



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Ana Carolina Gauer Marques

**EVIDÊNCIAS DE FUSÃO PARCIAL NAS ROCHAS DO COMPLEXO NOVA
MONTE VERDE, PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, NORTE DO ESTADO
DE MATO GROSSO**

Orientadora

Prof^ª. Dr^ª. Ana Cláudia Dantas da Costa

Co-orientador

Prof. Dr. Carlos Humberto da Silva

**CUIABÁ
2015**



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO

REITORIA

Reitora

Prof.^a. Dr.^a. Maria Lucia Cavalli Neder

Vice-Reitor

Prof. Dr. João Carlos de Souza Maia

PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO

Pró-Reitora

Prof.^a. Dr.^a. Leny Caselli Anzai

INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA

Diretor

Prof. Dr. Edinaldo de Castro e Silva

DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS

Chefe

Prof. Dr. Ronaldo Pierosan

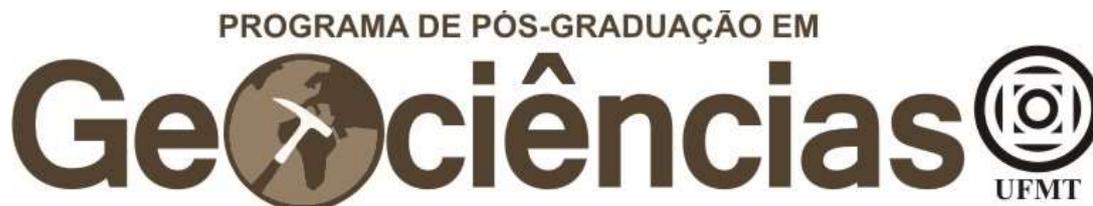
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Coordenador

Prof. Dr. Paulo César Corrêa da Costa

Vice-Coordenadora

Prof.^a. Dr.^a. Ana Cláudia Dantas da Costa



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Nº 64

**EVIDÊNCIAS DE FUSÃO PARCIAL NAS ROCHAS DO COMPLEXO NOVA
MONTE VERDE, PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, NORTE DO ESTADO
DE MATO GROSSO**

Ana Carolina Gauer Marques

Orientadora

Prof^a. Dr^a. Ana Cláudia Dantas da Costa

Co-Orientador

Prof. Dr. Carlos Humberto da Silva

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal de Mato Grosso como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

CUIABÁ
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

G267c Gauer Marques, Ana Carolina.
EVIDÊNCIAS DE FUSÃO PARCIAL NAS ROCHAS DO
COMPLEXO NOVA MONTE VERDE, PARTE SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO, NORTE DO ESTADO DE MATO
GROSSO / Ana Carolina Gauer Marques. – 2015
xiv, 63 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientadora: Ana Cláudia Dantas da Costa.
Co-orientador: Carlos Humberto da Silva.
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Mato Grosso,
Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação
em Geociências, Cuiabá, 2015.
Inclui bibliografia.

1. Migmatito. 2. Textura. 3. Geoquímica. 4. Geocronologia. I.

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

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

**EVIDÊNCIAS DE FUSÃO PARCIAL NAS ROCHAS DO COMPLEXO NOVA
MONTE VERDE, PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, NORTE DO ESTADO
DE MATO GROSSO**

Dissertação de mestrado

BANCA EXAMINADORA

Prof.^a. Dr.^a. Ana Cláudia Dantas da Costa
Orientadora (UFMT)

Prof. Dr. Ronaldo Pierosan
Examinador Interno (UFMT)

Prof. Dr. Renato Moraes
Examinador Externo (USP)

Dedicatória
Dedico aos meus pais Zacarias e Ligia,
por me darem amor, carinho, atenção e por
sempre me empurrarem para frente.
E ao meu irmão Yuri por sempre saber o que dizer.

Agradecimentos

Hoje, quando estava jantando no RU (Restaurante Universitário), tranquila envolta em meus pensamentos sobre este trabalho, me deparei com a sobremesa. Uma paçoquinha, aquela de formato cilíndrico a mais barata que existe (afinal eu estava no RU). Bom! Quanto tempo que não como uma paçoquinha dessa?– Pensei. Então dei a primeira mordida e foi então que um sabor há muito tempo não sentido se apossou de mim. O sabor da infância! Me lembrei imediatamente das vezes que comi esse mesmo docinho com a minha família, sentada no sofá ainda criança. Meu pai comprava um pote de paçoquinha de vez em quando, devido a nossa falta de dinheiro, mas comíamos todos juntos e felizes. Como era bom!

Então senta a mesa do RU sentindo aquele sabor meu coração se encheu de agradecimento. Agradecimento por ter pais maravilhosos, que souberam me educar, que trabalharam duro para me proporcionar todo o meu conhecimento que tenho hoje, que sempre me puxaram a orelha quando necessário e que sempre estarão ao meu lado. Agradecimento por ter um irmão maravilhoso que me protege de tudo e de todos, quando pode. Agradecimento por ter mais do que certeza que Deus em sua infinita sabedoria me colocou na vida dessas pessoas especiais.

Tenho amigos incríveis, que me ajudaram de várias formas e as suas maneiras. Amigos classe que se tornaram amigos da pra vida por me ajudarem quando necessário, Newton, Letícia, Gilliard. E outros amigos que fui encontrando ao longo do curso e da vida Guilherme, Daiane, Samantha. E minha grande amiga irmã Maialú que há quase 20 anos vem me dando força pra tudo que eu faço, mesmo a 800 km de mim. Obrigada a todas essas pessoas que citei e as que não mencionei mas que não deixam de serem especiais para mim.

Agradeço aos professores pelo conhecimento transmitido e pelas histórias que levarei para a vida toda, em especial meus orientadores Ana e Carlos Humberto mesmo eu não sendo a filha favorita, me acolheram em sua família acadêmica. A CAPES pelo apoio financeiro dando uma folga para o bolso do meu pai.

Voltando para casa caminhando aproveitando o frescor desses dias em Cuiabá, não sei se foi por acaso, mas começou a tocar The Rolling Stones a música Don't Stop, refleti "O gosto da vitória tem gosto de paçoquinha".

Dezembro de 2014

Titulo:

**EVIDÊNCIAS DE FUSÃO PARCIAL NAS ROCHAS DO COMPLEXO NOVA MONTE
VERDE, PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, NORTE DO ESTADO DE MATO
GROSSO**

Titulo em Inglês:

**EVIDENCE OF PARTIAL MELTING ON THE ROCKS OF COMPLEX NOVA MONTE
VERDE, SOUTH PART OF THE AMAZONIC CRATON, NORTH STATE MATO
GROSSO**

Título Curto:

**EVIDÊNCIAS DE FUSÃO PARCIAL, NAS ROCHAS DO COMPLEXO NOVA MONTE
VERDE, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO**

**Ana Carolina Gauer Marques¹; Ana Cláudia Dantas da Costa^{1,2}; Carlos
Humberto da Silva^{1,2}**

1. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra – (ICET),
Universidade Federal de Mato Grosso – (UFMT) – Av. Fernando Corrêa da Costa, nº 2367 - Bairro
Boa Esperança. Cuiabá - MT - 78060-900 Fone: +55 (65) 3615-8751 FAX: +55 (65) 3615-8750. E-
mail: acgauermarques@gmail.com

2. Departamento de Geologia Geral, ICET, UFMT. E-mail: acdcosta@ufmt.br; chsilva@ufmt.br.

Sumário

CAPÍTULO 1	1
1.1 INTRODUÇÃO	1
1.1.1 Problemática e Relevância	2
1.1.2 Objetivo.....	2
1.1.3 Materiais e Métodos	2
1.2 CONTEXTO REGIONAL	4
1.2.1 Província Ventuari-Tapajós 1,95 – 1,8 Ga	6
1.2.2 Província Rio Negro- Juruena 1,8 – 1,55 Ga	7
1.2.3 Complexo Bacaeri-Mogno	7
1.2.4 Complexo Nova Monte Verde	8
1.2.5 Granito São Pedro	9
1.2.6 Granito São Romão	10
1.3 REVISÃO CONCEITUAL DE MIGMATITOS	12
1.3.1 Principais partes do Migmatito.....	12
1.3.2 Termos Morfológicos	14
1.3.3 Divisão Morfológica de Primeira de Ordem Migmatitos	15
1.3.4 Divisão Morfológica de Segunda Ordem de Migmatitos.....	16
1.3.5 Características Morfologias de Metatexitos	17
1.3.6 Características Morfologia de Diatexitos	18
CAPÍTULO 2	Erro! Indicador não definido.
INTRODUÇÃO	23
GEOLOGIA REGIONAL.....	25
GEOLOGIA DO COMPLEXO NOVA MONTE VERDE	29
FEIÇÕES DE FUSÃO PARCIAL ASSOCIADAS AO COMPLEXO NOVA MONTE VERDE	30
PETROGRAFIA DO MIGMATITO DO COMPLEXO NOVA MONTE VERDE.....	37
Petrografia do Melanossoma.....	37
Petrografia do Leucossoma	39
MICROESTRUTURAS RELACIONADAS A FUSÃO PARCIAL	41
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS MIGMATITOS DO COMPLEXO NOVA MONTE VERDE	45
IDADE DA MIGMATIZAÇÃO	50
DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	52
Agradecimentos.....	54
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55

CAPÍTULO 3	57
3.1 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	57
CAPÍTULO 4	60
4.1 Referências Bibliográficas	60

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1.** Mapas das Províncias Geocronológicas retiradas de Tassinari & Macambira (1999). 5
- Figura 1.2.** Esquema de classificação para migmatitos, onde; (a) A divisão de primeira ordem de migmatitos em metatexitos e diatexitos é representada com uma função da fração de fusão e as propriedades dos grãos sólidos e rocha parcialmente fundida (ERU-Esferas Rígidas Uniformes, PNU-Partículas Não Uniformes). (b) As morfologias de segunda ordem de metatexitos e diatexitos são mostradas no diagrama de *strain* sin-anatético versus fração fundida. Os termos mostrados podem ser usados como prefixos junto à metatexito ou diatexito. Retirado de Sawyer (2008). 16
- Figura 2.2.** Mapa de localização da área de estudo. 247
- Figura 2.3.** Esboço Geológico-Geotectônico do Cráton Amazônico, segundo Tassinari e Macambira (1999), mostrando a localização da área de estudos. 27
- Figura 2.4.** Mapa geológico da área de estudo. 30
- Figura 2.5.** Aspecto de campo das rochas do Complexo Nova Monte Verde. Em (A) e (B) aspecto do bandamento composicional em locais nos quais a deformação Dn+1 atuou com menor intensidade. Nestes locais observa-se que o bandamento composicional é definido por alternância de bandas leucocráticas constituídas predominantemente por quartzo, K-feldspato e plagioclásio e bandas mesocráticas constituídas por biotita, plagioclásio e quartzo. Em (C) dobras apertadas definidas pelo bandamento composicional. Em (D) é ilustrada zona de cisalhamento direcional dextral relacionada a fase Dn+1, na qual ocorreu injeção de leucossoma. 30
- Figura 2.6.** Mapa geológico da área estudada. Legenda 1. Coberturas aluvionares; 2. Coberturas coluvionares; 3. Migmatitos do Complexo Nova Monte Verde; 4. Floresta; 5. Traços da foliação; 6. Medidas da Foliação; 7. Estrada; 8. Drenagens. 31
- Figura 2.7.** Aspectos dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde. Em (A) aspecto mesoscópico no qual é possível observar o leucossoma em camadas de espessura centimétrica contínuas por metros. Essas camadas são paralelas a principal estrutura do melanossoma (xistosidade). Em (B) visão detalhada do migmatito na qual é possível observar que o leucossoma é rósea, apresenta granulação média a grossa, composto por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, com uma foliação discreta a ausente. Já o melanossoma de coloração cinza, granulação fina a média, composto por plagioclásio, quartzo e biotita com pouco feldspato potássico, com uma foliação definida pela orientação de biotita e secundariamente por arranjos recristalizados de quartzo e feldspato. 32
- Figura 2.8.** Aspectos dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde na subárea II. (A) – (B) Migmatitos metatexitico com estrutura em patch, marcados por pequenas manchas de leucossoma in situ, não foliado, dispersos no melanossoma, que apresenta uma xistosidade bem definida, em (A) apresenta forma alongada oblíqua a foliação; em (B) forma sigmoidal com sombra de pressão (SP) e capa de deformação (CD). (C) – (D) Migmatito metatexitico com estrutura em rede, marcado por dois conjuntos de leucossoma, cuja interseção cria um padrão similar a uma rede. Apresenta uma geração de leucossoma paralelo a xistosidade do melanossoma (L1) e a segunda paralelo ao plano axial de dobras Dn+1 (L2). Os dois conjuntos delimitam blocos poligonais de melanossoma. Leucossoma irregular. 344
- Figura 2.9.** Aspectos dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde na subárea II com estruturas dilatacionais. (A) Migmatito com o melanossoma boudinado, no qual o leucossoma foi injetado em sítios nos quais a tensão foi menor – nesse caso no neck de boudin e em regiões próximas a ele. (B) Detalhe de leucossoma em zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis. Nestes locais o leucossoma ocupa a porção mais deformada da zona, onde apresenta bandamento interpretada como uma foliação sin cisalhamento. Esta foto é um detalhe da fotografia 4D. (C-D) Fraturas com leucossoma. Nestes locais podem ser observadas duas gerações de leucossoma a primeira (L1) é paralela a xistosidade do

melanossoma, a segunda (L2) pode ser ortogonal (C) ou oblíqua a xistosidade do melanossoma (D).	366
Figura 2.10. Aspecto microscópico do melanossoma (A) Aspecto geral do melanossoma apresentando granulação média a fina composto principalmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. Observa-se ainda uma xistosidade definida pela biotita. (B) Detalhe do melanossoma com ênfase nos grãos de quartzo que apresentam extinção ondulante, além de protuberâncias e reentrâncias, denotando processo de recristalização dinâmica. (C) Plagioclásio em contato com biotita e quartzo apresentando maclas dobradas; (D) Plagioclásio apresentando formação de subgrãos indicando que sofreu recristalização dinâmica.	38
Figura 2.11. Aspecto textural do leucossoma apresentando granulação grossa, com cristais de plagioclásio e microclínio, subidioblasticos, e quartzo anédricos.....	Erro! Indicador não definido.0
Figura 2.12. Aspectos texturas do leucossoma. (A) grãos de quartzo apresentando fraturas, extinção ondulante, além de reentrâncias e saliências típicas de recristalização dinâmica; (B) Plagioclásio com hábito subédrico; (C) intercrescimento entre quartzo e plagioclásio na borda de cristal de plagioclásio possivelmente gerado a partir da migração do fundido rico em quartzo percolando no plagioclásio; (D-E) Alteração da biotita para muscovita; (F) Grão de hornblenda envolvendo cristal de quartzo e com biotita nas bordas em luz natural.....	422
Figura 2.13. Texturas de resto de fusão indicadas pelas setas amarelas: (A) "colar de perolas"; b) grãos de quartzo cristalizados a partir do material fundido entre grãos de plagioclásio e biotita; c) material fundido formando bolsão; d) grão de quartzo sendo dividido por material fundido cristalizando quartzo.	44
Figura 2.14. Texturas de resto de fusão são indicadas pelas setas amarelas: a) cristal de plagioclásio subédricos a euédricos, com faces retas, bem formadas, em contato com quartzo; b) contatos retos entre dois plagioclásios; c) preenchimento do espaço intersticial por K-feldspato; d-e) O K-feldspato é observado na forma de películas finas e "colar de pérolas", respectivamente, e sempre nas bordas de cristais de plagioclásio; f) ocorrência de K-feldspatos euédricos a subédricos; g-h) leucossoma com presença de grandes cristais de quartzo que marcam o produto final da cristalização do fundido envolvendo os cristais de plagioclásio, feldspato potássico e biotita.....	45
Figura 2.15. Diagrama QAP para leucossoma.	48
Figura 2.16. Diagrama quartzo-albita-ortoclásio para o leucossoma.	48
Figura 2.17. Diagrama normatizado pelo condrito ETR para o leucossoma.	49
Figura 2.18. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento da amostra NMV-07.....	511

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1. Tabela com os valores em porcentagem modal das amostras de melanossoma.....	377
Tabela 2.2. Tabela em porcentagem modal dos minerais que compõem o melanossoma.	400
Tabela 2.3. Resultados de análises químicas do melanossoma e leucossoma.....	477
Tabela 2.4. Dados analíticos Pb-Pb por Evaporação em zircão da amostra NMV-07.....	511

Resumo

As rochas migmatíticas são geradas a uma profundidade de aproximadamente 15 km abaixo da superfície terrestre, partes dessas rochas são fundidas e extraídas, retornando à superfície na forma de rochas granitoídes. Uma das unidades que sofreu fusão parcial, e alvo deste trabalho, é o Complexo Nova Monte Verde situado na parte sul do Cráton Amazônico, norte de Mato Grosso. Este complexo é caracterizado por um conjunto de rochas metamórficas, onde dominam rochas ortoderivadas com estruturas gnáissicas e migmatíticas. A partir deste estudo, foi possível dividir a rocha em duas partes: melanossoma (parte máfica) e leucossoma (parte félsica). Nos lajedos é possível observar estruturas dilatacionais, ou seja, estruturas de escape do leucossoma no momento em que ocorre a fusão parcial, como: *neck* de *boudin* onde o melanossoma forma *boudin*; leucossoma localizado em bandas de cisalhamento extensionais; leucossoma situado em uma foliação assimétrica de *boudin*; e associado à charneira de dobras. Através das estruturas observadas este migmatito foi classificado como sendo um migmatito metatexito. A presença de *mafíc selvedge* que nada mais é que uma aureola neste caso de composição melanocráticas rica em biotita, também foi observada. Microscopicamente o melanossoma é composto predominantemente por minerais máficos, destacando-se: a biotita e em menor abundância apatita, titanita, opacos e zircão. A biotita define uma xistosidade proeminente. No leucossoma a textura é granoblástica, com o predomínio de minerais félsicos, como: quartzo, k-feldspato (microclina e oligoclásio), e plagioclásio (labradorita a bytonita). O material que representa a fase final de cristalização é representado pelo “eutético” composto por quartzo, plagioclásio e K-feldspato de granulação fina com continuidade ótica. Esse material ocorre nas seguintes situações: (1) Como bolsões na matriz com forma arredondada; (2) Como finos filmes ao longo da borda dos grãos; (3) Na forma de manchas com formas convexas, triangulares ou tetraédricas que desenvolvem-se nos locais onde os minerais reagentes estão presentes. O tratamento geoquímico preliminar mostrou uma variação composicional de intermediária a ácida (sílica varia 62,13% a 76,43%), a geoquímica do leucossoma apontou um protolito com uma possível composição que vária do campo do sienogranito ao monzogranito. O leucossoma também mostrou ser derivado de um protolito metapsmítico e metapelítico. Observando as anomalias de Eu é notado dois padrões; um indicando um enriquecimento em minerais de feldspato com origem do fundido primário e o outro padrão apontando uma cristalização derivada de fundidos anatóticos evoluídos. A determinação geocronológica pelo método Pb-Pb Evaporação em Zircão forneceu uma idade $1764 \pm 4\text{Ma}$, que provavelmente representa a idade da migmatização. A idade T_{DM} de 2262Ma com $\epsilon_{Nd}(t=1,76\text{Ga})$ de -0,1 sugere uma fonte de idade Riacciana, provavelmente crustal.

PALAVRAS-CHAVE: Migmatito, Fusão Parcial, Complexo Nova Monte Verde.

Abstract

The migmatitic rocks are generated at a depth of about 15 kilometers below the earth's crust; parts of these rocks are melted and extracted, returning to the surface in the form of granitic rocks. One of the units that have undergone partial melting and the target of this work is the Nova Monte Verde Complex in the southern part of the Amazonian Craton, northern of Mato Grosso, Brazil. This complex is characterized by a set of metamorphic rocks, which dominate orthoderivated rocks with gneissic and migmatitic structures. The complex can be divided in two parts: melanosome (mafic part) and leucosome (felsic part). It is possible to observe dilatational structures or 'escape' structures at the leucosome when partial melting occurs, such as where the neck boudin whereas the melanosome form boudin; leucosome located in extensional shear bands; leucosome situated in an asymmetric foliation boudin; and associated to hinge folds. Through the structures observed this migmatite was classified as a metatexito migmatite. And also the presence of mafic selvage which is a rich in biotite halo of melanocratic composition. Microscopically the melanosome is composed predominantly of mafic minerals, namely: biotite and lower abundance apatite, titanite, zircon and opaque. The biotite define a prominent foliation. Leucosome has a granoblastic texture with the predominance of felsic minerals, such as quartz, K-feldspar (microcline and oligoclase), and plagioclase (labradorite to bytonita). The material that is the final stage of crystallization is represented by the "eutectic", composed by quartz, plagioclase feldspar and K-grained with optical continuity. This material occurs in the following situations: (1) as with rounded pockets in the matrix form; (2) as thin films along the edge of the grains; (3) schlieren how convex forms, triangular or tetrahedral, that develop in the places where the reagents are present. The geochemical data showed a compositional range from intermediate to acidic (silica varies 62.13% to 76.43%), the geochemistry of leucosome pointed a protolith with a possible composition of the various syenogranite to monzogranite field. The leucosome also shown to be derived from a metapsmítico and metapelítico protolith. I watched the anomaly is noticed two patterns; one indicating an enrichment in minerals feldspar with origin of the primary melt and the other pattern pointing a crystallization derived from evolved anatetec melts. The geochronological determination by Pb-Pb zircon evaporation method gave an age $1764 \pm 4\text{Ma}$, which probably represents the age of migmatization. The TDM age 2262Ma with $\epsilon\text{Nd} (t = 1,76\text{Ga})$ of -0.1 suggests a source of Riacciana age, probably crustal.

KEYWORDS: Migmatite, Partial Melting, Nova Monte Verde Complex.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

Migmatitos são rochas geradas a vários quilômetros da superfície da crosta, passando pela fusão parcial (Sawyer, 2008). Nesse processo é gerado o fundido anatético, caracterizado por ter uma baixa viscosidade, este é segregado do resíduo e recolhido em locais de baixa pressão durante a deformação. Essa segregação cria uma parte de cor clara (leucossoma), e uma parte de cor escura (resíduo). A diferença na fração de fundido no migmatito gera heterogeneidades na deformação e o estabelecimento de complexas morfologias. Algumas rochas podem exibir manchas, camadas e veios de cor clara numa encaixante mais escura, com morfologia complexa, sem necessariamente sofrerem fusão parcial. Esta morfologia é associada a segregação estado subsólido, na qual os componentes móveis, geralmente félsicos, são separados dos menos móveis, geralmente máficos, em uma rocha. Processos que também resultam na mesma morfologia são a injeção de diques de magma félsicos em encaixantes de outra composição, e a presença de plutons e veios de complexos sin-tectônicos. Um problema recorrente na literatura geológica é que ambas as rochas têm sido consideradas como migmatitos. Estas classificações levam em consideração apenas o aspecto de “mistura de rochas”, com diques ou manchas de cor clara dispersos em uma encaixante de cor escura sem considerar outros requisitos. Vendo a necessidade de uma distinção mais detalhada, Sawyer (2008) propôs a utilização de outras técnicas no intuito de melhorar e facilitar a identificação e caracterização de migmatitos. Uma das principais sugeridas por esse autor é a utilização de microestruturas nas quais são reconhecidas microestruturas formadas durante a fusão, ou, fragmentos de fusão cristalizada. Esta técnica, em conjunto com outras evidências, permite distinguir migmatitos de rocha similares a migmatitos, formadas pela segregação em estado subsólido e outros processos.

Na região de Alta Floresta situada no norte do estado do Mato Grosso (Figura 1.1) ocorre rochas gnáissicas de composição tonalítica a monzogranítica, com termos sienograníticos subordinados e com enclaves de anfibolitos e dioritos, denominadas por Ribeiro & Villas Boas (2002) de Complexo Nova Monte Verde. Associadas as rochas dessa unidade tem sido reconhecidas feições de fusão parcial o que tem levado diversos autores (Ribeiro & Villas Boas 2002; Frasca & Borges 2004) que parte desses gnaisses são na realidade migmatitos. O presente trabalho tem por objetivo apresentar os resultados de estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das rochas do Complexo Nova Monte Verde com intuito de caracterizar as feições de fusão parcial presentes nessas rochas.

1.1.1 Problemática e Relevância

A temática deste trabalho sofre de uma escassez de material bibliográfico muito severa, devido a dificuldade de executar experimentos que simulem os processos que ocorrem com esse tipo de rocha. Os migmatitos veem sendo estudados mais detalhadamente a pouco mais de 100 anos, e com os recentes experimentos laboratoriais realizados nas últimas décadas, houve um maior avanço nas pesquisas (Acosta-Vigil,2006; Holness, 2011).

Trabalhos como este, são de grande relevância para que possamos ter mais exemplos de como essas rochas foram afetadas pelos processos de fusão parcial e os tipos de estruturas e texturas que podemos encontrar, podendo assim facilitar a compreensão do funcionamento dinâmico do nosso planeta.

1.1.2 Objetivo

Devido a grande profundidade que ocorre a fusão parcial há a impossibilidade de se avaliar os processos de migmatização *in situ*. Entender o processo de migmatização é importante por que caracteriza a subducção no estágio de sutura entre duas placas continentais.

Portanto, com os estudos realizados nas rochas do Complexo Nova Monte Verde, podemos colaborar com dados significativos de estruturas e texturas características de fusão parcial, para um melhor entendimento dos processos que formação e classificação deste complexo. Para obter essas informações serão realizadas análises macroscópicas e microscópicas, análises geoquímicas e geocronológicas.

1.1.3 Materiais e Métodos

Na etapa de levantamento bibliográfico foram levantado trabalhos referentes ao Cráton Amazônico, a região centro-sul do Cráton Amazônico e sobre o tema migmatitos. A fotointerpretação foi através das imagens Geocover e satélite.

A etapa de campo ocorreu no mês de novembro de 2013. Houve coleta de dados em campo através do mapeamento geológico, e de amostras para a etapa desenvolvida em laboratório.

Em laboratório foi realizada primeiramente a descrição macroscópicas das amostras coletas em campo. Assim foi possível separa-las para confecção de lâmina, análise geoquímica e geocronologia. Das amostras separadas para análise petrográfica foram confeccionadas 12 seções delgadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Recursos Minerais (DRM-UFMT). Foram realizadas descrições em escala microscópica, observando a composição mineralógica, feições texturais e estruturais. A contagem modal foi realizada em todas as seções em escala microscópica, utilizando o microscópio óptico binocular da marca *Olympus*, modelo BX 50, do Laboratório de Microscopia do DRM-UFMT, com o auxílio de um *charriot*, e adotado o método sugerido pela IUGS: para rochas de granulação muito fina usa-se um intervalo de $\emptyset \leq 1$ mm; para granulação fina $0,1 < \emptyset \leq 1,0$ mm; para granulação média $1,0 < \emptyset \leq 5,0$ mm; e para granulação grossa $5,0 < \emptyset \leq 20,0$ mm.

Para os estudos geoquímicos foram separadas 10 amostras, sendo 5 amostras do melanossoma e 5 amostras do leucossoma. Essas amostras passaram por processos de britagem e pulverização no Laboratório de Preparação de Amostras do DRM-UFMT, e enviadas para o *Acme Analytical Laboratories (Acmelab)*-Vancouver/Canadá, para análises de elementos maiores, menores e traços (Tabela. 3), através dos métodos ICP-ES (*Inductively Couple Plasma Emission Spectrometry*) e ICP-MS (*Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry*).

A geocronologia realizada a partir da amostra NMV-07, sendo aplicado o método de Evaporação PB-PB em zircão, e enviados cerca de 50 grãos para o Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso, UFPA, e analisados 10 grãos no espectrômetro *Finnigan* MAT 262. A descrição mais detalhada desta etapa encontra-se no Capítulo 2 no que diz respeito aos dados geocronológicos do Complexo Nova Monte Verde.

1.2 CONTEXTO REGIONAL

A Plataforma Sul-Americana é constituída por plataformas pré-cambrianas e bacias sedimentares, sua maior área é ocupada pelo Cráton Amazônico, onde se encontram as plataformas pré-cambrianas das Guianas, Brasil Central e Atlântica, que por sua vez são separadas por bacias fanerozóicas (Almeida *et al.* 1976, 1977)

Em 1999, Tassinari & Macambira dividiram o Cráton Amazônico em 6 províncias geocronológicas: Amazônia Central, com idades maiores que 2,3 Ga; Maroni-Itacaiúnas 2,2-1,95 Ga; Ventuari-Tapajós 1,95-1,8 Ga; Rio Negro-Juruena 1,8-1,55 Ga; Rondoniana-San Ignacio 1,5-1,3 Ga e Sunsás 1,25-1,0 Ga (Figura 1). A formação dessas províncias se deu a partir de um proto-cráton arqueano (Província Amazônia Central), originado de colisões de microcontinentes que foram amalgamados por orogenias paleoproterozóicas de idades entre 2,2 e 1,95 Ga (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira 1999, 2004).

De acordo com Santos *et al.* (2000) a definição das províncias geocronológicas ficaram reorganizadas da seguinte forma: Carajás e Imataca com idades de 3,30 a 2,53 Ga; Transamazônica de 2,25 a 2,00 Ga; Tapajós-Parima variando de 2,10 a 1,87 Ga; Amazônia Central com idades de 1,88 a 1,70 Ga; Rio Negro de 1,86 a 1,52 Ga; Rondônia-Juruena com idades de 1,76 a 1,74 Ga; e Sunsás variando de 1,33 a 0,99. A área arqueana do Cráton Amazônico segundo esse autor engloba não só os terrenos de granitos-supracrutais da Província Carajás (e Imataca), mas também se expande para o sul do Amapá. Descordando de outros autores ele ainda afirma que a Província Amazônia Central mesmo possuindo uma origem crustal arqueana, é muito mais jovem, e que ocorre um truncamento a oeste-noroeste formando um *trend*-tectônico com a Província Carajás.

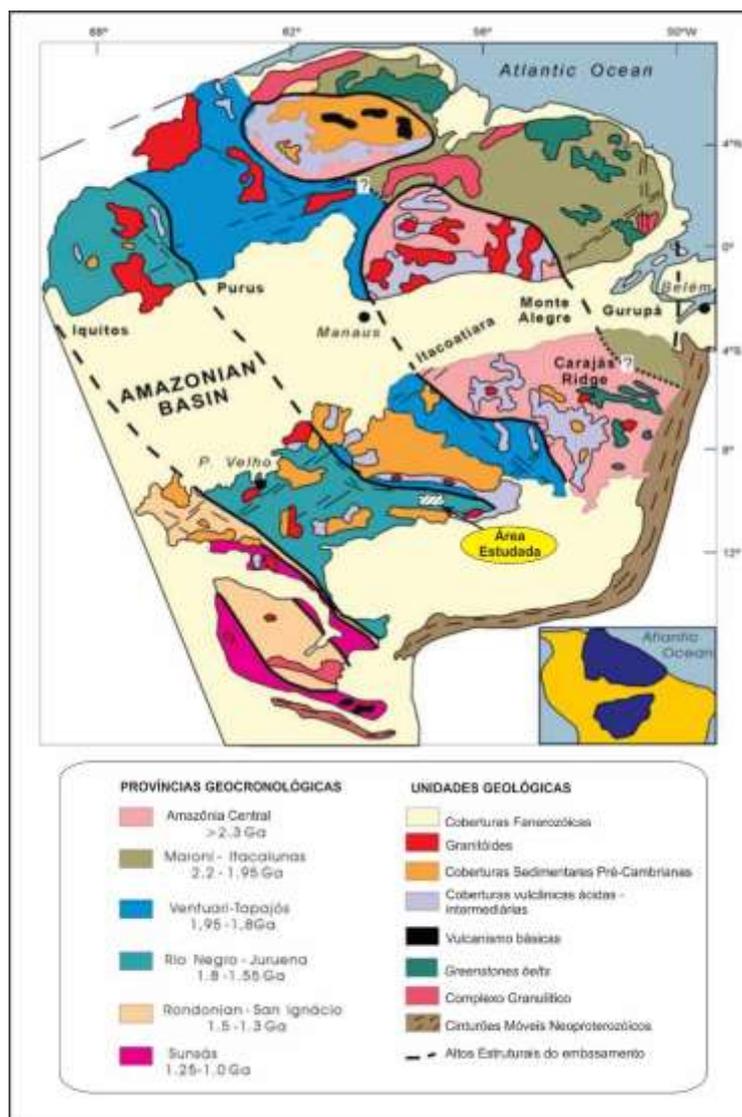


Figura 1.1. Mapas das Províncias Geocronológicas retiradas de Tassinari & Macambira (1999).

A região compreendida entre Nova Monte Verde e o Vale do Rio Apiacás é parte da Província Rio Negro-Juruena, localizada na parte centro-sul do Cráton Amazônico (Figura 1.1). Frasca & Borges (2003), Lacerda Filho *et al.* (2004), Souza *et al.* (2005) caracterizaram esta região como parte do “Arco Magmático Juruena”, o qual apresenta idade compreendida entre 1,85 e 1,75Ga e idade modelo Sm/Nd de 2,1Ga. Souza *et al.* (2005) propõem a sua divisão em dois segmentos crustais (i) terreno pluto-vulcânico, com estruturas rúpteis a rúpteis-dúcteis, constituído pelas suítes intrusivas Juruena, e Paranaíta; pelas Alcalinas Cristalino e pelo Granito Nhandu; (ii) o terreno metamórfico, onde foi desenvolvido o presente estudo, apresenta deformação dúctil, e metamorfismo de médio a alto grau, composto pelos

complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, pela Suíte Intrusiva Vitória e pelos granitos São Pedro e São Romão.

Já evolução tectônica do Arco Magmático Juruena é explicado por Souza *et al* (2005) o processo de colisão dos blocos continentais que formam o que é hoje as províncias Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena, se desenvolveu em três etapas: a primeira etapa foi o início da movimentação do Arco Magmático Juruena em direção ao rochas da Província Tapajós representadas do Complexo Cuiú-Cuiú; a segunda é composta pelo processo de colisão e subducção que gerou um enorme volume de magma ácido, cálcio-alcálico, de alto potássio, metaluminoso, o regime altamente dúctil esta relacionado a formação dos ortognaisses e migmatitos do Complexo Nova Monte Verde; e a etapa final foi a sedimentação do Grupo Beneficente.

Como citado acima a área de estudo situa-se próximo ao limite entre as províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, e por esse motivo iremos abordar com mais ênfase essas duas províncias, adotando o modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999) e autores que o precederam.

1.2.1 Província Ventuari-Tapajós 1,95 – 1,8 Ga

O limite leste desta província é delimitado pela Província Amazônia Central, marcado por um *trend* de orientação NW-SE. As rochas nesta região geralmente são granitóides cálcio-alcálicos. A parte norte é composta por rochas graníticas-gnáissicas com composição que varia de granodiorítica a quartzo-diorítica, podendo apresentar gabros e anfibolitos no Dominio Petrotectônico Ventuari (Barrios, 1983).

Na parte sul da Província Ventuari-Tapajós é possível ver uma semelhança na assembléia litológicas que é observada na porção norte, destoando gnaisses com composição tonalítica, metamorfisado na fácies anfibolito. Localmente ocorre uma sequência de rochas metavulcano-sedimentar na fácies xisto verde, por exemplo, a Suíte Jacareacanga, descrita por Santos *et al.* (1997), como sendo composta por xisto, filito, *metachert*, BIF e talco-xisto.

A orogênia El Parguaza e Surucucus originou granitos rapakivis com idade de 1,55 Ga (Tassinari, 1996; e Santos *et al.*, 1999), representando um magmatismo intra-placa. Simultaneamente a essa orogenia ocorreu granitos rapakivis da Suíte Mucajaí associada aos anortositos Repatimento e os charnokitos da Formação Serra da Prata

que são relacionados ao Evento Parguaza (Fraga & Reis, 1995a; Fraga *et al.*, 1997; e Santos *et al.*, 1999)

1.2.2 Província Rio Negro- Juruena 1,8 – 1,55 Ga

Esta província é limitada a leste pela Província Ventuari-Tapajós, este limite é exposto através de um *trend* NW-SE com aproximadamente 2000 km de comprimento e 600 km de largura, sua área ocupa uma grande parte ocidental do Cráton Amazônico, geograficamente estende-se do Brasil até a Venezuela e Colômbia (Tassinari & Macambira 1999).

O norte desta província é predominantemente dominado por biotita-titanita monzogranitos (Dall’Anol & Macambira, 1992), ao sul o embasamento é composto por terrenos granito-migmatítico e gnaiss com composição tonalítica, no contexto geral as rochas foram metamorfisadas na fácies anfilolito, mas os granulitos podem ocorrer pontualmente.

A sudoeste onde se localiza a região de Jauru, apresenta algumas sequências metavulcano-sedimentares e *greenstone belts*, segundo Monteiro *et al.* (1986) A porção sul é representada pela unidade metavulcânica-sedimentar Roosevelt, que por sua vez é composta por dacitos, riolitos, andesitos, tufos, brechas vulcânicas, argilitos, arenitos e BIFs, metamorfisados na fácies xisto verde.

Por fim, com os isótopos Sr, Pb e Nd das rochas ígneas e ortognáissicas é possível determinar que a evolução da crosta do Cráton Amazônico é um acréscimo de material juvenil durante o Arqueano e Proterozóico, e o retrabalhamento da crosta continental mais velha. Assim as províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro- Juruena apontam para uma origem derivada da acreção de magma juvenil de origem mantélica (Tassinari *et al.*, 1996).

1.2.3 Complexo Bacaeri-Mogno

Silva *et al.* (1980) descreveram esta unidade como pertencente ao Complexo Xingu e agrupou em um conjunto polimetamófico indiviso, possuindo granitos, granodioritos, gnaisses, migmatitos, anfibolitos e granulitos. Segundo pesquisas realizadas por Scabora (1997) nas fazendas Mogno, Apiacás e Bacaerí, foi encontrada uma sequência de paragnaisses aluminosos com intercalações de quartzito e formações ferríferas, também foi encontrado um complexo de rochas máficas, que sofreram

deformação em um regime compressivo de alto ângulo e metamorfizados na fácies anfibolito alta a granulito, deixando-os englobados ao Complexo Xingu.

O nome Complexo Bacaerí-Mogno foi utilizado pela primeira vez no Projeto Alta Floresta, por Oliveira e Albuquerque (2004), Frasca & Borges (2004) e Ribeiro & Villas Boas (2003), quando caracterizavam uma associação de rochas supracrustais e plutônicas, metamorfizadas na fácies anfibolito alto a granulito.

Segundo Souza *et al.* (2005) as rochas desse complexo são marcadas por foliação milonítica e/ou bandamento gnáissico, seguindo uma direção preferencial para E/W e ESE/WNW, e mergulhos médio a alto ângulo para N/NNE, representando uma estrutura de *underthrust* com vergência para SSW e transporte tectônico de SW para NE, demonstrando que as rochas desta unidade foram subductadas de SW para NE, sob a placa continental formada por rochas supostamente da Província Tapajós. São observadas lentes, megaenclaves ou lascas tectônicas, podendo ser orientadas, dispersas e associadas a rochas do Complexo Nova Monte Verde. De acordo com Pimentel (2001), citado por Souza *et al.* (2005) obteve-se resultados de Sm/Nd em anfibolito da Fazenda Mogno, apresentam idade isocrônica de ca. 2,24 Ga, com eNd(t) de $\pm 2,5$, sendo assim a mais antiga da área e ligada a restos de uma associação vulcânica (oceânica) preservada de caráter juvenil (Lacerda Filho *et al.* 2001).

1.2.4 Complexo Nova Monte Verde

De acordo com Souza *et al.* (2005) o Complexo Nova Monte Verde é constituído por rochas metamórficas, predominantemente ortoderivadas, de natureza tonalítica a monzogranítica, localmente sienogranítica com enclaves de anfibolitos e migmatitos. Os contatos desta unidade com os granitos São Pedro e São Romão e com o Complexo Bacaeri-Mogno são preferencialmente tectônicos, sendo observadas zonas de cisalhamento transcorrentes. Apresentam-se com uma orientação E-W a WNW-ESE formando faixas com aproximadamente 30 km de largura. Com uma morfologia de relevo arrasado e pequenas elevações alinhadas de acordo com a estruturação regional (Lacerda Filho *et al.* 2004).

Neste complexo os gnaisses predominam sobre os migmatitos. Os gnaisses são leuco- a mesocráticos, de cor rósea a cinza claro, inequigranular e mostram textura granoblásticas e porfiroblástica, bandamento composicional centimétrico. Os

migmatitos são oriundos de uma fusão parcial das rochas gnaíssicas e ocorrem de forma limitada e isolada. São ligados a fase sin a pós-colisional sendo enquadrado a um nível crustal correspondente a fácies anfíbolito. Sua cor varia de rosa a cinza e tonalidades escuras e claras, sua composição varia de granítica a diorítica, suas estruturas são do tipo *augen*, *raft*, ptigmática, venulada, de dilatação, dobrada e nebulítica, os contatos em termos petrográficos varia de nítidos e retilíneos a lobados e sinuosos e gradativos (Souza *et al.* 2005).

Datações feitas pelos autores, Souza *et al.* (2005) e Lacerda Filho *et al* (2004) com o método U-Pb indicou uma idade de 1774 ± 28 Ma, de uma amostra do melanossoma do migmatito, e a idades modelos situam-se entre 2.001 Ma e 2.065 Ma.

1.2.5 Granito São Pedro

Esta unidade é caracterizada por corpos plutônicos, sincinemáticos, anisótropos, de aspecto sigmoidal, de composição predominantemente granítica a monzogranítica e granodiorítica, seguindo a orientação de uma densa e intrincada rede de zonas de cisalhamento de direção NW/SE. Com grau metamórfico na fácies xisto-verde a anfíbolito médio aflorando em forma de batólitos, *stocks* e *roof* pendentes (Souza *et al.* 2005).

De acordo com Frasca & Borges (2004) os granitos desta unidade se caracterizam por biotita granitos e biotita monzogranito, com granodiorito, tonalitos, monzodioritos e álcali-granitos subordinados. Enclaves de quartzo-diorito, diorito, quartzo-monzonitos, supracrustais granulitizadas são presentes.

As estruturas estão orientadas nas direções E-W/NW-SE, com mergulho para N/NE caracterizando uma foliação milonítica e bandamento gnáissico, demonstrando uma estrutura com transporte tectônico de NE para SW. As análises litoquímicas e o ambiente tectônico desta unidade mostram características de granitos associados a ambiente de arco continental que evoluiu para granitos do tipo pós-colisional (Frasca & Borges, 2004).

Para a datação foram usados zircões do biotita granito porfirítico São Pedro pelo método U-Pb (SHRIMP) que resultou na idade de 1.784 ± 17 Ma, sendo interpretada como idade de cristalização, granada granito forneceram idades-modelos Sm/Nd encontrados na Folha São João da Barra, variam de 2.060 Ma a 2.147 Ma, segundo Pimentel (2001) citado em Souza *et al.* (2005), demonstrou valores de ϵ_{Nd}

entre +0,65 a -1,11 caracterizando uma derivação crustal ou hibridização da natureza ou fonte.

1.2.6 Granito São Romão

De acordo com autor Souza *et al.* (2005) Granito São Romão tem um conjunto de rochas predominantemente granítica, calcioalcalina a subalcalina, alto potássio formadas em ambiente tectônico pós-colisional. Estas rochas podem apresentar deformação deixando um aspecto gnáissico, a paragênese mineral mostra que estão presentes na fácies xisto-verde a anfíbolito.

Estes granitos ocorrem em forma de corpos amalgamados, retratado por grandes batólitos e pequenos stocks. Dominam cerca de 3.000 km², ou seja, 17% da área mapeada da Folha Rio São João da Barra, concentrada na parte centro-oeste da folha (Ribeiro & Villas Boas 2003). É observado contato desta unidade com os complexos Nova Monte Verde e Bacaerí-Mogno, com o Granito São Pedro, podendo ser difusos ou demonstrar um padrão anastomótico, formando lentes amalgamadas e tectonicamente justapostas e enfeixadas, sendo limitadas por megazonas de cisalhamento transtracionais de natureza dúctil a dúctil-rúptil (Ribeiro & Villas Boas, 2005, Souza *et al.* 2005).

As características mineralógicas no geral desta unidade são: presença de feldspato potássico e plagioclásio, predominantemente peritíticos; os porfiroclastos dos feldspatos, e eventualmente da hornblenda ocorrem fraturados a fragmentados e estirados; a concentração máxima de quartzo é de 30%; pode ocorrer localmente hornblenda e muscovita e minerais opacos como, por exemplo, a magnetita (Souza *et al.* 2005).

Estruturas protomiloníticas, miloníticas e gnáissicas são em sua maioria orientadas conforme a tectônica regional (NW/SE) e mergulhos médios a altos para NE. Esse corpo granítico esta relacionado a megazonas de cisalhamento dúctil transcorrentes, que foram geradas ou reativadas no decorrer da fase de fechamento do Arco Magmático Juruena (Ribeiro & Villas Boas 2005).

As análises químicas dos teores de elementos maiores, traços e terras-raras, revelam que as rochas desta unidade são de série magmática calcioalcalina, alto potássio, meta a peraluminosa (Souza *et al.* 2005). As datações feitas por U-Pb (SHRIMP) nos zircões da biotita metagranito fino protomilonítico apresentou uma

idade de 1.770 ± 9 Ma, analisada como sendo idade de cristalização, já idades-modelos Sm/Nd no biotita-granda granito gnáissico e em biotita granito resultaram em valores de 2.098Ma e 2.172Ma, e valores de ϵNd +0,14 e -1,43 -indicam uma origem híbrida, mantélica/crustal (Souza *et al.* 2005).

1.3 REVISÃO CONCEITUAL DE MIGMATITOS

Em 1907 Sederholm utilizou o termo migmatito para explicar a formação de uma nova rocha formada a partir de uma intrusão de uma rocha mais jovem em um granito foliado mais velho.

Os trabalhos de Bowen (1915, 1928) desencadearam um avanço na terminologia utilizada em migmatitos, devido a constatação de que um magma granítico pode ser produzido por um extremo fracionamento de um magma basáltico, definido dessa forma que os granitos não seriam originados a partir de um magma “primário”. Com isso veio outra indagação, a quantidade de granitos na crosta continental era superior para ser explicada por esse mecanismo. Análises em algumas amostras indicaram mudanças progressivas na composição típica da crosta continental, indicando uma origem mais profunda para os granitos. Assim surgiu o conceito de “granitização”, e grupos que divergiam sobre esse conceito os “*wet*” e “*dry*”. A discussão tomou tais proporções que tiveram que desenvolver uma terminologia para migmatitos e granitos, desenvolvido por Mehnert (1968).

1.3.1 Principais partes do Migmatito

A terminologia utilizada neste trabalho é a proposta por Sawyer (2008), que definiu migmatito, como uma rocha encontrada em áreas metamórfica de médio a alto grau metamórfico, que pode ser heterogênea em escala tanto microscópica quanto macroscópica. Consiste de duas ou mais partes petrograficamente distintas, sendo uma dessas partes formada por fusão parcial. São petrogeneticamente relacionadas umas com as outras e com o seu protolito, através de fusão parcial ou da separação do material fundido a partir da fracção sólida. A parte parcialmente fundida resulta em rochas de cor pálida que são de composição quartzo-feldspáticas ou feldspática, e rochas de cor escura, ricas em minerais ferromagnesianos. Algumas vezes, a parte parcialmente fundida pode simplesmente mudar a mineralogia, microestrutura ou tamanho de grão, sem desenvolver partes escuras ou claras.

Quando a rocha passa pelo processo de fusão parcial passam a apresentar feições características, tais como: aumento no tamanho dos grãos e destruição progressiva das estruturas, como foliação e crenulações que já estavam presentes na rocha antes da fusão parcial, ela é denominada de *neossoma*. O nesossoma é a parte de

um migmatito recém-formado ou reconstituído, a partir da fusão parcial. O neossoma pode, ou não, sofrer segregação, em que o fundido e frações sólidas são separadas (Sawyer, 2008).

A parte da rocha que passou pelo processo de fusão parcial mas não sofre segregação leva o nome de *paleossoma*, ou seja, o protólito (ou rocha-mãe). É a parte de um migmatito que não foi afetada pela fusão parcial, conservando as estruturas pretéritas (foliações, dobras, camadas), e microestrutura (tamanho, forma e orientação dos grãos) ou não sofre alterações ou apresenta um ligeiro aumento no tamanho dos grãos, devido o crescimento de grãos no estado *subsólido*, isso quando comparada com rochas similares que não foram afetadas pela anatexia (Sawyer, 2008).

O neossoma é resultado do processo de fusão parcial, sendo assim é constituído por uma parte que se desenvolveu a partir da cristalização do material fundido, e outra por minerais que estavam em excesso na reação que produziu o material fundido, essas partes são denominadas de *leucossoma* e *melanossoma*. O melanossoma é caracterizado por ser a parte de cor escura no neossoma, é constituída por minerais máfico, tais como: biotita, granada, cordierita, ortopiroxênio, hornblenda e/ou clinopiroxênio. O melanossoma representa a fração sólida, ou seja, a parte residual deixada após a extração parcial ou total do material fundido. Podem ser observadas microestruturas que indicam a presença anterior do fundido. O leucossoma, por sua vez, caracteriza-se por apresentar uma cor mais clara no neossoma, devido à presença predominantemente de minerais félsicos, quartzo e feldspato. Essa parte do migmatito derivada da segregação da fusão parcial observa-se microestruturas indicativas de cristalização a partir de um fundido, ou um magma. O leucossoma não necessariamente exhibe uma composição de uma fusão anatética; mas pode ocorrer cristalização fracionada e separação por fracionamento do material fundido.

Esporadicamente o melanossoma pode estar separado do leucossoma por uma borda estreita (< 2 cm) ou uma zona, que apresentam diferentes composição mineralógica e microestruturas. Por causa da composição das bordas pode determinar que elas não tem ligação com o resíduo deixado após a extração do material fundido anatético, por conseguinte são denominados de *selvedge*. O *selvedge* é uma borda de rocha que em cor, composição, assembléia mineral ou microestutura que podem separar duas partes diferentes de um migmatito. O material presente nas aureolas não são de origem do material residual, e podem ser leuco-, meso- ou melanocrática.

1.3.2 Termos Morfológicos

Os termos morfológicos foram introduzidos em 1968 por Mehnert, que criou treze termos para classificar morfológicamente rochas migmatíticas: agmatítico, dictionítico, estromático, surreico, dobrado, ptigmático, venulado, oftálmico, manchada, *schlieren*, nebulítico e *homophaneous*. Contudo, Sawyer (2008) afirma que o esquema não contém processos petrológicos e usa de três argumentos para questionar os termos morfológicos de Mehnert (1968). O primeiro argumento indaga sobre a falta de ligação de uma morfologia de um migmatito estar vinculada com outra morfologia; o segundo argumento é que o autor não fornece nenhuma visão sobre os processos de formação dos migmatitos; o terceiro argumento é que os termos não foram criados para serem genéticos, mas na prática a maioria das morfologias são altamente específicas quanto a sua origem.

De acordo com Sawyer (2008) o paleossoma em terrenos de baixo grau anatético predomina no migmatito, ou seja, as porções de neossoma incorporado no paleossoma são baixas. Estruturas pré-fusão parcial como bandamento composicional, foliação, acamamento e dobras são preservadas. Já o neossoma leva características como corpos estreitos de leucossoma com várias orientações, bordejados por melanossoma, com mineralogia residual e composição variada.

Em terrenos anatéticos de alto grau há uma mudança na morfologia dos migmatitos, o neossoma passa a ser predominante. Isso implica que nesses locais o leucossoma é bem mais abundante que o material residual. Nestes locais o último resíduo normalmente forma estruturas em *schlieren* de minerais máfico imersos no leucossoma, associados a essas estruturas podem ocorrer *schollen* ou manchas de paleossoma e melanossoma. Em terrenos migmatíticos de alto grau o paleossoma se torna raro, e estruturas de pré-fusão parcial são ausentes com exceção de *schollen* ou manchas, já a composição do neossoma nestes migmatitos é semelhante ao magma.

O contato de uma morfologia para outra é gradual em alguns terrenos migmatíticos, mas podem ser abrupta na maioria dos terrenos, e normalmente associados a tectônica (Brown & Solar 1998a, Solar & Brown 2001).

1.3.3 Divisão Morfológica de Primeira de Ordem Migmatitos

Sawyer (2008) utilizou como base o esquema de metatexito e diatexito. Onde metatexito é utilizado para designar migmatitos dominados por paleossoma, formados em terrenos de baixo grau de fusão parcial. Já os migmatitos são gerados a partir da fusão quase completa são denominados de diatexitos (Mehnert 1968, Brown 1973, Ashworth 1985).

Sawyer (2008) definiu o metatexito com um migmatito heterogêneo em escala de afloramento, onde estruturas pré-fusão parcial são preservadas no paleossoma (onde a microestrutura aparece inalterada) e às vezes no melanossoma (resíduo), mostrando assim que a fração do fundido foi baixa. O diatexito por sua vez é um migmatito onde o neossoma é predominante e o fundido foi sistematicamente distribuído. Não há presença de estruturas pré-fusão parcial, porque foram substituídas por estruturas sin-tectônicas (foliações magmáticas ou submagmáticas, *schlieren*), ou por neossoma isotrópico. O neossoma tem múltiplas aparências, podem ser abundantemente leucocrático, mesocrático ou ainda melanocrático. No diatexito o paleossoma pode ocorrer em formas de *rafts* (manchas) ou *schlollen*, ou não estarem presentes.

O contato desses tipos de migmatitos pode ser abrupto ou transicional, como mostra a Figura 1.2.

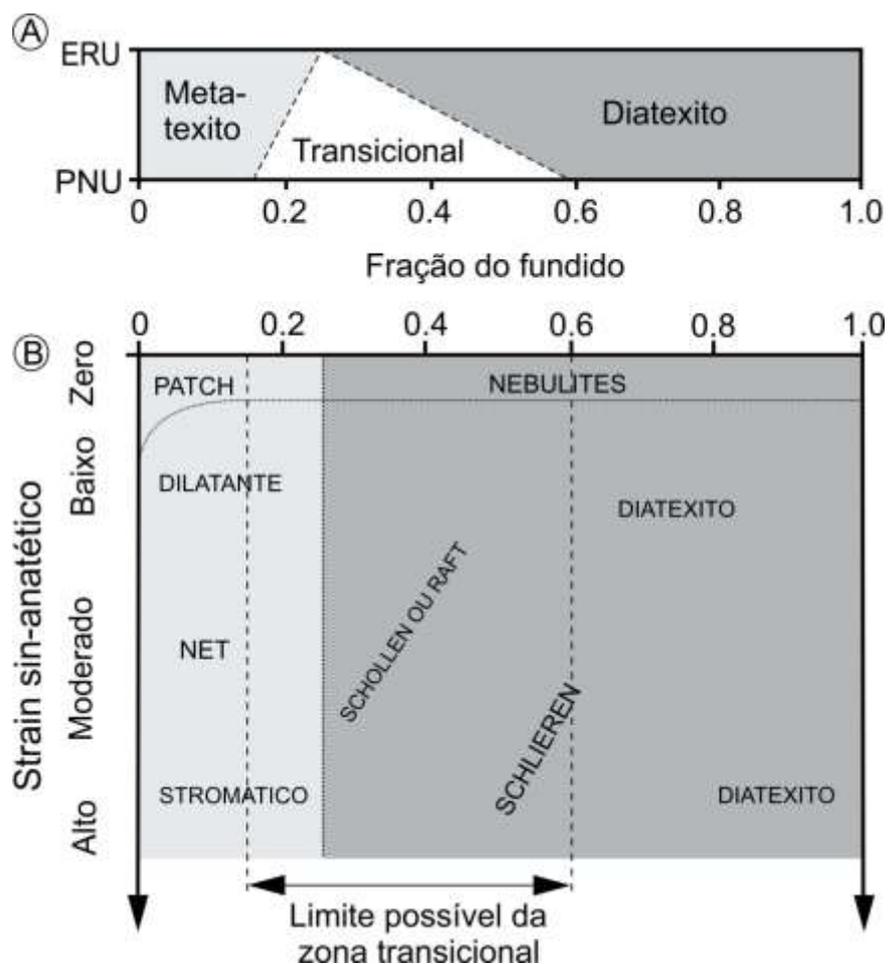


Figura 1.2. Esquema de classificação para migmatitos, onde; (a) A divisão de primeira ordem de migmatitos em metatexitos e diatexitos é representada com uma função da fração de fusão e as propriedades dos grãos sólidos e rocha parcialmente fundida (ERU-Esferas Rígidas Uniformes, PNU-Partículas Não Uniformes). (b) As morfologias de segunda ordem de metatexitos e diatexitos são mostradas no diagrama de *strain* sin-anatético versus fração fundida. Os termos mostrados podem ser usados como prefixos junto à metatexito ou diatexito. Retirado de Sawyer (2008).

1.3.4 Divisão Morfológica de Segunda Ordem de Migmatitos

A morfologia também é resultado da interação da proporção do material fundido em partes diferentes do migmatito e o modo em que as rochas respondem ao *stress* diferencial (Sawyer, 2008). As morfologias de segunda ordem são associadas a subdivisão de metatexitos e diatexitos de primeira-ordem (Figura 1.2 B), e para cada ordem a uma mudança relativa no *strain* sin-anatético. O *strain* permite separar as rochas relativamente mais deformadas das menos deformadas.

A grande diversidade morfológica dos metatexitos deve-se principalmente a anisotropia do paleossoma, a magnitude do *strain* sin-anatético ou da fração de fundido presente. Quando o *strain* ocupa o nível secundário o resultado é uma

morfologia simples, devido as estruturas dos migmatitos serem fortemente atenuadas e transpostas, assim sendo o paleossoma, leucossoma, e o neossoma tornam-se paralelos, e a morfologia geral será estromática ou acamadada.

Já a diversidade morfológica formada nos diatexitos é oriunda da fração fundida presente. Quanto mais fundido menos paleossoma e mais neossoma. O *strain* sin-anatético não contribui muito na morfologia dos diatexitos. Conforme os magmas ficam dúcteis podem ser formadas algumas estruturas, como por exemplos, estruturas de fluxo em locais onde há baixa taxa de *stress*, orientação preferencial de enclaves e minerais em locais com alta taxa de *strain*.

1.3.5 Características Morfologias de Metatexitos

A fração do fundido pode ser muito pequena chegando a impedir a formação de morfologias atrativas, essas rochas marcam o limite inferior para formação de migmatitos. Esses deixam evidências sutis de fusão parcial em afloramentos. Quando a reação da fusão produz um sólido distinto a ponto deste mineral ser reconhecido. Tem-se a primeira evidência de fusão parcial que é a formação de filmes de composição quartzo-feldspática de granulação fina (resto de fusão), que são observados ao longo dos limites dos grãos. Estes filmes representam a cristalização do fundido (Holness & Clemens 1999; Sawyer 1999; Holness & Watt 2002).

Os migmatitos do tipo *patch* se originam em locais com pequenas frações de fundido ocorrem em discretos sítios como pequenas manchas dispersas, na forma de neossoma *in situ* não foliado. Por conta do paleossoma ser predominante é comum os *patches* de neossoma terem uma forma de corpos arredondados ou ovais, mas quando o grau de fusão aumenta e o neossoma passa a ser dominante, os corpos passam a serem lobados e se desenvolvem por união. Se a aglutinação formar largos *patches* de neossoma com bordas difusas, aplica-se o termo nebulítico. Migmatito do tipo *patch* são mais bem preservados em terrenos onde o *strain* sin-anatético é baixo.

O leucossoma em migmatitos que apresentam estrutura dilatacional é encontrado em sítios estruturais dilatacionais, como *neck* de *boudins*, sombras de pressão ou em fraturas de camadas mais competentes. Os sítios dilatacionais são tipicamente pequenos e restritos a camadas particulares e não formam estrutura em rede em uma escala de afloramento. Essa morfologia é o resultado de contraste da

competência entre as partes de um migmatito, as camadas mais competentes são menos férteis (grauvacas intercaladas em um pelito), ou uma litologia resistente (quartzitos, rochas cálcio-silicatadas, metamáficas ou pegmatitos), ou ainda pode ser camadas residuais ricas em minerais resistentes, como por exemplo, granada e piroxênio.

Os migmatitos que apresentam estrutura em rede, denominados de estrutura dictionítica por Mehnert (1968), são um tipo de metatextito. A principal característica é a ocorrência de leucossoma em dois ou mais conjuntos sistemáticos os quais se intersectam criando um padrão semelhante a de uma rede, com formas losangulares ou blocos poligonais de rocha de cor escura. Nos primeiros estágios da fusão o leucossoma é restrito, tendo o melanossoma o bordejando. No interior dos losangos se concentra o paleossoma. Conforme a fusão parcial aumenta o paleossoma muda para um gnaiss, e então uma foliação marcada pelos minerais residuais que se alternam em camadas quartzo-feldspáticas. Logo o paleossoma que estava entre as bandas de leucossoma passa progressivamente para o neossoma, geralmente sendo composto por resíduo melanocrático. A fração de fusão aumenta e a estrutura em rede passa de maneira transicional a diatextitos dos tipos *raft* e *schollen*.

Os migmatitos que são observados com numerosas bandas de leucossoma finas e lateralmente contínuas, orientadas paralelas ao plano de anisotropia do paleossoma (bandamento composicional ou foliação), são denominados de estromáticos ou com estrutura em camadas.

1.3.6 Características Morfologia de Diatextitos

A fração de fundido em terrenos com baixo *strain* sin-anatético pode ficar acima de 0.26 eliminando a base cristalina e o migmatito passa a ser não foliado (isotrópico) e o neossoma passa a ser não segregado. Quando a rocha chega neste estágio é possível reconhecer o diatextito do tipo nebulítico, que é o resultado do produto da fusão parcial que se espalha por todo o volume do protólito. Neste estágio a grande produção de neossoma leva o resíduo e os minerais sólidos restantes a apresentarem intensa recristalização e crescimento de novos grãos, por causa da presença de fundido ao longo dos limites de grãos.

A estrutura nebulítica só é preservada em locais onde o *strain* sin-anatético é muito baixo. A rocha quando é fundida e alcança um taxa de fração fundida superior a 0,26 (considerada muito fraca) o *strain* diferencial cria uma zona de cisalhamento que transporta o fluxo magmático, dessa forma o migmatito nebulítico desenvolve uma foliação devido ao fluxo.

As características encontradas nos migmatitos dos tipos *schollen* ou *raft* são placas ou manchas do paleossoma ou de litologias resistentes, dispersos no neossoma. Este tipo de migmatito ocorre comumente em área de transição entre metatexito e diatexitos, ou em locais de baixa taxa de fusão fracionada em diatexitos (figura 1.2 B).

A estrutura do tipo *schlieren* tem as estruturas induzidas por fluxo bem desenvolvido. Estas estruturas são marcadas pelo alinhamento de minerais placóides ou alongados, principalmente biotita, sillimanita, plagioclásio, ortopiroxênio ou anfibólio. *Rafts* e *schollen* do paleossoma ou de litologias resistentes podem estar presentes, mas são bem menos abundantes que nos migmatitos do tipo *schollen*.

Os migmatitos diatexitos ocorrem na parte de alta fração de fusão *versus strain* que são dominadas por neossoma. Ao chegar nesta situação os relictos de paleossoma são raros ou ausentes. As estruturas pré-fusão parcial, como foliações, dobras, ou bandamento, ocorrem exclusivamente em *schollen* difundido no paleossoma. A foliação que marca a orientação de minerais placóides ou tabulares geralmente plagioclásios e micas são formadas por fluxo no estado magmático ou submagmático que são virtualmente onipresentes no neossoma.

CAPÍTULO 2

ARTIGO SUBMETIDO

Título:

EVIDÊNCIAS DE FUSÃO PARCIAL NAS ROCHAS DO COMPLEXO NOVA MONTE VERDE, PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, NORTE DO ESTADO DE MATO GROSSO

Título Curto:

FUSÃO PARCIAL NAS ROCHAS DO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

**Ana Carolina Gauer Marques¹; Ana Cláudia Dantas da Costa^{1,2}; Carlos
Humberto da Silva^{1,2}**

1. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra – (ICET), Universidade Federal de Mato Grosso – (UFMT) – Av. Fernando Corrêa da Costa, nº 2367 - Bairro Boa Esperança. Cuiabá - MT - 78060-900 Fone: +55 (65) 3615-8751 FAX: +55 (65) 3615-8750. E-mail: acgauermarques@gmail.com

2. Departamento de Geologia Geral, ICET, UFMT. E-mail: acdcosta@ufmt.br; chsilva@ufmt.br.

Resumo: Com intuito de caracterizar as feições de fusão parcial presentes nas rochas do Complexo Nova Monte Verde (norte do estado de Mato Grosso) foram desenvolvidos estudos petrológicos, geoquímicos e geocronológicos. Na área estudada, as rochas do Complexo Nova Monte Verde forma metatexitos, sendo possível reconhecer neossoma constituído de leucossoma róseo, granulação média a grossa, composto por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, com uma foliação discreta a ausente; e melanossoma cinza, granulação fina a média, composto por plagioclásio, quartzo e biotita, com uma xistosidade definida pela orientação de biotita. São reconhecidos migmatitos com estruturas estromática, em patch, dilatacionais e em rede. No melanossoma as feições de fusão observadas são restos do material fundido expresso em bolsões na matriz com forma arredondada, em finos filmes ao longo da borda dos grãos ou na forma de manchas com formas convexas, triangulares ou tetraédricas que se desenvolvem nos locais onde os minerais reagentes estão presentes. No leucossoma predominam microestruturas e minerais resultantes da cristalização do fundido anatético, resultando em cristais euédricos a subédricos de plagioclásio e K-feldspato, com quartzo preenchendo o espaço intersticial entre os cristais bem formados. A geoquímica do leucossoma permite classifica-lo como um sienogranito a monzogranito, derivado de um protólito cuja composição remete a uma rocha ígnea felsica ou uma grauvaca. Anomalia positiva de európio indica enriquecimento de feldspato na origem do fundido primário. A idade da migmatização de 1764 ± 4 Ma foi determinada a partir do método Pb-Pb evaporação em zircão.

PALAVRAS-CHAVE: Migmatito, Textura, Geoquímica, Geocronologia.

Abstract: The partial melting of rocks (northern Mato Grosso state) was studied using petrology, geochemistry and geochronology. The rocks of the Nova Monte Verde Complex are green metatexite, where it is possible to recognize neosome formed by pink leucosome, medium to coarse grained, composed of quartz, potassium feldspar and plagioclase with a discrete to absent foliation; gray melanosome, fine to medium granulation, composed by plagioclase, quartz and biotite, with a schistosity defined by the biotite orientation. The migmatites are characterized by stromatic, patch, dilatational and net structures. In the melanosome the melting features are observed as remains of molten material in the matrix expressed in pockets with a rounded form thin films over the edge of the grains or in spots with convex form, triangular or tetrahedral shapes that develop in places where mineral reagents are present. In leucosome predominate microstructures and minerals resulting from the crystallization of the molten anathetic, resulting in euhedral to subhedral crystals of plagioclase and K-feldspar, with quartz filling the interstitial space between the well-formed crystals. The geochemistry of leucosome shows a syenogranite to monzogranite classification and probably it was derived from a protolith whose composition refers to a felsic igneous rock or a grauvaque. The positive anomaly of europium indicates enrichment of feldspar in the origin of the primary melt. The age of migmatization $1764 \pm 4\text{Ma}$ was determined from the Pb-Pb evaporation zircon method.

KEYWORDS: Migmatite, Texture, Geochemistry, Geochronology

INTRODUÇÃO

Migmatitos são rochas produzidas por fusão parcial (Sawyer, 2008). Como o fundido anatético tem uma baixa viscosidade, este é segregado do resíduo e recolhido em locais de baixa pressão durante a deformação. Essa segregação cria uma parte de cor clara (leucossoma), e uma parte de cor escura (resíduo). A diferença na fração de fundido no migmatito gera heterogeneidades na deformação e o estabelecimento de complexas morfologias. Algumas rochas podem exibir manchas, camadas e veios de cor clara numa encaixante mais escura, com morfologia complexa, sem necessariamente sofrerem fusão parcial. Esta morfologia é associada a segregação estado subsólido, na qual os componentes móveis, geralmente félsicos, são separados dos menos móveis, geralmente máficos, em uma rocha. Outros processos que resultam na mesma morfologia são a injeção de diques de magma félsicos em encaixantes de outra composição, e a presença de plutons e veios de complexos sin-tectônicos. Um problema recorrente na literatura geológica é que ambas as rochas têm sido consideradas como migmatitos. Estas classificações levam em consideração apenas o aspecto de “mistura de rochas”, com diques ou manchas de cor clara dispersos em uma encaixante de cor escura sem considerar outros requisitos. Sawyer (2008) propõem a utilização de outras técnicas na identificação e caracterização de migmatitos. Uma das principais sugeridas por esse autor é a utilização de microestruturas nas quais são reconhecidas microestruturas formadas durante a fusão, ou, fragmentos de fusão cristalizada. Esta técnica, em conjunto com outras evidências, permite distinguir migmatitos de rocha similares a migmatitos, formadas pela segregação em estado subsólido e outros processos.

Na região de Alta Floresta situada no norte do estado do Mato Grosso (Figura 2.1) ocorre rochas gnáissicas de composição tonalítica a monzogranítica, com termos sienograníticos subordinados e com encraves de anfibolitos e dioritos, denominadas por Ribeiro & Villas Boas (2002) de Complexo Nova Monte Verde. Associadas as rochas dessa unidade tem sido reconhecidas feições de fusão parcial o que tem levado diversos autores (Ribeiro & Villas Boas 2002; Frasca & Borges 2004) que parte desses gnaisses são em realidade migmatitos. O presente trabalho tem por objetivo apresentar os resultados de estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das rochas do Complexo Nova Monte Verde com intuito de caracterizar as feições de fusão parcial presentes nessas rochas.

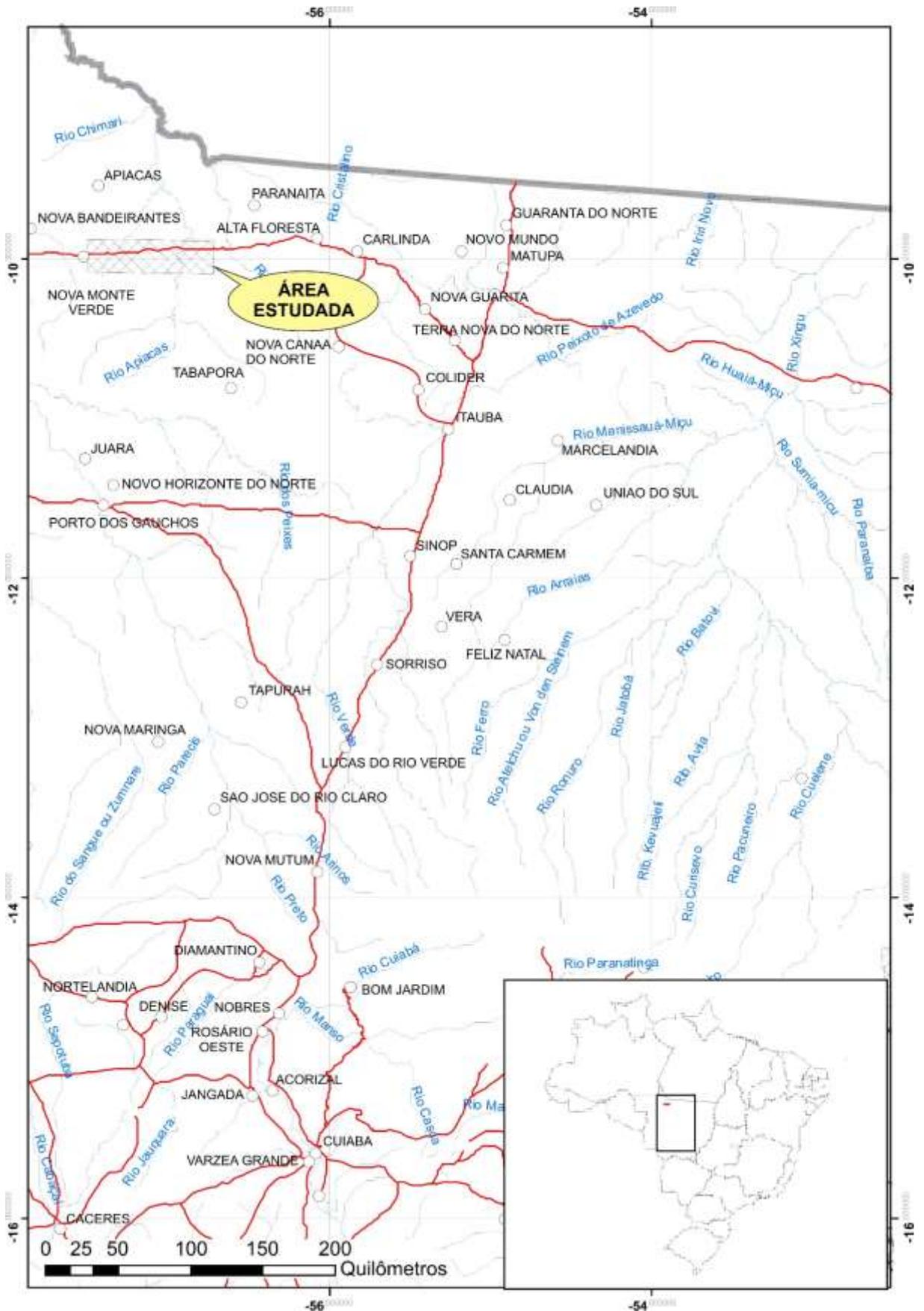


Figura 2.1. Mapa de localização da área de estudo.

GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo localiza-se no Cráton Amazônico que ocupa a parte norte do continente sul-americano (Figura 2.2). Contribuições publicadas nas últimas quatro décadas têm mostrado que o Cráton Amazônico é um produto da acreção e aglutinação de terrenos Paleo- a Mesoproterozóicos em torno de um núcleo crustal arqueano (Cordani *et al.* 1979, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari & Macambira 1999, 2004). Com base em dados de mapeamento geológico e determinações geocronológicas o Cráton Amazônico tem sido dividido em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central, com idades superiores a 2,3 Ga; Maroni-Itacaiúnas 2,2-1,95 Ga; Ventuari-Tapajós 1,95-1,8 Ga; Rio Negro-Juruena 1,8-1,55 Ga; Rondoniana-San Ignácio 1,5-1,3 Ga e Sunsás 1,25-1,0 Ga. Estas províncias são apresentadas como cinturões com direção NW, e as idades decrescem de nordeste para sudeste. Estudos geocronológicos através dos métodos Sm-Nd e U-Pb tem confirmado essa disposição (p. ex. Cordani & Sato 1999; Tassinari & Macambira 1999; Cordani & Teixeira 2007; Teixeira *et al.* 2010; Bettencourt *et al.* 2010) e outros tem proposto pequenas modificações (p. ex. Santos *et al.* 2000; Santos *et al.* 2008).

A área de estudos está inserida na Província Rio Negro-Juruena caracterizada por apresentar um embasamento composto por rochas vulcano-sedimentares, graníticas-gnáissicas e granitos com idades variando entre 1.780 e 1.550 Ma. Estas rochas apresentam $\epsilon Nd(t)$ variando entre +4,0 e -2,0 sugerindo que a acreção de rochas juvenis desempenhou papel importante na evolução tectônica da província (Tassinari & Macambira 1999; Cordani & Teixeira 2007). Na área estuda as rochas do embasamento são constituídas pelos Complexos Bacaeri-Mogno e Complexo Nova Monte Verde, que são intrudidas pelos granitos São Pedro e São Romão (Figura 2.3).

Segundo Souza *et al.* (2005) o Complexo Bacaeri-Mogno é composto por rochas supracrustais, representados por gnaisses sílico-aluminosos de derivação pelítica, representados por sillimanita-biotita gnaisse, granada- sillimanita-biotita gnaisse e sillimanita gnaisse, com intercalações de quartzitos e quartzitos ferruginosos, e rochas calcissilicáticas de derivação química, além de lentes de orto e clinopiroxênio anfíbolitos. A idade dessas rochas ainda é incerta, Pimentel (2001) citado por Souza *et al.* (2005) apresentou uma idade de ca. 2,24 Ga baseada em uma isócrona Sm/Nd obtida a partir de anfíbolitos da Fazenda Mogno. Souza *et al.* (2005) interpretam que as rochas desse complexo foram depositadas em uma bacia oceânica, sendo as rochas básicas resquícios do assoalho oceânico e os gnaisses os sedimentos depositados sobre esse assoalho.

O Complexo Nova Monte Verde foi descrito por Ribeiro e Villas Boas (2005) como composto por gnaisses e migmatitos de composição tonalítica a monzogranítica, com termos sienograníticos subordinados e com encraves de anfibolitos, migmatitos e dioritos. Apresentam caráter cálcio-alcálico, metaluminoso, com ligeira tendência a peraluminoso. Datas realizadas por Souza *et al.* (2005) através do método U-Pb em amostra de migmatito apresentou idade de 1774 ± 28 Ma interpretada como a cristalização do protólito ígneo. Idades modelos situam-se entre 2.001 Ma e 2.065 Ma. Os contatos com as rochas do Complexo Bacaeri-Mogno são tectônicos.

O Granito São Pedro são corpos plutônicos, sincinemáticos, anisotrópicos, de aspecto sigmoidal, que seguem uma orientação densa e intrincada rede de zonas de cisalhamento de direção NW/SE (Souza *et al.* 2005). De acordo com Frasca & Borges (2004) os granitos desta unidade se caracterizam por biotita granitos e biotita monzogranito, com granodiorito, tonalitos, monzodioritos e álcali-granitos subordinados. Enclaves de quartzo-diorito, diorito, quartzo-monzonitos, supracrustais granulitizadas são presentes. A idade de cristalização dessas rochas foi estimada através do método U-Pb (SHRIMP) resultando em uma idade de 1.784 ± 17 Ma. Idades-modelos Sm/Nd variam entre 2.060 Ma a 2.147 Ma com $\epsilon_{Nd}(t)$ entre +0,65 a -1,11 (Ribeiro e Villas Boas 2005), evidenciado uma derivação crustal ou hibridização da natureza ou fonte.

Souza *et al.* (2005) denominou Granito São Romão um conjunto de rochas predominantemente granítica, cálcio-alcálica a subalcalina, de alto potássio, formadas em ambiente tectônico pós-colisional. Estas rochas podem apresentar deformação deixando um aspecto gnáissico, a paragênese mineral mostra que estão presentes na fácies xisto-verde a anfibolito. As datações feitas por U-Pb (SHRIMP) nos zircões da biotita metagranito fino protomilonítico apresentou uma idade de 1.770 ± 9 Ma, interpretada como sendo a idade de cristalização, já idades-modelos Sm/Nd no biotita-granada granito gnáissico e em biotita granito resultaram em valores de 2.098 Ma e 2.172 Ma, e valores de ϵ_{Nd} +0,14 e -1,43 indicam uma origem híbrida, mantélica/crustal (Souza *et al.* 2005).

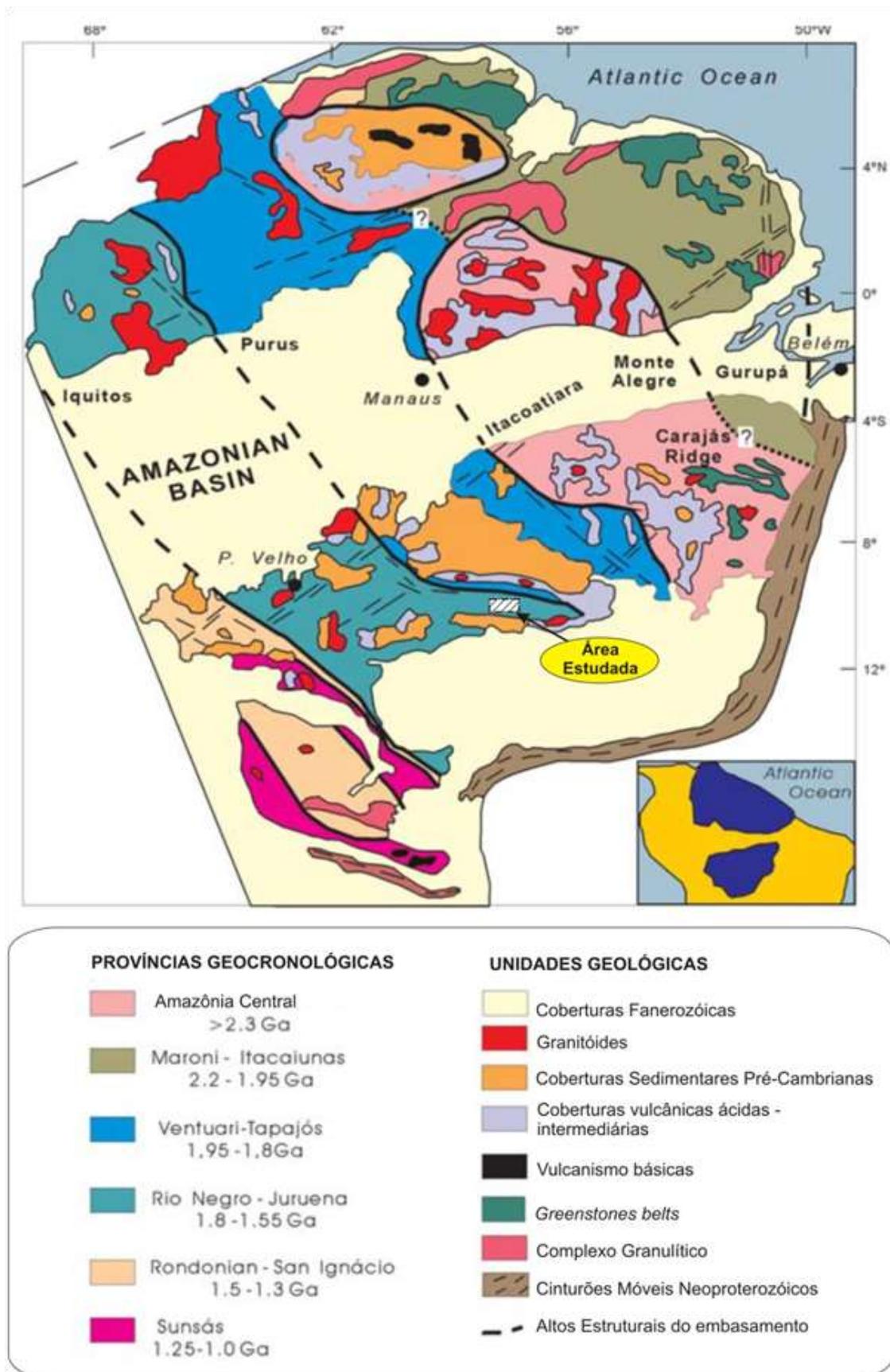


Figura 2.2. Esboço Geológico-Geotectônico do Cráton Amazônico, segundo Tassinari e Macambira (1999), mostrando a localização da área de estudos.

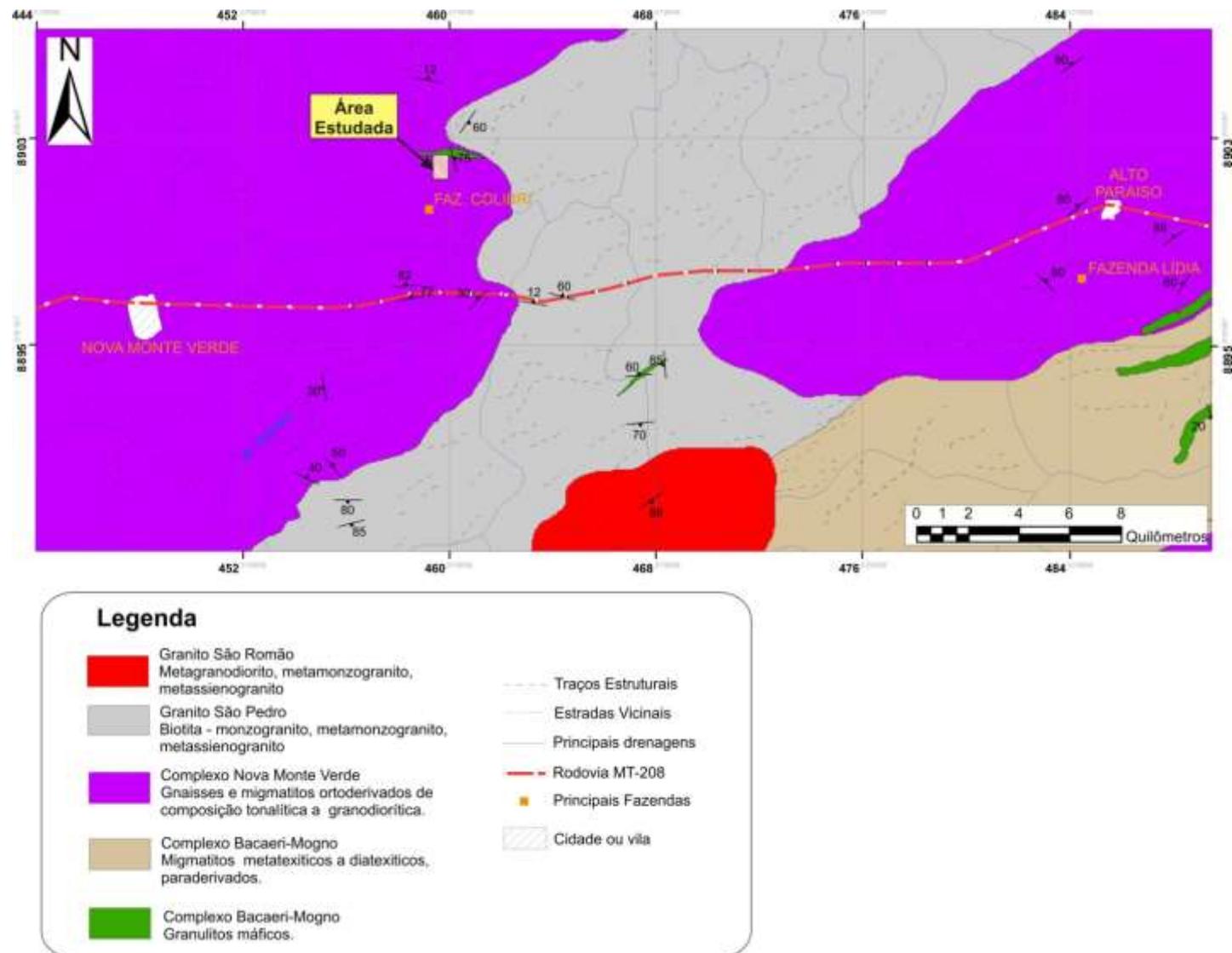


Figura 2.3. Mapa geológico da área de estudo.

As rochas da Província Rio Negro–Juruena na região de Nova Monte Verde foram interpretadas como evoluídas a partir de um processo acrescionário (Souza et al. 2005). O primeiro estágio (1,9 a 1,85Ga) corresponde à fase de convergência de blocos continentais. Durante essa convergência rochas da crosta oceânica, representada pelos anfibolitos do Complexo Bacaeri-Mogno, foram subductadas e consumidas, gerando uma gama de rochas graníticas pertencentes ao Arco Magmático Juruena. Este período deformacional é acompanhado de metamorfismo de fácies anfibolito a granulito, desenvolvido sob condições de alta temperatura e pressão intermediária, em decorrência da subducção das rochas do Complexo Bacaeri-Mogno sob uma placa formada por rochas do Complexo Cuiú-Cuiú. No segundo estágio (1,85Ga – 1,75Ga) é gerada a maior parte das rochas continentais a partir da ascensão de magmas híbridos, mistura de fontes crustais derivadas da placa consumida e de fontes mantélicas, formando as suítes intrusivas da região.

GEOLOGIA DO COMPLEXO NOVA MONTE VERDE

As rochas do Complexo Nova Monte Verde afloram na forma de corpos alongados com orientação NE-SW (Figura 2.3). Na região de Nova Monte Verde, onde foi desenvolvido o presente trabalho, as rochas do complexo condicionam um relevo formado de morros suaves, cuja cota média varia entre 300 e 350 metros. Os principais afloramentos são em forma de lajedos e blocos, *in situ* ou rolados. Ocorrem gnaisses ortoderivados de coloração cinza, granulação média, com bandamento composicional. As rochas do Complexo Nova Monte Verde apresentam evidências de pelo menos duas fases de deformação dúctil. A principal estrutura relacionada à fase Dn é um bandamento composicional definido pela alternância de bandas ou níveis enriquecidos em minerais máficos, principalmente biotita, e bandas félsicas, constituídas essencialmente por quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Em geral essa estrutura orienta-se N0-30E com mergulhos íngremes (60 a 90°) para norte–noroeste (Figura 2.4C). A fase D2 é associada a dobras apertadas a cerradas, com plano axial subvertical orientado N80-90W e mergulhos íngremes para norte-nordeste, ocasionalmente a fase D2 pode ser definida por uma “clivagem de crenulação” paralela ao plano axial das dobras. Esta foliação também é marcada por um bandamento composicional. Associada a esta fase ocorrem zonas de cisalhamento destrais, marcadas principalmente por *drag-folds* estas zonas são orientadas N85-90E com mergulhos de 80-85° para norte-noroeste (Figura 2.4D).



Figura 2.4. Aspecto de campo das rochas do Complexo Nova Monte Verde. Em (A) e (B) aspecto do bandamento composicional em locais nos quais a deformação Dn+1 atuou com menor intensidade. Nestes locais observa-se que o bandamento composicional é definido por alternância de bandas leucocráticas constituídas predominantemente por quartzo, K-feldspato e plagioclásio e bandas mesocráticas constituídas por biotita, plagioclásio e quartzo. Em (C) dobras apertadas definidas pelo bandamento composicional. Em (D) é ilustrada zona de cisalhamento direcional destreal relacionada a fase Dn+1, na qual ocorreu injeção de leucossoma.

FEIÇÕES DE FUSÃO PARCIAL ASSOCIADAS AO COMPLEXO NOVA MONTE VERDE

Para estudar os efeitos da fusão parcial nas rochas do Complexo Nova Monte Verde foi selecionando um local situado a 14 km a nordeste de Nova Monte Verde (Figura 2.3), no qual a deformação atuou com menor intensidade e as relações de migmatização foram preservadas (Figura 2.5). Neste local é possível observar que as rochas do Complexo Nova Monte Verde formam metatexitos, ou seja, migmatitos nos quais o neossoma podem ser segregado em leucossoma e melanossoma, e estruturas pré-fusão parcial foram preservadas no melanossoma (resíduo). Sendo que está preservação se dá por que a fração de fundido foi baixa (Sawyer, 2008). O neossoma é constituído de duas partes petrograficamente distintas, o leucossoma de coloração rósea, granulação média a grossa, composto por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, com uma foliação discreta a ausente (Figura 2.6A); e o melanossoma

de coloração cinza, granulação fina a média, composto por plagioclásio, quartzo e biotita com pouco feldspato potássico, com uma xistosidade definida pela orientação de biotita e secundariamente arranjos recristalizados de quartzo (Figura 2.4B).

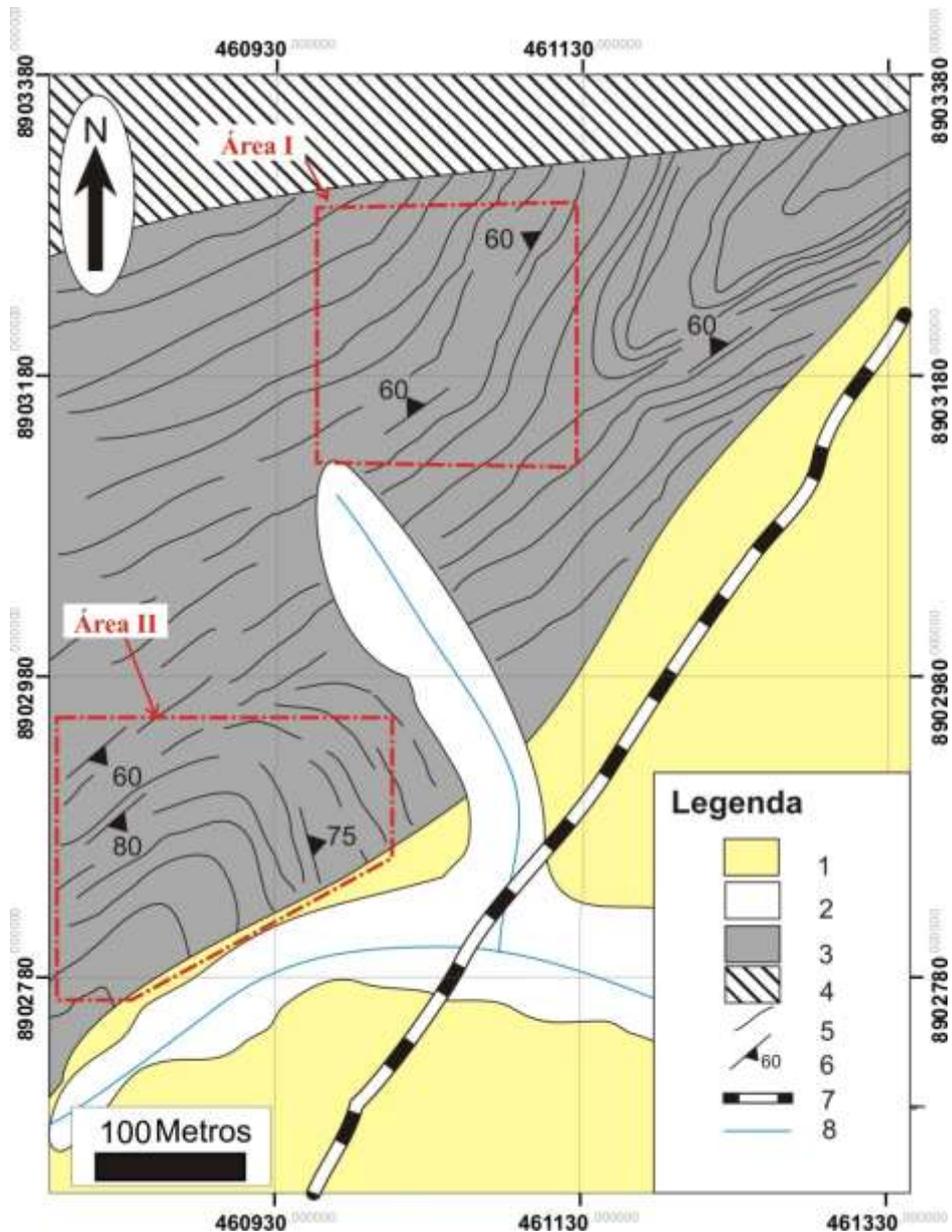


Figura 2.5. Mapa geológico da área estudada. Legenda 1. Coberturas aluvionares; 2. Coberturas coluvionares; 3. Migmatitos do Complexo Nova Monte Verde; 4. Floresta; 5. Traços da foliação; 6. Medidas da Foliação; 7. Estrada; 8. Drenagens.



Figura 2.6. Aspectos dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde. Em (A) aspecto mesoscópico no qual é possível observar o leucossoma em camadas de espessura centimétrica contínuas por metros. Essas camadas são paralelas a principal estrutura do melanossoma (xistosidade). Em (B) visão detalhada do migmatito na qual é possível observar que o leucossoma é rósea, apresenta granulação média a grossa, composto por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, com uma foliação discreta a ausente. Já o melanossoma de coloração cinza, granulação fina a média, composto por plagioclásio, quartzo e biotita com pouco feldspato potássico, com uma foliação definida pela orientação de biotita e secundariamente por arranjos recristalizados de quartzo e feldspato.

Em função das estruturas de fusão parcial foram divididas duas subáreas. Na sub-área I situada na porção norte da área estudada ocorrem migmatitos metatexíticos do tipo estromáticos, segundo nomenclatura de Mehnert (1968) e Sawyer (2008), marcada por numerosas bandas de leucossoma finas a grossas, contínuas, orientadas paralelamente ao plano da xistosidade do melanossoma, conforme pode ser observado na Figura 2.6. Neste local o melanossoma apresenta xistosidade proeminente paralela ao qual ocorrem bandas de leucossoma que são contínuas por dezenas de metros. A espessura das bandas varia de 0,5 a 30 cm, a foliação quando presente é fraca, sendo definida por arranjos recristalizados de quartzo. Interpreta-se que estes migmatitos foram gerados através de um processo transposição, decorrente da intensidade da acentuada deformação durante a fase Dn, durante a fusão parcial.



Figura 2.7. Aspectos dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde na subárea I. Em (A) aspecto mesoscópico do migmatito estromático predominante nesta subárea. Marcados por bandas de leucossoma finas a grossas, contínuas, orientadas paralelamente ao plano da xistosidade do melanossoma, como observado em (B). São observadas charneiras de dobras definidas pelo leucossoma ([H] na figura [C]), por isso, interpreta-se que estes migmatitos foram gerados a partir de processo de transposição que ocorreu durante a deformação D_n, em um estágio sin-fusão parcial.

Na parte sul, na subárea II, são reconhecidos essencialmente migmatitos metatexiticos. No entanto são observados migmatitos com estrutura em *patch*, dilatacionais e em rede, além dos migmatitos com estrutura estromática. Os migmatitos com estrutura em *patch* ocorrem no limite sul da área associados aos migmatitos em rede. São marcados por pequenas manchas de leucossoma *in situ*, não foliado, dispersos no melanossoma, que por sua vez apresenta uma xistosidade bem definida. Em alguns casos apresenta arranjos elípticos a semicirculares, que truncam a foliação do melanossoma (Figura 2.8A), e outras formas alongadas, subparalelas a foliação do melanossoma (Figura 2.8B). Algumas porções os *paths* de leucossoma apresentam arranjos similares a peixes de foliação (Passchier & Trouw 2005), estes arranjos incluem sombras de pressão e capas de deformação (Figura 2.8B). Em afloramentos contíguos aos que foram observados migmatitos com estrutura em rede (Mehnert 1968 e Sawyer 2008), estes migmatitos são marcados por dois conjuntos de leucossoma, cuja interseção cria um padrão similar a uma rede (Figura 2.8C-D). Apresenta uma geração de leucossoma paralelo a

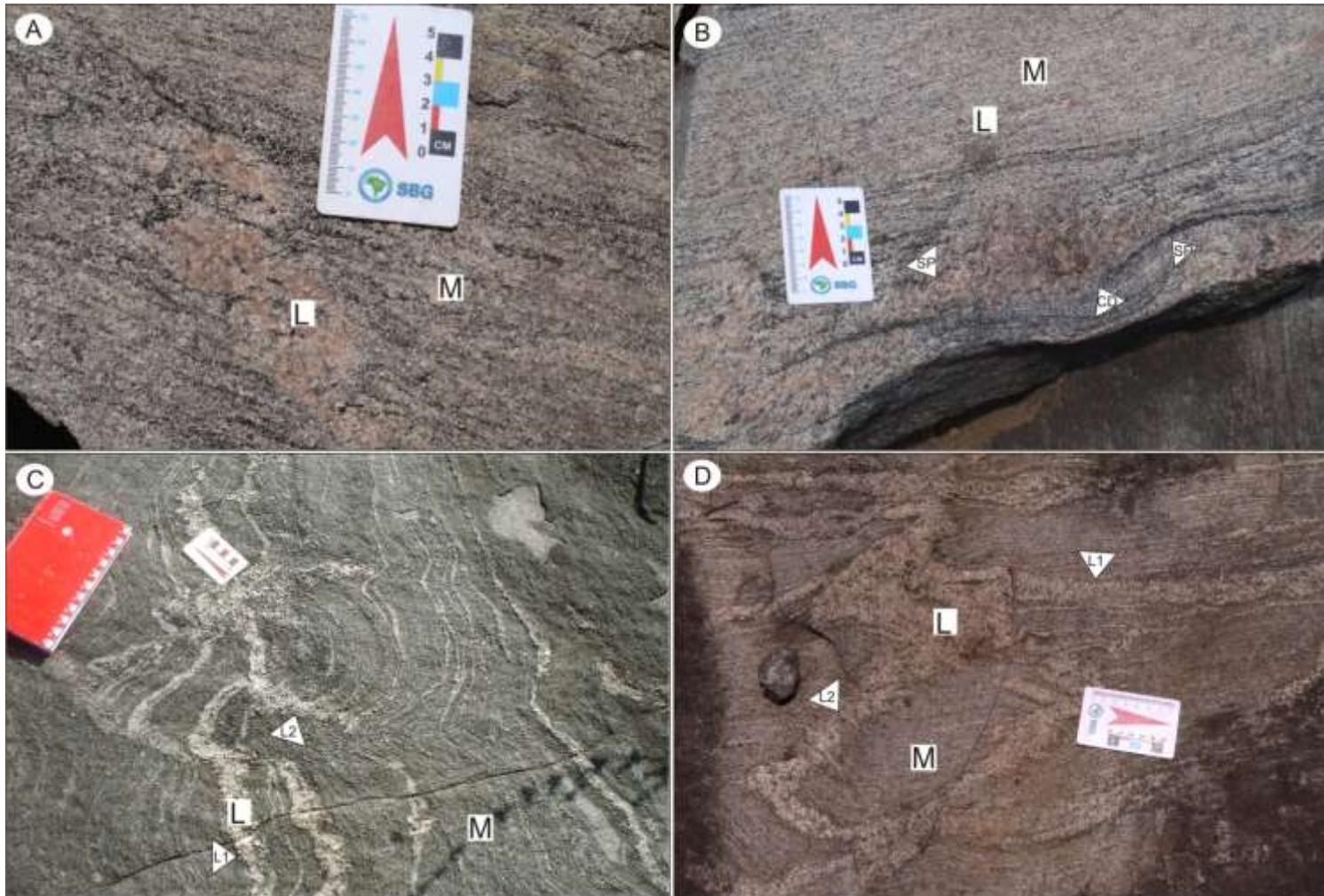


Figura 2.8. Aspectos dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde na subárea II. (A) – (B) Migmatitos metatexitico com estrutura em patch, marcados por pequenas manchas de leucossoma in situ, não foliado, dispersos no melanossoma, que apresenta uma xistosidade bem definida, em (A) apresenta forma alongada oblíqua a foliação; em (B) forma sigmooidal com sombra de pressão (SP) e capa de deformação (CD). (C) – (D) Migmatito metatexitico com estrutura em rede, marcado por dois conjuntos de leucossoma, cuja interseção cria um padrão similar a uma rede. Apresenta uma geração de leucossoma paralelo a xistosidade do melanossoma (L1) e a segunda paralelo ao plano axial de dobras D_{n+1} (L2). Os dois conjuntos delimitam blocos poligonais de melanossoma. Leucossoma irregular.

xistosidade do melanossoma, indicado pela L1 nas Figuras 2.8C-D e a segunda paralelo ao plano axial de dobras D_{n+1} , indicado pela sigla L2 nas Figuras 8C-D. Os dois conjuntos delimitam blocos poligonais de melanossoma. Observa-se que os dois conjuntos de leucossoma apresentam as mesmas proporções modais de quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita, a mesma granulação e padrão microestrutural por isso considera-se que estão em continuidade petrográfica. Isto implica que ambos os conjuntos foram cristalizados em processo de migmatização contínuo.

Ainda na subárea II ocorrem migmatitos com estruturas dilatacionais (Sawyer 2008) ou surreíticas (Mehnert 1968). Nestas rochas o leucossoma ocorre em sítios dilatacionais, ou seja, nos locais onde a tensão foi menor. Foi observado leucossoma em neck de boudin que ocorre devido a uma diferença de competência das bandas de melanossoma e leucossoma. Nestes locais o melanossoma apresenta um comportamento rúptil ou semi-rúptil sendo alongado paralelo a direção da camada e ao eixo X do elipsoide de deformação, rompendo-se em alguns locais onde são injetadas material fundido, paralelo ao eixo Y do elipsoide de deformação. Adicionalmente o leucossoma distribui-se ao longo do topo e da base das camadas boudinadas (Figura 2.9A). Leucossoma também pode ser observado em zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis. Nestes locais o leucossoma ocupa a porção mais deformada da zona, onde apresenta bandamento interpretada como uma foliação sin-zona de cisalhamento (Figuras 2.4D e 2.9B). Outra estrutura dilatacional que acomoda leucossoma nos migmatitos estudados são fraturas que podem ser ortogonais (Figura 2.9C) ou oblíquas (Figura 2.9D) a xistosidade do melanossoma. Todas as estruturas surreíticas ocorrem associadas aos migmatitos com estrutura estromática. Interpreta-se que o leucossoma gerado paralelo a xistosidade do melanossoma seja mais antigo que o presente nos neck de boudin, fraturas e zonas de cisalhamento, no entanto todos apresentam as mesmas proporções modais de quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita, a mesma granulação e padrão microestrutural, por isso, considera-se que todos tenham sido cristalizados em processo de migmatização contínuo.

Na subárea II em alguns migmatitos com estruturas estromática é possível identificar *mafic selvedge* (Sawyer, 2008), marcados por uma fina faixa de 2 a 3 mm na qual a rocha apresenta enriquecimento em biotita adjacente ao leucossoma na fonte e paralelo a xistosidade do melanossoma (Figura 2.6).

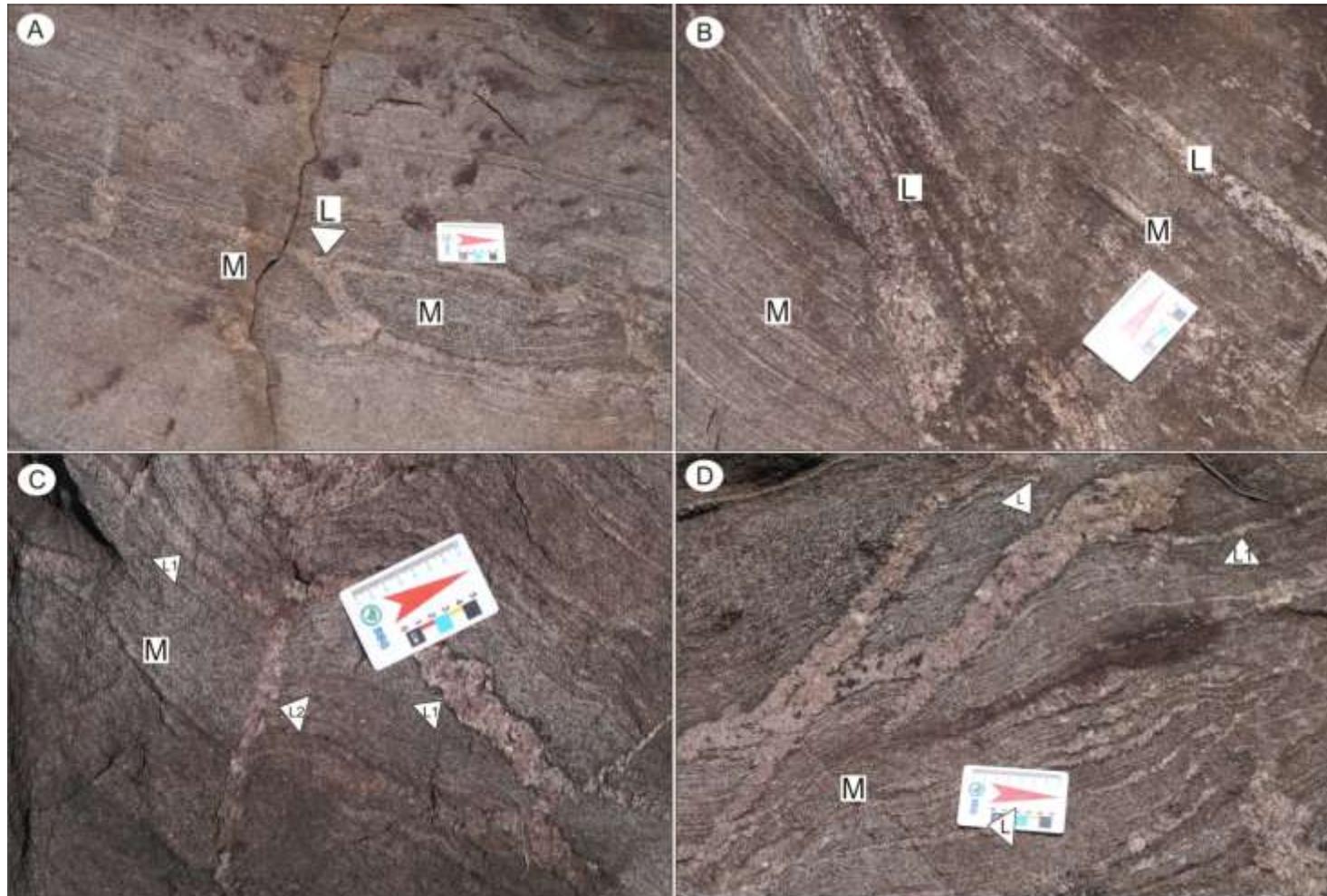


Figura 2.9. Aspectos dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde na subárea II com estruturas dilatacionais. (A) Migmatito com o melanosoma boudinado, no qual o leucossoma foi injetado em sítios nos quais a tensão foi menor – nesse caso no neck de boudin e em regiões próximas a ele. (B) Detalhe de leucossoma em zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis. Nestes locais o leucossoma ocupa a porção mais deformada da zona, onde apresenta bandamento interpretada como uma foliação sin cisalhamento. Esta foto é um detalhe da fotografia 4D. (C-D) Fraturas com leucossoma. Nestes locais podem ser observadas duas gerações de leucossoma a primeira (L1) é paralela a xistosidade do melanosoma, a segunda (L2) pode ser ortogonal (C) ou oblíqua a xistosidade do melanosoma (D).

PETROGRAFIA DO MIGMATITO DO COMPLEXO NOVA MONTE VERDE

Conforme citado anteriormente o neossoma dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde é constituído de duas partes petrograficamente distintas, melanossoma e leucossoma. O melanossoma apresenta uma granulação média a fina, com uma foliação definida pela biotita. O leucossoma por sua vez exibe uma granulação grossa com foliação ausente a incipiente, apresenta aspecto de um granito. Abaixo é apresentada uma descrição sistemática de cada uma das partes.

Petrografia do Melanossoma

O melanossoma apresenta textura holocristalina, fanerítica, inequigranular com granulação variando de média a fina, subidioblástica a xenoblástica. Sendo possível reconhecer xistosidade marcada pela orientação da biotita (Figura 2.10A). É composto por: quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. Apatita, titanita, epidoto, zircão, hornblenda, rutilo e opacos são minerais acessórios, já muscovita, clorita e carbonato de representam os minerais de alteração. A contagem modal dos minerais do melanossoma é apresentada na Tabela 2.1.

Tabela 2.1. Tabela com os valores em porcentagem modal das amostras de melanossoma.

Mineral (%)	Amostra							
	12AI	12 AII	98 AI	98BI	98CII	98DI	99A	99B
Quartzo	43,0	46,4	48,3	54,3	52	50	63,6	65,7
Plagioclásio	25,6	26,6	22,3	23,3	22	19,6	15,3	13,1
Biotita	13,9	10,2	24,0	14,0	20	28,3	16,6	18
K-Feldspato	11,3	16,7	5,3	8,3	6,3	2	4,3	3

O quartzo ocorre na forma de cristais anédricos, incolores, sem pleocroísmo com relevo baixo e cor de interferência cinza. O tamanho varia entre < 1 a 2,5 mm. Os contatos são côncavo-convexos. Comumente apresenta indícios de deformação intracristalina conforme denota a presença de extinção ondulante, bandas de deformação, e recristalização dinâmica, representada por reentrâncias e apêndices que marcam recristalização por migração do limite de grão (*grain board migration*, Figura 2.10B). Adicionalmente alguns grãos maiores apresentam relação de grão pai-filho. Pode apresentar inclusões de biotita.

O plagioclásio ocorre na forma de cristais subédricos a euédricos, incolores, de relevo baixo, cor de interferência cinza, cujo tamanho varia entre 1 e 3 mm. Apresentam hábito tabular ou granular, apresentam geminação tipo albita e combinada. Localmente as maclas

estão dobradas (Figura 2.10C). Esporadicamente pode-se observar recristalização deste mineral (Figura 2.10D). Ocorre intercrescimento pertíticos decorrente de processos de resfriamento convencionais e pontualmente se observa esse intercrescimento sendo oriundo do material fundido. O plagioclásio foi classificado seguindo o método estatístico de Michel-Levy como labradorita e bytonita. Alguns exemplares exibem processos de saussuritização e sericitização resultando na formação de carbonato e muscovita.

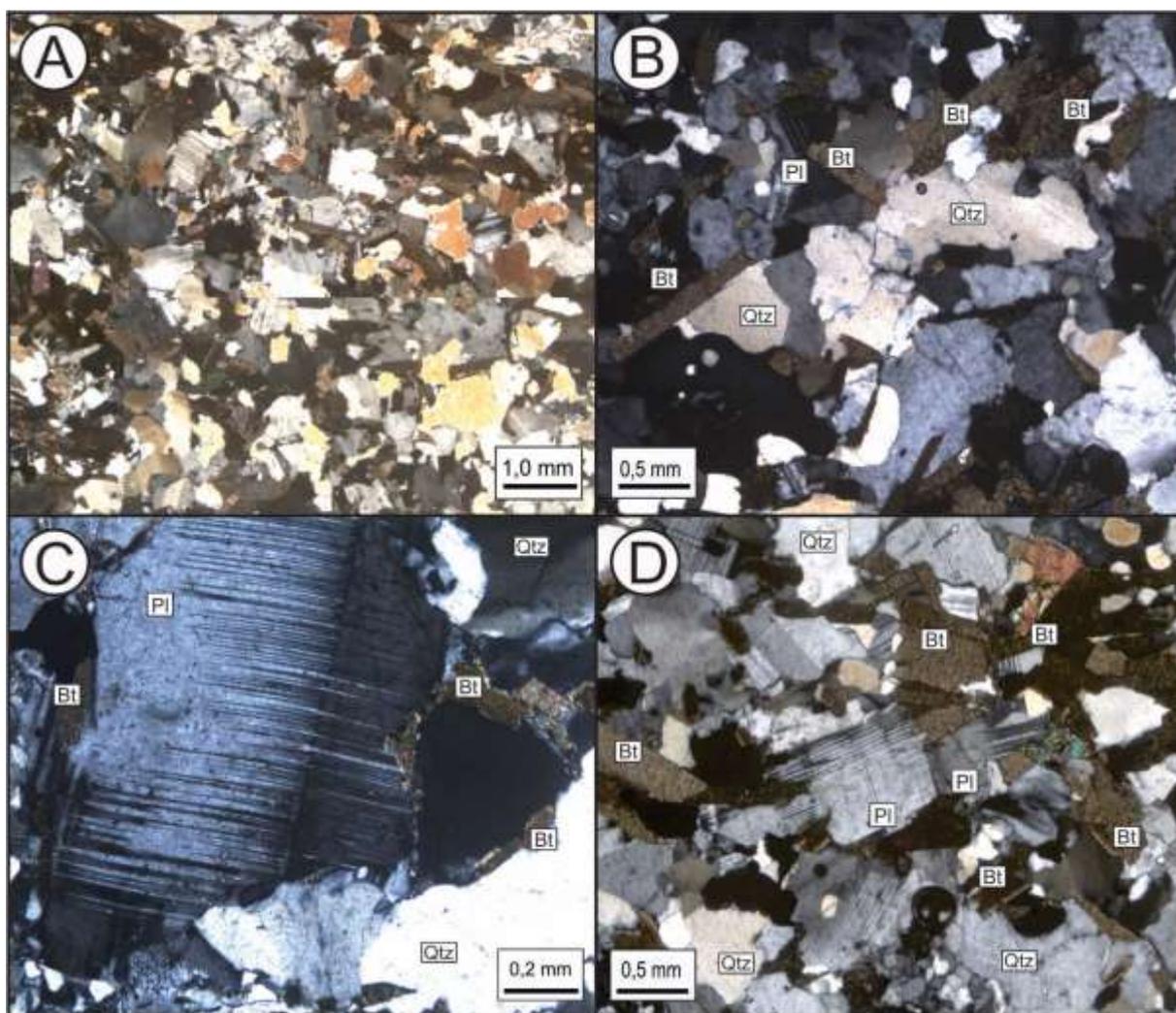


Figura 2.10. Aspecto microscópico do melanossoma (A) Aspecto geral do melanossoma apresentando granulação média a fina composto principalmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. Observa-se ainda uma xistosidade definida pela biotita. (B) Detalhe do melanossoma com ênfase nos grãos de quartzo que apresentam extinção ondulante, além de protuberâncias e reentrâncias, denotando processo de recristalização dinâmica. (C) Plagioclásio em contato com biotita e quartzo apresentando maclas dobradas; (D) Plagioclásio apresentando formação de subgrãos indicando que sofreu recristalização dinâmica.

A biotita ocorre em forma de lamelas subédricas, ou como pequenas biotitas aciculares. Apresenta cor marrom clara com pleocroísmo de marrom claro a marrom escuro, relevo moderado, com cor de interferência marrom e extinção olho de pássaro. O tamanho

varia de <1 a 2 mm. A biotita ocorre orientada definindo a xistosidade presente no melanossoma (Figura 2.10A-B). Localmente são observadas inclusões de zircão marcado por halos pleocróicos. A biotita comumente apresenta-se alterada para muscovita e clorita.

O principal feldspato potássico observado foi a microclina, varia de subédricos a euédricos, incolor, relevo baixo, sem pleocroísmo e cor de interferência cinza, o tamanho é inferior a 2 mm.

A apatita apresenta-se com hábito anédrico, incolor, com relevo alto, sem pleocroísmo, com cor de interferência cinza. Os cristais são pequenos não ultrapassando 0,5 mm. O rutilo apresenta-se com cor castanha avermelhada, relevo alto e tamanho inferior a 1 mm. Podem ocorrer incluso em outros minerais como por exemplo o quartzo, ou em contato com a biotita. A hornblenda apresenta cor verde com pleocroísmo para verde claro, com cor de interferência verde com extinção, grão anédrico, e granulação inferior a 2 mm.

A muscovita forma de pequenos cristais aciculares, incolores, de relevo moderado, com cor de interferência alta. Com tamanho inferior a 1 mm. É formado a partir da alteração de biotita ou por saussuritização do plagioclásio. A titanita apresenta-se incolor com pleocroísmo castanho-amarelo claro, relevo alto, anédrica, com cor de interferência alta, o tamanho é inferior a 1 mm. Em geral está associada a biotita. A clorita é verde clara, apresenta pleocroísmo verde a verde escuro, anédrico, com tamanho inferior a 1 mm. Ocorre como alteração da biotita ou hornblenda. O carbonato é incolor, com cor de interferência alta, relevo alto e extinção "olho de pássaro". Os cristais atingem no máximo 2 mm, são anédricos, originados a partir da alteração do plagioclásio.

Petrografia do Leucossoma

O leucossoma apresenta é holocristalina, fanerítica, com textura inequigranular, predominantemente granoblástica de subidioblástica a xenoblástica, com granulação muito grossa (Figura 2.11). É composta por: quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Como minerais acessórios ocorrem apatita, zircão, hornblenda, rutilo e opacos, e de alteração a muscovita. O tamanho dos grãos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico podem variar entre 2,5 e 8 mm. Estimativa da porcentagem modal dos minerais do leucossoma é apresentada na Tabela 2.2.

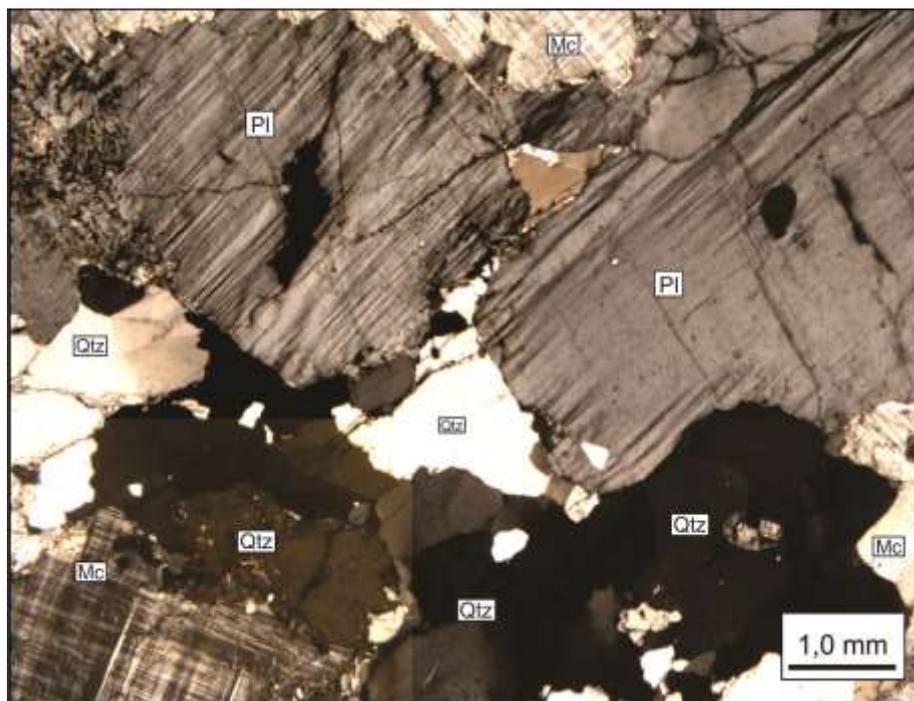


Figura 2.11. Aspecto textural do leucossoma apresentando granulação grossa, com cristais de plagioclásio e microclínio, subidioblasticos, e quartzo anédricos.

Tabela 2.2. Tabela em porcentagem modal dos minerais que compõem o melanossoma.

Mineral (%)	Amostra			
	12AIII	12BII	98AII	101B
Quartzo	50,6	31,5	55,6	49,6
Plagioclásio	28,5	21,6	30,3	19,0
Biotita	2,0	2,3	4,3	2,6
K-Feldspato	18,7	44,4	9,6	28,6

O quartzo exibe-se na forma de cristais anédricos, incolores, com relevo baixo e cor de interferência cinza. Os contatos são côncavo-convexos, o tamanho varia entre < 1 a 7 mm. Apresentam indícios de deformação intracristalina como: extinção ondulante, lamelas e bandas de deformação. É observado também a formação novos grãos por recristalização parcial através do processo de *grain board migration*. A maioria dos grãos desse mineral apresentam fraturas (Figura 2.12A). Pode apresentar inclusões de biotita e plagioclásio.

O feldspato potássico, representado principalmente por microclina, varia de subédricos a euédricos, incolores, relevo baixo, sem pleocroísmo e cor de interferência cinza. Forma cristais de hábito granular, com tamanho entre 1 e 10 mm. Apresenta intercrescimento mirmequítico, inclusões de zircão e pode apresentar grãos faturados.

O plagioclásio é subédrico a euédrico (Figura 2.12B), incolor, de relevo baixo e cor de interferência cinza. Seu tamanho varia de 1 a 5 mm. Esse mineral apresenta hábito tabular ou granular, apresenta geminação tipo albita e combinada. Ocorre intercrescimento peritéticos ou gráficos, que podem ser decorrentes de processos de resfriamento convencional ou oriundo do material fundido (Figura 2.12C). O plagioclásio foi classificado segundo o método estatístico de Michel-Levy como: labradorita e bytonita. Comumente os cristais apresentam-se saussuritizados.

A biotita ocorre na forma lamelar subédricos ou como pequenas biotitas aciculares, marrom clara com pleocroísmo de marrom claro a marrom escuro, relevo moderado, com cor de interferência marrom e extinção olho de pássaro. Seu tamanho varia de <1 a 2 mm, localmente é possível observar inclusões de zircão marcadas por halos pleocróicos. A biotita apresenta-se localmente alterada para muscovita (Figura 2.12D e E), e também ocorre inclusa ou bordejando a hornblenda (Figura 2.12F).

As apatitas são anédricas, incolor, com relevo alto, sem pleocroísmo, com cor de interferência cinza. Os cristais não chegam a 0,5 mm. O rutilo apresenta-se com cor castanha avermelhada, cor de interferência também castanha avermelhada, relevo alto. Ocorre incluso no quartzo, ou em contato com a biotita. A hornblenda ocorre localmente, apresenta cor verde, pleocroísmo marrom a verde, com cor de interferência verde. Apresenta grãos anédricos, e granulação entre 2 a 3 mm. (Figura 2.12F).

A muscovita ocorre em forma de pequenas muscovitas aciculares, incolor de relevo moderado, com cor de interferência alta. Seu tamanho varia de <1 a 0,3 mm. É um produto da alteração da biotita ou da saussuritização do plagioclásio. O zircão é incolor, com relevo alto, cor de interferência alta e extinção paralela. Seu tamanho é inferior que < 1 mm, são grãos arredondados. Podem ocorrer inclusos na biotita, onde formam halos pleocróicos.

MICROESTRUTURAS RELACIONADAS A FUSÃO PARCIAL

Como os migmatitos apresentam partes distintas as microestruturas são diferentes para cada parte. Segundo Sawyer (2008) o melanossoma deve conter microestruturas relacionadas a fusão envolvendo minerais que estavam presentes neste processo, ou aqueles em excesso ou os produtos sólidos de reações de fusão incongruentes. Em contraste, no leucossoma predominam microestruturas e minerais resultantes da cristalização do fundido anatético ou magma.

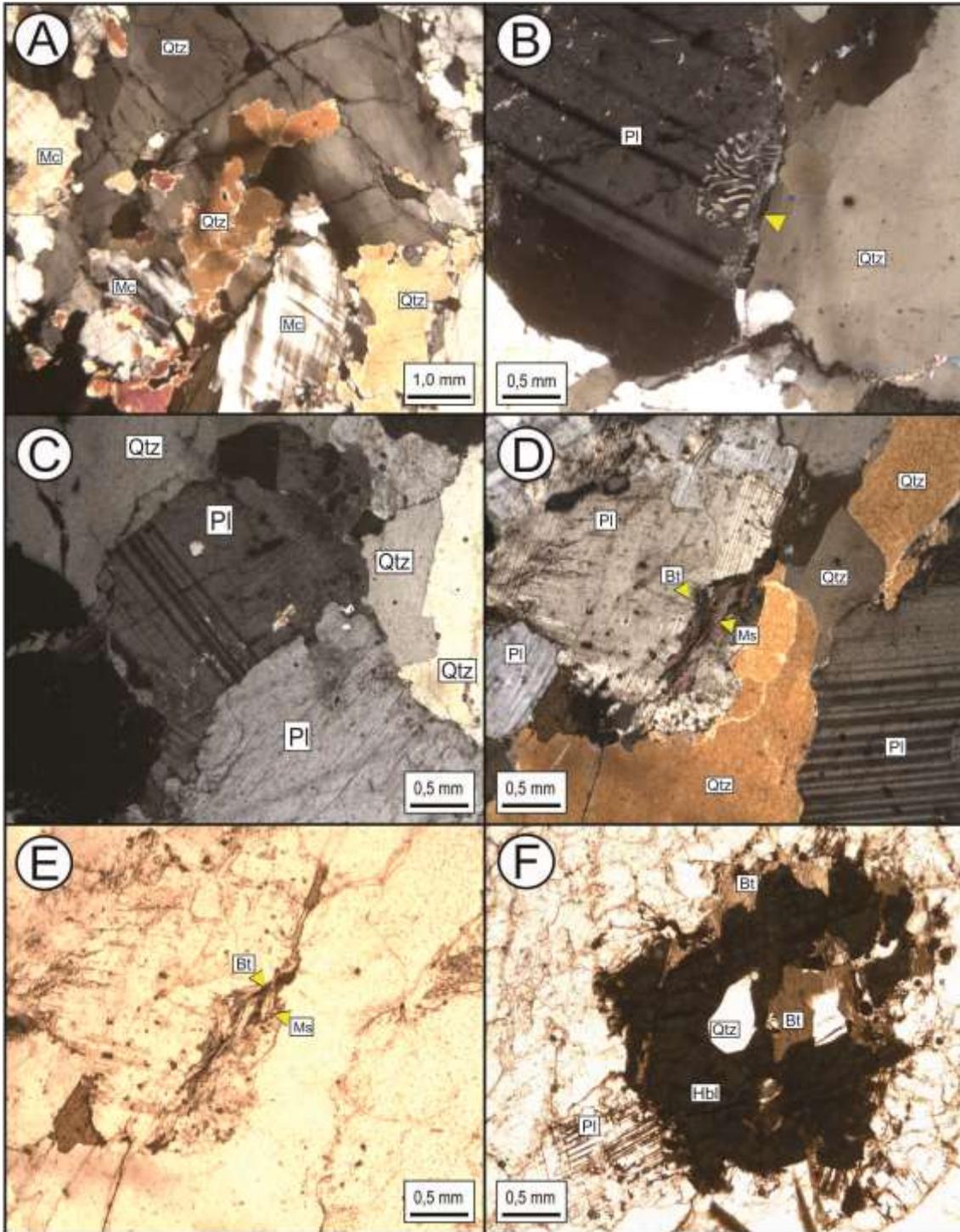


Figura 2.12. Aspectos texturas do leucossoma. (A) grãos de quartzo apresentando fraturas, extinção ondulante, além de reentrâncias e saliências típicas de recristalização dinâmica; (B) Plagioclásio com hábito subédrico; (C) intercrescimento entre quartzo e plagioclásio na borda de cristal de plagioclásio possivelmente gerado a partir da migração do fundido rico em quartzo percolando no plagioclásio; (D-E) Alteração da biotita para muscovita; (F) Grão de hornblenda envolvendo cristal de quartzo e com biotita nas bordas em luz natural.

Nas rochas do Complexo Nova Monte Verde o melanossoma contém frações do fundido gerado pelas reações de fusão. Essas frações estão contidas em “piscinas”, cantos de grãos, ou formam filmes ao longo das faces dos grãos. As feições mais comumente observadas são: “colar de pérolas” (*string of beads*), películas (*film*), bolsões (*pockets*) e grão envolvidos pelo material fundido. O colar de pérolas consiste de pequenos grãos de feldspato cristalizado a partir de uma fina película de fundido no limite entre grãos de quartzo e feldspato (Sawyer 2008; Holness *et al.* 2011; Figura 2.13A). A segunda evidência da existência de fundido e a ocorrência de finos filmes ao longo da borda dos grãos de quartzo, plagioclásio e K-feldspato (Figura 2.13B). Em algumas junções tríplices quartzo-plagioclásio-quartzo ocorrem pequenas piscinas de fundido, cristalizados na forma dos minerais eutéticos, quartzo e K-feldspato (Figura 2.13C). Uma outra evidência de fusão parcial é a presença de reentrâncias geradas pela ação do fundido nos minerais pré-existente conforme pode ser observado na Figura 2.13D.

No leucossoma os produtos mais volumosos de cristalização dos fundidos anatóticos são plagioclásio, K-feldspato e quartzo, ocorrendo ainda biotita. Na maior parte das amostras a sequência de cristalização começa com o plagioclásio com cristais euédricos e subédricos. A esses segue-se biotita que se apresenta na forma de plalhetas subédricas. Estes minerais formam uma trama aberta nos interstícios dos quais cristalizam-se K-feldspato e quartzo (Figura 2.11). Os cristais de plagioclásio em geral são subédricos a euédricos, se tocando localmente. Alguns cristais têm faces retas, bem formadas, em contato com quartzo (Figura 2.14A). São comuns contatos retos entre dois plagioclásios (Figura 2.14B). Essa característica é comumente utilizada para indicar a cristalização a partir de um fundido (Sawyer 2008). Em algumas lâminas a maior parte do espaço intersticial foi preenchido por K-feldspato, como no exemplo apresentado na Figura 2.14C, onde ocorre um único cristal preenchendo grande parte do espaço intersticial, com quartzo preenchendo o espaço restante. O K-feldspato também pode ser observado na forma de “colar de pérolas” e películas finas sempre nas bordas de cristais de plagioclásio (Figura 2.14D-E). Em algumas das amostras estudadas ocorrem K-feldspatos euédricos a subédricos, como ilustrado na Figura 2.14F, onde ocorre parte de um cristal euédricos de microclina, cujo interstício é preenchido por quartzo. Este cristal tem as faces cristalinas retas evidenciando que foi cristalizado a partir de um fundido. Uma feição comum a todas as amostras de leucossoma é a presença de grandes cristais de quartzo que marcam o produto final da cristalização do fundido envolvendo os cristais de plagioclásio, feldspato potássico e biotita (Figura 2.14G-H). Todas as amostras associadas ao leucossoma

apresentam indícios de deformação pós-cristalização denotada pela extinção ondulante e recristalização dinâmica no quartzo e plagioclásio e pelo faturamento no K-feldspato.

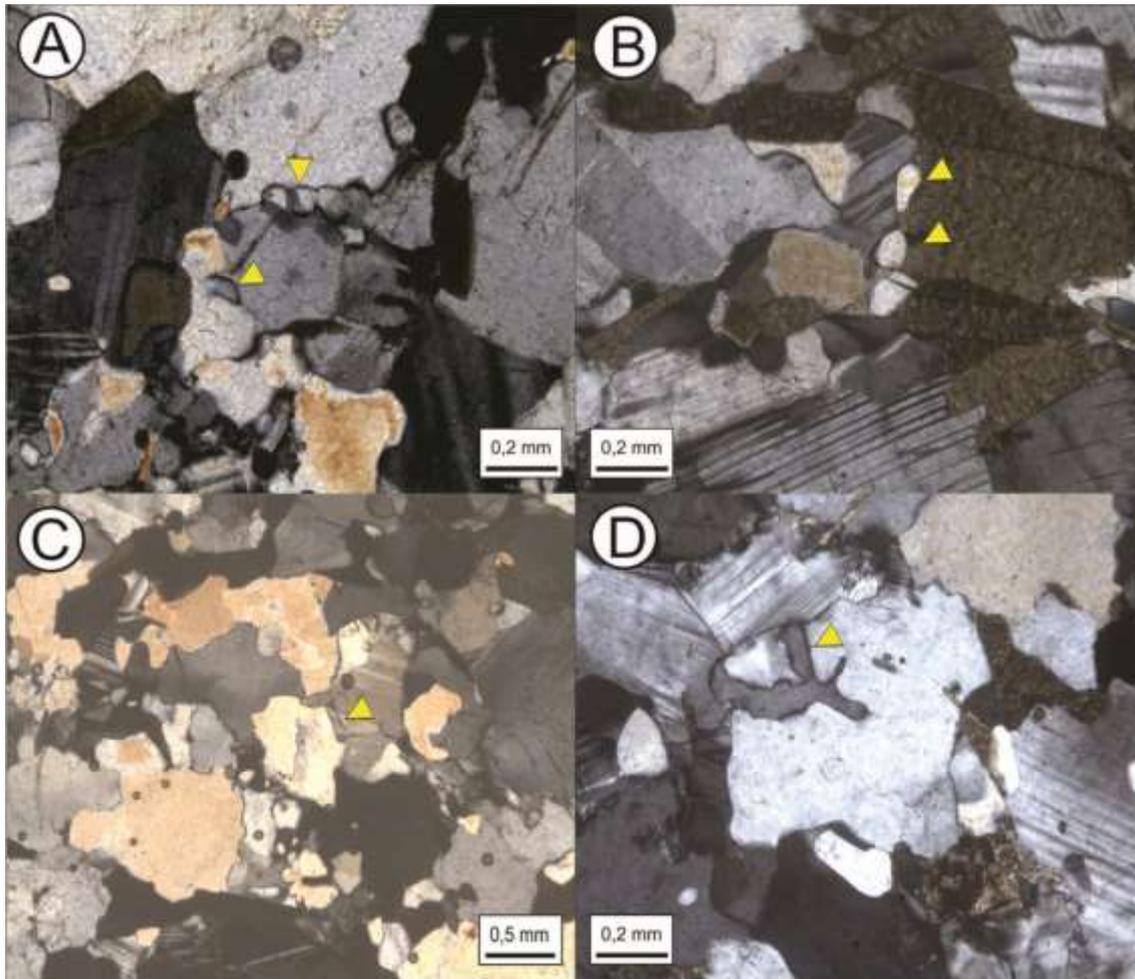


Figura 2.13. Texturas de resto de fusão indicadas pelas setas amarelas: (A) "colar de perolas"; b) grãos de quartzo cristalizados a partir do material fundido entre grãos de plagioclásio e biotita; c) material fundido formando bolsão; d) grão de quartzo sendo dividido por material fundido cristalizando quartzo.

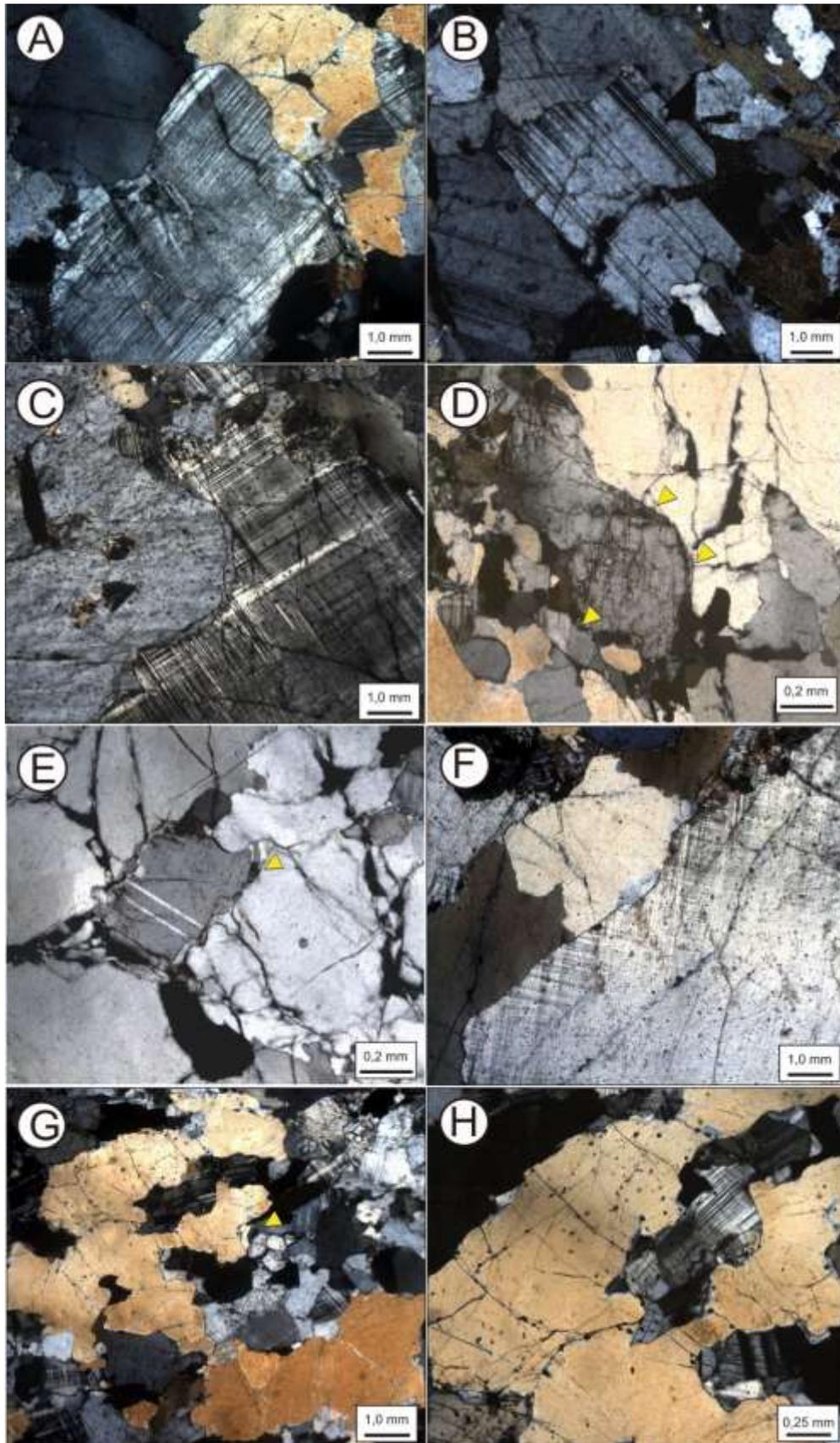


Figura 2.14. Texturas de resto de fusão são indicadas pelas setas amarelas: a) cristal de plagioclásio subédricos a euédricos, com faces retas, bem formadas, em contato com quartzo; b) contatos retos entre dois plagioclásios; c) preenchimento do espaço intersticial por K-feldspato; d-e) O K-feldspato é observado na forma de películas finas e “colar de pérolas”, respectivamente, e sempre nas bordas de cristais de plagioclásio; f) ocorrência de K-feldspatos euédricos a subédricos; g-h) leucossoma com presença de grandes cristais de quartzo que marcam o produto final da cristalização do fundido envolvendo os cristais de plagioclásio, feldspato potássico e biotita

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS MIGMATITOS DO COMPLEXO NOVA MONTE VERDE

A geoquímica de rocha total realizada em migmatitos não é aplicada para classificação ou para averiguar ambientes tectônicos, é sim para averiguar os processos que ocorrem na formação do migmatito, como por exemplo, definir a composição do protólito (paleossoma) e as partes do neossoma. Isto é de suma importância no estudo de rochas migmatíticas já que nem sempre é possível identificar o paleossoma em campo, como é o caso das rochas estudadas nesse trabalho. Sawyer (2008) sugere a coleta sistemática de amostras do melanossoma e leucossoma, para se determinar a possível composição do paleossoma

Com essa intenção foram realizadas 10 análises geoquímicas de rocha, sendo cinco atribuídas ao melanossoma e cinco ao leucossoma. Estes dados mostram uma variação composicional de intermediária a ácida, os teores de sílica oscilando de 62,13% a 76,43%; para as amostras do melanossoma variam entre 62,13% a 67,94%; e 74,28% a 76,43% para o leucossoma (Tabela 2.3).

No diagrama normativo QAP de Streckeisen (1976) foi utilizado apenas os dados químicos do leucossoma para identificar o protólito (paleossoma). O leucossoma se classifica como sienogranito, com uma amostra no campo do monzogranito, mostrando um enriquecimento do leucossoma em quartzo (Figura 2.15).

A Figura 2.16 representa um diagrama triangular quartzo- albíta – ortoclásio (Qz-Ab-Or) para os leucossomas do Complexo Nova Monte Verde, onde os dados químicos plotam no campo relacionado a leucossoma. Quando comparados aos dados mesonormativo Qz-Ab-Or apresentados por Sawyer (2008) para ilustrar a composição de leucossomas derivados de protólitos metapsamíticos, metapelíticos, grauvaquianos, além de rochas ígneas félsicas e máficas. derivado de protólitos metapsamíticos e metapelíticos. Estes dados denotam uma variação na composição do leucossoma e é atribuída a cristalização fracionada do fundido anatético a partir do qual o leucossoma foi gerado.

Tabela 2.3. Resultados de análises químicas do melanossoma e leucossoma.

Amostra	99A	99B	100B	101D	103D	101A	101B	103C	103B	101C
	Mel	Mel	Mel	Mel	Mel	Leu	Leu	Leu	Leu	Leu
SiO ₂	65,83	67,94	62,13	63,79	67,06	75,19	75,03	75,67	74,28	76,43
TiO ₂	0,71	0,42	0,65	0,67	0,45	0,14	0,07	0,06	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	15,40	15,93	15,35	16,15	15,19	12,91	13,25	13,50	13,75	12,57
Fe ₂ O ₃	5,30	2,76	6,71	5,16	3,92	0,82	0,56	0,50	0,53	0,88
MnO	0,10	0,06	0,20	0,11	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	1,76	0,84	3,78	2,23	1,61	0,26	0,22	0,19	0,20	0,18
CaO	3,50	3,32	4,31	4,07	3,60	0,96	0,73	1,95	1,39	1,12
Na ₂ O	2,97	3,21	3,04	2,99	2,94	1,57	1,50	2,41	1,93	1,78
K ₂ O	3,29	4,09	2,53	3,49	3,73	7,56	8,23	5,11	7,14	6,52
P ₂ O ₅	0,18	0,11	0,16	0,17	0,12	0,06	0,03	0,05	0,09	0,02
LOI	0,7	1,0	0,8	0,7	1,0	0,3	0,0	0,3	0,3	0,1
Soma	99,70	99,70	99,72	99,58	99,71	99,78	99,63	99,77	99,70	99,69
Ba	553	961	285	919	614	750	1811	529	1121	1209
Rb	156,9	134,0	170,0	133,9	128,8	168,2	174,9	117,7	166,8	139,9
Sr	261,9	417,4	281,5	392,4	310,2	216,7	372,6	285,7	353,6	332,1
Cs	7,0	5,1	10,1	3,9	3,6	1,7	1,8	1,4	2,0	1,2
Y	26,9	20,7	22,7	29,4	37,3	20,3	9,4	4,9	4,6	6,2
Zr	271,4	194,0	151,6	246,0	131,6	90,0	50,1	47,1	48,2	89,6
Nb	13,4	10,0	11,3	10,1	9,2	6,5	1,7	1,5	1,0	1,8
Th	16,4	12,8	10,4	14,4	7,7	19,2	9,8	7,3	7,9	7,0
Pb	3,6	3,0	2,5	3,1	2,5	3,6	1,4	1,7	4,9	1,6
Ga	17,5	14,9	16,3	16,2	15,3	9,2	8,3	10,1	8,2	9,2
Zn	71	42	97	65	48	9	7	6	7	10
Cu	129,7	31,7	10,7	9,1	2,0	78,2	12,6	12,4	15,6	6,7
Ni	15,2	5,7	33,5	23,5	17,1	3,6	3,2	3,6	3,9	3,3
V	74	35	129	89	75	9	10	<8	9	14

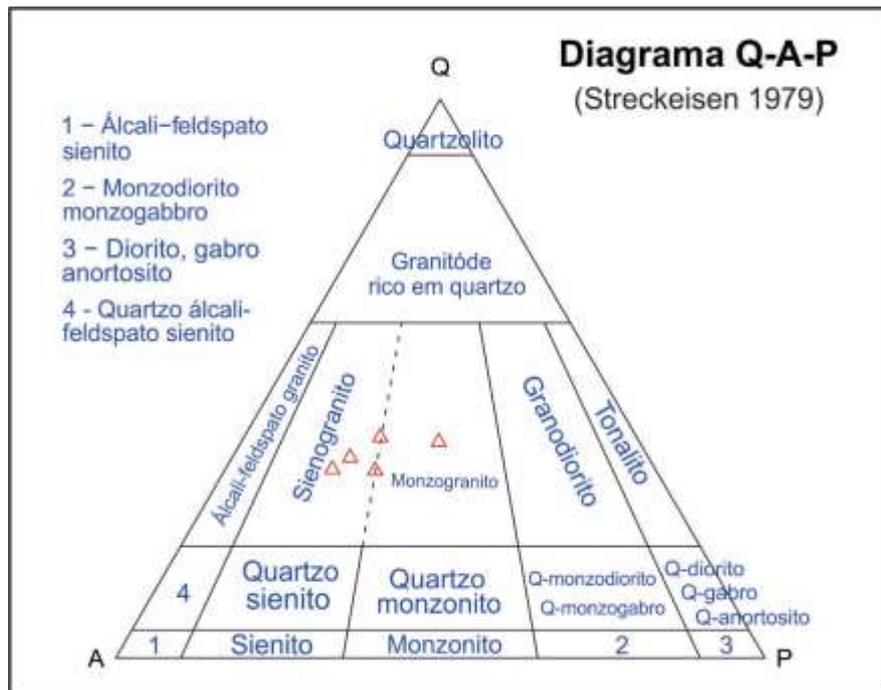


Figura 2.15. Diagrama QAP para leucossoma.

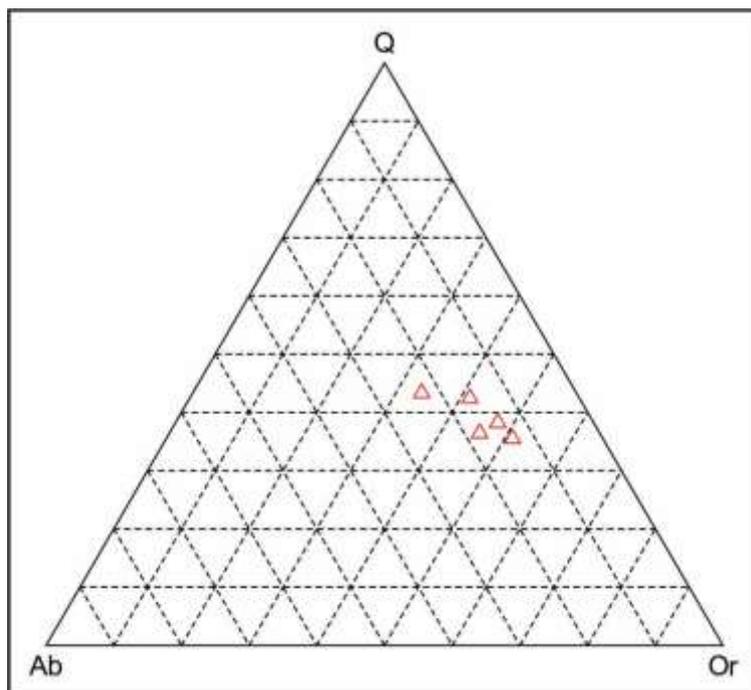


Figura 2.16. Diagrama quartzo-albita-ortoclásio para o leucossoma.

Segundo Sawyer (2008) os elementos traços podem ser investigados para confirmação da derivação do leucossoma. A possibilidade de contaminação com o resíduo e com porções da cristalização fracionada deve ser investigada. A cristalização fracionada resulta em um

enriquecimento no acumulado dos elementos traços compatíveis com os minerais inicialmente cristalizados e acumulados, e um enriquecimento nos fundidos fracionados dos elementos incompatíveis com estes minerais. Assim, a assinatura de uma composição de fusão "inicial" deve situar-se entre o campo cumulado e o campo de fusão fracionada em diagramas de elementos de terras-raras (ETRs; Sawyer, 1987), onde o Eu é o elemento compatível e outros ETR são incompatíveis. No diagrama dos elementos terras raras (ETRs) normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974), o leucossoma apresenta um empobrecimento em ETRs leves com relação aos pesados e dois padrões distintos para o elemento Eu (Figura 2.17). Segundo Sawyer (2008), estes padrões presentes nos leucossomas são interpretados como evidência marcante da ocorrência da cristalização fracionada que desenvolveu um papel importante na evolução do fundido anatótico a partir do qual o leucossoma foi originado em um terreno de migmatitos.

O primeiro padrão apresenta uma anomalia positiva de Eu, onde são interpretados como um enriquecimento de feldspato com origem no fundido primário (amostras NMV-103C, NMV-103B e NMV-101C). O segundo padrão observado nas amostras NMV-101A e NMV-101B, apresentam uma anomalia negativa em Eu, e podem ser interpretadas como tendo uma origem da cristalização derivada de fundidos anatóticos evoluídos, ou seja, originados de fundidos que já haviam cristalizado uma quantidade substancial de feldspato, mas principalmente plagioclásio.

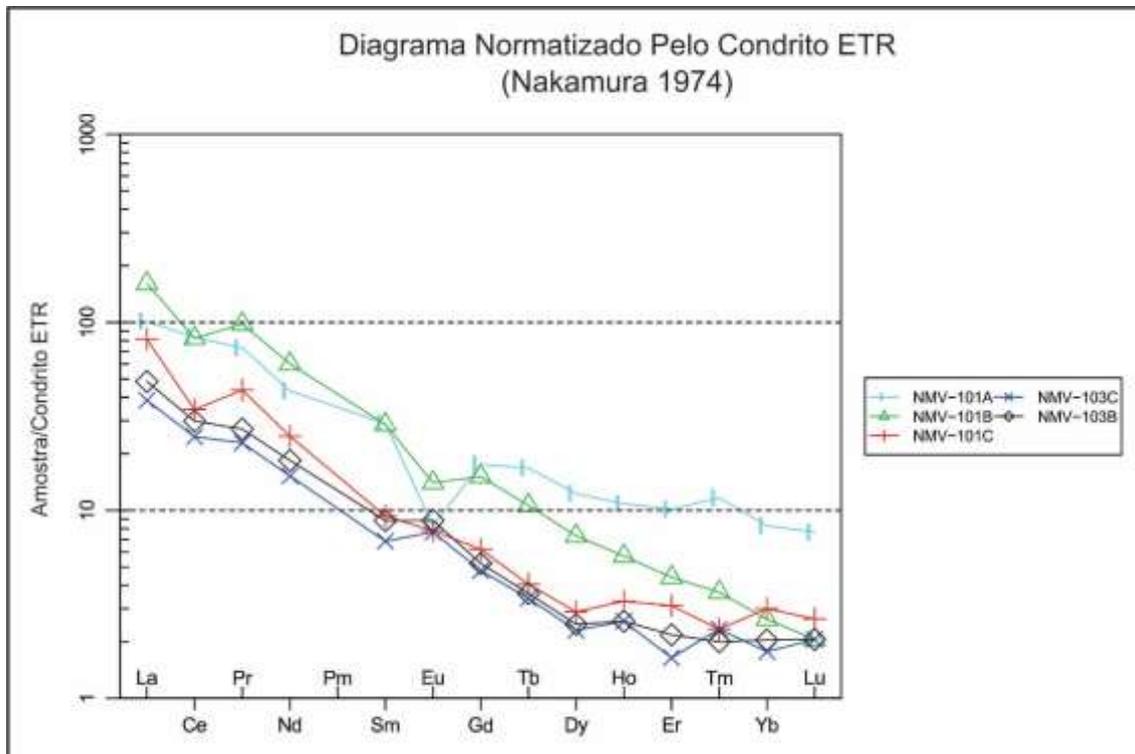


Figura 2.17. Diagrama normalizado pelo condrito ETR para o leucossoma.

IDADE DA MIGMATIZAÇÃO

A idade da migmatização do Complexo Nova Monte Verde foi determinada através da metodologia Pb-Pb por evaporação. Para tanto foi selecionada uma amostra de migmatito metaxítico com estrutura em *patch*, na qual predomina melanossoma em relação ao leucossoma. Essa amostra foi britada e peneirada, sendo coletada a fração granulométrica 0,063mm. Esta fração foi bateada para concentração de minerais pesados. Após a secagem em estufa, o concentrado de minerais pesados foi separado em frações diferentes no separador magnético Frantz. Em seguida foram coletados cerca de cinquenta grãos de zircões sob lupa binocular. Os zircões são, em sua maioria, transparentes, com grãos fraturados, do centro até a borda, e tamanho médio de até 3:1, com relação ao comprimento/largura. Alguns grãos possuíam cor amarronada e por vezes quebrados (Figura 2.18).

A técnica analítica de evaporação foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso, do Instituto de Geociências da UFPA. O equipamento utilizado foi um espectrômetro Finnigan MAT 262, que utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um filamento de evaporação, o qual contem o zircão, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. Normalmente o filamento de evaporação é aquecido gradativamente em três etapas de evaporação. A primeira a 1450°C a segunda a 1500°C e a terceira a 1550°C. Em geral a cada etapa de evaporação são obtidas até cinco blocos de dados nas análises em monocoletor, e dez, nas análises em multicoletor. A média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ desses blocos definem uma idade correspondente para cada etapa. Esses dados são apresentados em um diagrama idade (Ma) versus etapa de evaporação, no qual cada etapa de evaporação define um platô de idade. As idades podem variar de uma etapa para outra, nesse caso são consideradas correspondentes às temperaturas mais elevadas, pois, estas são baseadas nas porções mais retentivas do zircão, por isso as que melhor representam a idade de cristalização do mineral.

Nove zircões foram analisados pela metodologia de evaporação e os seus resultados encontram-se dispostos na Tabela 2.4 e plotados no diagrama Idade versus Etapa de aquecimento (Figura 2.18). Seis zircões foram utilizados para definir uma idade de 1767 ± 4 Ma interpretada com idade de cristalização dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde. Dois zircões apresentam idades mais antigas o zircão 07/3 de 1810 ± 30 e o zircão 07/4 de 1848 ± 9 Ma. Esta idade pode ser interpretada como a idade da cristalização do protolito ígneo do migmatito ou como um zircão herdado das rochas encaixantes.

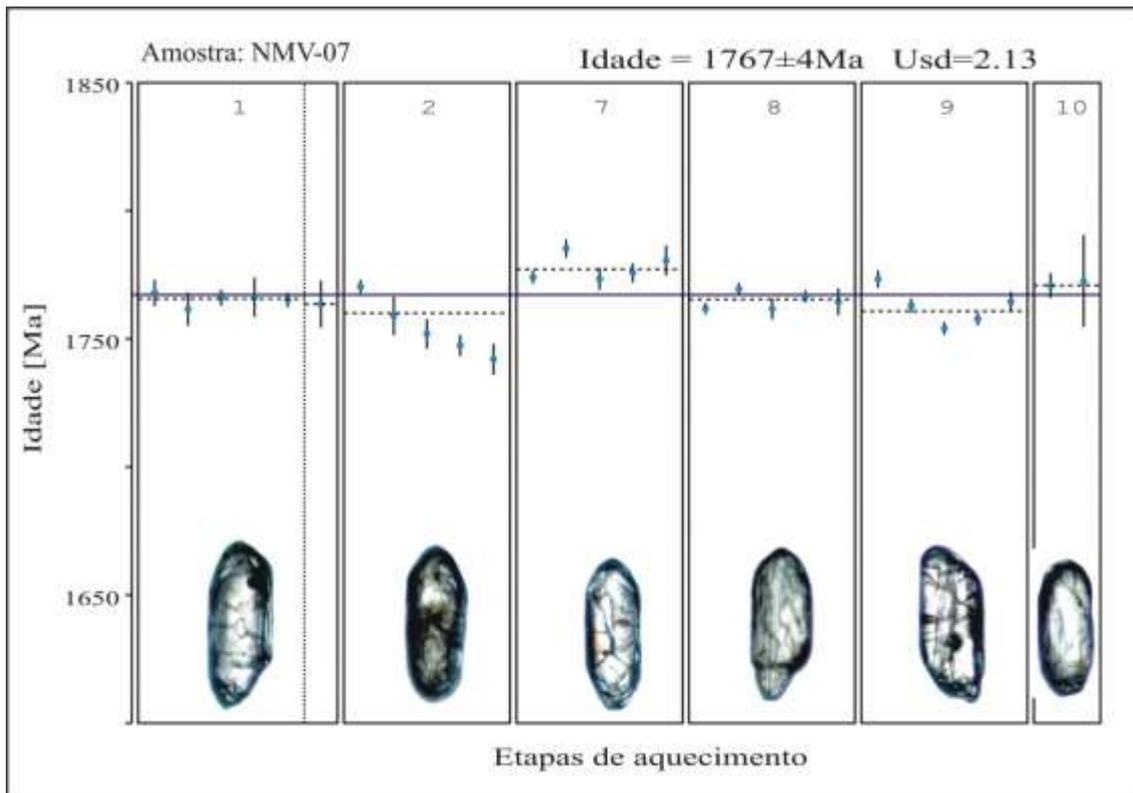


Figura 2.18. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento da amostra NMV-07.

Tabela 2.4. Dados analíticos Pb-Pb por Evaporação em zircão da amostra NMV-07.

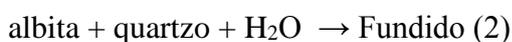
Zircão	Temp.	Razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	Age (Ma)	2s
07/1	1500	38/38	0.000050	0.000003	0.10797	0.00022	0.10797	0.00022	1765.7	3.6
	1550	8/8	0.000174	0.00007	0.10785	0.00109	0.10785	0.00109	1763.6	18.5
07/2	*1450	0/4	0.000260	0.000018	0.10083	0.00041	0.10083	0.00041	1639.8	7.6
	1500	38/38	0.000107	0.000024	0.10964	0.00067	0.10764	0.00067	1760.1	11.4
07/3	*1450	0/20	0.000095	0.000013	0.11065	0.00187	0.11065	0.00187	1810.4	30.7
07/4	*1500	0/20	0.000000	0.00000	0.1130	0.00062	0.1130	0.00062	1848.5	9.9
07/6	*1500	0/12	0.000000	0.00000	0.10957	0.00026	0.10957	0.00026	1792.5	4.3
07/7	*1450	0/24	0.000018	0.000011	0.0989	0.0003	0.0989	0.0003	1603.8	5.6
	1500	36/36	0.000016	0.000014	0.10865	0.00027	0.10865	0.00027	1777.2	4.6
07/8	*1450	0/8	0.000154	0.000002	0.10178	0.00034	0.10178	0.00034	1657.1	6.1
	1500	36/36	0.000018	0.000008	0.10795	0.00019	0.10795	0.00019	1765.5	3.2
07/9	*1450	0/8	0.000092	0.000062	0.10955	0.00256	0.10955	0.00256	1792.1	42.6
	1500	36/36	0.000019	0.000004	0.10768	0.00037	0.10768	0.00037	1760.9	6.3
07/10	*1430	0/10	0.000014	0.000002	0.10106	0.00172	0.10106	0.00172	1644.0	31.6
	1480	16/16	0.00000	0.00000	0.10828	0.00056	0.10828	0.00056	1770.9	9.5
Resultado		208/314							1767.2	4.1

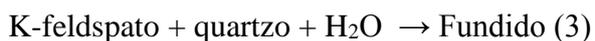
DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Esquema de classificação proposto por Sawyer (2008) permite classificar os migmatitos de acordo com morfologias de primeira e segunda ordem. As morfologias de primeira ordem dividem os migmatitos em metatexitos e diatexitos. Os migmatitos metatexíticos são heterogêneos em escala de afloramento, onde estruturas pré-fusão parcial são preservadas no paleossoma (onde a microestrutura aparece inalterada) e às vezes no melanossoma (resíduo), mostrando assim que a fração do fundido foi baixa. As estruturas denominadas *patch*, dilatante, *net* e estromática, são geradas no migmatito metatexítico. Os migmatitos diatexito apresentam o neossoma predominante e o fundido foi sistematicamente distribuído. Não há presença de estruturas pré-fusão parcial, porque foram substituídas por estruturas sin-tectônicas (foliações magmáticas ou submagmáticas), ou por neossoma isotrópico. O neossoma tem múltiplas aparências, podem ser abundantemente leucocrático, mesocrático ou ainda melanocrático. No diatexito o paleossoma pode ocorrer em formas de *rafts* (manchas) ou *schollen*, ou não estarem presentes. Essas morfologias ocorrem na zona transicional entre o metatexito e o diatexito, outra morfologia que pode ser gerada entre esse limite é denominada *schlieren*.

O Complexo Nova Monte Verde na área estudada apresenta morfologias em *patch*, dilatacionais, em rede e estromática, o que permite considerar que a quantidade de fundido gerado foi inferior a 0,2 e que a variação do *strain* sin-anatético foi heterogêneo. Na subárea II o *strain* sin-anatético foi baixo o que permitiu a preservação das morfologias *patch*, dilatacionais, e em rede. Interpreta-se que o leucossoma presente nestas estruturas sejam *in situ*. Na subárea I o *strain* sin-anatético foi alto o que resultou na geração de migmatitos com morfologia estromática, nesse local interpreta-se que o leucossoma gerado foi na fonte (*in source*).

A anatexia é um processo originado pela fusão parcial de rochas decorrente do aumento progressivo da temperatura. Esse processo apresenta relações de fusão muito complexas, porque a fusão é uma fase única que gera uma grande variedade de associações minerais com o aumento da temperatura (Spear, 1995). Muitos sistemas foram elaborados para ajudar a determinar qual associação mineral representa o líquido anatético primário, um desses foi o sistema CKNASH, que é o que mais se aproxima da composição das rochas estudadas. Avaliando a grade petrogenética para esse sistema apresentada por Spear (1995), é possível observar que o fundido (*melt*) é gerado a partir de três reações.





Essas reações são calibradas de acordo com as relações de melt do sistema CKNASH (Holdaway, 1971), apontam uma variação de temperatura de 600° a 750° C.

A sequência de cristalização do leucossoma no caso do migmatito do Complexo Nova Monte Verde foi iniciada pela cristalização do plagioclásio, apresentando geralmente cristais subédricos a euédricos, se tocando localmente, alguns cristais têm faces retas, bem formadas, em contato com quartzo. Em seguida houve a cristalização da biotita que se apresenta na forma de plalhetas subédricas. Em algumas das amostras estudadas ocorrem K-feldspatos euédricos a subédricos, onde ocorre parte de um cristal euédricos de microclina, cujo interstício é preenchido por quartzo. Este cristal tem as faces cristalinas retas evidenciando que foi cristalizado a partir de um fundido. Uma feição comum a todas as amostras de leucossoma é a presença de grandes cristais de quartzo que marcam o produto final da cristalização do fundido. Em algumas lâminas a maior parte do espaço intersticial foi preenchido por K-feldspato, em outras lâminas ocorrem os espaços intersticiais sendo preenchidos com quartzo. O K-feldspato também ocorre na forma de “colar de pérolas” mostrando um resfriamento lento do fundido (Holness *et al.*, 2011), outra forma de cristalizarem se deu na forma de películas finas sempre nas bordas de cristais de plagioclásio.

Utilizando os dados geoquímicos do leucossoma foi obtido a classificação do protolito (paleossoma) empregando o diagrama QAP de Streckeisen (1976) para rochas plutônicas, que demonstrou uma rocha variando do campo do sienogranito a monzogranito. Valendo-se da normatização utilizando o gráfico Qz-Ab-Or sugerida por Sawyer (2008), foi definido que o leucossoma do Complexo Nova Monte Verde são derivados de protolito como sendo metapsamíticos e matapelíticos e oriundos de rochas provavelmente félsicas, esse fatos apontam para uma variação na composição do leucossoma e é atribuída a cristalização fracionada do fundido anatético a partir do qual o leucossoma foi gerado.

O leucossoma normalizado no diagrama dos elementos terras raras (ETRs) pelo condrito (Nakamura, 1974), apresentou um empobrecimento em ETRs leves com relação aos pesados e dois padrões distintos para o európio. Esses padrões indicaram duas origens para o leucossoma, um mostra um enriquecimento em feldspatos derivados do fundido primário. O outro mostra a origem da cristalização derivada de fundidos anatéticos evoluídos, ou seja, originados de fundidos que já haviam cristalizado uma quantidade substancial de feldspato, mas principalmente plagioclásio.

Análise geocronológica realizada pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão forneceu uma idade de 1764 ± 4 Ma, a qual está relacionada a um evento de migmatização no final do Paleoproterozóico, no período Estateriano. Zircões mais antigos também foram encontrados na

amostra analisada, com valores Pb-Pb de 1848 ± 9 , a qual pode estar relacionada a idade das encaixantes do migmatito ou a cristalização do protólito do migmatito. A idade de migmatização dessa rocha é comparável com as idades do Complexo Tabaporã, da região do Alto Estrutural Eugênia-Arinos, que foi estudado por Leite *et al.* (2006). As rochas dessa tiveram sua idade determinada através do método Pb-Pb por evaporação de zircão tendo sido obtida a idade de 1721 ± 40 Ma. que segundo Leite *et al.* (2006) corresponde a idade de rehomogeneização do sistema Pb-Pb.

Agradecimentos

A primeira autora agradece a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências pelo apoio as atividades de pesquisa. Os autores agradecem a bolsa de mestrado. Os autores agradecem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Mato Grosso (FAPEMAT) pelo auxílio financeiro prestando por meios dos projetos de pesquisa (Processos 3.2.2.30/02-2004E; 449483/2009; 155849/2014).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bettencourt, J. S, Leite JR., W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., Tosdal, R. M.. 2010. The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 28 – 46
- Cordani, U. G.; Tassinari, C. G.; Teixeira, W.; Basei, M. A. S.; Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Congresso Geologia Chileno, 2., Arica. Actas. Arica, 1979, J-137- J-148.*
- Cordani, U. G., Sato, K.. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoids rocks. *Episodes*.
- Cordani, U. G., Teixeira, W.. 2007. *Proterozoic Accretionary belts in the Amazonian Craton. Geological Society of America*, v. 200, p. 297-320.
- Holdaway, M. J.. (1971). Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am J Sci* 271:97-131.
- Holness, M. B., Cesare, B. & Sawyer, E. W..2011. Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation. *Elements*, Vol. 7, pp. 247-252.
- Leite, J. A. D.; Souza, M. Z. A.; Saes, G. S.; Batata, M. E. F.; Oliveira, F. A.; Menezes, T.; Freitas, F. A. O.; Gomes, M. F.; Uchoa, J.; Silva, V. F.; Silva, D. R. 2006. Geologia, Geocronologia e Evolução crustal de partes da porção sul do Cráton Amazônico no Alto Estrutural Eugênia Arinos, Médio-Noroeste de Mato Grosso. *In: Carlos José Fernandes e Rúbia Ribeiro. (Org.). Geologia do Cráton Amazônico em Mato Grosso. 1ªed.Cuiabá-MT: Ed. UFMT, v. 1, p. 85-105.*
- Mehnert, K. R. 1968. *Migmatites and the origin of Granitic Rocks*. Developments in Petrology 1. Elsevier, Amsterdam, Netherlands. p.393.
- Nakamura, N.. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, n. 38, p. 757-775.
- Passchier, C., Trouw, R., 2005. *Microtectonics*. Berlin, Springer Verlag, p.48-53.
- Ribeiro, P.S.E.; Villas Boas, P.F. 2005. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA)*. Geologia e Recursos Minerais da Folha São João da Barra – SC.21-V-D. Brasília: CPRM.
- Santos, J. O. S.; Hartman, L. A.; Gaudette, H. E.; Groves, D. I.; Mcnaughton, N. & Fletcher, I. R. 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*, vol 3, no.4, p. 453-488, 2000.
- Santos, J.O.S.; Rizzotto, G.J.; Potter, P.E.; Mcnaughton, N.J.; Matos, R.S.; Hartmann, L.A.; Chemale Jr, F. & Quadros, M.E.S. 2008. Age and Autochthonous Evolution of The Sunsás Orogen in the West Amazon Craton based on mapping and U-Pb Geochronology. *Precambrian Research*, 165:120-152.
- Sawyer, E.W. (1987): The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology* 28, 445-473.
- Sawyer, E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9, NRC. Research Press, Ottawa, Ontario.
- Souza, J. O., Frasca, A. A. S., Oliveira, C. C. 2004. Relatório integrado. Folhas SC.21-VD, Rio São João da Barra; SC.21-X-C, Alta Floresta; SC.21-Z-A, Ilha 24 de Maio; SC.21-Z-B, Vila Guarita. Brasília: CPRM. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 03 mai. 2013.

- Marques, A. C. G..2015. Evidências de Fusão Parcial nas Rochas do Complexo Nova Monte Verde, Parte Sul do Cráton Amazônico, Norte do Estado de Mato Grosso
- Spear, F. S.. (1993). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Second Printing 1995. Michigan, U.S.A.: BookCrafters, p304-306,
- Streckeisen, A.C. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, p.1-33.
- 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: Geologia do Continente Sul Americano*, Cap. XXVIII.: p. 471-486.
- Teixeira, W.; Akimoto, H.; Siga Jr., O.; Sato, K. A. 1989. Evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos ao sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS*, 5., 1989, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-Núcleo de Minas Gerais. Boletim 10, p. 243-246.
- Teixeira, W., Geraldes, M. C., Matos, R., Ruiz, A. S., Saes, G., Vargas-Mattos, G.. 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 47-60.

CAPÍTULO 3

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

1.4 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os migmatitos são classificados de acordo com as morfologias de primeira e segunda ordem. As morfologias de primeira ordem se divide em migmatitos metatexítico e migmatitos diatexítico, já as morfologias de segunda ordem são formadas de acordo com o *strain* sin-anatético gerado no momento da fusão parcial. A intensidade do *strain* é responsável pelo desenvolvimento de cada morfologia, sendo elas estruturas dilatacionais ou não. Essas morfologias foram estudadas e divididas por Sawyer (2008). Os migmatitos metatexito, são migmatitos heterogêneos em escala de afloramento, onde estruturas pré-fusão parcial são preservadas no paleossoma (onde a microestrutura aparece inalterada) e às vezes no melanossoma (resíduo), mostrando assim que a fração do fundido foi baixa. As estruturas denominadas *patch*, dilatante, *net* e estromática, são geradas no migmatito metatexítico. Os migmatitos diatexito apresentam o neossoma predominante e o fundido foi sistematicamente distribuído. Não há presença de estruturas pré-fusão parcial, porque foram substituídas por estruturas sin-tectônicas (foliações magmáticas ou submigmáticas, *schlieren*), ou por neossoma isotrópico. O neossoma tem múltiplas aparências, podem ser abundantemente leucocrático, mesocrático ou ainda melanocrático. No diatexito o paleossoma pode ocorrer em formas de *rafts* (manchas) ou *schlollen*, ou não estarem presentes. Essas morfologias ocorrem na zona transicional entre o metatexito e o diatexito, outra morfologia que pode ser gerada entre esse limite é denominada *schlieren*.

Devido as estruturas dilatacionais (*neck de boudin* e zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis) observadas na Figura 9 e estrutura estromática nas Figuras 7 e 8 encontradas em campo, foi possível determinar a quantidade de gerado no momento da fusão parcial em 0.2, e a variação do grau de *strain* sin-anatético de baixo a alto. Com essas informações e comparando com o dígrama *strain* sin-anatético *versus* fração do fundido elaborado por Sawyer (2008), concluímos que o migmatito do Complexo Nova Monte Verde é classificado como um migmatito metatexito. Foi possível caracterizar as duas partes do neossoma (melanossoma e leucossoma). O melanossoma apresenta uma granulação média a fina, subidioblástica a xenoblástica, com a biotita marcando uma foliação. O leucossoma por sua vez apresenta uma granulação grossa a fina, predominantemente granoblástica, com pouca presença de biotita.

A anatexia é um processo originado pela fusão parcial de rochas decorrente do aumento progressivo da temperatura. Esse processo apresenta relações de fusão muito complexas, porque a

fusão é uma fase única que gera uma variedade muito grande de assembleias conforme ha o aumento da temperatura (Spear, 1995). Muitos sistemas foram elaborados para ajudar a determinar qual assembleia representaria o líquido anatético primario. Neste trabalho utilizamos o sistema CKNASH, que se aproximou mais com o tipo da rocha em questão. O melt (fundido) primário apresentava três razões, a primeira tem ponto eutético do fundido na albita+K-feldspato+quartzo+H₂O, a segunda albita+quartzo+ H₂O e a terceira K-feldspato+quartzo+ H₂O. Essas razões dispostas no diagrama onde são calibradas de acordo com as relações de melt do sistema CKNASH (Holdaway, 1971), apontam uma variação de temperatura de 600° a 750° C e uma variação de pressão de 6 a 14 kbar.

O material oriundo da cristalização da fusão anatética, ou parte da fusão anatética segregado a partir do *residuum*, manteve-se no local onde o fundido se formou, caracterizando uma cristalização *in situ* do material fundido (Sawyer, 2008). A sequência de cristalização do leucossoma no caso do migmatito do Complexo Nova Monte Verde foi iniciada pela cristalização do plagioclásio, apresentando geralmente cristais subédricos a euédricos, se tocando localmente, alguns cristais têm faces retas, bem formadas, em contato com quartzo. Em seguida houve a cristalização da biotita que se apresenta na forma de plalhetas subédricas. (Figura 14A). Em algumas das amostras estudadas ocorrem K-feldspatos euédricos a subédricos, como ilustrado na Figura 14F, onde ocorre parte de um cristal euédricos de microclina, cujo interstício é preenchido por quartzo. Este cristal tem as faces cristalinas retas evidenciando que foi cristalizado a partir de um fundido. Uma feição comum a todas as amostras de leucossoma é a presença de grandes cristais de quartzo que marcam o produto final da cristalização do fundido envolvendo os cristais de plagioclásio, feldspato potássico e biotita (Figura 14G-H).

Em algumas lâminas a maior parte do espaço intersticial foi preenchido por K-feldspato, em outras lâminas ocorrem os espaços intersticiais sendo preenchidos com quartzo. O K-feldspato também ocorre na forma de “colar de pérolas” mostrando um resfriamento lento do fundido (Holness *et al.*, 2011), outra forma de cristalizarem se deu na forma de películas finas sempre nas bordas de cristais de plagioclásio (Figura 14D-E).

Utilizando os dados geoquímicos do leucossoma foi obtido a classificação do protolito (paleossoma) empregando o diagrama QAP de Streckeisen (1976) para rochas plutônicas, que demonstrou uma rocha variando do campo do sienogranito a monzogranito. Valendo-se da normatização utilizando o gráfico Qz-Ab-Or sugerida por Sawyer (2008), foi definido que o leucossoma do Complexo Nova Monte Verde são derivados de protolito como sendo metapsamíticos e matapelíticos e oriundos de rochas provavelmente félsicas, esse fatos apontam para

uma variação na composição do leucossoma e é atribuída a cristalização fracionada do fundido anatótico a partir do qual o leucossoma foi gerado.

O leucossoma normalizado no diagrama dos elementos terras raras (ETRs) pelo condrito (Nakamura, 1974), apresentou um empobrecimento em ETRs leves com relação aos pesados e dois padrões distintos para o elemento Eu. Esses padrões indicaram duas origens para o leucossoma, um mostra um enriquecimento em feldspatos que foram por sua vez derivados do fundido primário, o outro demonstra uma origem da cristalização derivada de fundidos anatóticos evoluídos, ou seja, originados de fundidos que já haviam cristalizado uma quantidade substancial de feldspato, mas principalmente plagioclásio.

A análise geocronológica realizada pelo Método Pb-Pb de Evaporação em zircão forneceu uma idade de 1764 ± 4 , a qual provavelmente está relacionada a um evento de migmatização no final do Paleoproterozóico, no período Estateriano. Zircões mais antigos também foram encontrados na amostra analisada, com valores Pb-Pb de até 1848 ± 9 , os quais podem estar relacionados a idade do paleossoma. A idade modelo pelo método Sm-Nd (T_{DM}) é de 2262Ma, com $\epsilon Nd(t=1,76)$ fracamente negativo de -0,1. Isto sugere geração crustal com provável contaminação de rochas de outra fonte.

Comparando as idades estabelecidas para o migmatito com a geocronologia da região do Alto Estrutural Eugênia-Arinos segundo Leite *et al.* (2006). Região representada por um conjunto de unidades plutônicas e vulcânicas, geradas após três períodos entre o Paleoproterozóico e mesoproterozóico (1,92; 1,78-1,4 e 1,47 Ga). As unidades mais antigas são pertinentes ao Complexo Tabaporã e indicam uma geração para essas rochas em um ambiente de arco magmático continentalizado. No segundo período ocorrido entre 1,78-1,4 Ga foram relacionadas as unidades Japuira e Roosevelt, formadas a partir de um arco plutono-vulcânico marginal, fortemente influenciado por uma crosta continental pré-existente. A suíte tipo MCG foi originada aproximadamente em 1,47 Ga, ligada a ambientes anorogênicos com correspondentes mundiais a fases de fragmentação de grandes massas continentais. Leite *et al.* (2006) correlacionam esse eventos e a geração de cinturões de milonitos e augen-gnaisses ao evento que resultou na formação de um conjunto de zonas de cisalhamento de caráter transpressional, anastomosadas de âmbito regional, denominado K'mudku. Podemos concluir que tanto o migmatito do Complexo Nova Monte Verde quanto a região do Alto Estrutural Eugênia-Arinos, foram atingidos pelo evento K'mudku.

CAPÍTULO 4

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1.5 Referências Bibliográficas

- Acosta-Vigil, A., London, D., Morgan, G.B.. 2006: Experiments on the kinetics of partial melting of a leucogranite at 200 MPa and 690 800°C: compositional variability of melts during the onset of H₂O-saturated crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. v. VI 151. 539-557.
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y. and Brito Neves, B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geocienc., U.S.P.*, 7: 45--80.
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Neves B. B. B., FuckR. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simp. Geol. NE, 8. Campina Grande. Anais,p. 363-391. Ashworth, J.R.. 1985. *Migmatites*. Ashworth, J. R. ed. Blackie, Glasgow. 302pp.
- Ashworth, J.R.. 1985. Introduction. *In Migmatites* (J.R. Ashworth, ed.). Blackie, Glasgow, U.K. (I-35).
- Barrios, F.J.. 1983. *Caracterização geocronológica da região amazônica da Venezuela*. Dissertação MSc. Instituto de Geociencias da Universidade de São Paulo, pp. 123.
- Bettencourt, J. S, Leite JR., W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., Tosdal, R. M.. 2010. The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 28 – 46.
- Bowen, N.L. 1915: Crystallization-differentiaton in silicate liquids. *American Journal of Science* 189, 175-191.
- Bowen, N.L. 1928: *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Brown, M.. 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologistsí Association* 84: 317-382.
- Brown, M. & Solar, G. S.. 1998a. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology* 20: 211–227.
- Cordani, U. G.; Tassinari, C. G.; Teixeira, W.; Basei, M. A. S.; Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Congresso Geologia Chileno, 2., Arica. Actas. Arica, 1979, J-137- J-148.*
- Cordani, U. G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoids rocks. *Episodes*.
- Cordani, U. G., Teixeira, W., 2007. *Proterozoic Accretionary belts in the Amazonian Craton. Geological Society of America*, v. 200, p. 297-320.
- Dall'Agnol, R & Macambira, M.J.B. (1992) Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: Geologia, Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, pp. 3-14.
- Fraga, L.M., Reis, N.J.. 1995a. The rapakivi granite-anorthosite association of Mucajáí region - Roraima State, Brazil. *Symposium On Rapakivi Granites And Related Rocks*. Ext. Abst. Bull., pp.31-32
- Fraga, L.M., Almeida, M.E., Macambira, M.J.B.. 1997. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*. Actas. Extended Abstracts. pp. 115-117.

- Marques, A. C. G..2015. Evidências de Fusão Parcial nas Rochas do Complexo Nova Monte Verde, Parte Sul do Cráton Amazônico, Norte do Estado de Mato Grosso
- Frasca, A.A.S.; Borges, F.R. 2003. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta). Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A*. Brasília: CPRM, 2003.
- Frasca, A. A., Borges, F. R.. 2004. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A*. Brasília: CPRM, 2004.
- Holdaway, M. J.. 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am J Sci* 271:97-131.
- Holness, M. & Clemens, J. D.. 1999. Partial melting of the Apping quartzite driven by fracture-controlled H₂O infiltration in the aureole of the Ballachuish Igneous Complex, Scottish Highlands. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 136: 527-542.
- Holness, M. B. & Watt, G. R. 2002. The aureole of the Traigh Bràn na Sgùrra sill, Isle of Mull: reation-driven microcracking during pyrometamorphism. *Journal of Petrology* 43: 511-534.
- Holness, M. B., Cesare, B. & Sawyer, E. W..2011. Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation. *Elements*, Vol. 7, pp. 247-252.
- Lacerda Filho, J., Souza, J. O, Oliveira, C. C., Ribeiro, P. S., Boas, P.F.V.,Albuquerque, M.C., Pimentel, M.M., Botelho, N.F. 2001 Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte de Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). In: Simpósio De Geologia Da Amazônia, 7, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém: SBG - Núcleo Norte, 2001. CD-ROM.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C, Albuquerque M.C. 2004 . *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. Escala 1:1.000.000. Goiânia. CPRM. CD-ROM.
- Leite, J. A. D.; Souza, M. Z. A.; Saes, G. S.; Batata, M. E. F.; Oliveira, F. A.; Menezes, T.; Freitas, F. A. O.; Gomes, M. F.; Uchoa, J.; Silva, V. F.; Silva, D. R. 2006. Geologia, Geocronologia e Evolução crustal de partes da porção sul do Cráton Amazônico no Alto Estrutural Eugênia Arinos, Médio-Noroeste de Mato Grosso. In: Carlos José Fernandes e Rúbia Ribeiro. (Org.). *Geologia do Cráton Amazônico em Mato Grosso*. 1ªed.Cuiabá-MT: Ed. UFMT, v. 1, p. 85-105.
- Mehnert, K. R. 1968. *Migmatites and the origin of Granitic Rocks*. Developments in Petrology 1. Elsevier, Amsterdam, Netherlands. p.393.
- Nakamura, N.. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, n. 38, p. 757-775.
- Passchier, C., Trouw, R., 2005. *Microtectonics*. Berlin, Springer Verlag, p.48-53.
- Monteiro, H., Macedo, P.M., Silva, M.D., Moraes, A.A., Marcheto, C.M.L ,1986, O greenstone belt do Alto Jaurú. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, v.2, pp. 630-646.
- Oliveira, C. C. & Albuquerque, M. C.. 2004. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta - SC. 21-Z-X-C*. Brasília: CPRM, 2004.
- Ribeiro, P.S.; Villas Boas, P.F. 2002. (Org.) *Geologia e recursos minerais da folha São João da Barra -SC.21-V-D*, Estado de Mato Grosso. Brasília: CPRM.
- Ribeiro, P. S. E. & Villas Boas, P. F.. 2003.Geologia da Folha Ilha 24 de Maio – SC.21-Z-A. In.: Simpósio De Geologia Da Amazônia, 8, Cuiabá. *Anais...*Cuiabá:SBG, 2003
- Ribeiro, P.S.E.; Villas Boas, P.F. 2005. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). Geologia e Recursos Minerais da Folha São João da Barra – SC.21-V-D*. Brasília: CPRM.

- Marques, A. C. G..2015. Evidências de Fusão Parcial nas Rochas do Complexo Nova Monte Verde, Parte Sul do Cráton Amazônico, Norte do Estado de Mato Grosso
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., 1997. Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. *In: Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts, Campos do Jordão, Brazil*, pp. 280–282.
- Santos, J.O.S. (1999) New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. *In: New developments in Economic Geology. Centre for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. The University of Western Australia. Perth, Jan. 1999, Unpub. report, 10 p.*
- Santos, J. O. S.; Hartman, L. A.; Gaudette, H. E.; Groves, D. I.; Mcnaughton, N. & Fletcher, I. R. 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*, vol 3, no.4, p. 453-488, 2000.
- Santos, J.O.S.; Rizzotto, G.J.; Potter, P.E.; Mcnaughton, N.J.; Matos, R.S.; Hartmann, L.A.; Chemale Jr, F. & Quadros, M.E.S. 2008. Age and Autochthonous Evolution of The Sunsás Orogen in the West Amazon Craton based on mapping and U-Pb Geochronology. *Precambrian Research*, 165:120-152.
- Sawyer, E.W. (1987): The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology* 28, 445-473.
- Sawyer, E.W. 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth A* 24: 269-279.
- Sawyer, E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9, NRC. Research Press, Ottawa, Ontario.
- Scabora, J. A.et al. *Projeto Mogno Alta Floresta, Mato Grosso*. Relatório Parcial de Exploração. [s.l.]: Mineração Santa Elina, 1997. v.1.
- Sederholm, J. J. 1907. Om granit och gneis, deras uppkomst, utbredning och utbredning inom ubergtet i Fennoskandia. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* 23.
- Silva Neto, C. S.; Santos, C. A.; Pereira, E. R.; Guimarães, L. R. 1980. *Projeto Apiacás. Relatório de Progresso II*. Belém: Convênio DNPM/CPRM. 2v.
- Solar, G. S. & Brown, M. 2001. Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plútons? *Journal of Petrology* 42: 789-823.
- Souza, J. O., Frasca, A. A. S., Oliveira, C. C. 2004. *Relatório integrado. Folhas SC.21-VD, Rio São João da Barra; SC.21-X-C, Alta Floresta; SC.21-Z-A, Ilha 24 de Maio; SC.21-Z-B, Vila Guarita*. Brasília: CPRM. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 03 mai. 2013.
- Spear, F. S. (1993) . Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Second Printing 1995. Michigan, U.S.A.: BookCrafters, p304-306.
- Streckeisen, A.C. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, p.1-33.
- Tassinari, C. C. G., 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. 139p. Tese. (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo–USP, São Paulo.
- 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: Geologia do Continente Sul Americano, Cap. XXVIII*: p. 471-486.

Marques, A. C. G..2015. Evidências de Fusão Parcial nas Rochas do Complexo Nova Monte Verde, Parte Sul do Cráton Amazônico, Norte do Estado de Mato Grosso

Teixeira, W.; Akimoto, H.; Siga Jr., O.; Sato, K. A. 1989. Evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos ao sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. *In: Simpósio De Geologia De Minas Gerais, 5., 1989, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG-Núcleo de Minas Gerais. Boletim 10, p. 243-246.*

Teixeira, W., Geraldes, M. C., Matos, R., Ruiz, A. S., Saes, G., Vargas-Mattos, G.. 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences, v. 29, p. 47-60.*