

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**METAMORFISMO DE METAPELITOS E METAMARGAS DO GRUPO LAJEADO
NA AURÉOLA DE CONTATO DO GABRO DE APIAÍ, FAIXA RIBEIRA
MERIDIONAL**

Lucas Agostinho Milani

Orientador: Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2016 / 28)

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**METAMORFISMO DE METAPELITOS E METAMARGAS DO GRUPO LAJEADO
NA AURÉOLA DE CONTATO DO GABRO DE APIAÍ, FAIXA RIBEIRA
MERIDIONAL**

Lucas Agostinho Milani



Orientador: Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2016 / 28)

IGc-Instituto de Geociências



Metamorfismo de metapelitos e metamargas do Grupo
Lajeado na auréola de contato do gabro de Apiaí,
M27119

SÃO PAULO
2016

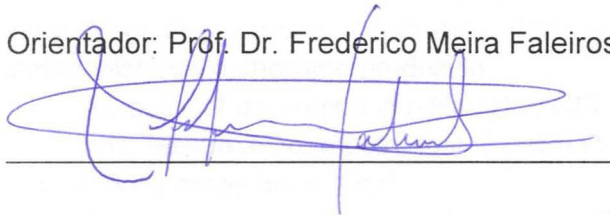
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**METAMORFISMO DE METAPELITOS E METAMARGAS DO GRUPO LAJEADO NA
AURÉOLA DE CONTATO DO GABRO DE APIAÍ, FAIXA RIBEIRA MERIDIONAL**

Lucas Agostinho Milani

Lucas Agostinho Milani

Orientador: Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2016 / 28)

SÃO PAULO
2016

Agradecimentos

O desenvolvimento deste trabalho e todo o restante da minha graduação só foram possíveis graças ao auxílio de apoio de várias pessoas, as quais sou profundamente grato. E já gostaria de me desculpar por não poder citar todos os nomes.

Primeiramente agradeço aos meus pais Valdir e Dilená, pelo apoio incondicional de vocês durante todos esses anos. Obrigado por terem me apoiado de diversas maneiras, em todas as decisões que tomei em minha vida e por sempre acreditarem em mim. Não cabe em palavras o meu sentimento por vocês. Agradeço também minha irmã Lais pelo incentivo e inspiração (queria ter a sua disciplina). Estendo meus agradecimentos aos meus avós Luzia e Eliseu, por terem me acolhido durante o começo da graduação.

Ao professor Dr. Frederico Meira Faleiros, pela orientação em todas as etapas deste trabalho, pelas discussões, revisões, histórias e experiências trocadas, conselhos e confiança de que esse trabalho seria possível. Acho que nunca expressei o quanto me motiva trabalhar com você.

Agradeço especialmente ao meu irmão Leonardo me suportar desde que me lembro. Obrigado pela convivência de anos, pelas brigas e discussões sem sentido, por estar sempre presente na minha vida e me lembrar quem sou.

À Turma 55 - Geologia USP (e agregados), pois não poderia ter conhecido pessoas melhores que vocês. Agradeço de coração, por tanta coisa vivida juntos nesses anos de graduação, que infelizmente, não cabe citar todos aqui. Gostaria de agradecer em especial o meu eterno grupo Arthur e Carol, por tantos trabalhos, horas de campo compartilhadas, histórias e por conseguirem extrair o melhor de mim.

Aqueles sempre presentes nos meus melhores (e piores) momentos: Jorge, Tomilhe, Avatar, Vagi, Seiji, Ameba, Geyzi, Akira, Bito, Tocha e Erick. Obrigado por tantos momentos, risadas, histórias e chorume produzido.

Ao pessoal da equipe Jiu-Jitsu Poli-USP, por serem meu escape de todo o estresse acumulado. Mestre Júlio, mestre Igor, mestre Pedro e muitos outros. Sou grato pela parceria durante todos esses anos. Oss!

Aos professores Gergely, Renato e Rogério pelas discussões e conselhos; ao professor Dr. Ginaldo Campanha e ao geólogo Maurício Pavan pelo material fornecido para o trabalho; à Thereza pelas dicas e ajudas em vários passos desse trabalho. Agradeço também o pessoal da pós-graduação: Banana, Gustavo, Fofona e outros por conselhos e incentivo quanto à vida acadêmica.

Ao professor Dr. Paulo César Fonseca Giannini, Bruno (Constipado), Dailson e a toda turma 56 por permitirem minha experiência como monitor, que sem dúvidas, contribuiu para meu crescimento acadêmico e pessoal.

Aos funcionários do Instituto de Geociências que auxiliaram durante toda a graduação e principalmente esse ano de trabalho, seja na preparação de amostras, análises e utilização dos laboratórios. Em especial, Samuca, Zé Paulo, Henrique, Paulinho, Antônio e Angélica.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) agradeço pelo suporte financeiro referente à bolsa de iniciação científica (processo 2015/26756-0) durante o ano de 2016.

Agradeço a todos aqueles que permitiram e acreditaram que aquele menino de São José poderia chegar até aqui.

Resumo

A área de estudo se localiza nas proximidades do município de Apiaí, na região do Alto Vale do Ribeira no Estado de São Paulo. Ela está inserida no contexto tectônico da Faixa Ribeira Meridional. Este trabalho apresenta resultados do estudo das feições estruturais e de metamorfismo termal relacionadas à intrusão do Gabro de Apiaí na Formação Gorutuba, topo do Grupo Lajeado.

O Grupo Lajeado corresponde a uma sucessão de rochas metassedimentares clásticas terrígenas intercaladas com unidades carbonáticas. Dados U-Pb em grãos de zircão detrítico indicam idade máxima de deposição de 1200 Ma. Sua unidade de topo, a Formação Gorutuba, foi intrudida pelo Gabro de Apiaí, de afinidade toleítica, e idade U-Pb SHRIMP em zircão de 877 Ma. A macroestrutura da área de estudo é representada por um sinforme normal-horizontal, aberto e com eixo de caimento para SW, onde o Gabro de Apiaí aparece como intercalação concordante com as unidades do Grupo Lajeado. Esse cenário levou a interpretações controversas: (a) um lopolito onde o gabro teria intrudido o sinforme já existente (intrusão pós-tectônica), e (b) um sill que teria sido dobrado junto com o Grupo Lajeado durante a deformação regional (intrusão pré-tectônica). A intrusão ocasionou um metamorfismo de contato evidenciado (1) pelo aspecto de hornfels das rochas metassedimentares do Grupo Lajeado nas áreas proximais ao corpo gábrico, nos metapelitos e rochas calcissilicáticas da Formação Gorutuba; (2) pela ocorrência de porfiroblastos de granada de maneira dispersa e crescidos por sobre a estrutura sedimentar; e (3) pela geração de bolsões graníticos que correspondem a um estágio de anatexia gerado pelo evento metamórfico termal. Quatro zonas metamórficas pelíticas ocorrem na auréola de contato, marcadas pelas associações diagnósticas biotita-clorita, granada-biotita-clorita, sillimanita-feldspato potássico-fundido granítico e biotita-feldspato potássico-andalusita. Evidências petrológicas e ângulos de abertura de tramas de eixo-c de quartzo sugerem temperatura variando entre 410 e 720 °C e pressão em torno de 3,5 kbar.

A deformação regional é marcada pelo desenvolvimento desde foliações mais discretas como clivagem ardosiária nas porções mais pelíticas, levemente oblíqua à estratificação sedimentar, até clivagens de crenulação bem desenvolvidas e com caráter penetrativo. As lineações de intersecção são concordantes ao plano axial de dobras, com caimento para nordeste. Essas estruturas deformacionais são bem desenvolvidas nas rochas sotopostas ao Gabro de Apiaí, mas parecem estar ausentes nas unidades sobrepostas.

Os aspectos do metamorfismo de contato também podem ser utilizados para hierarquizar os eventos metamórficos na área de estudo, de modo que as evidências sugerem que o metamorfismo causado pela intrusão é anterior ao evento metamórfico e deformacional regional. Por se tratar de um metamorfismo causado por uma intrusão, o principal componente para a geração de fases minerais metamórficas foi a temperatura.

Abstract

The study area is located near the city of Apiaí in the Upper Ribeira Valley region in the São Paulo state. It is part of the tectonic context of Southern Ribeira Belt. This paper presents the results of the study of the structural features and thermal metamorphism related to intrusion of Apiaí Gabbro in Gorutuba Formation, top of Lajeado Group.

The Lajeado Group corresponds to a succession of clastic metasedimentary rocks interleaved with terrigenous carbonate units. U-Pb data in detrital zircon grains indicate a maximum age of deposition of 1200 My. The top unit, Gorutuba Formation, was intruded by Apiaí Gabbro, of tholeiitic affinity and age U-Pb SHRIMP in zircon, 877 My. The macrostructure of the study area is represented by a sinform normal- horizontal, open and rake axis SW, where the Apiaí Gabbro appears as concordant intercalation with the units of Lajeado Group. This scenario led to controversial interpretations: (a) a lopolith where the gabbro have intruded the existing sinforme (post tectonic intrusion) and (b) a sill they have been folded together with the Lajeado Group during regional deformation (pre-tectonic intrusion). The intrusion led to a highlighted contact metamorphism (1) by hornfels aspect of metasedimentary rocks of the Lajeado Group in proximal areas to the gabbroic body, in pelitic rocks and calc-silicate rocks of the Gorutuba Formation; (2) the occurrence of garnet porphyroblasts in a dispersed manner growing over the sedimentary structure; and (3) the generation of granite pockets corresponding to an anatexis stage generated by thermal metamorphic event. Four pelitic metamorphic zones occur in the contact aureole, marked by diagnostic associations of biotite-chlorite, garnet-biotite-chlorite, sillimanite-potassic feldspar-granitic melt and biotite-K-feldspar-andalusite-cordierite. Petrological evidences and opening angles quartz c-axis plots suggest temperature between 410 and 720 ° C and pressure about 3.5 kbar.

The regional deformation is marked by the development, since more discrete foliation, as slate cleavage, in more pelitic portions, slightly oblique to the sedimentary layering, up to cleavages with well developed crenulation and penetrative character. The intersection lineations are concordant to the axial plane of folds, with rake northeast. These deformational structures are well developed in the rocks bellow of the Apiaí Gabbro, but seem to be missing in the top units.

Aspects of contact metamorphism can also be used to rank the metamorphic events in the study area, so that the evidences suggests that the metamorphism caused by the intrusion occurred before the metamorphic and deformational regional event. Because it is a metamorphism caused by an intrusion, the main component for the generation of metamorphic mineral phases was the temperature.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Geologia Regional	1
2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	5
3. MATERIAIS E MÉTODOS	6
3.1 Levantamento Bibliográfico	6
3.2 Trabalhos de Campo	7
3.3 Petrografia e microtectônica	7
3.4 Orientação preferencial de eixos-c de quartzo	7
3.5 Química de rocha total	7
4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	8
5. RESULTADOS	9
5.1 Geologia local	9
5.1.1 <i>Estrutura</i>	10
5.2 Petrografia e microtectônica	12
5.2.1 <i>Descrições petrográficas</i>	12
Formação Serra da Boa Vista	12
Formação Passa Vinte	13
Formação Gorutuba	14
Gabro de Apiaí	17
5.2.2 <i>Evidências de fusão parcial</i>	17
5.3 Petrogramas de Eixo-c de Quartzo	19
5.3.1 <i>Geotermômetro por Ângulo de Abertura</i>	21
5.4 Química de rocha total	26
5.5 Metamorfismo e discussões	27
5.5.1 <i>Metamorfismo de Contato</i>	27
6. CONCLUSÕES	31
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	33

1. INTRODUÇÃO

Auréolas de metamorfismo de contato podem ser consideradas como laboratórios naturais para o estudo de processos metamórficos, podendo fornecer informações sobre (1) os processos químicos operantes, (2) a cinética de crescimento de minerais metamórficos, (3) as relações entre deformação e acomodação de magmas na crosta, e (4) processos de fusão parcial de rochas crustais (e.g., Xu et al., 1994; Nyman et al., 1995; Sawyer, 1999). Auréolas de metamorfismo de contato são geralmente formadas sob condições de pressão constante e elevada taxa de resfriamento, fazendo com que os efeitos de retrogressão e reequilíbrios metamórficos sejam minimizados (Xu et al., 1994). Como consequência, tais zonas fornecem oportunidade de estudo da interdependência e relações entre diversos fatores de equilíbrio, dentre os quais composição total das rochas, química mineral, pressão e temperatura (Xu et al., 1994). Adicionalmente, importantes mineralizações podem estar associadas aos processos metassomáticos relacionados ao metamorfismo de contato, tais como escarnitos e depósitos de talco (Einaudi e Burt, 1982; Bowman et al., 1985; Meinert, 1992; Szabó et al., 2006; Saunite et al., 2011; Evangelista e Viana, 2013). O estudo do metamorfismo relacionado a uma intrusão possui também importância no estudo de geração e migração de fluidos hidrotermais, responsáveis por alterações de fases minerais e metassomatismo de rochas (Barton et al., 1991; Labotka, 1991) e pode também auxiliar na reconstrução tectônica de uma área, quando relacionada a feições estruturais e metamorfismo regional (Kerrick, 1991).

1.1 Geologia Regional

A Faixa Ribeira encontra-se no sudeste e sul brasileiro, no contexto da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1973; Hasui et al., 1975), sendo um orógeno relacionado às colisões entre os blocos cratônicos do São Francisco, Paranapanema, Luís Alves e Congo e à colagem do supercontinente Gondwana no Neoproterozoico (e.g., Basei et al., 1992; Campanha e Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000; Faleiros et al., 2011). A porção meridional da Faixa Ribeira é delimitada a sul pelo Terreno Luís Alves e a norte pelo Cráton Paranapanema, hoje coberto pelas rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná. A Faixa Ribeira Meridional (Figura 1) pode ainda ser dividida em dois terrenos maiores separados pela falha de Lancinha-Cubatão (Faleiros, 2008), sendo a porção norte o Terreno Apiaí e a porção sul o Terreno Curitiba. O Terreno Apiaí é interpretado como um terreno composto formado pela aglutinação de terrenos de idades e afinidades tectônicas distintas, incluindo sucessões de rochas metavulcanossedimentares de idade calimiana (ca. 1500-1480 Ma: Formação Água Clara, Grupo Votuverava, Formação Betara e Sequência Serra das Andorinhas), sucessões plataformais de idade esteniana a toniana (1200-880 Ma; Grupo Lajeado e parte do Grupo Itaiacoca) e sucessões ediacaranas (630-580 Ma;

Formação Iporanga e parte do Grupo Itaiacoca) (Faleiros et al., 2011, 2012; Campanha et al., 2015, 2016). Durante o Neoproterozoico, o Terreno Apiaí constituiu embasamento para o desenvolvimento de um arco magmático do tipo andino, que gerou os batólitos graníticos de Agudos Grandes, Cunhaporanga e Três Córregos (e.g., Janasi et al., 2001; Prazeres Filho, 2005).

Definido originalmente como Subgrupo Lajeado (Campanha et al., 1986), o Grupo Lajeado (Faleiros et al., 2012) corresponde sedimentação clástica terrígena alternada com a formação de rochas carbonáticas em um ambiente plataformar aberto submetido a metamorfismo regional em fácies xisto verde (Campanha & Sadowiski, 1999; Campanha et al., 2016). Idades obtidas pelo método U-Pb (*SHRIMP* e *LA-ICP-MS*) em zircões detríticos forneceram idades máximas de deposição de 1400-1200 Ma (Esteniano), podendo assim interpretar essa plataforma como sendo relativa à margem do paleocontinente Rodinia ou Columbia (Campanha et al., 2016).

O Grupo Lajeado foi dividido da base para o topo em (Figura 2; Campanha et al., 1986, 2016):

- Formação Betari: compreende uma sucessão de rochas metassedimentares terrígenas composta por pacotes de metaconglomerado oligomítico na base, metarenito na porção intermediária e metalutito no topo;
- Formação Bairro da Serra: constituída pela intercalação entre camadas de metacalcarenito e metacalcilutito;
- Formação Água Suja: compreendendo metarritimito com alternância entre camadas de espessura centimétrica de metargilito e metassiltito;
- Formação Mina de Furnas: muito similar aos metacalcarenitos da Formação Bairro da Serra, porém com participação terrígena mais expressiva;
- Formação Serra da Boa Vista: dominada por metarenito fino rítmico com níveis de metassiltito e metarenito médio a grosso;
- Formação Passa Vinte: composta por metacalcário e metadolomito; e
- Formação Gorutuba: correspondendo a metarritimito marcado por estratos terrígenos e carbonáticos de granulação fina a média.

Faleiros et al. (2012) adicionaram o Mármore de Apiaí, composto por mármore cinza-escuro intensamente deformado, na estratigrafia do Grupo Lajeado.

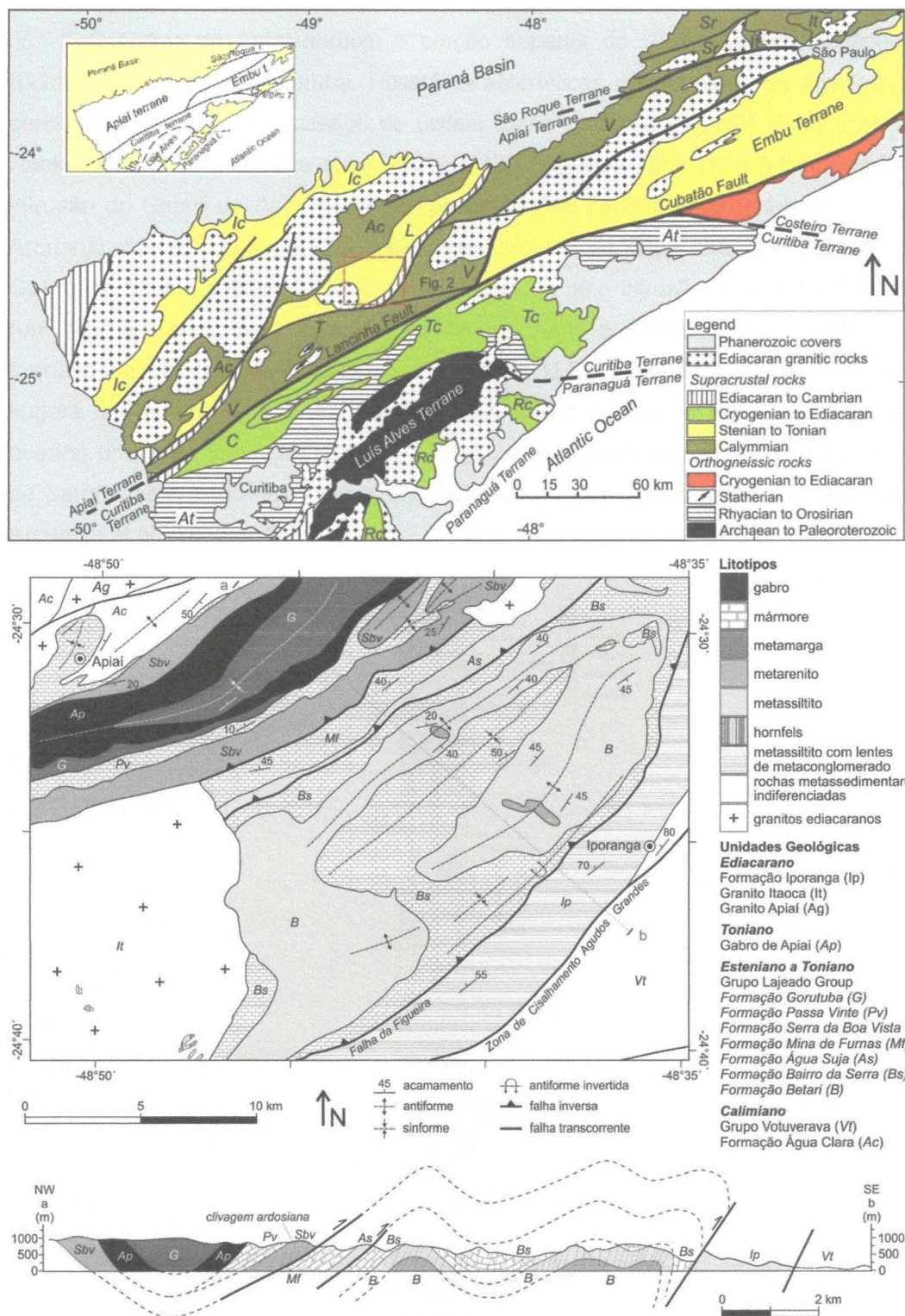


Figura 1: Mapa geológico da região de estudo em escala regional e aproximada, compreendendo as cidades de Apiai e Iporanga – SP (adaptado de Campanha et al., 2016).

O Gabro de Apiaí intrudiu a porção superior do Grupo Lajeado, essencialmente rochas da Formação Gorutuba. Possui características geoquímicas de afinidade toleítica com caráter similar aos basaltos de cadeia meso-oceânica (MORB) (Frasca et al., 1997; Hackspacher, 2000; Oliveira et al., 2002, 2012). Segundo Campanha & Sadowiski (1999), a intrusão do Gabro de Apiaí seria do tipo lopólito de caráter sin a pós-tectônico. Contudo, Archanjo et al. (2012) sugere por meio de estudo de foliações e lineações magnéticas que o Gabro de Apiaí é pré-tectônico, correspondendo a uma intrusão tabular de magma básico (um sill), que mais tarde teria sido dobrada durante o metamorfismo regional brasileiro, formando a sinforma do Calabouço. Uma idade U-Pb *SHRIMP* em zircão de 877 ± 8 Ma, sugere que a intrusão toleítica estaria relacionada à quebra de Rodínia e abertura de um oceano brasileiro (Campanha et al., 2016), o que inviabilizaria as primeiras interpretações de Campanha & Sadowiski (1999), corroborando o modelo de intrusão pré-deformacional de Archanjo et al. (2012):

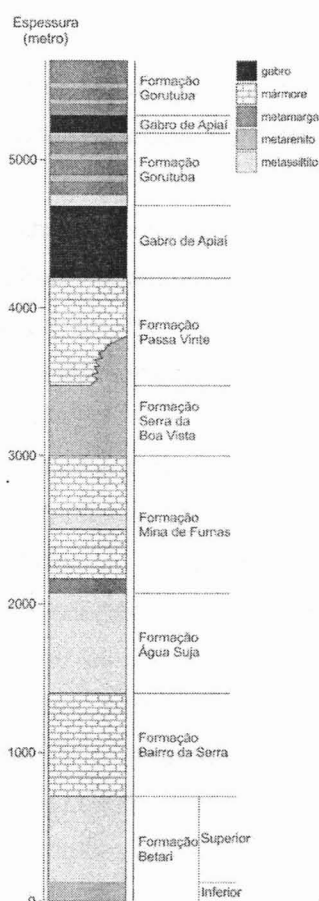


Figura 2: Coluna estratigráfica do Grupo Lajeado, em seção na estrada Apiaí-Iporanga (adaptado de Campanha et al., 2016)

2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

Este trabalho tem como objetivos:

- (a) Identificar e descrever as feições de metamorfismo de contato na auréola do Gabro de Apiaí.
- (b) Compreender a extensão da auréola de contato e mapear zonas metamórficas referentes ao metamorfismo de contato relacionado à intrusão do Gabro de Apiaí em escala de detalhe (1:5.000), em região adequada.
- (c) Identificar as paragêneses minerais de cada zona metamórfica e interpretar suas condições de pressão e temperatura de estabilidade utilizando grades petrogenéticas disponíveis.
- (d) Quantificar as condições de temperatura de metamorfismo utilizando o geotermômetro baseado no ângulo de abertura de petrogramas de eixo-c de quartzo.
- (e) Estabelecer as relações entre os eventos de metamorfismo termal, metamorfismo regional e fases de deformação regional por meio de análises petrográficas, estrutural macroscópica e mesoscópica e microtectônica.
- (f) Verificar a ocorrência de fusão parcial associada ao metamorfismo termal.

Este trabalho tem como finalidade contribuir para o conhecimento de uma área (Figura 3) que apesar de já ter sido bem estudada e possuir um caráter didático, ainda não foi abordada no que tange a influência de uma auréola de contato, o que implica na inexistência de dados a respeito de temperatura e pressão envolvidos no processo, bem como a participação de fases fluidas.

Apesar de haver datações para o Gabro de Apiaí (877 ± 8 Ma, Campanha et al., 2016), ainda não foram realizados trabalhos que buscaram correlacionar a intrusão e sua encaixante com as demais unidades do Grupo Lajeado, seja na questão de relação tectônica entre os litotipos ou na questão do desenvolvimento, ou não, de feições de metamorfismo de contato. Além disso, ainda não foram averiguadas com maior detalhe as condições de metamorfismo da área, havendo apenas poucos ensaios a respeito do metamorfismo regional que o classificam como sendo de fácies xisto verde inferior (Campanha, 1991; Campanha et al. 1986), além de não terem sido verificadas feições indicativas de fusão parcial nas regiões próximas à intrusão. Estes estudos, quando relacionados, podem fornecer evidências que permitam reconstruir uma história geológica mais completa para a área de estudo.

Deste modo, espera-se contribuir com estudos que envolvam a temporariedade do metamorfismo regional e o termal e assim auxiliar na reconstrução tectônica local e regional.

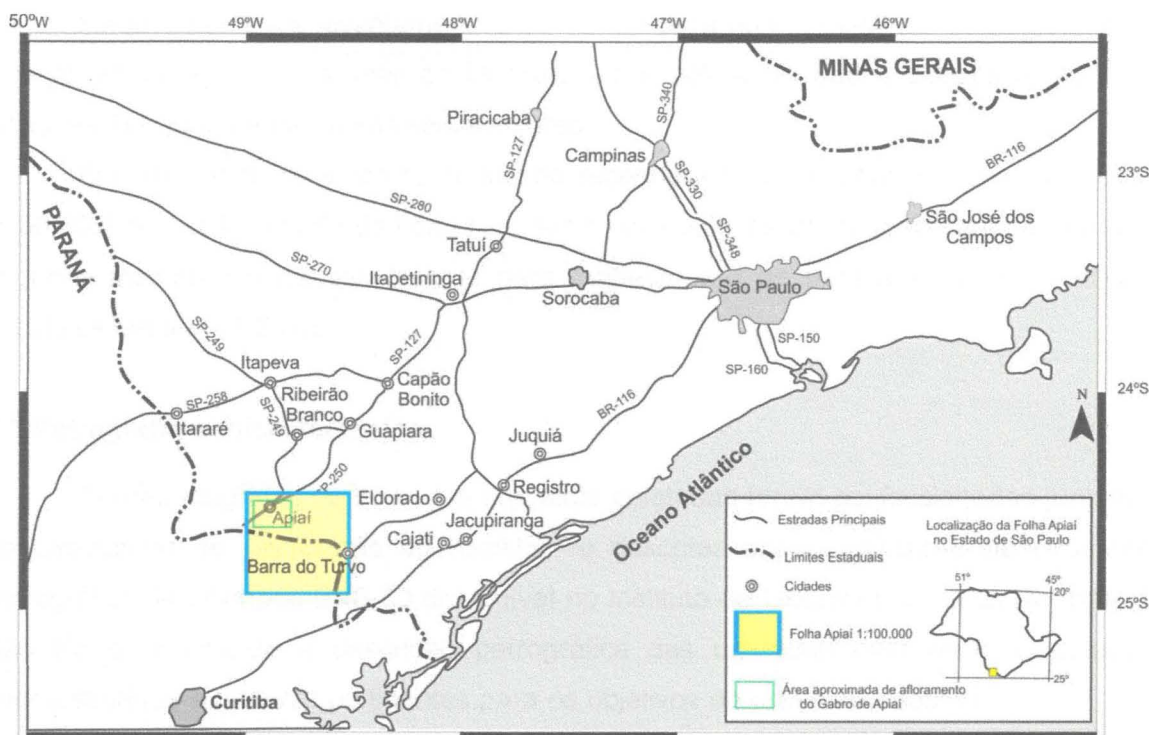


Figura 3: Mapa de localização da área de estudo, próximo à divisa dos estados de São Paulo e do Paraná. Folha Apiaí 1:100.000 (azul) e região de afloramento do Gabro de Apiaí (verde) em destaque (adaptado de Faleiros et al., 2012).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos utilizados durante o trabalho são exibidos sucintamente abaixo. Informações adicionais encontram-se descritas no capítulo de resultados em cada tópico específico.

3.1 Levantamento Bibliográfico

A pesquisa bibliográfica foi realizada continuamente, usando o acervo disponível na Biblioteca do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc/USP), além do sistema de busca de base de dados SIBi/USP (Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo) e da rede de internet da Universidade de São Paulo que permite o acesso ao acervo de periódicos e revistas científicas.

Buscaram-se trabalhos acerca da geologia local e regional, além de trabalhos e artigos sobre petrologia metamórfica e auréolas de contato para o direcionamento do trabalho, e trabalhos a respeito dos métodos práticos e teóricos utilizados.

3.2 Trabalhos de Campo

Foram realizados levantamentos de campo para reconhecimento geológico regional e local, amostragem para análises laboratoriais e coleta de dados estruturais tais como foliações, lineações e estruturas sedimentares.

Em uma primeira etapa foi realizado reconhecimento geológico em escala regional (1:50.000) com a finalidade de compreender a dimensão da auréola de contato. Já em um segundo momento o trabalho seguiu para mapeamento de uma área representativa em escala de detalhe (1:5.000).

3.3 Petrografia e microtectônica

Seções delgadas de 30µm das amostras coletadas foram confeccionadas juntamente ao Laboratório de Laminação do IGc/USP e descritas com a utilização de microscópio petrográfico de Olympus BXP-50 disponível no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, buscando a descrição petrográfica das unidades bem como o estudo de microestruturas e texturas pertinentes para os objetivos do presente trabalho.

3.4 Orientação preferencial de eixos-c de quartzo

Medidas de eixo-c de quartzo foram realizadas por meio de uma platina universal Leitz de quatro eixos, acoplada a um microscópio óptico de mesma marca, no Laboratório de Microscopia Petrográfica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Foram realizadas trezentas medidas por seção delgada para consistência dos dados.

Os dados foram lançados em redes estereográficas de igual área, semiesfera inferior com as direções do elipsóide de deformação finita (X, Y, Z) como referência.

3.5 Química de rocha total

Foi realizada a análise química de elementos maiores, menores e traços para amostras coletadas nas proximidades do Gabro de Apiaí. As amostras foram moídas, micronizadas e prensadas no Laboratório de Tratamento de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, tomados os procedimentos para a remoção de eventuais crostas de alteração. Os dados foram obtidos por fluorescência de raios X (FRX) no laboratório próprio do IGc/USP, usando um espectrômetro PANalytical AXIOS MAX Advanced.

4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

Os primeiros registros de metamorfismo de contato remetem ao final do século XVIII, com o trabalho de James Hutton, que observou que rochas ao redor de corpos graníticos na Escócia apresentavam mudanças em sua coloração e, principalmente, em sua textura. Porém, o termo “metamorfismo de contato” só teria origem com Delesse em 1857 (Callegari e Pertsev, 2007). No início do século XX, trabalhos clássicos como o de Eskola (1915) estudaram associações minerais desenvolvidas em auréolas de contato. Esses trabalhos propiciaram um crescimento no estudo do metamorfismo de contato, pois auréolas de contato são laboratórios naturais onde se pode observar em uma área reduzida produtos e causas do metamorfismo. Uma compilação de dados petrológicos sobre auréolas de metamorfismo de contato foi realizada por Reverdatto (1973).

Metapelitos relacionados a metamorfismo de contato são distinguidos daqueles formados durante o metamorfismo regional quando formam ardósias, em um menor grau, e hornfels maciços com o aumento do grau metamórfico, ou seja, são normalmente caracterizados por não possuírem textura e estrutura foliada bem definidas. Desta forma, a influência da auréola de contato é delimitada no início da mudança de textura da rocha (Pattison e Tracy, 1991). Além disso, os metapelitos possuem um caráter muito sistemático de mudança da associação mineralógica relacionada ao aumento da temperatura com a progressão do metamorfismo. Desta forma, Pattison e Tracy (1991) discutiram o método de classificação e determinação das condições com base nas paragêneses minerais. Para isso, compararam as fácies metamórficas propostas em diagramas do livro texto de Turner (1981), onde as fácies referentes ao metamorfismo de contato representam a faixa influenciada essencialmente pela temperatura, que segundo os autores expressam apenas afinidades texturais e genéticas das rochas; com as bathozonas propostas por Carmichael (1978), as quais já consideram a influência da pressão relacionada à profundidade da intrusão.

O estudo do metamorfismo de metamargas em auréolas de contato possui ampla relação com o estudo de interação de fluidos durante os estágios do metamorfismo de contato. Durante o metamorfismo rochas calcissilicáticas podem liberar fases fluídas como CO_2 e H_2O , além de outros componentes móveis, como por exemplo, MgO , FeO e SiO_2 (Bucher e Grapes, 2011). Esta liberação de fluidos pode ocorrer durante estágios de mudança mineral durante o aquecimento, como por exemplo, a desidroxilação de argilominerais, tais como caulinita e montmorillonita (Shoval, 1988). Diversos trabalhos buscaram compreender a interação da fase fluída com a geração de fases minerais e transporte de isótopos em auréolas de contato (e.g., Shieh e Taylor Jr., 1969; Gerdes et al., 1995; Ferry et al., 2001; Abad et al., 2003).

Na Faixa Ribeira Meridional, o metamorfismo de contato registrado nas rochas do Grupo Itaiacoca foi estudado por Szábo et al. (2006) e Saunite et al. (2011), ambas relacionadas às jazidas de talco em corpos de metadolomito em contato com granito do batólito Cunhaporanga e diques de diabásio relacionados ao Arco de Ponta Grossa.

Nas regiões de contato com o Gabro de Apiaí a Formação Grotutuba (topo do Grupo Lajeado) apresenta hornfels de composição pelítica e calcissilicática (Faleiros et al., 2012; Campanha et al., 2016). Entretanto, os efeitos desse metamorfismo de contato não haviam sido estudados em detalhe, e zonas metamórficas possivelmente desenvolvidas nunca haviam sido mapeadas.

5. RESULTADOS

Os tópicos seguintes abordarão os resultados obtidos até o presente momento do projeto e, quando necessário, será discutida a metodologia utilizada para as diferentes etapas do estudo.

5.1 Geologia local

Os trabalhos de campo foram realizados entre os dias 06 e 09 de abril de 2016 e nos dias 24 e 25 de setembro de 2016, nas proximidades da cidade de Apiaí-SP. Um mapa contendo os pontos de descrição de afloramento é apresentado no Anexo A. A figura 4 apresenta uma área representativa da auréola de contato escolhida para mapeamento em escala 1:5.000.

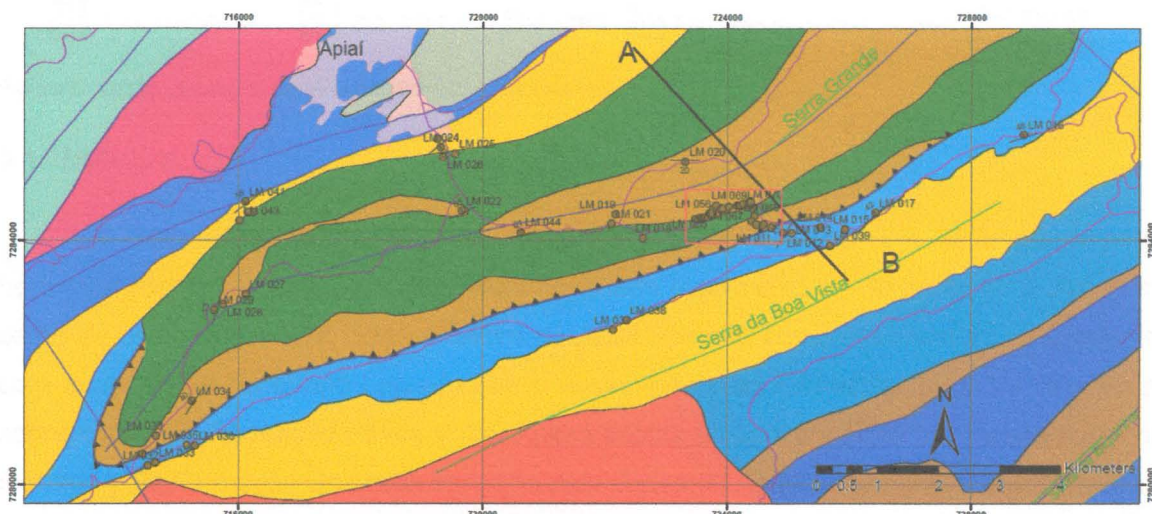


Figura 4: Versão simplificada do Mapa de pontos e estruturas (Anexo A). Quadrado em vermelho representa a área escolhida para os estudos em maior detalhe. Seção geológica AB indicada no mapa. Adaptado da Folha Apiaí 1:100.000 do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), Faleiros et al. (2012).

A área de estudo é representada pela Sinforma do Calabouço, formada pelas unidades de topo do Grupo Lajeado que representam, da base para o topo, as formações Serra da Boa Vista, Passa Vinte e Gorutuba e o Gabro de Apiaí.

A Formação Serra da Boa Vista é composta por metarenito fino a médio, com estratificação sedimentar preservada. É sobreposta por mármore dolomítico que varia desde indeformado, com esteiras algais preservadas, até termos com xistosidade bem desenvolvida, sobretudo nas proximidades da zona de cisalhamento do Palmital.

O pacote superior é constituído pela Formação Gorutuba, que corresponde a uma intercalação de rochas calcissilicáticas com bandamento composicional de espessura centimétrica, e rochas metapelíticas. O Gabro de Apiaí é uma intrusão tabular de gabronorito na Formação Gorutuba, dobrado juntamente com o restante das unidades do Grupo Lajeado (Archanjo et al., 2012). O contato deste pacote com as unidades sotopostas é de caráter tectônico, o que sugere que a Formação Gorutuba e o Gabro de Apiaí são alóctones em relação ao restante do Grupo Lajeado (Figura 5).

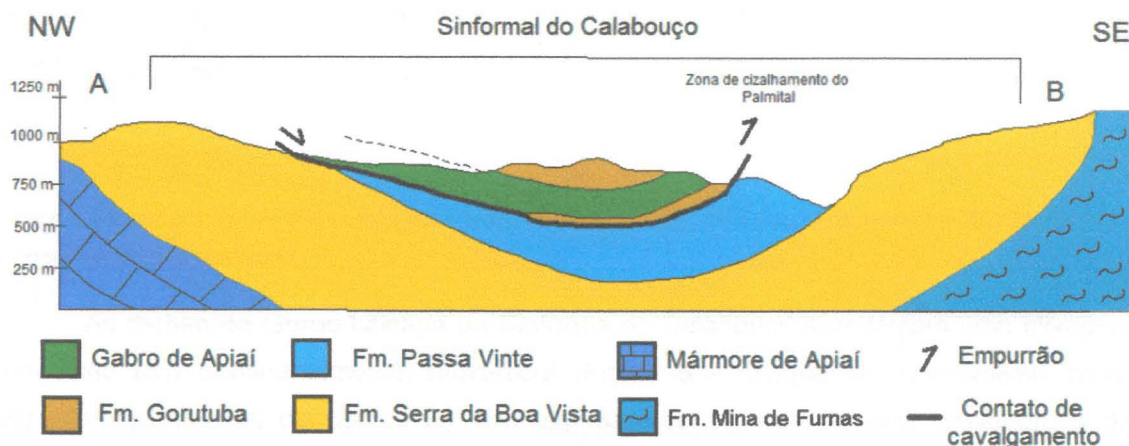


Figura 5: Seção geológica de direção NW-SE, conforme indicada na Figura 4.

5.1.1 Estrutura

A macroestrutura da área de estudo é representada por um sinforme normal-horizontal (Sinforma do Calabouço; Figura 5), aberto e com eixo de caimento para SW, com cerca de 5km de abertura, onde o Gabro de Apiaí aparece como intercalação concordante com as unidades do Grupo Lajeado que é sustentada pela Formação Serra da Boa Vista sobreposta pela Formação Passa Vinte. Acima destas unidades, ocorre um pacote superior formado pela Formação Gorutuba intrudida pelo Gabro de Apiaí. Este pacote de topo possui caráter alóctone em relação às unidades que o sustenta, tendo em vista o contato tectônico entre as Formações Gorutuba (topo alóctone) e Passa Vinte (base), marcado pela zona de cisalhamento do Palmital.

Nas rochas do Grupo Lajeado a estrutura principal é representada pelo acamamento sedimentar (S_0) de espessura que varia de milimétrica até centimétrica. Esse acamamento é

caracterizado por estratificação plano-paralela nas porções predominantemente terrígenas e por um bandamento rítmico nas rochas calcissilicáticas da Formação Gorutuba. Estruturas sedimentares observadas em campo, tais como estratificações cruzadas, indicam que as rochas apresentam topos em posições normais. Em projeção estereográfica, os pólos do acamamento sedimentar S_0 se distribuem ao longo de uma guirlanda de circula máximo (Figura 6 – S_0), refletindo dobramento cilíndrico segundo eixo aproximado 250/05, condizente com o traço axial da Sinforma do Calabouço (D_1). Deve-se ressaltar que ocorrem poucos dados onde a estratificação sedimentar S_0 mergulha para sul, devido a uma quantidade reduzida de pontos no flanco norte, já que o mesmo não se encontra sobre influência da auréola de contato do Gabro de Apiaí.

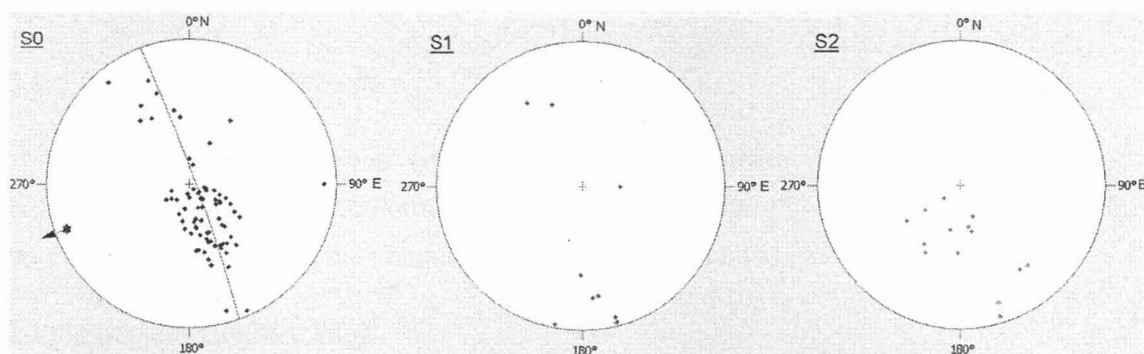


Figura 6: Estereogramas de distribuição polar dos planos de foliação, com eixo de dobramento 250/05 mostrado e com vetor de rumo indicado.

As rochas do Grupo Lajeado na Sinforma do Calabouço apresentam uma clivagem ardósiana (S_1) predominantemente subvertical (Figura 6 – S_1) que se desenvolveu como superfície plano-axial de dobras D_1 . Em algumas rochas, notadamente metamargas da Formação Gorutuba, a clivagem S_1 muitas vezes apresenta-se mal desenvolvida.

Ocorre ainda um bandamento diferenciado associado a uma clivagem de crenulação (S_2) (Figura 6 – S_2), com domínios de clivagem marcados pela orientação preferencial de muscovita e/ou sericita. A clivagem S_1 aparece crenulada em microlitos. A foliação S_2 por vezes varia de intensidade relacionada à composição das camadas, onde as porções mais pelíticas e micáceas, tendem a desenvolver melhor a estrutura. Localmente a clivagem S_2 evolui para uma xistosidade contínua, com transposição total da clivagem S_1 (e.g. ponto LM-012). No geral, a foliação S_2 se encontra sub-paralela em relação ao acamamento sedimentar, com exceção das zonas de charneira de dobras mesoscópicas em que a foliação S_2 encontra-se em posição plano-axial.

O contato das Formações Passa Vinte e Gorutuba é delimitado pela zona de cisalhamento do Palmital de baixo ângulo (Campanha, 1991). Nesse contato ocorrem dobra sem escala métrica. Ocorrem ainda bandas de cisalhamento que desenvolvem uma foliação milonítica com mergulhos moderados a baixos para noroeste.

5.2 Petrografia e microtectônica

Foram selecionadas 49 amostras dentre as coletadas durante o trabalho de campo, localizadas em áreas próximas a intrusão do Gabro de Apiaí e no corpo em si. Além disso, foram também utilizadas mais 10 lâminas disponíveis de projeto anterior, sendo as amostras MS-150 até MS-153 análogas aos pontos LM-001 até LM-004, respectivamente.

Os tópicos que se seguem correspondem a uma descrição petrográfica geral, individualizada por unidades, e uma análise microtectônica de fatores de interesse para o presente trabalho. A Tabela 1 apresenta as proporções minerais quantitativas em cada amostra laminada.

5.2.1 *Descrições petrográficas*

As unidades descritas em seções delgadas correspondem ao topo do Grupo Lajeado, compreendendo as Formações Serra da Boa Vista, Passa Vinte e Gorutuba, além do Gabro de Apiaí. Estão aqui organizadas e descritas da base para o topo.

Formação Serra da Boa Vista

A unidade é composta por metarenito fino, com grãos de quartzo e muscovita variando de 0,25 a 0,015mm, podendo ocorrer porfiroblastos de biotita de até 0,75mm. Sua textura é predominantemente granoblástica nas amostras essencialmente quartzosas e lepidogranoblástica nas amostras mais micáceas. Ocorrem também xistos com matriz formada por quartzo e muscovita fina com clorita subordinada que demarcam uma textura granolepidoblástica predominante, podendo haver o desenvolvimento de porfiroblastos de cloritóide de até 1mm.

As amostras localizadas a sul da intrusão do Gabro de Apiaí, correspondentes ao flanco sul da Sinforma do Calabouço, apresentam pouca deformação, marcada apenas por uma leve xistosidade subparalela ao acamadamento sedimentar. Já as amostras do flanco norte apresentam uma clivagem de crenulação bem desenvolvida nas porções mais ricas em minerais micáceos, sendo em sua maioria sericita (Figura 7A). Contudo, esta mesma crenulação não é visível ou incipiente quando o quartzo domina a composição da rocha, sendo possível identificar a deformação através de uma lineação de estiramento mineral.

No flanco sul ocorrem rochas onde se desenvolvem porfiroblastos de biotita (Figura 7B) e cloritóide sin-deformacional (Figura 7C e D), este apresentando uma leve sombra de deformação e terminação em cúspide, sendo assim representativos de blastese durante o metamorfismo regional. No ponto LM-37, local de ponto médio entre as intrusões do Gabro de Apiaí e do Granito Itaoca, ocorre um xisto porfiroblástico com grãos de até 2mm de

andalusita e cristais de 0,5mm de biotita crescidos de maneira dispersa por sobre a matriz composta por quartzo, muscovita e clorita.

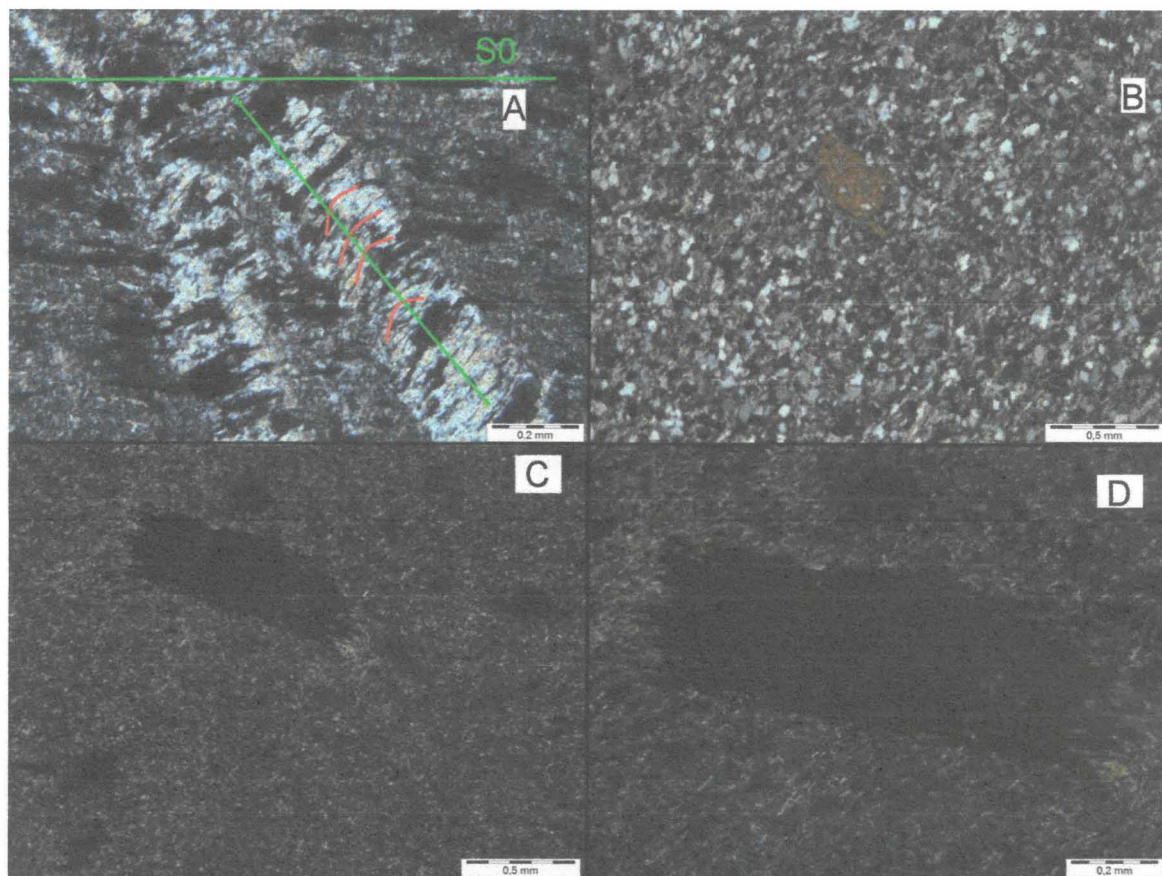


Figura 7: Fotomicrografias da Formação Serra da Boa Vista (polarizadores cruzados). A) LM-023A: clivagem de crenulação desenvolvida nos xistos de flanco norte. Em destaque crenulação oblíqua a S0 e microlitons preservados. B) LM- 032B: Metarenito de flanco sul com foliação discreta. Presença de porfiroblasto de biotita. C) LM-039: Porfiroblasto de cloritóide sin-deformacional em matriz fina. Notar sombra de pressão desenvolvida e terminações em cúspides. D) Detalhe da fotomicrografia C.

Formação Passa Vinte

A Formação Passa Vinte é composta por mármore dolomítico de estrutura maciça e textura sacaroidal. Ocorrem intercalações de mármore impuro com bandas portadoras de quartzo e mica que apresentam uma xistosidade oblíqua ao acamamento sedimentar.

Ao microscópio, estes mármore impuros apresentam granulação fina, com grãos de dolomita e quartzo alcançando 0,25mm. Possui textura granoblástica dominante, marcada pelos grãos de quartzo e carbonato. Subordinadamente ocorrem bandas com textura nematolepidoblástica marcada pela leve orientação de prismas finos de tremolita e cristais irregulares e frequentemente alterados de talco, com placas subordinadas de flogopita.

Formação Gorutuba

A Formação Gorutuba é composta essencialmente por metapelitos (ardósia e filito) e rochas calcissilicáticas, tipicamente caracterizadas por bandamento planar de espessura milimétrica a centimétrica marcado por variação de cor, refletindo variação composicional. A principal estrutura é o acamamento sedimentar (S_0) bem preservado, com o desenvolvimento de uma clivagem ardosiana oblíqua, por vezes muito discreta. Na região próxima ao contato com a Formação Passa Vinte, esta unidade se encontra mais intensamente deformada, com o desenvolvimento de uma xistosidade subparalela ao acamamento sedimentar.

Ao microscópio, os metapelitos apresentam predomínio de sericita em bandas lepidoblásticas com quartzo subordinado em bandas granoblásticas. Podem ocorrer, em menor quantidade, placas de clorita, minerais opacos, turmalina e feldspato potássico detrítico, podendo sugerir por esta paragênese que os mesmos se encontram na zona da clorita. No geral a granulação é muito fina, sendo rara a presença de grãos maiores do que 0,05mm.

Próximo ao Gabro de Apiaí os metapelitos apresentam estrutura sedimentar destruída, variando a intensidade conforme a proximidade do corpo ígneo, com aspecto de hornfels. Nessas regiões os metapelitos apresentam associações metamórficas de maior grau, indicando uma estreita relação com o metamorfismo de contato. Metapelitos presentes a uma distância entre 40 e 150 metros do Gabro de Apiaí exibem associação mineralógica caracterizada pela ocorrência de biotita orientada na foliação principal e granada porfiboblástica truncando a foliação (Figura 8C). Nos pontos mais proximais ao gabro (5-30 metros), desenvolveu-se uma associação de andalusita, sillimanita e feldspato potássico (Figuras 8A e B) referentes ao metamorfismo termal, ocorrendo ainda veios e bolsões de muscovita microclínio-granito que sugerem ser o resultado de fusão parcial destas rochas. Nesses hornfels proximais comumente ocorre quartzo rutilado, que também é um indicador de altas temperaturas, pois quanto maior a temperatura, maior a quantidade de titânio que o quartzo pode incorporar em sua estrutura, e com o resfriamento o quartzo tende a se reequilibrar e o rutilo é exsolvido, formando inclusões. Ocorre uma forte feição de retrometamorfismo, marcada pelo aspecto bastante alterado da fibrolita e a abundante presença de sericita que forma, por vezes, agregados arredondados, sugerindo serem pseudomorfos, possivelmente de cordierita, além de frequentes cristais de clorita retrometamórfica ocupando pseudomorfos de biotita. Essa feição de retrometamorfismo está ligada ao resfriamento da rocha e permite a passagem de sillimanita para andalusita, sendo esse resfriamento corroborado por texturas como o quartzo rutilado e fibrolita sendo consumida. Além disso, reações de fusão por quebra de muscovita como fase hidratada ocorrem no campo de estabilidade da sillimanita (Droop & Moazzen, 2007).

Tabela 1: Proporções minerais (%). Abreviações segundo Kretz (1983). Onde Carb = carbonatos indiferenciados. A.M. = argilominerais. Opc = minerais opacos.

Amostra	Qtz	Ms	Bt	Chl	Grt	And	Sil	Crđ	Cld	Kfs	Ep	Tr	Phl	Tlc	Tur	Dol	Carb	Pl	Rt	Px	A. M.	Opc	Unidade
LM - 01 A	32	57	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	3	...	...	...	...	...	...	8	Fm. G
LM - 01 B	20	47	15	2	...	7	1	...	...	3	...	...	...	...	1	...	...	...	1	...	...	3	Fm. G
LM - 01 F	17	46	15	2	...	8	1	...	...	2	...	...	...	...	2	...	...	...	2	...	...	5	Fm. G
LM - 01 G	30	20	...	...	...	...	...	...	...	50	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	Fm. G
LM - 02 C	7	6	...	3	2	...	...	...	...	2	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	80	...	Fm. G
LM - 02 D	15	5	...	3	...	...	...	...	...	2	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	75	...	Fm. G
LM - 004	43	32	11	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	2	...	...	...	...	...	...	7	Fm. G
LM - 005	30	62	...	8	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	Fm. G
LM - 08 A	60	30	...	...	tr	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	10	...	...	...	...	...	Fm. G
LM - 08 B	35	...	20	...	...	...	...	...	...	...	10	10	...	...	...	...	25	...	...	...	...	...	Fm. G
LM - 09 A	50	24	...	5	...	...	...	...	...	...	...	11	...	...	...	...	...	...	...	...	...	10	Fm. G
LM - 09 B	10	8	2	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	75	...	Fm. G
LM - 010	55	33	2	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	10	Fm. G
LM - 12 B	35	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	5	...	15	...	45	...	...	...	...	...	...	Fm. PV
LM - 012 C	15	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	20	...	15	...	50	...	...	...	...	...	...	Fm. PV
LM - 013	15	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	20	5	...	...	60	...	...	...	...	...	...	Fm. PV
LM - 019	25	20	...	...	...	...	...	...	...	...	35	...	...	...	...	...	20	...	...	...	...	...	Fm. G
LM - 23 A	95	3	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	2	Fm. SBV
LM - 23 B	2	92	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	6	Fm. SBV
LM - 27 C	13	2	...	...	...	...	...	...	...	...	13	2	...	...	...	...	...	...	...	...	70	...	Fm. G
LM - 28 B	40	...	...	...	...	...	...	...	...	...	30	25	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	Fm. G
LM - 32 B	70	25	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	Fm. SBV
LM - 34 A	50	...	8	...	...	...	...	...	...	...	...	30	10	...	...	...	...	...	...	...	...	2	Fm. G
LM - 035	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	55	...	40	...	5	Gabro
LM - 36 A	40	13	35	...	...	...	10	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	2	MetC - Ita
LM - 36 B	35	50	2	...	...	8	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	5	MetC - Ita
LM - 37 A	15	42	10	20	...	8	...	...	10	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	Fm. SBV
LM - 37 B	65	20	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	15	Fm. SBV
LM - 039	30	55	...	...	...	...	...	...	15	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	Fm. SBV
LM - 41 A	65	25	2	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	5	Fm. SBV
LM - 41 B	35	65	...	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	5	Fm. SBV
LM - 43 B	95	3	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	2	...	...	Fm. SBV
LM - 045	10	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	25	...	5	...	60	...	...	...	...	...	...	Lente
LM - 048	30	40	22	...	...	...	...	...	...	5	...	...	...	...	...	...	...	...	4	...	...	3	Fm. G
LM - 050	17	57	12	...	...	2	...	...	...	7	2	...	...	...	tr	...	...	...	...	...	...	3	Fm. G
LM - 051	38	50	10	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	2	Fm. G
LM - 053	25	43	10	4	tr	5	...	...	...	7	...	...	...	...	...	...	...	...	3	...	...	3	Fm. G
LM - 054	24	50	16	2	...	...	...	...	...	5	...	...	...	...	tr	...	...	...	...	...	...	3	Fm. G
LM - 55 B	23	38	17	2	...	9	...	...	...	5	...	...	...	...	...	...	...	...	3	...	...	3	Fm. G
LM - 56 A	20	10	32	16	...	15	...	...	...	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	2	Fm. G
LM - 56 X	30	45	7	3	...	...	tr	...	...	10	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	5	Fm. G
LM - 58 D	30	53	...	15	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	2	Fm. G
LM - 059	45	49	2	1	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	3	Fm. G
LM - 060	50	36	7	4	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	3	Fm. G
LM - 061	33	40	16	...	...	10	...	...	...	...	...	...	...	...	1	...	...	...	...	...	...	tr	Fm. G
LM - 067	25	48	20	...	...	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	2	Fm. G
LM - 68 B	25	55	15	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	tr	Fm. G
LM - 69 B	35	49	5	8	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	3	Fm. G
LM - 070	37	56	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	2	Fm. G
MS - 150 A	40	26	8	...	...	5	...	...	...	9	...	...	...	...	1	...	...	...	1	...	...	10	Fm. G
MS - 150 E	24	38	10	1	...	7	...	...	...	10	...	...	...	...	1	...	...	...	1	...	...	10	Fm. G
MS - 151	20	5	...	10	...	...	...	...	...	...	15	10	...	...	...	...	...	...	...	...	40	...	Fm. G
MS - 152	21	60	7	5	...	...	...	...	...	2	...	...	...	...	tr	...	...	...	...	...	...	5	Fm. G
MS - 153 A	35	48	...	...	12	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	5	Fm. G
MS - 153 B	16	7	3	15	...	...	...	...	...	...	25	...	...	...	...	...	...	...	...	...	40	...	Fm. G
MS - 154	55	5	40	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	Fm. G
MS - 155 A1	45	33	...	...	...	12	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	10	MetC - Ita
MS - 155 A2	50	33	...	...	...	7	...	...	...	...	...	...	...	...	tr	...	...	...	...	...	...	10	MetC - Ita
MS - 156	20	30	...	...	...	...	...	...	...	5	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	55	(?)

As rochas calcissilicáticas da Formação Gorutuba apresentam um bandamento composicional com variação granulométrica associada, onde boa parte das bandas mostram agregados criptocristalinos onde não é possível caracterizar a mineralogia usando somente o microscópio petrográfico. Nas bandas mais grossas ocorrem grãos de quartzo e epidoto em matriz de muscovita fina. Ocorrerem ainda concentrações de carbonatos.

Nas regiões sob influência da auréola do gabro ocorrem as associações epidoto e tremolita em porções proximais e, tremolita e biotita nas distais (Figura 8D). Essas rochas calcissilicáticas apresentam feição de ardósia com desenvolvimento de hornfels, com mascaramento da estrutura sedimentar preexistente.

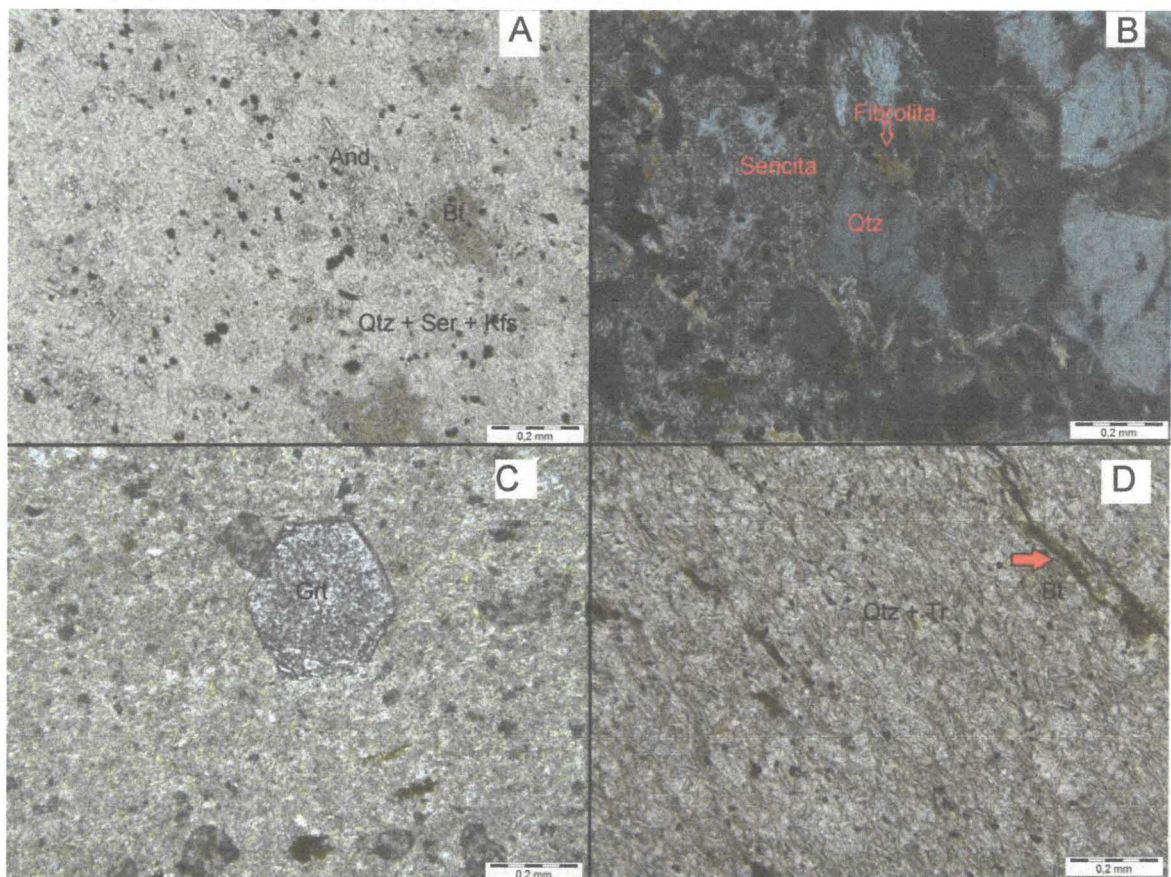


Figura 8: Fotomicrografias das rochas da Formação Gorutuba. A) LM-001F: Silimanita-feldspato potássico hornfels com andalusita retrometamórfica, com cristais de biotita crescidos em matriz composta por quartzo, sericita e feldspato potássico. Polarizadores descruzados. B) LM-001 B: Detalhe de silimanita hornfels, com uma geração de fibrolita. Polarizadores cruzados. C) LM-002C: Cristal euoédrico de granada crescido por sobre o acamadamento sedimentar. Polarizadores descruzados. D) LM-034A: Rocha calcissilicática na auréola de contato, com desenvolvimento de prismas de tremolita e placas de biotita. Polarizadores descruzados.

Gabro de Apiaí

O Gabro de Apiaí é constituído por ripas euedrais de plagioclásio (labradorita), ortopiroxênio (hiperstênio) e clinopiroxênio (augita), caracterizando assim a rocha como um gabronorito. Apresenta textura equigranular com textura variando de ofítica a subofítica. Ocorrem ainda minerais opacos associados principalmente aos piroxênios. Possui distribuição mineralógica aproximada de 55% de plagioclásio, 40% de piroxênio e 5% de minerais opacos.

O gabro não apresenta qualquer indício de deformação, porém deve-se destacar que há evidências de foliação magmática, obtidas através anisotropia de susceptibilidade magnética (Archanjo et al., 2012).

5.2.2 Evidências de fusão parcial

Crítérios para a identificação e descrição de anatexia em rochas podem ser encontrados em diversos trabalhos na literatura geológica, tendo como referência os trabalhos de Sawyer (e.g. 1999, 2014). A geração de fundido durante o metamorfismo depende de fatores como pressão e temperatura e presença de fluidos, podendo ser puramente controlados por um dos mesmos, onde no presente trabalho a variação térmica é o fator controlador.

Bolsões e veios graníticos cortando camadas de metapelito no ponto LM-001, localizado a uma distância de 45 metros do contato com o Gabro de Apiaí (Figura 9), representam uma evidência macroscópica de fusão parcial associada ao metamorfismo termal. A geometria dos bolsões é irregular e suas dimensões variam de milimétrica a decimétrica. Os bolsões ocorrem isolados ou parcialmente conectados com os veios de mesma composição. Comumente bolsas milimétricas isoladas de leucossoma granítico coalescem para vênulas e veios (Figura 9), sugerindo que representam leucossomas in situ e no início do processo de segregação e migração, respectivamente. Os veios graníticos ocorrem de maneira predominantemente discordante, assemelhando-se a um formato brechoide, com espessuras de até 10 cm. Grosso modo, possuem caimento preferencial para norte (301/45, 016/46). Possui textura fanerítica média a grossa com quartzo (45%), feldspato alcalino (35%) e muscovita (20%) e estrutura maciça. Ao microscópio petrográfico, em alguns cristais maiores de feldspato alcalino ocorre sericitização, marcada pelo preenchimento de sericita nos grãos, sobretudo nas lamelas de exsolução.

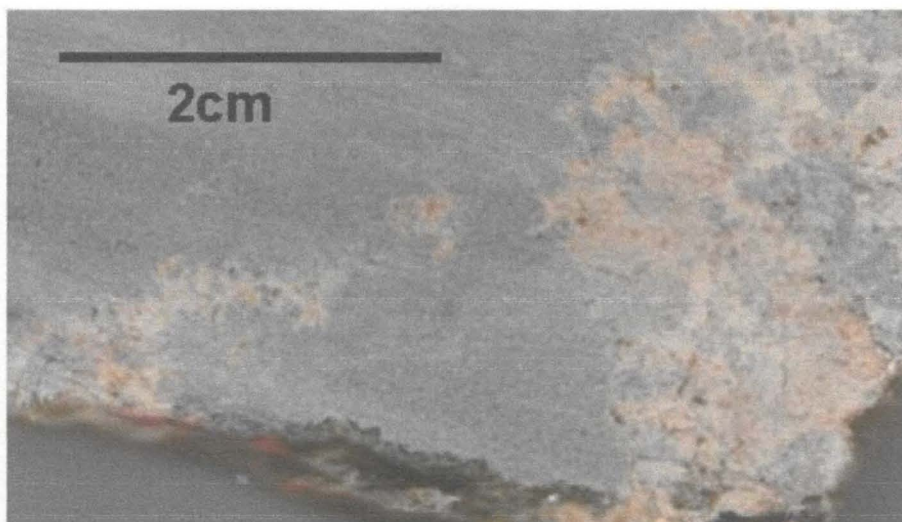


Figura 9: Fotografia de corte de amostra do ponto LM-001 mostrando evidências macroscópicas de fusão parcial. Na porção esquerda da fotografia ocorrem bolsas milimétricas isoladas de leucossoma granítico que coalescem para uma vênula, sugerindo que representam leucossomas *in situ* no início do processo de segregação e migração do fundido. Lado maior da foto: 5 cm.

Texturas microscópicas diagnósticas de fusão parcial (Figura 10) podem ser caracterizadas pela formação de vênulas quartzo feldspáticas intersticiais, que ocupam o espaço antes preenchido por líquido entre minerais; crescimento de cristais intersticiais poiquiloblásticos que sugerem que ocorria nucleação mineral e depois houve resfriamento da fração líquida e contatos angulosos entre borda de grãos e poros ocupados por fundido (Holness et al., 2011).

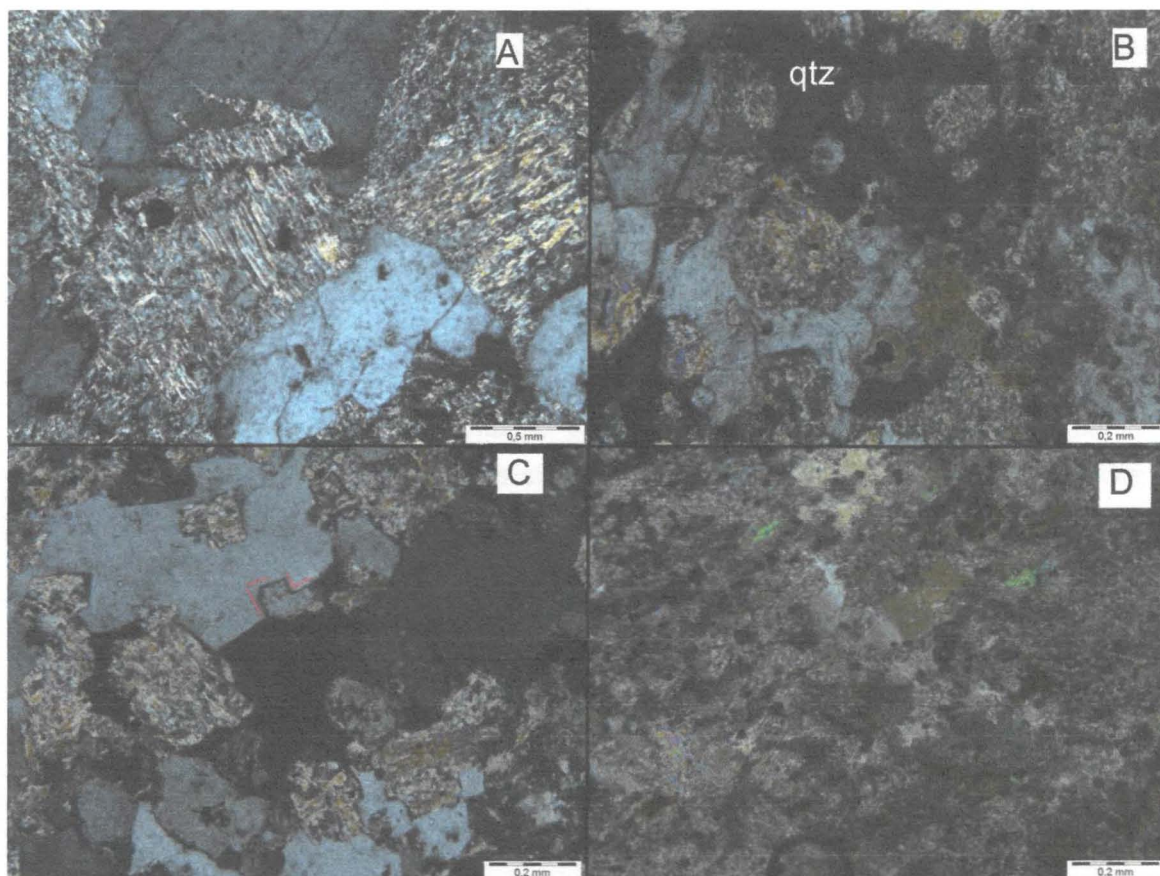


Figura 10: Fotomicrografias de texturas indicativas de fusão parcial (polarizadores cruzados). A) LM-001G: Micrografia do líquido segregado, formado por quartzo, feldspato alcalino e muscovita. B) LM-001B: Quartzo poiquiloblástico, com inclusões de minerais que podem ser cordierita sericitizada, indicando que o quartzo seria o líquido cristalizado. C) MS-150E: Contato em alto ângulo do feldspato potássico metamórfico com quartzo resfriado do *melt*. D) MS-150E: Cristais de quartzos tardios, resfriados em interstício de grãos.

5.3 Petrogramas de Eixo-c de Quartzo

A orientação preferencial das tramas cristalográficas oferece informações a respeito das condições metamórficas, uma vez que diferentes mecanismos de deslizamentos intracristalinos são condicionados pela variação de fatores como temperatura e pressão (Law, 1990). Além disso, as tramas cristalográficas oferecem informação a respeito da deformação, se coaxial ou não, os mecanismos de deformação em escala de grãos e a forma do elipsóide de deformação finita (Schmid & Casey, 1986).

Para coleta de dados de eixo-c de quartzo utilizou-se de seções delgadas de rochas metamórficas do Grupo Lajeado com maiores quantidades de quartzo, cortadas ao longo do plano perpendicular à foliação e paralelo à lineação de estiramento mineral (plano XZ do elipsóide de deformação finita). As medições foram realizadas com a utilização de uma platina universal de 4 eixos. Os dados foram lançados como projeções lineares em estereogramas de hemisfério inferior e igual área, tendo como referência os eixos do elipsóide de deformação finita. Os dados são apresentados na forma de pontos e como

curvas de concentração (Figuras 11 e 12). O procedimento utilizado para este estudo pode ser encontrado nos livros texto de Turner & Weiss (1963) e Whalstrom (1969).

As tramas de eixo-c de amostras de muscovita quartzito da Formação Serra da Boa Vista (SBV), coletadas fora da auréola de contato com o Gabro (amostras LM-23A, LM-41A, LM-43B; Tabela 2), são caracterizadas por concentrações pontuais de eixos-c em posições intermediárias entre os eixos X e Z do elipsóide de deformação finita, com tendência a distribuições ao longo de círculos mínimos centrados no eixo Z. Padrões semelhantes correspondem a modelos do tipo 1B de Lister et al. (1978). Essas guirlandas são compatíveis com padrões de deformação coaxial dominada por achatamento (Lister & Hobbs, 1980), pertencente à classe dos elipsoides oblato. Os padrões de distribuição dos eixos-c de quartzo ao longo de um círculo mínimo em torno do eixo Z remete a um padrão de deslocamento intracristalino no sistema basal <a> (Schmid & Casey, 1986), sugerindo assim características de deformação em condições de baixa temperatura, o que confere com o metamorfismo regional em fácies xisto verde.

Outro fator que se deve destacar é o mecanismo de recristalização do quartzo que apresenta características que sugerem *bulging recrystallization* (BLG), tais como contato serrilhado entre os grãos e pequenos subgrãos associados, sendo este mecanismo característico de deformação em temperaturas entre 280° e 400°C (Stipp et al., 2002; Faleiros et al., 2010).

Tabela 2: Proporções minerais (valores detalhadas na tabela 1), tipo de trama, ângulo de abertura (OA), mecanismo de recristalização (M.Rcr) e temperatura (T) estimadas para as amostras escolhidos para a medição de eixos-c de quartzo. Abreviações segundo Kretz (1983).

Amostra	Qtz (%)	Ms (%)	Bt (%)	And (%)	Opc(%)	Trama	OA	M.Rcr	T (C°)	Fm.
LM-23A	95	3	...	...	2	Concentrações pontuais entre Z e X tendendo a círculos mínimos em torno do eixo Z	68°	BLG	545°	SBV
LM-41A	65	25	2	...	3		56°	BLG	465°	SBV
LM-43B	95	3	...	...	2		52°	BLG	435°	SBV
LM-58D	30	53	17	...	2		53°	BLG/SGR	407°/43°	Go
MS-150A	27	40	10	7	10	Concentrações pontuais próximas ao eixo X	114°	GBM	722°	Go
LM-48	30	40	20	...	3		95°	SGR/GBM	647°	Go
LM-59	45	50	2	...	3		112°	GBM	714°	Go

O padrão de distribuição de eixos-c para a seção MS-150A, um sillimanita-hornfels com andalusita retrometmórfica da Formação Gorutuba (Go), se destaca em relação às demais, primeiramente por sua trama cristalográfica apresentar guirlanda de círculo mínimo com concentrações pontuais próximas ao eixo X do elipsóide de deformação. Essa trama apresenta um maior ângulo de abertura, o que configura o domínio de deslizamento intracristalino prismático [c], diagnóstico de temperaturas maiores que 600°C. Outro fator que se deve levar em conta, é o mecanismo de recristalização do quartzo, sendo agora dominado por migração de borda de grãos (GBM), caracterizado pelo formato amebóide de seus grãos.

Trabalhos de Khrul (1996) e Law (2014) sugerem que a transição do domínio de deslizamentos basal <a> para prismático [c] seria controlado pelo aumento de temperatura, aliado a menores taxas de deformação. Isso pode ser correlacionado ao fato do ponto onde esta amostra foi coletada corresponder a um hornfels muito próximo à auréola de contato, tendo assim a temperatura como principal fator condicionante do metamorfismo.

Nos trabalhos de Khrul (1996) e Law (2014) também são discutidos os efeitos da presença de água nos mecanismos de deslizamento. De maneira geral, os autores discutem que a presença de água tem como principal influência nas tramas cristalográficas o aumento do ângulo de abertura da trama, além de ser um fator que torne preferencial os deslocamentos prismáticos [c]. Faleiros et al. (2016) discutem que para temperaturas acima de 700 °C, o deslizamento prismático [c] é predominante em rochas anidras, o que é mais representativo para as rochas da Formação Gorutuba, uma vez que essas rochas passaram por processos de anatexia e a fase fundida é instaurada em água, ou seja, a água disponível vai para esta fase, deste modo a paragênese residual é anidra.

5.3.1 Geotermômetro por Ângulo de Abertura

Simulações numéricas (e.g. Lister & Hobbs, 1980), deformações experimentais (e.g. Tullis et al., 1973) e observações empíricas (Khrul, 1998; Law, 2014; Faleiros et al., 2016), demonstram que o ângulo de abertura das tramas de eixo-c de quartzo aumenta progressivamente com o aumento da temperatura e com o decréscimo da taxa de deformação. Para deformações entre 300° e 650°C, Khrul (1998) determinou que o aumento do ângulo de abertura e da temperatura possui uma relação quase que linear, propondo assim um termômetro semi-quantitativo com incerteza de $\pm 50^\circ\text{C}$. Morgan & Law (2004) refinaram esse termômetro considerando o efeito da presença de fluidos, e deste modo vem sendo utilizado em diversos trabalhos (e.g., Toy 2008 e Faleiros et al., 2010). Faleiros et al. (2016) demonstraram que a relação entre temperatura e ângulo de abertura dentro dos intervalos de 250-1050 °C e 2,5-15 kbar é melhor descrita por relações logarítmicas com uma influência secundária da pressão.

Os metarenitos da Formação Serra da Boa Vista apresentam variação em seu ângulo de abertura (OA nas equações abaixo) da trama de 52° até 68°, nas amostras LM-043B e LM-023A, respectivamente. Utilizando-se da equação (1) de Faleiros et al. (2016), que representa uma regressão múltipla onde a pressão é um fator condicionante, obtêm-se temperaturas de 435°C e 545°C para as amostras LM-043B e LM-023A, respectivamente, e 465°C para o ponto LM-041A (Figura 13).

$$T (^{\circ}\text{C}) = 410,44 \text{ Ln (OA)} + 14,22 \text{ P} - 1272 \text{ (1)}$$

Deve-se ressaltar que ainda não foram realizados trabalhos que quantifiquem as condições de temperatura e pressão para o metamorfismo regional por geobarômetros e geotermômetros tradicionais, deste modo a pressão de 6kbar foi utilizada por efeito de comparação regional, uma vez que esta é a faixa de pressão obtida para o Grupo Votuverava, também pertencente ao Terreno Apiaí (Faleiros et al.2010). Além disso, por se tratar de uma pressão intermediária, a mesma auxilia contrastar com as temperaturas obtidas nas amostras que sofreram metamorfismo termal.

Para o sillimanita hornfels da seção MS-150A, a temperatura foi calculada para pressão de 3,5 kbar para efeitos de comparação, uma vez que a presença de andalusita/sillimanita e indícios de fusão parcial indicam pressões baixas. Apesar de ainda não haver trabalhos que quantifiquem esta pressão, nota-se pela Figura 14 que a fusão por quebra da muscovita no campo da sillimanita ocorre a uma pressão mínima de aproximadamente 3,5 kbar, próximo à passagem sillimanita-andalusita. A trama de eixo-c de quartzo para esta mesma amostra forneceu ângulo de abertura de 114°. Deste modo obteve-se uma temperatura por ângulo de abertura de 722°C. Outros hornfels da Formação Gorutuba são representados pelas seções delgadas LM-048 e LM-059 e foram calculadas temperaturas de 647°C e 714°C, respectivamente.

A amostra LM-058D corresponde a um quartzo xisto da Formação Gorutuba e não apresenta feição de hornfels. Obteve-se um ângulo de abertura da trama de 53°, além da mesma ser representativa de deslocamentos cristalinos de sistema basal <a>, relativo a menores temperaturas. Se calculado a uma pressão de 6kbar, igualmente às amostras da Formação Serra da Boa Vista, obtêm-se temperatura de 440°C; porém se calculado para os valores de pressão mais baixos a temperatura obtida é de 407°C. Pela carência de valores quantitativos de pressão, a temperatura para essa amostra é incerta.

Nota-se que ao lançar as condições de metamorfismo para as amostras de hornfels, em um diagrama de polimorfos de Al_2SiO_5 , (Figura 14) as condições de temperatura e pressão determinadas se localizam aproximadamente em cima da linha andalusita-sillimanita (MS-150A). Desta forma, entende-se que a sillimanita foi a fase mineral de maior temperatura, uma vez que ocorre a presença de fibrolita nas seções delgadas do sillimanita-feldspato potássico hornfels, porém, devido a um possível resfriamento isobárico, muito em decorrência do resfriamento da fase fundida, levaria a rocha a sair do campo de estabilidade da sillimanita e por polimorfismo formar a andalusita retrometamórfica. Também é notável que, para estas temperaturas, as condições metamórficas destes hornfels se encontram acima ou muito próximas a linha de mínimo granítico, corroborando de fato a presença de fusão parcial identificada por evidências petrográficas macro e microscópicas.

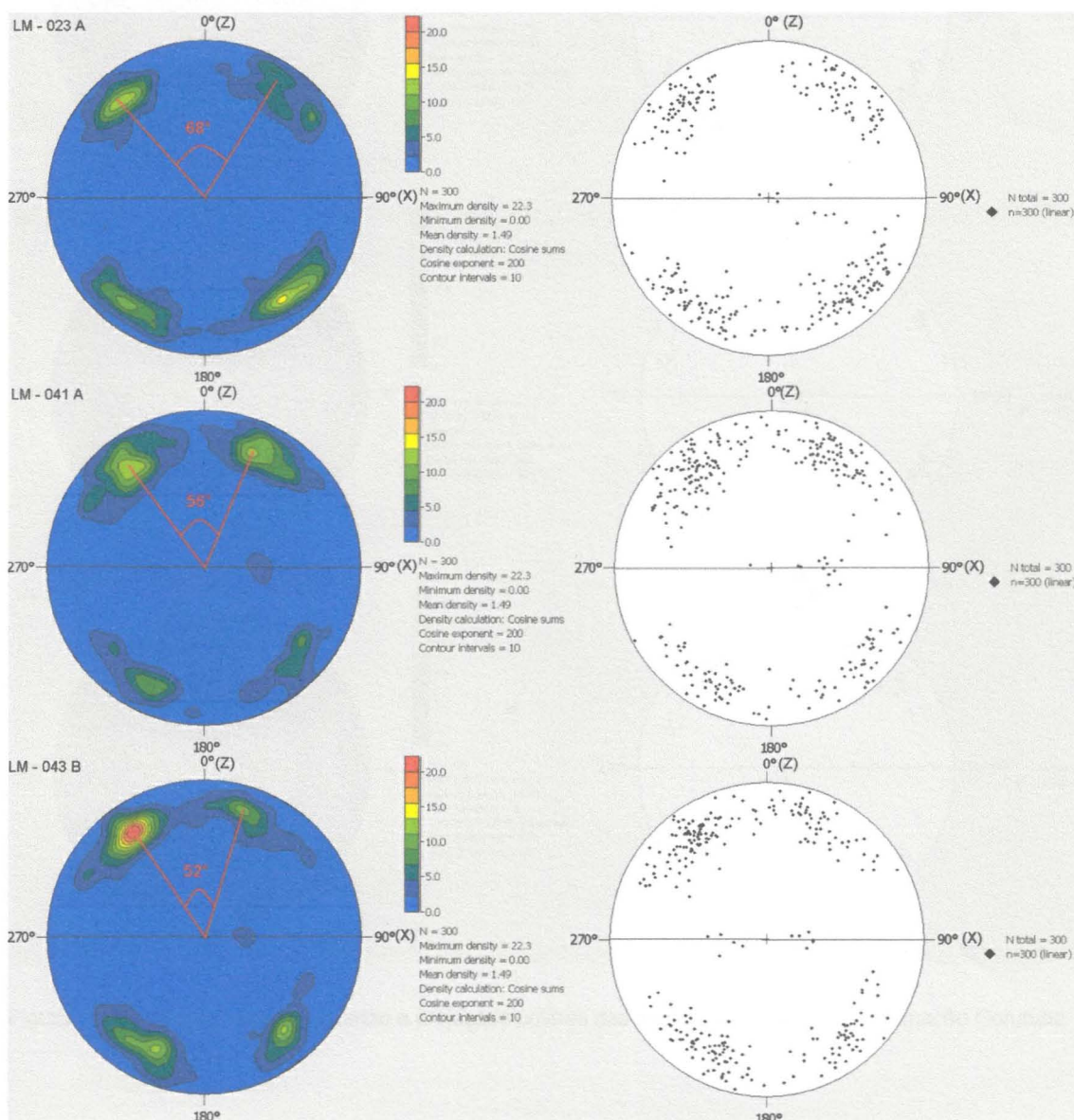


Figura 11: Tramas de eixo-c de quartzo e projeções polares das médias, para rochas da Formação Serra da Boa Vista.

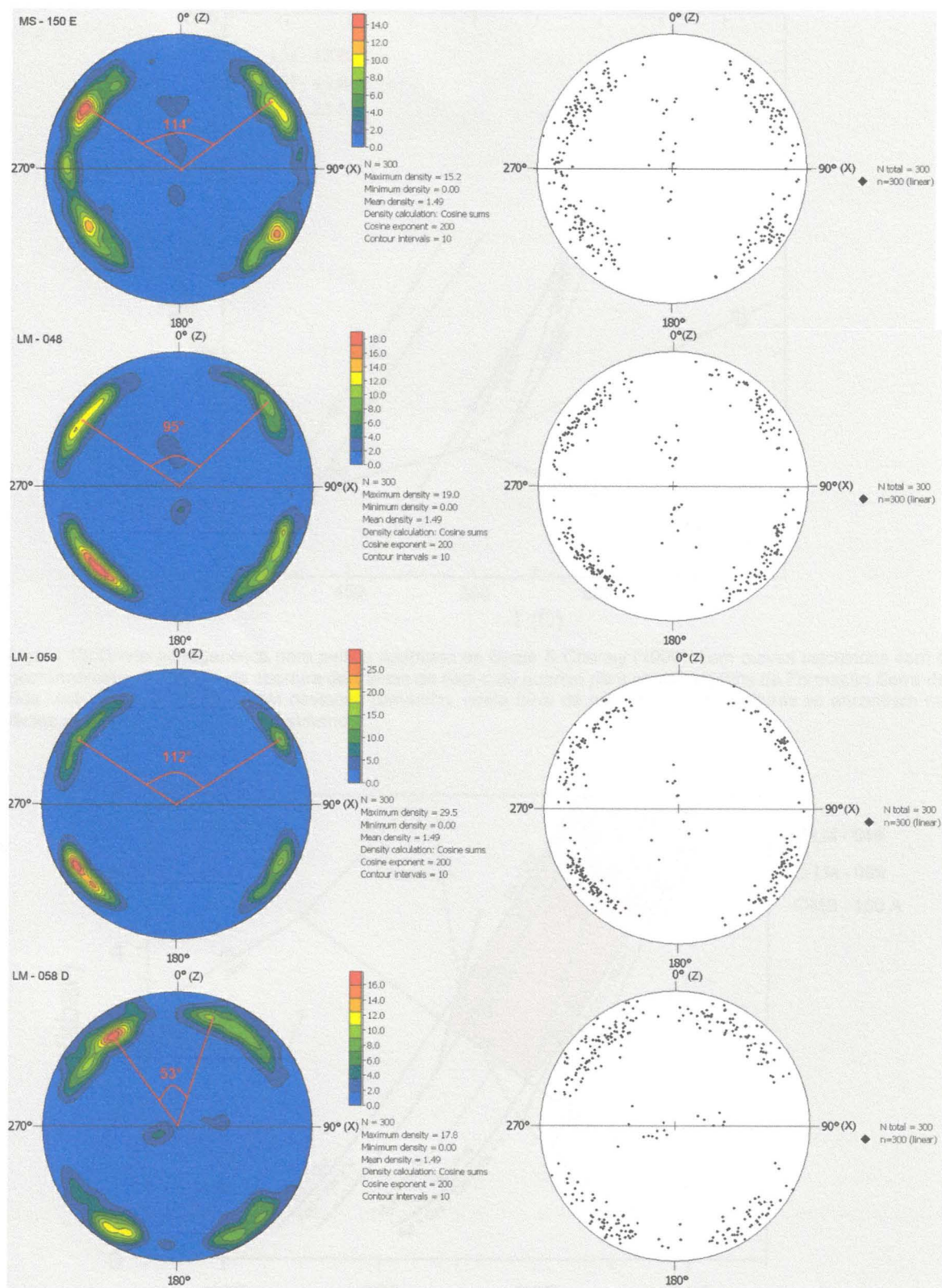


Figura 12: Tramas de eixo-c de quartzo e projeções polares das medias, para rochas da Formação Gorutuba.

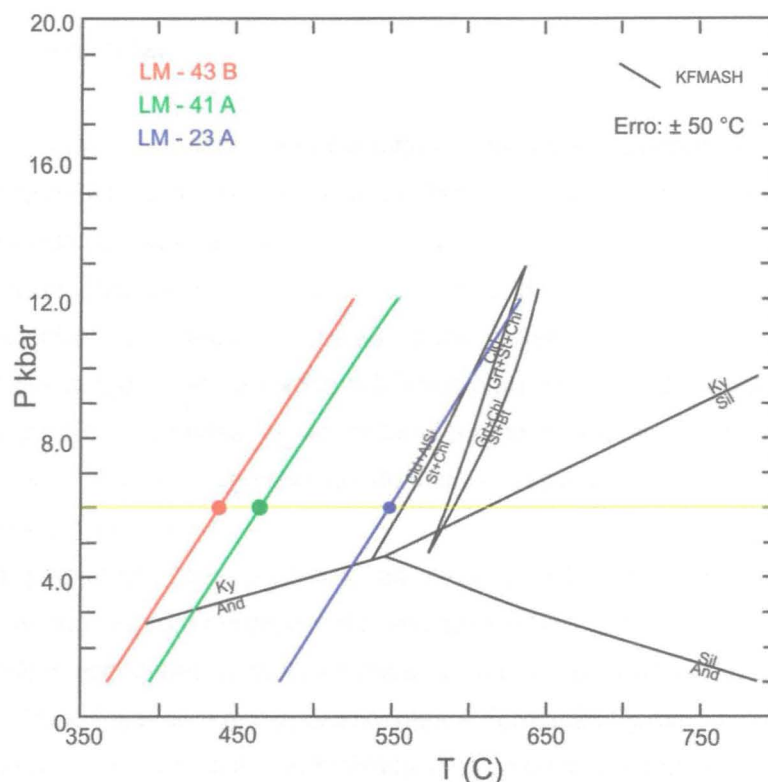


Figura 13: Grade petrogenética para pelitos adaptada de Spear & Cheney (1999), com curvas calculadas com o geotermômetro do ângulo de abertura de tramas de eixo-c de quartzo para os metarenitos da Formação Serra da Boa Vista. Pressão de 6kbar em destaque (amarelo), nesta faixa de pressão as temperaturas se encontram na fácies xisto-verde intermediária à superior.

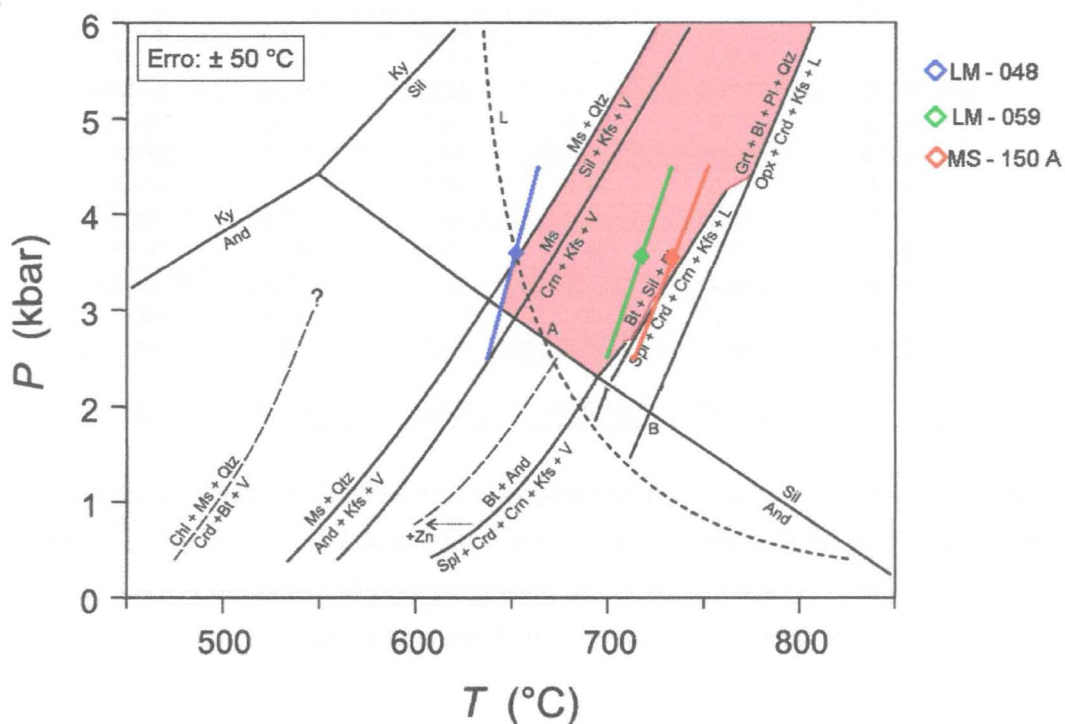


Figura 14: Curvas calculadas com o geotermômetro do ângulo de abertura de tramas de eixo-c de quartzo para os sillimanita-feldspato potássico hornfels lançadas em grade petrogenética (curvas de 2,5 até 4,5 kbar), com destaque para a pressão de 3,5 kbar. Notar a passagem da linha de mínimo granítico (curva tracejada) das amostras. Área em rosa marca o campo de estabilidade do pico metamórfico. Adaptado de Droop & Moazzen (2007).

5.4 Química de rocha total

Para as análises químicas de rocha total o material selecionado foi serrado para a retirada de crosta de alteração, seguindo para a fragmentação até cerca de 0,5cm por meio de prensa hidráulica. O material fragmentado seguiu para a moagem em panela de ágata até atingir granulometria inferior a 200 mesh. Cerca de 7,5g de amostra moída foram separadas, micronizadas e secas em estufa. Este material, já seco, foi misturado com parafina em pó (ligante) e levado à prensa hidráulica para o preparo de pastilhas prensadas.

Para as pastilhas fundidas, 1g do material moído é misturado com 9g de fundente (tetraborato de lítio – 75% e metaborato de lítio – 25%) e são levados ao forno por aproximadamente 20 minutos.

Após a preparação das pastilhas, as mesmas são analisadas através de um espectrômetro de raios X, com procedimento descrito em Mori et al. (1999).

As amostras escolhidas para as análises de química total de rocha correspondem a metapelitos do Grupo Lajeado, sendo pertencentes à Formação Gorutuba, exceto a amostra LM-039 que corresponde ao xisto porfiroblástico da Formação Serra da Boa Vista. Os resultados obtidos estão contidos na tabela 3.

Tabela 3: Análises químicas em rocha total das amostras do Grupo Lajeado em peso (%).

Óxidos	LM-001G	LM-004	LM-005	LM-039	LM-069A
SiO ₂	57,65	58,59	59,98	57,06	53,79
TiO ₂	1,118	1,119	0,781	0,858	1,409
Al ₂ O ₃	21,25	19,78	17,79	21,88	21,70
Fe ₂ O ₃	9,02	8,85	8,62	9,07	8,75
MnO	0,047	0,033	0,140	0,036	0,039
MgO	1,91	1,38	3,16	0,86	3,69
CaO	0,23	0,27	0,43	0,19	0,34
Na ₂ O	0,94	0,83	0,48	0,86	0,35
K ₂ O	5,07	5,13	3,79	4,42	4,89
P ₂ O ₅	0,139	0,133	0,094	0,081	0,252
Lol	2,52	3,49	3,64	3,46	4,28
Total	99,894	99,605	98,905	98,775	99,49

Nota-se que para as rochas da Formação Gorutuba há um aumento de magnésio nas amostras LM-005 e LM-069 A, que explica a maior concentração de clorita nas mesmas. Além disso, para a amostra LM-039, o elevado valor de alumínio é evidente e permite a formação dos porfiroblastos de cloritóide descritos no tópico de petrografia.

5.5 Metamorfismo e discussões

O metamorfismo regional pode ser identificado e analisado pelas rochas mais distantes ao Gabro de Apiaí (cerca de 200 metros da intrusão) e que não pertencem ao pacote alóctone, sendo representado pelas formações Serra da Boa Vista e Passa Vinte. A associação metamórfica destas rochas é marcada pela presença de cloritóide, clorita, muscovita e quartzo para as porções pelíticas da Formação Serra da Boa Vista, e por tremolita, dolomita e talco para os mármore dolomíticos da Formação Passa Vinte. De maneira geral, ambas as associações metamórficas são estáveis em condições de baixa temperatura e pressões intermediárias, podendo assim ser localizadas na fácies xisto verde intermediária a superior. Esta informação pode ainda ser sustentada pelas temperaturas obtidas pelo geotermômetro por ângulo de abertura (435°C até 545°C , a 6kbar) que se encontram no intervalo da fácies xisto-verde.

A presença de cloritóide também auxilia a limitar a temperatura para estas rochas, uma vez que a reação de consumo do cloritóide ocorre entre 570 e 630 graus. Além disso, não há aluminossilicatos nas paragêneses dos pelitos da Formação Serra da Boa Vista, desta forma o cloritóide não é consumido (Figura 13) para a formação de estaurólita em menor temperatura.

5.5.1 Metamorfismo de Contato

O metamorfismo de contato pode ser identificado nas rochas metassedimentares da Formação Gorutuba mais proximais do Gabro de Apiaí (até 150 metros de distância), podendo ser separados em rochas pelíticas e calcissilicáticas que sofreram metamorfismo de contato. Para este estudo, utilizou-se uma área próxima a intrusão do gabro, em escala de detalhe (1:5.000), compreendida entre os pontos LM-001 e LM-011, localizados na estrada Apiaí-Iporanga (Figura 4).

Campanha (1991) sugere que a Formação Gorutuba seja um bloco alóctone em relação ao restante do domínio da sinclinal do Calabouço, uma vez que seu contato basal com a Formação Passa Vinte é tectônico. Assumindo essa hipótese e adicionando o Gabro de Apiaí ao bloco alóctone, poderia se explicar a razão de desenvolvimento de feições de metamorfismo de contato, geradas pelo gabro, restritas à Formação Gorutuba.

Para as rochas calcissilicáticas foram identificadas duas zonas minerais distintas para o metamorfismo termal (Figura 16): uma proximal formada por epidoto e tremolita e uma distal formada por biotita e tremolita. Além de uma externa onde não há evidências de metamorfismo termal, composta por gorutubitos finos com fraca deformação.

As zonas metamórficas foram traçadas considerando as seções delgadas de rochas calcissilicáticas disponíveis. Entretanto, esta divisão de zonas propostas apresenta

complicações. Não foi possível determinar exatamente se essa variação mineralógica com a distância do corpo ígneo é dependente restritamente da temperatura ou se pode haver influência da variação composicional das rochas calcissilicáticas. Outro fator que pode ser condicionante para a variação mineralógica para estas rochas seria o fator de pH (Corbett & Leach, 1997). As rochas calcissilicáticas, por conterem componentes carbonáticos, podem volatilizar fases fluídas básicas quando próximo à intrusão, desta forma aumentando o pH; e assim contribuir para a formação de fases minerais como tremolita, epidoto e dolomita, semelhante à paragênese mais proximal. Por outro lado, com a diminuição do pH, fases minerais como biotita, feldspato potássico e clorita são mais estáveis, sendo as mesmas similares às encontradas nas zonas mais distais.

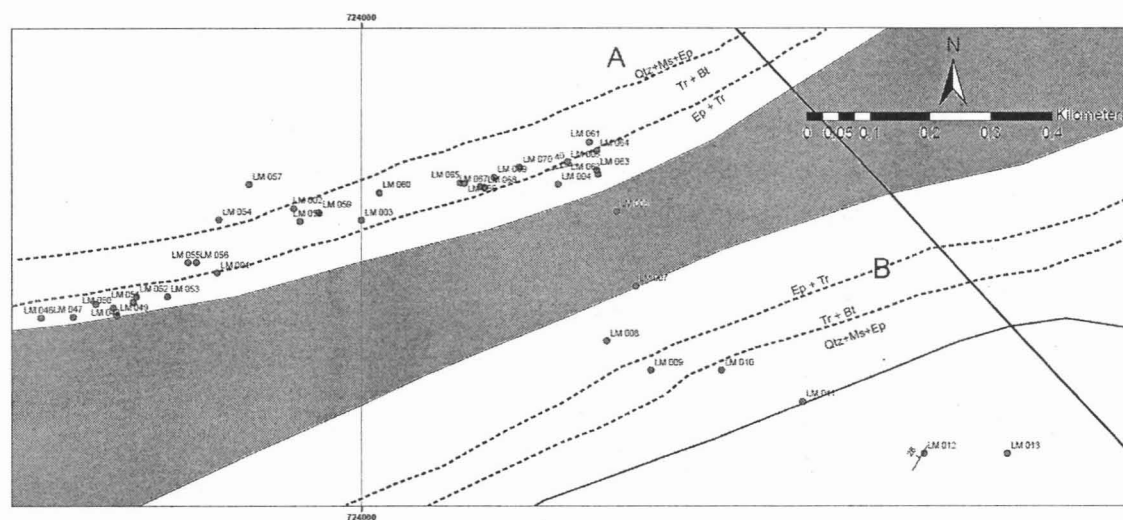


Figura 16: Zonas metamórficas sugeridas para as rochas calcissilicáticas na aureola de contato do gabro (cinza).

O epidoto em rochas calcissilicáticas é um indicativo de maior concentração em água na fase fluída (quando em comparação com o CO_2), podendo também ser usado para a limitação de temperatura, através de modelos que levem em consideração a proporção da fase fluída. Ferry (1976, 1983) calcula que para uma associação entre minerais do grupo do epidoto e anfibólios, a temperatura se encontra superior a 500-550 °C.

Para as rochas pelíticas, a delimitação de fácies relacionadas ao metamorfismo termal se mostrou ainda mais complexa. Percebe-se claramente que os pontos LM-001, LM-055 e LM-056 representam o local com maior grau metamórfico, uma vez que o mesmo se encontra próximo à intrusão, apresentam a paragênese de pico metamórfico e feições relacionadas à fusão parcial dos pelitos encaixantes. Contudo, a sua variação mineralógica com o distanciamento do corpo ígneo ainda não apresenta um controle plenamente satisfatório para a determinação das zonas metamórficas, podendo ser reflexo da heterogeneidade do protólito. Sendo assim, a Figura 17 mostra quatro zonas metamórficas aproximadas para os pontos com associação pelítica, sendo três zonas principais e uma subdividida na reação de polimorfismo Sil-And.

Para a paragênese de maior grau metamórfico dos metapelitos, sillimanita + feldspato potássico + biotita, associada à presença de leucossoma granítico, fica evidente que a reação (1) foi alcançada. No campo de estabilidade da sillimanita, a reação (1) indica condições mínimas de cerca de 660 °C e 3,5 kbar, conforme a Figura 14. A formação de andalusita tardia pode ser explicada pela reação de polimorfismo Sil-And relacionada a resfriamento isobárico, sugerindo que a pressão se encontra em torno de 3,5 kbar,



O aparecimento de fases minerais de alta temperatura como espinélio, coríndon (Droop & Moazzen) e granada (Spear et al., 1999) não ocorre, uma vez que a temperatura de formação das mesmas não foi alcançada, o que limita uma temperatura máxima de 720-730 °C.

As maiores inconsistências a respeito das reações metamórficas estão relacionadas aos pelitos de menor grau, muito em função da determinação da participação da clorita no sistema. Esta inconsistência é relacionada às reações de formação da biotita (2) e da granada (3).



Os pontos LM-004 e LM-005 não apresentam granada em suas paragêneses, sugerindo assim que toda a clorita foi consumida pela reação (2) para a formação de biotita, pois não haveria mais clorita para reagir e formar granada pela reação (3). Porém há presença de clorita nestes mesmos pontos, indicando que haveria a composição necessária para o aparecimento da granada, que de fato ocorre no ponto LM-002, mas não aparece continuamente nos pontos seguintes. Este caso pode ser explicado pelo fato da granada não ser estável em pressões muito baixas, que ocorrem costumeiramente em auréolas de contato. Outro fator que pode ser levado em conta para a não formação de granada em quantidade mais expressiva, confere aos baixos percentuais de elementos formadores de granada nas análises de rocha total. Elementos (Tabela 3) como manganês e magnésio apresentam baixíssimas concentrações, e principalmente o cálcio, pois este em menores quantidades dificulta a formação de grossulária, que é a variação de granada tipicamente encontrada em regiões de auréolas de contato. Desta forma, os pontos LM-003, LM-058 e LM-059 foram colocados na zona da granada, por proximidade com o ponto LM-002 e para fins de mapeamento.

No ponto LM-037 ocorre um xisto porfiroblástico da Formação Serra da Boa Vista com porfiroblastos de andalusita e biotita, orientados de maneira dispersa sobre a matriz. Esta feição sugere que este ponto tenha sofrido ação do metamorfismo termal, contudo, deve-se destacar que não se pode determinar qual auréola foi responsável pelo metamorfismo somente pela distância, uma vez que o ponto é aproximadamente equidistante do Gabro de Apiaí e do Granito Itaoca. Sugere-se no presente trabalho que este ponto em específico corresponda à ação da intrusão do Granito Itaoca, uma vez que o bloco formado pelo Gabro de Apiaí e Formação Gorutuba sejam alóctones em relação às demais unidades da região, além de haver registros na literatura a respeito do desenvolvimento de metamorfismo de contato e hidrotermalismo nas encaixantes do Granito Itaoca (e.g. Ens, 1990; Mello et al., 1981; Mello, 1995).

6. CONCLUSÕES

As análises apresentadas neste trabalho corroboram a participação do metamorfismo termal na formação de fases minerais e texturas na auréola do Gabro de Apiaí. Contudo, é notável que o desenvolvimento de paragêneses e feições de metamorfismo de contato estão restritas apenas à Formação Gorutuba uma vez que: (a) a auréola de contato apresenta extensão discreta, chegando a espessura aparente máxima de cerca de 200 metros em relação ao Gabro de Apiaí; (b) o pacote formado pelo corpo ígneo e sua encaixante (Formação Gorutuba, apenas) está em contato tectônico com as formações Passa Vinte e Serra da Boa Vista sotopostas; (c) As formações Passa Vinte e Serra da Boa Vista não apresentam nenhuma evidência textural ou mineralógica relacionada ao metamorfismo termal.

Essa distinção entre os pacotes fica ainda mais evidente quando se levado em conta as características estruturais em cada um dos mesmos. Enquanto que as rochas metassedimentares das unidades inferiores, como as formações Serra da Boa Vista e Passa Vinte, apresentam estrutura sedimentar preservada, porém já com indícios de foliação metamórfica como clivagem ardósiana penetrativa (S_1) e xistosidade (S_2); a Formação Gorutuba tem deformação mais amena e constante com seu acamamento sedimentar (S_0) normalmente mais preservado, com desenvolvimento discreto de clivagem ardósiana (S_1), com exceção do contato com a Formação Passa Vinte, de caráter tectônico.

Apesar das condições de temperatura e dos valores de química total serem robustos, a ocorrência das paragêneses dos metapelitos que sofreram ação do metamorfismo de contato é mais enigmática. A escassez de granada pode ser devido à baixa concentração de óxidos essenciais para a formação de granada como manganês, cálcio e magnésio. A variação das paragêneses para as rochas calcissilicáticas, por outro lado, não aparenta ser

necessariamente influência pura da composição química, mas dependente das variações nas condições de pH que devem ter ocorrido durante a intrusão.

A ocorrência de fusão parcial pode ser atestada por evidências de campo e petrográficas, como texturas, mineralogia peritética (sillimanita + feldspato potássico) e presença de bolsões graníticos nos metapelitos. A mesma é ainda confirmada com as temperaturas obtidas por tramas de eixo-c de quartzo (650-720 graus C) para as amostras próximas à intrusão, onde suas temperaturas ultrapassam a linha do mínimo granítico no campo de estabilidade da sillimanita.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abad, I., Jiménez-Millán, J., Molina, J. M., Nieto, F., & Vera, J. A. (2003). Anomalous reverse zoning of saponite and corrensite caused by contact metamorphism and hydrothermal alteration of marly rocks associated with subvolcanic bodies. *Clays and Clay Minerals*, 51(5), 543-554.
- Almeida, F.F.M. de; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the south american cratonic margin south of Amazon River. In: Nairn, E.M. and Stehli, F.G. (eds.) *The ocean basins and margins*. New York, Plenum., 1, 411-446
- Archanjo, C. J., Campanha, G. A., Salazar, C. A., Launeau, P. (2012). Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabrics of the Apiaí gabbro-norite (Ribeira Belt, SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, 101(3), 731-745.
- Barton, M.D., Ilchik, R.P. and Marikos, M.A., (1991). Metasomatism. Em: D.M. Kerrick (Editor), *Contact Metamorphism. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy.*, 26: 321-350p.
- Basei, M. A., Siga Jr, O., Machiavelli, A., & Mancini, F. (1992). Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Brazilian Journal of Geology*, 22(2), 216-221.
- Bowman, J. R., O'Neil, J. R., Essene, E. J. (1985). *Contact skarn formation at Elkhorn, Montana; II, Origin and evolution of COH skarn fluids. American Journal of Science*, 285(7), 621-660.
- Bucher, K., Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8ª Edição. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Callegari, E., Pertsev, N. (2007). A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 10. *Contact metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks*. Disponível em: http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_10.pdf.
- Campanha, G. A. C.; Gimenez Filho, A.; Caetano, S. L. V.; Pires, F. A.; Dantas, A.S.L.; Teixeira, A.L.; Dehira, L.K. (1986). Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. Em: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986, anais, SBG. v. 2, p. 1058-1073.
- Campanha, G. A. C., (1991). *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296 pp.
- Campanha, G. A. C., Sadowski, G.R., (1999). Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, v. 98, p. 31-51.

- Campanha, G.A.C.; Faleiros, F.M.; Basei, M.A.S.; Tassinari, C.C.G.; Nutman, A.P.; Vasconcelos, P.M., (2015). Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism. *Precambrian Research*, v. 266, p. 530-550.
- Campanha, G. A .C., Basei, M. S., Faleiros, F. M., Nutman, A. P. (2016). The Mesoproterozoic to early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. *Geoscience Frontiers*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.08.004>.
- Campos Neto, M. da C. (2000). Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano - Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U.G. (ed.) . Rio de Janeiro. p.335-365.
- Carmichael, D. M. (1978). Metamorphic bathozones and bathograds; a measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on the regional scale. *American Journal of Science*, 278(6), 769-797.
- Corbett, G. J., Leach, T. M. (1997). Southwest Pacific Rim Gold-Copper System: Structure. *Alteration and Mineralization, Short Course Manual*, 235p.
- Droop, G. T., Moazzen, M. (2007). Contact metamorphism and partial melting of Dalradian pelites and semipelites in the southern sector of the Etive aureole. *Scottish Journal of Geology*, 43(2), 155-179.
- Einaudi, M. T., Burt, D. M. (1982). *Introduction; terminology, classification, and composition of skarn deposits. Economic geology*, 77(4), 745-754.
- Ens, H. H. (1990). Petrogênese dos escarnitos de Itaoca – Vale do Ribeira – SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 172 pp.
- Eskola, P. (1915). On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 44, 109-143.
- Evangelista, H. J., Viana, D. J. (2013). Mármore da região de Itaco (ES) e escarnitos no contato com diques máficos e félsicos: Mineralogia e petrogênese. *Revista Geonomos*, 8(2).
- Faleiros, F. M. (2008). *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 306pp.
- Faleiros, F. M., da Cruz Campanha, G. A., da Silveira Bello, R. M., Fuzikawa, K. (2010). Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, 485(1), 193-214.

- Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C.; Martins, L.; Vlach, S.R.F.; Vasconcelos, P.M. (2011). Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, v. 189, p. 263-291.
- Faleiros, F.M., Morais, S.M., Costa, V.S., (2012). Geologia e Recursos Minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, escala 1:100.000, Estados de São Paulo e Paraná. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Programa Geologia do Brasil – Levantamentos Básicos. 107 p. ISBN 978-85-7499-167-2.
- Faleiros, F. M., Moraes, R., Pavan, M., Campanha, G. A. C. (2016). A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening-angle deformation thermometer. *Tectonophysics*, 671, 173-182.
- Ferry, J. M. (1976). Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, South-central Maine; mineral reactions and graphical analysis. *American Journal of Science*, 276(7), 841-882.
- Ferry, J. M. (1983). Regional metamorphism of the Vassalboro Formation, south-central Maine, USA: a case study of the role of fluid in metamorphic petrogenesis. *Journal of the Geological Society*, 140(4), 551-576.
- Ferry, J. M., Wing, B. A., & RUMBLE, D. (2001). Formation of wollastonite by chemically reactive fluid flow during contact metamorphism, Mt. Morrison pendant, Sierra Nevada, California, USA. *Journal of Petrology*, 42(9), 1705-1728.
- Frasca, M. H. B. O., Campanha, G. A. C., Figueiredo, M. C. H., Sadowski, G. R. (1997). Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. *Brazilian Journal of Geology*, 27(1), 41-48.
- Gerdes, M. L., Baumgartner, L. P., Person, M., & Rumble, D. (1995). One-and two-dimensional models of fluid flow and stable isotope exchange at an outcrop in the Adamello contact aureole, Southern Alps, Italy. *American Mineralogist*, 80(9-10), 1004-1019.
- Hackspacher, P.C.; Dantas, E.L.; Spoladore, A.; Fetter, A.H.; Oliveira, M.A. (2000). Evidence of neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, southeastern Brazil: New geological and geochemical constraints from the São Roque – Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências* v.30 n.1 p.110-114.
- Hasui, Y. (1975). Evolução polifásica do precambriano a oeste de São Paulo. *Boletim IG-USP*, 6, 95-108.
- Holness, M. B., Cesare, B., & Sawyer, E. W. (2011). Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation. *Elements*, 7(4), 247-252.
- Janasi, V.A., Leite, R.J., Van Schmus, W.R., (2001). U-Pb ages and chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes batholith (W of São Paulo, Brazil) –

- implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 363–376.
- Kerrick, D. M., (1991). Overview of contact metamorphism. Em: D.M. Kerrick (Editor), *Contact Metamorphism. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, 26, 1-12p.
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68, 277-279.
- Kruhl, J. H. (1996). Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14(5), 581-589.
- Labotka, T. C. (1991) Chemical and physical properties of fluids. Em: D.M. Kerrick (Editor), *Contact Metamorphism. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, 26: 43-104p.
- Law, R. D. (1990). Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. *Geological Society, London, Special Publications*, 54(1), 335-352.
- Law, R. D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of Structural Geology*, 66, 129-161.
- Lister, G. S., Hobbs, B. E. (1980). The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, 2(3), 355-370.
- Lister, G. S., Paterson, M. S., Hobbs, B. E. (1978). The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model. *Tectonophysics*, 45(2), 107-158.
- Meinert, L. D. (1992). *Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada*, 19(4).
- Mello, I. D. C. (1995). Geologia e estudo metalogenético do Maciço Itaoca, Vale do Rio Ribeira, SP e PR. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 168 pp.
- Mello, I. D. C., Silva, J. D., Boin, M. N., Saragiotto, J. A. R., Silva, R. D. (1981). Geologia dos granitóides de Itaoca (SP). *Simpósio Regional de Geologia*, 3, 82-93.
- Morgan, S. S., Law, R. D. (2004). Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley–Joshua Flat–Beer Creek pluton, California: a case for anhydrous conditions created by decarbonation reactions. *Tectonophysics*, 384(1), 209-231.
- Mori, P. E., Reeves, S., Correia, C. T., Haukka, M. (1999). Development Of A Fused Glass Disc XRF Facility And Comparison With The Pressed Powder Pellet Technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. *Brazilian Journal of Geology*, 29(3), 441-446.

- Nyman, M.W., Law, R.D., Morgan, S.S., (1995). Conditions of contact metamorphism, Papoose Flat Pluton, eastern California, USA: implications for cooling and strain histories. *Journal of Metamorphic Geology* 13, 627-643.
- Oliveira, M. A. F. D., Maniesi, V., Teixeira, W., Daitx, E. C. (2002). Caracterização isotópica de metabasitos e anfibolitos dos Grupos Açungui e Setuva na Porção Sul da Faixa Ribeira. *Geologia USP. Série Científica*, 2, 161-170.
- Oliveira, M. A. F. D., Maniesi, V., Nardy, A. J. R. (2012). Litogeoquímica, química mineral e termobarometria do Metagabro de Apiaí, SP. *Geociências*.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. 2ª Edição. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Pattison, D.R.M. Tracy, R.J., (1991). Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. Em: Kerrick, D.M. (Editor), Contact Metamorphism. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 26, 105-206p.
- Prazeres Filho, H.J., (2005). Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (IDTIMS/SHRIMP) e ^{18}O em zircão. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207 p.
- Reverdatto, V. V. (1973). *The facies of contact metamorphism* (No. 233). Australian National University Press, Camberra.
- Saunite, D. M., Bello, R. M. D. S., Andrade, F. R. D. D., Szabó, G. A. J. (2011). Metadolomitos talcificados do Grupo Itaiacoca, Paraná: regime de fluidos e implicações genéticas. *Geologia USP. Série Científica*, 11(1), 171-187.
- Sawyer, E.W., (1999). Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 24, 269-279.
- Sawyer, E. W. (2014). The inception and growth of leucosomes: microstructure at the start of melt segregation in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(7), 695-712.
- Schmid, S. M., Casey, M. (1986). Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies: The Paterson Volume*, 263-286.
- Shieh, Y. N., Taylor Jr, H. P. (1969). Oxygen and hydrogen isotope studies of contact metamorphism in the Santa Rosa Range, Nevada and other areas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 20(4), 306-356.
- Shoval, S. (1988). Mineralogical changes upon heating calcitic and dolomitic marl rocks. *Thermochimica acta*, 135, 243-252.
- Spear, F. S., Kohn, M. J., Cheney, J. T. (1999). P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), 17-32.

- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861-1884.
- Szabó, G. A. J., Andrade, F. R. D. D., Guimarães, G. B., Carvalho, F. M. D. S., Moya, F. A. (2006). As jazidas de talco no contexto da história metamórfica dos metadolomitos do Grupo Itaiacoca, PR. *Geologia USP. Série Científica*, 5(2), 13-31.
- Toy, V. G., Prior, D. J., & Norris, R. J. (2008). Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology*, 30(5), 602-621.
- Tullis, J., Christie, J. M., Griggs, D. T. (1973). Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geological Society of America Bulletin*, 84(1), 297-314.
- Turner, F. J. (1981). *Metamorphic petrology: Mineralogical, field, and tectonic aspects*. McGraw-Hill Companies. New York.
- Turner, F. J., Weiss, L. E. (1963). *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill Companies. New York.
- Wahlstrom, E. E. (1969). *Optical crystallography*. Wiley. New York
- Xu, G., Powell, R., Wilson, C.J.L., Will, T.M., (1994). Contact metamorphism around the Stawell granite, Victoria, Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 12, 609-624.

