

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

MIGMATITOS GERADOS POR *WATER-FLUXED MELTING* NO
SUDESTE DE RORAIMA

SÁVIO ARAÚJO BOTO

MANAUS
2023

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

MIGMATITOS GERADOS POR *WATER-FLUXED MELTING* NO
SUDESTE DE RORAIMA

SÁVIO ARAÚJO BOTO

Dissertação de mestrado apresentada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Amazonas, como requisito para obtenção do grau de mestre em Geociências.

ORIENTADORA: PROF^a. DR^a. RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO
NASCIMENTO

MANAUS
2023

Ficha Catalográfica

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

B749m Boto, Sávio Araújo
Migmatitos gerados por water-fluxed melting no Sudeste de
Roraima / Sávio Araújo Boto . 2023
54 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Rielva Solimairy Campelo do Nascimento
Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal
do Amazonas.

1. Migmatito. 2. Water-fluxed melt. 3. Cráton Amazônico. 4. Zonas
de cisalhamento. I. Nascimento, Rielva Solimairy Campelo do. II.
Universidade Federal do Amazonas III. Título

SÁVIO ARAÚJO BOTO

MIGMATITOS GERADOS POR WATER-FLUXED MELTING NO
SUDESTE DE 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.

Aprovada em: 09 de março de 2023.

BANCA EXAMINADORA

Documento assinado digitalmente
 RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO NASCIMENTO
Data: 07/02/2025 13:00:15-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

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

Documento assinado digitalmente
IVALDO RODRIGUES DA TRINDADE
Data: 07/02/2025 17:06:29-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

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

Documento assinado digitalmente
MARCELO ESTEVES ALMEIDA
Data: 08/02/2025 14:53:21-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. Marcelo Esteves Almeida, Membro.
Serviço Geológico do Brasil

Dedico este trabalho à minha avó,
Maria do Socorro Melo Oliveira (*in memoriam*).

AGRADECIMENTOS

Agradeço, inicialmente, à minha orientadora, Prof^a Dr^a Rielva Solimairy Campelo do Nascimento, cujos ensinamentos transcendem a geologia e o universo acadêmico. Sua paciência e humanidade foram fundamentais para que eu não desistisse.

Agradeço à CAPES pelo auxílio financeiro que me permitiu mudar-me para o Amazonas e iniciar o mestrado em Geociências no PPGGEO-UFAM.

Aos professores do DEGEO-UFAM, sempre solícitos e disponíveis para valiosas discussões, e aos professores do DEGEO-UFRR, que foram cruciais na minha graduação e continuaram a contribuir durante o mestrado, em especial ao Prof^o Dr^o Stélio Tavares Júnior e ao Prof^o Dr^o Fábio Wankler.

Aos amigos que fiz na UFAM—Leonardo, Davi, Igor, Rafaela, Marcelo, Márcia Caroline, Vanisse Rodrigues, Bailosa, Roney, João César, Isabela, Stipan e Allana—é impossível citar todos, mas vocês me ensinaram muito.

Agradeço aos geólogos da CPRM-AM—Marcelo Motta, Tulio Mendes, Paulo Roberto, Charles Oliveira e à geofísica Vanessa Oliveira—que, além de serem excelentes profissionais, foram generosos ao me apoiarem na etapa de campo, nas amostras e nas discussões geológicas.

À minha família, especialmente à minha mãe, que sempre esteve presente em todos os momentos felizes e nos desafios dessa caminhada.

Aos meus amigos do mundo não geológico, em especial aos companheiros de República Hospício—Maryane, Delano, Fernando, Israel, McCrate e Ramon—com quem compartilhei alegrias e angústias de um estudante de mestrado.

À minha namorada, Mariana Oliveira, que me escutou, compreendeu e inspirou ao longo deste processo.

Por fim, agradeço a todas as pessoas não mencionadas aqui que cruzaram meu caminho e deixaram uma mensagem ou atitude positiva.

"É sempre recomendável perceber claramente a nossa ignorância."
Charles Darwin

RESUMO

Nesta pesquisa, foram estudados migmatitos, gnaisses e metagranitoides da Suíte Martins Pereira, localizada na região homônima no sul do estado de Roraima. Geologicamente, essa suíte se insere no Domínio Uatumã-Anauá, parte da Província Ventuari-Tapajós, no Cráton Amazônico. A Suíte Martins Pereira, com idade de aproximadamente 1,97 Ga, é composta predominantemente por metagranitoides cálcio-alcalinos cinza-azulados de alto K, com porções que exibem graus variados de fusão parcial. Os migmatitos registrados na suíte apresentam uma ampla gama de morfologias, que vão desde "patches" (bolsões de leucossomas com idade estimada em 1,9 Ga), formados em condições de baixa fusão e deformação, até tipos estromáticos e dobrados, especialmente em proximidade com zonas de cisalhamento. Essas zonas atuaram como canais para a migração de fluidos aquosos, favorecendo a fusão das rochas a temperaturas de aproximadamente 700°C, fácies Anfibolito Superior. A temperatura foi estimada a partir de microtexturas específicas, incluindo quartzo com feições de tabuleiro de xadrez (*chessboard pattern*) e estruturas de manto-núcleo em feldspatos, complementadas pela termometria de Ti-biotita e por comparações com literatura sobre fusão de protólitos graníticos com adição de água. Observou-se que os leucossomas não contêm minerais peritéticos anidros e apresentam contatos difusos com a encaixante. O melanossoma é composto por biotita (Bt), plagioclásio (Pl), titanita (Tnt) e epídoto (Epi). Essas características, aliadas às baixas temperaturas de fusão, sugerem que a migmatização ocorreu por meio do mecanismo conhecido como Water-Fluxed Melting, possivelmente através das reações $KF-1 + Qtz-1 + Pl-1 (An_{43-27}) + H_2O = Melt$ e $Pl-1 + Qtz-1 + Bt-1 + H_2O = Melt + Tnt-2$. A fusão originou a paragênese $KF-2 + Pl-2 (An_{28}) + Qtz-2$. Um segundo evento de migmatização também foi identificado, igualmente associado ao *Water-Fluxed Melting*, mas caracterizado pela reação $KF-2 + Qtz-2 + Pl-2 + H_2O = Melt [KF-3 + Pl-3 (An_{24-21}) + Qtz-2]$. Não foi possível, no entanto, determinar se esses eventos de migmatização representam um único episódio tectonometamórfico contínuo, datado de 1,9 Ga, ou se constituem eventos distintos no tempo (Evento Itã?). Esse estudo destaca a importância da migmatização na Suíte Martins Pereira, evidenciando o papel das zonas de cisalhamento na fusão dos protólitos sob condições específicas nesta porção do Cráton Amazônico.

PALAVRAS-CHAVE: Migmatito; *Water-fluxed Melt*; Cráton Amazônico; Zonas de cisalhamento.

ABSTRACT

This research studied migmatites, gneisses, and metagranitoids of the Martins Pereira Suite, located in the eponymous region in southern Roraima state. Geologically, this suite is part of the Uatumã-Anauá Domain within the Ventuari-Tapajós Province of the Amazonian Craton. The Martins Pereira Suite, dated at approximately 1.97 Ga, is predominantly composed of high-K, calcium-alkaline bluish-gray metagranitoids, with portions exhibiting varying degrees of partial melting. The recorded migmatites display a wide range of morphologies, from "patches" (leucosome pockets estimated to be 1.9 Ga), formed under low-melting and deformation conditions, to stromatic and folded types, especially near shear zones. These zones acted as channels for aqueous fluid migration, facilitating rock melting at temperatures around 700°C, in the upper amphibolite facies. Temperature was estimated from specific microtextures, including quartz with chessboard patterns and mantle-core structures in feldspars, supplemented by Ti-biotite thermometry and comparisons with literature on the melting of granitic protoliths with added water. It was noted that leucosomes lack anhydrous peritectic minerals and exhibit diffuse contacts with the surrounding rock. The melanosome consists of biotite (Bt), plagioclase (Pl), titanite (Tnt), and epidote (Epi). These characteristics, along with low melting temperatures, suggest that migmatization occurred through the Water-Fluxed Melting mechanism, possibly via the reactions $KF-1 + Qtz-1 + Pl-1 (An_{43-27}) + H_2O = Melt$ and $Pl-1 + Qtz-1 + Bt-1 + H_2O = Melt + Tnt-2$. The melting resulted in the paragenesis $KF-2 + Pl-2 (An_{28}) + Qtz-2$. A second migmatization event was also identified, similarly associated with Water-Fluxed Melting, characterized by the reaction $KF-2 + Qtz-2 + Pl-2 + H_2O = Melt [KF-3 + Pl-3 (An_{24-21}) + Qtz-2]$. However, it was not possible to determine whether these migmatization events represent a single continuous tectonometamorphic episode, dated to 1.9 Ga, or if they constitute distinct events in time (Itã Event?). This study highlights the significance of migmatization in the Martins Pereira Suite, emphasizing the role of shear zones in the melting of protoliths under specific conditions in this portion of the Amazonian Craton.

KEYWORDS: *Migmatite; Water-fluxed Melt; Amazonian Craton; Shear zones.*

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.	12
Figura 2 - Classificação de migmatitos de acordo com a estrutura segundo Mehnert (1968).	14
Figura 3 - Nomenclaturas adotadas por Sawyer (2008)	16
Figura 4 - a) Diagrama sintetizado de P×T comparando fusões com presença de água (Water fluxed melt) e por desidratação de minerais (Dehydration melt). b) Comparação entre os dois estilos de leucossomas (Weinberg e Hasalová, 2015).	17
Figura 5 - Modelos de compartimentação do Cráton Amazônico: (A) Santos et al. (2000 e 2006) e (B) Tassinari e Macambira (1999 e 2004).	18
Figura 6 - Mapa Geológico da área de estudo. Modificado de Lopes e Almeida (2020)	21
Figura 7 – Feições de afloramento encontradas nos metagranitos da SMP.	23
Figura 8 - Aspectos petrográficos dos metagranitoides da SMP.	24
Figura 9 - Aspectos macroscópicos de migmatitos da SMP.	30
Figura 10 – Aspectos de afloramento dos migmatitos condicionados por zonas de cisalhamento	31
Figura 11 - Aspectos petrográficos dos migmatitos da SMP	33
Figura 12 - a) Diagrama fração de líquido vs. deformação sin-anatética (retirado de Sawyer, 2008). Adaptado de Weinberg e Hasalová (2015).	42
Figura 13 - microtexturas de fusão parcial e reações de fusão	46

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** - Química Mineral dos Plagioclásios das Lâminas P6C, GC-6-32 e GC-6-26 dos Metagranitos da Suíte Metamórfica Martins Pereira. 30
- Tabela 2** -Química Mineral das Biotitas das Lâminas P6C, GC-6-32 e GC-6-26 dos Metagranitos da Suíte Metamórfica Martins Pereira 31
- Tabela 3** -Química mineral das titanitas dos metagranitos e migmatitos da Suíte Metamórfica Martins Pereira. 32
- Tabela 4** - Química Mineral dos Plagioclásios das Lâminas P4C0 e PI-5 migmatitos da Suíte Metamórfica Martins Pereira 39
- Tabela 5** - Química Mineral dos Plagioclásios das lâminas P3A E PI-15-3 (gnaisses migmatíticos) e PI-15-3 (leucossoma) da Suíte Metamórfica Martins Pereira. 40
- Tabela 6** - Química Mineral das Biotitas das Lâminas P4C0 e PI-5 dos gnaisses migmatíticos da Suíte Metamórfica Martins Pereira. 41
- Tabela 7** -Química Mineral das Biotitas das Lâminas P3A, PI-15-3 (migmatitos) e PI-15-3 (Leucossoma) da Suíte Metamórfica Martins Pereira. Temperatura calculada segundo o termômetro Henry (2005). 42

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
1.1 Localização da Área de Pesquisa	13
1.2 Objetivo geral	14
1.2.1.1 <i>Objetivos Específicos</i>	14
Materiais e Métodos	15
1.4 Migmatitos e Processos de fusão	16
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	20
2.1 Domínio Uatumã-Anauá (DUA)	21
3. A SUÍTE MARTINS PEREIRA (SMP)	23
3.1 Metagranitos	24
3.2 Migmatitos e gnaisses migmatíticos	31
4. DISCUSSÕES	41
5. CONCLUSÕES	48

1. INTRODUÇÃO

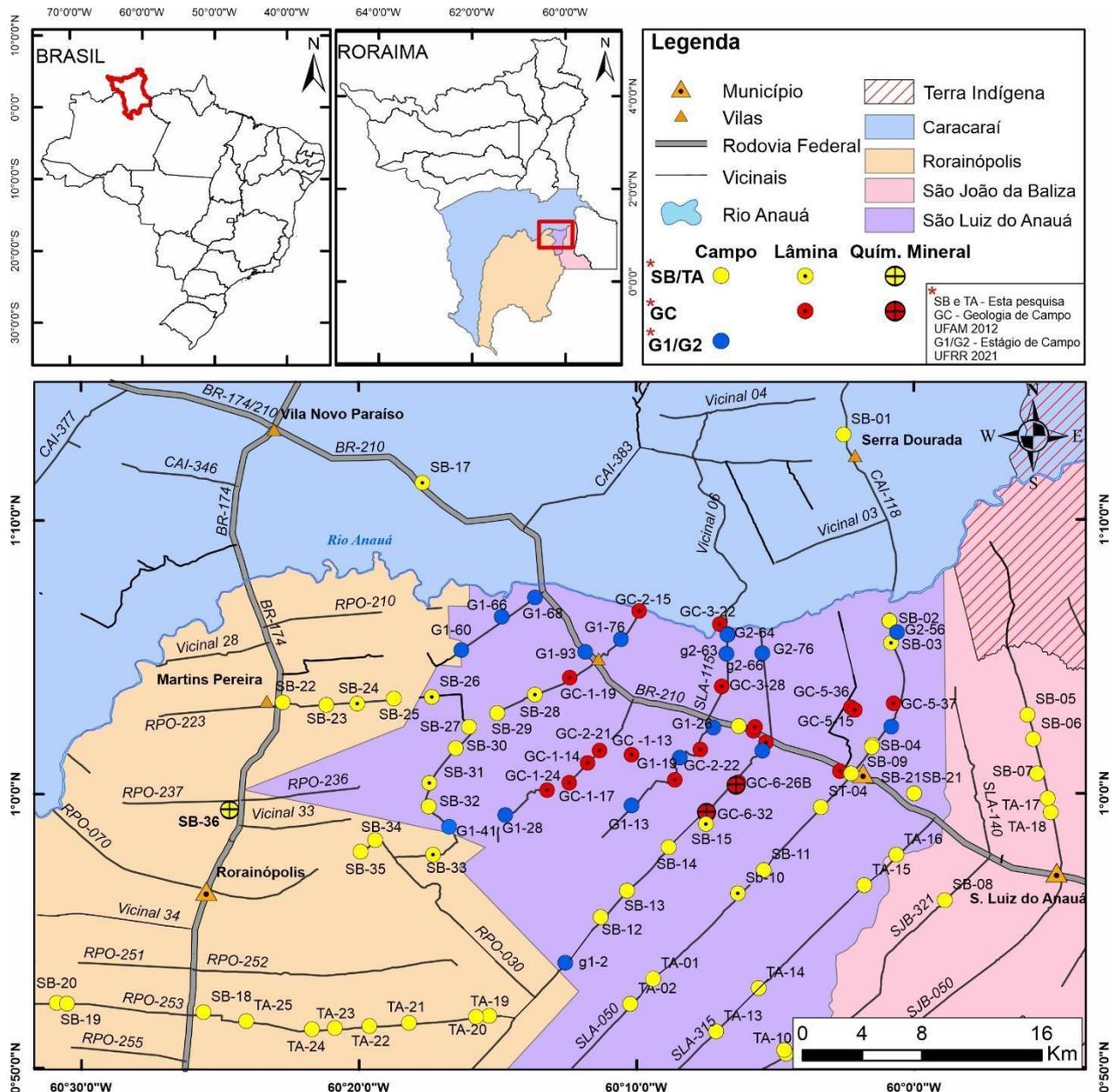
As rochas estudadas nesta pesquisa são metamonzogranitos, metagranodioritos, biotita gnaisses e migmatitos metatexíticos com leucossomas *in situ* e *in source*, de composição leucossienogranítica e melanossoma (resíduo) composto por biotita, plagioclásio, titanita, magnetita, epidoto e clorita. Atualmente estas rochas constam na estratigrafia como Suíte Martins Pereira: um batólito de 3.780 Km², composto por granitoides tipo-I de alto K, com idade U-Pb em Zircão de 1,97 Ga, com estruturação principal ENE-WSW interpretado como produto de anatexia crustal durante o final ou após o Arco Anauá (2,02 Ga) durante Ciclo Transamazônico. (ALMEIDA et. al, 2007; ALMEIDA e MACAMBIRA, 2007).

Os trabalhos realizados nesta unidade (ALMEIDA et al, 2002, 2007; ALMEIDA, 2006; CPRM, 2006; LOPES e ALMEIDA, 2020; FARIA et al., 2002) tiveram como foco mapeamento geológico, estudo geoquímico, petrológico e geocronológico com o intuito de contribuir com a estratigrafia e evolução geotectônica em escala regional. Apesar de não focar na evolução da Suíte Martins Pereira, Almeida et al. (2007) já atentava para a correlação entre as lentes e bolsões leucograníticas, datadas de 1,9 Ga, inclusas no Martins Pereira, e o magmatismo Água Branca, mas sem entrar em detalhes quanto ao processo metamórfico e de fusão.

Nesta pesquisa a partir de dados de afloramento, análises petrográficas, microtexturas e análises química de minerais de rochas da Suíte Martins Pereira, foi possível a sua caracterização como uma unidade metamórfica, submetida a processo(s) de migmatização, bem como identificar as possíveis reações de fusão e suas condições de temperatura. Em seguida, a partir da correlação dos dados obtidos nesta pesquisa com os dados geocronológicos, petrográficos da literatura contribuir também com evolução desta porção do Cráton Amazônico.

1.1 Localização da Área de Pesquisa

A área de estudo está situada na região sudeste do estado de Roraima, e engloba as sedes municipais de Rorainópolis, São Luiz do Anauá, São João da Baliza e áreas rurais de Caracaraí (Figura 1). A malha rodoviária possibilita o acesso principalmente à porção sul da área de estudo, onde há a maior densidade de vicinais. As rodovias federais BR-174, BR- 432 e BR-210 seccionam a área de pesquisa nas direções N-S e NW-SE.



1.2 Objetivo geral

Compreender os eventos ocorridos na Suíte Martins Pereira relacionados à gênese/colocação bem como eventos posteriores a sua cristalização, de forma a contribuir com os modelos evolutivos deste setor do Cráton Amazônico.

1.2.1.1 Objetivos específicos

- Identificar e descrever os processos metamórficos/migmatíticos;
- Propor reações responsáveis pela migmatização;

- Determinar as condições de temperatura do(s) evento(s) de migmatização por meio do estudo de texturas e termometria de Ti-biotita.

1.3 Materiais e Métodos

Os métodos utilizados neste trabalho foram divididos em três etapas: pré-campo, campo e laboratorial. A etapa de pré-campo consistiu na revisão bibliográfica de trabalhos prévios relevantes à geologia, petrografia, geoquímica, tectônica e geocronologia da região, e na interpretação dos produtos de sensores remotos LANDSAT 8/OLI, Imagens SRTM e Modelos Digitais de Terreno (MDT). Estas imagens foram interpretadas e correlacionadas com informações obtidas pelo levantamento bibliográfico e cartográfico, tais como: padrão de drenagem, entradas de acesso, afloramentos, lineamentos estruturais existentes e definição de novos lineamentos por interpretação. Após reunir esses dados foi confeccionado o mapa pré-campo base para a etapa seguinte

A etapa de campo foi realizada no período de 11 a 19 de outubro de 2018 nos municípios de Rorainópolis, São Luiz do Anauá e São João da Baliza. O trabalho consistiu no reconhecimento das características petrográficas e estruturais em afloramentos às margens das rodovias federais e vicinais, assim como em propriedades rurais. Foram analisados e descritos 36 afloramentos da SMP. Nestes afloramentos foram coletadas amostras orientadas, dados estruturais *in situ* (foliações, lineações, indicadores cinemáticos) e fotografadas as feições de afloramentos.

Na etapa laboratorial foi realizado o estudo petrográfico de 53 seções delgadas: 12 seções confeccionadas neste trabalho, 18 do Trabalho Final de Graduação (DEGEO/UFAM) de César (2017), e 23 da disciplina Geologia de Campo (semestre letivo 2012.2). As microestruturas foram descritas e interpretadas segundo os critérios de Vernon et al. (2004), Passchier e Trouw (1996). Os critérios de Sawyer (2001, 2008), foram utilizados para reconhecer texturas de fusão em microescala. Para a organização e plotagem dos dados estruturais foi usado o Stereonet 9.2.3 e para a edição de figuras e mapas foram utilizados InkScape 0.92.4 e QGIS 3.22, respectivamente.

Baseado na petrografia foram selecionadas 8 seções polidas da SMP para análise de química mineral. As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília - UnB utilizando o aparelho CAMECA SX-50, em condições analíticas de 20 kV (tensão de aceleração) e 20 nA. O estudo foi realizado no

dia 15 de agosto de 2019 e os minerais analisados foram plagioclásio, K-feldspato, biotita, muscovita, titanita, epidoto e apatita.

1.4 Migmatitos e Processos de fusão

Este tópico tem como intuito uma breve revisão sobre a evolução do conhecimento de rochas migmatíticas, abordando definição, estruturas e processos.

O termo migmatito foi introduzido por Sederholm (1907). Para este autor, **migmatito** era uma rocha composta por duas partes geneticamente diferentes, uma delas metamorfisada, e a outra ígnea, formada pela fusão e “re-solução” da primeira parte ou injetada de fora. Ao processo de formação dos migmatitos, intitulou *paligenesis*, que abrangeria a fusão e dissolução da rocha original acompanhadas da sua brechação e entrada de material magmático.

Mehnert (1968) organizou as ideias de autores anteriores sobre formação dos migmatitos, além de apresentar a primeira classificação baseada em estruturas reconhecíveis em escala de afloramento (Figura 2). Neste mesmo trabalho, também foram introduzidos os conceitos das partes que compõem um migmatito: **Neossoma** e **Paleossoma**. O primeiro é a porção neo-formada da rocha, resultado do processo de anatexia e se divide em: **leucossoma** e **melanossoma** formados por minerais félsicos e máficos, respectivamente. O **Paleossoma** correspondia à rocha original inalterada ou pouco afetada pela anatexia.

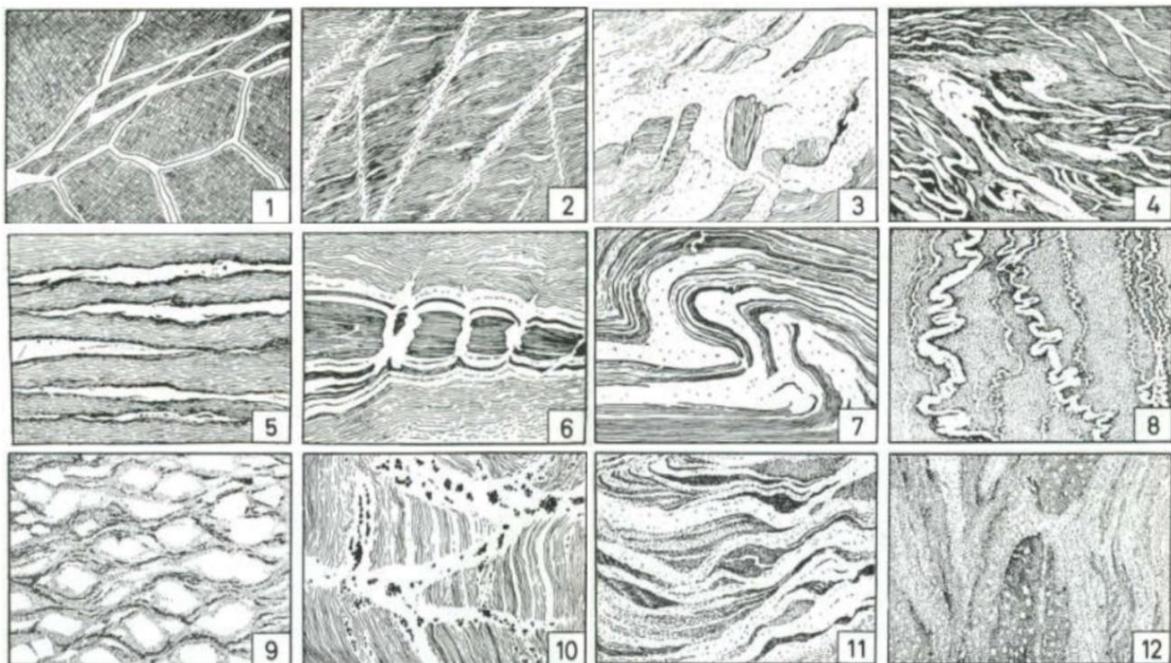


Figura 2 - Classificação de migmatitos de acordo com a estrutura segundo Mehnert (1968). 1- Agmática (brechada); 2- Diktionítica; 3- Schollen; 4- Flebítica (venulada); 5- Estromática (em camadas); 6- Surreítica (dilatacional); 7- Dobrada; 8- Ptigmática; 9- Oftálmica (augen); 10- Estictolítica (flocos/manchada); 11- Schlieren; 12- Nebulítica.

Brown (1973) utilizou os termos metatexito e diatexito para classificar os migmatitos. Metatexitos são migmatitos que, em escala de afloramento, ainda apresentam porções em que a estrutura pretérita da rocha ainda é preservada. Já nos diatexitos, a alta taxa de fusão causa a destruição total das estruturas originais da rocha protólito.

Atualizando os conceitos sobre migmatitos, Sawyer (2008), em “*Atlas of migmatites*” revisa termos já consagrados na literatura e atribui a eles também conotações genéticas. Definiu como: rocha encontrada em áreas de metamorfismo de médio a alto grau que pode ser heterogênea em escala micro a macroscópica, consistindo de duas ou mais partes petrograficamente distintas. O **neossoma** é a parte do migmatito formada por fusão parcial e pode apresentar, ou não, segregação de fração sólida e líquida. A outra parte é o **Paleossoma** que é a porção não afetada pela fusão parcial e que ainda preserva suas estruturas anteriores à migmatização, como foliações e acamamentos. Quando o **neossoma** se segrega em fração sólida e líquida é possível identificar **melanossoma** e **leucossoma**. O **melanossoma** é a parte escura do **neossoma**, composto por minerais como biotita, granada, hornblenda, piroxênio, etc. e corresponde ao resíduo sólido do processo de fusão após a extração do fundido (*melt*). O **leucossoma** é a porção clara, quartzo-feldspática e corresponde ao líquido segregado.

Sawyer (2008) propôs novos termos específicos para leucossomas, identificando-os pela sua distância da fonte. Quando não há migração do líquido, é chamado de leucossoma *in situ*. Quando a migração ocorre apenas dentro da mesma camada onde foi gerado, é chamado de leucossomas *in source*. Conforme aumenta a mobilidade do líquido ele pode formar veios leucocráticos ou até diques, *sills* ou outros corpos graníticos quando migram completamente da área fonte e se encaixam em rochas de menor grau metamórfico ou não metamorfisadas.

O mesmo autor também propõe uma classificação atualizada (Figura 3), utilizando os conceitos de Brown (1973) somados as estruturas definidas por Mehnert (1968) que são usadas para caracterizar o migmatitos em segunda ordem. Em primeira ordem, os migmatitos são divididos em metatexitos e diatexitos.

Metatexito é o migmatito que preserva amplamente as estruturas pré-fusão parcial no paleossoma, onde as estruturas primárias aparentam não ter sofrido grandes modificações. O neossoma é geralmente segregado em leucossoma e melanossoma, mas neossomas não segregados também podem ocorrer. Já o diatexito é um tipo de

migmatito em que o neossoma é dominante e o líquido anatético é distribuído de forma pervasiva. As estruturas pré-fusão parcial são raras ou ausentes no neossoma, sendo comumente substituídas por estruturas de fluxo sin-anatéticas, como foliações magmáticas ou submagmáticas, schlieren, ou por neossomas isotrópicos.

Em segunda ordem são descritas estruturas características de metatexitos e diatexitos. Em terceira ordem estão estruturas que independem da primeira ordem.

Para que os migmatitos sejam gerados, a fusão de rochas crustais pode ocorrer por duas vias: na presença de água livre, tratada neste trabalho como *water-fluxed melting*, ou mediante desidratação de minerais hidratados (*Dehydration Melt*) contidos nas rochas como micas e anfibólios. (WEINBERG e HASALOVÁ, 2015). A presença da água livre rebaixa as condições de temperatura e pressão necessárias para fundir as rochas e para que essa água possa entrar no sistema, na crosta média ou inferior, é necessária a atuação de estruturas como fraturas e zonas de cisalhamento para conduzir os fluidos (HASALOVÁ, 2008; SAWYER, 2010).

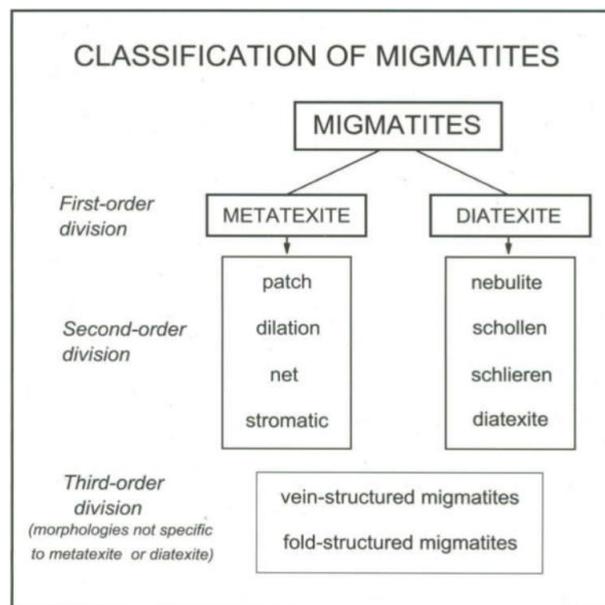


Figura 3 - Nomenclaturas adotadas por Sawyer (2008).

As reações de *Dehydration Melt* mais comuns são as que envolvem muscovita, biotita e/ou anfibólio. A desidratação da muscovita ocorre entre 650-750°C em pressões crustais comuns. A desidratação da biotita, em rochas quartzo-feldspáticas inicia entre 750–850°C. A fusão por desidratação do anfibólio ocorre entre 850-900°C (Figura 4a). O processo de *Dehydration melt* deve gerar minerais peritéticos anidros, tais como: clinopiroxênio, ortopiroxênio, granada e cordierita. Esses minerais são produtos de fusões incongruentes, onde uma rocha não funde uniformemente, de modo que o *melt*

gerado não corresponde quimicamente à rocha original. Durante a fusão alguns elementos (Fe, Mg, Ti) não tem a capacidade de ir para a fração fundida (incompatíveis) e são cristalizados como minerais peritéticos durante a produção do *melt*. Então é comum que esses minerais desenvolvam hábitos euedrais por estarem imersos em líquido. (WEINBERG e HASALOVÁ, 2015).

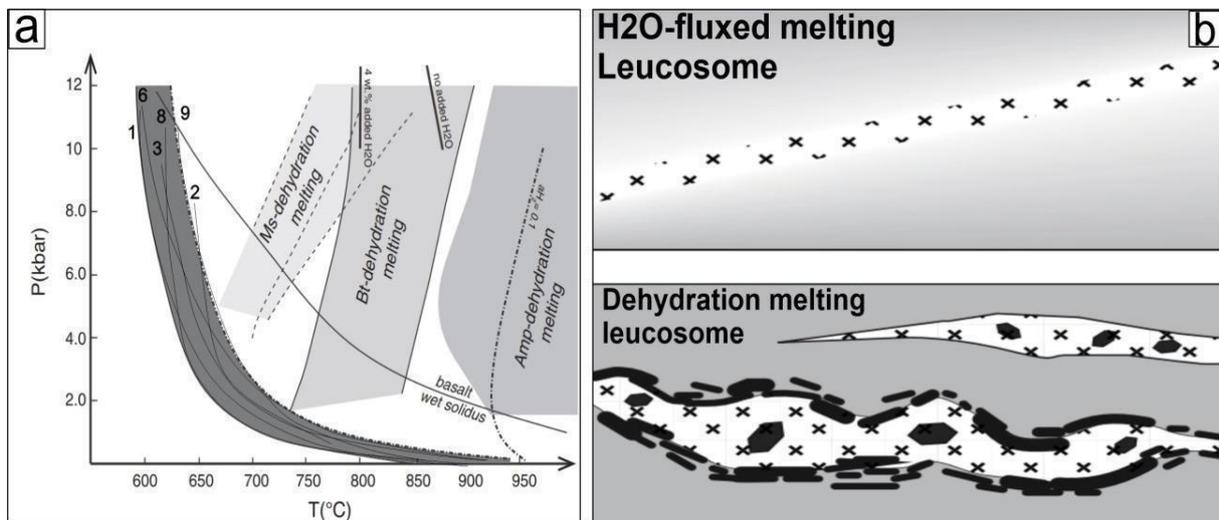


Figura 4 - a) Diagrama sintetizado de P×T comparando fusões com presença de água (Water fluxed melt) e por desidratação de minerais (Dehydration melt). Obs: Campo cinza escuro formado pelas seguintes curvas water fluxed melting: 1 - Muscovita granito saturado em H₂O de Huang e Wyllie (1973) Ms+Or+Pl+Qtz+H₂O; 2 - Fusão saturada em água do sistema Qtz + Or + Ab + H₂O de Johannes (1985); 3 - Reação de fusão Qtz + Pl + Kfs + H₂O = melt de Stevens e Clemens (1993) com aH₂O = 1; 6 - Tonalito saturado em H₂O de Yoder and Tilley (1962) – Hbl + Bt + Or + Pl + Qtz + H₂O; 8 – Reação de fusão saturada em água: Qtz + Kfs + Als + H₂O = melt de Johannes e Holtz (1996); 9- Granito saturado em água (Qtz + Ab + Or + H₂O = melt) de Ebadi e Johannes (1991). Adaptado de Weinberg e Hasalová, 2015; b) Comparação entre os dois estilos de leucossomas (Weinberg e Hasalová, 2015).

O processo de *water fluxed melting* em rochas crustais como pelitos, arenitos e granítios, ocorre em fácies anfíbrito superior (620–650°C) em pressões crustais comuns. Além disso, a curva do *solidus* em presença de água não é sensível à composição da rocha para litotipos intermediários a félsicos. Isso significa que diversas litologias intermediárias a félsicas, quando em presença de água, fundem sob condições semelhantes de P×T. Se comparadas com *Dehydration Melt*, as fusões por *Water fluxed melt* ocorrem de 100 -150°C abaixo da temperatura de fusão da biotita (Figura 4a) (WEINBERG e HASALOVÁ, 2015).

Segundo Brown (2013) os leucossomas contendo minerais peritéticos hidratados (e.g. biotita, muscovita e/ou anfibólio) devem ter sido gerados por *Water fluxed melt*, enquanto leucossomas que transportam minerais anidros (e.g. granada, piroxênio), são mais prováveis de serem produto de fusão por desidratação. Características morfológicas também diferenciam os neossomas gerados por esses dois processos. Quando são produtos de *Water fluxed melt*, os leucossomas apresentam as seguintes características:

- i) limites difusos com a rocha encaixante;
- ii) as microestruturas ao redor dos neossomas são preservadas;
- iii) se o fluido aquoso entrar em contato com a rocha aquecida através de uma fratura, o leucossomas terá aspecto de uma rede que conecta as fraturas;
- iv) comumente não são identificados melanossomas ou *mafic selvedge* associados com os neossomas;
- v) A água vai alterar minerais anidros próximos aos leucossomas.

Quando formados por *Dehydration melt*, os neossomas possuem as seguintes características:

- i) fazem contatos retos e bem definidos com a encaixante;
- ii) estruturas pretéritas no entorno dos leucossomas não são preservadas;
- iii) rede de leucossomas têm aparência variável (Figura 4b) (WEINBERG e HASALOVÁ, 2015).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cráton Amazônico (porção norte da Plataforma Sulamericana), compreende uma área de aproximadamente $4,3 \times 10^5$ km² distribuídos nos escudos das Guianas (a nordeste) e Brasil Central (a sul), sendo limitado pelos cinturões orogênicos neoproterozoicos Tucavaca (Bolívia), Araguaia-Cuiabá e Tocantins (Tassinari e Macambira, 2004). Nas últimas décadas, o avanço no conhecimento geológico e geocronológico, aliado a estudos tectono-estruturais e geofísicos, permitiram sua compartimentação em Províncias Geológicas caracterizadas por distintas assembleias litológicas, *trends* estruturais, metamorfismo e padrões geocronológicos (Tassinari e Macambira, 2004). Os modelos mobilistas de Tassinari e Macambira (1999; 2004) (Figura 2a) e Santos et al. (2000; 2006) (Figura 2b), consideram que o Cráton Amazonas foi formado por um núcleo mais antigo de idade arqueana, envolvido por faixas móveis paleo e mesoproterozoicas que se desenvolveram durante diversos episódios de amalgamação e acreções crustais. Cabe ressaltar, que apesar de seguirem a mesma hipótese, os modelos divergem quanto aos métodos geocronológicos adotados, conceitos de formação de crosta e definição e delimitação das Províncias.

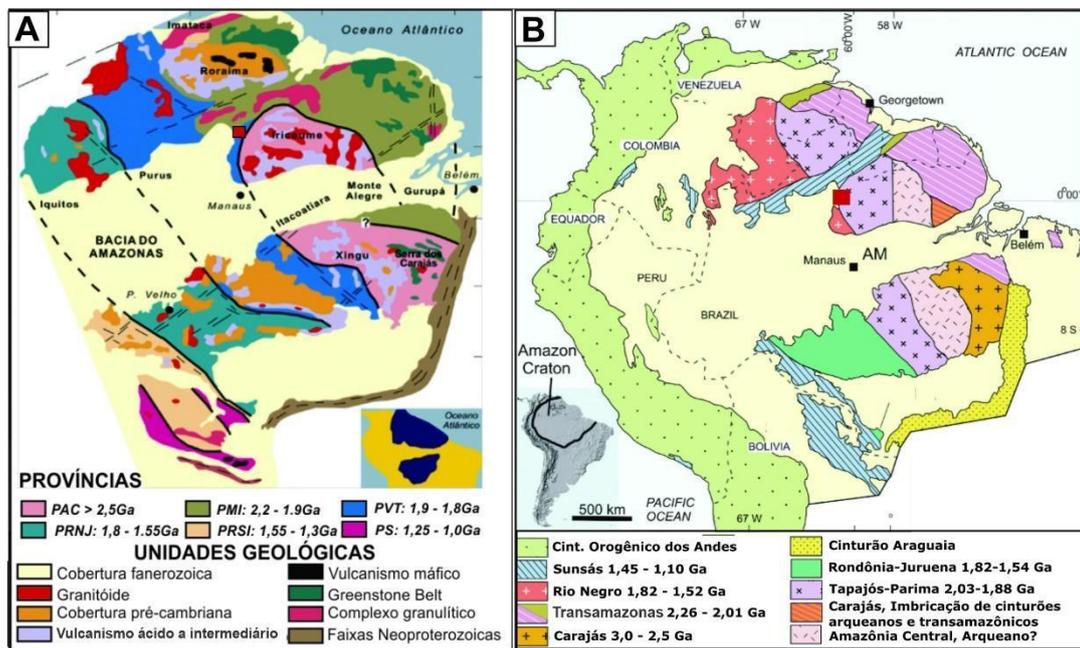


Figura 5 - Modelos de compartimentação do Cráton Amazônico: (A) Santos et al. (2000 e 2006) e (B) Tassinari e Macambira (1999 e 2004).

Tassinari e Macambira (1999; 2004) caracterizaram seis províncias geocronológicas para o Cráton, definidas a partir de estudos geofísicos, geoquímicos, petrológicos, estruturais e geocronológicos (K-Ar, Ar-Ar, Sm-Nd, Pb-Pb e U-Pb) são elas: Província Amazônia Central (>2,50 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,20-1,95 Ga),

Província Ventuari-Tapajós (1,95–1,80 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,80–1,55 Ga), Província Rondoniana- San Ignacio (1,50–1,30 Ga) e Sunsás (1,25–1,00 Ga).

Santos et al., (2000, 2006) baseando-se em mapas geológicos regionais, aerogeofísica e, principalmente, dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb (convencional e SHIRIMP) compartimentou o Cráton em sete Províncias: Carajás (3,00–2,50 Ga), Amazônia Central (idade ainda indeterminada), Transamazonas (2,26–2,01 Ga), **Tapajós-Parima (2,03–1,88 Ga)**, Rio Negro (1,82–1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,82–1,54 Ga) e Sunsás (1,45–1,10 Ga).

De acordo com os modelos geotectônicos apresentados, a área de estudo está localizada na Província Ventuari-Tapajós (Tassinari e Macambira, 2004) ou na Província Tapajós-Parima (SANTOS et al., 2006). A Província Ventuari-Tapajós é composta por granitoides e gnaisses cálcio-alcálicos, além de gabros, anfíbolitos e sequências metavulcanossedimentares, representando um arco magmático de idade paleoproterozoica (1,98 a 1,81 Ga) com orientação NW-SE (TASSINARI e MACAMBIRA, 2004). Para Santos et al. (2000, 2004, 2006), a Província Tapajós-Parima foi gerada a partir da evolução de orógenos acrescionários entre 2,03 e 1,88 Ga, sendo composta por granitoides e gnaisses cálcio-alcálicos com sequências meta-vulcanossedimentares, além de gabros e anfíbolitos representando uma zona de colagem na borda oeste da província Amazônia Central. Esta província é composta pelos domínios Parima, Uaimiri (nomeado Uatumã-Anauá por CPRM, 2006) e Tapajós (SANTOS et al, 2004).

2.1 Domínio Uatumã-Anauá (DUA)

Após diversos estudos de escala regional, o estado de Roraima foi compartimentado em quatro Domínios Litoestruturais com histórias geológicas diferentes: 1. Surumu, terreno vulcano-plutônico-sedimentar em 1,98-1,78 Ga com estruturação preferencial em WNW-ESE a E-W; 2. Guiana Central (NE-SW), cinturão de alto grau em 1,94-1,93 Ga e Associação AMG (1,54 Ga); 3. Parima (NW-SE a E-W), terreno granito-*greenstone* em 1,97-1,94 Ga; e 4. **Uatumã-Anauá**, terreno granito-gnáissico em 2,03-1,81 Ga, articulado estruturalmente por lineamentos NW-SE, NE-SW e N-S (REIS & FRAGA, 1998; REIS et al., 2003; CPRM, 2006).

O Domínio Uatumã-Anauá (DUA) foi segmentado nos setores Norte e Sul por Almeida et al., (2002) por apresentarem evoluções tectônicas distintas para suas suítes granitoides. No Setor Norte do DUA um terreno TTG (Tonalito, Trondhjemito, Granodiorito) formado por metagranitoides e ortognaisses (Complexo Anauá) juntamente

com rochas metavulcanossedimentares (Grupo Cauarane) formam o embasamento que é intrudido por granitos tipo-S (Serra Dourada) e (meta)granitoides tipo-I cálcio-alcálicos de alto K (Martins Pereira) com idades correspondentes a 2,03 a 1,96 Ga para o Terreno Martins Pereira-Anauá. (ALMEIDA et al., 2007).

No Setor Sul os granitoides cálcio-alcálicos dos granitos Caroebe e Igarapé Azul (Suíte Água Branca) não apresentam deformações regionais ou feições metamórficas e são aproximadamente 70Ma mais jovens que os granitoides Martins Pereira e Serra Dourada (Almeida e Macambira, 2007). O Granito Caroebe está associado a rochas vulcânicas co-genéticas (Vulcânicas Jatapu) e a charnoquitoides (Enderbitto Santa Maria). Ocorrem ainda no DUA duas gerações de granitos tipo-A, a primeira formada pelos granitos Mapuera e Abonari (1,87Ga) (CPRM, 2003) e a segunda pelos granitos Moderna (~1,81 Ga, Santos et al., 1997) e Suíte Intrusiva Madeira (1,82 a 1,79 Ga, Costi et al., 2000). Esses granitoides Tipo-A seccionam as rochas mais antigas descritas para este Domínio e são relacionados a períodos pós-orogênicos a anorogênicos.

A proposta evolutiva de Almeida et al. (2007) para o DUA no período de 2,03–1,97 Ga é baseada em dois estágios da orogenia Anauá: (i) fase acrescionária gerando os TTG Anauá e as metavulcanossedimentares Cauarane e (ii) a fase colisional (1,97–1,96 Ga) causando espessamento crustal, anatexia e geração os granitos Martins Pereira e Serra Dourada.

O período entre 1,91–1,86 Ga é interpretado por Almeida (2006) como uma fase intracontinental que deu origem aos granitoides da Suíte Água Branca (Igarapé Azul, Caroebe,) e Mapuera. Esta fase foi marcada por um evento distensivo pós-colisional onde houve o abandono do *slab*, delaminação crustal e ascensão de magma astenosférico que se alojou na base da crosta gerando os granitoides por *underplating*.

Klein et al. (2012) e Fraga et al. (2017) atribuem a geração do magmatismo ocorrido no período entre 1,91 – 1,86 Ga a atuação de uma SLIP (*Silic Large Igneous Province*) Uatumã. Segundo esses autores o extenso magmatismo *underplating* ocorrido foi possibilitado pela hidratação e fertilização da base da crosta durante a Orogenia Anauá (2,03 – 1,96 Ga).

As semelhanças geocronológicas e isotópicas entre o Domínio Uatumã-Anauá e o Domínio Tapajós sugerem que ambos se comportaram como a mesma Província durante o Paleoproterozoico (Almeida, 2006). Santos et al. (2004) propuseram para o Domínio Tapajós uma evolução pautada na sucessão de 5 arcos magmáticos durante as orogenias Munducus (2.040–1.957 Ma) e Tropas (1.907–1.877 Ma). Nesse contexto

os granitos das Suítes Tropas (1,91 Ga) e Parauari (1,89-1,88 Ga) são correlacionados aos granitos de mesma idade do DUA (Igarapé Azul, Caroebe) porém são posicionados em ambiente de Arco Magmático.

Oliveira et al. (2019), a partir de dados de campo, aerogefísicos e geocronológicos (U-Pb SHRIMP), propõem para a porção centro-sudeste de Roraima (DUA e DGC) 3 eventos deformacionais principais:

D₁ (WNW-ESE) - relacionado aos períodos finais do Ciclo Transamazônico (1,94–1,97 Ga), representado em campo por bandamentos gnáissicos transpostos;

D₂ (NE-SW) - associado ao Evento K'Mudku (1.180 – 1.442 Ma), representados por zonas de cisalhamento sinistrais de alta temperatura e migmatitos estromáticos associados;

D₃ (NE-SW e secundariamente NW-SE): representado por milonitos e cataclasitos em zonas de cisalhamento de baixa temperatura.

3. A SUÍTE MARTINS PEREIRA (SMP)

Neste trabalho, considerando que foram identificados importantes eventos de recristalização e de fusão nas rochas da Suíte Martins Pereira, propõem-se a substituição do termo “Granito” para Suíte Martins Pereira (Figura 6).

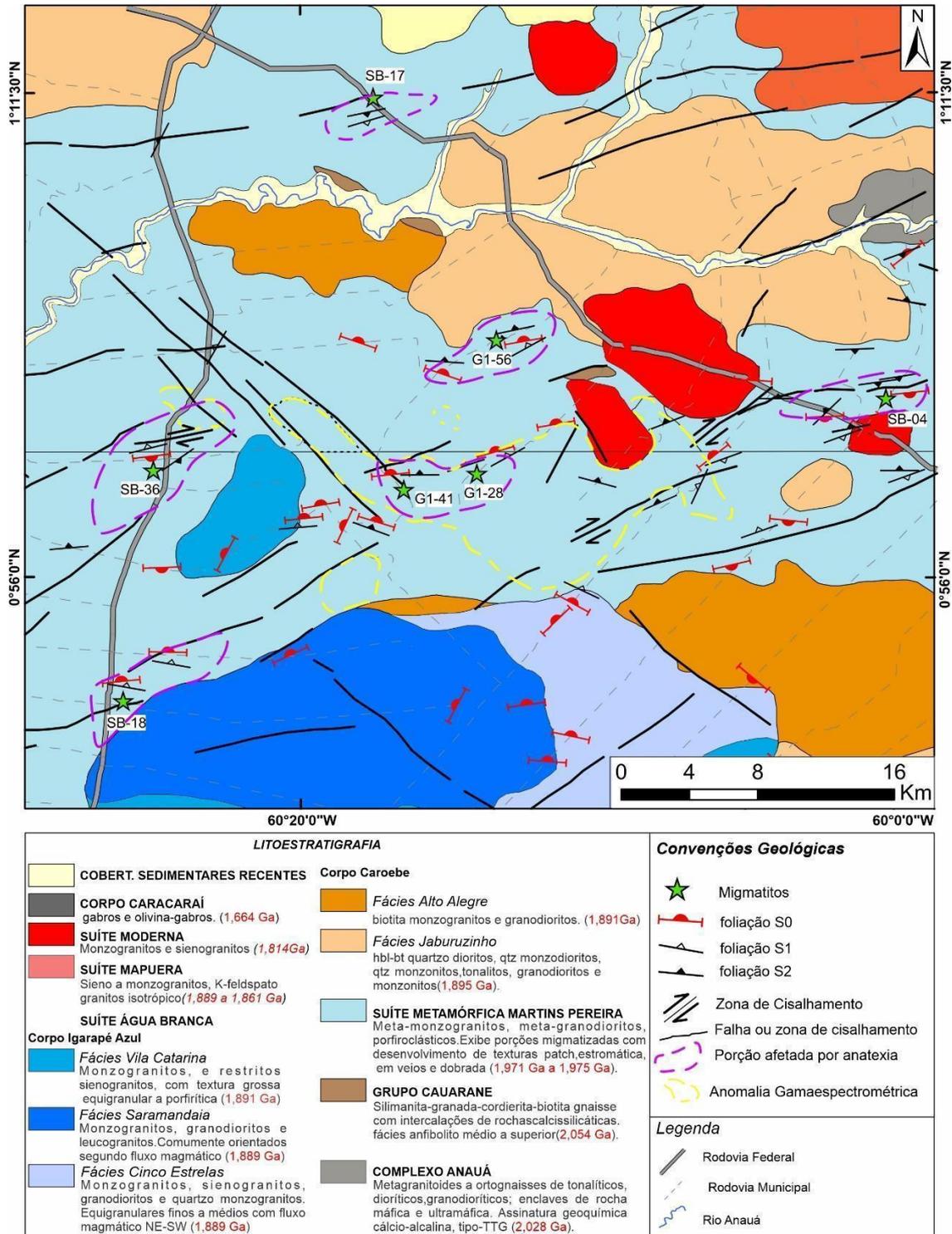


Figura 6 - Mapa Geológico da área de estudo. Modificado de Lopes e Almeida (2020)

Na área estudada, afloram majoritariamente metagranitoides, que variam composicionalmente de monzograníticos a granodioríticos, e de forma subordinada gnaisses migmatíticos e metatexitos. Os afloramentos ocorrem na forma de matacões, lajedos e morros, tendo melhores exposições dos migmatitos nos pontos SB-04, SB-17, SB-18, SB-36, G1-56, G1-41, G1-28.

3.1 Metagranitos

Os metagranitoides são cinza-azulados, geralmente porfiroclásticos, de matriz média a grossa, com raros termos equigranulares. Os porfiroclastos em geral variam de 0,3 a 7,0 cm de comprimento, podendo ser arredondados (Figura 7a) ou tabulares (Figuras 7b e 7c).

Nestas rochas foi possível identificar uma foliação predominantemente E-W, e com altos mergulhos, gerada pelo fluxo magmático (S_0), que é definida pela orientação preferencial de enclaves máficos alongados (Figura 7b) e dos porfiroclastos de feldspatos (Figura 7c). Também foi observada uma foliação no estado sólido (S_1) dada principalmente pela orientação preferencial dos máficos da matriz (Figura 7d) com direção variando entre 65° a 110° Az, e mergulhos de alto ângulo ($> 65^\circ$) para Norte ou Sul, caracterizando assim um paralelismo entre as foliações magmática e no estado sólido (S_0/S_1).

Os metamonzogranitos e metagranodioritos são constituídos por quartzo (18-28%), K-feldspato (20-27%), plagioclásio (25-40%), biotita (5-18%), muscovita (1-12%), tendo como minerais acessórios apatita, zircão, titanita e como minerais de alteração sericita, clorita, epidoto.

O **quartzo** primário (Qtz-1) ocorre incluso em KF-1 com formas arredondadas e sem deformação (Figura 8a). Na matriz, uma outra geração de quartzo (Qtz-2) ocorre como cristais anedrais com tamanho 0,03 – 0,20 cm e comportamento intersticial, com contatos irregulares a lobados com plagioclásio e K-feldspato (Figura 8b e 8c). Este está comumente recristalizado, exibindo as microtexturas de deformação: extinção ondulante, migração de borda de grão do tipo BLG (*bulging*) e formação de subgrãos (Figura 8c e 8d). Algumas porções registram deformações que remetem a alta temperatura (e.g. Passchier e Trouw, 1996), tais como contatos poligonizados e feições do tipo tabuleiro de xadrez (Figura 8d e 8e).

Duas gerações de **plagioclásio** ocorrem nos metagranitos. A primeira delas é representada por um **plagioclásio magmático** (PI-1) que ocorre como porfiroclastos e também na matriz, muitas vezes seguindo a orientação do fluxo magmático. São euedrais a subedrais, apresentam zoneamento normal e maclamento polissintético. As análises de microsonda revelaram núcleos de andesina (An_{43} , porções intermediárias com An_{35}) e bordas de oligoclásio (An_{28}) (Tabela 1). Na matriz ocorrem também cristais magmáticos zonados (Figura 8b) com núcleo de andesina (An_{36}) e bordas de oligoclásio (An_{28}) (Tabela 1), estas últimas recristalizadas, enquanto as maclas apresentam deflexão ou

apagamento por deformação mecânica. Na matriz e nos porfiroclastos a sericitização e a saussuritização afetam principalmente os núcleos desses cristais. A segunda geração diz respeito a um **plagioclásio metamórfico** (Pl-2), que também está presente tanto como porfiroblastos como na matriz, porém sem o zoneamento composicional presente no tipo magmático (Figura 8b). São predominantemente anedrais a subedrais, com maclamento polissintético, com bordas também recristalizadas, mas com alteração para sericita menos intensa. Quando na matriz são anedrais a subedrais e composicionalmente variam entre An_{26} e An_{30} (Tabela 1).

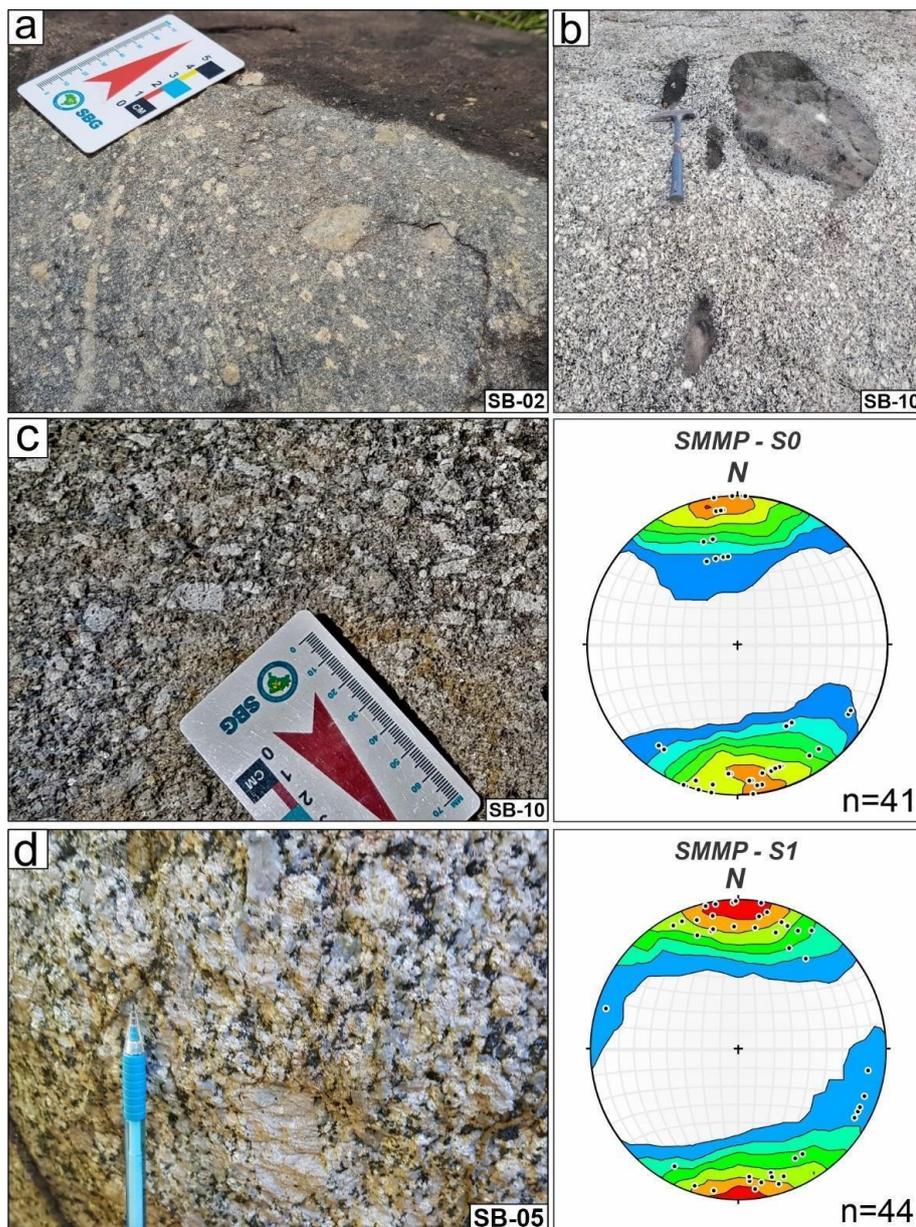


Figura 7 – Feições de afloramento encontradas nos meta-granitos da SMP. a) metagranodiorito porfiroclástico. Os porfiroclastos são arredondados, compostos de Plagioclásio e K-feldspato, sem orientação preferencial; b) Enclaves máficos alinhados segundo fluxo magmático S_0 ; c) Pórfiros de plagioclásio eudrais orientados segundo fluxo magmático E-W e plotagem estereográfica (Stereonet) dos polos da foliação; d) Meta-monzogranito porfiroclástico, apresentando foliação S_1 marcada pelas biotitas alinhadas e estiradas paralelamente a S_0 , e a plotagem dos polos da foliação S_1 em rede estereográfica.

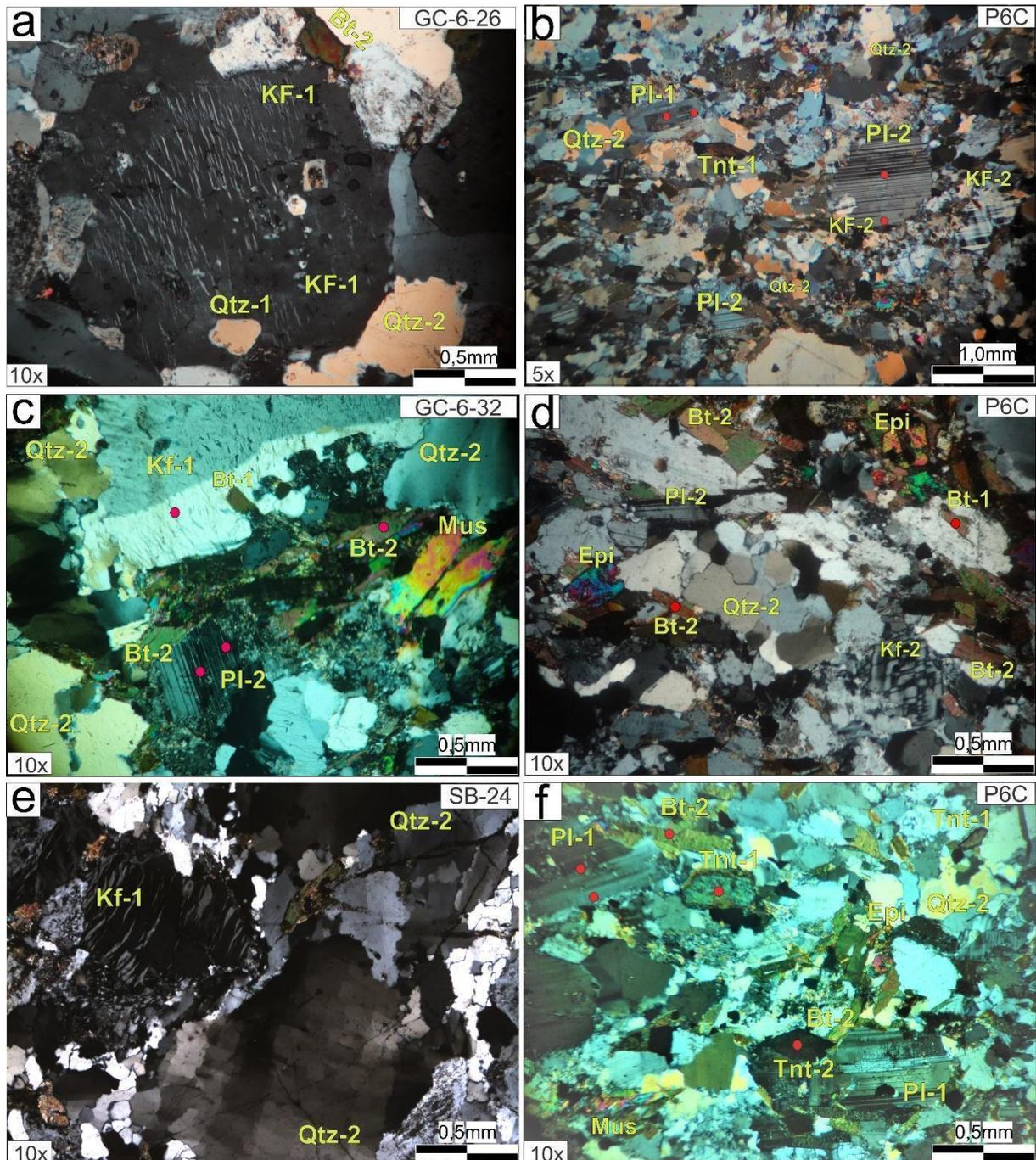


Figura 8 - Aspectos petrográficos dos metagranitoides da SMMP. a) metamonzogranito, isotrópico, Qtz-1, incluso em porfiroclasto de KF-1, que apresenta exsolução perítica e bordas recrystalizadas. b) Biotita metagranodiorito, porfiroclástico com plagioclásio zonado (PI-1) ($An_{36} - An_{30}$) e pórfiro de plagioclásio polissintético não zonado (PI-2) (An_{28}); c) Metamonzogranito porfiroclástico, porfiroclasto de KF-1, apresentando maclamento Carlsbad (ígneo) com Bt-1 inclusa; d) Cristais subédricos e granulares de epidoto, biotita subédrica (bt-2), agregado de cristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio apresentando contatos poligonizados, textura de recrystalização estática; e) Perthita em chama em pórfiro de K-feldspato e extinção xadrez em cristal de quartzo; f) Titanita euédrica (tnt-1) e (ponto vermelho indica análise de microsonda eletrônica, dados nas Tabelas 1 e 2).

O **K-feldspato** ocorre com duas texturas nos metagranitoides Martins Pereira. O KF-1 (primário) está presente na forma de porfiroclastos e matriz, se caracterizando por apresentar maclamento *Carlsbad* e por apresentar inclusões de Qtz-1 e Bt-1 (Figura 8c). O KF-2 (neoformado) ocorre apenas na matriz, apresentando maclamento *TartanTartan*

e contatos em cuspide com plagioclásio e quartzo (Figura 8b e 8d). texturas deformacionais como: quando em porfiroclastos são subedrais, com maclamento *TartanTartan* ou *Carlsbad*, são comumente pertíticos e em regiões mais afetadas pela deformação desenvolvem pertita em chamás (Figura 8e). A alteração mais comum é para mica branca.

A **biotita** ocorre na matriz (0,05–1,00 mm) como cristais subédricos, apresentando pleocroísmo de marrom claro a verde escuro. Texturalmente é possível identificar dois tipos de biotitas. A Bt-1 está inclusa em plagioclásio e K-feldspato (Figura 8c e 8d), são cristais com até 0,1 mm e razão axial 2:1, e não apresentam alteração ou deformação. A Bt-2 compõem a foliação S_1 e contornam pórfiros de plagioclásio e K-Feldspato (Figura 8b e 8f). São subédricas e com dimensões que normalmente variam de 0,1 mm a 1,0 mm. Altera para clorita e muscovita. Composicionalmente as biotitas inclusas (Bt-1) preservam valores de TiO_2 mais altos (2,09 %) enquanto que as que compõem a matriz tem grande variação de (1,14 % a 2,37 %) (Tabela 2). É importante destacar que os cristais mais alterados são os que apresentam os teores mais baixos de TiO_2 .

A **titanita** ocorre na matriz como cristais anedrais ou granulares dispersos e geralmente em contato com opacos (ilmenita/magnetita) orientados segundo a foliação (Tnt-1) e como cristais losangulares euedrais (Tnt-2) (Figura 8f). Apesar da diferença textural as titanitas analisadas no metagranitos não possuem grandes diferenças composicionais entre si. Porém, quando comparadas às encontradas nos migmatitos mostram valores de Al_2O_3 mais baixos, em torno de 1,15 % a 1,60 %, enquanto nos migmatitos os valores de Al_2O_3 variam de 2,70 % a 6,03 % (Tabela 3).

A **muscovita** ocorre como mineral primário juntamente com a biotita em planos de foliação ou como agregados micáceos com cristais de até 0,5 mm com a clivagem curvada, indicando deformação (Figura 8c). Ocorre também como mineral secundário pela alteração de K-feldspatos na forma de pequenas placas de até 0,1 mm.

O **epidoto** ocorre como agregados granulares de 0,1mm alterando plagioclásio ou como cristais subedrais aglomerados de até 0,5 mm (Figura 8d e 8f). A **clorita** ocorre como alteração da Bt-2. Os demais minerais acessórios, como apatita e zircão, ocorrem como cristais granulares isolados.

Tabela 1 - Química Mineral dos plagioclásios das lâminas P6C, GC-6-32 e GC-6-26 dos Metagranitos da Suíte Martins Pereira. Fórmula estrutural calculada para 08 oxigênios.

AMOSTRA		PLAGIOCLÁSIOS														GC-6-32		GC-6-26	
		P6C														GC-6-32		GC-6-26	
MINERAL	PL-1			PL-2		PL-1			PL1		PL-1		PL-2		PL-2		PL-2		
	CENTRO	MEDIO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	MEDIO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	
SiO2	59,56	61,39	61,27	62,06	62,14	58,88	60,14	62,25	57,46	61,41	61,10	62,18	62,13	62,14	62,30	62,10	63,99	63,34	
TiO2	0,03	0,00	0,18	0,05	0,00	0,07	0,09	0,07	0,01	0,00	0,11	0,03	0,00	0,11	0,00	0,00	0,10	0,02	
Al2O3	25,53	24,68	24,26	23,84	23,76	26,89	25,31	24,54	26,68	24,27	24,96	24,45	24,06	24,47	24,51	24,71	22,70	23,49	
FeO	0,03	0,01	0,01	0,11	0,03	0,08	0,06	0,15	0,08	0,06	0,08	0,18	0,04	0,19	0,03	0,02	0,03	0,15	
MnO	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	
MgO	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,01	
CaO	7,39	6,28	6,09	5,63	5,63	8,64	7,34	5,91	8,75	5,80	6,57	5,89	5,58	6,01	5,71	5,60	4,43	5,24	
Na2O	7,04	7,93	8,24	8,13	8,64	6,29	7,27	8,24	6,23	8,19	7,82	8,42	8,20	8,05	8,03	8,14	7,29	6,88	
K2O	0,12	0,15	0,11	0,18	0,11	0,14	0,14	0,10	0,08	0,11	0,08	0,10	0,27	0,24	0,10	0,10	0,07	0,10	
TIPO CRIST	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	
TOTAL	99,70	100,54	100,20	100,01	100,30	101,00	100,43	101,26	99,34	99,85	100,72	101,30	100,28	101,21	100,72	100,68	98,61	99,24	
Si	2,67	2,72	2,72	2,76	2,75	2,62	2,68	2,74	2,60	2,73	2,70	2,73	2,76	2,74	2,76	2,72	2,91	2,87	
Al	1,35	1,29	1,27	1,25	1,24	1,41	1,33	1,27	1,42	1,27	1,30	1,26	1,26	1,27	1,28	1,28	1,22	1,26	
Ca	0,36	0,30	0,29	0,27	0,27	0,41	0,00	0,28	0,42	0,28	0,31	0,28	0,26	0,28	0,27	0,26	0,22	0,25	
Na	0,61	0,68	0,71	0,70	0,74	0,54	0,63	0,70	0,55	0,71	0,67	0,72	0,70	0,69	0,69	0,69	0,64	0,60	
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	
tot. cat.	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
tot. oxy.	8,04	8,02	8,00	8,03	7,99	8,05	8,03	8,02	8,03	8,01	8,02	8,00	8,02	8,02	8,05	8,01	8,20	8,20	
An	36,46	30,18	28,84	27,39	26,34	42,79	35,52	28,23	43,52	27,96	31,57	27,72	26,89	28,79	28,05	27,39	25,03	29,46	
Ab	62,84	68,96	70,57	71,57	73,06	56,38	63,67	71,23	56,03	71,43	68,01	71,71	71,54	69,82	71,35	72,03	74,49	69,89	
Or	0,70	0,86	0,59	1,04	0,60	0,83	0,81	0,54	0,45	0,61	0,43	0,57	1,57	1,39	0,60	0,58	0,48	0,66	

Tabela 2 -Química Mineral das biotitas das Lâminas P6C, GC-6-32 e GC-6-26 dos Metagranitos da Suíte Martins Pereira. Fórmula estrutural calculada para 08 oxigênios.

AMOSTR A	BIOTITAS								P6C					GC-6-32					GC-6-26	
	BT-2	BT-1	BT-1	BT-2																
SiO2	37,37	37,79	37,14	36,93	37,24	37,37	37,32	37,36	35,67	36,12	35,51	36,52	36,41	36,86	37,67					
TiO2	1,77	1,85	1,48	2,24	2,37	1,89	1,78	2,10	1,44	2,09	2,06	1,63	1,14	1,95	1,78					
Al2O3	15,17	15,49	15,88	15,23	14,73	15,09	15,70	15,29	16,26	15,81	16,10	16,08	15,70	15,65	15,54					
FeO	18,77	18,70	17,85	18,77	18,09	18,51	18,30	19,10	23,80	22,01	22,88	22,35	20,39	19,74	19,02					
MnO	0,60	0,58	0,59	0,69	0,62	0,50	0,77	0,48	0,53	0,67	0,51	0,57	0,47	0,60	0,67					
MgO	12,63	11,88	11,98	11,66	12,78	11,64	11,85	11,22	8,58	9,26	8,99	9,21	9,86	10,96	11,73					
CaO	0,00	0,01	0,03	0,07	0,06	0,00	0,02	0,05	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,06	0,01					
Na2O	0,07	0,06	0,06	0,11	0,04	0,03	0,04	0,08	0,00	0,09	0,07	0,06	0,04	0,01	0,02					
K2O	9,87	9,94	9,76	9,81	9,74	9,89	9,97	9,92	9,75	10,15	9,67	9,78	10,16	9,24	10,11					
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Cl	0,10	0,09	0,08	0,11	0,09	0,10	0,14	0,11	0,07	0,02	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03					
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,08	0,05	0,06					
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00					
Subtotal	96,36	96,39	94,86	95,66	95,77	95,08	95,97	95,73	96,17	96,24	95,83	96,32	94,37	95,13	96,63					
O=F,Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01					
Total	96,34	96,37	94,84	95,64	95,75	95,06	95,94	95,70	96,15	96,24	95,82	96,31	94,36	95,13	96,62					
Tipo Cristal	MATRIZ	INCLUSA	MATRIZ																	
T°C	606,27	610,01	571,73	645,81	662,50	616,12	604,78	630,16	526,96	614,60	609,95	560,90	482,39	614,17	600,10					
Si	5,65	5,69	5,67	5,63	5,64	5,71	5,65	5,69	5,54	5,57	5,51	5,61	5,68	5,64	5,68					
Al iv	2,35	2,31	2,33	2,37	2,36	2,29	2,35	2,31	2,46	2,43	2,49	2,39	2,32	2,36	2,32					
Al vi	0,35	0,45	0,52	0,37	0,28	0,43	0,46	0,43	0,51	0,44	0,45	0,52	0,56	0,47	0,44					
Ti	0,20	0,21	0,17	0,26	0,27	0,22	0,20	0,24	0,17	0,24	0,24	0,19	0,13	0,22	0,20					
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01					
Fe	2,37	2,36	2,28	2,39	2,29	2,37	2,32	2,43	3,09	2,84	2,97	2,87	2,66	2,53	2,40					
Mn	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,07	0,10	0,06	0,07	0,09	0,07	0,07	0,06	0,08	0,09					
Mg	2,84	2,67	2,73	2,65	2,89	2,65	2,68	2,55	1,99	2,13	2,08	2,11	2,29	2,50	2,64					
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00					
Na	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00					
K	1,90	1,91	1,90	1,91	1,88	1,93	1,93	1,93	1,93	2,00	1,91	1,92	2,02	1,81	1,94					
OH*	3,97	3,98	3,98	3,97	3,98	3,97	3,96	3,97	3,98	4,00	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99					
Cl	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01					
TOTAL	25,61	25,44	25,47	25,47	25,53	25,42	25,47	25,39	25,61	25,50	25,55	25,48	25,48	25,43	25,48					

Tabela 3 -Química mineral das titanitas dos metagranitos e migmatitos da Suíte Martins Pereira.

	METAGRANITOS										MIGMATITOS				
	P6C										GC-6-26	P4C0	PI-5		P3A
	TNT-1C	TNT-1B	TNT-2	TNT-1	TNT-1	TNT-2	TNT-2	TNT-1	TNT-2		TNT-1	TNT-2	TNT-2	TNT-2	TNT-2
SiO2	30,15	30,46	30,14	29,64	30,51	30,50	29,88	29,80	30,40		30,01	31,25	30,37	28,97	30,94
TiO2	36,88	37,60	35,91	35,59	35,10	36,35	35,92	36,80	36,33		38,87	35,88	34,49	33,71	34,00
Al2O3	1,39	1,39	1,60	1,44	1,84	1,72	1,42	1,60	1,35		1,15	3,42	3,23	2,70	6,03
FeO	1,73	1,54	1,64	1,99	2,03	1,99	1,65	1,91	1,43		1,66	1,06	1,02	1,09	0,98
MnO	0,15	0,20	0,14	0,13	0,02	0,08	0,19	0,06	0,23		0,11	0,08	0,11	0,02	0,22
MgO	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,07	0,02		0,01	0,01	0,02	0,04	0,04
CaO	26,36	26,18	26,73	26,56	26,36	26,40	26,05	26,35	26,68		26,09	28,01	27,99	27,10	28,26
Na2O	0,02	0,05	0,06	0,02	0,05	0,03	0,02	0,11	0,01		0,00	0,02	0,01	0,06	0,06
K2O	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02		0,01	0,01	0,00	0,04	0,10
P2O5	0,10	0,11	0,15	0,08	0,11	0,06	0,14	0,10	0,14		0,12	0,03	0,01	0,00	0,03
NiO	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00		0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O3	0,55	0,52	0,58	0,63	0,67	0,54	0,49	0,64	0,50		0,47	0,58	0,52	0,56	0,55
Cr2O3	0,12	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00		0,00	0,02	0,00	0,00	0,07
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,09	0,00	0,27	0,38
Cl	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01		0,02	0,00	0,00	0,04	0,01
Total	97,51	98,21	96,95	96,09	96,69	97,72	95,86	97,57	97,13		98,53	100,43	97,77	94,47	101,51
HÁBITO	EUEDRAL	EUEDRAL	ANEDRAL	EUEDRAL	EUEDRAL	ANEDRAL	ANEDRAL	EUEDRAL	ANEDRAL		ANEDRAL	ANEDRAL	ANEDRAL	ANEDRAL	ANEDRAL

3.2 Migmatitos e gnaisses migmatíticos

O grau de migmatização das rochas da SMMP é bem heterogêneo, em escala de afloramento é possível reconhecer porções pouco afetadas pela anatexia, como os metatexitos, em que ainda há a preservação de alguma estrutura pretérita, e porções onde o grau de fusão foi mais intenso, como os diatexitos. Foram descritos migmatitos em patch, em veios, estromático, dobrado, *schlieren* e nebulítico (Figura 9). A partir das estruturas é possível classificar o leucossoma com relação à distância da fonte de fusão, se *in situ* ou *in source*.

Nos migmatitos em *patch*, o leucossomas ocorrem na forma de bolsões ou lentes centimétricas com contatos difusos com a rocha encaixante (Figura 9a), mostrando que não houve migração do líquido gerado, ocorrendo *in situ*. São compostos predominantemente por quartzo + K-feldspato e normalmente não se apresentam deformados.

O leucossoma também ocorre como veios de espessura centimétrica que se encaixam paralelamente à foliação (Figura 9b) ou como finas bandas félsicas que se intercalam com as bandas máficas nos migmatitos estromáticos (Figura 9c) e gnaisses migmatíticos (Figura 9d). Nesse caso, apesar do leucossoma ter se movido, não foi o suficiente para ele deixar sua região fonte, sendo classificado com *in source*.

O melanossoma apresenta granulação média e ocorre na forma *schlieren* (Figura 9e), faixas de minerais máficos que resistiram à fusão, ou agregados centimétricos que se destacam em contato com o leucossoma (Figura 9f). É composto essencialmente por biotita, plagioclásio, titanita, magnetita/ilmenita e epidoto.

Nas regiões retrabalhadas por zonas de cisalhamento foi observado o desenvolvimento da foliação S_2 (E/NE-W/SW), caracterizada pelo bandamento composicional nos migmatitos estromáticos e gnaisses migmatíticos, estrutura que necessita de um maior *stress* sin-anatético para o seu desenvolvimento. Estas zonas imprimem textura milonítica nas porções que resistiram à fusão e controlam a entrada de veios de leucossoma que migram paralelamente à foliação (Figura 10a e 10d). É possível observar bolsões de leucossomas englobando fragmentos de melanossoma deformados, em formatos sigmoidais (Figura 10b). O *trend* dessa zona de cisalhamento é N87°E (Figura 10a).

Os gnaisses migmatíticos têm bandamento descontínuo com bandas de espessuras que variam de 0,5-2,0 cm. Porém, podem chegar a 60cm em migmatitos estromáticos. As bandas félsicas são formadas por leucossoma de composição

leucossienogranítica e as bandas máficas são formadas principalmente por biotita+titanita+epidoto (Figura 10d).

Em porções localizadas é identificado o melanossoma, resíduo da fusão que concentra os minerais máficos (biotita, titanita e epidoto) e plagioclásio.

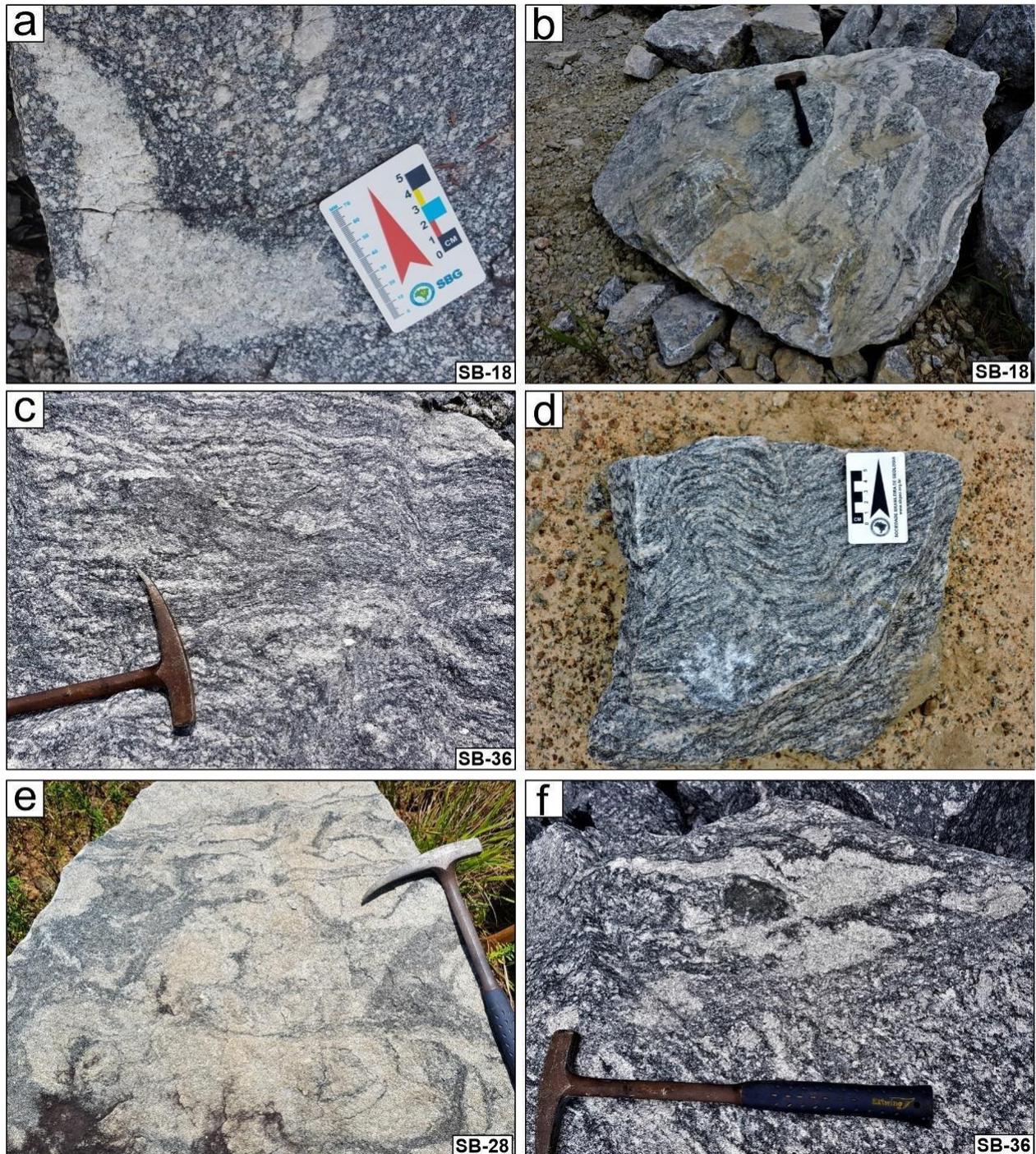


Figura 9 - Aspectos macroscópicos de migmatitos da SMP. a) Migmatito em patch, destaque para o limite difuso entre bolsão e a rocha encaixante; b) Injeções de veios leucograníticos (leucossoma) paralelamente a foliação indicando um controle da migração do fluido produzido; c) Migmatito estromático com leucossomas inseridos paralelamente à foliação e dobrados; d) Gnaiss migmatítico apresentando bandamento composicional dobrado; e) Migmatito com estrutura em *schlieren*; f) Migmatito nebulítico com agregado de máficos resistentes (melanossoma).

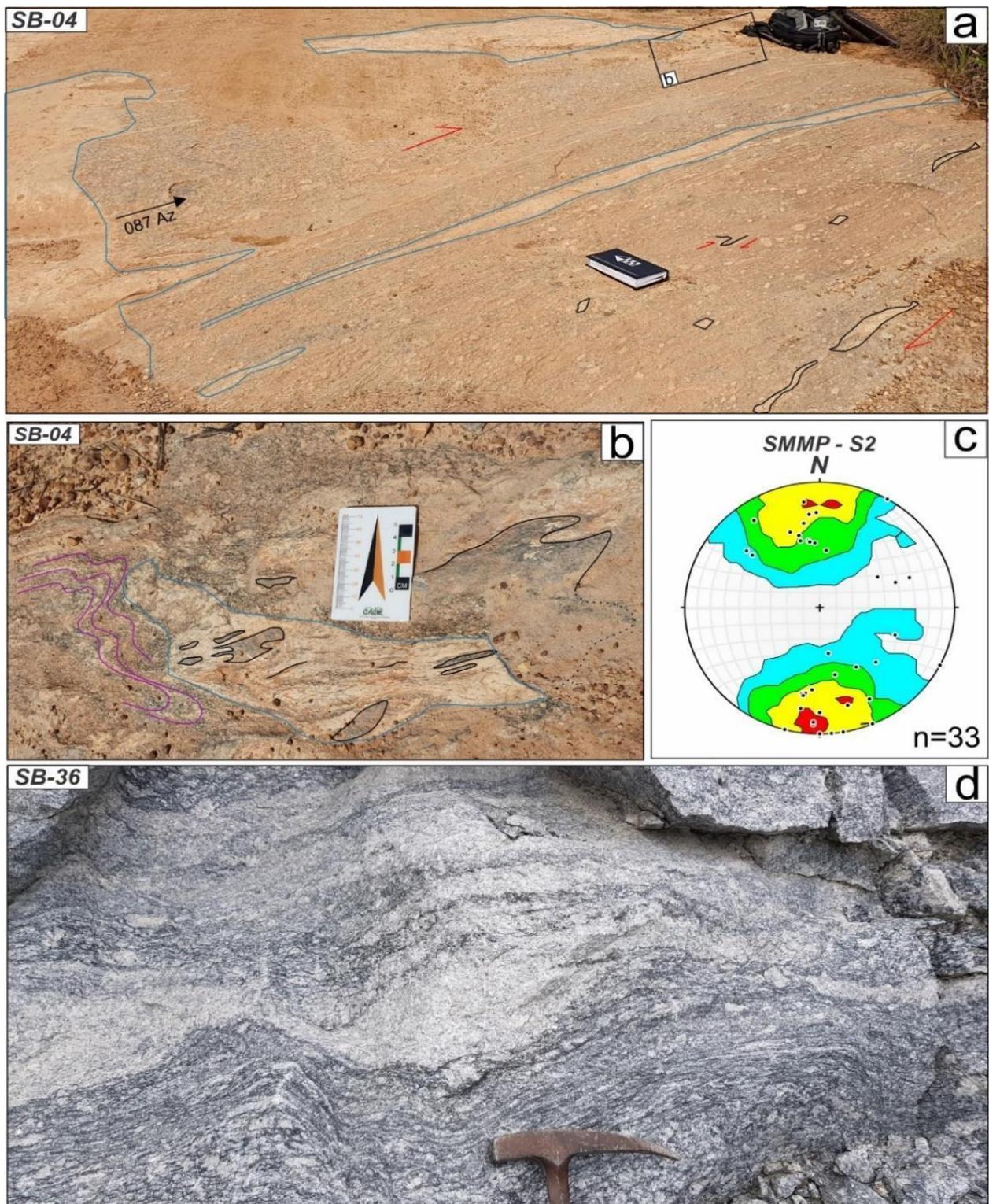


Figura 10 – Aspectos de afloramento dos migmatitos condicionados por zonas de cisalhamento: a) Zona de cisalhamento NE-SW, dextral com destaque (em azul) dos veios e bolsões de leucossomas. Linhas azuis destacam lentes, veios e bolsões de leucossoma; b) Detalhe dos bolsões de leucossomas com fragmentos da rocha encaixante formando estrutura sigmoide dextrais. Linhas rosa destacam relictos de dobras e linhas pretas destacam fragmentos de paleossoma englobados no leucossoma; c) Plotagem estereográfica dos polos da foliação S₂; d) Migmatito estromático cisalhado com leucossoma boudinado ao centro.

O **leucossoma** tem granulação média a grossa, é composto por K-feldspato (60%), quartzo (29%), plagioclásio (8%). Os máficos são representados por biotita (1%),

muscovita (1%), epidoto, apatita e allanita (0,5%), e opacos (0,5%). Alteração de biotita para clorita e muscovita, saussuritização de plagioclásio e alteração para mica branca nos K-feldspatos (Figura 11a).

O **melanossoma** apresenta granulação média, formado predominantemente por biotita (68%), plagioclásio (17%), titanita (3%), minerais opacos (5%) K-feldspato (3%) e quartzo (2%), epidoto (1%) e clorita (1%). A biotita é subédrica, placosa, com bordas contínuas, alteram para clorita. Plagioclásio (PI-2, An_{26-30}) ocorre disperso em meio às biotitas como cristais subedrais fazendo contatos retos (Figura 11b).

O **quartzo** primário Qtz-1 não ocorre nos neossomas. O **Qtz-2** é predominantemente xenoblástico, intersticial e faz contatos lobados e em cúspide com plagioclásio e KF, apresenta migração de borda de grão de alta temperatura GBM. No leucossoma pode ocorrer como inclusões arredondadas em KF-3 que durante seu processo de cristalização aprisionou o quartzo em forma de “gotas” ou ainda como grãos arredondados juntamente com PI e KF (Figura 11e). O Qtz-3 é descrito apenas nos leucossomas que apresentaram texturas que indicam re-fusão, como o leucossoma PI-15-3 (Pedreira Pedra Norte).

Três gerações de **K-feldspato** foram identificadas nos migmatitos. O K-feldspato (KF-1), restrito aos gnaisses, ocorre como porfiroclastos (0,5 a 3cm), alterados e apresentam maclamento *Carlsbad* (Figura 11c). São anedrais, com formas arredondadas ou ovaladas, bordas recristalizadas formadas por agregados quartzo-feldspáticos de tamanho diminuto. O KF-2 quando na matriz, têm comportamento intersticial se infiltrando nos espaços entre minerais e formando contatos em cúspide, formação de filmes e poças (*pools*), indicativos de fusão *in situ*, comumente apresentam maclamento Tartan. Os **K-feldspatos neoformados** (KF-3) também compõe pórfiros e matriz e foi descrito apenas em dois leucossomas que apresentavam textura de um segundo momento de anatexia. Quando em pórfiros é comum que apresentem inclusões de quartzo em gotas e outros cristais menores de KF (Figura 11e).

O **plagioclásio** magmático, zonado (PI-1) não ocorre nos migmatitos. Outras duas composições de plagioclásio foram encontradas nos neossomas e nos migmatitos (PI-2 e PI-3). O **plagioclásio metamórfico** (PI-2) está presente como pórfiro e matriz. Não apresenta zoneamento, são predominantemente anedrais a subedrais, com maclamento polissintético. As bordas estão recristalizadas e as maclas apresentam deformação mecânica. Quando na matriz, são anedrais a subedrais e compõem aglomerados de cristais arredondados e corroídos juntamente com quartzo e K-feldspato. Composicionalmente variam entre An_{26} e An_{30} (Tabela 4 e 5). O **plagioclásio metamórfico** (PI-3) ocorre apenas como matriz, pode ser na forma de pequenos cristais anedrais ou granulares na matriz (Figura 11c), ou pseudomórficos quando forma bolsões ou filmes que se infiltram na lateral de outros cristais com composição que varia entre An_{19} e An_{25} . Mirmequitas são comuns nos limites com cristais de K-feldspato (Figura 11f).

A **biotita** se apresenta com três tipos texturais diferentes nos migmatitos. A Bt-1 se apresenta como inclusão em Kf-1 (Figura 11c) não apresenta alteração ou deformação. A Bt-2 se destaca nas bandas escuras dos gnaisses migmatíticos sendo o principal mineral máfico com dimensão de 0,05–1,00 mm, subédricas, apresentando pleocroísmo marrom claro a verde escuro. A Bt-3 se desenvolve apenas nos neossomas e é formada cristais subédricos, com contatos retilíneos enquanto nessa rocha a Bt-2 se apresenta anedral, corroída, com contatos embaiados. (Figura 12f).

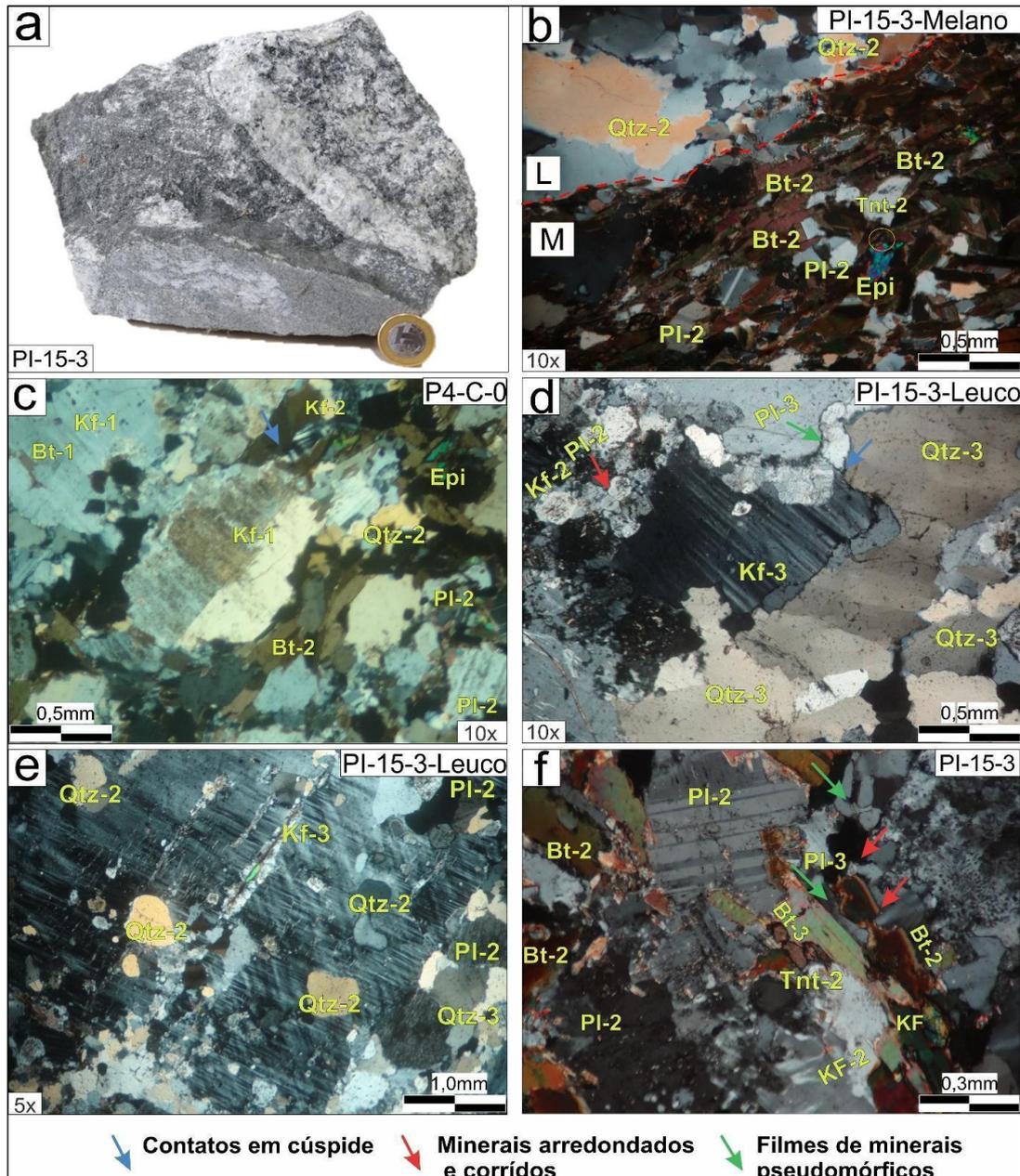


Figura 11 - Aspectos petrográficos dos migmatitos da SMP; a) Amostra de mão PI-15-3; b) Contato do leucossoma (L) com melanossoma (M) rico em biotita e plagioclásio; c) Biotita-gnaiss migmatítico: Kf-1 alterado e orientado paralelamente a Bt-2 e Kf-2 com comportamento intersticial; d) Plagioclásio (PI-2) na matriz do gnaiss migmatítico PI-5, ao redor cristais arredondados; e) Inclusões arredondadas de Qtz-2 em Kf-3 (neoformado) no leucossoma; f) Neossoma: PI-3 pseudomórfico se infiltrando no limite entre biotita (Bt-2) com bordas corroídas e Bt-3, com limites retilíneos.

Ocorrem também biotitas inclusas em cristais de plagioclásio e K-feldspato com dimensão de (0,05 a 0,50 mm) que não apresentam alteração ou deformação.

Quanto à composição foi possível determinar que as biotitas inclusas preservam valores de TiO_2 mais altos (2,4% a 3,2%) enquanto as que compõem a matriz tem grande variação de (1,14% a 2,90 %). É importante destacar que os cristais mais alterados são os que refletem os valores mais baixos de TiO_2 (Tabelas 6 e 7).

A **titanita** (Tnt-1) ocorre nos neossomas como cristais anedrais, granulares, geralmente em contato com opacos (ilmenita e magnetita) ou contida na foliação, paralelamente às biotitas (Bt-2) e possuem valores de altos de Al_2O_3 que variam de 2,7 a 6,03%.

O **epidoto** ocorre como pequenos agregados granulares de relevo alto como alteração de plagioclásio e biotita.

Tabela 4 - Química Mineral dos Plagioclásios das Lâminas P4C0 e PI-5 migmatitos da Suíte Martins Pereira. Fórmula estrutural calculada para 08 oxigênios

PLAGIOCLÁSIOS															
AMOSTRA	P4C0								PI-5						
MINERAL	PL-3		PL-3		PL-2		PL-3		PL-2	PL-2		PL-2		PL-2	PL-3
	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	PL-2	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	CENTRO
SiO2	61,22	62,12	62,28	62,70	62,72	60,45	62,54	63,90	62,91	62,19	64,35	62,01	62,20	62,63	61,76
TiO2	0,00	0,06	0,07	0,00	0,23	0,00	0,05	0,00	0,14	0,17	0,07	0,03	0,25	0,04	0,21
Al2O3	23,42	23,11	23,73	23,55	23,89	22,77	24,00	22,95	24,11	23,79	24,22	24,43	23,70	23,54	22,49
FeO	0,05	0,15	0,07	0,11	0,01	2,24	0,06	0,11	0,11	0,34	0,08	0,06	0,01	0,00	0,38
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,08	0,01	0,00	0,04	0,03	0,05	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,85	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02
CaO	5,53	5,28	5,41	5,47	5,50	4,81	5,41	4,61	5,52	5,74	5,44	5,83	5,47	5,36	4,48
Na2O	8,38	8,85	8,75	8,82	8,38	7,45	8,39	8,99	6,72	6,52	6,76	6,38	6,48	6,91	5,75
K2O	0,18	0,09	0,22	0,12	0,16	0,93	0,26	0,09	0,25	0,28	0,22	0,25	0,13	0,10	3,09
TIPO CRIST	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ
TOTAL	98,78	99,66	100,52	100,77	100,89	99,53	100,76	100,66	99,86	99,06	101,13	99,05	98,29	98,62	98,17
Si	2,75	2,76	2,75	2,76	2,76	2,72	2,76	2,81	2,84	2,83	2,87	2,82	2,85	2,85	2,84
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Al	1,24	1,21	1,23	1,22	1,24	1,21	1,25	1,19	1,28	1,28	1,27	1,31	1,28	1,26	1,22
Ca	0,27	0,25	0,26	0,26	0,26	0,23	0,26	0,22	0,27	0,28	0,26	0,28	0,27	0,26	0,22
Na	0,73	0,76	0,75	0,75	0,72	0,65	0,72	0,77	0,59	0,57	0,58	0,56	0,58	0,61	0,51
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,18
tot. cat.	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
tot. oxy.	8,00	7,99	7,98	7,99	8,03	7,97	8,02	8,02	8,18	8,18	8,21	8,19	8,21	8,18	8,11
An	26,45	24,67	25,17	25,37	26,35	24,78	25,90	21,96	30,69	32,14	30,36	32,99	31,51	29,79	24,15
Ab	72,55	74,82	73,62	73,98	72,72	69,52	72,62	77,55	67,64	65,97	68,18	65,32	67,57	69,55	56,03
Or	1,00	0,51	1,21	0,65	0,93	5,70	1,48	0,48	1,67	1,89	1,46	1,68	0,92	0,66	19,82

Tabela 5- Química Mineral dos Plagioclásios das Lâminas P3A, PI-15-3 e PI-15-LEUCO migmatitos da Suíte Martins Pereira. Fórmula estrutural calculada para 08 oxigênios

AMOSTRA	P3A									PI-15-3				PI-15-3-LEUCO		
	PL-2		PL-2	PL-2		PL-2		PL-2	PL-2	PL-2	PL-2	PL-2	PL-2	PL-2	PL-3	
MINERAL	CENTRO	BORDA	CENTRO	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	CENTRO	BORDA	CENTRO	CENTRO	BORDA	CENTRO	CENTR	
SiO2	62,95	63,41	62,40	62,83	63,17	63,59	63,37	61,86	61,64	63,36	63,06	62,74	63,59	63,28	66,06	
TiO2	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,18	0,01	0,01	0,00	0,04	
Al2O3	23,61	24,05	23,49	24,18	24,09	23,74	23,82	23,49	25,40	24,12	24,05	23,59	23,45	23,60	22,40	
FeO	0,01	0,07	0,11	0,04	0,10	0,04	0,12	0,06	0,02	0,03	0,07	0,07	0,00	0,03	0,04	
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	
MgO	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	
CaO	5,17	5,32	5,33	5,87	5,45	5,08	5,02	5,51	6,59	5,32	5,54	5,67	4,96	5,32	3,64	
Na2O	6,85	6,83	6,69	6,66	6,79	7,10	6,91	6,72	6,52	7,09	6,66	6,67	7,05	7,06	8,08	
K2O	0,10	0,14	0,36	0,14	0,15	0,20	0,12	0,27	0,11	0,09	0,09	0,15	0,09	0,10	0,13	
TIPO CRIS.	PÓRF.	PÓRF.	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	PÓRF.	PORF.	PORF.	MATRIZ	
TOTAL	98,78	99,84	98,38	99,75	99,81	99,77	99,36	97,94	100,27	100,08	99,67	98,93	99,16	99,42	100,40	
Si	2,87	2,86	2,85	2,84	2,85	2,86	2,87	2,84	2,77	2,84	2,85	2,86	2,88	2,86	2,94	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	1,27	1,28	1,27	1,29	1,28	1,26	1,27	1,27	1,34	1,28	1,28	1,27	1,25	1,26	1,18	
Ca	0,25	0,26	0,26	0,28	0,26	0,24	0,24	0,27	0,32	0,26	0,27	0,28	0,24	0,26	0,17	
Na	0,60	0,60	0,59	0,58	0,59	0,62	0,61	0,60	0,57	0,62	0,58	0,59	0,62	0,62	0,70	
K	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
tot. cat.	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
tot. oxy.	8,20	8,19	8,18	8,18	8,19	8,18	8,20	8,17	8,15	8,17	8,20	8,19	8,20	8,18	8,18	
An	29,21	29,82	29,81	32,45	30,40	27,95	28,43	30,66	35,63	29,17	31,29	31,66	27,84	29,20	19,76	
Ab	70,10	69,26	67,78	66,62	68,61	70,77	70,77	67,56	63,70	70,26	68,09	67,34	71,57	70,12	79,40	
Or	0,69	0,92	2,41	0,92	0,99	1,28	0,80	1,78	0,68	0,57	0,63	1,00	0,59	0,68	0,84	

Tabela 6 - Química Mineral das Biotitas das Lâminas P4C0 e PI-5 dos gnaisses migmatíticos da Suíte Metamórfica Martins Pereira. Fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios. Temperatura calculada segundo termômetro de Henry (2005).

BIOTITAS																
AMOSTRA	P4C0									PI-5-GNAISSE/MIG						
	BT-2C	BT-2B	BT-1	BT-3	BT-3C	BT-3B	BT-1	BT-3	BT-3	BT-1	BT-2	BT-3	BT-1	BT-3	BT-1	
SiO2	36,03	35,97	36,86	36,47	36,80	35,43	36,33	36,50	36,89	36,67	36,19	35,61	37,10	37,02	37,30	
TiO2	2,94	2,53	3,21	2,80	1,37	2,10	2,46	1,60	2,41	2,51	1,80	1,13	2,48	1,92	2,99	
Al2O3	14,94	14,79	15,32	15,37	15,50	15,14	15,35	15,07	15,21	15,36	15,35	15,54	15,19	15,04	15,40	
FeO	21,89	21,51	20,53	20,82	21,50	21,36	21,38	20,99	21,77	20,87	21,69	22,28	21,95	22,23	20,84	
MnO	0,53	0,46	0,44	0,35	0,37	0,33	0,34	0,40	0,35	0,39	0,51	0,35	0,42	0,33	0,51	
MgO	9,64	9,88	9,78	9,61	9,89	8,75	9,51	9,85	9,87	9,49	9,19	10,37	9,31	9,11	9,25	
CaO	0,03	0,06	0,00	0,03	0,01	0,11	0,02	0,03	0,01	0,00	0,04	0,02	0,04	0,04	0,01	
Na2O	0,12	0,04	0,09	0,09	0,08	0,07	0,09	0,08	0,11	0,07	0,06	0,04	0,07	0,07	0,04	
K2O	9,76	9,45	9,79	9,99	9,95	9,78	9,76	9,82	9,75	9,81	9,45	8,76	9,94	9,74	9,66	
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cl	0,13	0,12	0,16	0,13	0,14	0,17	0,16	0,13	0,13	0,14	0,09	0,13	0,16	0,12	0,11	
Cr2O3	0,07	0,00	0,08	0,06	0,00	0,09	0,00	0,02	0,08	0,01	0,12	0,00	0,03	0,00	0,02	
NiO	0,03	0,02	0,04	0,03	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	
Subtotal	96,10	94,81	96,28	95,75	95,67	93,31	95,39	94,52	96,57	95,32	94,51	94,24	96,70	95,62	96,12	
O=F,Cl	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	
Total	96,07	94,78	96,24	95,72	95,64	93,27	95,36	94,49	96,54	95,29	94,49	94,21	96,66	95,59	96,09	
POSIÇÃO	MATRIZ	MATRIZ	INCLUSA	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	INCLUSA	MATRIZ	MATRIZ	INCLUSA	MATRIZ	MATRIZ	INCLUSA	MATRIZ	INCLUSA	
T°C	675,29	654,08	689,95	669,16	526,05	619,84	646,82	567,68	642,12	650,46	587,84	476,91	644,51	596,77	676,27	
Si	5,56	5,61	5,62	5,61	5,68	5,63	5,62	5,69	5,64	5,66	5,66	5,58	5,67	5,72	5,69	
Al iv	2,44	2,39	2,38	2,39	2,32	2,37	2,38	2,31	2,36	2,34	2,34	2,42	2,33	2,28	2,31	
Al vi	0,28	0,32	0,38	0,40	0,50	0,46	0,42	0,46	0,38	0,45	0,48	0,45	0,41	0,47	0,46	
Ti	0,34	0,30	0,37	0,32	0,16	0,25	0,29	0,19	0,28	0,29	0,21	0,13	0,29	0,22	0,34	
Cr	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	2,83	2,80	2,62	2,68	2,77	2,84	2,77	2,74	2,78	2,69	2,83	2,92	2,81	2,87	2,66	
Mn	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,07	0,05	0,05	0,04	0,07	
Mg	2,22	2,30	2,23	2,20	2,27	2,07	2,19	2,29	2,25	2,18	2,14	2,42	2,12	2,10	2,10	
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	
Na	0,04	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	
K	1,92	1,88	1,90	1,96	1,96	1,98	1,93	1,95	1,90	1,93	1,88	1,75	1,94	1,92	1,88	
OH*	3,97	3,97	3,96	3,97	3,96	3,96	3,96	3,97	3,97	3,96	3,98	3,96	3,96	3,97	3,97	
Cl	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	
TOTAL	25,46	25,47	25,25	25,32	25,51	25,38	25,38	25,46	25,42	25,30	25,42	25,70	25,33	25,36	25,16	

Tabela 7 -Química Mineral das Biotitas das Lâminas P3A, PI-15-3 (migmatitos) e PI-15-3 (Leucossoma) da Suíte Metamórfica Martins Pereira. Fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios. Temperatura calculada segundo o termômetro de Henry (2005).

BIOTITAS														
AMOSTRA	P3A					PI-15-3-GNAISSE/MIG								PI-15-3 LEUCO
	BT-1	BT-2	BT-3	BT-2	BT-2	BT-1	BT-2	BT-3	BT-1	BT-2	BT-1	BT-2	BT-1	BT-2
SiO2	37,49	37,44	36,98	36,98	36,78	37,47	36,85	34,53	36,78	36,08	35,42	37,26	29,50	
TiO2	2,65	2,69	2,89	1,38	2,32	2,52	2,41	1,19	3,15	2,94	2,44	2,40	1,13	
Al2O3	15,52	15,55	15,40	15,24	15,30	15,56	15,29	14,89	15,07	15,54	14,31	15,64	15,30	
FeO	20,77	21,16	20,72	20,67	20,73	21,56	21,40	18,99	21,49	21,31	20,78	20,20	26,61	
MnO	0,44	0,56	0,58	0,41	0,22	0,62	0,47	0,10	0,55	0,45	0,34	0,43	0,29	
MgO	9,93	9,63	9,91	10,32	9,64	9,85	9,38	6,78	9,44	9,35	9,09	9,99	10,22	
CaO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	8,15	0,05	0,02	0,01	0,02	0,39	
Na2O	0,06	0,06	0,00	0,04	0,07	0,04	0,08	0,13	0,03	0,06	0,06	0,05	0,04	
K2O	10,09	10,01	10,02	10,09	9,89	9,75	10,17	5,51	9,95	9,83	9,62	10,14	1,96	
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cl	0,13	0,08	0,06	0,12	0,08	0,11	0,12	0,05	0,12	0,15	0,13	0,08	0,06	
Cr2O3	0,07	0,08	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	
NiO	0,04	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	
Subtotal	97,18	97,31	96,57	95,28	95,11	97,49	96,20	90,40	96,63	95,72	92,25	96,21	85,58	
O=F,Cl	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	
Total	97,15	97,29	96,56	95,25	95,09	97,47	96,17	90,39	96,61	95,68	92,23	96,19	85,56	
POSIÇÃO	INCLUSA	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	MATRIZ	INCLUSA	MATRIZ	MATRIZ	INCLUSA	MATRIZ	INCLUSA	MATRIZ	MATRIZ	
T°C	658,61	658,76	673,87	533,71	637,98	647,62	641,38	486,11	684,57	674,92	650,63	644,49	493,30	
Si	5,67	5,66	5,63	5,71	5,68	5,66	5,66	5,60	5,62	5,57	5,67	5,67	5,10	
Al iv	2,33	2,34	2,37	2,29	2,32	2,34	2,34	2,40	2,38	2,43	2,33	2,33	2,90	
Al vi	0,43	0,43	0,39	0,48	0,47	0,43	0,43	0,44	0,34	0,40	0,38	0,48	0,22	
Ti	0,30	0,31	0,33	0,16	0,27	0,29	0,28	0,15	0,36	0,34	0,29	0,27	0,15	
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
Fe	2,62	2,67	2,64	2,67	2,68	2,72	2,75	2,57	2,75	2,75	2,78	2,57	3,85	
Mn	0,06	0,07	0,07	0,05	0,03	0,08	0,06	0,01	0,07	0,06	0,05	0,06	0,04	
Mg	2,24	2,17	2,25	2,38	2,22	2,22	2,15	1,64	2,15	2,15	2,17	2,27	2,63	
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	1,42	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	
Na	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	
K	1,94	1,93	1,94	1,99	1,95	1,88	1,99	1,14	1,94	1,94	1,97	1,97	0,43	
OH*	3,97	3,98	3,98	3,97	3,98	3,97	3,97	3,99	3,97	3,96	3,97	3,98	3,98	
Cl	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	
TOTAL	25,29	25,28	25,32	25,49	25,30	25,35	25,35	24,24	25,30	25,35	25,35	25,29	26,31	

4. DISCUSSÕES

Os eventos tectono-metamórficos que atuaram sobre as rochas da Suíte Martins Pereira gerando metagranitos, gnaisses e migmatitos foram aqui investigados com base na interpretação de microtexturas segundo os critérios proposto por Sawyer (2008), bem como nas variações composicionais dos minerais de plagioclásio, biotita e titanita que mostraram diferenças composicionais de acordo com as texturas apresentadas.

A foliação S_0 é reconhecida em campo pelo alinhamento de pórfiros euédricos de K-feldspato sem deformação plástica interna, bem como pelos enclaves máficos orientado. É compatível com o estágio magmático (<50% de cristais no magma), onde as partes sólidas do magma, enclaves e pórfiros, podem se mover em meio ao *melt* sem sofrer deformação interna, uma vez que o *strain* regional atuante no corpo granítico é dissipado na fase fluida (VERNON, 2000). Já a foliação S_1 , marcada pela orientação dos máficos na matriz, se desenvolveu em estado sólido (>70% de cristais no magma) devido ao aumento da proporção de cristais no magma que passaram a absorver o *stress* e registrar a deformação intracristalina.

O paralelismo entre a foliação magmática (S_0) e a foliação desenvolvida em estado sólido S_1 com *trend* E-W (inflexões para NE e NW), mostra que ambas se desenvolveram sobre o mesmo regime tectônico. Isso é possível porque a reologia de um magma evolui de forma contínua passando pelos estágios magmático, sub-magmático e estado sólido. Essa evolução ocorre gradativamente com o aumento da proporção de cristais/*melt* (PATERSON et al., 2018). O evento tectono-metamórfico responsável por este paralelismo é aqui atribuído a D_1/M_1 , sendo ele responsável pela fusão dos protólito, geração do magma Martins Pereira e pelo controle tectônico durante o seu alojamento e cristalização.

Posterior à cristalização do batólito Martins Pereira, houve um importante evento tectono-metamórfico de alta temperatura, D_2/M_2 , responsável pela gnaissificação e migmatização localizada do Martins Pereira.

A diferença nos tipos de migmatitos metatexitos gerados (*patch*, estromático, dobrados e em veios) refletem diferentes condições de *stress* e porcentagem de líquido gerado durante o processo de fusão. Enquanto os *patch* são formados em condição de pouco ou nenhum *stress* *sin*-anatótico, os migmatitos estromáticos são formados em regiões que concentram alta taxa de deformação (Figura 12a), como em

zonas de cisalhamento (SAWYER, 2008). Zonas de cisalhamento estão sempre associadas aos exemplos de *water fluxed partial melt* em granitos e ortogneisses (SAWYER 2010; WEINBERG e HASALOVÁ 2015). No caso do Martins Pereira, está relação é claramente vista em campo. A migmatização é mais expressiva próximo as zonas de cisalhamentos que cortam o corpo na direção E-W (Figura 10) gerando estruturas bandadas, estromáticas e dobradas. Entende-se que as zonas de cisalhamento foram o caminho pelo qual o fluido aquoso migrou e causou anatexia. À medida que se aproxima das zonas cisalhamento há o desenvolvimento de um bandamento composicional ENE-WSW.

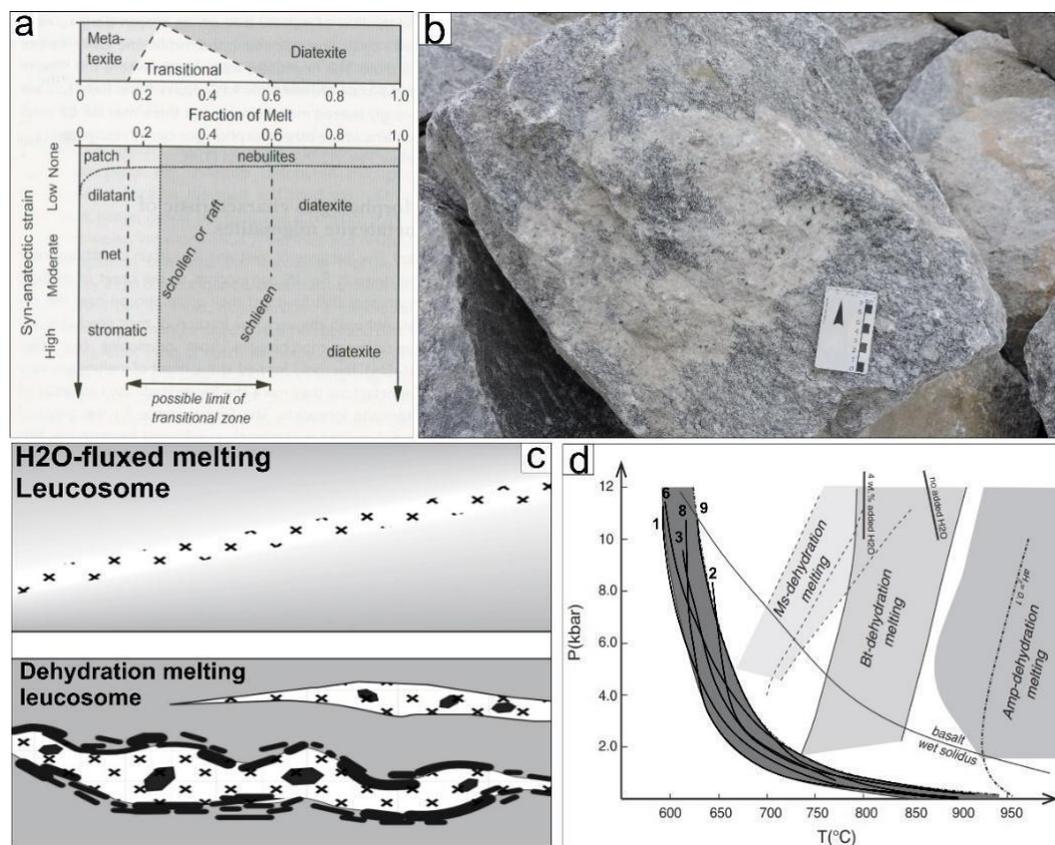
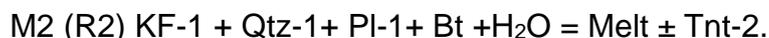
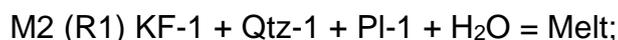


Figura 12 - a) Diagrama fração de líquido vs. deformação sin-anatética (retirado de Sawyer, 2008). Os tipos de migmatitos estão divididos em metatexito, transicional e diatexito conforme ocorre o incremento de fração de líquido. c) Comparação entre os dois estilos de leucossomas (WEINBERG e HASALOVÁ, 2015); b) Leucossoma do ponto SB-36 em metagranito apresentando contato difuso com a encaixante; b) Diagrama sintetizado de P×T comparando fusões com presença de água (Water fluxed melt) e por desidratação de minerais (Dehydration melt). Obs: Campo cinza escuro formado pelas seguintes curvas de fusão por excesso de água : 1- Muscovita granito saturado em H₂O de Huang e Wyllie (1973) Ms+Or+Pl+Qtz+H₂O; 2- Fusão saturada em água do sistema Qtz + Or + Ab + H₂O de Johannes (1985); 3 – Reação de fusão Qtz + Pl + Kfs + H₂O = melt de Stevens e Clemens (1993) com aH₂O = 1; 6- tonalito saturado em H₂O de Yoder e Tilley (1962) - Hbl+Bt+Or+Pl+Qtz+H₂O; 8 – reação de fusão saturada em água: Qtz + Kfs + Als + H₂O = melt de Johannes & Holtz (1996); 9- Granito saturado em água (Qtz + Ab + Or + H₂O = melt) de Ebadi e Johannes (1991). Adaptado de Weinberg e Hasalová (2015).

Segundo Weinberg e Hasalová (2015) os leucossomas formados por *water fluxed melt* são diferentes dos leucossomas gerados por desidratação de minerais (*Dehydration Melt*). Enquanto os gerados em presença de água fazem contatos difusos com a encaixante (Figura 12b), os leucossomas produzidos durante a fusão por desidratação formam contatos bruscos e tendem a apresentar bordas de melanossoma claramente definidas (Figura 12c).

Considerando o mecanismo de *water fluxed melting* agindo em rochas crustais como pelitos, arenitos e rochas graníticas, a fusão inicia em condições de fácies anfíbolito superior (620°–650°C) em pressões crustais comuns. Além disso, a curva *solidus* em presença de água não é tão sensível à composição da rocha para litotipos intermediários a félsicos (WEINBERG e HASALOVÁ 2015). Isso significa que diversas litologias intermediárias a félsicas, quando em presença de água, fundem sob condições semelhantes de pressão e temperatura (Figura 12d).

Utilizando a análise petrográfica, dados da química mineral e os critérios de Sawyer (2001; 2008; 2010) foi possível identificar e propor reações de fusão. Os minerais reagentes, parcialmente consumidos na reação, apresentam-se com formas arredondadas, bordas corroídas ou embainhadas envoltas por cristais neoformados, os minerais produtos das reações apresentam-se de forma intersticiais e com contatos em cúspide (Figura 13a e 13b). Com base nos critérios descritos acima, foram propostas duas reações de fusão ocorridas durante a migmatização dos protólitos Martins Pereira, que geraram os leucossomas, semelhantes às propostas por Sawyer (2010).



Segundo Sawyer (2010), R1 ocorre sem a contribuição da quebra da biotita, logo nesses casos a biotita têm limites retos e contínuos. Porém, R2 ocorre com a contribuição da biotita que é parcialmente consumida e ocorre a formação de titanita além da produção do *melt*. Nesse caso as biotitas se apresentam reagidas, com limites corroídos, arredondados e as titanitas como pequenos grãos arredondados (Figura 13d). Na Suíte Martins Pereira o *melt* é representado pelos cristais intersticiais de KF-

2 + Qtz-2 + Pl-2 e pelos filmes de feldspatos que se infiltram nos limites entre cristais (Figura 13a e 13b).

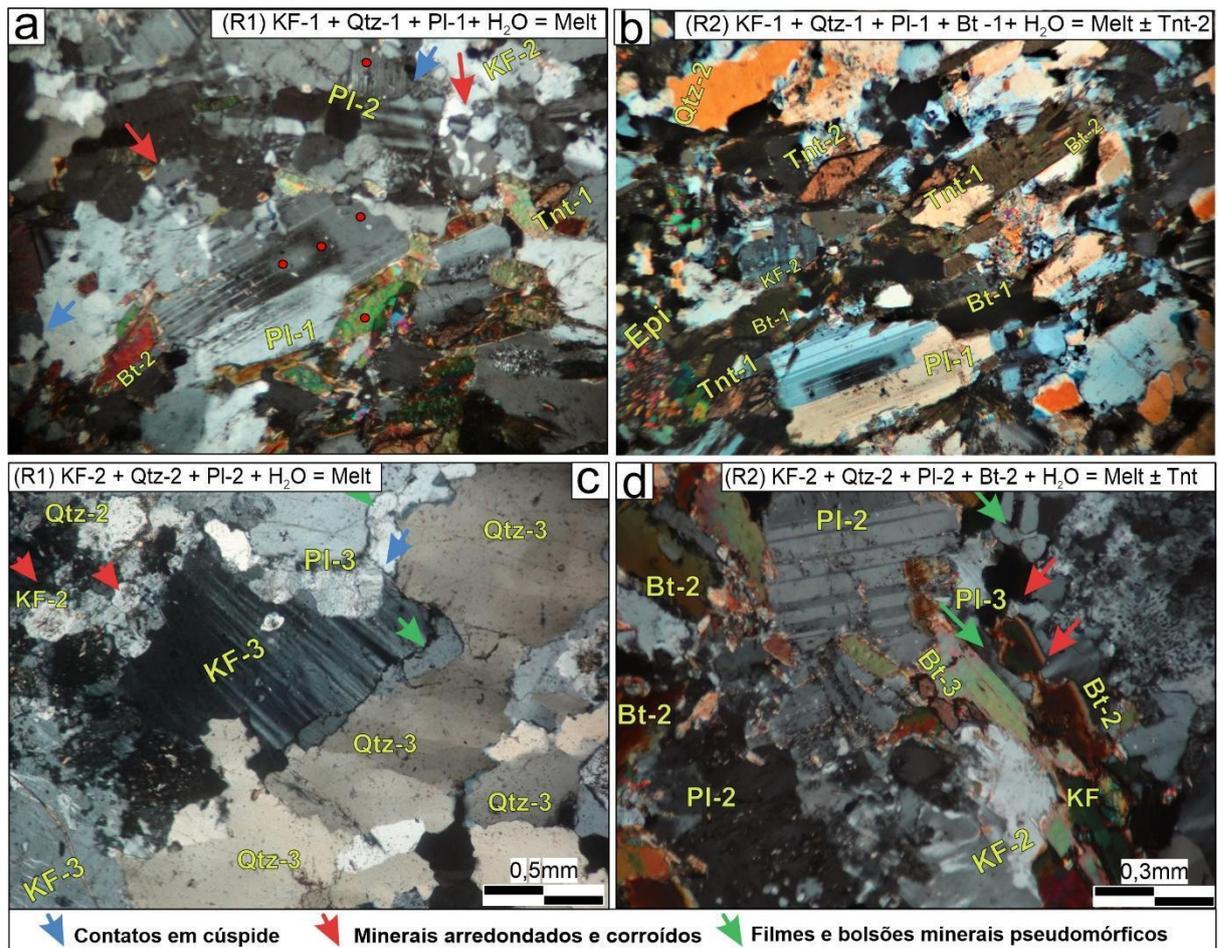


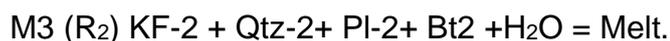
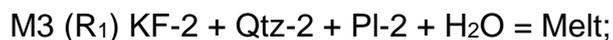
Figura 13 - Microtexturas de fusão parcial e reações de fusão: a) Lamina do metagranito P6C, destaque para Pl-1 zonado com An_{42} no núcleo e An_{28} na borda do cristal e Pl-2, anedral, não zonado com contatos em cúspide, composição An_{26} ; b) Lâmina P6C, destaque para Tnt-2, euedral, alinhada segundo a foliação; c) Lâmina PI-15-3-Leuco: destaque para bolsões de melt em contato com domínio Qtz e KF; d) Destaque para Bt-2 embainhada e com bordas arredondadas e Pl-3 se infiltrando na lateral do cristal de Bt-2.

Um segundo evento de migmatização foi observado nas rochas do Martins Pereira. Este evento, M_3/D_3 , é observado apenas nos neossomas gerados em M_2/D_2 . Na análise petrográfica foram identificadas duas gerações de plagioclásio (Pl-2 e Pl-3), dois tipos texturais de biotita (Bt-2 e Bt-3) e de KF (KF-2 e KF-3) e não foi encontrada variedade euedral, apenas a anedral.

Texturalmente os leucossomas apresentam evidências de fusão parcial agindo sobre os cristais neoformados (KF-2, Pl-2 e Bt-2) e a cristalização de novas fases minerais (KF-3, Pl-3 e Bt-3) reconhecidas e diferenciadas texturalmente, e também composicionalmente, no caso dos plagioclásios.

O PI-2, também identificado nos metagranitos, apresenta teores de An₃₀₋₂₆ e ocorre como cristais anedrais, não zonados, ou como cristais arredondados, parcialmente consumidos durante a reação de fusão juntamente com Qtz-2 e KF-2. O PI-3 é mais sódico (An₂₅-An₁₉) e foi identificado apenas nos neossomas (leucossomas e nos gnaisses migmatíticos) na forma de filmes, bolsões dispostos no limite com outros cristais (Figura 13c e 13d). As biotitas identificadas foram a Bt-2, anedral, com bordas corroídas, indicando que foi parcialmente consumida durante a fusão (Figura 13d), e a Bt-3 é subedral, com bordas retilíneas e contínuas. Ambas se apresentam orientadas segundo a foliação S₂ e não mostram diferenças composicionais significativas que podem ser resultado de reequilíbrios durante o último evento. Diante disso é possível interpretar que assim como M₂/D₂, o evento M₃/D₃ também alcançou a anatexia.

Considerando as paragêneses geradas, bem como, as texturas observadas, o evento M₃/D₃ ocorreu sob condições similares ao M₂/D₂ (620 – 650°C). As reações de fusão propostas para M₃/D₃ são as mesmas do evento anterior, porém R2 ocorre sem a cristalização da Tnt-2 (anedral). O consumo de Bt-2 observado é registrado pela textura corroída e embainhada (Figura 13 d). Indica que pelo menos localmente houve consumo de biotita durante o processo de fusão mesmo que esse não tenha sido o principal mecanismo de fusão.



Tendo em vista que os dois eventos compartilham muitas semelhanças e pouco férteis para a geração de novos minerais, comum às rochas com protólitos graníticos, torna-se difícil distingui-los em campo.

O primeiro evento de migmatização (M₂/D₂) é datado de 1,90 Ga, idade obtida por Almeida et al. (2007) para a cristalização dos leucossienogranito, que ocorre como lentes no Martins Pereira, e é aqui caracterizado como leucossomas, produto da migmatização da Suíte Metamórfica Martins Pereira.

O segundo evento de migmatização (M₃/D₃) pode ainda estar associado ao evento térmico que gerou o primeiro evento de migmatização. Isso é possível, durante um mesmo ciclo térmico, no processo de *water-fluxed melting*, pois o fluxo de água é

variável no tempo e no espaço podendo resultar em múltiplos eventos de fusão (RUBATTO et al. 2009; SAWYER. 2010). Outra possibilidade é que este segundo evento, esteja associado a eventos de migmatização mais novos. Almeida et al. (2008), descreve um importante evento tectônico, mais jovem, de 1,72 Ga, o qual denominou de Evento Itã e que está associado a implementação ou reativação da Falha do Itã com direção NE-SW a E-W. Este sistema de falha marca o limite entre o Domínio Uatumã-Anauá e Guiana Central. Oliveira et al. (2019), na região que denominou de Faixa Gnaiss-Granulito Barauana, a N da Falha do Itã, descreve um evento de migmatização mais jovem, datado por meio de idades U-Pb em zircão, com idade de 1,42 Ga para cristalização de um leucossoma metassienogranítico sintectônico. Ambos os eventos se apresentam relacionados a zona de cisalhamento com direção aproximada E-W.

5. CONCLUSÕES

A interpretação dos dados de campo, microtexturais e de química mineral da Suíte Martins Pereira (SMP) mostraram que ela registra diferentes eventos ocorridos durante sua história geológica registrada em metagranitos e migmatitos. A correlação dos dados obtidos nesta pesquisa em conjunto com os dados da literatura, permite traçar uma evolução tectono-metamórfica para a SMP.

Nos metagranitos foi possível identificar fluxo magmático (S_0), definida pela orientação de enclaves máficos alongados e dos porfiroclastos de feldspatos euedrais, com direção predominantemente E-W. Também foi observada uma foliação no estado sólido (S_1) dada principalmente pela orientação dos máficos da matriz com direção paralela a S_0 . Estas foliações registram a colocação e cristalização do Granito Martins Pereira em ambiente tectonicamente ativo, relacionadas aos estágios finais de evolução do Arco Anauá em 1,97 Ga durante o Ciclo Transamazônico (M_1/D_1).

Em seguida, o evento M_2/D_2 foi responsável pela fusão parcial dos protólitos Martins Pereira e desenvolvimento de bandamento composicional em gnaisses migmatíticos e estromáticos, e geração da foliação S_2 . Este evento é datado em 1,90 Ga, idade obtida por Almeida et al. (2007) para a cristalização dos leucossienogranito

que ocorrem como lentes no Martins Pereira, e é aqui interpretado como leucossoma, produto da migmatização da Suíte Martins Pereira.

Os migmatitos ocorrem com grande diversidade de estruturas na SMP. Em porções com baixo *stress* são formados os migmatitos *patch*, com leucossoma *in situ* ou em veios, *in source*. Já em regiões afetadas por zonas de cisalhamento são encontrados estruturas que apresentam maior quantidade de *melt* gerado e desenvolvem bandamentos (gnaisse migmatítico) e estrutura estromática (S_2). Os leucossomas têm granulação grossa, composição leucogranítica e fazem contatos difusos com a encaixante e não apresentam minerais peritéticos anidros. O melanossoma (restito) raramente ocorre segregado e é formado principalmente por biotita (Bt-2) e plagioclásio (Pl-2) não consumidos no processo de fusão.

As zonas de cisalhamento E-W, além de imprimir feições que denotam maior taxa de fusão do protólito, também controlaram a entrada de água na rocha que possibilitou o processo de *water fluxed melt*. O processo de *water fluxed melt* foi proposto tendo em vista os seguintes critérios: (1) A baixa temperatura de fusão para rochas com protólito granítico, entre 620°-650°C; (2) O leucossoma gerado não apresenta minerais peritéticos anidros e faz contatos difusos com a encaixante; (3) A massiva presença de biotita no melanossoma indica que a fonte do fluido que possibilitou o processo de fusão não pode ter sido originada da desidratação desta fase mineral, pois ela está presente na porção que resistiu a fusão, sem estar corroída.

Um evento com idade similar também foi observado por Oliveira et al. (2019) ao norte da Falha do Itã (limite norte do DUA), em gnaisses migmatíticos do Complexo Barauana, que forneceram idade de metamorfismo de 1921 ± 27 Ma. A margem de erro da datação permite também a inferência de um evento metamórfico de alta temperatura, com idades próximas a 1,90 Ga, a norte do DUA.

O M_3/D_3 , segundo evento de fusão registrado nos neossomas pela geração de novas fases minerais (Pl-3, Kf-3 e Bt-3) pode estar relacionado a eventos tectono-metamórficos posteriores a 1,90 Ga ocorridos nesta porção do Cráton Amazônico, como o evento tectônico ocorrido entre 1,72 e 1,66 Ga (Evento Itã, Almeida et al., 2008) com o mesmo *trend* que também pode ter sido responsável por imprimir essas feições. Outra hipótese é que M_3/D_3 tenha se dado por processo de contínuo de fusão, pois o fluxo de água é temporalmente descontínuo e pode causar múltiplas fusões relacionadas a um mesmo evento térmico.

As reações descritas tanto para M₂, quanto para M₃ são similares às de Sawyer (2010) para a fusão de gnaiss leucograniorítico na Província Opática, no Escudo Canadense: (R1) K-F + Qtz + Pl+H₂O = Melt; (R2) Pl + Qtz + Bt +H₂O = Melt ± Tnt. Com a diferença de que em M₃ não foi descrita titanita (Tnt-2).

Para elucidar essa questão serão necessários trabalhos de geocronologia, petrografia e de química mineral nos corpos graníticos mais jovens, como aqueles pertencentes a Suíte Água Branca (Granito Igarapé Azul e Granito Caroebe), que podem também ter registrado metamorfismo e até migmatização em períodos após 1,90 Ga.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, M. E. 2006. Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil. 226 p. Tese (Doutorado em Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Belém.
- ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B.; FARIA, M. S. G. de. 2002. A Granitogênese Paleoproterozóica do Sul de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., SBG. Anais... SBG. p. 434.
- ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B.; OLIVEIRA, E. C. 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, v. 155, p. 69-97.
- ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J.; VALENTE, S. C. 2008. New geological and single-zircon Pb evaporation data from the Central Guyana Domain, southeastern Roraima, Brazil: Tectonic implications for the central region of the Guyana Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 26, n. 3, p. 318-328.
- ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B. 2007. Geology and petrography of paleoproterozoic granitoid rocks from Uatumã-Anauá Domain, central region of Guyana Shield, southeastern Roraima, Brazil. *RBG*, v. 37, n. 1, p. 237-256.

- BROWN, M. 2013. Granite: From genesis to emplacement. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 125, p. 1079–1113.
- BROWN, M. 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 84, p. 371-IN2.
- CÉSAR, R. G. 2017. Mapeamento litoestrutural da pedreira Pedra Norte, Rorainópolis-RR. Manaus: Universidade Federal do Amazonas. 56 p. Trabalho de Conclusão de Curso.
- COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C. A. V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, v. 42, n. 9, p. 832-849.
- CPRM. 2006. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil: Subprograma Mapas Geológicos Estaduais. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Manaus: CPRM/CIAM-AM. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo, 148p. (em CD-ROM).
- CPRM. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracarái, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Manaus: CPRM. 157 p. (em CD-ROM).
- CPRM. 2004. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Escala 1:1000.000. Mapa Geológico do Brasil - 41 mapas. Brasília: CPRM-MME. (em CD-ROM).
- CPRM. 2003. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: sistema de informações geográficas - SIG. Rio de Janeiro: CPRM. Mapas. Escala 1:2.500.000. (em 4 CDs-ROM).
- CPRM. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e

NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Manaus: CPRM. 166 p. (em CD-ROM).

- EBADI, A.; JOHANNES, W. 1991. Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz–Ab–Or–H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 106, n. 3, p. 286–295.
- FARIA, M. S. G.; LUZARDO, R.; PINHEIRO, S. S. 1999. Litoquímica e petrogênese do Granito Igarapé Azul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., SBG. Anais... SBG. p. 577-580.
- FRAGA, L. M.; VASQUEZ, M. L.; ALMEIDA, M. E.; DREHER, A. M.; REIS, N. J. 2017. A influência da orogenia Eo-Orosiriana na formação da SLIP Uatumã, parte central do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, SBG. Anais... SBG.
- FRAGA, L. M.; CORDANI, U. G.; DREHER, A. M.; SATO, K.; REIS, N. J.; NADEAU, S.; DE ROEVER, E.; KROONENBERG, S.; MAURER, V. C. 2024. Early Orosirian belts of the central Guiana Shield, northern Amazonian Craton: U-Pb geochronology and tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 107362.
- HASALOVÁ, P.; SCHULMANN, K.; LEXA, O.; ŠTÍPSKÁ, P.; HROUDA, F.; ULRICH, S.; HALODA, J.; TÝCOVÁ, P. 2008. Origin of migmatites by deformation-enhanced melt infiltration of orthogneiss: a new model based on quantitative microstructural analysis. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 26, n. 1, p. 29–53.
- HUANG, W. H.; WYLLIE, P. J. 1973. Melting relations of muscovite granite to 35 kb and an analysis of melting in the micas. *Journal of Geology*, v. 81, n. 6, p. 751–758.
- JOHANNES, W. 1985. Effect of metamorphism and partial melting of host rocks on zircons. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 3, p. 311–323.
- JOHANNES, W.; HOLTZ, F. 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Berlin: Springer. 335 p.

- KLEIN, E.; ALMEIDA, M. E.; ROSA-COSTA, L. T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces Commission, November LIP of the Month. Disponível em: <http://www.largeigneousprovinces.org>. Acesso em: 2022.
- KRUHL, J. H. 1996. Prism- and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 581-589.
- LOPES, P. R. S.; ALMEIDA, M. E. 2020. Carta geológica folha Novo Paraíso: NA. 20-ZB-VI
- MACAMBIRA, M. J. B.; ALMEIDA, M. E.; SANTOS, L. S. 2002. Idade de Zircão das Vulcânicas Iricoumé do Sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., SBG. Anais... SBG. p. 22.
- MARTINI, A.; DE FÁTIMA BITENCOURT, M.; WEINBERG, R. F.; DE TONI, G. B.; LAURO, V. N. 2019. From migmatite to magma-crustal melting and generation of granite in the Camboriú Complex, south Brazil. *Lithos*, v. 340, p. 270-286.
- MEHNERT, K. R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Amsterdam: Elsevier Publishing Co.
- MORAES, R. Estudo sobre a geração e evolução de granulitos e migmatitos, usando como exemplos as rochas da Faixa Araçuaí, BA e do Complexo Anápolis-Itauçu, GO. 2013. Tese (Doutorado em Geoquímica) - Universidade de São Paulo, 2013.
- MORAES, R. 2013. Estudo sobre a geração e evolução de granulitos e migmatitos, usando como exemplos as rochas da Faixa Araçuaí, BA e do Complexo Anápolis-Itauçu, GO. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- OLIVEIRA, A. C. S.; GOULART, L. E. A.; LOPES, P. R. S.; ALMEIDA, M. E.; COSTA, I. S. L.; RODRIGUES, J. B. 2019. Orogenia intracontinental K'mudku: Estudo estrutural, geofísico e geocronológico da faixa granulítica Barauana, Escudo das Guianas, Região central de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, SBG. Anais... SBG.

- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer. 289 p.
- 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*, p. 1867-1884.
- REIS, N. J.; FRAGA, L. M. B. 1998. *Geologia do Estado de Roraima*. Manaus: CPRM. 31 p.
- REIS, N. J.; FRAGA, L. M. B.; FARIA, M. S. G.; ALMEIDA, M. E. 2003. *Geologia do Estado de Roraima*. *Géologie de la France*, n. 2-3, p. 71-84.
- RUBATTO, D.; HERMANN, J.; BERGER, A.; ENGI, M. 2009. Protracted fluid-induced melting during Barrovian metamorphism in the Central Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 158, p. 703–722.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMAN, L.; GAUDETTE, H.; GROVES, D.; MCNAUGHTON, N.; FLETCHER, I. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, p. 453-488.
- SANTOS, J. O. S.; VAN BREEMEN, O. B.; GROVES, D. I.; HARTMANN, L. A.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 131, n. 1-2, p. 73-109.
- SANTOS, J. O. S.; FARIA, M. S. G.; RIKER, S. R. L.; SOUZA, M. M.; HARTMANN, 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 Orógeno Sunsás na margem ocidental do cráton. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., Belém. Anais... Belém: SBG.

- SAWYER, E. W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, n. 3, p. 291-309.
- SAWYER, E. W. 2008. *Atlas of migmatites*. Ottawa: NRC Research Press.
- SAWYER, E. W. 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*, v. 116, n. 3-4, p. 273-286.
- SEDERHOLM, J. J. 1907. On granite and gneiss. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, v. 23, p. 1–110.
- STEVENS, G.; CLEMENS, J. D. 1993. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: A review. *Journal of Petrology*, v. 34, n. 3, p. 219–254.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. p. 471-485.
- VERNON, R. H. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, v. 5, n. 2.
- VERNON, R. H.; JOHNSON, S. E.; MELIS, E. A. 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1867-1884.
- WEINBERG, R. F.; HASALOVÁ, P. 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, v. 212, p. 158-188.
- YODER, H. S.; TILLEY, C. E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, v. 3, p. 342-364.