

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Caracterização petrográfica de migmatitos milonitizados no domínio
Socorro-Guaxupé na região de Itu-SP**

FERNANDA FIGUEIROA BATALHA

TF-23/18 – Trabalho de formatura
apresentado para a Comissão de Trabalho
de Formatura

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

SÃO PAULO
2023

Para Gilvanda e Glauco

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Professor Doutor Renato de Moraes, pela sempre pronta disposição, acolhimento e muitos ensinamentos ao longo do desenvolvimento deste trabalho. Ao Doutor Bruno Ribeiro pelos dados de EBSD e datações, e ao Professor Doutor Frederico Faleiros por nos conectar, sem a sua colaboração e apoio este trabalho não seria possível. E ainda ao Professor Doutor Cauê Cioffi pelo acompanhamento e sugestões construtivas.

Agradeço à minha família, em especial à Gilvanda e Glauco, por tanto, que não seria possível resumir aqui.

Agradeço a todos os colegas de curso que pude conhecer ao longo da graduação, a vivência e troca com cada um trouxe aprendizados e experiências formadoras de caráter e que ficarão para sempre na memória. Em especial aos amigos: Priscila de Oliveira, Maria Pelissari, Mariana Goldoni, Tom Morita e Victor Mattos.

RESUMO

O metatexito estromático paraderivado de um afloramento situado na cidade de Itu, no interior do estado de São Paulo, é pertencente a uma das unidades de topo da Nappe Socorro-Guaxupé, no sul do Orógeno Brasília. Este trabalho teve como objetivo o estudo da petrogênese e da deformação desta rocha, a partir da análise de seções delgadas e da técnica de *electron backscatter diffraction* (EBSD), ainda foi feita a sua datação com o método Rb-Sr *in situ* na biotita. Conclui-se que o metatexito passou pela reação de fusão de desidratação sillimanita + biotita + plagioclásio + quartzo → granada + cordierita + K-feldspato + líquido, na fácies anfibolito com temperatura entre 750-850 °C e pressão entre 2 e 9 kbar. Foi posteriormente deformado em zona de cisalhamento com temperatura alta, durante o Ciclo Brasileiro tardio no Ediacarano em 570 ± 4 Ma, neste processo foram gerados milonitos com diferentes feições, condicionadas pela natureza heterogênea tanto da deformação em si quanto do protolito.

Palavras-chave: Nappe Socorro-Guaxupé, Neoproterozoico, anatexia, geocronologia, zona de cisalhamento, migmatito, milonito.

ABSTRACT

The stromatic paraderivated metatextite from an outcrop located in the countryside of São Paulo, southeast Brazil, belongs to one of the top units of the Socorro-Guaxupé Nappe, in the south of the Brasília Orogen. This work aimed to study the petrogenesis and deformation of this rock, based on the analysis of thin sections and the electron backscatter diffraction (EBSD) technique, also its dating of the biotite was carried out using the Rb-Sr *in situ* method. It is concluded that the metatexite underwent the dehydration fusion reaction sillimanite + biotite + plagioclase + quartz → garnet + cordierite + K-feldspar + liquid, in the amphibolite facies with a temperature between 750-850 °C and pressure between 2 and 9 kbar. It was subsequently deformed in a high-temperature shear zone, during the late Brazilian Cycle in the Ediacaran at 570 ± 4 Ma, in this process mylonites with different features were generated, conditioned by the heterogeneous nature of both the deformation as well as the protolith.

Keywords: Socorro-Guaxupé nappe, Neoproterozoic, anatexis, geochronology, shear zone, migmatite, mylonite.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. METAS E OBJETIVOS.....	1
3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	2
3.1 Migmatitos.....	2
3.1.1 Terminologia.....	3
3.1.2 Estruturas e microestruturas	4
3.1.3 Processos de fusão.....	6
3.2 Milonitos.....	8
3.3 Geologia regional.....	9
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	12
4.1 EBSD	13
4.2 Geocronologia de Rb-Sr <i>in situ</i>	13
5. RESULTADOS OBTIDOS	14
5.1 Descrição do afloramento	14
5.2 Petrografia.....	16
5.2.1 Descrição Petrográfica	17
5.2.1 Deformação.....	19
5.3 EBSD	21
5.4 Geocronologia de Rb-Sr <i>in situ</i>	24
6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	26
6.1 Petrogênese.....	26
6.2 Deformação.....	27
7. CONCLUSÃO.....	27
BIBLIOGRAFIA.....	29

1. INTRODUÇÃO

Migmatitos são rochas que passaram pelo processo da fusão parcial na crosta continental, com formação de fundido silicático e um resíduo sólido, e que são peças cruciais para se entender o processo de evolução do planeta Terra. Estudando-os a partir de trabalho de campo detalhado e descrições petrográficas ao microscópio óptico é possível identificar paragêneses e a relação entre os minerais que os formam e, com isso, ampliar a compreensão a respeito dos processos de fusão parcial e da diferenciação e estratificação da crosta continental (Bohlen & Mezger, 1989).

Estas importantes rochas ocorrem na *Nappe* Socorro-Guaxupé, um terreno metamórfico alóctone de alto grau (Campos Neto & Caby, 1999), que está situado em uma pilha de *nappes* localizadas na porção mais a Sul do Orógeno Brasília (Fuck et al., 1994), e que tem sido interpretado como resultado da colisão entre as placas Paranapanema e São Francisco durante o Neoproterozoico (Campos Neto & Caby, 2000).

Este Trabalho Final tem por objetivo estudar um afloramento deste domínio, situado na cidade de Itu, interior de São Paulo. Nele os metatexitos paraderivados foram milonitizados, ou seja, foram deformados plasticamente em zona de cisalhamento dúctil.

Para tanto, com amostras de mão e lâminas petrográficas, fez-se a caracterização petrográfica e da deformação milonítica das rochas do afloramento, utilizando-se tanto do microscópio petrográfico quanto a técnica de *Electron Backscatter Diffraction* (EBSD). Também foram obtidas idades com o método Rb-Sr *in situ* na biotita, para datar a deformação. Com isso, espera-se contribuir para o conhecimento da geologia da porção do topo da *nappe* Socorro-Guaxupé.

2. METAS E OBJETIVOS

O objetivo do trabalho foi, a partir da bibliografia e do estudo tanto de campo quanto de amostras de mão e lâminas petrográficas, fazer a datação e a caracterização petrográfica, petrológica e da deformação milonítica de um afloramento que representa uma das unidades de topo de migmatitos paraderivados da *Nappe* Socorro-Guaxupé, situado entre as cidades de Salto e Itu, a oeste da cidade de São Paulo.

Desta maneira, este trabalho visa contribuir para o melhor entendimento tanto do afloramento em si, quanto da unidade de migmatitos paraderivados na unidade de topo da *nappe* Socorro-Guaxupé e de sua deformação.

3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

3.1 Migmatitos

Migmatitos são gerados por fusão parcial, ou seja, é uma rocha que foi exposta a condições que a levaram à fusão, mas que não foram suficientes para fundi-la completamente, seja porque não foram atingidas temperatura e pressão necessárias, ou porque não houve tempo para que a fusão fosse completa.

São rochas, portanto, que têm um caráter heterogêneo: a porção que fundiu e sobrou da fusão parcial - processo também chamado de anatexia - se assemelha mais ou menos às rochas metamórficas que lhes originaram. A porção que cristalizou do fundido gerado e segregado tem características de rochas ígneas. O grau de semelhança entre o resíduo e seu protolito é dado pelo grau de fusão e transformação ocorrido durante a fusão parcial. Quanto maior o grau de fusão parcial e extração do fundido, maior será a diferença entre protolito e resíduo.

Os migmatitos são formados em terrenos de médio a alto grau de metamorfismo (Ashworth, 1985; Sawyer, 2008), em temperaturas a partir de 650 °C, a depender do protolito e da presença de fluidos (Sawyer, 2008; Weinberg & Hasalová, 2015). Estudar os migmatitos é fundamental quando se busca entender a evolução da crosta continental, isto porque, sendo o registro da fusão parcial, eles permitem a investigação dos processos e mecanismos de formação, segregação, transporte e cristalização do líquido granítico então gerado na crosta.

Em seguida, serão abordados alguns conceitos importantes para se estudar estas rochas, divididos em três seções: terminologia, estruturas e gênese. A terminologia de migmatitos tem história longa de evolução e não possui uso uniformizado entre os pesquisadores, por este motivo é importante conhecer os diferentes termos e também sempre definir-se qual nomenclatura será adotada. Os migmatitos possuem extensa gama de estruturas e texturas. Entender a relação entre os minerais é necessário para se definir se houve fusão e como ela aconteceu: quais minerais estiveram envolvidos na fusão; onde o líquido foi formado; como ele se segregou, acumulou e onde cristalizou.

No que tange à gênese destas rochas, elas entraram no debate da formação dos magmas graníticos, já que por muito tempo acreditou-se que estes se formavam apenas através da diferenciação magmática de líquidos basálticos. Os migmatitos, no entanto, são registros da fusão acontecendo na crosta continental, com a formação do líquido e subsequente magma granítico. Isso possibilitou o entendimento de que a fusão da crosta continental é um processo importante para a formação dos granitos.

3.1.1 Terminologia

O termo migmatito foi sugerido por Sederholm (1907) (Eklund et al., 2010), porque a palavra “migma” (do grego mistura), em sua opinião representava bem o caráter heterogêneo destas rochas. Algumas décadas depois, Mehnert (1968) escreveu o livro que se tornaria referência para esta área de pesquisa, determinando a terminologia que seria usada por muito tempo.

No entanto, algumas das definições dadas naquele livro foram imprecisas ou usadas com imprecisão, de maneira que os trabalhos seguintes optaram por interpretá-las e adaptá-las, até cunhando termos novos, o que não contribuiu com o estabelecimento de uma nomenclatura clara, simples e direta.

Mehnert (1968) buscou dar definições não genéticas para as partes do migmatito, ou seja, que estivessem relacionadas apenas às características finais e não a interpretações de como determinada feição poderia ter se formado. Já que ele acreditava que nomenclaturas genéticas adotadas em campo poderiam enviesar a interpretação da origem da rocha.

Grande parte da nomenclatura proposta pelo autor, todavia, acabou por envolver nomes interpretativos, como paleossoma (de antigo) e neossoma (de novo). Apesar desta “regra” não ter sido seguida muito à risca, tentativas de definições não genéticas tornaram-se uma tradição para a terminologia de migmatitos, até que Sawyer (2008) decidiu dar definições abertamente genéticas.

Neste trabalho será utilizada esta terminologia, conforme resumido na **Figura 02**, abaixo.

Terminologia proposta por Sawyer (2008)	
Neossoma	Parte do migmatito neoformadas ou relacionadas à fusão parcial.
Resíduo	Parte do neossoma que é formada predominantemente pela fração sólida deixada após a fusão parcial e extração de algum, ou todo o líquido formado. Aqui ficam os minerais que estavam em excesso estequiometricamente em relação à reação de fusão, mais fases peritéticas, além de algum mineral cristalizado por fundido aprisionado a partir de fundido não completamente segregado.
Melanossoma	Parte de coloração escura do neossoma que é rica em minerais máficos.
Leucossoma	Parte de coloração clara do neossoma que é constituída dominadamente por quartzo e feldspato, e que representa a cristalização do fundido gerado na rocha, podendo envolver segregação e processos de acumulação, filtragem, acumulação e cristalização fracionada.
Paleossoma	Porção do migmatito que não foi fundido (nota: este termo pode ser problemático, pois já foi usado com o sentido de resíduo acima, e se confunde nesta classificação tanto com o protólito quanto com algum resistato de fusão.)

Figura 02: Tabela resumindo os termos que serão adotados neste trabalho com suas respectivas definições, conforme proposto por Sawyer (2008).

Faz-se um breve comentário a respeito do termo paleossoma, que foi e ainda é muito usado na terminologia de migmatitos: foi originalmente cunhado por Mehnert (1968), como “a rocha parental ou rocha regional inalterada ou levemente modificada”, esta definição é problemática porque não especifica o grau de “modificação” que pode ser aceito, possuindo então um significado indefinido entre protolito (a rocha supostamente original antes da fusão) e um neologismo dado à fração residual da rocha, ou seja, composta pelos minerais que não fundiram e de onde o fundido foi removido.

Ao longo de seu livro, Mehnert (1968) usa este termo com ambos os significados, de maneira que os trabalhos subsequentes também oscilaram entre definições. Sawyer (2008) sugere que este termo seja usado para nomear as partes do migmatito que não fundiram, mas, apesar de o presente trabalho seguir suas definições, aqui opta-se pelo uso da expressão “resistato de fusão” para estas porções e abandono do termo paleossoma.

3.1.2 Estruturas e microestruturas

Migmatitos podem apresentar uma variada gama de estruturas, a quantidade de fundido formado, como e o quanto este foi remobilizado e a deformação sofrida são fatores importantes que influenciam a aparência final do migmatito (Brown, 1973). A **Figura 03** abaixo contém as 12 diferentes estruturas que um migmatito pode apresentar segundo Mehnert (1968), que procurou dar definições mais qualitativas, baseadas na aparência da rocha, seguindo a ideia de estabelecer termos não genéticos.

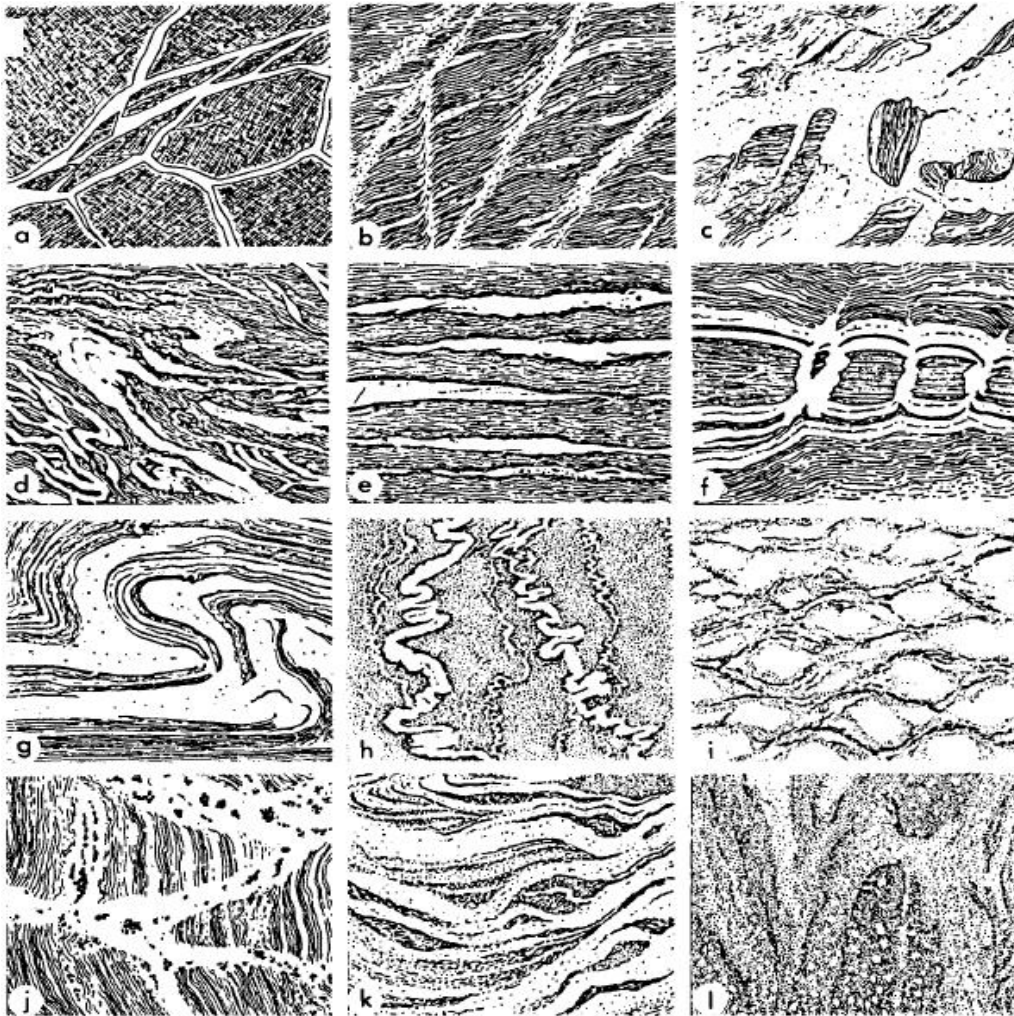


Figura 03: Algumas das diferentes estruturas que um migmatito pode apresentar: a- agmatítica, b- diktyonítica (estrutura de rede em Sawyer, 2008), c- schollen, d- veios, e-estromático, f- surreítico/dilatação (Mehnert, 1968 sugere ambos os termos, Sawyer (2008) prefere “estrutura de dilatação”) g- dobrada; h- ptigmática; i- oftalmítica; j- stictolítica (fleck - nódoas ou manchas); k- schlieren; l- nebulítico. Figura e termos extraídos de Mehnert (1968).

Em escala de afloramento os migmatitos podem ser classificados em duas ordens, baseadas na taxa de fusão, na segregação ou não do líquido gerado e na deformação sin-anatética. A classificação de primeira ordem é baseada na proposta de Brown (1973), e divide os migmatitos em metatexitos e diatexitos. Os primeiros têm taxa de fusão mais baixa e mantêm alguma estruturação do protolito, enquanto os segundos têm taxa de fusão elevada, o que pode causar uma perda até completa da estrutura original da rocha (Brown, 1973; Sawyer, 2008).

Já as estruturas de segunda ordem são as responsáveis pela ampla diversidade estrutural dos migmatitos (**Figura 03**). Os principais tipos de estrutura presentes nos metatexitos são as de dilatação; de rede; de camadas (estromática) e os *patch*. Já nos diatexitos as estruturas comuns são nebulíticas, quando há pouca deformação, e *schollen*

e *schlieren*, formadas quando o fluxo magmático domina, ou seja, o volume de fundido supera o volume de sólidos (Mehnert, 1968; Sawyer, 2008).

O estudo das microestruturas do migmatito pode trazer provas de que a fusão parcial aconteceu, pela presença de feições que indicam interação com líquido no resíduo ou pela cristalização a partir de líquido no leucossoma, sendo assim possível entender a gênese e os mecanismos envolvidos em sua formação e, conseqüentemente, na petrogênese da rocha (White et al., 1980; Vernon, 2004; Sawyer, 2008).

Um primeiro problema a ser considerado ao fazer a análise das microestruturas é que os minerais podem ter passado por deformação e recristalização, ou seja, o material estudado não necessariamente representa a rocha quando havia presença de fundido e nos momentos após sua cristalização, pois a deformação (recristalização dinâmica) tende a reduzir o tamanho dos grãos e mudar o formato e orientação deles, enquanto a recristalização (estática) tende a aumentar os grãos e a criar um padrão mais equigranular. Por tanto, a possibilidade de a microestrutura ter sido alterada sempre precisa ser avaliada (Passchier & Trouw, 2005; Stipp et al., 2002; Sawyer, 2008).

Migmatitos podem apresentar vários tipos de microestruturas, devido a grande variedade de domínios que possuem. De maneira geral, as que se formam com a fusão parcial são: cúspides nas beiradas dos grãos, onde a fusão tem começo (como mostra a **Figura 04**); filmes de fundido (coroas) envolvendo o grão; bordas corroídas nos minerais reagentes; minerais peritéticos com faces bem desenvolvidas que cresceram contra líquido; falhas preenchidas por líquido (Vernon & Collins, 2015; Sawyer, 2008).

Já os minerais cristalizados a partir do líquido tendem a ser euédricos, os bolsões de fundido podem apresentar estruturas de fluxo, a distribuição dos contatos de grão tende a ser aleatória e o tamanho dos grãos têm distribuição linear, como acontece nas rochas ígneas (Vernon, 2004; Sawyer, 2008).

3.1.3 Processos de fusão

A fusão de uma rocha depende dos seguintes fatores: condições de temperatura e pressão, composição do protólito e água presente no sistema.

A deformação tem um papel fundamental na geração dos migmatitos, afetando diretamente a estrutura final dele, assim, pode-se separar o processo de fusão em dois tipos principais: quando não há segregação do líquido formado (caso estático), o que ocorre porque só há pressão litostática, e quando a segregação ocorre (caso dinâmico), neste tipo as rochas também são afetadas pela pressão diferencial e a tendência do líquido é se deslocar para os locais onde a pressão é menor (Sawyer, 1998, 2008).

A fusão tem início nos contatos dos grãos com o aumento da temperatura, progride para as arestas de contato e então para as faces de contato (**Figura 04**). Quando os

bolsões de material fundido se unem, eles tornam a rocha menos resistente e permeável, o que permite a segregação do líquido, se houver esforço diferencial. A quantidade de fundido necessária para que isso ocorra é pequena, podendo começar quando o volume de fundido atinge o valor de 5-7% do volume total da rocha (Sawyer, 2008).

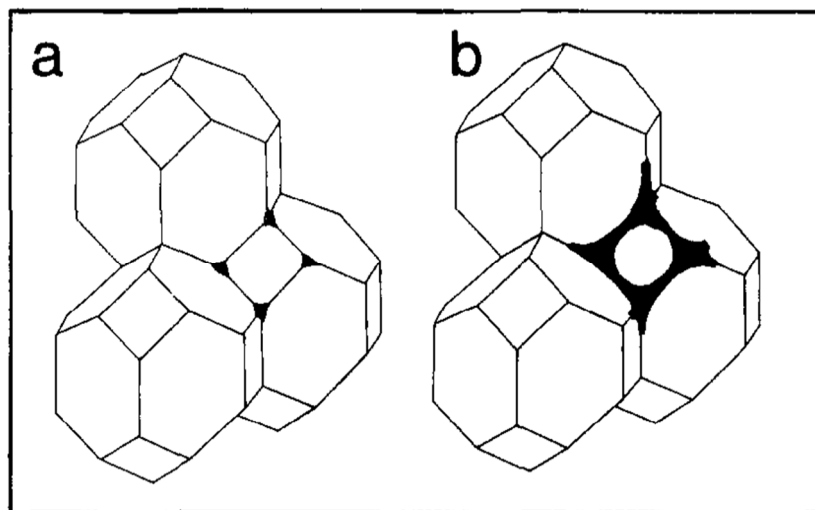


Figura 04: Ilustração mostrando como o processo de fusão se dá, começando pelos vértices e se estendendo para as arestas, extraída de Sawyer (1998).

As rochas começam a fundir na crosta a partir da fácies anfibolito superior, em temperaturas em torno de 650°C, a depender da composição. Rochas metassedimentares e granitos ricos em muscovita têm ponto de fusão mais baixo entre 650° e 750°C, em comparação com tonalitos e anfibolitos, que começam a fundir a partir de temperaturas tão altas quanto 800 °C (Wyllie, 1977; Weinberg & Hasalová, 2015; Johnson et al., 2021).

A influência da água no sistema é muito importante, a presença dela reduz drasticamente a temperatura de fusão (Weinberg & Hasalová, 2015), sendo assim o fator que muitas vezes permite que esta ocorra.

A água pode estar presente por influxo como fase livre ou pode ser acrescentada ao sistema a partir da quebra de minerais hidratados, como anfibólios e micas, num processo chamado fusão por desidratação (Thompson, 1982). Os migmatitos gerados pelo primeiro processo diferem dos gerados pelo segundo em alguns pontos: a temperatura alcançada pelo sistema quando há influxo de água é menor; as fases peritéticas formadas quando há presença de água geralmente incluem minerais hidratados como anfibólio e micas, o que não ocorre quando a fusão se dá por desidratação; a composição do líquido é afetada, alterando principalmente as proporções de feldspato nas rochas (Weinberg & Hasalová, 2015).

As principais reações de fusão por desidratação são quebra da muscovita, possivelmente com formação de feldspato potássico, alumino silicato, e biotita e em pressões mais baixas cordierita como fases peritéticas, e em temperaturas mais altas quebra da biotita no limite superior da fácies anfibolito, com formação de granada ou em

pressões mais baixas cordierita e ortopiroxênio na fase peritética. Estas reações sempre envolvem quartzo e feldspatos (Spear et al., 1999; Johnson et al., 2021; Weinberg e Hasalová, 2015).

Para as rochas metabásicas as reações mais importantes são a quebra da hornblenda, em temperaturas relativamente mais baixas na fácies anfíbolito, e a quebra da biotita em temperaturas mais altas, no começo da fácies granulito. Orto- e clinopiroxênio são fases peritéticas comuns, rutilo e granada também são peritéticos, e que são bons indicadores da pressão, sendo que ambos ocorrem em pressões mais altas, apenas granada em pressão intermediária e nenhum dos dois em pressões baixas (Weinberg & Hasalová, 2015; Johnson et al., 2021).

3.2 Milonitos

Milonito é um termo estritamente estrutural que, portanto, não se refere à composição, e usado para rochas que foram deformadas plasticamente e de forma intensa (Passchier & Trouw, 2005). O termo remete a um processo rúptil (do grego, milos: moinho), já que quando foi definido, e por um longo tempo, acreditava-se que estas rochas eram formadas principalmente por um processo mecânico de “britagem”. Trabalhos mais recentes, no entanto, têm mostrado consistentemente que a deformação dúctil é o processo predominante (Bell & Etheridge, 1973; White et al., 1980; Passchier & Trouw, 2005).

Os milonitos possuem foliação bem definida e frequentemente lineação de estiramento intensa. Eles têm granulação fina e porfiroclastos, que são grãos mais resistentes e de tamanho consideravelmente maior do que a matriz que os cerca (Passchier & Trouw, 2005).

São gerados em zonas de cisalhamento, que se formam quando a capacidade reológica de resistência à deformação (*strain hardening*) do protolito é superada, dando início a um processo de amolecimento do material (*strain softening*), neste ponto então, predomina a deformação cristal plástica (White et al., 1980). Estas zonas podem existir em qualquer escala, de lâmina delgada até de estruturas quilométricas (Fossen & Cavalcante, 2017; Passchier & Trouw, 2005).

Os milonitos são classificados na maioria dos casos a partir da relação entre porfiroclastos e matriz (**Figura 05**). Nota-se, no entanto, que o limite de tamanho entre porfiroclasto e matriz é arbitrário e que estas nomenclaturas se relacionam mais com o aspecto final da rocha e não necessariamente com a intensidade da deformação (Passchier & Trouw, 2005).

Terminologia proposta por Killick (2003)	
Nome	Matriz
Protomilonito	< 50%
Milonito	50 - 90%
Ultramilonito	90 - 100%

Figura 05: classificação comumente usada para milonitos, conforme proposto por Killick (2003).

De maneira geral, quanto maior for a deformação, maior será a quantidade de matriz em relação aos porfiroclastos e, assim, o termo ultramilonito se relaciona com um grau de deformação elevado. A formação de porfiroclastos, no entanto, depende também da composição e granulometria do protolito, por exemplo: uma rocha monominerálica ou de granulometria muito fina, quando deformada em zona de cisalhamento não formará porfiroclastos (Passchier & Trouw, 2005). Logo, é necessário usar a nomenclatura com conscienciosidade.

Os milonitos ainda podem ser classificados em função do grau metamórfico quando foi deformado ou pela sua composição, por exemplo: milonito de alto grau e tonalito-milonito, respectivamente. Existem ainda os termos filomilonito, para um milonito semelhante a um filito, muito fino e rico em mica, e blastomilonito para uma rocha polimetamórfica, representando um milonito remetamorfizado (Berlière, 1971; Passchier & Trouw, 2005).

3.3 Geologia regional

O Ciclo Orogênico Brasileiro foi um evento de aglutinação de terrenos para a formação do supercontinente Gondwana, que se deu entre o Neoproterozoico e o Cambriano. O embasamento do território brasileiro hoje, reflete as colagens que se deram neste período (Almeida et al., 1973; Brito Neves et al., 1999).

Naquele evento formou-se a província estrutural Tocantins (hoje situada na parte central do Brasil), a partir da colisão dos paleocontinentes São Francisco, Paranapanema e Amazônico, constituindo, portanto, o limite entre os respectivos crátons, sendo que o cráton Paranapanema está encoberto pela Bacia do Paraná. Esta província é separada em faixas Brasília, Paraguai e Araguaia (Almeida et al., 1981; Campos Neto & Caby, 1999; Pimentel & Fuck, 1992; Delgado et al., 2003).

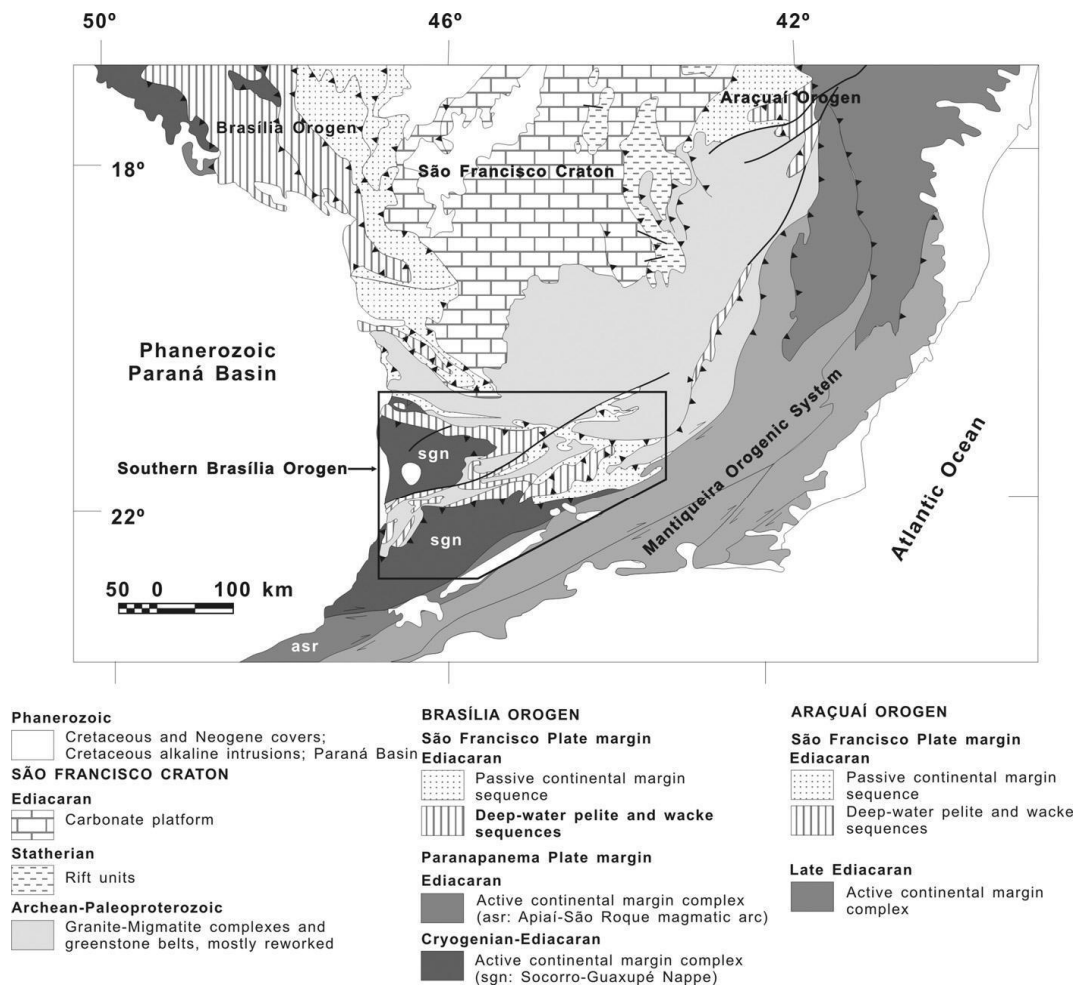


Figura 06: mapa mostrando o contexto geológico geral da região da *Nappe* Socorro Guaxupé (sgn), abrangendo o Sul do cráton São Francisco e os orógenos que o circundam: Araçuaí, Mantiqueira e Brasília, sendo que a *Nappe* está situada no extremo sul deste último, como ressaltado no mapa. Extraído de Campos Neto et al. (2010).

No extremo Sul da Faixa Brasília ocorre uma série de terrenos alóctones empilhados, com vergência para ENE, em direção ao cráton São Francisco (Campos Neto & Caby, 1999; Delgado et al., 2003). A *Nappe* Socorro-Guaxupé faz deste conjunto de rochas metamórficas de alto grau, onde predominam granulitos, migmatitos e granitoides (Campos Neto & Caby, 1999, 2000). Ela é dividida em dois domínios principais: o Guaxupé a noroeste (porção superior da *nappe*), onde ocorrem granulitos e migmatitos paraderivados; e o Socorro a sudeste (porção inferior da *nappe*), onde predominam migmatitos derivados de rochas ígneas e extensos corpos ígneos (Tasco & Moraes, 2019, Motta et al., 2021).

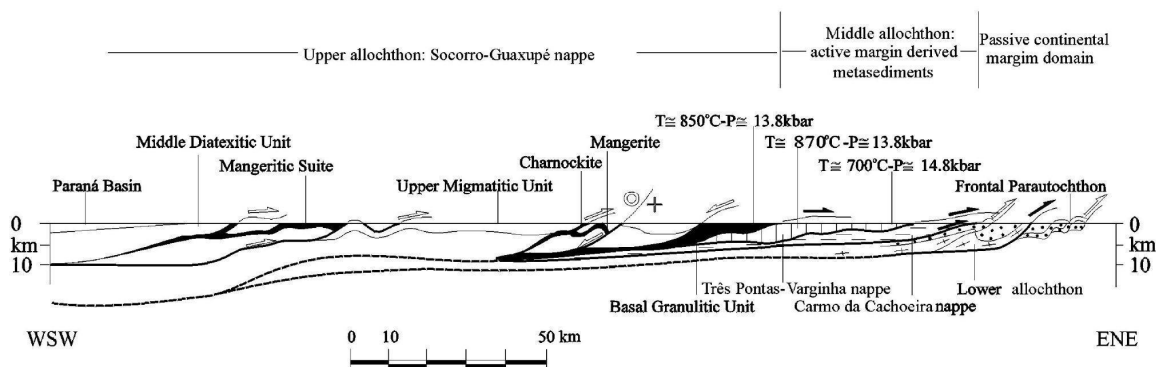


Figura 07: perfil geral da porção sul da Faixa Brasília, extraída de Brito Neves et al. (1999).

A *Nappe* Socorro Guaxupé é uma seção crustal metamorfizada em temperaturas e pressões elevadas, que resulta em rochas parcialmente fundidas. Derivadas de enderbitos formados em um arco magmático juvenil na porção inferior, e de metapelitos de margem passiva (formando migmatitos aluminosos) na porção superior (Brito Neves et al., 1999). Uma série de corpos plutônicos deformados e sin-orogênicos com idades entre 670 e 625 Ma apresentam assinaturas químicas e isotópicas condizentes com magmatismo em ambiente de subducção (Brito Neves et al., 1999; Janasi, 2002; Delgado et al., 2003; Tedeschi et al., 2018).

A base da *nappe* passou por metamorfismo com temperatura entre 750-870°C e pressão entre 11,5-14,0 kbar, o pico em torno de 860-920°C (Campos Neto et al., 2010; Brito Neves et al., 1999) gerou fusão anidra e formou magmas charnockíticos. Trabalhos mais recentes indicam temperaturas ainda mais altas, entre 950-970°C (Janasi, 2002), ou até 920-1140°C (Tedeschi et al., 2018; Rocha et al., 2017).

Já os migmatitos do topo passaram por metamorfismo de baixa pressão com idade de 630 Ma, em temperaturas de 820°C e pressão de 4,5 kbar segundo Brito Neves et al., (1999). Janasi & Vasconcellos (1996) indicam temperaturas para o granada-biotita granito em torno de 730-780°C na porção centro-sul da *nappe* e inferiores a 700°C para corpos de leucogranitos que ocorrem mais a sul. Diversos autores relatam importante evento, relacionado ao ciclo brasileiro, cujo pico metamórfico se deu em torno de 610 a 630 Ma, em ambas as porções (Campos Neto et al., 2010; Martins et al., 2015; Rocha et al., 2017; Tedeschi et al., 2018).

A rocha estudada no âmbito deste trabalho faz parte da porção mais de topo da *Nappe* Socorro Guaxupé, compreendendo um migmatito aluminoso paraderivado, que em alguns mapas regionais é colocado em uma unidade, possivelmente mais antiga, denominada de Grupo Itapira, possivelmente do Paleoproterozoico (Texeira et al., 1991).

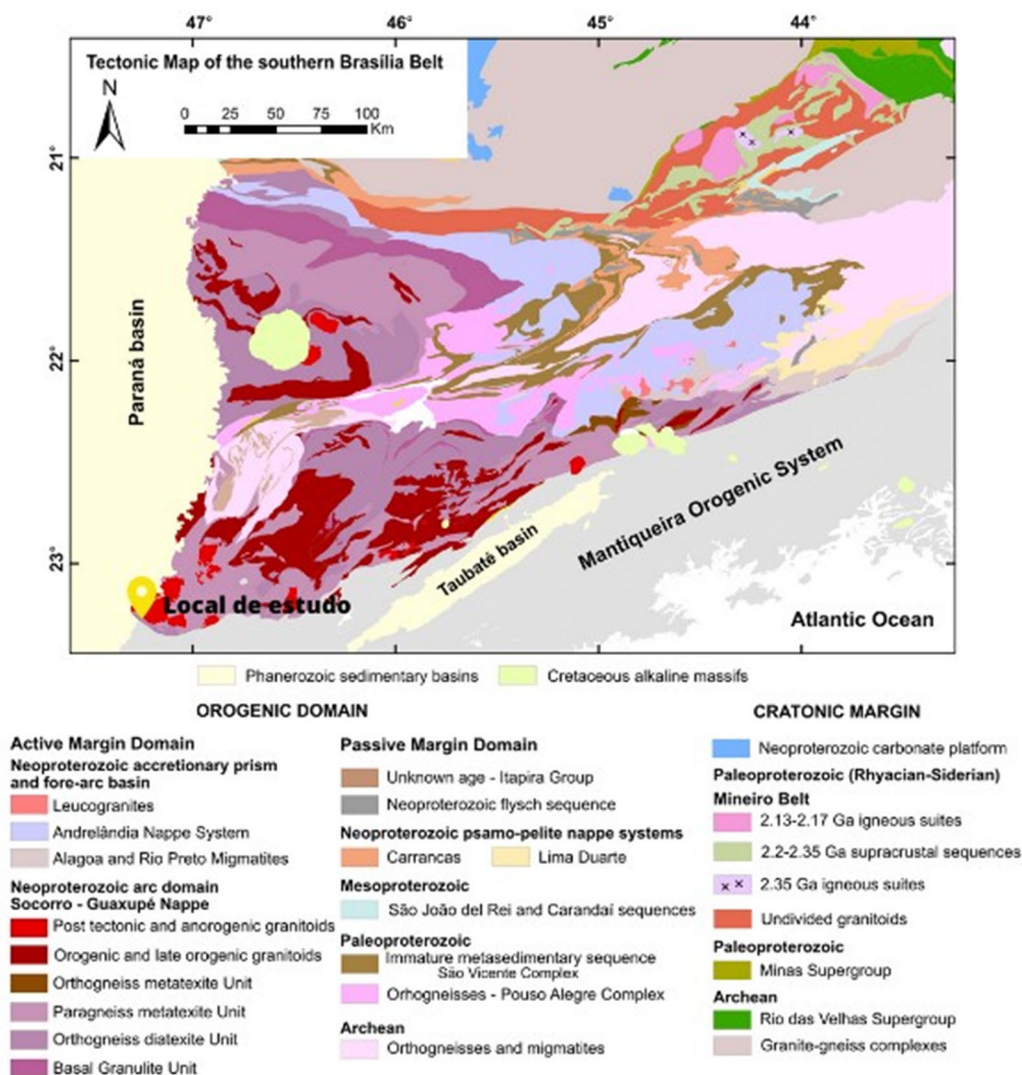


Figura 08: mapa do Orógeno Brasília Sul com localização do afloramento estudado neste trabalho indicada, extraído de Cioffi et al. (2016).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

As atividades deste trabalho incluíram: (i) revisão bibliográfica, feita através da biblioteca do Instituto de Geociências da USP e de sites como Google Acadêmico, Scopus entre outros; (ii) trabalho de campo, para descrição macroscópica e coleta de amostras; (iii) descrição da petrografia através lâminas delgadas; (iv) investigação da deformação através de EBSD; e (v) datação através do método Rb-Sr.

Para a descrição petrográfica foram produzidas lâminas delgadas com 30µm de espessura, analisadas no microscópio de luz transmitida do Laboratório de Microscopia do IGc-USP. Na petrografia, os elementos de fábrica de cada lâmina foram reconhecidos assim como sua mineralogia, suas microestruturas particulares, suas feições de deformação, sua ordem de cristalização, proporções modais, minerais acessórios e texturas de reação.

Os materiais e métodos utilizados para o EBSD e a para a datação Rb-Sr serão expostos nas seções a seguir.

4.1 EBSD

A técnica de *electron backscatter diffraction* (EBSD) também foi aplicada no material para estudo da deformação, utilizada para o reconhecimento de orientação preferencial de retículo (na sigla em inglês LPO) em quartzo. Para isto, foram produzidas três lâminas delgadas, cortadas paralelamente ao plano cinemático, que foram preparadas e analisadas no laboratório da Universidade de Curtin, Austrália, pelo Dr. Bruno Ribeiro.

Estas lâminas foram polidas por quatro horas em um *Buhler VibroMet II*, usando uma solução de sílica coloidal de 0,05 µm (a base de etilenoglicol), com aplicação de uma fina camada com 2,5 µm de espessura de carbono, para mitigar o carregamento elétrico da amostra. Condições analíticas incluíram voltagem de 20 keV, corrente de feixe de 1 nA, distância de trabalho de 20 mm, 70° de inclinação da amostra e tempo de exposição de 15 a 20 ms. Os dados obtidos foram processados através do programa AZtecCrystal 2.1.

4.2 Geocronologia de Rb-Sr *in situ* na biotita

As datações, assim como os dados de EBSD, também foram obtidas pelo Dr. Bruno Ribeiro na Universidade de Curtin. Isótopos de Rb-Sr foram coletados *in situ* nas biotitas em seções delgadas polidas, com configuração analítica incluindo um excimer laser RESOLUTION 193 nm ArF, com célula de amostra Laurin Technic S155 acoplada a um espectrômetro de massa triplo quadrupolo Agilent 8900 no modo MS/MS e usando o óxido nitroso como gás de reação na célula de colisão (Cheng et al., 2008; Hogmalm et al., 2017; Zack & Hogmalm, 2016). As condições analíticas estão descritas na **Figura 09**, seguindo método descrito por outros pesquisadores (Liebmann et al., 2022; Olierook et al., 2020; Ribeiro et al., 2023).

A redução de dados foi conduzida no Iolite 4 (Paton et al., 2011) usando um esquema interno de redução de dados adaptado de Redaa et al. (2021). As idades e idades Rb-Sr foram calculadas usando o modelo de máxima verossimilhança em IsoplotR (Vermeesch, 2018) com a constante de decaimento ^{87}Rb de Villa et al. (2015). As idades e as incertezas são apresentadas com dois erros padrão da média (dois sigmas), com propagação e correlação de erros seguindo Rosel & Zack (2022). Isócronas inversas de Rb-Sr são usadas para minimizar a correlação de erro extremo seguindo Li e Vermeesch (2021).

Configurações analíticas	Agilent 8900 ICP-MS
	Rb-Sr in situ
Sistema laser	ASI RESOLUTION
Comprimento de onda (nm)	193
Taxa de repetição (Hz)	5
Fluência de laser (J/cm ²)	2,5
Tempo de ablação (s)	60
Tamanho do spot (µm)	75
Taxa de fluxo de He (mL/min)	320
Gás de arraste He (L/min)	0,32
Gás de arraste Ar (L/min)	1
Adição de N ₂ (L/min)	1,2
Gás de reação na célula de colisão	30% N ₂ O em He

Figura 09: Tabela resumindo as condições analíticas para obtenção de isótopos de Rb-Sr.

Foram utilizadas como material de referência as biotitas de LaPosta e Mount Dromedary, segundo trabalho de Rösel e Zack (2022).

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Descrição do afloramento

O afloramento estudado neste trabalho está situado na Rodovia Engenheiro Herculano de Godoy Passos, em um corte de estrada entre os quilômetros 2 e 3, entre as cidades de Salto e Itu, no estado de São Paulo, a cerca de 100 km da capital.

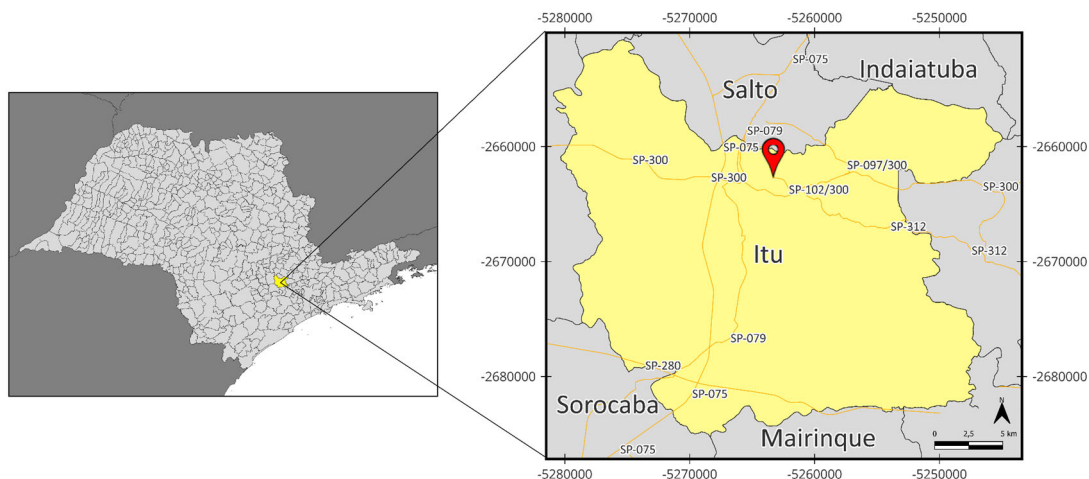


Figura 10: Mapa mostrando a localização do afloramento.

Trata-se de um paredão que aparece em ambos os lados da estrada, está em boas condições, com rocha fresca e boa visibilidade. Tem cerca de 80 metros de extensão por até 10 metros de altura no meio, ponto mais alto, afinando para os lados.

A rocha que aflora é um metatexito estromático com variados graus de milonitização. A foliação aparece mais horizontalizada e relativamente regular para a porção norte do afloramento, sendo que na porção sul há uma importante zona de cisalhamento, onde a foliação tem orientação mais irregular e, então, completamente verticalizada. Há porções ultramiloníticas concentradas nas proximidades da falha, mas que também aparecem em bandas ao longo de todo o afloramento.

O leucossoma aparece como veios de espessura centimétrica, concordantes com a foliação, contínuos e com contato com o resíduo bem definido, comumente com *selvedge* que o separa do resíduo (**Figura 11A-F**). Em menor frequência ocorre formando veios discordantes da foliação ou como bolsões centimétricos a decimétricos com contato difuso (**Figura 11G-I**).

A mineralogia do leucossoma é dada por feldspatos e quartzo, de granulometria média a grossa. Tem como fase peritética granada, que está presente também no resíduo, que é euédrica, com 0,5 a 1 cm e ocorre na parte mais a norte do afloramento. A maior parte da granada, no entanto, está envolvida por biotita e clorita e forma pseudomorfos de coloração esverdeada a preta (**Figura 11H**).

O resíduo é mesocrático, está bem foliado e é composto por biotita, feldspatos e quartzo. A granulometria varia fortemente com a deformação, de muito fina a média, nas porções mais e menos milonitizadas, respectivamente.

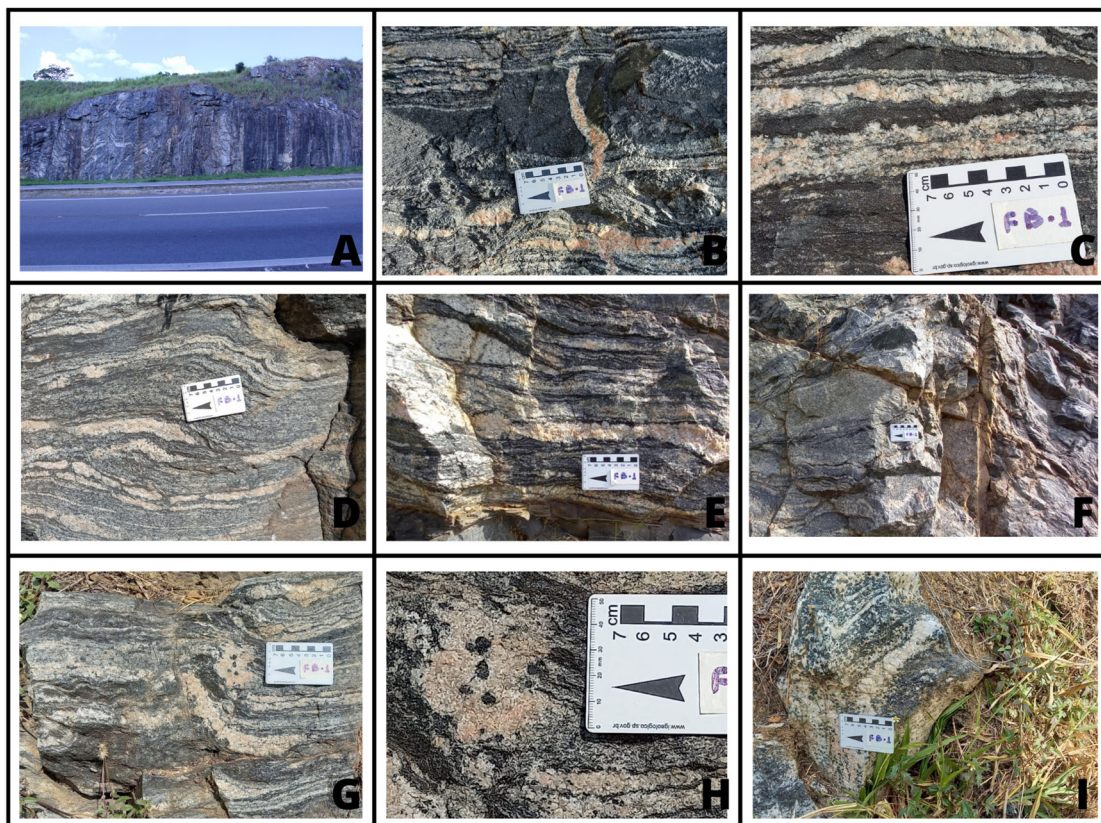


Figura 11: fotografias do afloramento: **A-** visão geral que ilustra a variação da foliação ao longo do corpo. **B-** veio leucocrático discordante da foliação do resíduo ultramilonítico. **C-** detalhe do resíduo ultramilonítico. **D e E-** veios de leucossoma concordantes com a foliação, com *selvedge* entre resíduo e leucossoma. **F-** porção protomilonítica, à intensidade menor da deformação se deve a coloração mais clara. **G-** bolsão centimétrico de leucossoma com contato difuso e granada peritética. **H-** detalhe da granada peritética de coloração preta. **I-** bolsão decimétrico de leucossoma com profusão de granadas peritéticas.

A presença não pervasiva da granada, fase rica em alumínio, indica um protolito metassedimentar com variação de composição ao longo do afloramento (metapelito a metagrauvaca), fundido na fácies anfíbolito. O estudo detalhado da petrografia possibilita o melhor reconhecimento das fases minerais presentes e, conseqüentemente, uma interpretação mais aprofundada das condições de formação da rocha em questão.

5.2 Petrografia

Foram confeccionadas 18 seções delgadas de amostras do afloramento para descrição da petrografia, escolhidas de modo que contivessem tanto leucossoma quanto resíduo. De modo geral, elas podem ser separadas em três grupos: menos deformadas (protomilonitos) com ou sem *selvedge* bem formado e mais deformadas (milonito a ultramilonito).

5.2.1 Descrição petrográfica

As lâminas com as rochas menos deformadas são melhores para descrever mineralogia e relações petrográficas, nelas é observado resíduo foliado (**Figura 12C-D**), em geral com cristais subédricos, quartzo intersticial e biotita marcando a foliação gerando textura grano-lépidoblástica, com granulometria fina e composição granodiorítica, e índice de cor de 30-40%. O leucossoma (**Figura 12A**) é deformado e de textura granoblástica com cristais de feldspatos sub-euédricos e quartzo intersticial, granulometria média e composição granítica, com eventuais aglomerados de biotita euédrica, com índice de cor entre 5 e 10%.

Tem como acessórios frequentes zircão, monazita e apatita, como cristais muito finos e euédricos. Aparece mais ocasionalmente titanita (euédrica) e epidoto (subédrico a anédrico), com granulometria muito fina a fina. Há ainda os minerais opacos, que apresentam comportamento variado, de muito finos a finos, de euédricos (quadrangulares) a amorfos, presentes de maneira pervasiva nas lâminas.

Os feldspatos, tanto plagioclásio quanto feldspato potássico, apresentam alteração na forma de sericitização e saussuritização, mais ou menos intensa e, dependendo da lâmina, e que afeta mais o feldspato potássico (**Figura 12B**). Nos cristais que estão menos alterados é possível notar geminação polissintética ou carlsbad e ocasionalmente apresentam mirmequita, quando os dois feldspatos estão em contato. Não raro os grãos contêm inclusões arredondadas.

A biotita tem pleocroísmo pronunciado, de marrom verde-pálido a marrom escuro, com halos pleocróicos ao redor de grãos de zircão ou monazita, e está substituída por clorita, principalmente em fraturas e nas bordas. O quartzo sempre aparece de maneira intersticial, está deformado com extinção ondulante.

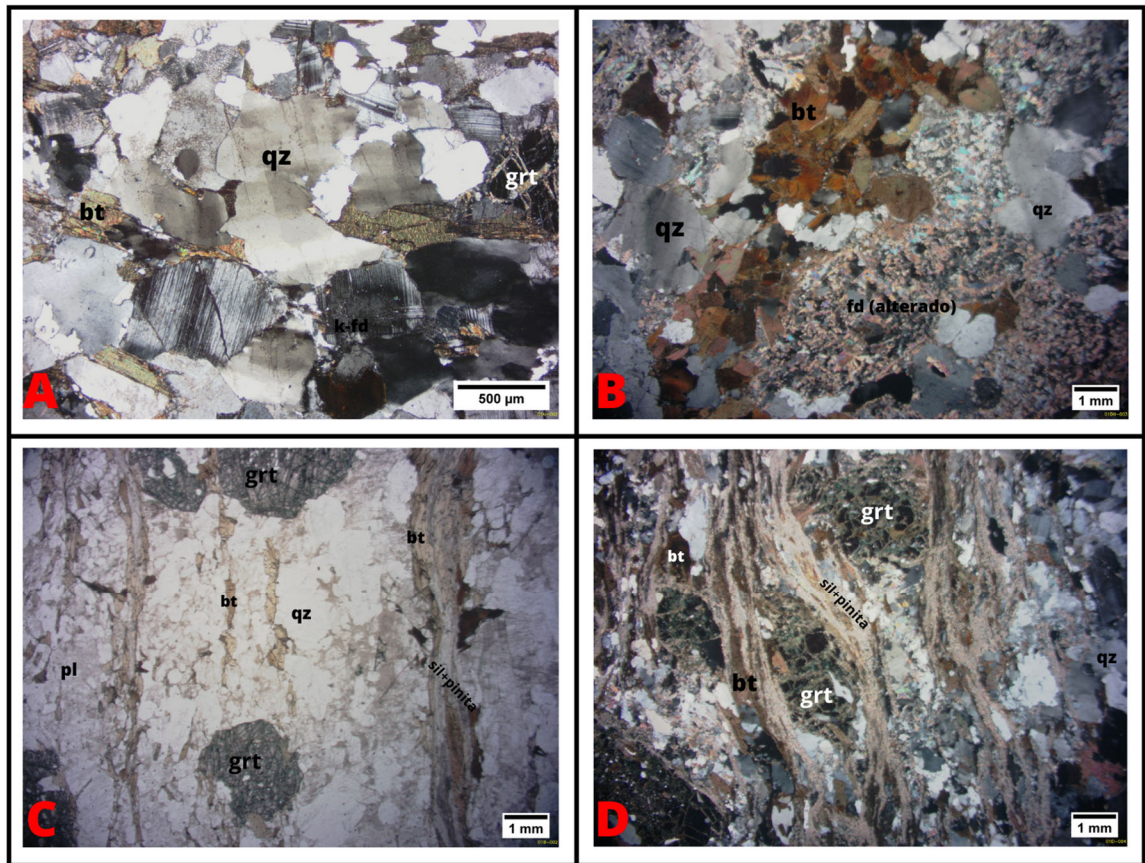


Figura 12: microfotografias das lâminas menos deformadas: **A-** leucossoma com quartzo com extinção ondulante, feldspato potássico alterado e biotita. **B-** biotita no leucossoma, grão de feldspato muito alterado. **C-** resíduo de quartzo e plagioclásio, com *selvedge* de biotita, silimanita e pinita no contato com o leucossoma e granada alterada pela clorita. **D-** fotografia com polarizadores cruzados mostrando resíduo com granada e associação de biotita, sillimanita e pinita.

Nas amostras que contém *selvedge* (**Figura 12 C-D**), que ocorre como uma faixa milimétrica no limite entre leucossoma e resíduo, este é composto por silimanita, cordierita (intensamente substituída por pinita), biotita e granada, que ocorre também no resíduo e no leucossoma. No geral, com granulometria média, exceto silimanita que é muito fina, e euédrica, e cordierita, xenoblástica. Feições semelhantes ocorrem ao longo do resíduo, com as mesmas características, mas de espessura ligeiramente mais fina.

A granada ocorre associada com biotita e sillimanita, apresenta inclusões no centro dos grãos, e em alguns locais contém sombras de deformação. Como a biotita, está intensamente substituída por clorita.

Silimanita aparece como cristais finos, na região mais de borda do *selvedge*, intercrescida com biotita e cordierita. A biotita no *selvedge* está como no restante da rocha, subédrica a euédrica e com pleocroísmo intenso, mas com a granulometria ligeiramente mais grossa.

A cordierita (**Figura 13**), em lâmina, muito se assemelha ao quartzo e aos feldspatos, sendo difícil separá-la sobretudo do feldspato potássico. No entanto, o contexto

da paragênese, a ocorrência de pinita, sua alteração característica, e a presença de feições que se assemelham a halos pleocroicos (na pinita e nestes minerais incolores) são fortes indicativos de que esta fase é de fato cordierita.

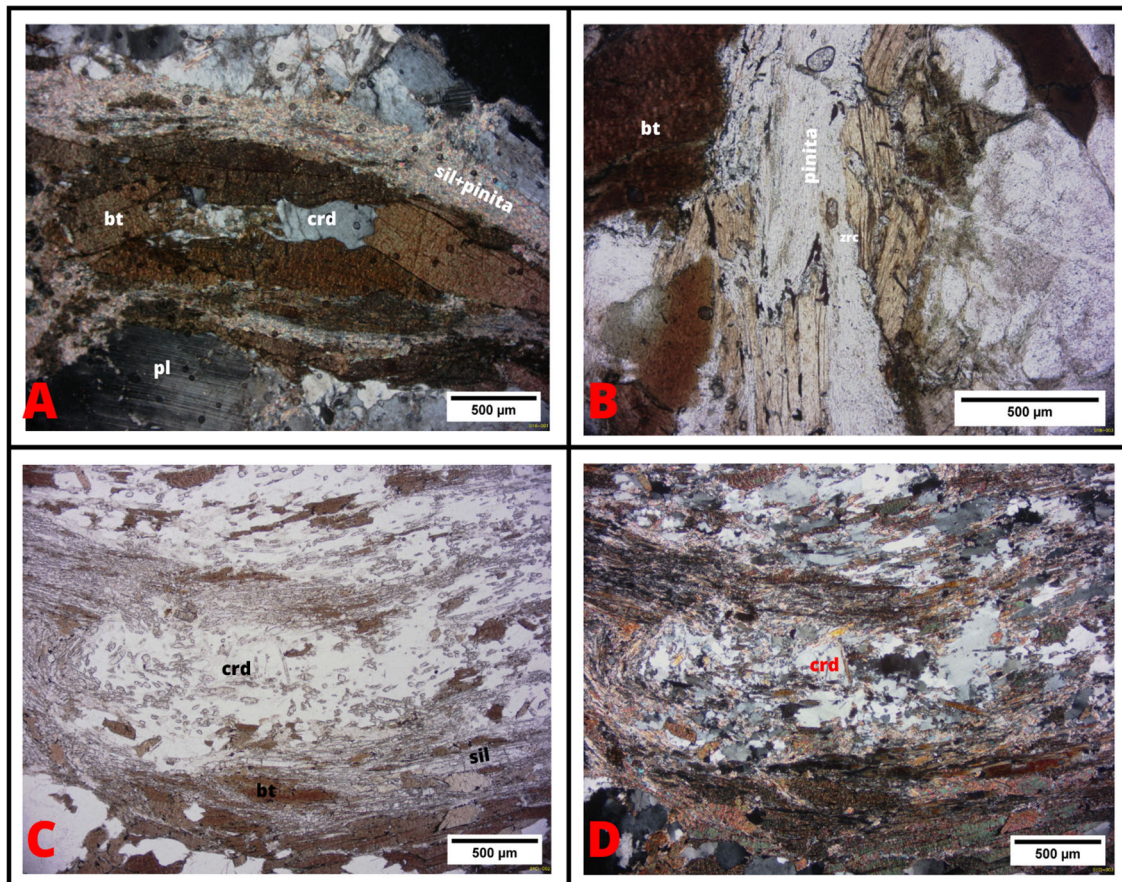


Figura 13: microfotografias da cordierita: **A-** cordierita entre grãos de biotita. **B-** pinita, alteração da cordierita, com grão de zircão com halo pleocroico incipiente. **C e D-** cordierita no selvedge sendo consumida por sillimanita e biotita, ainda está sofrendo pinitização.

5.2.1 Deformação

As lâminas com as rochas mais deformadas contêm a mesma mineralogia descrita acima, porém com ausência de qualquer resquício do *selvedge* e de cordierita, granada e sillimanita.

Nelas o quartzo ocorre intensamente deformado, com migração de borda de grão (GBM) e também formando *ribbons* no resíduo. Os feldspatos ocorrem com grãos arredondados, ou porfiroclastos do milonito (**Figura 15D-F**). Frequentemente têm extinção ondulante e em porções protomiloníticas, geralmente no leucossoma, é possível observar que estão microfraturados e até com *bulging* (**Figura 15A-C**).

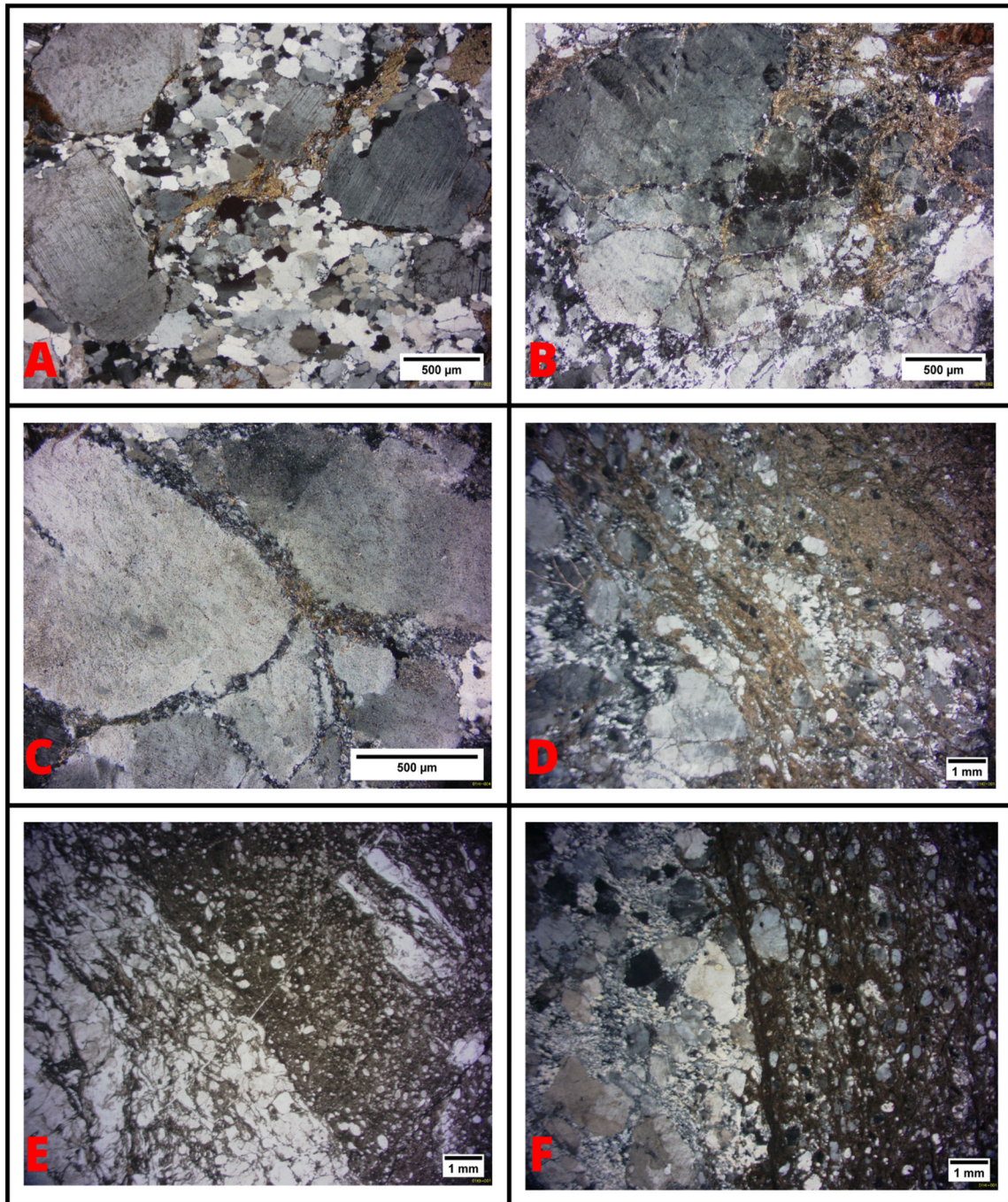


Figura 15: microfotografias das lâminas com rocha mais deformada: **A-** quartzo com migração de borda de grão. **B-** feldspato potássico microfraturado e com extinção ondulante. **C-** detalhe de grãos de feldspato potássico com *bulging*. **D-** banda ultramilonítica com porfiroclastos de feldspato e ribbons de quartzo recristalizado no resíduo. **E-** contraste de índice de cor entre leucossoma (esquerda) e resíduo (direita), *ribbons* de quartzo no resíduo no canto superior direito. **F-** contraste entre resíduo milonítico e leucossoma protomilonítico.

A deformação pode afetar resíduo e leucossoma de maneiras diferentes, em alguns casos ambos são milonitos apenas com diferença na quantidade de minerais máficos. Mas estão também lado a lado, leucossoma protomilonítico e resíduo milonítico a ultramilonítico (**Figura 15F**).

O processo que deformou estas rochas atuou tanto sobre o leucossoma quanto sobre o resíduo, de maneira que o que causa esta diferença de produtos é simplesmente a diferença de composição e textura original entre as porções, o leucossoma tem grãos maiores do que o resíduo, que resulta em grãos maiores também no produto deformado.

De modo geral, os grãos de feldspatos apresentam mais texturas de deformação no leucossoma (microfraturas e *bulging*), enquanto os do resíduo apresentam apenas extinção ondulante. Isto está relacionado ao fato de que grãos maiores são menos resistentes à deformação, como evidenciado pela equação experimental de Hall Petch:

$$\sigma = \sigma_0 + kd^{-1/2}$$

Onde σ é o limite de escoamento, σ_0 é a resistência intrínseca, k é o coeficiente de resistência e d é o tamanho do grão, sendo σ_0 e k constantes (White et al., 1980; Passchier & Trouw, 2005).

A migração de borda de grão (GBM) de quartzo indica condições de deformação de médio a alto grau, com ao menos 550 °C (Passchier & Trouw, 2005; Stipp et al., 2002), que são confirmadas pelo *bulging* e microfraturamento dos feldspatos, registrados em temperaturas entre 450 e 650 °C (Passchier & Trouw, 2005).

5.3 EBSD

A técnica de EBSD (*Electron Backscatter Diffraction*) foi aplicada para três amostras, os resultados obtidos estão expostos nas **Figuras 16, 17 e 18**.

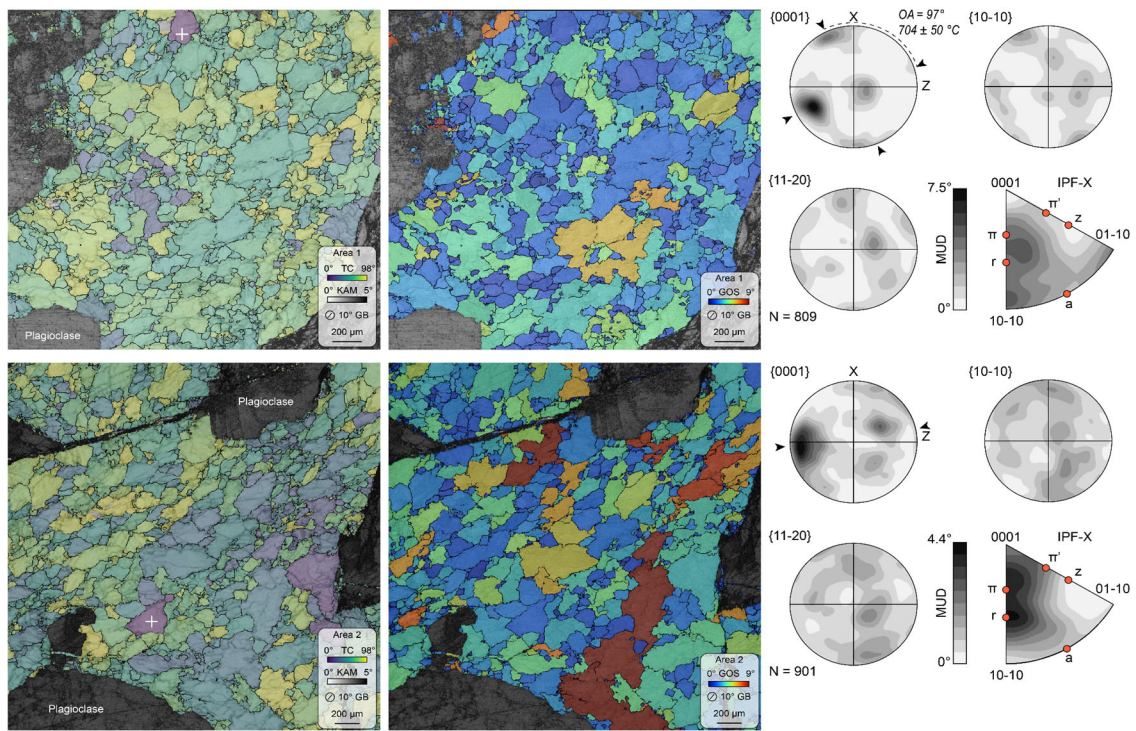


Figura 16: mapas de quartzo, incluindo controle textural relativo (TC), desorientação média de núcleo (KAM) e espalhamento de orientação de grão (GOS), e figuras de polo da amostra FB-01E. As áreas 1 e 2 foram mapeadas usando um tamanho de passo de 4 μm e 5 μm , respectivamente. Os sistemas de deslizamento de quartzo indicados na figura de polo invertido (IPF-X) seguem Neumann (2000). As setas pretas no CPO de quartzo indicam a concentração máxima do eixo c. As temperaturas foram inferidas a partir do ângulo de abertura de quartzo, baseadas na calibração de Faleiros et al. (2016).

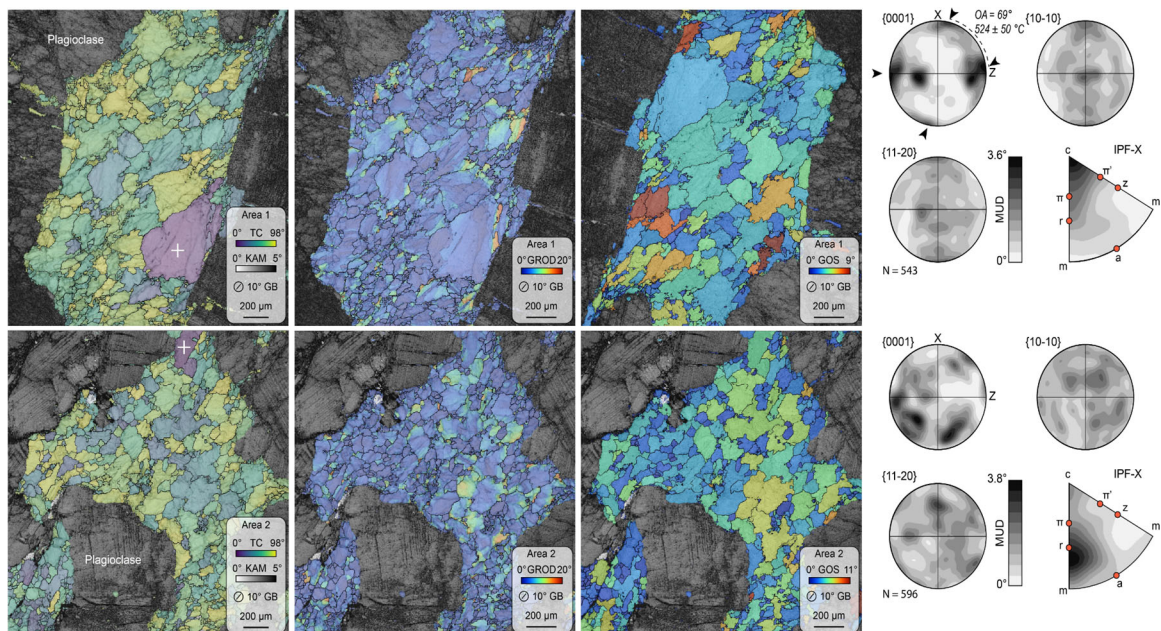


Figura 17: mapas de quartzo, incluindo controle textural relativo (TC) desorientação média de núcleo (KAM), desvio de orientação de referência de grão (GROD) e espalhamento de orientação de grão (GOS), e figuras de polo da amostra FB-01F. Ambas as áreas foram mapeadas usando um tamanho de passo de 6 μm . Os sistemas de deslizamento de quartzo indicados na figura de polo invertido (IPF-X) seguem Neumann (2000). As setas pretas no CPO de quartzo indicam a concentração máxima do eixo c. As temperaturas foram inferidas a partir do ângulo de abertura de quartzo, baseadas na calibração de Faleiros et al. (2016).

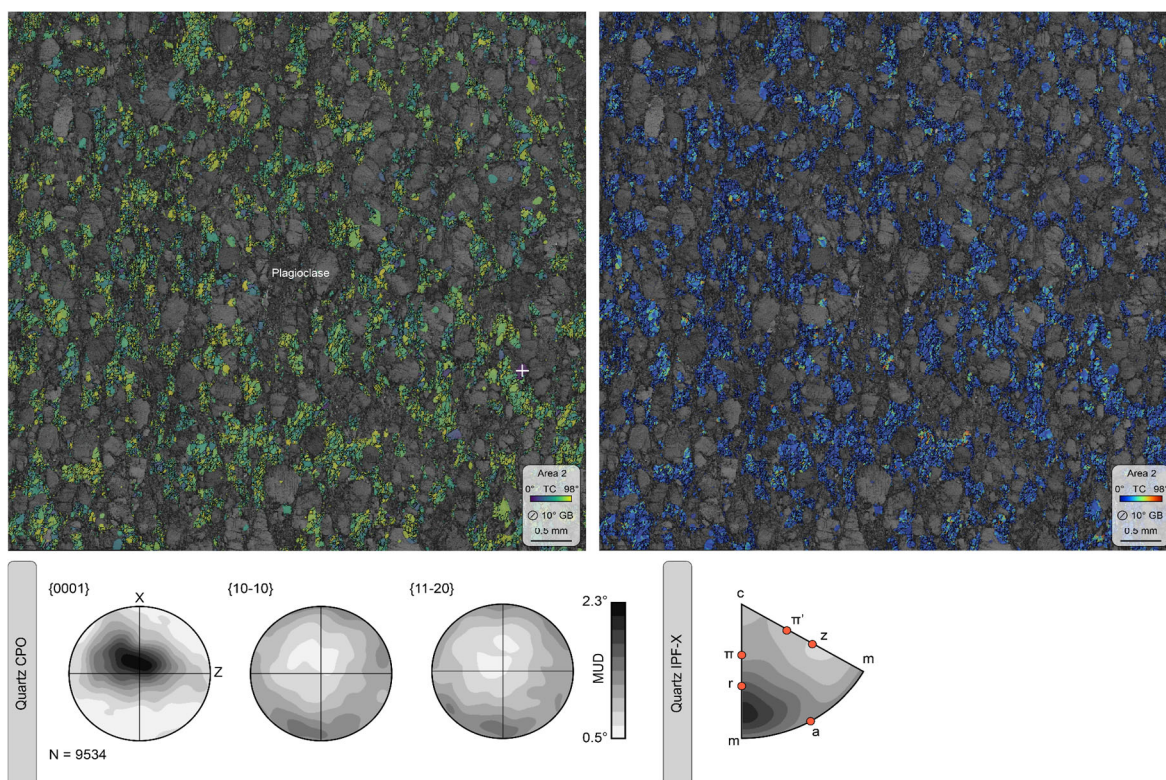


Figura 18: mapa de controle textural relativo (TC) de quartzo e figuras de polo da amostra FB-01K. A área foi mapeada usando um tamanho de passo de 4 μm . Os sistemas de deslizamento de quartzo indicados na figura de polo invertido (IPF-X) seguem Neumann (2000).

Os gráficos de CPO de quartzo indicam deformação ocorrida em temperatura alta, inferida de $704 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ (**Figura 16**) e $524 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ (**Figura 17**), para as amostras FB-01E e FB-01F, respectivamente, calculadas a partir do ângulo de abertura com base na calibração de Faleiros et al. (2016). O gráfico obtido para a amostra FB-01K na **Figura 18** apresenta uma concentração maior ao redor do eixo c, com o qual não é possível efetuar o cálculo da temperatura a partir do ângulo de abertura, porém, o resultado indica deformação não coaxial ocorrida em alta temperatura (Neumann, 2000; Hunter et al., 2018).

A maioria das figuras de polo invertido têm espalhamento grande, indicando uma situação complexa com ativamento de vários planos de escorregamento. A figura da área 1 da amostra FB-01F (**Figura 17**) mostra um máximo concentrado em torno de c e r, indicando escorregamento na direção do eixo a e nos planos basais e romboédricos.

Os mapas de EBSD, principalmente os das **Figuras 16 e 17**, mostram bem a textura de migração de borda de grão, sendo que os de GOS (espalhamento de orientação de grão) ressaltam os grãos mais deformados em vermelho e apresentam máximo baixo, entre 9° e 11° , indicando baixa energia interna (Ribeiro et al., 2023). Já os mapas de GROD (desvio de orientação de referência de grão) mostram a deformação intragranular intensa

dos cristais, ambas características condizentes com o contexto de deformação milonítica, com recristalização completa dos grãos de quartzo.

5.4 Geocronologia de Rb-Sr *in situ*

Os resultados da geocronologia de Rb-Sr *in situ* na biotita estão expostas nas Figuras 19 e 20.

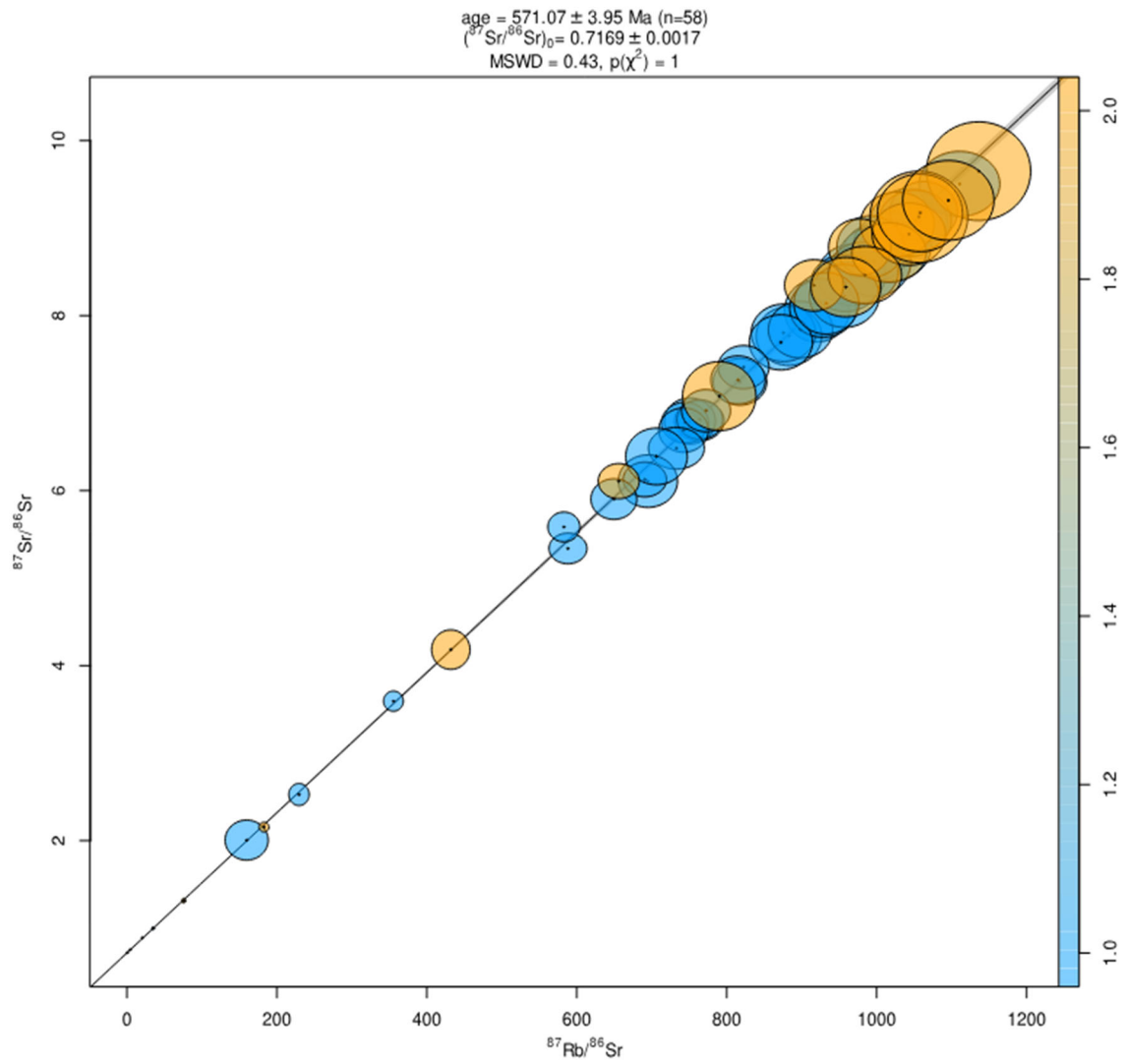


Figura 19: Isócrona constando os resultados da geocronologia de Rb-Sr *in situ* nas biotitas da amostra FB-01F, com idade de 571,07 ± 3,95 Ma.

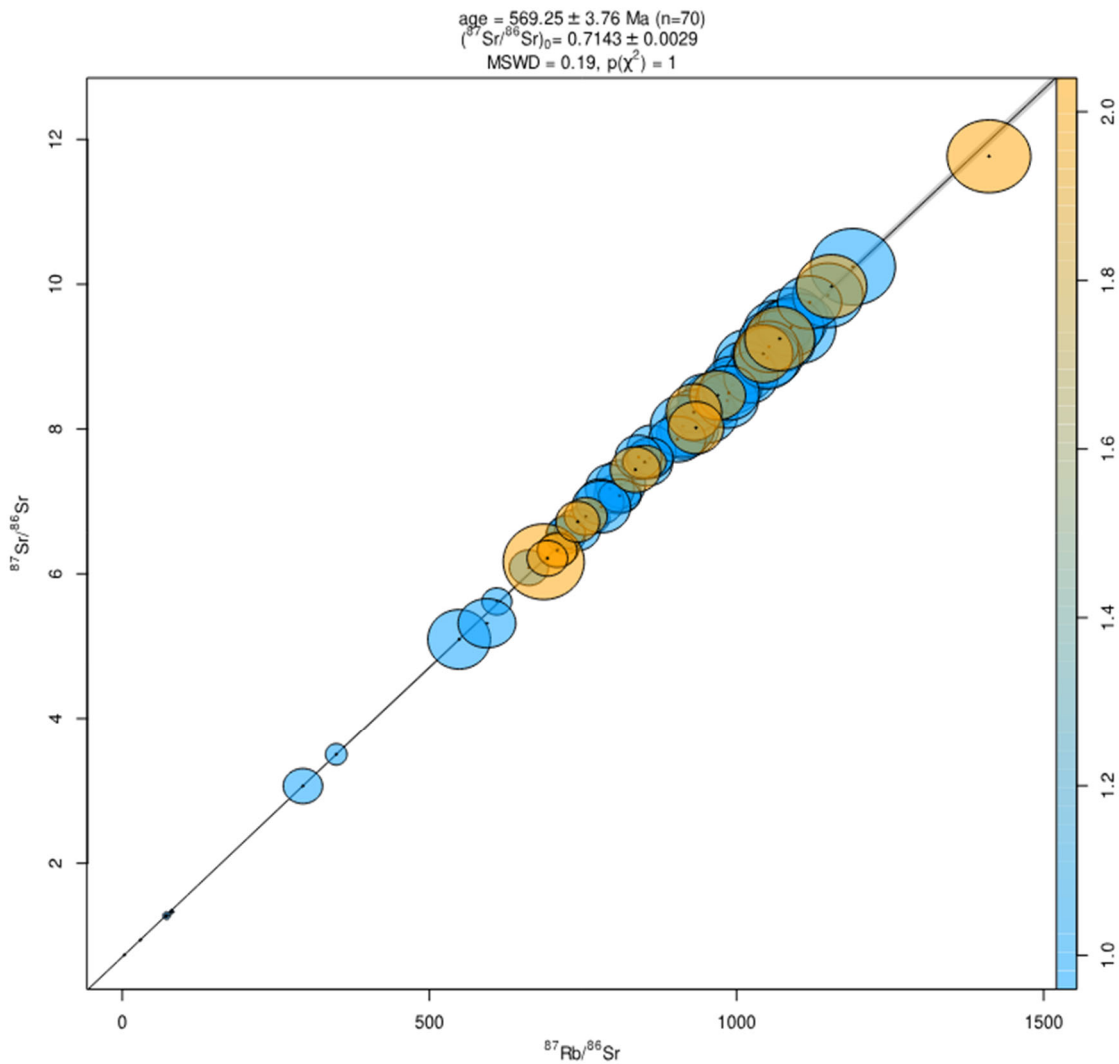


Figura 20: Isócrona mostrando os resultados da geocronologia de Rb-Sr *in situ* em biotita da amostra FB-01E, com idade de 569,25 ± 3,76 Ma.

Foram obtidas razões Rb-Sr para as biotitas tanto na banda cisalhada (em azul) quanto na matriz (laranja), nota-se que a isócrona obtida para ambas é a mesma, indicando uma idade para o evento de deformação, que foi pervasivo e apagou as idades do protolito. As idades obtidas nas duas amostras são 571,07 ± 3,95 Ma e 569,25 ± 3,76 Ma, ambas idênticas dentro das incertezas. Ressalta-se também o bom espalhamento das razões obtidas, contribuindo para um resultado com erro pequeno.

A idade médio-ediacarana obtida pelo método é compatível com as idades do Ciclo Brasileiro, em um momento mais tardio destes eventos de orogênese chamada de Brasileiro III (ou Pulso 3), no qual predomina uma tectônica tardia e eventos anorogênicos, com magmatismo de escape e tectônica de *foreland* (Almeida et al., 1973, Silva et al., 2005, Neves et al., 2014).

6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 Petrogênese

A paragênese observada nas lâminas indica que o pico metamórfico ocorreu no campo da fusão parcial com a reação envolvendo quartzo em excesso:



Esta é uma reação que se dá na fácies anfibolito superior, limite com a fácies granulito, em temperaturas entre 750 e 850 °C e pressão entre 4 e 5 kbar (Johnson et al., 2021; Weinberg & Hasalová, 2015; Brown, 2013), mas que dependendo da composição da rocha, pode chegar até 9 a 10 kbar (Spear et al., 1999). As microestruturas presentes no *selvedge*, porção retrometamórfica que ocorre no contato entre leucossoma e resíduo (Sawyer, 2008; White & Powell, 2010), suportam esta reação.

Biotita e sillimanita estão nas bordas, com cordierita concentrada no meio, o que indica que as primeiras isolam a segunda, interrompendo a reação com uma barreira física e resguardando relíquias de cordierita. A granada, quando no *selvedge*, ocorre intensamente substituída por biotita (**Figura 14**).

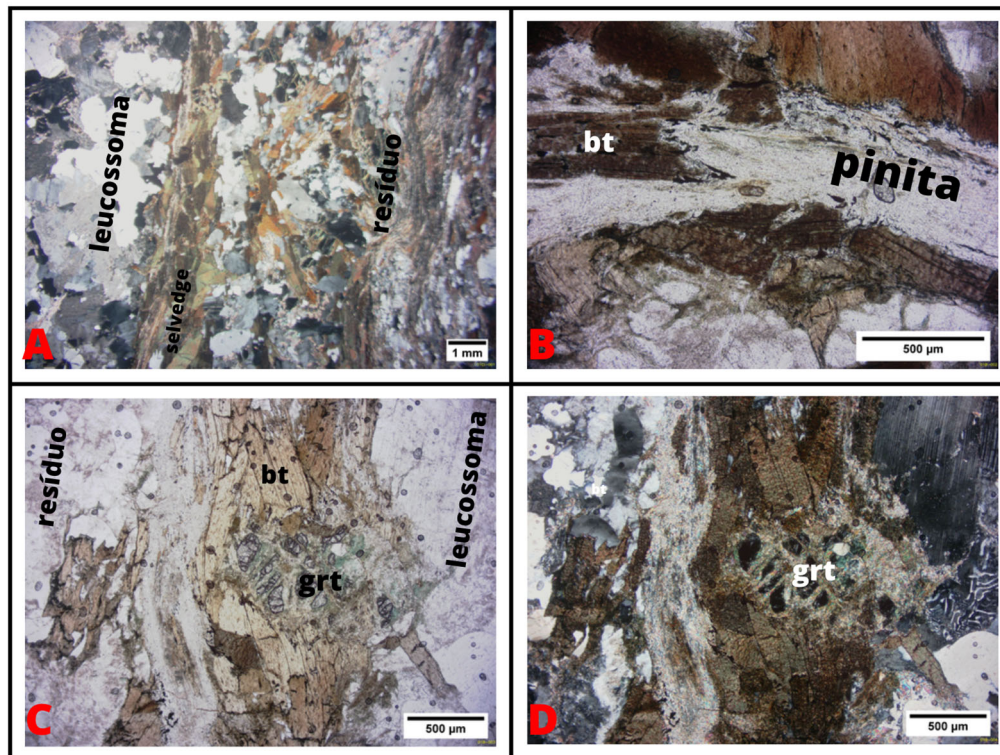


Figura 14: microfotografias do *selvedge*: **A-** *selvedge* marca o contato entre resíduo e leucossoma, nota-se a disposição com biotita nas bordas e sillimanita e pinita no centro. **B-** detalhe do *selvedge* com biotita e pinita. **C-** granada no *selvedge* intensamente substituída por biotita. **D-** mesma posição de C, mas com os polarizadores cruzados, nota-se a presença de um raro grão de mirmequita no leucossoma.

Salienta-se a intensa alteração retrometamórfica / hidrotermal da rocha, com clorita sobre biotita e granada, saussuritização e sericitização dos feldspatos e pinitização da cordierita.

6.2 Deformação

As texturas de GBM de quartzo e bulging de feldspato indicam uma deformação ocorrida em temperatura (T) alta, confirmadas pelo EBSD, que apontou que foram alcançados pelo menos 704 ± 50 °C, sendo que a T mais baixa foi de 524 ± 50 °C. Ou seja, percebe-se que a deformação se deu num intervalo de T grande, entre aproximadamente 750 e 475 °C, e que as feições geradas por este evento de T mais alta não foram obliteradas pelos eventos de T mais baixa, que são observados nas lâminas na alteração dos minerais relacionada ao hidrotermalismo, com substituição da biotita e granada por clorita, cordierita por pinita e feldspatos e sillimanita por sericita.

Os mapas de GOS, obtidos a partir do EBSD, mostram recristalização completa dos grãos de quartzo, indicadas pela distribuição homogênea dos ângulos e o máximo baixo, de até 11°. A datação obtida a partir das micas deformadas e recristalizadas, através do método Rb-Sr *in situ* nas biotitas, indica que a deformação se deu até o Ediacarano, final do Neoproterozoico, com idade de 570 ± 4 Ma, correspondendo com a idade dos eventos de orogênese do Ciclo Brasileiro tardio.

7. CONCLUSÃO

A rocha do afloramento estudado, pertencente a uma das unidades de topo da *Nappe* Socorro-Guaxupé, é um metatexito estromático paraderivado com resíduo granodiorítico com biotita e sillimanita, leucossoma granítico e granada e cordierita como fases peritéticas, indicando uma reação de fusão com consumo de sillimanita, biotita, plagioclásio e quartzo gerando líquido, granada, cordierita e feldspato potássico, reação típica de fusão por desidratação, que se dá com temperatura entre 750 e 850 °C e pressão entre 2 e 9 kbar. Estes resultados são compatíveis com a bibliografia para a região, Brito Neves et al. (1999) também indicam metamorfismo de baixa pressão nesta faixa de temperatura para os migmatitos de topo da *nappe* Socorro-Guaxupé.

As rochas foram deformadas posteriormente durante o Ciclo Brasileiro tardio, no ediacarano em 570 ± 4 Ma, formando milonitos. Sendo que as idades obtidas pelo método Rb-Sr correspondem apenas à deformação ocorrida durante o período de resfriamento do sistema, e não ao pico metamórfico que tem idade de pico indicada na bibliografia entre 610 e 630 Ma (Campos Neto et al., 2010).

Nota-se a presença de protomilonito adjunto a ultramilonito, esta feição está relacionada a característica heterogênea tanto da deformação em si, quanto do migmatito, no qual o leucossoma tem granulometria maior enquanto a do resíduo é menor, e que, portanto, respondem de maneira distinta à deformação.

Esta deformação se deu em alta temperatura, indicada pela migração de borda de grão de quartzo e *bulging* de feldspato, com temperatura calculada de 520 a 750 °C através do ângulo de abertura do CPO de quartzo. Nas lâminas são observadas diversas feições de deformação de mais baixo grau ligadas ao hidrotermalismo, mas que, como indicado pela temperatura calculada, não sobrepueram completamente o evento de deformação de alta temperatura.

Os dados levantados permitem inferir que há uma importante falha presente no afloramento, ainda não relacionada a outras grandes falhas da região. Ainda, os dados levantados não permitem associar as rochas investigadas a uma unidade específica, a não ser afirmar que seu cisalhamento ocorreu no Neoproterozoico.

BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., & Kawashita, K., 1973, The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In *The South Atlantic* p. 411-446. Boston, MA: Springer US.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A., 1981, Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17(1-2), p. 1-29.
- Ashworth, J. R., & McLellan, E. L., 1985, *Migmatites*, Boston, MA: Springer US, 302p.
- Bell, T.H. & Etheridge, M. A., 1973, Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, v. 6, n. 4, p. 337-348.
- Bellière, J., 1971, Mylonites, blastomylonites et domaines polymetamorphiques. *Annales de la Société géologique de Belgique*.
- Bohlen, S.R. & Mezger, K., 1989, Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Science*, v. 244 n. 4902, p. 326-329.
- Brito Neves, B. B., Neto, M. D. C. C., & Fuck, R. A., 1999, From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes Journal of International Geoscience*, v. 22(3), p. 155-166.
- Brown, M., 1973, The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 84, p. 371-IN2.
- Brown, M., 2013, Granite: From genesis to emplacement. *GSA bulletin*, v. 125(7-8), p. 1079-1113.
- Campos Neto, M.C. & Caby, R., 1999, Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the Sao Francisco Craton, Southeast Brazil. *Precambrian Research* v. 97, n. 1-2, p. 3-26.
- Campos Neto, M.C. & Caby, R., 2000, Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil; petrologic and structural constraints. *Tectonics*, v. 19, n. 4, p. 669-687.
- Campos Neto, M. D. C. C., Cioffi, C. R., Moraes, R., da Motta, R. G., Siga Jr, O., & Basei, M. A. S., 2010, Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, v. 180(3-4), p. 125-142.
- Cheng, P., Koyanagi, G. K., & Bohme, D. K., 2008, On the chemical resolution of the $^{87}\text{Rb}+$ (s_0)/ $^{87}\text{Sr}+$ (s_1) isobaric interference: A kinetic search for an optimum reagent. *Analytica chimica acta*, p. 627(1), v. 148-153.

- Cioffi, C. R., Neto, M. D. C. C., Moeller, A., & Rocha, B. C., 2016, Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research*, v. 275, p. 176-196.
- Delgado, I. D. M., Souza, J. D., Silva, L. D., Silveira Filho, N. D., Santos, R. A. D., Pedreira, A. J., ... & Heineck, C. A., 2003, *Geotectônica do escudo atlântico. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, cap. 5, p. 227-334.
- Eklund, O., Korsman, K., & Scheinin, B., 2010, Jakob Johannes Sederholm. *Lithos*, v. 116(3-4), p. 203-208.
- Faleiros, F. M., Moraes, R. D., Pavan, M., & Campanha, G. A. D. C., 2016, A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening-angle deformation thermometer. *Tectonophysics*, v. 671, p. 173-182.
- Fossen, H., Cavalcante, G. C. G., 2017, Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews*, v. 171, p. 434-455
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M. & Silva, L.J.H.D, 1994, Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. *Congresso Brasileiro de Geologia, SBG Balneário Camboriú*, v. 38, p. 215-216.
- Hogmalm, K. J., Zack, T., Karlsson, A. K. O., Sjöqvist, A. S., & Garbe-Schönberg, D., 2017, In situ Rb–Sr and K–Ca dating by LA-ICP-MS/MS: an evaluation of N₂O and SF₆ as reaction gases. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 32(2), p. 305-313.
- Hunter, N. J. R., Weinberg, R. F., Wilson, C. J. L., & Law, R. D., 2018, A new technique for quantifying symmetry and opening angles in quartz c-axis pole figures: implications for interpreting the kinematic and thermal properties of rocks. *Journal of Structural Geology*, v. 112, p. 1-6.
- Janasi, V. D. A., & Vasconcellos, A. C. B. C., 1996, Anatexia de crosta inferior e média e geração de granitos na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, SE do Brasil uma síntese preliminar. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, v. 18, p. 63-65.
- Janasi, V., 2002, Elemental and Sr–Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite–charnockite–granite series. *Precambrian Research*, v. 119(1-4), p. 301-327.
- Johnson, T., Yakymchuk, C., & Brown, M., 2021, Crustal melting and suprasolidus phase equilibria: From first principles to the state-of-the-art. *Earth-Science Reviews*, v. 221, p. .103778.
- Killick, A. M., 2003, Fault rock classification: an aid to structural interpretation in mine and exploration geology. *South African Journal of Geology*, v. 106(4), p. 395-402.
- Li, Y., & Vermeesch, P., 2021, Inverse isochron regression for Re–Os, K–Ca and other chronometers. *Geochronology*, v. 3(2), p. 415-420.

- Liebmann, J., Kirkland, C. L., Kelsey, D. E., Korhonen, F. J., & Rankenburg, K., 2022, Lithological fabric as a proxy for Rb–Sr isotopic complexity. *Chemical Geology*, v. 608, p. 121041.
- Martins, L., Janasi, V. D. A., & Vlach, S. R. F., 2015, Inherited monazite from Nazaré Paulista anatectic granite: implications from monazite age determinations and timing of high-grade metamorphism in the Socorro-Guaxupé Nappe (SE Brazil). In [Abstracts volume].
- Mehnert, K., 1968, *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier Publishing Company, segunda impressão, 393p.
- Motta, R.G., Fitzsimons, I.C.W., Moraes, R., Johnson, T.E., Schuindt, S., Benetti, B.Y., 2021, Recovering P–T–t paths from ultra-high temperature (UHT) felsic orthogneiss: an example from the Southern Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, v. 359, p. 106222.
- Neumann, B., 2000, Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *Journal of Structural Geology*, 22(11-12), 1695-1711.
- Neves, B. B. D. B., Fuck, R. A., & Pimentel, M. M., 2014, The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 493-518.
- Olierook, H. K., Rankenburg, K., Ulrich, S., Kirkland, C. L., Evans, N. J., Brown, S., ... & Darragh, M., 2020, Resolving multiple geological events using in situ Rb–Sr geochronology: implications for metallogensis at Tropicana, Western Australia. *Geochronology*, v. 2(2), p. 283-303.
- Passchier, C.W. & Trouw, R. A., 2005, *Microtectonics*: Springer Science & Business Media, 366p.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J., 2011, Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 26(12), p. 2508-2518.
- Pimentel, M. M., & Fuck, R. A., 1992, Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20(4), p. 375-379.
- Redaa, A., Farkaš, J., Gilbert, S., Collins, A. S., Wade, B., Löhr, S., ... & Garbe-Schönberg, D., 2021, Assessment of elemental fractionation and matrix effects during in situ Rb–Sr dating of phlogopite by LA-ICP-MS/MS: implications for the accuracy and precision of mineral ages. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 36(2), p. 322-344.
- Ribeiro, B. V., Kirkland, C. L., Kelsey, D. E., Reddy, S. M., Hartnady, M. I., Faleiros, F. M., ... & Clark, C., 2023, Time-strain evolution of shear zones from petrographically constrained Rb–Sr muscovite analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 602, p. 117969.

- Ribeiro, B. V., Kirkland, C. L., Finch, M. A., Faleiros, F. M., Reddy, S. M., Rickard, W. D., & Michael, I. H., 2023, Microstructures, geochemistry, and geochronology of mica fish: Review and advances. *Journal of Structural Geology*, p. 104947.
- Rocha, B. C. D., Moraes, R. D., Möller, A., Cioffi, C. R., & Jercinovic, M. J., 2017, Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to UPb geochronology. *Lithos*, v. 277, p. 337-355.
- Rösel, D., & Zack, T., 2022, LA-ICP-MS/MS Single-Spot Rb-Sr Dating. *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 46(2), p. 143-168.
- Sawyer, E., 1998, Criteria for the Recognition of Partial Melting. *Pergamon*, v. 23, p. 269-279.
- Sawyer, E., 2008, Atlas of Migmatites. *The Canadian Mineralogist*, special publication 9, 386p.
- Sederholm, J. J., 1907, Om granit och gnejs. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, v. 23, p. 1-110.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A., & Fletcher, I. R., 2005, The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, v. 136(3-4), p. 203-240.
- Spear, F. S., Kohn, M. J., & Cheney, J. T., 1999, P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 134(1), p. 17-32.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M., 2002, Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 200(1), p. 171-190.
- Tasco, L.H., & Moraes, R., 2019, Evaluation of the Contributions of Possible Sources to Leucosome of Diatexite of the Socorro-Guaxupé Nappe, In Alfenas Region, MG, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 49.
- Tedeschi, M., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Lanari, P., Novo, T., Pinheiro, M. A. P., ... & Peters, D., 2018, Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. *Precambrian Research*, v. 316, p. 103-126.
- Teixeira, A. L.; Boggiani, P. C. ; Fernandes, A. J.; Massoli, M.; Torres, C. De C.; Vieira, P. C., 1991, Mapa Geológico do Município de Itu (Anexo 2.1) e Mapa de Pontos de Descrições Geológicas e Geomorfológicas (Anexo 2.2). In: Instituto Geológico (SP). Subsídios do Meio Físico Geológico ao Planejamento do Município de Itu (SP).
- Thompson, A. B., 1982, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, v. 282(10), p. 1567-1595.
- Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493.

- Vernon, R.H., 2004, *A Practical Guide to Rock Microstructures*: Cambridge University Press, 606 p.
- Vernon, R. & Collins, W., 2015. Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, v. 16, p. 1126-1129.
- Villa, I. M., De Bièvre, P., Holden, N. E., & Renne, P. R., 2015, IUPAC-IUGS recommendation on the half life of ^{87}Rb . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 164, p. 382-385.
- Weinberg, R. F., & Hasalová, P., 2015, Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, v. 212, p. 158-188.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D., & Humphreys, F. J., 1980, On mylonites in ductile shear zones. *Journal of structural geology*, v. 2(1-2), p. 175-187.
- White, R. W., & Powell, R., 2010, Retrograde melt–residue interaction and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 28(6), p. 579-597.
- Wyllie, P. J., 1977,. Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*, v. 43(1-2), p. 41-71.
- Zack, T., & Hogmalm, K. J., 2016, Laser ablation Rb/Sr dating by online chemical separation of Rb and Sr in an oxygen-filled reaction cell. *Chemical Geology*, v. 437, p. 120-133.