TWO STRUCTURES PRESENT INTERNAL FOLIATION (S ₀). C) SCHLIEREN BAND WITH MONZOGANITIC COMPOSITION, DEFORMED AND FORMING CONJUGATES. D) SCHLIEREN BAND AND DEFORMED MAFIC ENCLAVES ARRANGED PARALLEL TO THE S ₀ FOLIATION OF THE HOST SYENOGANITE. E, F) FOLDING IN S ₀ FOLIATION AND OF MAFIC ENCLAVES BY DRAG OF SHEAR ZONES IN CONJUGATE. G) MODEL OF ASM SYN KINEMATIC FABRIC DEVELOPMENT UNDER SHEARING PLASTIC STRAIN WITH TWO STRIKES AND ELIPSE OF SHAPE PREFERRED ORIENTATION OF MAFIC SILICATES SHOWING THE STRETCHING (A) AND SHORT (B) AXES.....	60

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. DOMÍNIOS LITOESTRUTURAIIS QUE CARACTERIZAM O ESTADO DE RORAIMA.....	26
TABELA 2. DATAÇÕES PARA ROCHAS DA SUÍTE METAMÓRFICA DO RIO URUBU.....	26

ARTIGO SUBMETIDO AO JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY

TABLE 1. AMS ANALYTICAL RESULTS.....	34
TABLE 2. ANALYTICAL RESULTS FOR THE ANALYZED ZIRCON CRYSTALS.....	47

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	OBJETIVOS	15
2.1	Objetivo Geral.....	15
2.2	Objetivos Específicos.....	15
3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	15
4	MATERIAIS E MÉTODOS	166
5	ESTADO DA ARTE	20
5.1	O Estudo das Petrogramas de Granitos Deformados	20
5.2	Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.....	21
6	GEOLOGIA REGIONAL	23
7	ARTIGO CIENTÍFICO SOMETIDO AO JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY ..	30
1	INTRODUCTION.....	26
2	GEOLOGICAL SETTINGS.....	27
3	SAMPLING AND METHODS.....	29
4	LOCAL GEOLOGY.....	31
4.1	Structural Setting.....	34
4.2	Host Rock Petrography.....	36
4.3	Schlieren Petrography.....	37
4.4	Syenogranitic Dykes Petrography.....	39
4.5	Monzogranitic Dykes Petrography.....	39
4.6	Mylonites Petrography.....	40
4.7	Hornblendite Trails.....	41
5	U - Pb Geochronology.....	42
6	Anisotropy of Magnetic Susceptibility.....	43
7	Discussion.....	48
7.1	Evidence of Magmatic Mixing.....	48
7.2	Textures Fixed During Plutonic Emplacement.....	50
7.3	Plutonic Emplacement Mechanism.....	51
7.4	Tectonic Context of Plutonic Emplacement.....	53
8	Conclusions.....	54
8	DISCUSSÕES	66
8.1	Evidências de <i>Mixing</i> de Magma	66
8.2	Texturas Fixas Durante o Alojamento Plutônico	68
8.3	Mecanismos de Colocação Plutônica.....	69
8.4	Contexto Tectônico de Alojamento Plutônico.....	72
9	CONCLUSÕES	73
10	REFERÊNCIAS.....	75

1 INTRODUÇÃO

A técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética para o estudo de tramas em granitos sem evidências aparentes de deformação, tem se mostrado eficiente para revelar mecanismos de colocação plutônica (TARLING & HROUDA, 1993; ROCHETTE *et al.*, 1994; BOUCHEZ, 1997; SALAZAR *et al.*, 2008). Análise estrutural de feições texturais a escalas meso e microscópica e sua relação com o desenvolvimento de tramas magnéticas têm mostrado um melhor entendimento sobre a relação do controle tectônico na deformação e alojamento de granitos (ROCHETTE *et al.*, 1994; ARCHANJO *et al.*, 1995; MAJUMDER & MAMTANI, 2009; ŽÁK *et al.*, 2009, SIACHOQUE *et al.*, 2016). Sob condições de alojamento plutônico controlado por campo regional de esforços, tramas de silicatos se desenvolvem durante cristalização e resfriamento do plúton, produto de *strain* em alta temperatura, (HUTTON, 1988; GAPAIS, 1989; PATERSON *et al.*, 1998, VIGNERESSE, 2018) e não em condições de metamorfismo superimposto com o aumento da temperatura. Ao final da cristalização, a temperatura do plúton ainda controla a partição da deformação durante o alojamento final (PATERSON *et al.*, 1998).

Quando as tramas se desenvolvem sob efeitos de diminuição da temperatura, algumas feições texturais são geradas em condições magmáticas, e podem ficar preservadas ao final da cristalização, coexistindo assim com feições registradas em condições de temperaturas próximas à cristalização. Isto não se aplica para texturas desenvolvidas durante metamorfismo regional, já que se formam durante aumento de temperatura e pressão litostática, ficando assim, feições texturais geradas apenas em estado sólido durante o pico metamórfico e por retrometamorfismo. Entende-se que a integração de análises estruturais em afloramento, texturais ao microscópio e de tramas magnéticas, permite interpretar melhor as relações de registro da trama produto da deformação de silicatos e a organização da subtrama magnética.

A presença de feições de mistura de magmas preservadas no granito estudado tem sido ignorada ou subvalorizadas. Nas pesquisas realizadas tem prevalecido enfoques baseados na clara estruturação planar do granito, levando-o a que se denomine como gnaisse. Assim, esta pesquisa objetiva a compreensão da ocorrência de estruturas primárias preservadas em granitos que afloram na cidade de Mucajaí (RR). No intuito de alcançar o objetivo foram combinadas análises estruturais detalhadas em campo, amostragem sistemática de feições estruturais em distintas rochas, estudo de petrotramas mediante mecanismos de *strain* e anisotropia de susceptibilidade magnética e a determinação da idade de cristalização do sienogranito estudado, mediante a sistemática U-Pb SHRIMP.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

O objetivo geral desta pesquisa consiste em caracterizar os processos de alojamento e deformação presentes em granitos que afloram na cidade de Mucajaí, para entender o contexto tectônico em que essas unidades de rocha foram deformadas. Para atingir esse objetivo as seguintes metas serão desenvolvidas:

2.2 Objetivos Específicos

- Determinar a organização das petrotramas e como elas se desenvolveram;
- Interpretar os mecanismos de deformação plástica;
- Modelar os mecanismos colocação plutônica.
- Determinar a idade de cristalização do granito.

3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo localiza-se na porção central do estado de Roraima, na zona rural do Município de Mucajaí em zonas proximais aos rios Branco e Mucajaí (Figura 1). O acesso à área se faz principalmente pela rodovia federal BR-174 seguindo para a Vila Apiaú.

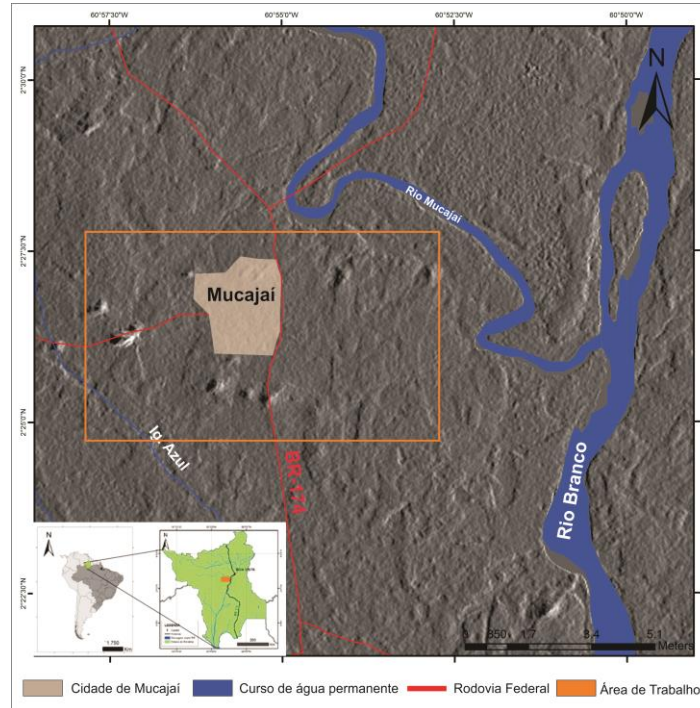


Figura 1. Localização da área de estudo. Imagem inferior esquerda: Mapa de Brasil com a localização do estado de Roraima e estado de Roraima com a localização da área de estudo.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste projeto os procedimentos metodológicos incluem revisão e consulta bibliográfica e cartográfica relacionada com a geologia da área de interesse, disponíveis em centros de documentação e internet. Os métodos específicos a serem estudados compreendem integração de informações geológicas e análise de sensoriamento remoto, trabalho de campo, preparação de amostras, análise de laboratório e finalmente análises de resultados.

Na **etapa inicial de integração de informações geológicas** e análise de sensoriamento remoto são tratadas imagens de satélite tipo Landsat e modelos digitais de elevação com o fim de identificar padrões de drenagens, afloramentos e feições estruturais como lineamentos. A integração e compilação digital se realizaram em sistemas de informação georeferenciada.

A **etapa de campo** abarca mapeamento geológico na área de interesse, realizando levantamentos geológicos em afloramento na forma de perfis orientados com mapeamento de estruturas e amostragem sistemática detalhada (Figura 2). Também envolve a identificação de estruturas, a caracterização geométrica e cinemática mediante a técnica de levantamento de perfis orientados. Igualmente inclui a coleta de amostras orientadas de rocha mediante perfuratriz manual, assim como de blocos orientados de rocha fresca, para análises de cinemática. Foi coletada amostra de rocha para separação de cristais de zircão com o

propósito de determinar a idade de cristalização do sienogranito mediante aplicação da sistemática U-Pb-SHRIMP. A amostra foi coletada na pedreira pedra norte (coordenadas UTM 22232; 610822 Zono 20 N) em local onde o sienogranito é deformado por zona de cisalhamento e intrudido por diques sincinemáticos de monzogranito e hornblendito; e também por diques de Charnockito e de gabro da suíte intrusiva Serra da Prata).

A **etapa de preparação de amostras e análises de laboratório** compreende as seguintes sistemáticas metodológicas:

1) Confecção de lâminas petrográficas orientadas, para o estudo das texturas de cristalização e mecanismos de deformação de silicatos e óxidos através da caracterização petrográfica usando microscópio petrográfico convencional.

2) Corte e polimento de blocos de rocha, captura e tratamento de imagens digitais para a determinação da Orientação Preferencial de Forma (OPF) de silicatos mediante as análises das imagens utilizando-se o método do tensor de inércia e o método dos interceptos.

3) Corte e preparação de cilindros orientados de rocha para caracterização da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) e identificação de mineralogia magnética (IRM e TERMOMAG).

4) Britagem, moagem e separação mediante líquidos densos de cristais de zircão para datação geocronológica.

5) Mapeamento de tramas minerais, de feições estruturais e integração de dados para interpretações tectônicas e cinemáticas da deformação local e regional.

A Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) é usada para analisar fábricas internas em rochas ígneas e metamórficas, também para interpretar as diferentes tramas magnéticas desenvolvidas ao longo dos processos de deformação que afetaram as rochas (RAMIREZ *et al.*, 2012). A coleta dos cilindros de rochas orientadas para a análise de ASM é feita com um equipamento específico que consiste em uma perfuratriz manual a gasolina, brocas e dispositivos de orientação (bússola adaptada). Coletando pelo menos três cilindros (mínimo) por estrutura ao longo de 28 estações. As dimensões dos cilindros são 2,2 cm de diâmetro e 10 cm de comprimento.

Para o estudo de petrotramas é realizada uma coleta de dados estruturais em campo com amostragem de blocos orientados de rochas de aproximadamente 15 cm de lado, para posteriormente serem usados em procedimentos analíticos específicos, tais como análises geométricas e cinemáticas de feições estruturais. A amostragem de ASM foi feita com um grau alto de detalhe, tomando amostras do centro e borda de cada estrutura. Para as análises cinemáticas tanto macroscópicas como microscópicas foram tomadas 20 blocos de rocha

fresca orientadas. No laboratório, cada cilindro foi cortado em espécimes orientados de tamanho padrão de 2,2 cm de diâmetro e 2,2 cm de comprimento. As 28 estações de amostragens analisadas têm entre 4 a 45 cilindros orientados de rocha, conforme as características próprias do afloramento como tamanho, grau de intemperismo, deformação entre outros. No laboratório de laminação da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), foram cortados 227 cilindros obtendo-se um total de 1109 espécimes.

Os espécimes foram analisados individualmente em sua capacidade de magnetização no Laboratório de Paleomagnetismo (LP) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas IAG/USP. As susceptibilidades magnéticas foram medidas em campos de baixa intensidade ($3,8 \times 10^{-4} \text{T}$, 920Hz) usando um susceptibilímetro tipo KAPPABRIDGE KLY-4. Esse aparelho reproduz as medidas dos valores de ASM em parâmetros escalares e direcionais, com uma sensibilidade de 10^{-06} SI. A magnitude e orientação da susceptibilidade máxima (K1), intermédia (K2) e mínima (K3) são determinadas segundo uma sequência de 15 medidas de suscetibilidade variável em diferentes posições do espécime. A magnitude e direções principais médias do tensor (K1) foram determinadas através do protocolo de Jelinek (1981).

A Magnetização Remanente Isotérmica (IRM) consiste em selecionar espécimes representativos entre um conjunto de valores de susceptibilidade total, para caracterizar e determinar, mediante a indução de campos magnéticos variáveis, os principais marcadores minerais magnéticos da trama. No IAG foi usado um magnetizador Pulse Magnetizer MPM-10. E para estas provas foram usados 12 espécimes representativos por todos os afloramentos.

Outra técnica que ajuda a determinar o tipo de mineral magnético que compõe a trama são as Curvas Termomagnéticas (TERMOMAG), para esta técnica foram usados os mesmos espécimes de IRM, resultando em 12 provas para análises. Os espécimes são pulverizados individualmente e selecionados $0,25 \text{ cm}^3$ por espécime. As amostras processadas em um Susceptibilímetro Kappabridge tipo KLY-4S e analisadas no software Cureval V.8 da AGICO Ltda.

O tratamento de dados de ASM e a avaliação da qualidade do mesmo mediante procedimentos estatísticos permitirão comparar as petrotramas mineral e magnética. Dentro das análises de resultados, os dados de ASM incluem um conjunto de parâmetros tanto de forma como direcionais que serão comparados em sua magnitude, distribuição espacial da susceptibilidade e da anisotropia, forma do elipsoide de anisotropia, orientação e organização espacial da foliação e lineação magnética. Antes da comparação dos parâmetros entre fases

minerais, eles são analisados quanto a sua qualidade, utilizando processos estatísticos incorporados nos programas tensores de inércia, interceptos e *ellipsoid*. Adicionalmente ao conjunto de dados de cada fase mineral, aplica-se estatística descritiva e diagramas de variação de parâmetros. Finalmente estes últimos são representados em mapas para avaliar sua relação com os traços estruturais e litológicos das rochas do entorno geológico.

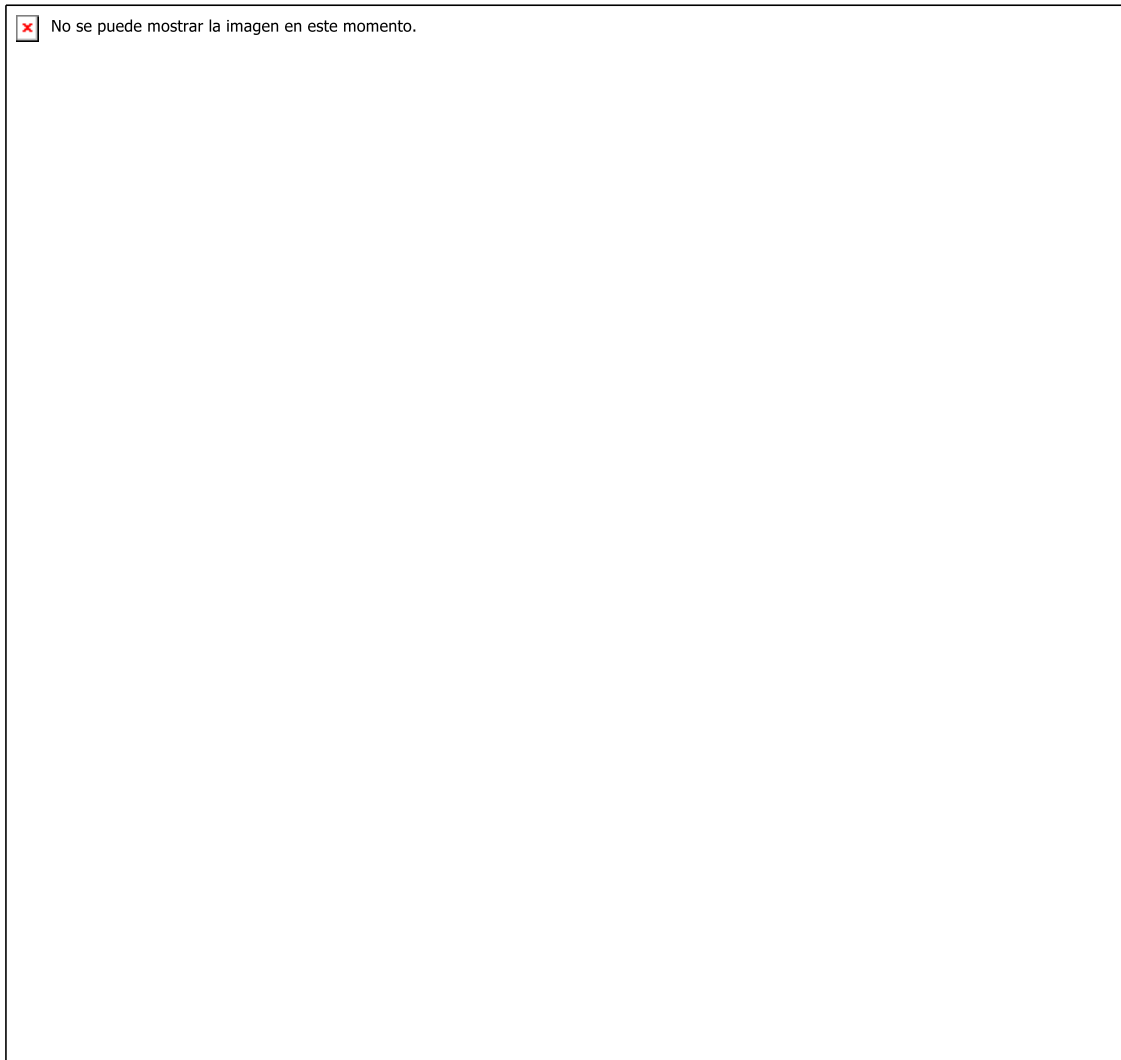


Figura 2. Mapa de amostragem. A amostragem foi dividida em quatro afloramentos, nos quais foram feitos 28 estações. Para um maior controle a estação 1 foi dividida em 7 pontos devido a variações estruturais locais e a estação 2 foi dividida em 3 pontos. Todas as estações têm amostragem de ASM, 10 estações têm amostragem de IRM e TERMOMAG, 18 estações têm amostragem de AARM e 20 estações têm lamina de rocha.

As análises petrográficas foram realizadas no laboratório de microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEO) da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), com o auxílio do microscópio petrográfico para analisar texturas de silicatos, mecanismos de deformação interna, indicadores cinemáticos, foliações e superposição destas, como proposto por Passchier, (2005). A petrografia é feita com a finalidade de caracterizar, o registro interno

dos eventos de deformação e, a temperatura aproximada das condições de deformação que afetaram a rocha. Para estas análises petrográficas foram confeccionadas 18 lâminas de rocha orientadas e 12 não orientadas, um total de 30 lâminas de rocha.

As amostras para análises geocronológicas foram preparadas no Laboratório de preparação de amostras do IGC USP, sendo triturado entre 3,0 - 5,0kg de amostra da rocha fresca em um britador de mandíbula e trituradas em um moinho de tungstênio. Posteriormente foi feito o peneiramento das amostras usando uma malha de 100 μm , depois da separação de minerais leves por vibração em água, se separam os minerais magnéticos e paramagnéticos com ajuda de um separador magnético isodinâmico tipo Franz. Para as frações não magnéticas foi usado um tratamento com líquidos densos usando Bromofórmio (CHBr_3 ; $\rho = 2,85\text{g/cm}^3$) e Iodeto de Metileno (CH_2I_2 ; $\rho = 3,32\text{ g/cm}^3$). Finalmente a extração dos zircões foi feita a mão, usando uma lupa binocular. Os grãos de zircão são agrupados por feições morfológicas e postas junto com os zircões padrão. O *mount* é selado aplicando uma cobertura de aproximadamente 10 nm de ouro.

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 II. Para o tratamento dos resultados analíticos foi usado 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).

5 ESTADO DA ARTE

5.1 O Estudo das Petrotramas de Granitos Deformados

O registro de petrotramas em uma rocha granítica durante seu posicionamento na crosta resulta da interação de processos que envolvem cristalização e interações convectivas de câmara magmática, exumação (variação de condições reológicas do ambiente hospedeiro), mudanças de viscosidade, entre outras variáveis (PATERSON *et al.*, 1989, MILLER & PATERSON, 1994). Ao final da cristalização a temperatura do plúton ainda controla a partição da deformação durante o alojamento final (PATERSON, 1998). Sob influência de um campo tectônico, depois da cristalização da rocha, as tramas se desenvolvem sob efeitos de diminuição da temperatura. Neste caso feições magmáticas podem ser preservadas, e os mecanismos de deformação de mais baixas temperaturas podem coexistir com mecanismos de

strain desenvolvidos em altas temperaturas, no entanto tende a ocorrer distribuição homogênea de feições dúcteis penetrativas em todo o plúton (GAPAI, 1989), mas isto se aplica em níveis crustais inferiores a intermediários de alojamento. Uma vez o plúton já frio, durante um evento tectono-metamórfico com aumento de temperatura e pressão, a deformação no plúton se distribui de forma heterogênea e tende a se particionar em zonas de cisalhamento. A recristalização dinâmica tende a se desenvolver mediante mecanismos de *strain* que reflete condições pouco variáveis. Neste caso os mecanismos de deformação interna de maior temperatura tendem a obliterar os desenvolvidos em mais baixas temperaturas. No entanto esta não é uma regra geral principalmente para deformação em alta temperatura, onde feições dúcteis coexistem com rúpteis (desenvolvidas em anfibólio e feldspatos). É entendido que sob condições de metamorfismo regional, os granitos desenvolvem mecanismos de *strain* plástico pouco variável (próprias das temperaturas do pico metamórfico), texturas pervasivas homogêneas no plúton, estruturas planares ao interior do plúton, contínuas e consistentes às das rochas encaixantes (GAPAI, 1989; MILLER & BOUCHEZ *et al.*, 1992; PATERSON, 1994; PASSCHIER & TROUW, 1996; BARROS *et al.*, 2001).

Plútons alojados na crosta sob regime tectônico ativo registram petrotramas que informam sobre seu posicionamento e/ou deformação em estado sólido (BROWN & SOLAR, 1998; ROSENBERG, 2005). O estudo e compreensão das petrotramas são baseados na aplicação de técnicas analíticas específicas (GLEIZES *et al.*, 1993; BOUCHEZ, 1997). Tais estudos visam determinar características como geometria, forma e orientação dos eixos principais da deformação finita que sejam representativos das subtramas desses plútons. Dessa forma, é possível realizar reconstituições dinâmicas, determinar a participação das prováveis componentes (puro, simples) da deformação de plútons e postular interpretações de evolução tectônica regional (FOSSEN *et al.*, 1994; FOSSEN & TIKOFF, 1998).

5.2 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

É consenso que desde o ponto de vista do magnetismo de rochas, as fases minerais presentes nela, bem sejam elas diamagnéticas (quartzo), paramagnéticas (minerais que contém ferro na sua estrutura cristalina como biotita ou anfibólio), ferromagnéticas *sensu lato* e ferrimagnético (magnetita), contribuem para sua anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).

A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) nos minerais se manifesta de duas maneiras: anisotropia magnetocristalina e anisotropia magnetostática (ou de forma). A

primeira tem origem na distribuição preferencial de íons ferromagnéticos (principalmente Fe^{2+} e Fe^{3+}) ao longo da rede cristalina dos minerais, o que gera eixos de “mais fácil magnetização”. Em minerais ferromagnéticos, esses eixos representam as direções de magnetização espontânea do cristal. No caso da hematita, por exemplo, eles estão confinados no plano basal do cristal (perpendicular ao eixo cristalográfico c). Já na magnetita, a anisotropia de forma se sobrepõe à anisotropia magnetocristalina. Ela surge porque a magnetização natural do mineral se distribui em domínios, o que gera um efeito desmagnetizante no cristal com alta magnetização intrínseca, quando este é submetido à ação de um campo indutor. Desta forma, se o cristal de magnetita for maior que $1\mu\text{m}$ criam-se domínios magnéticos (positivos e negativos) ao longo de sua superfície.

Em minerais paramagnéticos, a anisotropia magnetocristalina é dominante, portanto, a simetria da rede cristalina é um fator determinante para as direções dos eixos de magnetização de um cristal. Em cristais ortorrômbicos (ortopiroxênio – Figura 3 a), trigonais (quartzo) e tetragonais, os eixos principais de susceptibilidade magnética são paralelos aos eixos cristalográficos. Em cristais do sistema monoclinicos (anfíbólio e micas) apenas o eixo- b de simetria, apresenta paralelismo perfeito com um dos eixos magnéticos (Figura 3 b, c). Mesmo assim, nas micas é possível exercer uma correlação direta entre a trama magnética e a orientação dos eixos a e c cristalográficos, já que as diferenças são inferiores a aproximadamente 5° (BORRADAILE & WERNER, 1994; BORRADAILE & HENRY 1997).

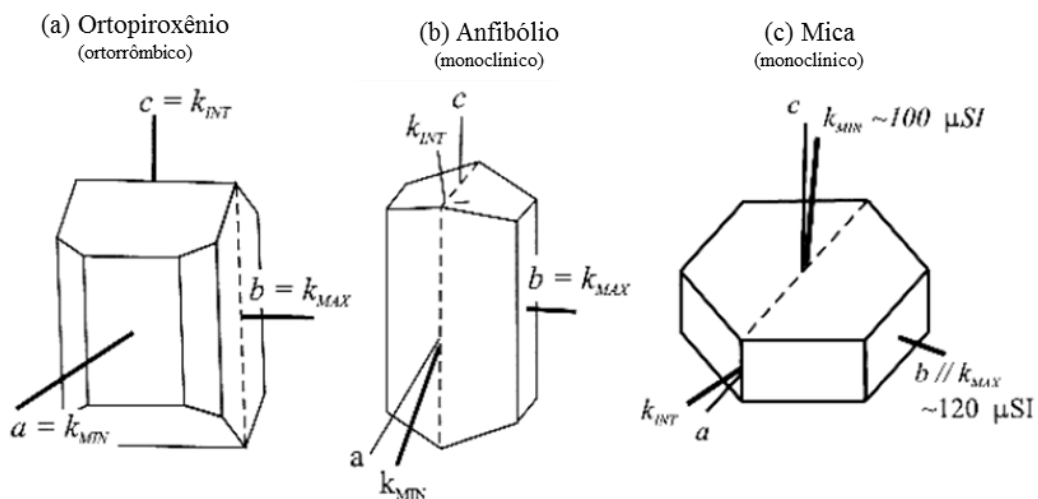


Figura 3. Relação entre os eixos de susceptibilidade magnética e o sistema cristalino dos minerais: ortopiroxênio (a), anfíbólio (b) e mica (c). Modificado de Borradaile & Jackson (2004).

A organização da trama magnética em uma amostra de rocha é baseada na medição da capacidade de magnetização da rocha (a susceptibilidade magnética K) quando submetida a

um campo magnético aplicado (H) fraco (300 Am/m), segundo três posições de orientação ortogonais entre si. A susceptibilidade magnética K medida, define três eixos principais (K_i ($i=1$ a 3), que representam um tensor de segunda ordem com eigen valores (representam parâmetros de forma e excentricidade) e eigen vectores (parâmetros de orientação) K máximo = $K_1 > K_{\text{intermediário}} = K_2 > K_{\text{mínimo}} = K_3$, e geometricamente um elipsoide da medida da anisotropia da susceptibilidade magnética (Borradaile & Henry, 1997., Borradaile 1987, 1988). O eixo maior K_1 define a lineação magnética e o eixo menor K_3 o polo do plano da foliação magnética (formado pelos eixos K_1 e K_2). Em plútons, a trama magnética é usualmente coaxial com a trama definida pela orientação preferencial de forma de silicatos (Borradaile., 1991. Em granitos denominados de paramagnéticos, K_3 representa o polo da foliação marcada pela orientação preferencial de silicatos que contém ferro na sua estrutura cristalina (anfíbólio, biotita), e K_1 representa a lineação definida como eixo de rotação da foliação marcada pela biotita, já que os eixos magnéticos dos filosilicatos são paralelos aos eixos cristalográficos (Bouchez *et. al.*, 1998).

Em granitos ferromagnéticos (*sensu lato s.l.*), cristais de magnetita multidomínio são comumente os marcadores magnéticos. Magnetita monodomínio (cristais de 1 microm. de tamanho) possuem anisotropia magnética inversa (Stephenson, 1994), mas este tamanho de cristais são muito raros em granitos. Para agregados de cristais de magnetita multidomínio, as interações magnéticas entre cristais podem aumentar (alinhados paralelos à lineação mineral da rocha) ou diminuir a anisotropia magnética (empilhamento perpendicular à lineação mineral da rocha). Na ausência de interações magnéticas entre cristais, a anisotropia é dada pela forma da magnetita (Grégoire *et al.*, 1998). A subtrama ferrimagnética pode ser obtida mediante a técnica de remanência magnética (AARM, Jackson 1991).

6 GEOLOGIA REGIONAL

A evolução geológica do cráton amazônico tem sido abordada segundo três concepções distintas, cujos aspectos mais relevantes são resumidos a seguir:

Hasui *et al.*, (1984), Hasui (1990), Costa & Hasui (1991) e Hasui *et al.*, (1993), integrando informações geofísicas, geológicas e geocronológicas. Propõem a estruturação do cráton em doze blocos crustais constituídos por complexos gnáissicos, granitoides e *greenstone belts*, e limitados por suturas (zonas de cisalhamento), associadas a cinturões metamórficos de alto grau. Esses blocos teriam se agregado através de colisões diacrônicas durante Arqueano e o Proterozóico Inferior, para formar parte de um supercontinente (Figura

4A). Tais limites tectônicos teriam sido repetidamente reativados (COSTA & HASUI, 1997).

Amaral (1974, 1984) integrou informações geocronológicas e geológicas, produto de mapeamento regional separando complexos metamórficos de alto grau de cinturões de rochas verdes gerados nos intervalos 3,4-3,0 Ga (evento Guriense) e entre 2,75-2,5 Ga (evento Guianense). A contextualização regional do evento transamazônico no intervalo 2,2-1,8 Ga que teria gerado metamorfismo de alto grau e migmatização. Os produtos de ativações da plataforma envolvendo magmatismo e sedimentação nos intervalos 1,7-1,55 Ga., 1,4-1,25 Ga., 1.050-900 Ma., assim como da ocorrência de magmatismo básico durante o evento Brasileiro (650-450 Ma, Figura 4B).

Cordani *et al.*, (1979), Cordani & Neves (1982) e Teixeira *et al.*, (1989), usando dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr propuseram a formação de um núcleo arqueano denominado de Província Amazônia Central disposto NW-SE. Que foi retrabalhada por processos acrescionários e formação dos cinturões móveis Maroni-Itacaiúnas, contornando o núcleo no noroeste e nordeste, durante o Ciclo Transamazônico (2,25-1,9 Ga). Cinturões móveis colisionais (alongados NW-SE) progressivamente formados para SW, formaram as províncias Rio Negro-Juruena (1,75-1,5 Ga), Rondoniano (1,45-1,25 Ga) e Sunsás (1,1-0,9 Ga). Reativações reflexas sobre o núcleo arqueano teriam formado coberturas de plataforma no intervalo de 1,9-1,5 Ga. Interpretações de dados isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr apoiaram essa compartimentação do cráton em seis províncias com geração de quatro cinturões móveis (TASSINARI *et al.*, 1996), e introduziram a formação de arco magmático entre as províncias Rio Negro Juruena com acreção ao núcleo central Arqueano (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999).

Reinterpretações ao modelo de províncias geocronológicas de Tassinari & Macambira (1999) foram realizadas por Santos *et al.*, (2000) baseadas no postulado de uma sobreposição de vários eventos tectono-metamórficos durante a evolução do Cráton Amazônico, poderiam ter efeitos de reajuste da sistemática Rb-Sr. Santos *et al.*, (2002), enfatiza que cinturões de cisalhamento não seriam concordantes com a proposta de estruturação regional em blocos crustais, devido à ausência de cinturões de alto grau metamórfico associados a seus limites. Usado dados geocronológicos U-Pb, Sm-Nd e de mapeamento geológico, Santos *et al.*, (2002) introduziram várias modificações ao modelo de províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Figura 4F). Tais mudanças incluíram variação de limites, divisão de províncias, assim como a delimitação do cinturão de cisalhamento K'mudku no escudo das Guianas (SANTOS *et al.*, 2006). Este cinturão de cisalhamento teria resultado do efeito intraplaca do orógeno colisional que aglutinou a província Sunsás no Mesoproterozóico (SANTOS *et al.*,

2008).

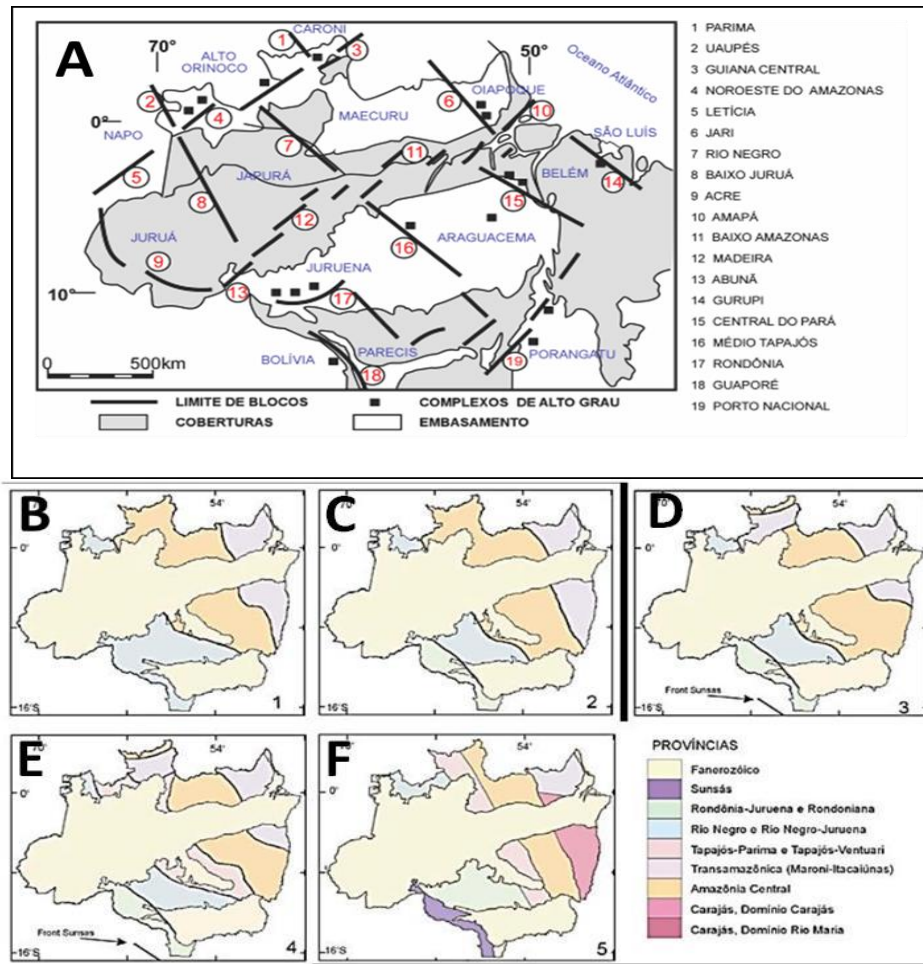


Figura 4. Modelos esquemáticos para evolução geológica do cráton amazônico. A) blocos crustais e faixas (HASUI *et al.*, 1984). B) Evolução das ideias de compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: B) Amaral (1974); C) Cordani *et al.*, (1979); D) Teixeira *et al.*, (1989); E) Tassinari & Macambira (1999), F) Santos *et al.*, (2000, 2006).

O escudo das Guianas que representa a porção norte do cráton amazônico, no estado de Roraima é entendido como um conjunto de domínios litoestruturais diferenciados por vários elementos litoestratigráficos (Urariquera, Guiana Central, Parima e Anauá Jatapú), essa compartimentação tem o propósito de estimar limites para relacionar unidades de variadas origens e contextos geotectônicos na tentativa de estruturar uma evolução geológica para a região. Uma das primeiras propostas de compartimentação do escudo das guianas considera a existência do cinturão granulítico Guiana Central (FRAGA, 2002) agrupando rochas de alto grau metamórfico. A caracterização das feições tectônicas deste cinturão recebeu várias contribuições na sua caracterização, assim para Delor *et al.*, (2001) seqüências estratigráficas supracrustais que foram metamorfisadas nas fácies granulito em torno de 2,06 Ga ocorrem apenas no NE e no centro do cinturão. Granitos e ortogneisses com idades entre 1,91 Ga e 1,96 Ga (GAUDETTE *et al.* 1996; FRAGA *et al.* 1997a) se concentram na parte central e SW

do mesmo (TASSINARI, 1996; SANTOS *et al.*, 1999). As informações mais relevantes dos domínios em Roraima são resumidas na Tabela 1 (REIS & FRAGA 1998; REIS *et al.*, 2003).

Tabela 1. Domínios litoestruturais que caracterizam o estado de Roraima.

NOME	ARCABOUÇO ESTRUTURAL	LITOLOGIA	IDADE (Ga)
Urariquera	WNW-ESSE e E-W	Rochas de origem vulcânica, plutônica e sedimentar.	1,98-1,78
Guiana Central	NE-SW	Cinturão de alto grau metamórfico.	1,97-1,93
Parima	NE-SW e E-W	Terreno granito-greenstone	1,97-1,93
Anauá-Jatapú	NW-SE, NE-SW e N-S	Terreno granito-gnáissico	2,03-1,81

O Domínio de Guiana Central é uma mega feição lito-estrutural que se estende no estado de Roraima na direção NE-SW e estende-se desde o extremo SW do escudo da Guiana na fronteira com a Colômbia, passando pelos Estados de Roraima, Amazonas a Guiana até o Suriname. Este domínio está constituído por rochas supracrustais tipo *Greenstone belt*, metagranitoides e cinturões de alto grau metamórfico (FRAGA, 1999). No estado de Roraima, este domínio contém 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).

No Domínio Guiana Central na secção central do estado de Roraima as seguintes análises isotópicas representariam idades das rochas do embasamento (Tabela 2):

Tabela 2. Datações para rochas da Suíte Metamórfica do Rio Urubu.

AUTOR	MÉTODO	ROCHA USADA	IDADE (Ma)
Gaudette <i>et al.</i> , 1995	U-Pb em Zircão	Rochas Gnáissicas sem hiperstênio	1943 até 1911
Fraga <i>et al.</i> , 2000	Pb-Pb por evaporação em zircão	Ortognaissetonalítico	1951
Fraga <i>et al.</i> , 2000	Pb-Pb em zircão	Gnaisse quartzotunítico	1966

O Domínio de Guiana Central tem uma direção em torno de NE-SW e sua evolução tectônica está associada ao Ciclo Transamazônico (2,01–2,26 Ga, HASUI *et al.*, 1984; FRAGA E REIS, 1995; FRAGA *et al.*, 1999; FRAGA, 2002; SANTOS *et al.*, 2003), que envolveu deformação e metamorfismo de baixo a alto grau. Este evento é relacionado ao desenvolvimento das principais feições estruturais do Escudo das Guianas (FRAGA, 1999); e à formação de ortognáisses e granulitos com idade Rb/Sr de $1,921 \pm 15$ Ma e U-Pb zircão para granulitos charnoquíticos Kanuku de $2,019 \pm 71$ Ma. (GAUDETTE *et al.*, 1996). E também

ocorreu magmatismo granítico, formação de paragneisses e anfibolitos.

No Suriname e na Guiana foi identificado um evento tectono-termal em torno de 1,2 Ga, sobre imposto (BARRON, 1966), que envolveu deformação cataclástica e em faixas miloníticas com direções aproximadas NE-SW. Estas faixas foram posteriormente estudadas por Costa *et al.*, (1991), Fraga & Reis (1996) e Fraga (2000). Este episódio milonítico foi também observado ao longo do Cinturão Guiana Central e denominado de K'mudku. Datações radiométricas K-Ar em biotitas dos milonitos K'mudku mostraram idades de 1,24 Ga. para a ativação da deformação (BARRON, 1966), e idades Ar-Ar em micas da máxima fase de metamorfismo, de aproximadamente 1,33 Ga (SANTOS *et al.*, 2003). O evento K'mudku corresponde à ativação de faixas milonítica e reativação cataclástica que afetaram rochas paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, configurando um sistema cisalhante de cinemática transpressiva dextral, na transição rúptil-dúctil em condições da fácies xisto verde (FRAGA E REIS, 1995 e FRAGA, 2002).

No escudo das Guianas o principal evento orogênico reconhecido regional é denominado de transamazônico, este teria resultado da subducção para sudeste e posterior colisão do escudo das Guianas com o cráton do oeste africano. Três fases principais são reportadas por Kroonenberg *et al.*, (2016), para esta orogênese:

- i) A primeira representa o intervalo de 2.28 a 2.09 Ga com desenvolvimento de arco vulcânico em crosta oceânica, sedimentação, anatexia e plutonismo que constitui o greenstone belt de Marowijne (em Suriname), adjacente a granitos e gnaisses mais antigos.
- ii) A formação dos cinturões granulítico de Balkuis, gnáissico Coereni, e bacia tipo rift, com vulcanismo e sedimentação (grupo Cauarane em Roraima), representam a segunda fase, entre 2.07 e 2.05 Ga.
- iii) A terceira fase entre 1.99 e 1.95 Ga pelo retrabalhamento em alto grau metamórfico dos cinturões Balkuis e Coereni, vulcanismo ignimbrítico e magmatismo extensional. Um cenário alternativo sugere o cinturão gnáissico Coereni como margem continental ativa com subducção para norte e colisão entre arco magmático no Sul como o mais velho continente ao norte.

As rochas estudadas nesta pesquisa são reportadas na literatura como granitos deformados da Suíte Metamórfica Rio Urubu intrusivas em rochas vulcanosedimentares metamorfisadas em baixo e alto grau do grupo Cauarane (FRAGA *et al.*, 2008). Como ortogneisses e metagranitoides da Suíte Metamórfica Rio Urubu (GAUDETTE *et al.*, 1996,

FRAGA *et al.*, 1997), e como ortogneisse Mucajaí, com titanita metamórfica e recristalização de zircão. A idade de cristalização do granito protólito do gnaiss em U-Pb SHRIMP de um zircão datou 1938 ± 7 Ma (Santos, 2003), com bordas de crescimento metamórficas datadas em 1874 ± 5 Ma (Santos, 2003), e U-Pb em titanita metamórfica data em 1483 ± 8 Ma interpretada como um segundo evento metamórfico (Santos *et al.*, 2009). As rochas da Suíte Metamórfica Rio Urubu engloba biotita e biotita hornblenda-gnaisses, metagranitóides, subordinadas lentes de quartzo-mangeritos e quartzo-jotunitos gnáissicos e leucognaisses. Os biotita e biotita-hornblenda-gnaisses (graníticos a tonalíticos), são frequentemente ocelares e variam para metagranitóides, porfiríticos, com foliação pouco pronunciada (Fraga 2002). As características químicas dos gnaisses Rio Urubu são compatíveis com granitóides tipo I, pós-arqueanos e sugerem o retrabalhamento de fontes crustais com assinatura de subducção na geração do magma Urubu, não sendo provável uma correspondência com suítes cálcio alcalinas expandidas de arcos magmáticos modernos (Fraga 2002). As rochas SMRU foram metamorfisadas e por colisões Mesoproterozóicas, faixa K'Mudku, gerando foliações sob condições de temperatura predominantemente fácies anfibolito alto e localmente granulito (Santos *et al.*, 2009).

A deformação deste domínio é resumida em três eventos principais: O evento deformacional D1 paleoproterozóico, tectonomagmático transpressivo onde suítes ígneas foram colocadas sin-cinematicamente. Este evento é identificado, pelo registro de deformação dúctil gerando dobras e zonas de cisalhamento, foliações miloníticas, gerando foliação denominada de S_1 com orientação NE-SW dominante, característica de altas temperaturas (FRAGA,2002). Teria sido gerado durante um regime transpressivo com mergulho para W de alto rake (FRAGA, 2002; FRAGA *et al.*, 2009). Esta deformação afetou rochas graníticas do embasamento de 1,93 Ga, e da Serra da Prata (TARAZONA, 2015).

O segundo evento deformacional D2, ocorreu ao longo de algumas zonas de cisalhamento que mostram cinemática transpressiva dextral e afetam tanto rochas paleoproterozóicas (deformadas por D1), como as rochas de idade mesoproterozóicas e desenvolveram-se texturas protomiloníticas, mesomilonitos e ultramilonitos, gerados em temperaturas moderadas à baixas (400°C à 450°C) em ambiente rúptil-dúctil relacionadas ao episódio deformacional K'Mudku de idade em torno de 1,26 Ga (Fraga, 2002). Esse evento deformacional obliterou localmente as texturas ígneas das unidades mesoproterozóicas assim como as petrogramas deformadas por D1. Pode-se ter como evidência de D2, a ocorrência de granitóides da Suíte Intrusiva Mucajaí, de idade mesoproterozóica, os quais não registraram

feições de deformação do tipo D1. O evento deformacional D2 seria de caráter rúptil-dúctil relacionado com a orogênese Sunsás (1,45-1,1 Ga) o qual obliterou e reativou as feições de deformação D1 (SANTOS *et al.*, 2008).

Outros estudos como o de Tarazona, (2015) e Kroonenberg et al (2016) reportam para a região da Serra da Prata e para os granitos do embasamento, foliação magmática com atitude W-E denominada de S_0 , a qual foi localmente dobrada. Assim como colocação de diques sin-tectônicos com foliação magmática concomitante com a foliação S_0 das rochas hospedeiras. Já o desenvolvimento de texturas miloníticas com atitude dominante SW-NE com mergulho para NW de caráter transpressivo que obliteraram a foliação magmática representaria a deformação em estado sólido caracterizando o evento geotectônico D1 por colocação sincinemática de granitos e desenvolvimento de zonas de cisalhamento e foliação milonítica, em uma fase mais tardia (Tarazona, 2015).

O evento de deformação D3 ocorreu pela ativação de estruturas transcorrentes e falhas proeminentes registradas na forma de faixas estreitas, métricas a decamétricas, gerando lineamentos com trend dominante NE-SW onde as rochas foram intensamente fraturadas formando brechas e Cataclasitos produto da instalação do graben de Tacutú (Fraga, 2002).

Para Kroonenberg et al (2016) o evento orogênico Transamazônico no escudo das Guianas foi registrado em três fases: a primeira entre 2.18 e 2.09 Ga desenvolveu arco vulcânico com sedimentação, metamorfismo, anatexia e plutonismo no greenstone belt Marowiine (Suriname). Na segunda foi desenvolvido o cinturão granulítico Balkuis e o cinturão gnáissico Coereni entre 2.07 e 2.05 Ga. A terceira fase entre 1.99 e 1.95 Ga envolveu metamorfismo de alto grau, vulcanismo ignibritico e plutonismo. (repetido).

7 ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO AO JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY

HIGH STRAIN FABRICS IN SIN-KINEMATIC GRANITE EMPLACEMENT, MUCAJAÍ -RORAIMA

Leonardo Palmera Sánchez¹; Carlos Alejandro Salazar²; Martha Edith Velásquez³; Carlos José Archanjo⁴.

^{1,2,3} Universidade Federal do Amazonas (UFAM), Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO), Departamento de Geociências (DEGEO), Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 3000, 69077-000, Manaus-AM, Brasil;

⁴ Laboratory of Geochronological Research Center (CPGeo) of the University of São Paulo (USP).

Abstract: A combination of structural mapping, systematic sampling, petrographic analyses, anisotropy of magnetic susceptibility and strain mechanisms were used in the syeno- to monzogranite that outcrops near the city of Mucajaí (RR, BR) and exhibits EW- to NE-trending magmatic foliation (S_0). Structures as mafic enclaves with porphyroclasts of K-feldspar and schlieren-type bands are evidences of mixing process of magmas (mingling). The interaction of magma viscosity, temperature and strain has generated the conditions for the development of the S_0 foliation by magmatic flow. During the plutonic emplacement were registered structural features formed in the magmatic viscous-plastic state and others developed in solid state under high temperature conditions during pluton cooling. The petro-fabric analyses show the registration of the S-type magnetic sub-fabric that would have been originated in simple shear product of a sin-kinetic emplacement in a transcurrent context of granite plutons. The plutonic emplacement of two magmatic pulses would occur under syn-kinematic conditions under the influence of a regional stress field. U-Pb data allowed to define the age of occurrence of the tectono-magmatic event studied around 1,959 Ma.

Keywords: Guianas Shield, mixture of granitic, syn-kinematic emplacement of plutons, petrofabrics study using ASM and strain analysis.

1. INTRODUCTION

Anisotropy of magnetic susceptibility (ASM) is a technique used for the study of fabrics in granites without apparent evidence of deformation and which has been shown to be efficient to reveal mechanisms of plutonic emplacement (TARLING & HROUDA, 1993; ROCHETTE *et al.*, 1994; BOUCHEZ, 1997; SALAZAR *et al.*, 2008). Structural analysis of texture features in the meso and microscopic scales, and their relationship with the development of magnetic fabrics, have led to a better understanding of the connection between tectonic control in deformation and granite emplacement (ROCHETTE *et al.*, 1994; ARCHANJO *et al.*, 1995; MAJUMDER & MAMTANI, 2009; ŽÁK *et al.*, 2009, SIACHOQUE *et al.*, 2017). Under plutonic emplacement conditions controlled by regional stress field, the silicate fabrics product of strain at high temperature develop during crystallization and pluton cooling (HUTTON, 1988; GAPAIS, 1989; PATERSON *et al.*, 1998, VIGNERESSE, 2018). In this case submagmatic texture features can be preserved and not under conditions of superimposed regional metamorphism with increasing temperature. At the end of crystallization, the pluton temperature still controls the partition of the deformation during the final emplacement (PATERSON *et al.*, 1998).

The fabric develops under the effects of decreasing temperature. In such situation textures generated still in sub-magmatic conditions are common, coexisting with features recorded in high and intermediate temperature conditions. During regional metamorphism with increase of temperature and pressure, textural features characterize the pike and retro-metamorphism conditions. It is understood that the integration of structural analyses in outcrops, microscopic textural analyses and magnetic fabrics, allow for the understanding of the relations between fabric registration product of deformation of silicates and the organization of the magnetic sub - fabric.

The presence of preserved magma mixture sections in the syenogranite studied was ignored or misunderstanding. In the focus of the research made in this granite had prevailed the clear planar structuring and bands compositional variation for to describe these syenogranite as gneiss. This, in turn, motivated this research aiming to understand the occurrence of primary structures preserved. In order to achieve this objective, different types of analyses were combined, which included detailed structural analyses in outcrop; systematic sampling of structural features of different rocks; fabrics study using strain mechanism and anisotropy of magnetic susceptibility. Geochronological analysis (U-Pb SHRIMP) was used to determine the crystallization age of syenogranite.

2. GEOLOGICAL SETTINGS

The Guiana Shield constitutes the northern part of the Amazon craton, north of south America, limited to the west by Andean Phanerozoic orogenic belts and to the east and southeast by Neoproterozoic orogenic belts (CORDANI *et al.*, 2009; FRAGA *et al.*, 2009) like Tucavaca (Bolivia), Araguaia Cuiaba (Central Brazil) e Tocantins (North of Brazil). The Guiana Shield is formed by Proterozoic terrains composed by gneissic complexes, metagranulites, greenstones belts, granitic intrusions, volcanic and ultramafic rocks, furthermore it's covered by Phanerozoic sedimentary rocks (ALMEIDA *et al.*, 2000; FRAGA, 2002; REIS *et al.*, 2003; CORDANI *et al.*, 2009; FRAGA, 2009; SIACHOQUE *et al.*, 2016).

The evolution based on geochronological provinces model for the Amazonian craton (CORDANI *et al.*, 1979; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; SANTOS *et al.*, 2000; TASSINARI *et al.*, 2000; TASSINARI & MACAMBIRA, 2004; SANTOS *et al.*, 2006), postulate that these provinces were agglutinated by subduction and accretion processes surrounding of an Archean central core with generation of four mobile belts. Magmatic arcs,

paleoproterozoic orogenic belts accreted to the Archean craton represent a set of rocks produced from melting of Archean crust (CORDANI *et al.*, 1979; TEIXEIRA *et al.*, 1989; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; SANTOS *et al.*, 2000; ALMEIDA *et al.*, 2007). The granite to will be studied in this research it's in a Paleoproterozoic orogenic belt with trending N-NW (KROONEMBERG, 1976; BERRANGÉ, 1977; FRAGA *et al.*; 2009), at south of Roraima region in the Tapajos-Parima Province. The rocks units have ages range between ~2.10 to 1.87 Ga (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; SANTOS *et al.*, 2000).

The tectonic evolution of Guiana Shield in the Roraima region involved magmatism, plastic deformation and metamorphism from low to high grade in a Transamazonian Cycle aged between 2,01–2,26 Ga (HASUI *et al.*, 1984; FRAGA & REIS, 1995; FRAGA *et al.*, 1999; FRAGA, 2002; SANTOS *et al.*, 2003). This event is related to the development of the main structural features (FRAGA, 1999), the formation of orthogneisses, granulite with aged Rb / Sr of 1.921 ± 15 Ma, and charnockite (GAUDETTE *et al.*, 1996).

Regional geologic setting of this study area includes: volcano sedimentary rocks with low to high metamorphic grade of Cauarane Group and S type Curuxuim Granite (FRAGA *et al.*, 2008), orthogneisses and metagranitoids belonging to the Rio Urubu metamorphic suite (GAUDETTE *et al.*, 1996, FRAGA *et al.*, 1997); granulites and charnockites associated to gabbro plutons with orosirian ages (ALMEIDA *et al.*, 2008, FRAGA 2009), association alkaline granite, monzogranite, anorthosite Mucajaí suite of calymanian aged (FRAGA 2009, HEINONEN *et al.*, 2012). The regional structure deformed polyphasic stages plastic these rocks with trend to NE–SW, highlight for shear belt mylonitic textures (FRAGA 2002; FRAGA *et al.*, 2009, TARAZONA 2015). Although the evolution of the shear belt is still under study, Fraga & Reis (1996) propose that tectonic features may be related to oblique thrust structures associated with a stress component NW to SE.

The Rio Urubu metamorphic suite (include the syenogranite studied in this research) mainly formed by granitoids and metagranitoids with foliations developed of variable forms occasionally parallel to a magmatic foliation, and deformed gneisses under conditions of amphibolite facies (FRAGA *et al.*, 2009). The Suite presents ages between 1.95 and 1.91 Ga (U-Pb SHRIMP; GAUDETTE *et al.*, 1996; SANTOS, 2003).

In Suriname and Guyana, a tectono-thermal event was identified around 1.2 Ga, overlapped (BARRON, 1966), which involved cataclastic deformation and mylonitic bands with approximate NE-SW strikes. These bands were studied by Costa *et al.*, (1991), Fraga & Reis (1996) e Fraga (2000) in the state of Roraima. This mylonitic episode was called the K'mudku shear belt. K-Ar in biotite of K'mudku mylonites was aged 1.24 Ga, indicate the

activation of the deformation (BARRON, 1966), and Ar-Ar ages in micas of the maximum metamorphism phase 1.33 Ga (SANTOS *et al.*, 2003). The K'mudku event represent the far intra plate effect of the Mesoproterozoic collisional Sunsás orogeny (SANTOS *et al.*, 2008), forming a shear system with dextral transpressive kinematics, in the ductile-brittle transition under greenschist facies conditions (FRAGA & REIS, 1995, FRAGA, 2002).

3. SAMPLING AND METHODS

In the study area (Figure 1), systematic sampling was performed along 28 locations using a hand-held drill and obtaining a total of 227 one-inch-diameter cores, oriented in situ with a magnetic compass. In the laboratory, the samples were cut into 2,2 cm length pieces using a diamond edge saw, getting 1109 specimens (4 or 5 per core) for measurements of anisotropy.

Statistical treatment and analysis of all measurements were performed using the ANISOFT 4.2 (Agico Ltd.) program. The petrophysical method of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) investigates the preferential orientation of ferromagnetic, paramagnetic and diamagnetic minerals present in rocks, being one of the most important techniques for structural analysis (HROUDA, 1993; HROUDA, 2010). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is used to analyze internal fabrics in igneous and metamorphic rocks which do not show good mesoscopic development of foliations and lineations. AMS also allows the interpretations of different magnetics fabrics developed during the deformation processes that affected the rock (RAMIREZ *et al.*, 2012). AMS was measured in a low field (800 Am, 950 Hz) on a MFK1-FA Kappabridge (Agico Ltd.), with an automated sample manipulation system in which each sample was rotated through three orthogonal planes. Table 1 shows the AMS data which is represented by the magnetic susceptibility ellipsoid with three orthogonal axes corresponding to K1 as the maximum axis (magnetic lineation), K2 as the intermediate axis, and K3 as the minimum axis (magnetic foliation pole).

The magnetic mineralogy was studied through acquisition of isothermal remnant magnetization (IRM) and thermomagnetic profiles (TERMOMAG). Both experiments were performed using representative specimens selected from each lithotype (with a total of 12 specimens). IRM data was obtained using a JR6A magnetometer and a MMPM 10 pulse magnetizer. IRM analyses were determined from 0 to 2 T, in 0.01T intervals and the data was analyzed using logarithmic Gaussian curves. Thermomagnetic analyses show the variation of temperature (T) with magnetic susceptibility (k). These results were obtained using a susceptibilimeter Pulse Magnetizer KLY-4S Kappabridge (Agico, Ltd.).

All magnetic analyzes were carried out at the Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences (IAG) and at the Paleomagnetism Laboratory of the University of São Paulo (USPmag). These results were related to previous field data and microtextural petrography, performed at the Laboratory of Mineral Techniques of the Federal University of Amazonas (UFAM), to determine the location of the different magnetic phases. In addition to magnetic fabric, the orientation of silicates we obtained using geometric and kinematic analyses on structural features, deformation mechanisms and kinematic indicators based on classical criteria as proposed by Passier, (2005).

Geochronological analyses were carried out at the Laboratory of Geochronological Research Center (CPGeo) of the University of São Paulo (USP), using the U-Pb method in SHRIMP II equipment. Heavy mineral fractions were obtained by water-mechanical and dense liquid concentrations, and processed under a hand magnet and a Frantz Isodynamic Separator. As much as possible, only alteration-free zircon grains were selected for analysis. In order to remove impurities, the zircon concentrates were washed with CHBr_3 and CH_2I_2 , and finally washed. After drying, the concentrates were observed under the binocular loupe and the zircon grains were selected by hand-picking. For the treatment of analytical results software SQUID 2.5 (LUDWIG, 2009) was used, while the Concordia curve and weighted mean age calculations were performed using ISOPLOT 3.5.

4. LOCAL GEOLOGY

The syenogranite that outcrop in the study area (Figure 2) is a light gray to pinkish rock with medium equigranular texture that varies to porphyritic with K-feldspar up to 2 cm long, well aligned and locally stretched, with axial ratio (minor axis/major axis) 1:3. The matrix is constituted by anhedral and subhedral crystals of plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite, amphibole and accessories such as oxides, apatite, allanite and zircon. The granite has a penetrative planar structure well defined by all the mineral phases, named as S_0 foliation, locally the mafic minerals are separated from felsic minerals marking a subtle compositional banding.

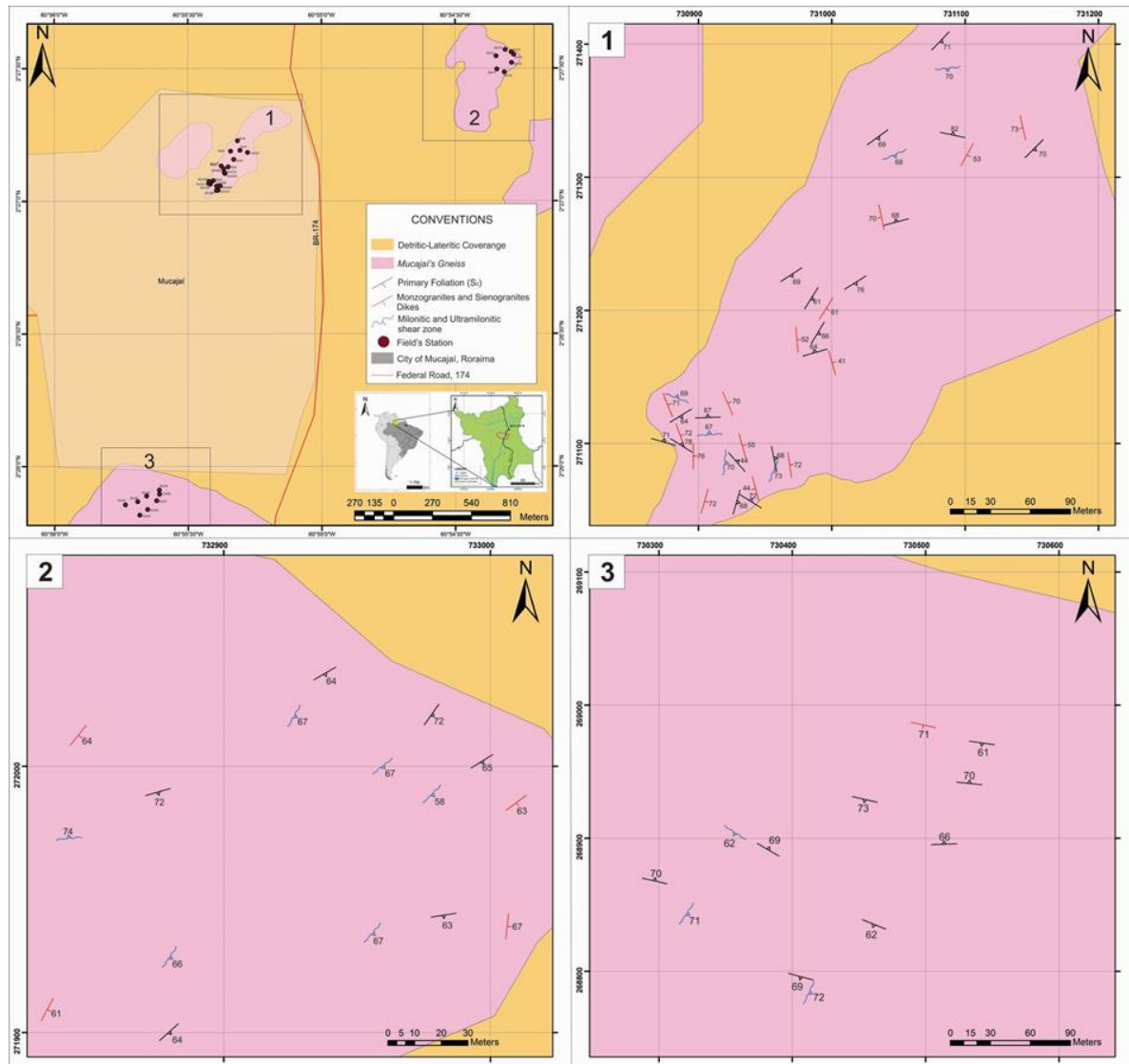


Figure 1. Geological map of the study area with structural field data.

Abundant dark grey enclaves (Figure 2A and B) with monzogranite composition and transition limits have euhedral to subeuhedral K-feldspar phenocrysts. The matrix is composed of medium grained plagioclase, amphibole, biotite and quartz. The enclaves have elliptic forms with diffuse edges, occur elongated, stretched or folded, and exhibit a foliation such as the host granite. Some minerals segregations are called schlieren (Figure 2C), they consist in a concentration of mafic minerals like biotite, hornblende, allanite and ferromagnetic minerals. Schlieren are characterized by their more or less linear structures preferentially oriented forming "bands", suggesting fast mafic magma flux. One explanation for this structure is the extreme flow after a complete dismembering of enclaves and their extreme laceration in a felsic flow. Others magmatic structures are folded monzodiorite dyke fragment with fine texture showing transitional edges; and dyke-shaped hornblendites with sinuous geometry and thickness between 1m - 2m, which have developed sigmoidal lenses

showing genetic relation with shear zones related to its emplacement. Hornblendites represent the last crystallization pulse of a hydrated magma located within tensile structures.

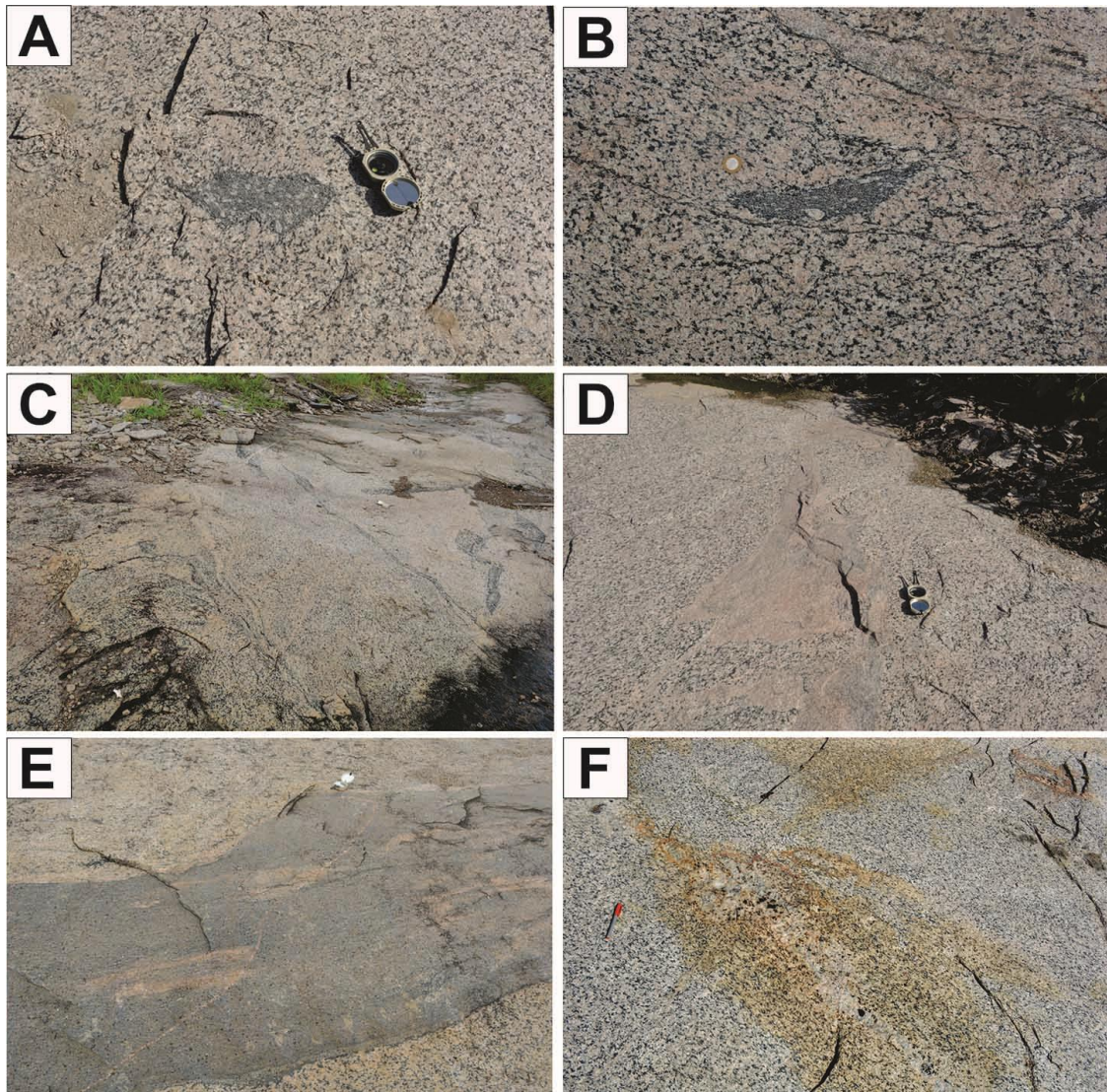


Figure 2. Outcrop with features of the main granite. A) And B) Mafic enclave with dripped K-feldspar crystals, with internal foliation parallel to the host rock foliation. C) Schlieren bands. D) Dyke-shaped syenogranite with “pockets structure” formed by dilation in shear zone conjugates. E) Dyke-shaped Monzogranite associated to magmatic shearing. F) Pegmatitic dyke.

Late magmatic structures in the granite associated with simple shearing are characterized by dyke-shaped syeno-granites (poor in mafic minerals) and monzogranites (Figure 2 D and E). These dykes occur along a few hundred meters with thicknesses between 5 cm and 3 m, and are arranged parallel to sub-parallel to the main S_0 foliation of the hosting granite. The dykes exhibit sinuous geometry, and have, internally, a magmatic foliation. Locally, the dykes include folded lenticular and sigmoidal xenoliths of the host granite. They bend the magmatic foliation without noticeable change in grain size.

The main granite is cut by quartz-feldspathic veins, with fine- to medium-grained

texture and thicknesses between 2 and 5 cm. It is also cut by pegmatitic dykes with thicknesses ranging from 5 to 50 cm, consisting of K-feldspar, biotite, quartz and tourmaline (Figure 2 F). These dykes have net contacts with the host granite and occur in concordance with the host S_0 foliation. They also occur cutting the S_0 foliation at a high angle when they are forming conjugates.

4.1 Structural Setting

In the main granite the texture is characterized by the alignment of mafic minerals, with the local appearance of discontinuous composite banding (3 to 10 cm of thickness), as well as restricted sigmoid of K-feldspar (1 to 5 cm) and the matrix are mainly quartz-feldspathic. The principal fabric organization marks the S_0 foliation, better defined by the shape preferential orientation of mafic minerals (Figure 3A). The magmatic structure is defined by discontinuous and sinuous bands of biotite-hornblende-plagioclase up to 30 m in length and widths between 5 and 50 cm, which mark the Schlieren bands. This structure highlights the S_0 foliation. Locally magmatic shear zones generate drag folds of S_0 . The S_0 foliation is enhanced by the presence of syeno-granitic, monzo-granitic dykes and enclaves, all arranged in a parallel-subparallel way (Figure 2D and Figure 3C).

The S_0 foliation shows a winding geometry and has a dominant orientation E-W with NE variations. Strikes ranges between 258° - 295° , 80° - 110° and a second arrangement with trend to 40° - 65° , and dips between 46° - 74° . These arrange suggest a magmatic S-C pair. The stretch lineation has trends between 120° - 130° with plunges varying 25° to 28° (Figure 4A). Locally, the monzogranite present mylonitic texture characterized by sigmoid porphyry of K-feldspar exhibiting a dextral kinematic. When the syenogranite it is intruded by dikes of monzogranite, the dikes propagation fronts develop local conjugate shear zones. Those crenulations have Strike range from 035° to 075° and dips between 30° - 65° . Associated to this process it is also observed a discrete and restricted folding of the S_0 foliation (Figure 3B).

A discrete and restricted foliation was identified locally because of the reorientation or folding of the S_0 foliation (Figure 3B), linked to the development of magmatic shear zones that deformed the rock. Strike range from 035° to 075° and dips between 30° - 65° .

Magmatic shear zones filled by residual melt with syeno-granitic and monzo-granitic composition are arranged parallel to subparallel relative to the S_0 foliation (Figure 3C). They possess the internal foliation of the magmatic flow with strikes between 255° - 295° and 80° - 109° with dips between 50° - 80° (Figure 4B). Other subordinate strikes vary between 039° - 060° with dips between 50° - 75° . Monzogranite dykes have strikes between 358° - 012° with

dips $< 60^\circ$. In some cases, a tensile component is generated by developing dilations and forming "pocket structures" which exhibit assimilation of the host granite (Figure 2D). Dykes with pegmatitic texture (Figure 3D) are orientated between $039^\circ - 058^\circ$ and $144^\circ - 171^\circ$ with dips ranging from 59° to 85° (Figure 4C).

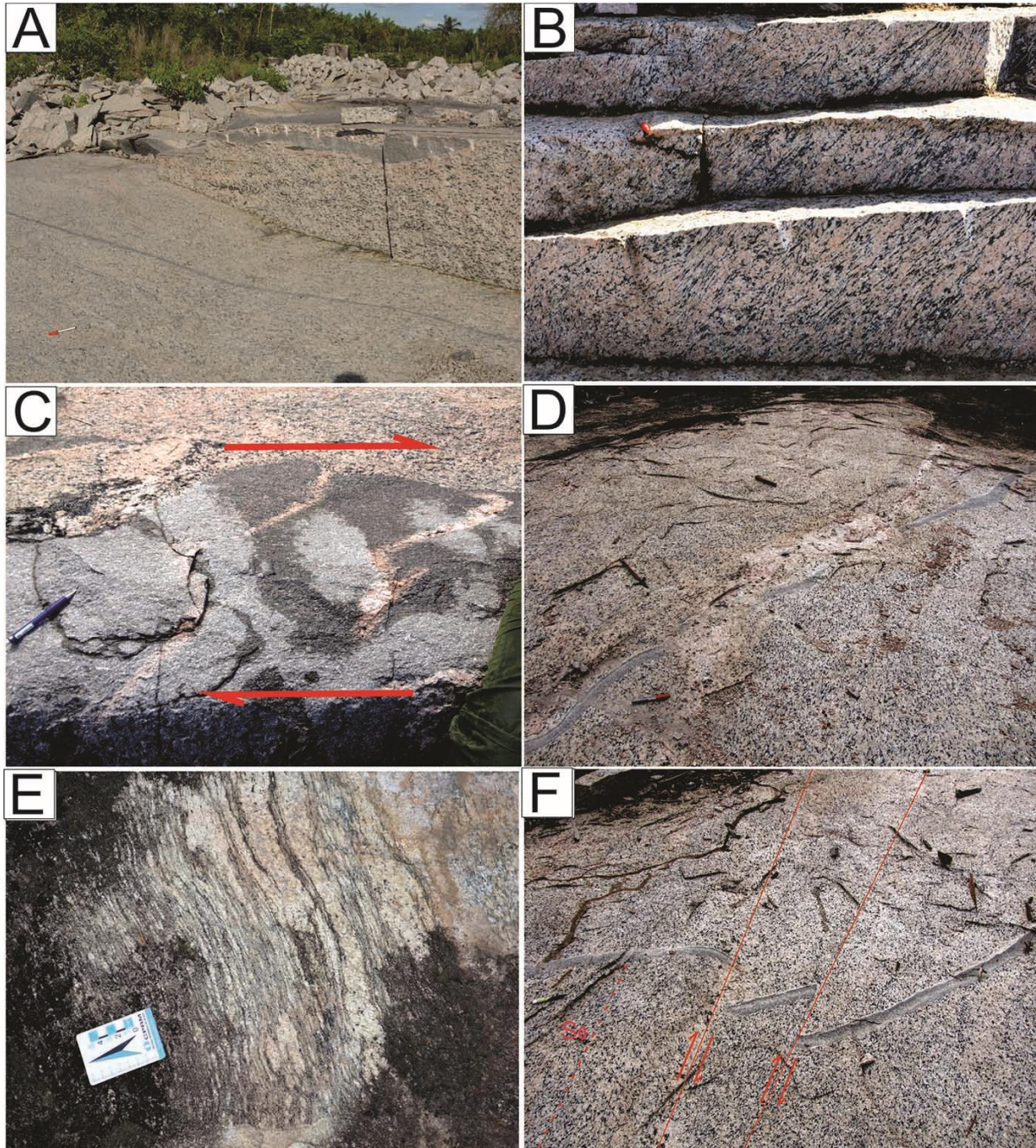


Figure 3. Main structures. A) Monzogranite dyke concordant with the foliation S_0 . B) Foliation associated with crenulation folding of the foliation S_0 . C) Tension gashes of syenogranite intruding dyke-shaped monzogranite indicating the dextral kinematic. D) Pegmatitic dyke. E) S_0 foliation is folded and the rock shows mylonitic texture. F) Dextral displacement of dyke-shaped monzogranite by discrete shear zones.

The tension gashes are formed when there is a rheological contrast, generating deformational incompatibilities that develop these dilating structures and angles with the

preexisting anisotropy, which are filled with melt. These felsic structures are found within monzogranitic dykes and show sinistral kinematics (figure 3 C).

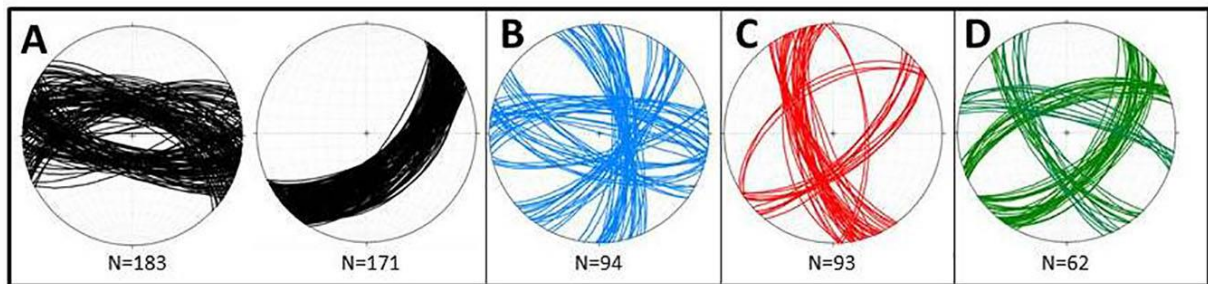


Figure 4. Low hemisphere diagrams showing the attitudes of the main structures. A) Foliation S_0 and later foliation. B) Granite dykes. C) Pegmatitic dyke and quartz veins. D) Mylonitic foliations.

Restricted shear zones are discrete and localized; they form conjugates and may represent the later evolution of the strain generated during the plutonic emplacement. The distribution of the deformation in the granite is heterogeneous and the structures may be linked to localized deformation. K-feldspar sigmoids indicate sinistral kinematics for these structures (Figure 3E and F), these shear zones generate localized strain with mylonitic texture exhibiting curvilinear geometry and showing strikes between $028^\circ - 055^\circ$, and $245^\circ - 255^\circ$, with dips between 56° and 80° (Figure 4D). In some cases these structures cut, truncate or fold preexisting structures such as S_0 , monzo-granitic and syeno-granitic dykes.

Restricted quartz veins with a width of 2 to 5 cm also occur, oriented between $175^\circ - 186^\circ$, $350^\circ - 356^\circ$ with dips between $48^\circ - 73^\circ$ (Figure 4C). These veins have a rectilinear, non-deformed geometry.

4.2 Host Rock Petrography

The classification (Modal count) of the studied rocks was based on the mineral composition of 30 thin sections which results in the Streckeisen diagram show a dominant syenogranitic composition with transition to the field of alkali feldspar granite (Figure 5A and B). This syenogranite presents a medium to gross texture (locally porphyritic), exhibiting a discontinuous compositional banding highlighted by mafic mineral, that are defining the S_0 foliation. The mafic minerals are hornblende (6%) and biotite (6%), while K-feldspar (35%), quartz (41%) and plagioclase (11%). Allantite is the most common accessory mineral; also are observed zircon and apatite.

In the dominant granite, the K-feldspar occur isolated and forming aggregates with medium inequigranular texture. It shows asubhedral-anhedral habit, tabular shape, lobed and cusp boundaries and low undulose extinction. In a restricted texture, it has rectilinear to slightly curved polygonal boundaries presenting triple joints and inclusions of fine biotite and

quartz (Figure 5B). Perthite and micro perthite exsolutions are common, as well as tartan twinning and myrmekite textures at the contacts with plagioclase (Figure 5G). The K-feldspar presents internal strain features like grain boundary migration and planar sliding (Figure 5C). Locally, the K feldspar exhibit fractures filled with quartz and plagioclase.

The quartz has anhedral habit, appears interstitial composing the matrix of the rock. Commonly stretched with undulose extinction, and in some cases with chess board extinction (Figure 5D). It shows internal strain features such as planar dislocations and grain boundary migration (Figure 5E). The contacts between the quartz crystals are rectilinear, lobed and even at cusp oriented with the main foliation (Figure 5F). The plagioclase occurs in aggregates as part of the matrix and as inclusions in phenocrysts of K-feldspar. It has subhedral habit, exhibits polysynthetic twinning with change in thickness and wedge terminations by intracrystalline deformation. It presents sericite alteration. Magmatic thin interconnected films of plagioclase are observed within the boundaries of polygonal grains of feldspar and plagioclase, occasionally those films occur as epitaxial overgrowths (Figure 5D).

Reddish brown biotite occurs in two forms: 1) Isolated crystals of elongated subhedral biotite, with a 1: 3 axial ratio and straight rims. It's associated with amphibole and iron oxides. 2) Subhedral biotite in isolated crystals filling hornblende and K-feldspar fractures or as inclusions in quartz. The hornblende has subhedral habit. Some crystals present fractures and inclusions of quartz, biotite and zircon.

The accessory minerals are reddish brown allanite as subhedral and anhedral crystals, associated with biotite and hornblende. The small zircon crystals are slightly elongated, sometimes included in hornblende and K-feldspar crystals. The apatite is euhedral and present as inclusions in quartz and K-feldspars. Restricted hematite and magnetite occurs as euhedral isolated crystals and as clusters of aligned crystals with subhedral habit, mainly associate to hornblende and biotite. It is usually surrounded by matrix minerals affected by ductile deformation.

4.3 Schlieren petrography

The schlieren bands have the same mineralogical composition of the host rock, with a lesser grain size (medium to thick) and a higher mafic minerals content (Figure 5C). Hornblende crystals have mainly a subhedral habit, are fractured and associated to plagioclase, K-feldspar, biotite, quartz and magnetite. The magnetite is subhedral, stretching as clusters of aligned crystals, usually in a silicate matrix, and are affected by ductile

deformation. Biotite occurs as elongated crystals with euhedral to subhedral habit, locally folded forming micro-kinking. Fine anhedral hematite crystals appear in mylonitic texture bands, related to biotite exsolutions.

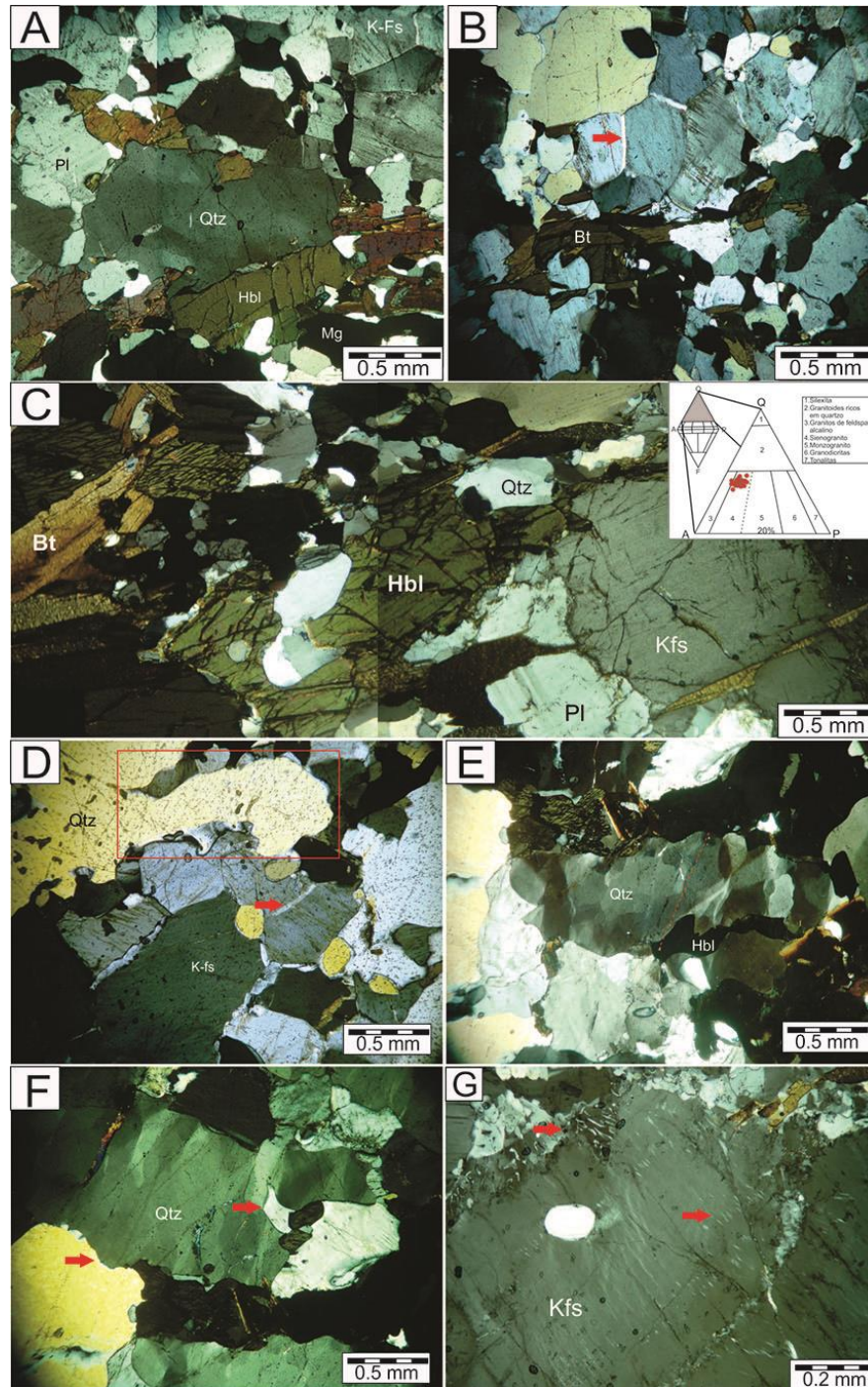


Figure 5. Microscopic texture of the main granite and schlieren. A) Preferential orientation of minerals such as biotite (Bt), Hornblende (Hbl), K-feldspar (Kfs) and Magnetite (Mg). The matrix contains quartz (Qtz) and K-feldspar. B) “Films” and segregations of k-feldspar and plagioclase in contacts between crystals, indicated by red arrows. C) Microscopic appearance of Schlieren and enclaves. Mafic enclave with euhedral biotite (Bt) and hornblende (Hbl). D) Grain boundary displacement of quartz (rectangle) and segregations of plagioclase in contacts between crystals (red arrow). E) Quartz with undulose chess board extinction and deformed hornblende in the same direction of quartz displacement. F) Cusp contacts and grain boundary displacement indicated by red arrow. G) Perthite exsolution in K-feldspar with flame shape oriented with the main foliation, also have grain size reduction at the edges and sub-grain development.

Isolated and aggregates of feldspar crystals with medium texture, subhedral to euhedral habit and undulate extinction also occur. Some crystals have flame perthite exsolutions and deformed mechanical twinning. Grain boundary migration and planar sliding are common strain mechanism. The quartz has subhedral to anhedral habit and appears composing the matrix, generally stretched with undulate extinction. Locally, it has rectilinear to slightly curved polygonal boundaries and triple joints with plagioclase and K-feldspar crystals. It presents internal strain features such as planar dislocations and boundary migration.

4.4 Syenogranitic Dykes Petrography

These dykes are composed by K-feldspar, quartz, plagioclase, biotite, zircon and apatite, exhibiting preferential orientation, which marks the internal foliation oriented parallel to the main foliation of the host rock (Figure 6C). The K-feldspar crystals are tabular with medium- to fine-grained texture, subhedral to anhedral habit, undulose extinction and, locally, with tartan twinning. They present apatite and zircon inclusions. Plagioclase has anhedral habit, undulose extinction, twinning with change of thickness and wedge terminations. Quartz has an anhedral habit, commonly showing undulose extinction. Biotite occurs in isolated aggregates with tabular shapes, euhedral to subhedral habit, and aligned marking a preferential orientation. Locally, biotite is folded.

4.5 Monzogranitic Dykes Petrography

The mineral composition of this rock includes, K-feldspar, quartz, plagioclase, biotite, hornblende, zircon and apatite (Figure 6A). They exhibit preferential orientation defining an internal foliation parallel to the main foliation of the host rock. The K-feldspar crystals are tabular and isolated with medium- to fine-grained texture, subhedral to anhedral habit and undulose extinction. It exhibits perthite and micropertite exsolutions at the contacts with plagioclase, and are oriented parallel to the main foliation. Quartz has a subhedral to anhedral habit, commonly showing lobed boundaries and undulose extinction. Plagioclase has subhedral to anhedral habit, usually exhibits undulose extinction, twinning with change of thickness and wedge terminations by strain. Thin interconnected films of plagioclase and K-feldspar are arranged mainly within the boundaries of polygonal grains of feldspar and plagioclase oriented with the main foliation. Reddish brown biotite occurs as isolate aggregates with tabular form, subhedral habit, locally folded and aligned marking

apreferential orientation. Rare fine subhedral hematite and magnetite crystals occur associated to hornblende and biotite clusters. Dark green hornblende has subhedral habit, tabular form and is locally fractured, presents inclusions of quartz, apatite and zircon. The opaque minerals content is too low and crystal sizes are too small, which makes microscopic identification difficult.

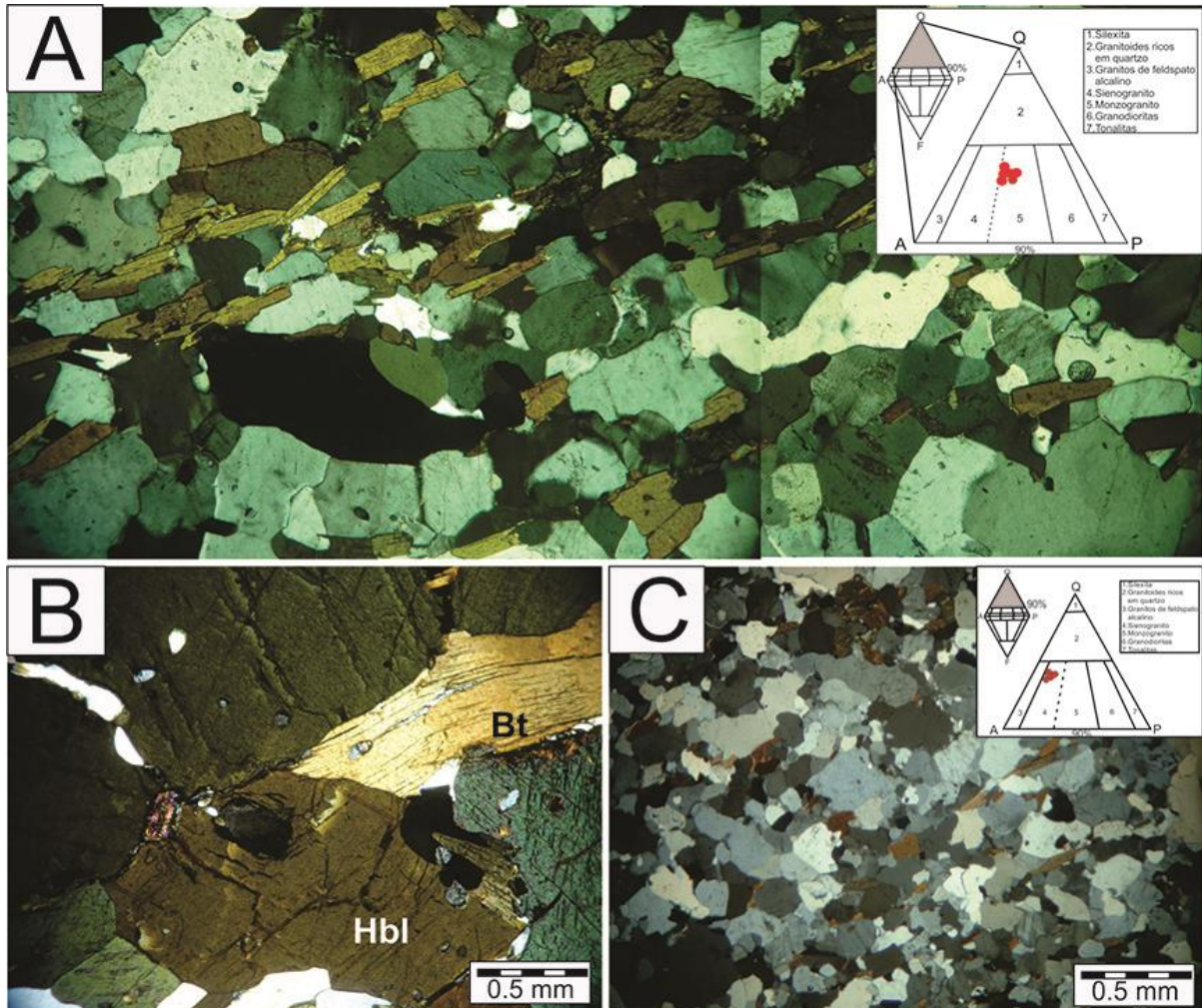


Figure 6. Photomicrographs of the texture of the Dykes. A) Monzo granitic with equigranular texture. B) Hornblendite with microkinking biotite (Bt). C) Syenogranite with equigranular texture.

4.6 Petrography of Mylonitic Texture rocks

Sigmodal shape of hornblende and K feldspar porphyroclasts in a matrix of quartz feldspar crystal size reduction, and fine aligned biotite crystals, are main features of this texture. Other minerals like apatite, zircon, hematite, magnetite and pyrrhotite constitute stretched and elongated deformed bands.

Mechanisms of internal deformation generated by the activation of mylonitic deformation consist mainly of grain size reduction, subgrain rotation in K feldspar and

plagioclase crystals, intense stretching of quartz, and alignment of biotite crystals forming bands. Stretch and size reduction on hornblende crystals to form sigmoids without pressure shadows indicating dextral kinematic. The dominant texture shows clear features of dynamic recrystallization due to reduction of grain size (Figure 7 C and D).

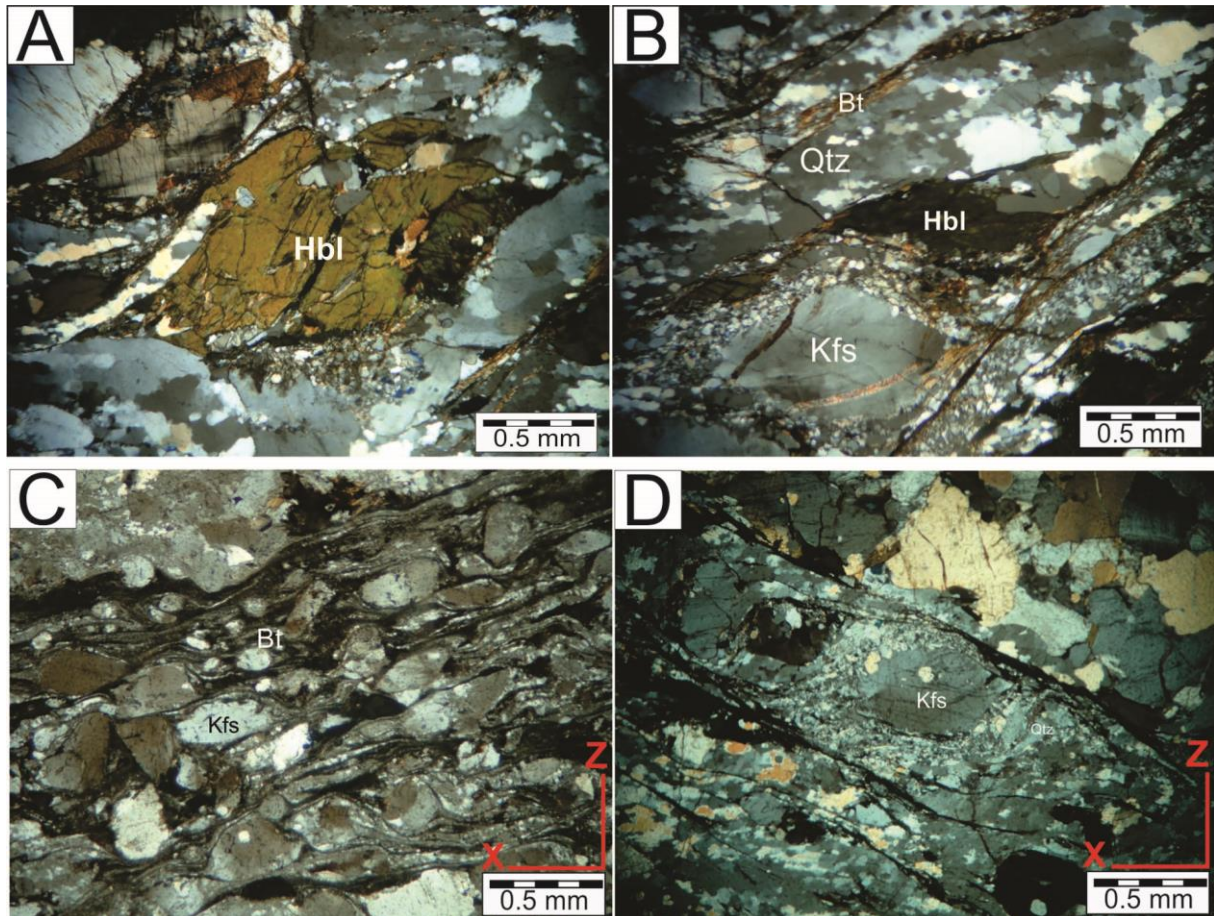


Figure 7. Microphotographs of mylonites. A and B) porphyritic clast of hornblende (Hbl) deformed fish type and fractured. Feldspars with grain size reduction and SGR. The biotite appears in deformed bands marking the mylonitic foliation. K-feldspar (Kfs) with undulose extinction in stretched quartz matrix. C and D) mylonitic texture with intense grain size reduction, sub grain rotation and bands of deformed biotite.

The porphyritic feldspar show expressive crystal size reduction stretching and rotation, some crystals exhibit locally myrmekitic intergrowths developed at the grain boundaries, or crystals oriented parallel to the mylonitic foliation. Biotite is highly deformed and fractured, and can be observed defining the mylonitic foliation, in some cases presents fish structures. Hornblende has a slight undulose extinction and mechanical fragmentation. Occasionally the high deformation generates stretched hornblende forming fish-like structures (Figure 7A and B). Associated to hornblende is common to find anhedral crystals of magnetite and interstitial sparse fine pyrrhotite crystals in higher strain mylonitic bands, these minerals occur stretched and aligned.

4.7 Hornblendite Trails

These trails consist of dark green hornblende with equigranular texture, polygonal boundaries forming triple joints of subhedral crystals and associated to zircon and plagioclase crystals, and quartz inclusions (Figure 6B). Reddish biotite, in a lower proportion, has euhedral to subhedral habit, tabular form, and locally presents microkinking. Biotite defines the flux orientation. Magnetite, hematite and pyrrhotite occur like common magnetic mineral and are observed between crystals and as inclusions in hornblende. Some crystals of quartz, K-feldspar and plagioclase also occur.

5. U-PB GEOCHRONOLOGY

One representative sample of the main granite was selected for age determinations (Sample Pl-12-4E, table 2). Zircons in this sample have sizes between 100 and 300 μm , prismatic habit, 1: 2 and 1: 4 axial ratios, and bipyramidal terminations. Zircons are slightly colorless (clean appearance), usually metamictic as seen in the cathodoluminescence images. In the geomorphological analysis of the zircons, the internal structure and overgrowth relationships were observed, finding three types of zircons: 1) prismatic crystals, euhedral to subhedral, with bipyramidal endings, oscillatory zoning and no inherited core. 2) Short prismatic crystals, slightly oval with euhedral to subhedral shapes, pyramidal terminations and no inherited cores. The zoning is moderately oscillatory showing in a restricted or local way homogeneous appearances. 3) prismatic crystals with varied, slightly oval shapes.

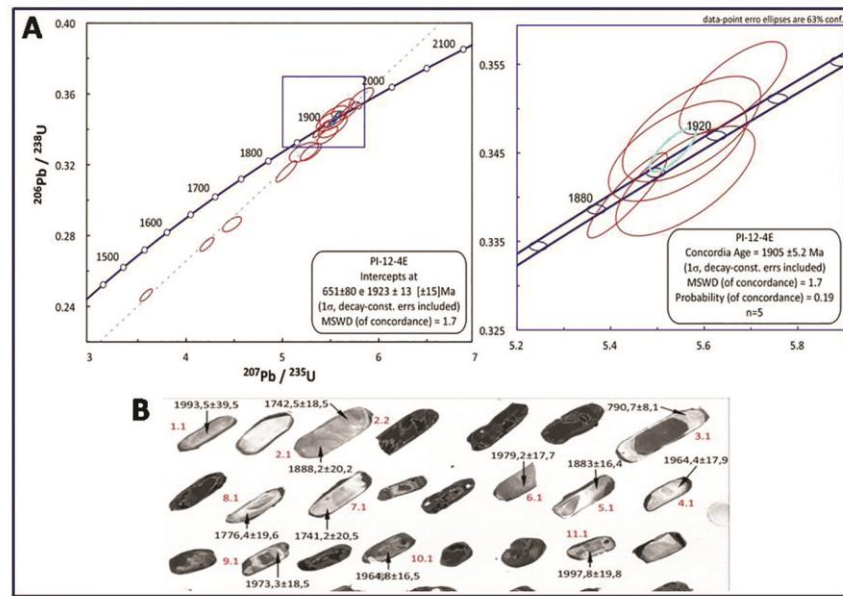


Figure 8. Concordia diagram showing the U-Pb ages for sample PI-12-4E and types of zircons defined for the sample collected. Tera & Wasserburg, 1972.

The ages were obtained in 11 spots on 11 zircon crystals (Figure 8B). Common ^{206}Pb concentrations range between 61.2-110 ppm, the U and Th tenor between 97-960 ppm and 51-180, respectively, and the Th/U ratio is 4.7. The $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ age was obtained at the Concordia curve defined by a group of 6 concordant spots analyzes in zircons with primary oscillatory zoning (spots 1.1, 2.1, 4.1, 6.1, 10.1 and 11.1) obtaining an age of 1959 ± 5.2 Ma (Figure 8A).

Table 2. Analytical results for the analyzed zircon crystals.

Spot/Sample PI 12 4B	% Comm 206	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Corr $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	% err	ppm Rad ^{206}Pb	Total $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	% err	204 corr $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	1s err	207 corr $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	1s err	208 corr $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	1s err	204 corr $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	1s err	204 corr $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ Age	1s err	% Discord
1.1	0.35	1066	665	0.64	0.247	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	0.328	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	0.317	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	0.338	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	0.288	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	0.351	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	0.341	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	0.348	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	0.353	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	3.58	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	0.276	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	0.343	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	0.328	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	0.349	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

Spot/Sample	4 corr 208r/232	%err	total 238/206	%err	total 207/206	%err	4corr 238/206r	%err	4 corr 207r/206r	%err	4corr 207r/235	%err	4corr 206r/238
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
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
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
4,1	0,0817	3,9	2,96	1,0	0,1214	0,5	2,97	1,0	0,1185	0,9	5,5	1,3	0,3367
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
6,1	0,0960	2	2,85	0,9	0,1197	0,5	2,85	1,0	0,1185	0,6	5,73	1,1	0,3506
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
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
11,1	0,0889	2	2,83	1,0	0,1194	0,6	2,84	1,0	0,1165	0,9	5,66	1,3	0,3521
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
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
14,1	0,1002	3	2,91	1,2	0,1212	1,0	2,93	1,2	0,1180	1,3	5,56	1,8	0,3416
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
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

6. ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (AMS)

The medium bulk magnetic susceptibility (K_m) from the studied specimens ranges from 0,01 mSI to 4,95 mSI (Table 1). The highest values were measurement in syenogranite where $K_m > 0.61$ mSI for 44% ($n = 24$) of data, three values (5%) vary between 0.18-0.37 mSI. In schlieren and syenogranite with mylonitic texture the $K_m > 0.65$ mSI, these values represent 18% ($n = 11$) of K_m data, an out layer (1%) has $K_m = 0.24$ mSI. The lowest of magnetic susceptibility values were measurement in monzogranite and syenogranite dykes specimens with $K_m < 0.60$ mSI for 24% ($n = 14$), for 8% ($n = 5$) K_m vary between 0.68-3.15 mSI. The values of volumetric magnetic susceptibility $0.6 > K_m < 4.95$ mSI represent 73% ($n = 43$) of sites ($n = 59$) analyzed.

The analytical results of the determination of magnetic mineralogy, variation of magnetic susceptibility with temperature (TERMOMAG) and acquisition of isothermal remnant magnetization (IRM) obtained for 30 % ($n = 18$) the studied sites are showed in the figure 9. The data is grouped according to the mean bulk susceptibility values (K_m). The analytical results are presented in diagrams (IRM curves) whose abscissa is the applied magnetic field (H) varying between 10 mT to 2000mT, and the ordinate to the remaining magnetization measured in A/m after inducted a magnetic field (H).

The magnetic fabric measured in specimens from syenogranite (with low deformed sections) and shlieren bands have the highest K_m values, the IRM acquisition curves show a high initial slope reaching saturation around ~ 250 m T. Over ~ 250 mT up to ~ 2000 mT, these curves remain flat and constant, indicating a complete saturation of remanence. These behaviors are typical of magnetite. The magnetic susceptibility measurements depend on the high temperature, and the TERMOMAG graphic show an acute transition in the Verwey curve near the Curie temperature (~ 580 °C) that typifies the magnetite as magnetic maker.

The regular decrease about 400 °C is attributed to the Hopkinson effect, obtaining the behavior typical of magnetite. The abrupt decrease in temperatures close to 580 °C refers to the Curie temperature magnetic saturation characteristic of magnetite. The magnetic fabrics measured in syenogranite near to dykes show the intermediate bulk susceptibilities values. The IRM acquisition illustrate a soft initial slope between 0 and ~ 230 mT, and then remain constant up to ~ 2000 mT with complete saturation, being a behavior of hematite.

The TERMOMAG data show similar behavior to high Km measurements, with an acute transition around 580 °C and a soft stabilization which confirms the dominance of magnetite associated to hornblende in schlieren (Figure 9 A). During warm cycle of thermomagnetic experiments some results start with low ($K_t < 15$ A/m) and decreasing with soft change at 400 °C and magnetic saturation at 580 °C. The cooling curve show sinuous trajectory increasing a 30% of susceptibility total (K_t) at the end of the experiment. These magnetic characteristics suggests occurrence of magnetite and hematite, reflecting in de IRM curves by asymptotical begin and reaching the plateau near to 250 mT and continuous with oscillatory trajectory but not saturation. The mineral association magnetite and hematite was observed in syenogranite whit mylonitic textures near to monzogranites dykes hosted in shear zones (figure 9B).

Monzogranite dykes samples have the low values of bulk susceptibility. IRM acquisition curves show a high increase in the remanence values, then remain flat but they do not get totally saturated around 2000 mT, presenting oscillation along the saturation curve. This behavior indicates that although a low coercivity magnetic mineral and high coercivity mineral are presents in the sample.

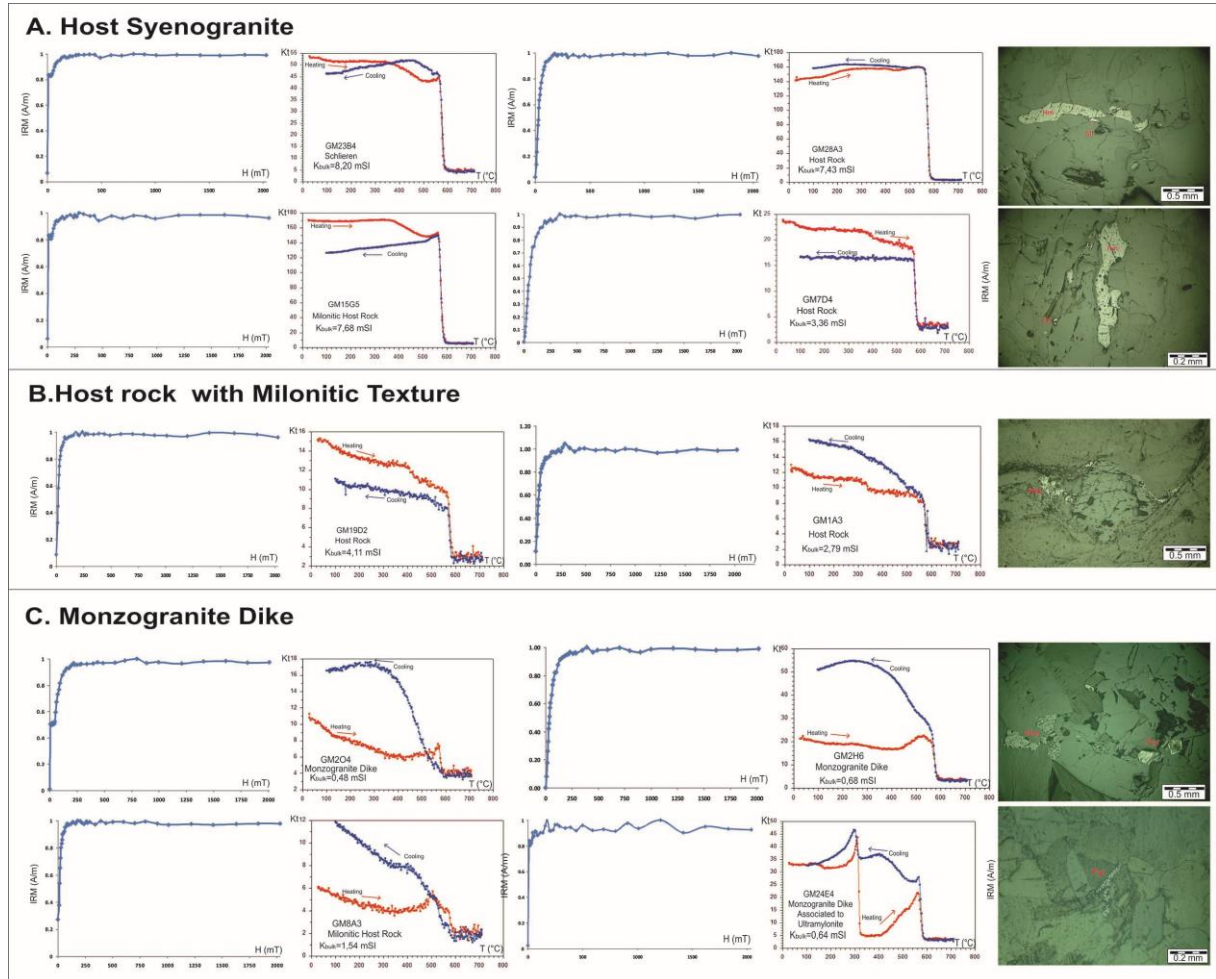


Figure 9. IRM acquisition curves (left figure) and thermomagnetic diagram (right figure) measured in 10 representative samples of granites and granitic dykes. Samples were selected according to the bulk magnetic susceptibility (K_m). Microphotograph of magnetic mineralogy, Magnetite (Mt), hematite (Hm), Pyrrhotite (Po). A) Magnetic behavior of host syenogranite. B) Magnetic behavior of host syenogranite affected by monzogranitic dykes. C) Magnetic behavior of monzogranitic dykes.

In the sample GM24E4 thermomagnetic analyses reveal susceptibility changes in two sections: 1) starting at low values of susceptibility (K_t) and decreasing trend change at 300 °C. 2) Increasing the susceptibility at 450-500 °C, followed by a fast fall at 580 °C, with important increase of the magnetic susceptibility during the cooling phase. These changes are usually related to the presence of pyrrhotite (figure 9 C). The thermomagnetic curves show many variations of magnetic susceptibility, indicating of characteristic behavior of mineral, similar oscillations were observed in the plateau of IRM curve. This behavior is interpreted as presence of pyrrhotite, furthermore, during the cooling cycle, the pyrrhotite peak disappears, considering that it is likely replaced by hematite throughout the experiment.

IRM and TERMOMAG analyses confirm that for high bulk susceptibility ($K_m > 3.36$ mSI) in specimens, the magnetic marker is pure magnetite and appear in syenogranite. In the dykes, the magnetic mineralogy corresponds to magnetite, hematite and restricted pyrrhotite.

The mineral association, its petrogenetic and strain characteristics and the preserved magmatic features in the rocks, reflecting a magmatic origin for magnetite, hematite, pyrrhotite ferromagnetic (sl) markers and for the hornblende, biotite paramagnetic silicates.

AMS results show a anisotropy degree (P_j) that varies from low to medium (1,028-1,545) as indicated in table 1. The lower anisotropies correspond to monzogranite and syenogranite dykes' fabrics (Ex. $P_j = 1,028$ and $1,072$ Table 1 and Figure 10). The highest anisotropy degree corresponding mainly to the host granite affected by shear zones (Ex $P_j = 1,545, 1,522, 1,506,$) and in schlieren (Ex. $P_j=1,450; 1,445$).

The shape parameter (T) in all magnetic fabrics is dominantly oblate ($T \geq 0.2$) with 81% of the total of specimens studied (figure 10A). The prolate form represent 9% ($T < -0.2$), and the neutral form 10% ($T = -0.2-0.2$). The relationship T vs P_j plot show a disperse distribution but there is no remarkable correlation between the T parameter and the degree of anisotropy. Prolate fabrics (9%) are common in monzogranitic dykes and mylonitic texture rocks while oblate and neutral fabrics occur in all granites.

As shown in, the bulk susceptibility (K_m) varies from low to medium (0.01-4.95 mSI, Figure 10B). The highest K_m in dominant granite are $K_m=4.95, 4.11, 4.35,$ and the lowest K_m are in monzogranite dykes with values between 0,01 and 0,9 m SI. In general, intermediate K_m values occur in all granites varying between 0,77 and 3,15 m SI.

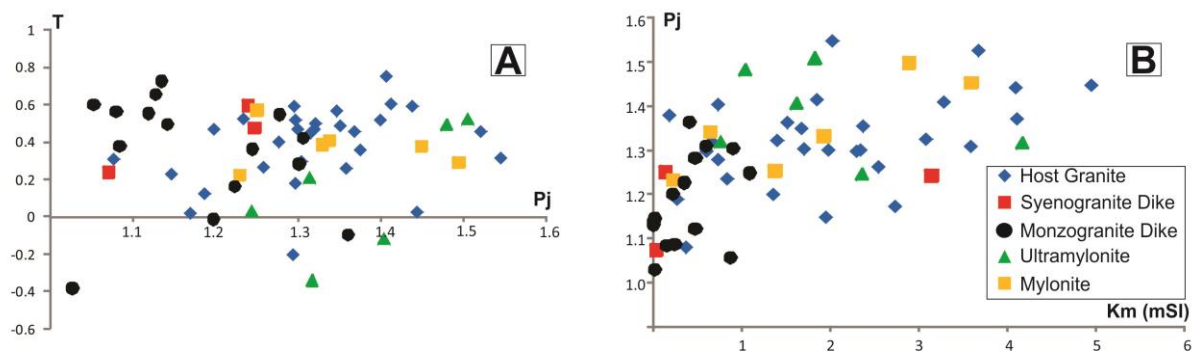


Figure 10 . Relationship between degree of anisotropy (P_j), Susceptibility (K_m) and shape parameter (T). A) T vs P_j . B) P_j vs K_m .

The AMS directional magnetic fabric is well defined (error in the ellipse axis of α_1 and $\alpha_3 \leq 29^\circ$). In all granites the magnetic foliation shows a main strike (46% of data) between 256° - 286° with dips varying of 04° to 35° , and in 40%, a subordinate strike oriented between 218° - 247° with dip varying 04° - 49° , in some dykes its oriented (14%) to 001° - 014° and 170° - 191° with dip 09° - 55° (figures 11A-C). The magnetic lineation exhibits trends between 018° - 067° (52% for data) with main plunges $< 20^\circ$, and supplementary 13% of data show

trend 226° to 246° with plunge $< 10^{\circ}$. Two subordinate of magnetic lineation trends: 1) 17% of data are for 079° to 099° and plunge $< 7^{\circ}$. 2) 18% of data are dispersed mainly for NW with plunge $< 26^{\circ}$ (figures 11 B-C).

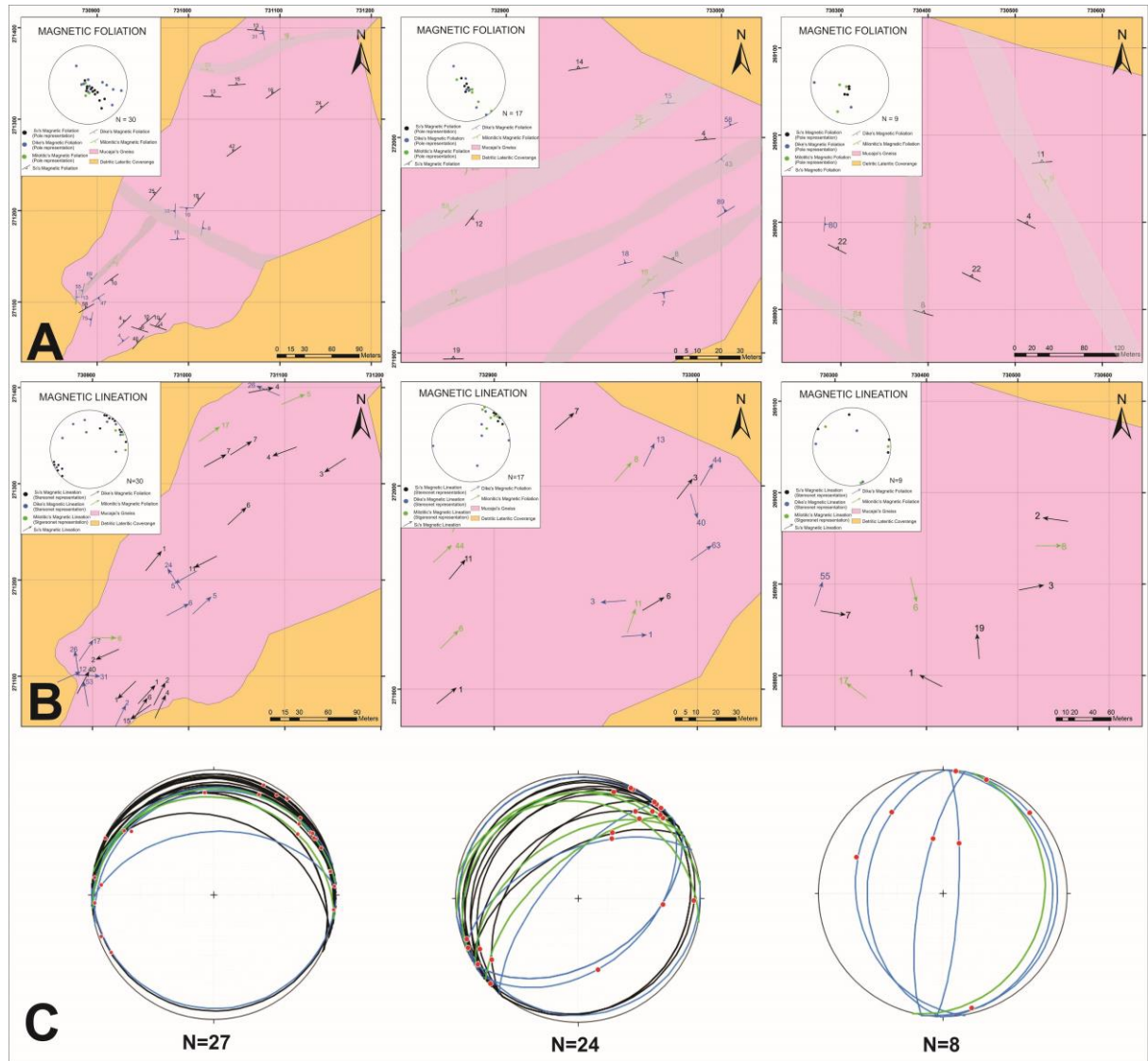


Figure 11. AMS directional parameters. A,) Magnetic foliation. B) Magnetic lineation. C) Main directional parameters showing three types of trends: E-W, NE and N-S. The foliation is represented by cyclographic lines and lineation by red points. . Black line: S_0 foliation, Blue line: Dyke foliation, Green line: Mylonitic foliation.

The ASM fabric organization is consistent with two dominant strikes of magnetic foliations and can be grouped in corridors with sinuous paths. 1) Consistent orientation W-E with gentle dips mainly for North was registered in syenogranite with schlieren and in some dykes of monzogranite. 2) Rotation of magnetic foliation to NE-SW trend its related to syenogranite and mylonitic texture zones, some schlieren bands with gentle dips, but mainly in dykes were the dips are intermediates. The magnetic lineations show a consistent arrangement with NE-SW trend and plunges $< 45^{\circ}$ indicating a dominant mass transport result of a main mechanism for the plutonic emplacement. The magmatic crustal accommodation

did should be related to subhorizontal magmatic flux vector, likely related to transcurrent tectonic context. 3) Some N-S magnetic foliations with intermediate and gentle dips represents mainly dyke fabrics, in these case magnetic lineations reflex last magmatic migrations stages for low tension conjugate zones, showing ascent and disperse magma conditions during the register of magnetics fabrics, kinematic analysis indicators in silicates represent a sinistral transpressive shear strain regime. The age of the syenogranite crystallization represents a magmatic mixing event that emplaced in syn-kinematic conditions controlled in an active transcurrent tectonic setting.

7. DISCUSSION

The intrusion of distinct magmatic pulses can develop textural evidence of the physical interaction between a felsic and a more mafic magma. In this context, this research highlights the identification of petrographic features in a microscopic scale and outcrop, indicative of mingling.

7.1 Evidence of Magmatic Mixing

The studied syenogranite hosts enclaves with medium texture, monzogranite composition, and the presence of euhedral K-feldspar phenocrysts from the host rock in enclaves. Enclaves are interpreted as injections of hotter and mafic magma into a felsic magmatic chamber that crystallizes at lower temperature (BARBER & DIDER 1992; WIEBE & ADAMS, 1997). In order to explain the origin of the enclaves of monzogranitic composition, the following hypotheses are postulated: 1) more mafic magma globules coexisting with the host magma constituting mingling (VIGNERESSE, 2014), understanding that there was conservation of individualized portions of two magmas due to the process of assimilation the which was not completed (WINTER, 2014). 2). Locally, some enclaves appear to represent fragments of the cooled edge of the most mafic pluton. Such fragments would have been dispersed by flow within the more felsic magma (BARBARIN & DIDIER, 1992). 3) Locally, fragments of fine monzogranite dykes were folded and corroded at the edges by probable discrete pulses or by residual magma fluids that intruded into the magmatic chamber.

Evidences such as: 1) development of primary foliation (S_0) in monzogranite enclaves and within the host syenogranite with strain mechanisms generated at high temperature. 2) Orientation of the major axis of the mafic enclaves parallel to the orientation of the primary

foliation. 3) Presence of K-feldspar crystals of the host granite dripped within the enclaves. They were interpreted as features generated in a sub-magmatic state in response to the physical interaction between hotter magma and colder host magma, involving effects of heat transfer and viscous shear imposed by the dynamics of the host magma. Such evidence may have been generated by flow and deformation of the host magma, portions of mafic magma, when is dispersed by shear flow (viscous flow), generate enclaves. Depending on the contrast of the temperature with the surrounding magma, the mafic enclaves responds differently to the shear flow imposed by moving host magma (CARICCHI *et al.*, 2012). The coexistence of two magmas in the same chamber generates heat distribution in domains promoting magma flow between these domains (VIGNERSSE, 2014). The rheological contrast between felsic magma and mafic enclaves caused the mutual deformation, which was concomitant with active corrosion of enclaves by diffusion of heat within the edges of them. Under high temperature conditions, the syenogranite and the enclaves are deformed in a homogeneous plastic form. Thus, the S_0 foliation in the syenogranite would represent a magmatic fabric formed under shear flow (CARICCHI *et al.*, 2012). The monzogranite enclaves behave like passive markers of the magmatic flow, by rotation of the matrix, they adopted the elliptic form whereas they were partially assimilated by the surrounding magma, as well as aligned within the fabric of magmatic flow (BARBARIN, 1990; PATERSON *et al.*, 1989; VERNON, 1990). In the literature, injections of magmatic pulses in the same chamber with different composition, from different sources (ARVIN *et al.*, 2004) and co-genetic magmas with different degrees of fractionation in the same chamber, are the most accepted hypotheses for enclave generations. Magma-enclave interaction is controlled by physical, mechanical, thermal and geochemical contrasts. Phenocrysts of host magma can be incorporated (assimilated) by enclaves in the incipient-to-intermediate states of assimilation (NITOI *et al.*, 2002; PATERSON *et al.*, 2004).

Schlieren-type bands (Winter, 2014) of monzogranitic composition represent variation of the syenogranite composition, being constituted by biotite, hornblende, allanite, magnetite and hematite. This structure extends up to 30m in length and 10-60cm of widths. The schlieren origin is associated to the variation of composition in the magmatic flow regime or disaggregation of enclaves by magmatic flow. Therefore, the schlieren studied indicate origin by flow sorting of crystals (VIGNERESSE, 2014; PATERSON *et al.*, 2018). The strain in these bands involves mechanisms generated at high shear temperature during flow. This concentration of minerals does not present evidence of filter-pressing or compaction, indicative of mineral separation by density, nor do they show specific gradation by size

variation of crystals. The schlieren presents in the study area exhibit linear geometry, defines S_0 foliation, indicating that it is a structure developed under a common enclave-rock host deformation rate. Some bands present a gradual transition in the mineral composition for the syenogranite and are oriented transversely to S_0 , but they are usually parallel or subparallel to the orientation of the S_0 foliation. Schlieren with similar characteristics were reported as evidence of magmas mixture with development of crystalline fabrics in a plastic flow state under sub-magmatic conditions (LUCUS & STONGE, 1995; CLARKE & CLARKE, 1998; ŽÁK *et al.*, 2009; BURGESS & MILLER, 2008).

7.2 Textures Fixed During Plutonic Emplacement

The silicates fabric, characteristic of the syenogranite and in some monzogranite dykes are represented by S_0 foliation. This foliation features main trend W-E, and dips ranging from NE to SW. This fabric was developed by strain mechanisms indicated by boundary migration of K-feldspar and plagioclase crystals, planar dislocation generating undulose extinction in chessboard type in quartz crystals, indicative of temperatures above 700 °C, close to granitic solidus (KRUHL, 1966). Albite intergrowth lamellae in K-feldspar crystals (Myrmekite) arranged parallel to the S_0 foliation suggesting deformation in the solid state at temperatures around 600°C (VERNON *et al.*, 1988), above the alkali feldspar solvus (VERNON *et al.*, 1983). Plagioclase and quartz films filling crystal boundaries, some with cusp boundaries. These microstructural evidences are developed in a sub-magmatic rheological field in a flow/strain interaction involving magma mixing.

The fabrics in the oxides and mainly in the silicates reflect some evidences of hydrogranular magma slurries. Among them it was observed: 1) locally, melt films on the crystal boundaries. 2) Crystals with grain boundary displacement promoted by intracrystalline sliding in feldspars. 3) Grain-boundary migration assisted by melting contact. 4) High-temperature intracrystalline plastic deformation and transfer of melt into sites of low mean pressure observed in crystals with internal fractures filled by melt. These strain mechanisms are pointed as a result of viscous sub-magmatic flow (PATERSON *et al.*, 1989, VIGNERESSE *et al.*, 1996; VERNON, 2004; BURGE *et al.*, 2005; BERGANTZ *et al.*, 2017., PATERSON *et al.*, 2018). Pryer (1993) indicates that kinking and fractures to the interior of crystals, may explain the irregular undulose extinction in high temperature range in K-feldspar. Flame perthites and grain boundary migration are mechanisms that are also characteristic of high temperature strain.

Another orientation with trend NE-SW of S_0 foliation occurs in host syenogranite, some mylonitic texture rocks, mainly of the monzogranitic dykes, some schlieren and hornblendites, were developed with oblique orientation to the trend W-E. These variations in the fabric orientation occurred in a discontinuously form, without a particular pattern and random spatial distribution. This seems to be related to flow heterogeneities during plutonic crusting. We understand that under supported fluid conditions, crystal fabrics are recorded (WOLF & WYLLIE 1991, RUSHMER 1995, PATERSON *et al.*, 1998). Such fabrics may form over a wide range of temperatures, varied effective viscosities and deformation mechanisms associated with physical and chemical processes (CRUDEN, 1990; ROSENBERG & HANDY, 2005). Thermal and dynamic interactions between two magmatic pulses in the same chamber generated structures under sub-magmatic conditions, some of which continued to develop under solid state strain. It is interpreted that the organization of the fabrics occurred during emplacement of plutons involving rotating and shearing.

7.3 Plutonic Emplacement Mechanisms

In the studied granite, structures registered under plastic strain ($> 600^\circ \text{C}$) during plutonic emplacement include:

1) Fixation of the S_0 foliation well defined by the organization of mafic minerals arranged in an aligned form in discontinuous bands. Fragments of foliated syenogranite with sigmoid forms, included in monzogranite dykes. These sigmoids indicate that they were generated by simple shear during the dyke emplacement and the syenogranite was already in a solid state. The internal dykes fabric are practically parallel to the host S_0 foliation, and it exhibits the same strain mechanisms observed in the host syenogranite.

2) Alignment of elliptic mafic enclaves and schlieren formation represent evidence of magmatic mixing in which were oriented in similar plastic strain conditions.

3) Some late magmatic structures associated with corridors of magmatic flow, after the crystallization of the syenogranite were constituted in shear zones. These shear zones functioned as conduits to transfer granitic components from the bottom of the chamber to shallower levels generating monzogranitic dykes. During this shearing were development the two dominant strikes for the S_0 foliation (W-E and NE-SW), and the main transport marked by lineation with trend NE (figure 12F). These dykes registered internal foliation of magmatic flow, oriented subparallel to the S_0 foliation of the host granite. This internal foliation was generated by strain mechanisms in the same temperature range as the generation of the S_0

foliation of the syenogranite host.

4) Syenogranite dykes represent the later magmatic phase, these intruded by the active shear zones forming conjugates. Also intruded monzogranitic dykes and developed internal foliation of magmatic flow, oriented parallel to the S_0 syenogranite host foliation. The fabrics of the monzogranitic and syenogranite dykes were developed by similar strain mechanisms.

5) Hornblendites constituting tabular structures, sinuous, with thick texture mainly containing hornblende, biotite, hematite, pyrrhotite and restricted plagioclase. They are associated to the development of shear zones in the last stages of pluton crystallization. When crystallization is $> 90\%$, the residual fluids are concentrated and confined locally. The process of growth and concentration of crystals induced overpressure in the confined melt. This overpressure promoted the activation of dilatation shears adjacent to the melt (SMITH, 2000; VIGNERESSE, 2014), in the sequence, the shears were filled by the residual melt, which generated the reorganization of the mush, developing sigmoidal structures and flow in a plastic state.

6) Generation of drag folds of the S_0 foliation showing the rocks plastic character and the continuity of the strain conditions during the plutonic emplacement after their total crystallization. The folds in the S_0 foliation are associated to shear zones and to the emplacement of monzogranite dykes, where the axial planes of the folds are in high angles with the plane of the S_0 foliation. It is just local folding caused by flow.

The anisotropy of magnetic susceptibility (ASM) revealed that the magnetic mineral marker on the host syenogranite corresponds to magnetite associated with hematite. The organization of the magnetic sub-fabric in the rock occurred under conditions of crystallization during the plutonic emplacement. In monzogranite dykes the magnetic signal resulted from the contribution of magnetic markers such as hematite, magnetite and restricted pyrrhotite. Pyrrhotite (iron sulphide) occurred in a restricted and local way in hornblendites dykes associated to shears zones. Irvine (1977) indicates that the development of pyrrhotite is controlled by the mixture of a basic and a siliceous magma, during a second crystallization mechanism associated with the late melt stage where the sulfides can be concentrated (GUILBERT & PARK JR, 1986).

Locally, in transition from schlieren to mylonitic texture rocks were observed fractured magnetite crystals and surrounding silicate, showing relatively rigid magnetite and silicates with plastic behavior. This could explain the parallelism of the foliations of the magnetic and silicates fabrics, but with different dips. The variation on the inclination of foliation fabrics may have been influenced by regional control of stress (MANTANI *et al.*,

2011). During syn-kinematic emplacement of plutons under simple shear control, the iron oxide crystals (magnetite-hematite) align with the silicate fabric. With the advancement of the crystallization and decrease of the temperature under progressive deformation, the magnetite rotates like rigid body and it is accommodated according to the deformation in the solid state, while the silicates accommodate strain within the crystals. Passchier, 1997 proposes that these different deformations may result in obliquity of the fabric organization. In flow bands and of mylonitic deformation all minerals tend to settle in alignment. Sub-fabrics dominantly paramagnetic are subordinate and localized, they occur by the contribution of hornblende and biotite mainly in syenogranite dykes and in felsic portions of host syenogranite.

The representative ellipsoids of the magnetic sub-fabric have mainly planar forms, eccentricities (P_j) that are generally $14\% > P_j < 45\%$ and exhibit directional parameters of magnetic foliation and linear orientation with two main trends and one subordinate. The orientation W-E of the magnetic foliation would represent the first stages of emplacement and the fabrics of silicates are still in sub-magmatic conditions. However, the NE-SW trend of magnetic foliation would have developed with the host syenogranite deforming in solid state and in the final stages of the dykes crystallization. The N-S subordinate orientation of the magmatic foliation represents mylonite and monzogranite dykes fabrics.

The oblate form of the representative ellipsoid (83%) of the ASM resulted from the emplacement of plutons under tectonic control which originated a sub-horizontal S-type magnetic fabric in developed rock under high temperature conditions. The gentle plunge of the stretching mineral lineation and the magnetic lineation attests to the transcurrent character of the plutonic emplacement process (VIGNERESSE, 2014). The N-S trend of magnetic foliation would represent the conjugation for the tensile structure of the simple shear-controlled of granite emplacement. In this, sub-horizontal foliations are combined and more inclined, dispersed magnetic lineation, suggesting frames generated by rising and transcurrent spreading of granitic rocks with plastic strain.

7.4 Tectonic Context of Plutonic Emplacement

We understand that the registration and organization of the fabric mineral of the studied granites, were developed in the final stages of crystallization dated at 1.94 Ga during the crust emplacement. Under all conditions the pluton temperature still controls the partitioning of the deformation during the final emplacement. The plutonic emplacement of at

least two distinct magma pulses occurred in syn-kinematic conditions under the influence of a regional stress field. After rock crystallization, the fabrics develop under effects of pluton temperature decrease. Sub-magmatic features were preserved, coexisting with strain mechanisms developed in a solid state at high temperatures. Lower crust emplacement would have been propitious to the pervasive distribution of plastic strain features across the pluton (GAPAIS, 1989). The magnetic fabric was generated under strain by simple shearing resulting a mass transport mainly to NE gentle plunge lineation. Nucleation of discrete shear zones with development of mylonitic textures in NE and NS trends represents rotation and conjugation of this shear system.

Micro-texture analysis and development of gneissic foliation by deformation during cooling and plutonic crystallization were reported by Fraga (2002) for this granite. Geological mapping and geochronological works postulate regional metamorphism and classify these rocks as gneisses. Geochemical analyzes showed high levels of HFSE and high FeO * / MgO ratios confirming to Fraga, (2002) a relation with type A granites (WHITE *et al.*, 1987). Thus, this deformed granite likely represents a post-collisional magmatism to arch accretion. We highlight as an unprecedented fact for the studied granite, that its origin is associated with the occurrence and mixing pulses of syenogranite magmas and subordinate monzogranite. At its southern limit, this pluton is intruded by charnockites associated with gabbro plutons intruded in NE-SW oriented shear zones which generate mylonitic textures in the syenogranite and compositional banding in the charnockites (TARAZONA, 2015). These evidences show magmatism and transcurrent deformation in a wider time interval to the Transamazonian event in the central region of Roraima.

8. CONCLUSIONS

The combination of structural geological mapping with support in geometric and kinematic analyzes of outcropping structures, petrographic techniques focusing on textured features and strain mechanisms, studies of magnetic mineralogy and anisotropy of magnetic susceptibility, mark the understanding of the fabrics organization and the interpretation of the plutonic emplacement context of the studied syenogranite. Dating U-Pb SHRIMP in zircon allowed us to define the age of occurrence of the tectono-magmatic event studied. It is understood that in the geological evolution of the central portion of Guianas Shield occurred a magmatic event characterized by a mixture of magmas that were positioned in the lower crust in a transcurrent - sin- kinematic conditions (Figure 12) dated in the Orosinian period (1.94

Ga). During the plutonic emplacement were registered structural features formed in a sub-magmatic plastic state and others developed in solid state under high temperature conditions during pluton cooling.

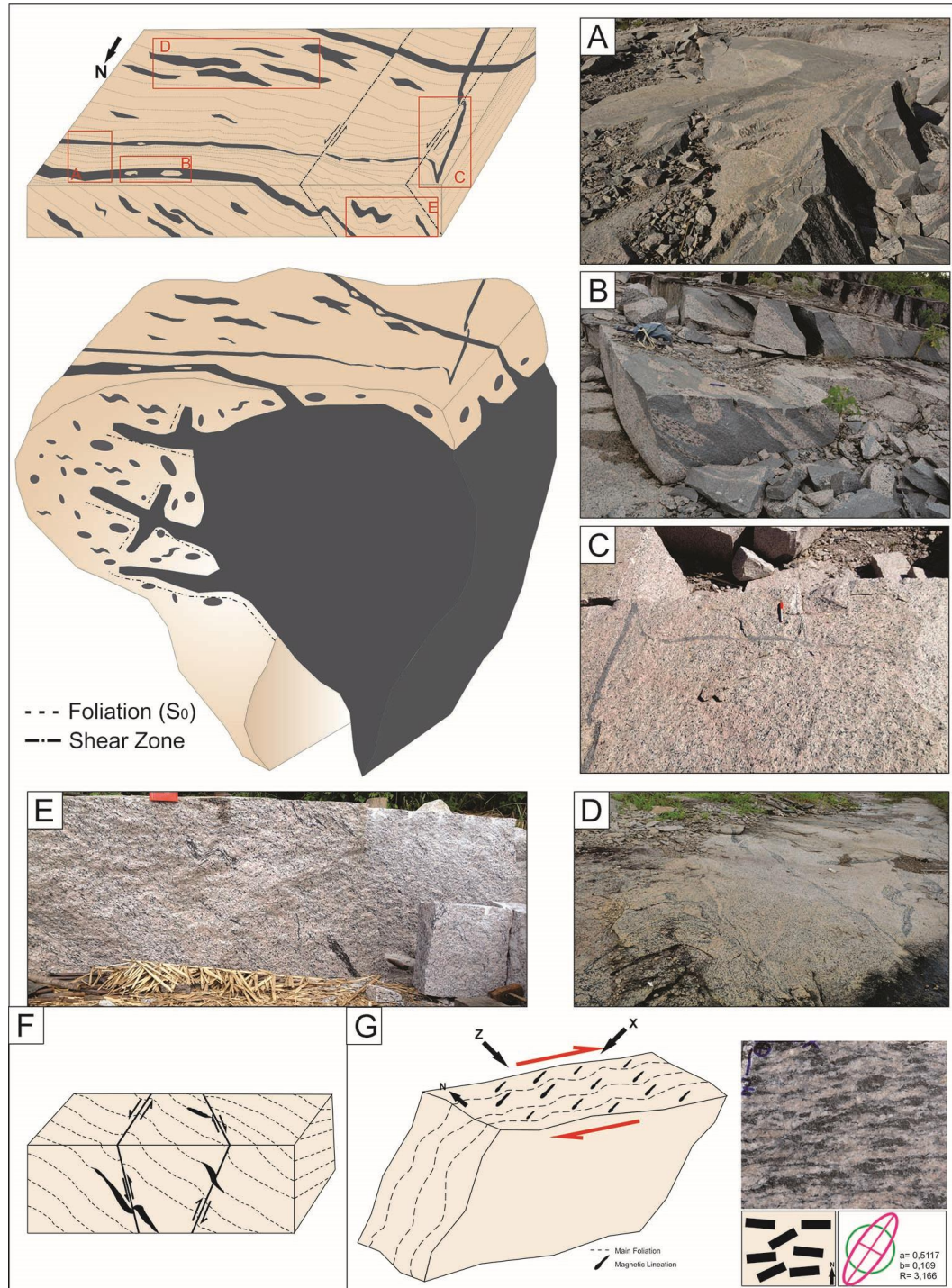


Figure 12. Syn-kinematic plutonic accommodation model with mixture of magmas. A) Monzogranitic dyke placed in a shear zone, oriented parallel to host S_0 . B) Monzogranitic dyke with foliated syenogranite xenoliths, the two structures present internal foliation (S_0). C) Schlieren band with monzogranitic composition, deformed and forming conjugates. D) Schlieren band and deformed mafic enclaves arranged parallel to the S_0 foliation of the host syenogranite. E, F) Folding in S_0 foliation and of mafic enclaves by drag of shear zones in conjugate. G) Model of ASM syn kinematic fabric development under shearing plastic strain with two strikes and ellipse of shape preferred orientation of mafic silicates showing the stretching (a) and short (b) axes.

The syn-kinematic emplacement of the studied syenogranite is associated with the Central Guyana event with ages around 1.91-1.96 Ga representing a late phase of the Transamazonian geotectonic event. This last event involved subduction of plates, in an island arcs environment. In the late phase the deformation resulted from tangential transpressive tectonics with rotation of the stress field, basic and granitic magmatism specially associated and syn-kinematic placement of plutons. S-Type fabric would have originated under simple shear with dominant NW-SE constriction related to NE stretching with sub-horizontal plunge.

REFERENCES

- Almeida, E. M., Macambira, M. J. B., Valente, S. 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, p 318-328.
- Almeida, E.M., Macambira, M.J.B., Oliveira, E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from south-eastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155, 69–97.
- Almeida, M. E. 2000. Suíte Intrusiva Igarapé Reilau. In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Serra Imeri, Folhas NA.20-Y / SA.20-V, Estado do Amazonas, escala 1:500.000. Brasília/SUREGManaus. p. 28-34. 1 CD-ROM.
- 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.
- Arvin M., Dargahi S., Babaei, A. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenargranitoid stock, NY of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. *Journal of Asian Earth Sciences*. Vol 24, pp 105-113. 2004.
- Arzi, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* 44, 173–184.
- 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.
- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research* B95, 17747 -17756.
- Barron, C.N. 1966. Notes on the Stratigraphy of Central British of Guyana. In: *Conferencia Geologica Interguianas*, 6. BelCm, 1966. Anais. BelCm, Pard, Brazil. Departamento Nacional da Produz Mineral. Avulso, v. 41, pp. 121-126.
- Bergantz, G.W., Schleicher, J.M., Burgisser, A., 2017. On the kinematics and dynamics of crystal-rich systems. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122.
- Berrangé, J. P. A synopsis of the geology of southern Guyana. London: Institute of Geological Sciences, 1973. 16 p. (Report, 26).
- Bouchez, J. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: Bouchez, J.; Hutton, D.; Stephens, W. *Granite: from segregation of emplacement fabrics*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, v. 8, p. 95-112.
- Brown, M., 2013. Granite: from genesis to emplacement. *Bull. Geol. Soc. Am.* 125, 1079–1113.

- Burgess, S.D., Miller, J.S., 2008. Construction, solidification and internal differentiation of a large felsic arc pluton: cathedral Peak granodiorite, Sierra Nevada Batholith. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 304, 203–233.
- Burg J. P., Arbert L., Chaudhry N.M., Dawwod H., Hussain S., Zeilinger G. 2005. Shear strain localization from the upper mantle to the middle crust of the Kohistan Arc (Pakistan). *Geological Society, Special Publication* 245, pp 34-52.
- Caballero, C.I. 2011. La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad Magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. *Geofísica UNAM*. 69p.
- Caricchi, L., Annen, C., Rust, A., Blundy, J., 2012. Insights into the mechanisms and timescales of pluton assembly from deformation patterns of mafic enclaves. *Journal of Geophysical Research* B117, B11206. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009325>.
- Clarke, D.B., Clarke, G.K.C., 1998. Layered granodiorites at Chebucto Head, South Mountain Batholith, Nova Scotia. *J. Struct. Geol.* 20, 1305–1324.
- Cordani, U., Eixeira, W., D'Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I. 2009. The position of the Amazonian Cráton in supercontinents. *Gondwana Research*, v. 15, p. 396-407.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.G.C.; Teixeira, W.; Basei, M.A.S.; Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESO Geológico Chileno, 2. Arica. Anais. Arica, Chile, p.137-138.
- Costa, A., Caricchi, L., Bagdassarov, N., 2009. A model for the rheology of particle bearing suspensions and partially molten rocks. *Geochem. Geophys. Geosys.* 10 <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002138>. Q03010.
- Costa, J.B.S., Pinheiro, R.V.L., Reis, N.J., Pessoa, M.R., Pinheiro, S. da S. 1991. O Hemigraben do Tacutu, uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*, São Paulo, 10:119-130.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 1999. Roraima Central, folhas NA. 20-X-D (integrais) e folhas NA. 20-XA, 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.
- Cruden, A., 1990. Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. *J. Geol.* 98, 681–698.
- Fraga, L. M. B. 2009. 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.
- Fraga, Lêda Maria Barreto et al. Cauarane – coeroene belt: the tectonic southern limit of the preserved rhyacian crustal domain in the Guyana shield, northern Amazonian craton. *INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 33., 2008, Oslo. Abstracts... Oslo: IUGS, 2008. 1 CD-ROM.
- Fraga, L. M. B. 2002. A Associação Anortosito-Mangerito Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. Pará: Universidade Federal do Pará, p351.
- Fraga, L.M.B. 2000. Geologia Estrutural. 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/ SUREGMA, p. 127-177. 1CD-ROM.
- Fraga, L. M. B., & ARAÚJO, R. V. 1999. 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., Reis, N., Costa, J. 1998. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. *Belo Horizonte: [s.n.]*, p. 411.

- Fraga L.M.B.; Haddad, R.C.; Reis, N.J. 1997. Aspectos geoquímicos dos granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, norte do Estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, 27 (1): 3-12.
- 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. 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.
- Gaudette, H., Olszewski, J., Santos, J. 1996. Geochronology of precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 9 (3 e 4), p. 183-195.
- Gapais, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *The geological society of America*, 17(12). p. 1144-1147.
- Gleizes, G., Nédélec, J.L., Bouchez, A., Autran, A., Rochette, P. 1994. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): A new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *Journal Of Geophysical Research*, Vol 103, p. 5257-5267
- Guilbert, J.M. and Park, C. F. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. W. H. Freeman and Company, New York.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Schobbenhaus F.C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: *Symposium Amazonico 2*, Manaus. Anais., SBG, v. 1, pp. 129-148.
- Heinonen, A., Fraga, L. M., Rämö, T., Dall'agnol, R., Mänttari, 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.
- Hrouda F. 2010. Modelling Relationship between bulk susceptibility and AMS in rocks consisting of two magnetic fractions represented by ferromagnetic and paramagnetic mineral – implications for understanding magnetic fabrics in deformed rocks. *Journal Geological Society of India*, vol. 75, January, pp. 254-266.
- Hrouda, F. 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Phys. Earth Planet. Inter.*, v.77, pp.237-249.
- Hutton, D. H. W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79: 245-255.
- Irvine, T.N., 1977, Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation: *Geology*, v. 5, p. 273–277, doi: 10.1130/0091-7613(1977)5:273:OOCIT.2.0.CO;2.
- Kroonenberg, S. B., 1976. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam. PhD Thesis, Amsterdam, Geol. Mijnb. Dienst. Sur. Med., 25, 109-289.
- Kruhl, J.H. 1966. Prism- and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Metamorphic Geol.*, 14, 581-589.
- Lucas, S.B., St-Onge, M.R., 1995. Syn-tectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava Orogen (northern Quebec, Canada). *J. Struct. Geol.* 17, 475–491.
- Ludwig, K. (2009), *Squid 2: A User's Manual*, rev. 12 Apr, 2009. Berkeley Geochron. Ctr. Spec. Pub. 5 110 p.
- Mamtani, M. A., Piazzolo, S., Greiling, R. O., Kontny, A., Hrouda, F. 2011. Process of magnetite fabric development during granite deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 77-89.
- Miller, R.B. & Paterson, S.R. 1994. The transition from magmatic to high temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *J. Struct. Geol.*, 16: 835-865.

- Nicolas, A., Ildefonse, B., 1996. Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers. *Geophys. Res. Lett.* 23, 2013–2016.
- Nitoi E., Munteanu M., Marincea S., Paraschivoiu V. 2002. Magma-enclave interactions in the East Carpathian Subvolcanic Zone, Romania: Petrogenetic implications. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol 118, pp. 229-259.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. 2nd, Revised and Enlarged Edition.
- Passchier, C.W., 1997. The fabric attractor. *Journal of Structural Geology* 19, 113e127.
- Paterson, S. R., Ardill K., Vernon R. Zák J. 2018. A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes. *Journal of structural Geology*.
- Paterson, S. R., Pignotta G.S., Vernon R.H. 2004. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of structural geology*. Vol 26, pp 1465-1481.
- Paterson, S. R., Miller, R.B. 1998. Stopped blocks in plutons: paleo-plumb bobs, viscometers or Chronometers. *Journal Structural of Geology*, vol.20, No 9/10. Pp 1261-1272.
- Paterson, S. R.; Vernon, R. H., Tobish, O. T. 1989. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal Structural of Geology*, p. 11-349.
- Park, Y., Means, W.D., 1996. Direct observation of deformation processes in crystal mushes. *J. Struct. Geol.* 18. 847–858.
- Pryer, L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontário, Canada. *J. Struct. Geol.*, 15: 21-36.
- Ramirez, J., Sierra, G.M, Marín, M.I. 2012. Anisotropía de susceptibilidad magnetica (ASM) del miembro superior de la Formación Amagá, sección Quebrada Sabaleticas, SW Antioqueño y su relación con los movimientos del sistema de fallas Romeral en el Cenozoico Tardío. 18p.
- Reis, N.J.; Fraga, L.M., Faria, M.S.G., Almeida, M.E. 2003. *Geologia do Estado de Roraima. Géologie de la France*, 2-3: 71-84.
- Reis, N., Faria, M.S.G., Fraga, L.M., Haddad, R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the Northern Amazonian Craton, Eastern Roraima State, Brazil. *Rev.Bras.Geociências*, 30: 380-383.
- 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, Tomário 3
- Rosenberg, C.L., Handy, M.R., 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *J. Metamorph. Geol.* 23, 19–28.
- Rushmer, T., 1995. An experimental deformation study of partially molten amphibolite: Application to low-melt fraction. segregation. *J. Geophys. Res.* 100, 15681–15695.
- Salazar CA. ; Archanjo C. J. ; Babinski M. ; LIU, D. 2008 . Magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Itaoca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* , v. 26, p. 286-299.
- Santos, J., Rizzotto G., Potter, P., McNaughton N., Matos R., Hartman L., Chemale Jr. & Quadros M. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in Wets Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165, 120-152.
- Santos, J., Faria, M.S.G, Riker, S.R.L., Souza, M.M, Hartman, L.A., Almeida, M.E, McNaughton, N.J, Fletcher, I.R. 2006. A faixa colisional K'Mudku (idade Grenvilliana) no norte do Cráton Amazonas: reflexo intracontinental do Orogeno Sunsás na margem ocidental do cráton. In: *BG, Simp.Geol. Amaz.*, 9, Belém, CD-Room.

- Santos, J.O.S., Potter, P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A, Fletcher, I.R., McNaughton, N.J. 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South America, based on U-Pb Geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 115 (3), 331-348.
- Santos, J., Hartman, L., Gaudette, H., Groves, D., McNaughton, N., Fletcher, I. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Cráton based on integration of field mapping and u-p band sm-nd geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, p. 453-488.
- Siachoque A., Salazar, C. A., Trindade, R. 2016. Emplacement and deformation of the A-type Madeira granite (Amazonian Craton, Brazil). *Lithos*, accepted 18 oct. 2016.
- Smith, J.V., 2000. Textural evidence for dilatant (shear thickening) rheology of magma at high crystal concentrations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99, 1e7.
- Tarazona, C. 2015. Análises das petrogramas das rochas charnockíticas da Serra da Prata, Mucajá. Manaus: Universidade Federal do Amazonas. 202p.
- Tarling, D.H., Hrouda, F.H., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London.
- 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 Sil-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 471-485.
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldés, M. S., 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. 1999. Geochronological provinces of the amazonian cráton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182.
- Tera, F.; Wasserburg, G. J. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, n. 3, p. 281-304.
- Tauxe, L., Banerjee, K., Butler, R., Van Der Voo, R. 2018 *Magnetics information consortium*. Scripps Institution of Oceanography. Livro on line, link: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227.
- Vernon, R. H., Johnson, S. E., Melis, E. A. 2004. Emplacement related microstructures in margin of a deformed pluton: The San José tonalite, Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology* 26: 1867-1884.
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* B95, 17849-17859.
- Vernon, R.H. & Flood, R.H., 1988. Contrasting deformation of S- and I- type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. *Tectonophysics*, 147: 127-143.
- Vernon, R.H.; Williams, V.A.; Dárcy, W.F. 1983. Grain-size reduction and foliation development in deformed granites. *Tectonophysics*, 92: 123-145.
- Vignerresse, J. L. 2018. Variations in chemical descriptors during reactions. *Chemical physics Letters*, Volume 706, pp 577-585.
- Vignerresse, J.L. 2014. Texture and melt crystal gas interactions in granites. *Geoscience Frontiers*, 6, 635– 663.
- Vignerresse, J.L., 2008. Granitic batholiths: from pervasive and continuous melting in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 97, 311–324.

Vignerresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *J. Petrol.* 37, 1579–1600.

Wiebe, R. A. & Adams, S. D. 1997. Felsic enclave swarms in the Gouldsboro granite, coastal Maine: a record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *J. Geology*, v. 105, p. 617-627.

Winter J. 2014. Principles of igneous and metamorphic. Pearson Custom Library, second edition.

Wolf M. B., Wyllie P.J. 1995. Liquid segregation parameters from amphibolites dehydration melting experiments. *Journal of geophysical research*, vol. 100, No B8, pp 15611-15621.

Žák, J., Paterson, S.R., 2009. Magmatic erosion of the solidification front during reintrusion: the eastern margin of the Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)* 99 (4), 801–812. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-009-0423-7>.

8 DISCUSSÕES

A intrusão de pulsos distintos de magmas pode desenvolver evidências texturais da interação física entre um magma félsico e um magma máfico. Neste contexto, nesta pesquisa destaca-se a identificação de feições petrográficas em escala microscópica e de afloramento indicativas de *mingling*.

8.1 Evidências de *Mixing* de Magma

O sienogranito estudado hospeda enclaves com textura média, de composição monzograníticas, e no seu interior apresenta fenocristais eudrais de K-feldspato próprios do sienogranito. Os enclaves são interpretados como injeções de um magma mais quente e máfico em uma câmara magmática félsica que cristaliza a menor temperatura (BARBARIN & DIDIER, 1992; WIEBE & ADAMAS 1997). Para explicar a origem dos enclaves de composição monzogranítica hospedados no sienogranito, postulam-se as seguintes hipóteses: 1) Glóbulos de magma máfico coexistindo com o magma hospedeiro constituindo *mingling* (VIGNERESSE, 2014), entendendo que houve conservação de porções individualizadas dos dois magmas devido ao processo de assimilação que não se completou (WINTER, 2001). 2) Em forma localizada, alguns enclaves parecem representar fragmentos da borda resfriada do plúton mais máfico. Tais fragmentos teriam sido dispersos pelo fluxo dentro do magma mais félsico (BARBARIN & DIDIER, 1992). 3) Localmente, fragmentos de diques de monzogranito fino, foram dobrados e corroídos nas bordas por prováveis pulsos discretos ou por fluidos residuais de magmas que intrudiram na câmara magmática (HAUKINS & WIBE, 2004).

Evidências como: 1) desenvolvimento da foliação primária S_0 em enclaves de monzogranito e dentro do sienogranito hospedeiro com mecanismos de *strain* gerados em alta temperatura. 2) Orientação do eixo maior dos enclaves máficos paralelo à orientação da

foliação primária. 3) Presença de cristais de K-feldspato do granito hospedeiro, pingados dentro dos enclaves. Foram interpretadas como feições geradas em estado submagmático em resposta à interação física entre um magma mais quente e um magma mais frio (hospedeiro), envolvendo efeitos de transferência de calor e de cisalhamento viscoso imposto pela dinâmica do magma mais frio. Tais evidências podem ter sido geradas por fluxo e deformação do magma hospedeiro, porções de magma máfico, ao serem dispersas pelo fluxo por cisalhamento (fluxo viscoso), geram diques e enclaves. Dependendo do grau de contraste da temperatura com o magma circundante, os enclaves máficos respondem de forma diferente ao fluxo cisalhante imposto pelo magma hospedeiro em movimento (CARICCHI *et al.*, 2012). A coexistência de dois magmas na mesma câmara gera distribuição do calor em domínios promovendo fluxo de magma entre tais domínios (VIGNERSSE, 2014). O contraste reológico entre o magma félsico e os enclaves máficos, ocasionou deformação mútua, que foi concomitante com corrosão ativa dos enclaves por difusão de calor nos limites destes. Em condições de alta temperatura, o sienogranito e os enclaves se deformaram de maneira plástica homogênea. Assim a foliação S_0 no sienogranito representaria uma trama magmática formada sob fluxo de cisalhamento (CARICCHI *et al.*, 2012).

Os enclaves de monzogranito se comportaram como marcadores passivos do fluxo magmático, por rotação da matriz adotaram a forma elíptica à medida que foram assimilados parcialmente pelo magma circundante, assim como alinhados dentro da trama de fluxo magmático (BARBARIN, 1990; PATERSON *et al.*, 1989; VERNON, 1990). Na literatura injeções de pulsos magmáticos na mesma câmara com composição diferentes, provenientes fontes distintas (ARVIN *et al.*, 2004), magmas co-genéticos com diferentes graus de fracionamento na mesma câmara, são as hipóteses mais aceitas para a geração de enclaves. Interação magma-enclave é controlada por contrastes físicos, mecânicos, termais e geoquímicos. Fenocristais do magma hospedeiro podem ser incorporados (assimilados) pelos enclaves nos estados incipientes-intermediários de assimilação (NITOI *et al.*, 2002; PATERSON *et al.*, 2004).

Bandas tipo *schlieren* (Winter, 2001) de composição monzogranítica representam variação da composição do sienogranito, sendo constituídas por biotita, hornblenda, allanita, magnetita e hematita. Esta estrutura estende-se por até 30m de comprimento com larguras de 10-60cm. A origem dos *schlieren* é associada à variação da composição em regime de fluxo magmático ou desagregação de enclaves por fluxo magmático. Assim, os *schlieren* estudados indicam origem por fluxo granular (*flow sorting of crystals*; VIGNERESSE, 2014; PATERSON *et al.*, 2018). O *strain* nestas bandas envolveram mecanismos gerados em alta

temperatura por cisalhamento, durante o fluxo. Esta concentração de minerais não apresentam evidências de *filter-pressing* ou compactação, indicativos de separação mineral por densidade, nem apresentam gradação específica por variação de tamanho de cristais. Os *schlieren* presentes na área de estudo exibem geometria linear, definem foliação S_0 , indicando que se trata de uma estrutura desenvolvida sob a taxa de deformação comum enclave-rocha hospedeira. Algumas bandas apresentam transição gradativa na composição mineral para o sienogranito e se orientam transversais a S_0 , mas em geral são paralelas ou subparalelas à orientação da foliação S_0 . Bandas *schlieren* com características similares foram reportadas como evidências de mistura de magmas com desenvolvimento de tramas cristalinas em estado de fluxo plástico em condições submagmáticas (LUCUS & STONGE, 1995; CLARKE & CLARKE, 1998; ŽÁK *et al.*, 2009; BURGESS & MILLER, 2008).

8.2 Texturas Fixas Durante o Alojamento Plutônico

A trama nos silicatos característica do sienogranito e em alguns diques de monzogranito está representada por foliação S_0 , esta foliação apresenta trend principal W-E, e mergulhos que variam de NE e para SW. Esta trama foi desenvolvida por mecanismos de *strain* indicados por migração de limite de cristais de K-feldspato e plagioclásio, deslocamento planar gerando extinção ondulante em tabuleiro xadrez em cristais de quartzo, indicativos de temperaturas superiores a 700°C, próximo ao solidus granítico (KRUHL, 1966). Lamelas de exsolução de albita em cristais de K-feldspato (mirmekitas) dispostas paralelas à foliação S_0 sugerem deformação em estado sólido em temperaturas em torno de 600°C (VERNON *et al.*, 1988), acima do solvus do feldspato alcalino (VERNON *et al.*, 1983). Filmes de plagioclásio e quartzo preenchendo limites de cristais, alguns com terminação em cúspide. Estas evidências microestruturais foram desenvolvidas em estado submagmático com interação fluxo/*strain* envolvendo mistura de magmas.

As petrotramas nos óxidos e principalmente nos silicatos refletem algumas evidências desse fluxo viscoso hidrogranular (*hidrogranular magma slurries*). Dentre elas foi observado: 1) localmente, filmes de fundido nas bordas de cristais. 2) cristais com deslocamento de limite de grão promovido por deslizamento intracristalino em feldspatos. 3) migração de limite de grão assistido por filtragem de fundido nos limites de cristais. 4) deformação plástica intracristalina em alta temperatura e transferência de fundidos a zonas de menor pressão observado em cristais com fraturas internas preenchidas por fundido. Estes mecanismos de *strain* são apontados como resultado de fluxo viscoso submagmático (PATERSON *et al.*, 1989, VIGNERESSE *et al.*, 1996; VERNON, 2004; BURG *et al.*, 2005; BERGANTZ *et al.*,

2017., PATERSON *et al.*, 2018). Pryer (1993) indica kinking e fraturas ao interior de cristais, podendo explicar a extinção ondulante irregular em intervalo de alta temperatura em K-feldspato. Pertitas em chama e migração de limite de grão também são mecanismos característicos de *strain* em alta temperatura.

Outra orientação NE-SW da foliação S_0 do sienogranito, de alguns milonitos, da maioria dos diques de monzogranito, de algumas bandas schlieren e de hornblenditos, foi desenvolvida com orientação oblíqua ao trend W-E. Essas variações na orientação da trama S_0 ocorreram de forma descontínua, sem padrão determinado e distribuição espacial aleatória. Isto parece estar relacionado com heterogeneidades do fluxo durante a acomodação do plúton na crosta. Entendemos que em condições de fluido suportado, as tramas de cristais ficam registradas (WOLF & WYLLIE 1991, RUSHMER 1995, PATERSON *et al.*, 1998). Tais tramas podem se formar em amplo intervalo de temperaturas, viscosidades efetivas variadas e mecanismos de deformação associados com processos físicos e químicos (CRUDEN, 1990; ROSENBERG & HANDY, 2005). Interações térmicas e dinâmicas entre dois pulsos magmáticos na mesma câmara geraram estruturas em condições submagmáticas, algumas das quais continuaram se desenvolvendo sob *strain* em estado sólido. Interpretamos que a organização das petrotramas ocorreu durante a colocação do plúton envolvendo cisalhamento com rotação.

8.3 Mecanismos de Colocação Plutônica

No granito estudado estruturas registradas sob *strain* plástica (>600°C) durante colocação plutônica incluem:

1) Fixação da foliação S_0 bem definida pela organização de minerais máficos dispostos de forma alinhada em bandas descontínuas. Fragmentos de sienogranito foliado com formas de sigmoides, inclusos em diques de monzogranito. Tais sigmoides indicam que foram gerados por cisalhamento simples durante a colocação do dique e que o sienogranito já estava em condições de estado sólido. A trama interna dos diques é praticamente paralela à foliação S_0 do sienogranito hospedeiro, e exhibe os mesmos mecanismos de *strain* observados no sienogranito.

2) Alinhamento de enclaves máficos elípticos, e formação de *schlieren* representam evidências de mistura de magmas, que foram orientados em similares condições de *strain* plástica.

3) Algumas estruturas magmáticas tardias associadas a corredores de fluxo magmático depois da cristalização do sienogranito se constituíram em zonas de cisalhamento, estas zonas

de cisalhamento funcionaram como condutos para transferir componentes graníticos do fundo da câmara para níveis mais rasos, gerando diques de monzogranito. Estes diques registram foliação interna de fluxo magmático, orientada subparalela à foliação S_0 do granito hospedeiro, a foliação interna foi gerada por mecanismos de *strain* no mesmo intervalo de temperatura de geração da foliação S_0 do sienogranito.

4) Diques de sienogranitos representam a fase magmática mais tardia, estes intrudiram pelas zonas de cisalhamento ativas formando conjugados. Também intrudiram diques de monzogranito e desenvolveram foliação interna de fluxo magmático, orientada paralela à foliação S_0 do sienogranito. As tramas dos diques monzograníticos e dos sienogranitos foram desenvolvidas por mecanismos de *strain* similares.

5) Hornblenditos constituindo estruturas tabulares, sinuosas com textura grossa principalmente contendo hornblenda, biotita, hematita, pirrotita e plagioclásio restrito, estão associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento nos últimos estágios da cristalização do plúton. Quando a cristalização é $> 90\%$, os fluidos residuais se concentram e se confinam localmente. O processo de crescimento e concentração de cristais induziu sobre-pressão no fundido confinado. Essa sobrepressão promoveu a ativação de cisalhas de dilatação adjacentes aos fundidos (SMITH, 2000; VIGNERESSE, 2014), na sequência, as cisalhas foram preenchidas pelo fundido residual, gerando a reorganização da trama *mush*, desenvolvendo estruturas sigmoidais e de fluxo em estado plástico.

6) Geração de dobras por arrasto da foliação S_0 mostram o caráter plástico das rochas e a continuidade das condições de *strain* durante o alojamento plutônico depois de sua total cristalização. As dobras na foliação S_0 estão associadas a zonas de cisalhamento e à colocação de diques monzogranitos, onde os planos axiais das dobras fazem alto ângulo com o plano da foliação S_0 , trata-se apenas de dobramento local causado por fluxo nos *fronts* de propagação de diques.

O estudo de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) revelou que o mineral marcador magnético no sienogranito corresponde à magnetita associada à hematita. A organização da subtrama magnética na rocha ocorreu sob condições de cristalização durante o alojamento plutônico. Nos diques monzogranitos o sinal magnético resultou da contribuição dos marcadores magnéticos como hematita, magnetita e pirrotita restrita. A pirrotita (sulfeto de ferro) ocorreu de forma restrita e local em diques de hornblendito alojados em zonas de cisalhamento. Irvine (1977) indica que o desenvolvimento de pirrotita está controlado pela mistura de um magma básico e um mais rico em sílice, durante um segundo mecanismo de cristalização associado à fase tardia de fundido onde se podem concentrar os sulfetos

(GUILBERT & PARK JR, 1986).

Localmente na transição de *schlieren* para milonitos foram observados cristais fraturados de magnetita circundados por silicatos, mostrando magnetita relativamente rígida e silicatos com comportamento plástico. Isto poderia explicar o paralelismo das foliações das subtramas magnéticas e de silicatos, mas com mergulhos distintos. A variação na inclinação da foliação das subtramas pode ter sido influenciada por controle regional de esforços (MANTANI *et al.*, 2011). Durante alojamento sin-cinemático de plútons sob controle por cisalhamento simples, os cristais de óxidos de ferro (magnetita) se alinham com a trama dos silicatos. Com o avanço da cristalização e diminuição da temperatura sob deformação progressiva, a magnetita rotaciona como corpo rígido e se acomoda conforme a deformação em estado sólido, ao passo que os silicatos se acomodam o *strain* no interior dos cristais. Passchier, (1997), propõe que essas diferentes deformações podem resultar em obliquidade da organização das subtramas. Em faixas de fluxo e de deformação milonítica todos os minerais tendem a se acomodar alinhados. Subtramas predominantemente paramagnéticas são subordinadas e localizadas, e ocorrem pela contribuição de hornblenda e biotita principalmente em diques de sienogranito e em porções félsicas do sienogranito.

Os elipsoides representativos da subtrama magnética têm formas principalmente planares, excentricidades (P_j) que geralmente são $> 14\%$, e exibem parâmetros direcionais de foliação e lineação magnética orientados com dois trends principais e um subordinado. A orientação W-E da foliação magnética representaria os primeiros estágios de colocação e tramas de silicatos ainda em condições submagmáticas. Já o trend NE-SW da foliação magnética teria se desenvolvido com o sienogranito se deformando em estado sólido e nos estágios finais da cristalização de diques. A orientação subordinada N-S da foliação magnética representa tramas em milonitos e em diques de monzogranito.

A forma oblata do elipsoide representativo (83%) da ASM resultou da colocação do plúton sob controle tectônico que originou uma trama magnética tipo-S-tectonito sub-horizontal na rocha desenvolvida em condições de alta temperatura. O estiramento definido pela lineação magnética e seu posicionamento horizontal atestam o caráter transcorrente do processo de colocação plutônica (VIGNERESSE, 2014). O trend N-S da foliação magnética representaria o conjugamento para a estrutura tensiva (mais tardia e restrita) do sistema de colocação controlado por cisalhamento simples. Neste caso se combinam foliações sub-horizontais e mais inclinadas, lineação magnética dispersa, sugerindo tramas geradas por subida e por espalhamento transcorrente.

8.4 Contexto Tectônico de Alojamento Plutônico

Nós entendemos que o registro e organização das tramas minerais do sienogranito estudado foram desenvolvidos nas fases finais da cristalização datada em 1.94 Ga durante o alojamento na crosta. Em tais condições a temperatura do plúton ainda controla a partição da deformação durante o alojamento final (PATERSON, 1998). O alojamento plutônico de pelos menos dois pulsos magmáticos distintos aconteceram em condições sin-cinemáticas sob a influência de um campo regional de esforços. Depois da cristalização da rocha, as tramas se desenvolveram sob efeitos de diminuição da temperatura do plúton. Feições submagmáticas foram preservadas, coexistindo com mecanismos de *strain* desenvolvidos em estado sólido em altas temperaturas. Alojamento em crosta inferior teria promovido a pervasiva distribuição das feições de *strain* plásticas em todo o plúton (GAPAIS, 1989). A subtrama magnética foi gerada sob *strain* por cisalhamento simples resultante de um campo de esforços regional orientado NE-SW com transporte de massa principalmente para NE e vetor de encurtamento posicionado NW-SE. Nucleação de zonas de cisalhamento discretas com desenvolvimento de texturas miloníticas nos *trends* NE-SW e N-S representam rotação e conjugamento desse sistema de cisalhamento, respetivamente.

Análises microtexturais e desenvolvimento de foliação gnáissica por deformação durante o resfriamento e cristalização plutônica, foram reportadas por Fraga (2002) para este granito. Trabalhos de mapeamento geológico e geocronológicos postulam que estas rochas afetadas por metamorfismo regional e as classificam como ortognaisses. Análises geoquímicas mostraram altos teores em HFSE e altas razões de FeO*/MgO confirmando para Fraga, (2002) uma relação com granitos tipo A (White *et al.*, 1987). Assim este granito deformado representaria um magmatismo pós-colisional à acreção de arco. Destacamos como fato inédito para o granito estudado, que sua origem está associada à ocorrência e mistura de pulsos de magmas de sienogranito e de monzogranito subordinado. No seu limite sul este plúton é intrudido por charnockitos associados à plútons de gabro encaixados em zonas de cisalhamento orientadas NE-SW, as quais geraram texturas miloníticas no sienogranito e bandamento composicional nos charnockitos (TARAZONA, 2015). Estas evidências mostram magmatismo e deformação transcorrente em um intervalo de tempo mais amplo ao evento transamazônico na região central de Roraima.

9 CONCLUSÕES

A combinação de mapeamento geológico estrutural com suporte em análises geométricas e cinemáticas de estruturas em afloramento, análises petrográficas com foco em feições texturais e mecanismos de *strain*. Estudos de mineralogia magnética e de anisotropia de susceptibilidade magnética balizam a compreensão da organização de petrotramas e a interpretação do contexto de colocação plutônica postulado para o sienogranito estudado. Datação U-Pb SHRIMP em zircão nos permitiu definir a idade de ocorrência do evento tectono-magmático estudado. Entendemos que na evolução geológica da porção central do Escudo das Guianas ocorreu um evento magmático caracterizado por mescla de magmas que foram posicionados na crosta inferior em um contexto transcorrente em condições sin-cinemáticas (Figura 5) datado do período Orosiniano (1,94 Ga). Durante a colocação plutônica ficaram registradas feições estruturais formadas em estado plástico submagmático e outras desenvolvidas em estado sólido em condições de alta temperatura durante o resfriamento do plúton.

A colocação sin-cinemática do sienogranito estudado está associada ao evento denominado Guiana Central com idades entre 1,91-1,96 Ga representando uma fase tardia do evento geotectônico transamazônico. Este evento transamazônico envolveu subducção de placas em um ambiente de arcos insulares, na fase tardia a deformação resultou de tectônica transpressiva tangencial com rotação do campo de esforços, magmatismo básico e granítico espacialmente associado e colocação sin-cinemática de plútons. Petrotramas tipo S, teriam sido originadas sob cisalhamento simples com estiramento dominante para NE e plunge subhorizontal.

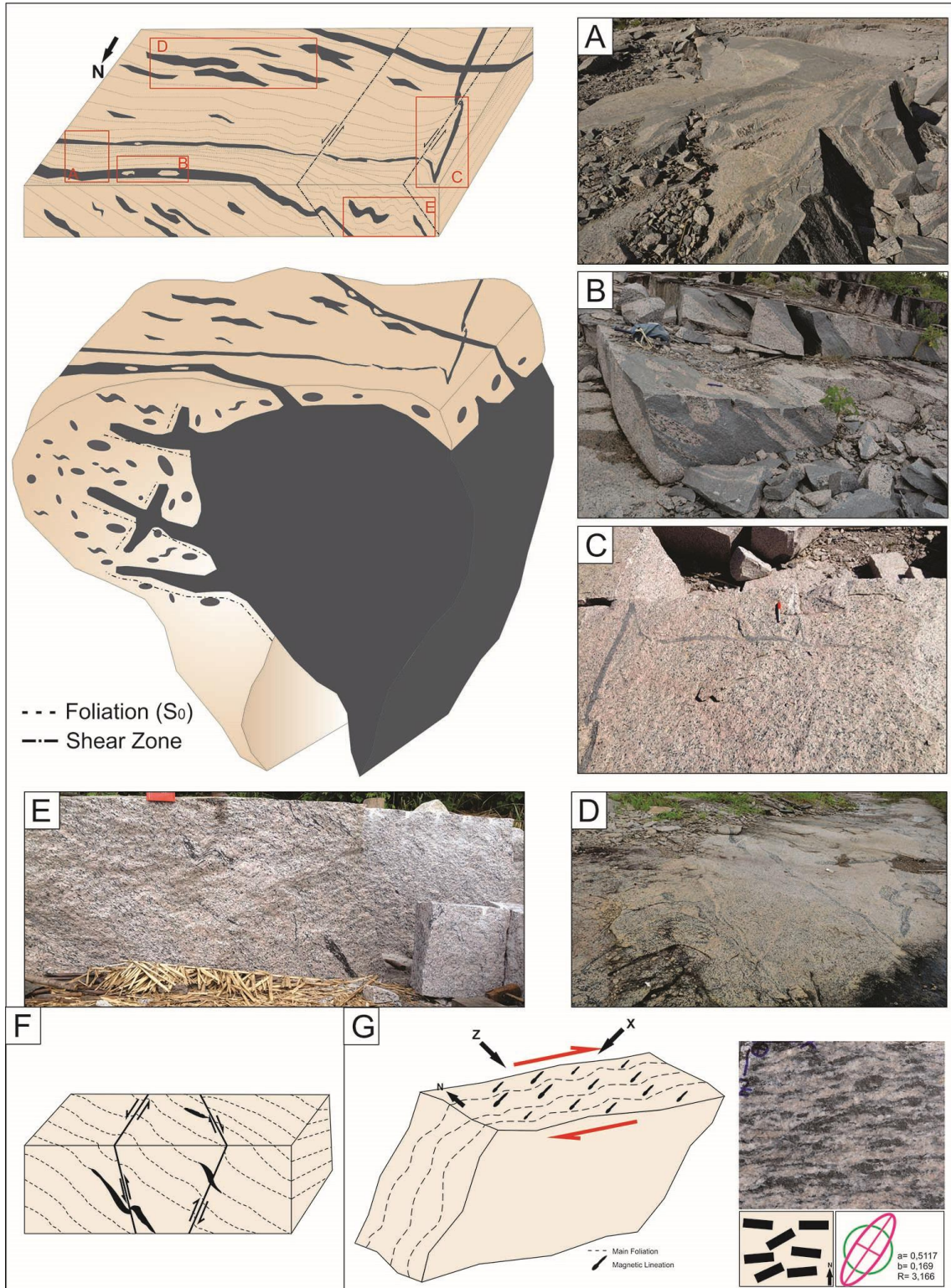


Figura 5. Modelo de alojamento plutônico sin-cinemático com mistura de magmas. A) Dique monzogranítico colocado em zona de cisalhamento, orientado de forma paralela à foliação S_0 do sienogranito hospedeiro. B) Dique de monzogranito com xenólitos do sienogranito foliado, as duas estruturas apresentam foliação interna S_0 . C) Banda *schlieren* de composição monzogranítica deformada formando conjugados. D) Banda *schlieren* e enclaves máficos deformados dispostos de forma paralela à foliação S_0 do sienogranito hospedeiro. E, F) Dobramentos na foliação S_0 e de enclaves máficos por arrasto de zonas de cisalhamento em conjugado. G) Modelo de desenvolvimento da trama sin-cinémática de ASM de baixa deformação por cisalhamento plástico com dois trends e uma elipse de orientação preferencial de forma de máficos e silicatos mostrando eixos de encurtamento (a) e estiramento (b).

10 REFERÊNCIAS

- Amaral, G. 1974. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. PhD thesis, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Amaral, G. 1984. Provincia Tapajós e Rio Branco. In: Almeida, F.F.A & Hasui, Y. (eds.) O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgar Blucher Ltda., pp. 6-35.
- 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.
- Arvin M., Dargahi S., Babaei, A. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenargranitoid stock, NY of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. *Journal of Asian Earth Sciences*. Vol 24, pp 105-113. 2004.
- Arzi, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* 44, 173–184.
- 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.
- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research* B95, 17747 -17756.
- Barron, C.N. 1966. Notes on the Stratigraphy of Central British of Guyana. In: Conferencia Geologica Interguianas, 6. BelCm, 1966. Anais. BelCm, Pard, Brazil. Departamento Nacional da Produz Mineral. Avulso, v. 41, pp. 121-126.
- Barros, C.E.M.; Barbey, P.; Boullier, A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, 343: 93-109.
- Bergantz, G.W., Schleicher, J.M., Burgisser, A., 2017. On the kinematics and dynamics of crystal-rich systems. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122.
- Bouchez, J. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: Bouchez, J.; Hutton, D.; Stephens, W. Granite: from segregation of emplacement fabrics. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, v. 8, p. 95-112.
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society, London, Special Publications* 238: 299–360. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>.
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42:49–93. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X).
- Borradaile G. J., Werner T. 1994. Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics*, vol. 235, issue 3, pp 233 – 248
- Brown, M., 2013. Granite: from genesis to emplacement. *Bull. Geol. Soc. Am.* 125, 1079–1113.
- Brown M., Solar G.S. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*. Vol 20, p. 211-227, 1998.
- Burg J. P., Arbert L., Chaudhry N.M. Dawwod H., Hussain S., Zeilinger G. 2005. Shear strain localization from the upper mantle to the middle crust of the Kohistan Arc (Pakistan). *Geological Society, Special Publication* 245, pp 34-52.

- Burgess, S.D., Miller, J.S., 2008. Construction, solidification and internal differentiation of a large felsic arc pluton: cathedral Peak granodiorite, Sierra Nevada Batholith. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 304, 203–233.
- Caballero, C.I. 2011. La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad Magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. *Geofísica UNAM.* 69p.
- Caricchi, L., Annen, C., Rust, A., Blundy, J., 2012. Insights into the mechanisms and timescales of pluton assembly from deformation patterns of mafic enclaves. *Journal of Geophysical Research B117*, B11206. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009325>.
- Clarke, D.B., Clarke, G.K.C., 1998. Layered granodiorites at chebutco head, South mountain batholith, Nova Scotia. *J. Struct. Geol.* 20, 1305–1324.
- Costa, A., Caricchi, L., Bagdassarov, N., 2009. A model for the rheology of particle bearing suspensions and partially molten rocks. *Geochem. Geophys. Geosys.* 10 <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002138>. Q03010.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: FINEP, SBGNO (Ed.). *Geologia da Amazônia.* Belém, p. 15-90.
- Costa, J.B.S.; Pinheiro, R.V.L.; Reis, N.J.; Pessoa, M.R.; Pinheiro, S. da S. 1991. O Hemigraben do Tacutu, uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*, São Paulo, 10:119-130.
- Cordani, U.G. & Brito Neves, B.B. The Geologic Evolution of South America During the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12 (1-3): 78- 88. 1982.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.G.C.; Teixeira, W.; Basei, M.A.S.; Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESO Geológico Chileno, 2. Arica. *Anais. Arica, Chile*, p.137-138.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 1999. Roraima Central, folhas NA. 20-X-D (integrais) e folhas NA. 20-XA, 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.
- Cruden, A., 1990. Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. *J. Geol.* 98, 681–698.
- Delor, C.; Lafon, J-M; Lahondere, D.; De Roeber, E.W.F. ;Fraga, L.M. : Rossi, P. 2001. Paleoproterozoic framework of the Guiana Shield II – continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exhumation at 2.07-2.05 Ga. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. *Anais... Belém : SBG, Núcleo Norte.* CD-ROM.
- Fraga, L. M. B. 2009. 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.
- Fraga, L. M. B. 2002. A Associação Anortosito-Mangerito Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. Pará: Universidade federal do Pará, p351.
- Fraga, L.M.B. 2000. Geologia Estrutural. 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/ SUREGMA, p. 127-177. 1 CD-ROM.
- Fraga, L. M. B., & Araújo, R. V. 1999. Suite 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., Reis, N., Costa, J. 1998. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. Belo Horizonte:

[s.n.], p. 411.

Fraga L.M.B.; Haddad, R.C.; Reis, N.J. 1997. Aspectos geoquímicos dos granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, norte do Estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, 27 (1): 3-12.

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. 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.

Fossen, H., Tikoff, B. 1998. Extended models of transpression/transension and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*, Geological Society of London Special Publication, vol. 135, p. 15-33.

Fossen, H., Tikoff, B., Teysier, C. 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geol. Tidsskr.* 74, 134-145.

Gapais, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *The geological society of America*, 17(12). p. 1144-1147.

Gaudette, H., Olszewski, J., Santos, J. 1996. Geochronology of precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 9 (3 e 4), p. 183-195.

Gaudette, H.E. & Olszewski JR., W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela, and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geol. Mijnbouw*, 64: 131-143.

Guilbert, J.M. and Park, C. F. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. W. H. Freeman and Company, New York.

Gleizes, G., Nédélec, J.L., Bouchez, A., Autran, A., Rochette, P. 1994. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): A new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *Journal of Geophysical Research*, Vol 103, p. 5257-5267

Hasui, Y., Haralyi, N., L. E., Costa, J. B.S. 1993. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 7-31.

Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, Belo Horizonte, 1990. Anais ...Belo Horizonte: SBG/MG, p.1-31.

Hasui, Y., Haralyi., N.L.E., Schobbenhaus F.C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Symposium Amazonico 2, Manaus. Anais., SBG, v. 1, pp. 129-148.

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

Irvine, T.N., 1977, Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation: *Geology*, v. 5, p. 273-277, doi: 10.1130/0091-7613(1977)5:273:OOCIT.2.0.CO;2.

Janelik, V. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, vol.79: T63-T67. 1981.

Kruhl, J.H. 1966. Prism- and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Metamorphic Geol.*, 14, 581-589.

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

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

Lucas, S.B., St-Onge, M.R., 1995. Syn-tectonic magmatism and the development of compositional layering,

Ungawa Orogen (northern Quebec, Canada). *J. Struct. Geol.* 17, 475–491.

Mamtani, M. A., Piazzolo, S., Greiling, R. O., Kontny, A., Hrouda, F. 2011. Porcess of magnetite fabric development during granite deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 77-89. (arrumar nome no texto)

Majumder S., Mamtani M.A. 2009. “Magnetic Fabric in the Malanjkhand Granite (Central India)—Implications for regional Tectonics and Proterozoic Suturing of the Indian Shield,” *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 172, No. 3-4, pp. 310-323. doi:10.1016/j.pepi.2008.10.007

Miller, R.B, Bouchez, J.-L., Delas, C., Gleizes, A. N. & Cuney, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35-38.

Miller, R.B. & Paterson, S.R. 1994. The transition from magmatic to high temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batolith, Washington. *J. Struct. Geol.*, 16: 835-865.

Nicolas, A., & Ildefonse, B., 1996. Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers. *Geophys. Res. Lett.* 23, 2013–2016.

Nitoi E., Munteanu M., Marincea S., Paraschivoiu V. 2002. Magma-enclave interactions in the East Carpathian Subvolcanic Zone, Romania: Petrogenetic implications. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol 118, pp. 229-259.

Passchier, C.W & Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. 2nd, Revised and Enlarged Edition.

Paterson, S. R, Ardill K., Vernon R. Zák J. 2018. A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes. *Journal of structural Geology*.

Paterson, S. R., Pignotta G.S., Vernon R.H. 2004. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of strutral geology*. Vol 26, pp 1465-1481.

Paterson, S. R. & Miller, R.B. 1998. Stopped blocks in plutons: paleo-plumb bobs, viscometers or Chronometers. *Journal Structural of Geology*, vol.20, No 9/10. Pp 1261-1272.

Paterson, S. R.; Vernon, R. H., Tobish, O. T. 1989. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal Structural of Geology*, p. 11-349.

Park, Y., Means, W.D., 1996. Direct observation of deformation processes in crystal mushes. *J. Struct. Geol.* 18. 847–858.

Pryer, L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontário, Canada. *J. Struct. Geol.*, 15: 21-36.

Ramirez, J., Sierra, G.M, Marín, M.I. 2012. Anisotropía de susceptibilidad magnetica (ASM) del miembro superior de la Formación Amagá, sección Quebrada Sabaleticas, SW Antioqueño y su relación con los movimientos del sistema de fallas Romeral en el Cenozoico Tardio. 18p.

Reis, N.J.; Fraga, L.M., Faria, M.S.G., Almeida, M.E. 2003. *Geologia do Estado de Roraima. Géologie de la France*, 2-3: 71-84.

Reis, N., Faria, M.S.G., Fraga, L.M., Haddad, R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the Northern Amazonian Craton, Eastern Roraima State, Brazil. *Rev.Bras.Geociências*, 30: 380-383.

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. 1995. Granitogênese mesoproterozóica da porção central do Estado de Roraima - Petrologia e Litogeoquímica. In: *Cong. Latino-Americano Geol.*, 9, Caracas, Venezuela, Temário 3.

Rosenberg, C.L., Handy, M.R., 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited:

implications for the continental crust. *J. Metamorph. Geol.* 23, 19–28.

Rushmer, T., 1995. An experimental deformation study of partially molten amphibolite: Application to low-melt fraction. segregation. *J. Geophys. Res.* 100, 15681–15695.

Salazar CA. ; Archanjo C. J. ; Babinski M. ; LIU, D. 2008 . Magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Itaoca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* , v. 26, p. 286-299.

Santos, J., Rizzotto G., Potter, P., McNaughton N., Matos R., Hartman L., Chemale Jr. & Quadros M. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in Wets Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165, 120-152.

Santos, J., Faria, M.S.G, Riker, S.R.L., Souza, M.M, Hartman, L.A., Almeida, M.E, McNaughton, N.J, Fletcher, I.R. 2006. A faixa colisional K'Mudku (idade Grenvilliana) no norte do Cráton Amazonas: reflexo intracontinental do Orogeno Sunsás na margem ocidental do cráton. In: *BG, Simp. Geol. Amaz.*, 9, Belém, CD-Room.

Santos, J.O.S., Potter, P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A, Fletcher, I.R., McNaughton, N.J. 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South America, based on U-Pb Geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 115 (3), 331-348.

Santos, J., Hartman, L., Gaudette, H., Groves, D., McNaughton, N., Fletcher, I. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Cráton based on integration of field mapping and u-p band sm-nd geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, p. 453-488.

Siachoque A., Salazar, C. A., Trinidad, R. 2016. Emplacement and deformation of the A-type Madeira granite (Amazonian Craton, Brazil). *Lithos*, accepted 18 oct. 2016.

Smith, J.V., 2000. Textural evidence for dilatant (shear thickening) rheology of magma at high crystal concentrations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99, 1e7.

Tassinari, C. C. G, Macambira, M. 1999. Geochronological provinces of the amazonian cráton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182.

Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Van Schmus, W. R., Bettencourt, J.S.; Taylor, P.N. 1996. Geochronological systems on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazon Craton) and tectonic implications. *Int. Geol. Ver.*, 38: 161-175.

Tarazona, C. 2015. Análises das petrogramas das rochas charnockíticas da Serra da Prata, Mucajaí. Manaus: Universidade Federal do Amazonas. 202p.

Tarling, D.H., Hrouda, F.H., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London.

Tauxe, L., Banerjee, K., Butler, R., Van Der Voo, R. 2018 *Magnetics information consortium*. Scripps Institution of Oceanography. Livro on line, link: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>.

Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227.

Vernon, R. H., Johnson, S. E., Melis, E. A. 2004. Emplacement related microstructures in margin of a deformed pluton: The San José tonalite, Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology* 26: 1867-1884.

Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* B95, 17849-17859.

Vernon, R.H. & Flood, R.H., 1988. Contrasting deformation of S- and I- type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. *Tectonophysics*, 147: 127-143.

Vernon, R.H.; Williams, V.A.; Dárcy, W.F. 1983. Grain-size reduction and foliation development in deformed

granites. *Tectonophysics*, 92: 123-145.

Vignerresse, J. L. 2018. Variations in chemical descriptors during reactions. *Chemical physics Letters*, Volume 706, pp 577-585.

Vignerresse, J.L. 2014. Texture and melt crystal gas interactions in granites. *Geoscience Frontiers*, 6, 635– 663.

Vignerresse, J.L., 2008. Granitic batholiths: from pervasive and continuous melting in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 97, 311–324.

Vignerresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *J. Petrol.* 37, 1579–1600.

Wiebe, R. A. & Adams, S. D. 1997. Felsic enclave swarms in the Gouldsboro granite, coastal Maine: a record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *J. Geology*, v. 105, p. 617-627.

Wolf M. B., Wyllie P.J. 1995. Liquid segregation parameters from amphibolites dehydration melting experiments. *Journal of geophysical research*, vol. 100, No B8, pp 15611-15621.

Žák, J., Paterson, S.R., 2009. Magmatic erosion of the solidification front during reintrusion: the eastern margin of the Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)* 99 (4), 801–812. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-009-0423-7>.

Winter J. 2014. *Principles of igneous and metamorphic*. Pearson Custom Library, second edition.