

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**METAMORFISMO DE ROCHAS CALCIOSSILICÁTICAS DO  
GRUPO DOM SILVÉRIO NA REGIÃO A W E SW DE PONTE  
NOVA, MG**

Carina Mendes Placoná

Orientador: Prof. Dr. Gergely A. J. Szabó  
Co-orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2017 / 07)

SÃO PAULO

2017

## RESUMO

Na região de Ponte Nova, sudeste de Minas Gerais, aflora o Grupo Dom Silvério, de idade proterozóica e caracterizado como uma sequência metassedimentar de origem marinha, pertencente à extensão sul da Faixa Araçuaí, na borda sudeste do Cráton São Francisco. As rochas calciossilicáticas deste Grupo, assim como as demais, foram afetadas por metamorfismo e deformação intensa e pervasiva. Neste trabalho procurou-se determinar as condições metamórficas destas rochas, contribuindo para o conhecimento da evolução metamórfica do Grupo Dom Silvério, isto através de levantamentos bibliográficos e de campo, análises petrográficas, químicas e geotermobarométricas. Foram reconhecidas oito variedades de rochas calciossilicáticas, sendo a de maior ocorrência os diopsídio-hornblenda gnaisses com biotita, com estrutura milonítica. Há duas paragêneses distintas nestas rochas: a de pico metamórfico, com diopsídio, anfibólio e biotita, além de quartzo, plagioclásio, microclínio e titanita, e a de retrometamorfismo, na qual diopsídio foi substituído por anfibólio. Bolsões e veios localizados com quartzo, zoisita, calcita e clorita evidenciam hidrotermalismo tardio. As rochas calciossilicáticas apresentam-se intercaladas, em escala de poucos centímetros a decímetros, a metapelitos e paragnaisses, que se encontram na Zona da Cianita, retrometamórficos para a Zona da Estaurolita. Os diopsídio-hornblenda gnaisses foram escolhidos para análises de química mineral e avaliação geotermobarométrica. As análises em microsonda eletrônica revelaram composição flogopítica para a biotita, composição do anfibólio variando entre actinolita e Mg-hornblenda, e composição de andesina para o plagioclásio. Os cálculos geotermobarométricos convencionais indicaram condições de pressão e temperatura de  $7.7 \pm 1.4$  Kbar e  $654 \pm 24$  °C e de  $8.4 \pm 1.6$  Kbar e  $660 \pm 32$  °C, respectivamente, para as amostras 08-IX-53 e 09-VII-51B. A grade petrogenética calculada para o sistema KCMAS-HC, com pressão fixa de 8 Kbar, condiz com estas temperaturas que, apesar de imprecisas, são coerentes com as condições estimadas para a paragênese de pico metamórfico, com  $X_{\text{CO}_2}$  da fase fluida estimada entre 0,7 e 0,8.

## ABSTRACT

In the region of Ponte Nova, southeastern Minas Gerais State, rocks of the Dom Silvério Group, of proterozoic age, crop out, characterized as a metasedimentary sequence of marine origin that belongs to the southern extension of the Araçuaí Belt, in the southeastern margin of São Francisco Craton. The calc-silicate rocks, like the others, were affected by intense and pervasive metamorphism and deformation. The present study intends to understand the metamorphic conditions to which these rocks were submitted, contributing to the knowledge of the metamorphic evolution of the Dom Silvério Group. For this purpose, bibliographic survey, field work, petrographic, chemical and geothermobarometrical analyses were realized. The calc-silicate rocks were divided into eight groups, the one of larger occurrence being the diopside-hornblende gneisses with biotite, that have mylonitic structure. Two parageneses can be identified in these rocks: one of the metamorphic peak conditions, with diopside, amphibole and biotite, besides quartz, plagioclase, microcline and titanite, and one of the retrograde metamorphism, in which diopside was replaced by amphibole. There are evidences of hydrothermalism that generated late associations with quartz, zoisite, calcite and chlorite. These rocks are intercalated, on a scale of a few centimeters to decimeters, with metapelites, which are in the Kyanite Zone, with retrograde metamorphism to the Staurolite Zone. The group of diopside-hornblende calc-silicate gneisses was chosen for mineral chemistry analyses and thermobarometric evaluation. Chemical analyses by electron microprobe revealed phlogopitic composition for biotite, amphibole composition that varies from actinolite to Mg-hornblende and andesine composition for plagioclase. The conventional geothermobarometric calculation indicates conditions of pressure and temperature of  $7.7 \pm 1.4$  Kbar and  $654 \pm 24$  °C for sample 08-IX-53, and  $8.4 \pm 1.6$  Kbar e  $660 \pm 32$  °C for sample 09-VII-51B. A petrogenetic grid was calculated for the KCMAS-HC system, with pressure fixed at 8 Kbar, which matches the obtained temperatures that, although not precise, are coherent with the peak metamorphic parageneses, with  $X_{\text{CO}_2}$  of fluid phase estimated between 0,7 and 0,8.

## **AGRADECIMENTOS**

Muitas pessoas contribuíram para que esse trabalho pudesse ser realizado. Primeiramente agradeço ao Professor Gergely por toda atenção, paciência, puxões de orelha e por me acalmar nas horas em que pensava que tudo ia dar errado. Obrigada por todo conhecimento compartilhado.

Agradeço a todos que contribuíram de alguma forma para que esse trabalho pudesse ser finalizado: Professor Renato, pela imensa ajuda com o THERMOCALC, Laura, pela ajuda com o Arcgis, e Gustavo, pela ajuda com o Excel. Agradeço também aos funcionários dos laboratórios do IGc-USP: Samuca e Zé Paulo, na preparação das amostras para a fluorescência de Raios X, Marcos e Leandro na microsonda eletrônica.

A todos os professores que, ao longo desses 5 anos, conseguiram transmitir seus conhecimentos geológicos da melhor maneira possível, especialmente: Adriana Alves, Rogério Azzone, Paulo César Giannini, Frederico Faleiros, Lena Virgínia Monteiro, Maria Helena de Hollanda e Marcelo Monteiro da Rocha.

Às amigas que fiz ao longo desses anos: Fernanda, que esteve comigo desde o começo, Amanda, que segurou minha mão quando precisei e me fez conhecer muita música boa; Ympa, que sempre me aconselhou e me colocou pra cima nos maus momentos, lanny, Monique e Carol, que eu admiro muito e espero nunca perder contato.

Por fim, aos meus pais e meu irmão, por todo apoio ao longo de toda a minha vida, e ao Gustavo novamente, por me motivar, apoiar, ajudar e ser minha melhor companhia ao longo desse ano, sem você tudo teria sido mais difícil.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>1</b>
<b>3. OBJETIVOS</b>	<b>3</b>
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>3</b>
4.1 Levantamento bibliográfico	3
4.2 Levantamento de campo	3
4.3 Descrição petrográfica	4
4.4 Análise química de rocha total	4
4.5 Química mineral	5
4.6 Geotermobarometria	6
<b>5. TRABALHOS PRÉVIOS</b>	<b>7</b>
5.1 Contexto geológico	7
5.1.1 Faixa Araçuaí	7
5.1.2 Grupo Dom Silvério	9
5.2 Metamorfismo de rochas calciossilicáticas	12
<b>6. RESULTADOS OBTIDOS</b>	<b>14</b>
6.1 Contexto geológico local	14
6.1.1 Complexo Mantiqueira	15
6.1.2 Grupo Dom Silvério	16
6.2 Descrição Petrográfica	18
6.2.1 Hornblenda gnaiss calciossilicático	18
6.2.2 Tremolita/ Mg-hornblenda gnaiss calciossilicático	20
6.2.3 Epidoto anfibolito calciossilicático	21
6.2.4 Quartzo-hornblenda xisto carbonático	22
6.2.5 Muscovita-epidoto gnaiss calciossilicático	24
6.2.6 Actinolita-hornblenda-epidoto gnaiss calciossilicático	25
6.2.7 Hornblenda-epidoto-quartzo-biotita xisto	26
6.2.8 Diopsídio-hornblenda fels calciossilicático	27
6.3 Análise química de Rocha Total	28
6.4 Química mineral	30
6.4.1 Considerações gerais	30
6.4.2 Biotita	31
6.4.3 Piroxênio	32
6.4.4 Plagioclásio	33
6.4.5 Anfibólio	34

6.4.6 Feldspato alcalino .....	36
6.4.7 Epidoto .....	36
6.4.8 Carbonato .....	37
6.5 Geotermobarometria .....	37
6.5.1 Considerações gerais .....	37
6.5.2 Geotermobarometria convencional .....	37
6.5.3 Grade petrogenética .....	39
<b>7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....</b>	<b>41</b>
<b>8. CONCLUSÕES .....</b>	<b>45</b>
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>47</b>
<b>10. ANEXOS .....</b>	<b>51</b>

## **1. INTRODUÇÃO**

A região de estudo compreende uma sucessão de rochas metassedimentares correspondentes ao Grupo Dom Silvério, com condição metamórfica de fácies anfibolito. Intercalados e envolvendo o Grupo Dom Silvério afloram gnaisses miloníticos correspondentes ao Complexo Mantiqueira.

As rochas encontradas na área de estudo encontram-se frequentemente com foliação milonítica, caracterizada por intensa lineação de estiramento na direção Norte-Sul, a qual se encontra dobrada de maneira assimétrica, em dobras de flancos longos alternados com flancos curtos, indicando vergência para Oeste, em direção ao Cráton do São Francisco. As rochas do Complexo Mantiqueira encontram-se migmatizadas.

As rochas calciossilicáticas do Grupo Dom Silvério aflorantes na região encontram-se intercaladas e em lentes nas outras rochas pertencentes a este Grupo, como os mica xistos e paragnaisses, e apresentam variações estruturais, texturais e mineralógicas, tendo sido, por este motivo, divididas em 3 grupos principais. O grupo de maior ocorrência, os hornblenda gnaisses calciossilicáticos, apresentam em algumas amostras diopsídio, o qual se encontra substituído por anfibólio devido ao retrometamorfismo, sugerindo condições de fácies anfibolito. A presença de venulações tardias indica que essas rochas foram afetadas por evento hidrotermal.

Estas rochas calciossilicáticas com diopsídio apresentam paragêneses e sequências de desenvolvimento dos minerais semelhantes às descritas por Ferry (1976) e Bucher e Grapes (2011). Porém, estes trabalhos descrevem as sucessões de paragêneses do sistema das rochas calciossilicáticas para baixas condições de pressão e concentração de CO<sub>2</sub>. Por isso é relevante o estudo do metamorfismo barroviano progressivo das rochas calciossilicáticas nas condições de pressão e concentração de CO<sub>2</sub> mais altos, como é o caso das rochas do Grupo Dom Silvério. Para isso, foram utilizados métodos de análise petrográfica e química das rochas e de seus minerais, além de métodos geotermobarométricos.

## **2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A região estudada localiza-se no sudeste de Minas Gerais, na região a oeste e sudoeste da cidade de Ponte Nova (figura 2.1), mais especificamente nas proximidades do Rio Piranga e de Barro Branco.

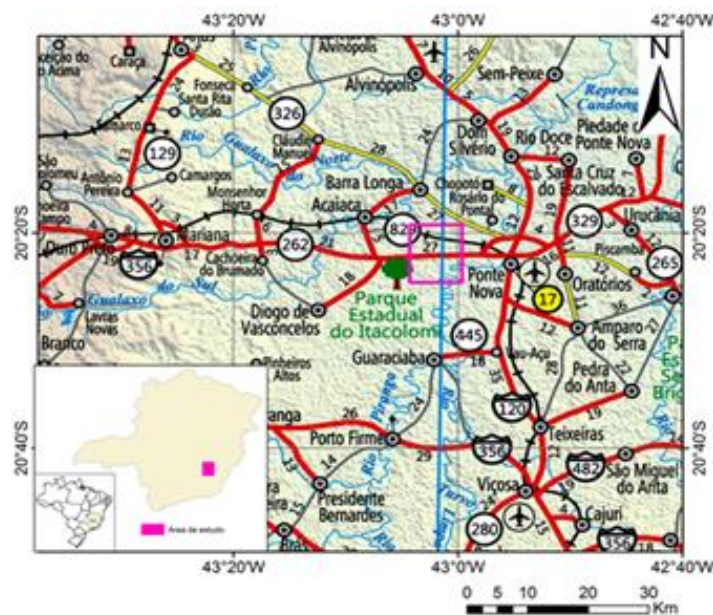


Figura 2.1: Localização da área de trabalho. O retângulo em rosa destaca a região de estudo. (Fonte Mapa rodoviário do Estado de Minas Gerais, DER MG, 2013, disponibilizado no site <www.der.mg.gov.br>, acessado em 28 de Julho de 2017).

Esta região encontra-se inserida na porção meridional da Faixa Araçuai, que representa o segmento setentrional da Província Mantiqueira, conforme Heilbron et al. (2004). Na figura 2.2 encontra-se a localização geológica da área de estudo.

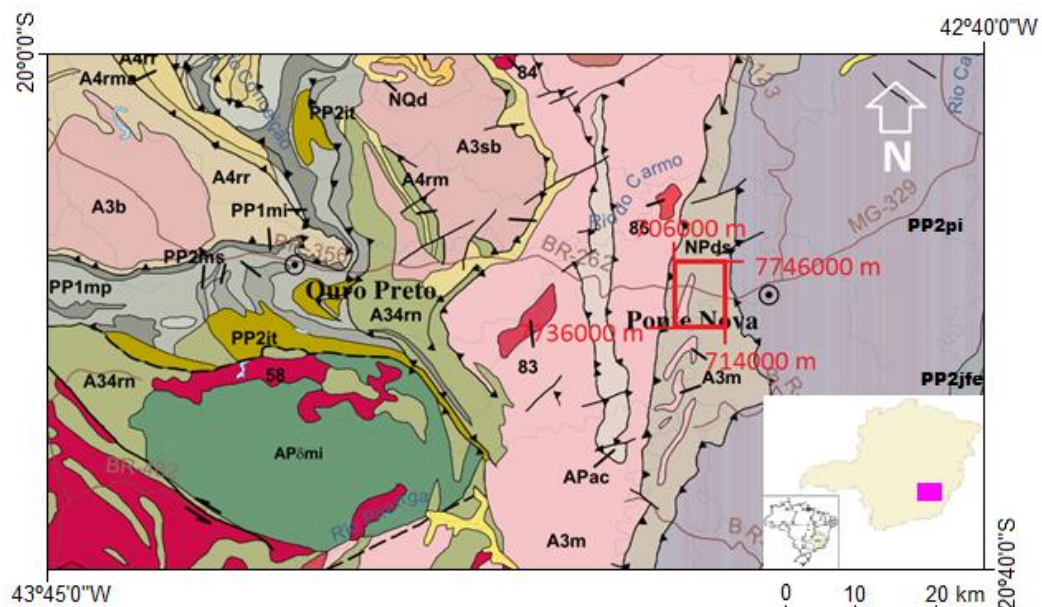


Figura 2.2: Localização geológica da área estudada (destacada em vermelho), retirada do Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, em escala 1:1.000.000 (2003). As principais unidades representadas são: A3m - Complexo Mantiqueira; NPds - Grupo Dom Silvério; A3sb - Complexo Santa Bárbara; A34rn - Grupo Nova Lima; PP2it - Grupo Itacolomi; PP1mi - Grupo Itabira; PP2ms - Grupo Sabará; PP1mp - Grupo Piracicaba; A4rm - Grupo Maquiné; A4rr - Grupo Nova Lima; APðmi - Complexo Monsenhor Isidro; A3b - Complexo Bação; APac - Complexo Acaiaca; PP2pi - Complexo Piedade; PP2jfe - Complexo Juiz de Fora; 58, 83, 84, 86 - Granitos Proterozóicos.



### **3. OBJETIVOS**

O objetivo deste trabalho é caracterizar petrográfica e mineralogicamente as rochas calciossilicáticas do Grupo Dom Silvério na região a oeste e sudoeste de Ponte Nova (MG) e retratar sua evolução metamórfica, correlacionando-a à das rochas metapelíticas deste Grupo, além de obter estimativas termobarométricas a partir de análises de rocha total e de minerais das diferentes paragêneses identificadas, utilizando o conjunto de programas THERMOCALC, e confrontar os dados obtidos com os já existentes na literatura para as rochas metapelíticas.

Este trabalho visa, portanto, contribuir com o estudo das rochas presentes no sul da Faixa Araçuaí, na borda sudeste do Cráton do São Francisco, gerando dados sobre a evolução metamórfica das rochas calciossilicáticas da região. Para isso foram realizados estudos petrográficos, levantamentos bibliográficos, levantamentos de campo, análises químicas em rocha total e em minerais e estudos geotermobarométricos das rochas calciossilicáticas selecionadas.

### **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

As etapas analíticas que foram desenvolvidas neste trabalho serão citadas sucintamente a seguir, sendo aprofundadas nos capítulos referentes aos resultados obtidos em cada uma delas.

#### **4.1 Levantamento bibliográfico**

Para o levantamento bibliográfico foram consultados, por meio do acervo da biblioteca do Instituto de Geociências da USP e da internet, livros, artigos e dissertações com informações sobre o contexto geológico e a evolução metamórfica do Grupo Dom Silvério e da faixa Araçuaí. Foram consultados também trabalhos sobre o metamorfismo das rochas calciossilicáticas, além das demais rochas metassedimentares e metabasitos, possibilitando o estudo das rochas adjacentes às rochas calciossilicáticas na região.

#### **4.2 Levantamento de campo**

A etapa de campo foi realizada nos dias 10 a 14 de Maio de 2017, com o auxílio das folhas topográficas Ponte Nova (SF-23-X-B-II-3) e Barra Longa (SF-23-X-B-I-4), do IBGE, em escala 1:50000, para orientação geral no campo e localização dos afloramentos. Durante esta etapa foram amostradas algumas das rochas calciossilicáticas presentes na região para complementar o acervo já disponível, utilizando-se como materiais martelo,

aparelho GPS, lupa e bússola. Foram realizados três perfis: dois perfis acompanhando as margens dos dois lados do Rio Piranga e na estrada principal (MG-262), e um na estrada de ferro abandonada, a oeste de Ponte Nova, nas proximidades da localidade de Barro Branco. A partir deste trabalho em campo foi possível descrever o contexto geológico da região, presente nos resultados deste trabalho.

#### **4.3 Descrição petrográfica**

As amostras e respectivas lâminas delgadas que foram utilizadas neste trabalho pertencem ao acervo coletado nas aulas de campo em Ponte Nova e Mariana-MG na disciplina GMG 332 – Petrologia Metamórfica de 1993 até 2016. Além delas, foram coletadas algumas amostras adicionais na etapa de campo. No total foram descritas 54 lâminas delgadas de rochas calciossilicáticas, além de diversas lâminas dos demais litotipos associados (estauroлита-cianita-granada micaxistos, anfíbolitos e gnaisses).

Para a descrição mineralógica e de microestruturas das lâminas foram utilizados o microscópios petrográficos de luz transmitida Olympus BXP-40, no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica do Instituto de Geociências da USP (IGc-USP), que apresenta três objetivas de aumentos 4x, 10x e 40x. Para a obtenção das fotomicrografias foi utilizado o microscópio de modelo BX50, da marca Olympus, com quatro objetivas de aumento 1,25x, 4x, 10x e 50x, com câmera digital acoplada da marca Olympus E330, no Laboratório de Microscopia Petrográfica do NAP Geoanalítica do IGc-USP. A determinação das proporções modais foi feita por estimativa visual.

#### **4.4 Análise química de rocha total**

Durante o trabalho foram realizadas 5 análises químicas de rocha total por fluorescência de raios-X para a determinação das concentrações dos elementos maiores, menores e elementos traços das amostras selecionadas. Os resultados obtidos encontram-se no Anexo 5. Estas amostras foram preparadas e analisadas nos laboratórios de Tratamento de Amostras (LTA-GMG), Química e ICP-AES e Fluorescência de raios-X do NAP Geoanalítica do Instituto de Geociências da USP. O equipamento utilizado para a análise foi um espectrômetro de fluorescência de Raios X, modelo Philips PW 2400.

A preparação das amostras no LTA-GMG compreendeu as etapas de fragmentação das amostras, retirada de porções alteradas, cominuição em prensa hidráulica e pulverização da amostra em moinho de ágata, atingindo granulometria próxima a 200 mesh. Foram micronizadas 7,5 a 8,0 g de amostra, seguidos de secagem em estufa. As pastilhas prensadas foram confeccionadas com a mistura de 7,0 g de amostra moída e 20% de

ligante em pó (cera), sendo colocadas em prensa hidráulica. As pastilhas prensadas foram utilizadas para a determinação dos elementos traços.

As pastilhas fundidas foram confeccionadas a partir da mistura de 1,0 g de amostra moída com 9,0 g de fundente (tetraborato de lítio e metaborato de lítio), com fusão a 1000°C durante aproximadamente 20 minutos. As amostras foram pesadas antes e após o aquecimento em cadinhos de porcelana e a partir disso foi feito o cálculo de perda ao fogo. O resultado foi utilizado para a determinação dos elementos maiores e menores.

#### **4.5 Química mineral**

Foram selecionadas 6 amostras para a análise de composição química dos minerais por microsonda eletrônica, visando identificar e caracterizar as fase minerais. Foram então preparadas lâminas delgadas-polidas a partir das amostras, metalizadas com C após a descrição e documentação fotográfica, e marcados os pontos de referência para localização das áreas selecionadas para análise na Microsonda. Porém, devido a problemas técnicos no equipamento foram analisadas apenas 2 das lâminas selecionadas. As fases minerais analisadas foram: diopsídio, anfibólio magnesiano, plagioclásio, microclínio, biotita, epídoto e calcita..

O método utilizado para a obtenção das análises foi o WDS (wavelength dispersive spectrometry). O feixe eletrônico incidente gerado pelo filamento da Microsonda interage com os elementos da amostra, produzindo radiação de RX com comprimento de onda característico para a configuração eletrônica de cada elemento, que é captada por cristais de distâncias interplanares conhecidas em posições angulares específicas nos espectrômetros, segundo os princípios da difração de raios X por retículos cristalinos. A intensidade da radiação gerada pela interação do feixe com a amostra é comparada à intensidade obtida para um padrão com a concentração do elemento conhecida. Assim, identifica-se os elementos e as suas concentrações na amostra examinada.

As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da USP, na microsonda JEOL, modelo JXA-FE8530, com canhão eletrônico suportado por Field Emission (FE), provida com cinco espectrômetros WDS, cada qual com dois cristais analisadores intercambiáveis. As análises por WDS foram realizadas utilizando padrões internacionais, sob as seguintes condições analíticas: corrente do feixe de elétrons de 20 nA, voltagem de aceleração de 15 kV e diâmetro de feixe de 5 µm. Os dados foram tratados com o auxílio dos programas Microsoft Excel e AX. O tratamento dos dados dos anfibólios foi feito com base em planilha Excel elaborada por Freitas (inédito).

#### 4.6 Geotermobarometria

Para o estudo geotermobarométrico foram feitos cálculos geotermobarométricos convencionais e tentou-se confeccionar pseudoseções das rochas estudadas, utilizando as análises químicas de rocha total e de fases minerais da paragênese de pico metamórfico, visando inferir as condições de temperatura e pressão do metamorfismo. Para o cálculo das pseudoseções e da geotermobarometria convencional foi utilizado o programa THERMOCALC (Powell & Holland, 2008), a partir de análises representativas dos melhores equilíbrios das assembléias.

No trabalho de Benevides (2003), foi utilizado o programa TWEEQU, que significa *Thermobarometry With Estimation of Equilibration State* (Bermann, 1991) para o cálculo das condições de pressão e temperatura das rochas do Grupo Dom Silvério, que assim como o THERMOCALC (Holland e Powell, 2011), usa um banco de dados termodinâmicos internamente consistentes. O conjunto de calibrações internamente consistentes utiliza os mesmos dados termodinâmicos e modelos de atividade para todas as fases ou é calibrada para o mesmo conjunto de dados empíricos (Spear, 1993). A consistência interna entre os conjuntos de calibrações assegura o grau no qual uma amostra está equilibrada e tende a eliminar, ou pelo menos identificar, calibrações com erros sistemáticos, pois tendem a permanecer visíveis (Spear, 1993).

A geotermobarometria convencional baseia-se no equilíbrio termodinâmico de reações específicas usando as composições químicas de alguns dos minerais presentes na rocha (Spear, 1993). A partir das análises químicas minerais, que foram tratadas para o cálculo das fórmulas estruturais, foi utilizado o programa THERMOCALC para o cálculo da temperatura, pressão e concentração de CO<sub>2</sub>, com base em banco de dados internamente consistentes.

O programa THERMOCALC calcula o equilíbrio químico entre as fases minerais escolhidas, resolvendo um grupo de equações linearmente independentes, baseado em todos os membros finais presentes no sistema (Powell et al., 1998).

As pseudoseções correspondem a diagramas binários calculados para uma composição química específica de rocha, apresentando as associações minerais que aquela composição pode formar em diferentes condições de pressão, temperatura, composição de fluidos, entre outros parâmetros. A principal vantagem da técnica é a construção de grades petrogenéticas (no caso do presente trabalho foram construídos diagramas T-X<sub>CO<sub>2</sub></sub>) usando a composição química total da amostra estudada, ao invés de se utilizar grades petrogenéticas para sistemas ideais, pois nas pseudoseções são apenas representadas as associações minerais que aquela composição química permite ocorrer.

## 5. TRABALHOS PRÉVIOS

### 5.1 Contexto geológico

#### 5.1.1 Faixa Araçuaí

Segundo Peres et al. (2004), o Grupo Dom Silvério está inserido na porção meridional da Faixa Araçuaí, assim como outras três unidades litológicas: o Complexo Mantiqueira, os charnockitos Pedra Dourada e os granitóides da Suíte Borrachudos.

Conforme Heilbron et al. (2004), a Faixa Araçuaí representa o segmento setentrional da Província Mantiqueira. Ainda segundo estes autores, a Província Mantiqueira é um sistema orogênico de idade neoproterozóica, que engloba, além do orógeno Araçuaí, os orógenos Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, e que se desenvolveu durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileiro- Pan Africana, a qual resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental.

A Faixa Araçuaí é definida por Gradim et al. (2005) como o cinturão metamórfico externo do Orógeno Araçuaí, o qual engloba o grande domínio orogênico brasileiro localizado entre o Cráton do São Francisco e a margem leste brasileira. Conforme Pedrosa Soares et al. (2001), as reconstruções do Gondwana Ocidental evidenciam que o Orógeno Araçuaí era adjacente à Faixa Congo Ocidental, pertencente ao continente africano, constituindo, em conjunto, o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.

O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, segundo Alkmim et al. (2006), foi dividido pela abertura do Oceano Atlântico no Mesozóico em duas partes muito diferentes, apesar de complementares. O orógeno Araçuaí herdou dois terços do conjunto orogênico, ficando com os principais componentes geotectônicos, como a extensa sedimentação de margem passiva, os remanescentes ofiolíticos, todo o arco magmático pré-colisional, unidades metassedimentares representantes de bacias orogênicas que receberam contribuição desse arco, granitos sin-colisionais e o magmatismo pós colisional. Na faixa Congo Ocidental restou a extensa pilha vulcano-sedimentar do estágio de rifte continental, além de unidades da margem passiva proximal.

Segundo Peres et al. (2004), a Faixa Araçuaí consiste em duas unidades tectônicas principais (figura 5.1): cinturão Araçuaí e núcleo cristalino.

Foram reconhecidos, segundo Pedrosa-Soares et al. (2007), quatro estágios orogênicos no Orógeno Araçuaí, denominados: pré-colisional (ca. 630 - 580 Ma), sin-colisional (ca. 580 - 560 Ma), tardi-colisional (ca. 560 - 530 Ma) e pós-colisional (ca. 530-490 Ma). Durante o estágio pré-colisional houve subducção de litosfera oceânica e foi

edificado o arco magmático. No estágio sin-colisional houve deformação e metamorfismo regionais, além de extensiva granitogênese do tipo S (Pedrosa-Soares et al. 2001). O estágio tardi-colisional é marcado por tectônica tangencial cessante, escapes laterais e geração de granito S por fusão parcial. No estágio pós-colisional ocorreram processos deformacionais e plutonismo relacionados ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí (Marshak et al. 2006).

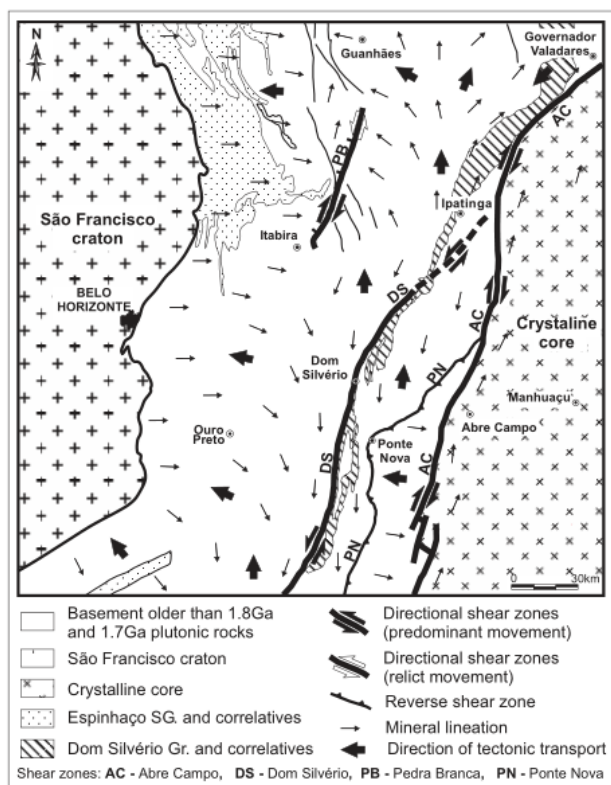


Figura 5.1: Mapa tectônico simplificado do sul do Cinturão Araçuaí (Peres et al. 2004).

Segundo proposta de Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (2000), o Orógeno Araçuaí foi compartimentado em três domínios principais:

- *Domínio de inflexão setentrional*: domínio em que a grande curvatura do orógeno Araçuaí muda para leste, com características dos dois outros domínios.
- *Domínio externo*: circunscreve a margem sudeste do cráton do São Francisco. Caracterizado por dobras de empurrão vergentes contra o cráton. Apresenta metassedimentos com baixo a médio grau metamórfico, de fácies xisto verde a anfibolito
- *Domínio interno*: oriental, é onde ocorre o plutonismo granítico neoproterozoico, que representa o núcleo do orógeno. Apresenta metassedimentos de alto grau metamórfico, até fácies granulito.

Conforme Peres et al. (2004), a porção sudeste do cinturão Araçuaí apresenta unidades litológicas de idades arqueana e paleoproterozóica, mesoproterozóica e neoproterozóica. Entre as unidades arqueanas e paleoproterozóicas estão o Complexo Mantiqueira (que compõe o embasamento, conforme Noce et al., 2007), o Supergrupo Rio

das Velhas, o Supergrupo Minas, o Grupo Itacolomi e o Charnockito Pedra Dourada. As unidades mesoproterozóicas são os granitoides Borrachudos e o Supergrupo Espinhaço. O orógeno apresenta ainda, como unidades principais, o Grupo Andrelândia, o Grupo Dom Silvério e o Grupo Rio Doce.

#### *5.1.2 Grupo Dom Silvério*

O Grupo Dom Silvério, segundo Jordt Evangelista (1992), é uma unidade geológica metassedimentar com cerca de 160 quilômetros de extensão e 4 quilômetros de largura, intercalada no Complexo Granito-Gnáissico, de idade proterozóica, a sudeste de Minas Gerais. Estende-se de Senador Firmino, ao sul, até Ipatinga, ao norte, conforme pode ser observado na figura 2.2.

Alguns autores, como Almeida e Litwinski (1984), sugeriram que as rochas do Grupo Dom Silvério fariam parte do embasamento gnáissico-migmatítico. Com trabalhos como o de Jordt Evangelista (1992) e Baltazar e Raposo (1993), foi possibilitada a separação do Grupo Dom Silvério do embasamento, além de sua caracterização como uma sequência de rochas metassedimentares de origem marinha.

##### *5.1.2.1 Estratigrafia*

Brandalise et al. (1991) dividiram o Grupo Dom Silvério em três unidades litoestratigráficas. A primeira unidade ocorre na base e é composta por biotita anfibolitos, granada-biotita-muscovita xistos, tremolititos e rochas calciossilicáticas. A segunda unidade, intermediária, é formada por micaxistos granatíferos com cianita, grafita e sillimanita, muscovita quartzitos, rochas calciossilicáticas, gonditos, mármore, biotita anfibolitos, formações ferríferas e biotita gnaisses. Já a terceira unidade, no topo, é constituída por muscovita quartzitos e muscovita-quartzo xistos.

As principais unidades litótípicas do Grupo Dom Silvério, segundo Benevides (2003), são os biotita xistos, os muscovita xistos, os paragnaisses, as rochas calciossilicáticas e os metabasitos, conforme descritas a seguir. O anexo 3 apresenta um mapa geológico de detalhe, feito por Benevides (2003), com as unidades do Grupo Dom Silvério.

##### *5.1.2.1.1 Unidade dos biotita xistos*

Os biotita xistos apresentam muscovita, plagioclásio, biotita e quartzo como mineralogia principal, podendo conter também granada, cianita ou estauroilita e grafita. Confundem-se com gnaisses quando crescem os teores de quartzo e plagioclásio, passando a ser finamente bandados. A granulação varia de fina a muito grossa, e a foliação observada é quase sempre milonítica.

#### 5.1.2.1.2 Unidade dos muscovita xistos

Intercalados nos biotita xistos, ocorrem corpos decamétricos de muscovita xisto grafitoso, por vezes com cianita. Apresentam intensa foliação milonítica, dobras apertadas e crenulação. Apesar da ausência de outros minerais-índice, a presença de cianita nestas rochas indica que este litotipo, assim como as outras unidades litotípicas do Grupo Dom Silvério, foram metamorfizados em pressões compatíveis com o regime barroiano.

#### 5.1.2.1.3 Unidade dos paragneisses

Os paragneisses são constituídos por biotita gnaisses compostos por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e, subordinadamente, granada e muscovita. Suas relações de campo indicam gradação para os micaxistos e assemelham-se aos biotita xistos mais feldspáticos, o que contribui para a interpretação de que estas rochas são paraderivadas, permitindo sua distinção dos ortogneisses do Complexo Mantiqueira.

#### 5.1.2.1.4 Unidade das rochas calciossilicáticas

As rochas calciossilicáticas encontram-se em intercalações de centímetros a dezenas de metros de espessura nos micaxistos e paragneisses e estão comumente associadas a corpos de metabasitos, com estruturas laminadas a bandadas. Apresentam-se mais ou menos milonitizadas, intensamente dobradas e com grande variação composicional. São formadas por hornblenda, tremolita/actinolita, epidoto, quartzo, carbonato e plagioclásio, além de diopsídio, muscovita e feldspato potássico.

As relações de contato entre as rochas calciossilicáticas e os paragneisses são gradacionais e petrograficamente parecem evoluir um do outro, indicando provável geração a partir de sedimentos clásticos com contribuição vulcânica intensa, que é evidenciada pelo complexo sistema químico resultante nestes litotipos.

#### 5.1.2.1.5 Unidade dos metabasitos

Os metabasitos ocorrem associados às rochas calciossilicáticas, tendo granulação fina e sendo compostos por anfibólio e plagioclásio, intensamente afetados pelo cisalhamento regional de baixo ângulo. Ocorre também anfibolito com granada. Encontram-se milonitizadas com variadas intensidades, às vezes formando lentes no meio dos paragneisses.

#### 5.1.2.2 Evolução estrutural

Endo (1997) identificou, na região entre Barra Longa e Ponte Nova, estruturas direcionais em fases distintas de deformação, que estariam associadas a uma zona de cisalhamento de direção NNE-SSW, de grande extensão, chamada de Zona de



Cisalhamento Dom Silvério, que teria começado a se desenvolver no Neoarqueano, com baixa intensidade de influência do Brasileiro.

Já outros autores, como Cunningham et al. (1996, 1998) consideram que a região do Grupo Dom Silvério foi bastante influenciada pelas orogêneses Transamazônica e Brasileira, podendo representar uma zona de sutura de provável idade transamazônica.

#### 5.1.2.3 Geoquímica

Os dados geoquímicos, segundo Jordt Evangelista (1992) e Fonseca (2017) indicam que os gnaisses do Complexo Mantiqueira, os quais seriam o embasamento do Grupo Dom Silvério, têm quimismo típico de gnaisses arqueanos, tendo havido uma possível contribuição vulcanogênica à sua composição. Assim, o Complexo Mantiqueira seria correlato ao Complexo Santa Bárbara.

Os anfibolitos foram caracterizados como toleíticos e interpretados como gerados em ambientes de ilhas oceânicas (Brandalise, 1991). A relação entre CaO e MgO dos micaxistos, segundo Jordt Evangelista (1992), é típica de xistos pré-cambrianos.

Em relação às rochas calciossilicáticas, ainda segundo Jordt Evangelista (1992), a presença de CaO e MgO em níveis elevados nestas rochas reflete bem as quantidades altas de diopsídio e tremolita.

#### 5.1.2.4 Metamorfismo

Jordt Evangelista e Roeser (1988) caracterizaram o metamorfismo do Grupo Dom Silvério, através de estudos geotermométricos baseados em biotita e granada, como ocorrido a  $550 \pm 50^\circ \text{C}$ , o que corresponde à fácies anfibolito inferior, do tipo barroviense. Segundo Peres et al. (2004), a pressão mínima do metamorfismo seria de 4 kbar.

Os cálculos geotermobarométricos pelo método TWQ, obtidos para as rochas metapelíticas, realizados na região por Benevides (2003), indicam que o pico térmico teria ocorrido com temperatura em torno de  $750^\circ \text{C}$ , com pressões variando entre 9 e 12 kbar. Indicam ainda um estágio retrometamórfico também em fácies anfibolito.

A presença frequente de estaurolita e cianita nos micaxistos do Grupo Dom Silvério, assim como a associação hornblenda e epidoto nos anfibolitos toleíticos, também permitem caracterizar o metamorfismo como sendo de fácies anfibolito inferior, estando de acordo com os cálculos geotermobarométricos. Conforme Jordt Evangelista (1992), a temperatura de no mínimo médio grau é também evidenciada pela presença de diopsídio nas camadas calciossilicáticas.

### 5.1.2.5 Geocronologia

Os dados geocronológicos sobre as rochas do Grupo Dom Silvério são escassos, havendo uma única idade isocrônica por Sm-Nd de 549 Ma, feita em granada-rocha total (Brueckner et al., 2000), sendo essa idade interpretada como correspondente à época do metamorfismo. A fonte destes sedimentos teria idade paleoproterozóica (2,20 Ga).

## 5.2 Metamorfismo de rochas calciossilicáticas

Rochas calciossilicáticas são rochas ricas em silicatos de Ca ou Ca-Mg (tais como grossulária, zoisita, anfibólio ou diopsídio) contendo teores pequenos de carbonato. Em muitos casos são produtos do metamorfismo de sedimentos originalmente portadores de carbonatos. Tratam-se de rochas com mineralogia complexa, já que contém quantidades significativas de vários outros componentes químicos, como Al, K e Fe (Yardley, 2004).

Um estudo feito por Ferry (1976) sobre os metassedimentos carbonáticos no centro-sul do Maine permitiu a realização de um trabalho com a distribuição das isógrads nas rochas carbonáticas da região, inseridas na Formação Vassalboro. Este metamorfismo ocorreu a pressões baixas (2,5 a 3,8 kbar), com fluido rico em H<sub>2</sub>O e é espacialmente relacionado com pequenos corpos graníticos sin-metamórficos. Nota-se que estas rochas carbonáticas de grau mais alto mostram-se empobrecidas em K e Na. No trabalho de Ferry (1976) foi descrita a seguinte sequência zonal:

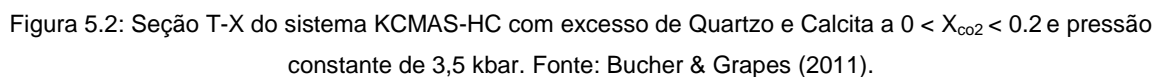
*Zona da ankerita:* as rochas de grau mais baixo contêm a associação ankerita + quartzo + albita + muscovita + calcita ± clorita. Como acessórios ocorrem pirita, grafita e ilmenita.

*Zona da biotita:* caracteriza-se pela coexistência de biotita e clorita, sem anfibólio. Está relacionada com a reação  $Ms + Qtz + Ank + H_2O = Cc + Chl + Bt + CO_2$ . Nesta zona, a albita é substituída por um plagioclásio intermediário (oligoclásio ou labradorita), conforme a reação  $Ms + Cc + Chl + Qtz + Ab = Bt + Pl + H_2O + CO_2$ . A muscovita então se torna rara.

*Zona do anfibólio:* caracteriza-se pelo aparecimento de anfibólio cálcico, que é acompanhado por um deslocamento adicional do plagioclásio em direção a composições mais cálcicas. A associação característica é anfibólio cálcico + quartzo + plagioclásio cálcico + calcita + biotita + clorita. A reação inferida da isógrada é  $Chl + Cc + Qtz + Pl = Ca-Anf + Ca-Pl + H_2O + CO_2$ .

*Zona da zoisita:* a zoisita ocorre envolvendo o plagioclásio, no contato com grãos de calcita, sugerindo a reação  $Ca-Pl + Cc + H_2O = Zo + CO_2$ . No interior desta mesma zona ocorre pela primeira vez a associação feldspato potássico + anfibólio cálcico, sendo que o aparecimento desses minerais se dá próximo à isógrada da sillimanita nos pelitos vizinhos.

Os estudos anteriores mostraram que a composição dos fluidos também causa mudanças químicas nas rochas calciossilicáticas. O empobrecimento em K e Na das rochas calciossilicáticas da Formação Vassalboro pode ser atribuído também à infiltração de H<sub>2</sub>O. O gráfico da figura 5.2 mostra que, a baixas concentrações de CO<sub>2</sub>, estabiliza-se a zoisita, enquanto que a maiores concentrações de CO<sub>2</sub> estabiliza-se o plagioclásio.



O trabalho de Ferry (1976) e o modelo teórico apresentado por Bucher e Frey (2002) e também por Bucher & Grapes (2011) baseiam-se em rochas com composição e condições metamórficas distintas das rochas calciossilicáticas do Grupo Dom Silvério, já que as rochas calciossilicáticas da Formação Vassalboro apresentam maior quantidade de Fe e o modelo teórico de Bucher & Frey foi feito com base em concentrações de CO<sub>2</sub> provavelmente mais baixas que as do Grupo Dom Silvério. Ambos também se referem a rochas com pressões mais baixas. O sistema utilizado no trabalho de Ferry (1976) e no de Bucher e Frey (2002) é

fundamentalmente o mesmo, a diferença está na presença de Fe no trabalho de Ferry (1976).

Apesar disso, as paragêneses e a sequência de desenvolvimento dos minerais são semelhantes às encontradas nas rochas calciossilicáticas do Grupo Dom Silvério, mais especificamente nos hornblenda gnaisses com diopsídio, servindo como uma base qualitativa para o seu estudo, apesar de não ser possível estimar adequadamente as condições metamórficas dessas rochas a partir destes trabalhos.

## **6. RESULTADOS OBTIDOS**

### **6.1 Contexto geológico local**

A partir do levantamento de campo realizado entre os dias 10 a 14 de Abril de 2017, pôde-se obter informações a respeito do contexto geológico da região de Barro Branco e das margens do Rio Piranga, a W e SW de Ponte Nova.

Na região de estudo afloram cinco unidades principais de rochas: xistos e gnaisses calciossilicáticos, ortognaisses, paragnaisses, metapelitos e anfibolitos. Os ortognaisses são descritos na literatura como pertencentes ao Complexo Mantiqueira, apresentando lentes de anfibolito. O Complexo Mantiqueira está intercalado, por meio de contatos tectônicos, com o Grupo Dom Silvério, que é composto pelos metapelitos, paragnaisses e pelas rochas de composição calciossilicática.

Este conjunto de rochas apresenta lineação de estiramento na direção norte-sul e encontra-se frequentemente dobrado (figura 6.1), com vergência para oeste, e cisalhado, apresentando foliação milonítica. Os gnaisses encontram-se por vezes migmatizados.



Figura 6.1: Dobra intrafolial em veio de Quartzo.

### 6.1.1 Complexo Mantiqueira

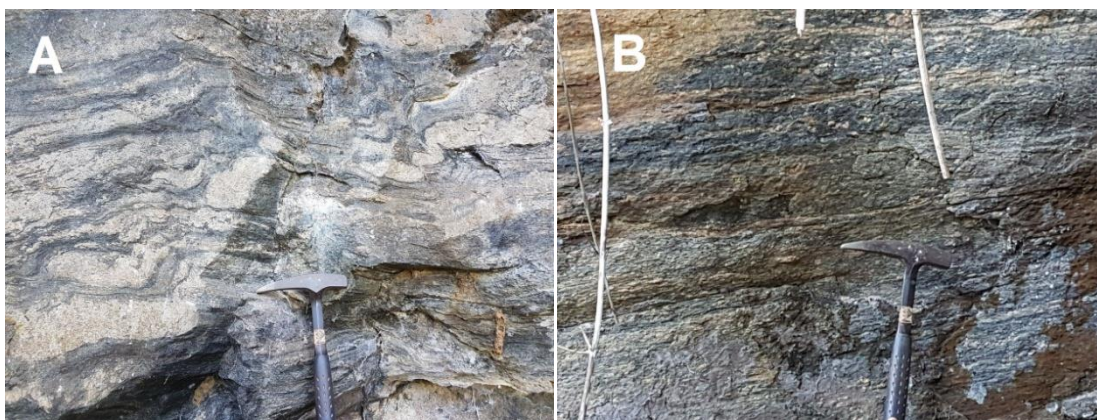
#### 6.1.1.1 Ortogneisse

Os ortogneisses que afloram na região, pertencentes provavelmente ao Complexo Mantiqueira, apresentam estruturas que variam de milonítica a migmatítica.

As porções migmatíticas apresentam estrutura variando entre ptigmática, flebítica e estromática e possui leitos quartzo-feldspáticos, interpretados como leucossomas (figura 6.2 A). Estas feições migmatíticas foram modificadas pelo cisalhamento que gerou a foliação milonítica (figura 6.2 B).

As porções miloníticas apresentam textura porfiroclástica, com porfiroclastos estirados grossos de quartzo, feldspato e biotita em uma matriz de granulação média formada por biotita, quartzo, plagioclásio e microclínio.

Estas rochas apresentam lineações de estiramento, na direção aproximadamente norte-sul, dobras intrafoliais assimétricas e figuras de interferência. Veios de quartzo são frequentes e apresentam-se por vezes lenticularizados. Composicionalmente trata-se de um biotita gnaise.



Figuras 6.2: A- Porção migmatítica do ortogneisse. B- Foliação milonítica do ortogneisse.

#### 6.1.1.2 Anfibolito

Intercaladas aos ortogneisses, encontram-se lentes e bandas de anfibolitos. Os anfibolitos apresentam estrutura xistosa, lineada, textura inequigranular granonematoblástica de granulação fina a média, sendo compostos por hornblenda, quartzo, plagioclásio e titanita predominantemente, e por vezes epídoto. Este epídoto ocorre em concentrações locais, tratando-se de bandas centimétricas de coloração esverdeada presentes em algumas ocorrências destes anfibolitos, sendo proveniente de evento hidrotermal.

Nas margens do Rio Piranga afloram anfibolitos com redes de veios de composição félsicas, que seriam uma provável evidência da migmatização. Estas rochas ocorrem cisalhadas e dobradas com os ortogneisses. Devido a essas evidências, o anfibolito foi interpretado como pertencente ao Complexo Mantiqueira.

#### *6.1.2 Grupo Dom Silvério*

##### *6.1.2.1 Metapelito*

Os metapelitos possuem estrutura xistosa, textura inequigranular porfiroblástica, com porfiroblastos médios a grossos, em matriz granolepidoblástica fina a média. Seus constituintes principais são muscovita, biotita e quartzo, apresentando variações na composição mineralógica, como a presença de granada, cianita, estauroлита e grafita em alguns locais.

Os metapelitos com grafita e porfiroblastos de cianita encontram-se estruturalmente sobrepostos aos metapelitos com porfiroblastos de granada, estauroлита e cianita, que por sua vez encontram-se sobrepostos às rochas calciossilicáticas. Em um afloramento o metapelito granatífero ocorre intercalado com um tremolita xisto (ou tremolítico).

O contato entre as diferentes rochas é difícil de ser definido, uma vez que a foliação principal e os contatos estão complexamente deformados devido aos dobramentos. Ocorrem em alguns locais dobras intrafoliais isoclinais desenhadas por veios de quartzo.

##### *6.1.2.2 Paragneisse*

Os paragneisses apresentam estrutura bandada e milonítica, textura porfiroclástica em matriz lepidogranoblástica de granulação fina a média. Além de porfiroclastos de microclínio e plagioclásio, há abundante quartzo e também biotita.

Em alguns locais as rochas metapelíticas grafitosas apresentam contato gradacional com os paragneisses, tornando-se feldspáticas, porfiroclásticas e bandadas.

##### *6.1.2.3 Rochas calciossilicáticas*

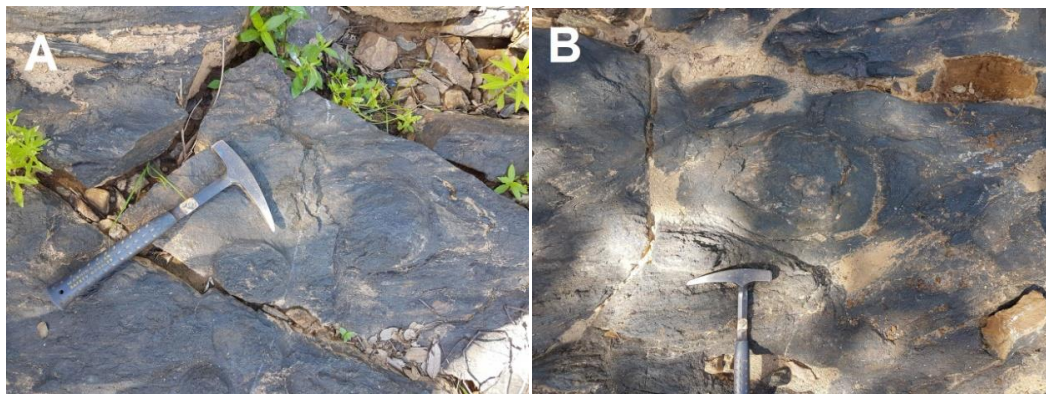
As rochas calciossilicáticas ocorrem associadas aos metapelitos e gnaisses do Grupo Dom Silvério e apresentam variações estruturais, texturais e mineralógicas. Estas rochas ocorrem de diversas formas, como em bandas, nódulos e boudins (figuras 6.3 A e B) e lentes centimétricas a decimétricas alternadas aos metapelitos e em boudins centimétricos nos gnaisses.

Nas margens do Rio Piranga e ao longo da estrada o principal tipo de rocha calciossilicática observada é o hornblenda gnaisse. Esta rocha possui estrutura



frequentemente milonítica, textura inequigranular predominantemente granonematoblástica, por vezes granolepidonematoblástica, com granulação fina a média. Apresentam em sua composição mineralógica hornblenda, quartzo, plagioclásio, titanita, carbonatos, minerais do grupo do epídoto, e por vezes biotita, diopsídio, granada e microclínio.

Ainda na região das margens do Rio Piranga, ocorrem outras variações de rochas de composição calciossilicática, tais como: epídoto anfibolito, quartzo-hornblenda xisto carbonático, actinolita-hornblenda-epídoto gnaiss e hornblenda-epídoto-quartzo-biotita xisto. Todas apresentam textura inequigranular e granulação fina a média.



Figuras 6.3: A- Nódulos de boudins em gnaiss calciosilicático. B- Boudin em gnaiss calciosilicático.

O epídoto anfibolito apresenta estrutura gnáissica, por vezes milonítica, textura granonematoblástica e é composto mineralogicamente por quartzo, hornblenda, plagioclásio, titanita, epídoto e biotita. O quartzo-hornblenda xisto carbonático possui estrutura xistosa, textura nematogranoblástica e apresenta como mineralogia principal quartzo, carbonato, hornblenda, titanita e minerais do grupo do epídoto. O actinolita-hornblenda-epídoto gnaiss apresenta estrutura gnáissica, textura granoblástica e é composto por actinolita, hornblenda, epídoto, quartzo e plagioclásio. O hornblenda-epídoto-quartzo-biotita xisto possui estrutura xistosa a milonítica, textura porfiroblástica granolepidoblástica, com porfiroblastos de hornblenda e granada e matriz com biotita, quartzo, plagioclásio e epídoto.

Já na região de Barro Branco, encontram-se 3 tipos de rochas com composição calciosilicática distintos: o tremolita/Mg-hornblenda gnaiss, o muscovita-epídoto gnaiss e o epídoto anfibolito já descrito.

Os tremolita/Mg-hornblenda gnaisses apresentam estrutura gnáissica, com foliação anastomosada, textura granonematoblástica, granulação fina a média, e possui como composição mineralógica principal anfibólio (tremolita/hornblenda, de coloração mais clara e portanto mais magnésiana que os hornblenda gnaisses das margens do Rio Piranga), quartzo, plagioclásio, microclínio e titanita. O muscovita-epídoto gnaiss apresenta estrutura

gnáissica, textura granoblástica e é composto mineralogicamente por quartzo, epídoto, microclínio e plagioclásio.

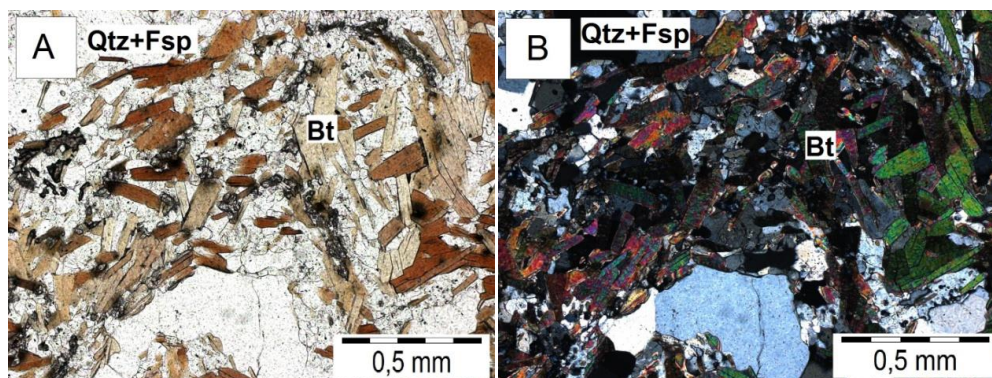
## 6.2 Descrição Petrográfica

Segundo Fettes e Desmons (2007), as rochas calciossilicáticas são rochas metamórficas compostas principalmente por minerais calciosilicáticos e que contenham menos de 5% em volume de minerais carbonáticos (calcita, aragonita e/ou dolomita). Ainda segundo os autores, são minerais calciosilicáticos os minerais silicáticos ricos em cálcio, tais como granada cálcica (ugrandita), plagioclásio cálcico, diopsídio-hedenbergita, minerais do grupo do epídoto, hidrogrossulária, titanita, entre outros.

Há algumas características comuns de ocorrerem em observação ao microscópio nas rochas com composição calciosilicática, tais como a presença de hornblenda com coloração mais pálida (incolor a verde pálido), presença de plagioclásio muito anortítico, presença de muito quartzo, presença de clorita magnesianas em fase tardia e presença de biotita com composição mais flogopítica, evidenciada pelo pleocroísmo avermelhado.

### 6.2.1 Hornblenda gnaiss calciosilicático

Este tipo de rocha calciosilicática apresenta uma foliação principal, a qual se encontra por vezes dobrada (figuras 6.4 A e B), desenvolvendo uma clivagem de crenulação. Mineralogicamente, estas rochas são constituídas por hornblenda, quartzo, microclínio, plagioclásio (andesina), carbonatos, clorita e biotita. Em algumas amostras ocorrem também diopsídio e granada. Como minerais acessórios estão presentes titanita, minerais opacos, epídoto, clinozoisita, muscovita, zircão e rutilo.



Figuras 6.4: Fotomicrografias de dobras presentes no hornblenda gnaiss calciosilicático referente à amostra 08-III-44B. A- polarizadores //. B- polarizadores x.

A estrutura dessas rochas é foliada e varia de xistosa a gnáissica, com evidências de que se desenvolveu sob regime de cisalhamento, o que sugere que se trata de foliação



milonítica. A textura é inequigranular, por vezes porfiroclástica e, predominantemente, granonematoblástica a nematogranoblástica, sendo definida pela hornblenda, quartzo, plagioclásio e microclínio. Em algumas amostras há uma percentagem maior de biotita, conferindo a elas uma textura lepidonematoblástica, a qual está intercalada com leitos granoblásticos de quartzo, plagioclásio, microclínio e, por vezes, carbonatos. A granulação varia de fina a média. Em algumas amostras é possível observar a presença de veios e bolsões com zoisita, micas brancas e biotita.

O quartzo apresenta extinção ondulante e ocorre com contatos polygonizados e em inclusões na hornblenda. As inclusões de quartzo (e por vezes epidoto) na hornblenda conferem a ela uma textura poiquiloblástica. A hornblenda possui um pleocroísmo em tons de verde pálido, podendo-se concluir que ela apresenta composição mais magnésiana. O plagioclásio apresenta teores de anortita variando de 32 a 40%, apresenta domínios exsolvidos e ocorre por vezes com saussuritização. O microclínio apresenta frequentemente inclusões de hornblenda. O carbonato ocorre associado ou intersticial à hornblenda, ao quartzo e ao diopsídio. O diopsídio não ocorre em todas as lâminas e encontra-se orientado na foliação principal, associado à hornblenda. A biotita possui padrão pleocróico avermelhado, sugestivo de composição flogopítica e ocorre definindo a foliação principal e incluída em hornblenda, microclínio e plagioclásio. A clorita apresenta textura decussada e ocorre sobrecrecida a muscovita e hornblenda. A granada apresenta, por vezes, inclusões de clorita, sugerindo que ela teria se formado a partir da clorita.

As relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica podem ser observadas na tabela 6.1:

Mineral	Pré Sn	Sn	Pós Sn	S <sub>n+1</sub>	Retrometamorfismo/ Fase tardia
Hornblenda		-----	-----	-----	-----
Diopsídio		-----			
Quartzo	---	-----	-----	-----	
Andesina	---	-----	-----	-----	
Microclínio	---	-----		-----	
Carbonato					-----
Biotita	---	-----	-----	-----	
Clorita					-----
Muscovita/Sericita			-----		-----
Titanita		-----	-----		
Epidoto/clinozoisita					-----

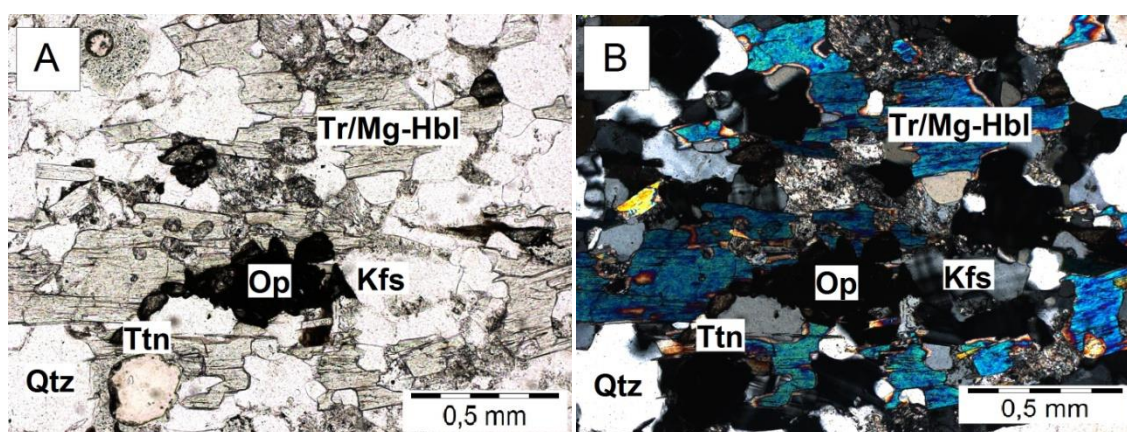
Tabela 6.1: Síntese das relações de blastese dos minerais dos diopsídio-hornblenda gnaisses calciossilicáticos.

### 6.2.2 Tremolita/ Mg-hornblenda gnaiss calciossilicático

Este tipo de rocha apresenta em sua mineralogia principal um anfibólio de difícil identificação ao microscópio, podendo ser hornblenda magnesiana ou tremolita. É constituída por tremolita ou hornblenda magnesiana, microclínio, quartzo e plagioclásio (oligoclásio). Estão presentes como minerais acessórios titanita, biotita, muscovita, clorita, clinozoisita, sericita, turmalina e minerais opacos.

A estrutura dessas amostras é gnáissica. Esta foliação apresenta-se dobrada em algumas porções das amostras. A textura é inequigranular seriada, predominantemente nematogranoblástica, sendo definida pela tremolita ou hornblenda magnesiana, quartzo, plagioclásio e microclínio (figuras 6.5 A e B). A granulação varia de muito fina a média. Algumas amostras apresentam leitos granoblásticos, compostos predominantemente por quartzo, intercalados.

O quartzo apresenta extinção ondulante e ocorre com contatos polygonizados a lobados e em inclusões no anfibólio, na titanita e no microclínio. As inclusões de quartzo, microclínio e muscovita no anfibólio conferem a ele uma textura poiquiloblástica, apresentando hábito subidioblástico a xenomórfico. O plagioclásio não ocorre em todas as amostras e possui domínios exsolvidos. O microclínio apresenta inclusões de quartzo, biotita e muscovita e por vezes encontra-se incluso em anfibólio. A biotita possui composição flogopítica e ocorre desorientada em relação à foliação principal e inclusa em microclínio. A muscovita ocorre tanto orientada como desorientada em relação à foliação principal, inclusa em microclínio e associada ao anfibólio. A sericita ocorre como produto da alteração de microclínio.



Figuras 6.5: Fotomicrografias da textura nematogranoblástica de tremolita/Mg-hornblenda gnaiss calciossilicático referente à amostra I-V-22. A- polarizadores //. B- polarizadores x.

As relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica podem ser observadas na tabela 6.2:

Mineral	Pré Sn	Sn	Pós Sn	Fase tardia
Anfibólio		-----	-----	
Quartzo	-----	-----	-----	
Oligoclásio	-----	-----	-----	
Microclínio	-----	-----		
Biotita			-----	
Sericita				-----
Muscovita		-----	-----	
Titanita		-----	-----	
Clinozoisita				-----

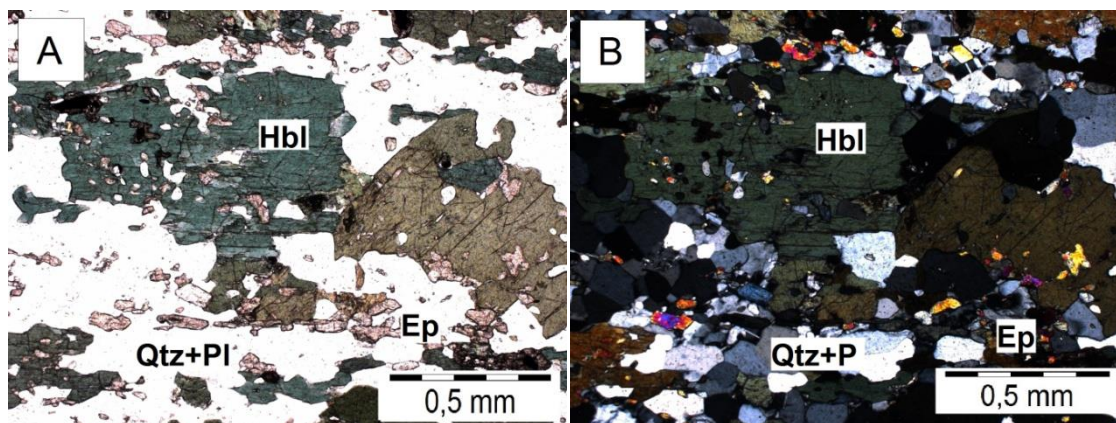
Tabela 6.2: Síntese das relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica dos tremolita/Mg-hornblenda gnaisses calciossilicáticos

### 6.2.3 *Epídoto anfibolito calciossilicático*

O epídoto anfibolito calciossilicático apresenta como minerais principais epídoto, hornblenda, quartzo e plagioclásio (andesina) e por vezes microclínio, clorita e biotita. Como minerais acessórios ocorrem titanita, minerais opacos, apatita, carbonato e sericita.

A estrutura dessa rocha é gnáissica e por vezes milonítica, que representam a foliação principal. Ao microscópio é possível observar micrólitos de uma clivagem de crenulação em algumas amostras, evidenciando uma foliação anterior. A textura é inequigranular, por vezes porfiroclástica, e predominantemente granonematoblástica, definida pela hornblenda, epídoto, quartzo e plagioclásio. A granulação varia de fina a média.

A hornblenda ocorre com inclusões de epídoto e quartzo, conferindo a ela uma textura poiquiloblástica, e apresenta um pleocroísmo em tons de verde mais escuro que a hornblenda dos hornblenda gnaisses calciossilicáticos, sugerindo uma composição tschermakítica. Ocorrem por vezes inclusões de minerais opacos e titanita na hornblenda. O epídoto ocorre orientado e além de incluso em hornblenda (figuras 6.6 A e B), incluso em quartzo e com hábito granular. O quartzo ocorre com contatos polygonizados e na forma de ribbons. O plagioclásio apresenta por vezes inclusão de epídoto e uma textura zonada, a qual sugere solução sólida (trata-se de dois plagioclásios distintos). A titanita ocorre associada à hornblenda e com inclusões de minerais opacos.



Figuras 6.6: Fotomicrografias do epídoto anfibolito calciossilicático referente à amostra 15-VII-33. É possível observar as frequentes inclusões de epídoto na hornblenda de composição tschermakítica. A- polarizadores //. B- polarizadores x.

As relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica podem ser observadas na tabela 6.3:

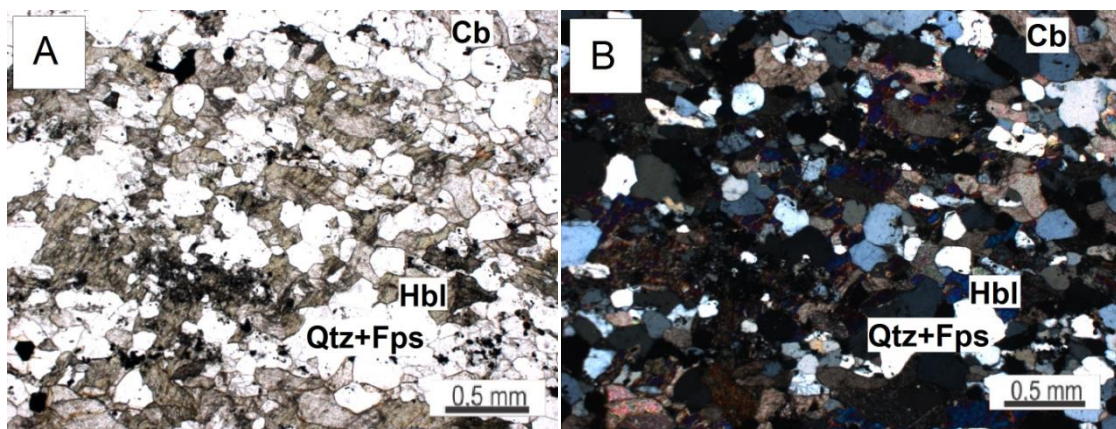
Mineral	S <sub>n-1</sub>	Pré Sn	Sn	Pós Sn	Fase tardia
Hornblenda			-----	-----	
Quartzo	-----	----	-----	-----	
Epídoto		----	-----	-----	
Andesina		----	-----		
Biotita	-----		-----		
Titanita			-----		
Opacos		----	-----		

Tabela 6.3: Síntese das relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica dos epídoto-hornblenda gnaisses calciossilicáticos.

#### 6.2.4 Quartzo-hornblenda xisto carbonático

Segundo a definição de Fettes e Desmons (2007), uma rocha é considerada calciossilicática quando apresenta pequenos teores de minerais carbonáticos. Ainda segundo o autor, as rochas calcárias argilosas metamorfizadas ricas em calcita e com estrutura xistosa produzida pelo paralelismo de minerais placóides, como a rocha aqui descrita, que possui até 25% de carbonato, são denominadas xistos carbonáticos.

O quartzo-hornblenda xisto carbonático apresenta estrutura foliada xistosa e textura inequigranular nematogranoblástica a granonematoblástica (figuras 6.7 A e B). Foi observada uma única foliação principal. A granulação é fina a média.



Figuras 6.7: Fotomicrografias da textura nematogranoblástica de quartzo-hornblenda xisto carbonático referente à amostra 16-II-23A. A- polarizadores //. B- polarizadores x.

A rocha apresenta como mineralogia principal hornblenda, quartzo, carbonato, plagioclásio, sericita e, por vezes, biotita. Ocorrem como minerais acessórios minerais opacos, titanita, clorita, epídoto, zoisita e rutilo.

O carbonato ocorre intersticial à hornblenda e também associado à sericita, clorita e zoisita nas bordas de veios de quartzo. O quartzo apresenta contatos polygonizados e inclusões de carbonato. A hornblenda ocorre orientada na foliação principal, por vezes alterando para clorita e biotita. O plagioclásio apresenta-se alterado por saussuritização. A titanita ocorre inclusa em hornblenda.

As relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica podem ser observadas na tabela 6.4:

Mineral	Pré Sn	Sn	Pós Sn	Fase tardia
Quartzo	-----	-----	-----	
Carbonato		-----	-----	-----
Hornblenda		-----		
Zoisita			-----	-----
Plagioclásio	-----	-----	-----	
Sericita				-----
Clorita			-----	-----
Opacos		-----	-----	
Biotita		-----	-----	
Titanita		-----		

Tabela 6.4: Síntese das relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica dos quartzo-hornblenda xistos carbonáticos.

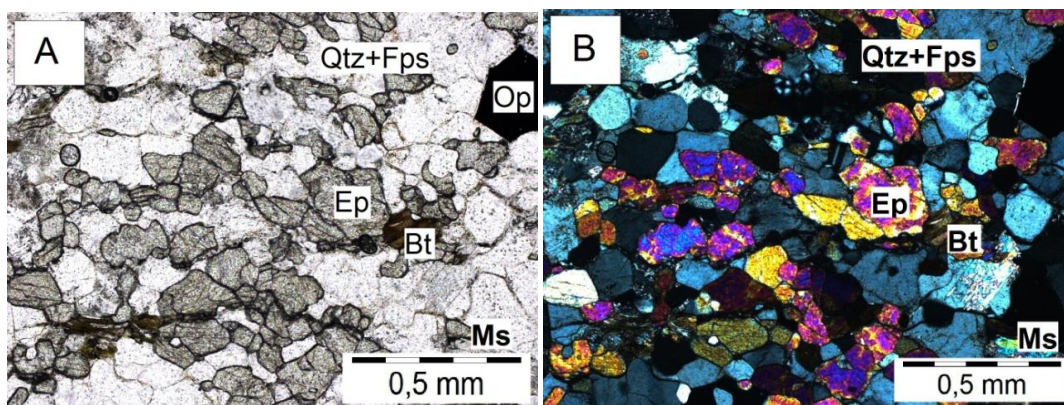


### 6.2.5 Muscovita-epídoto gnaiss calciossilicático

Foi analisada uma amostra de muscovita-epídoto gnaiss. A abundância de epídoto nesta rocha a caracteriza como uma rocha de composição calciossilicática. Esta rocha apresenta estrutura gnáissica e textura inequigranular predominantemente granoblástica. Apresenta uma única foliação principal. A granulação é fina a média.

A rocha apresenta como mineralogia principal quartzo, epídoto, microclínio, plagioclásio (andesina), muscovita e biotita substituída por vermiculita. Ocorrem como minerais acessórios opacos, titanita e sericita.

O epídoto ocorre intersticial ao quartzo e definindo a foliação principal junto com o quartzo, plagioclásio, microclínio. Há minerais opacos intersticiais ao epídoto. A muscovita e a vermiculita ocorrem tanto orientadas como desorientadas em relação à foliação principal. A sericita ocorre como alteração do plagioclásio. A titanita ocorre associada ao epídoto. O quartzo ocorre em contatos poligonizados (figuras 6.8 A e B).



Figuras 6.8: Fotomicrografias da textura granoblástica com contatos poligonizados do muscovita-epídoto gnaiss calciossilicático referente à amostra 96-XV-16A. A- polarizadores //. B- polarizadores x.

As relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica podem ser observadas na tabela 6.5:

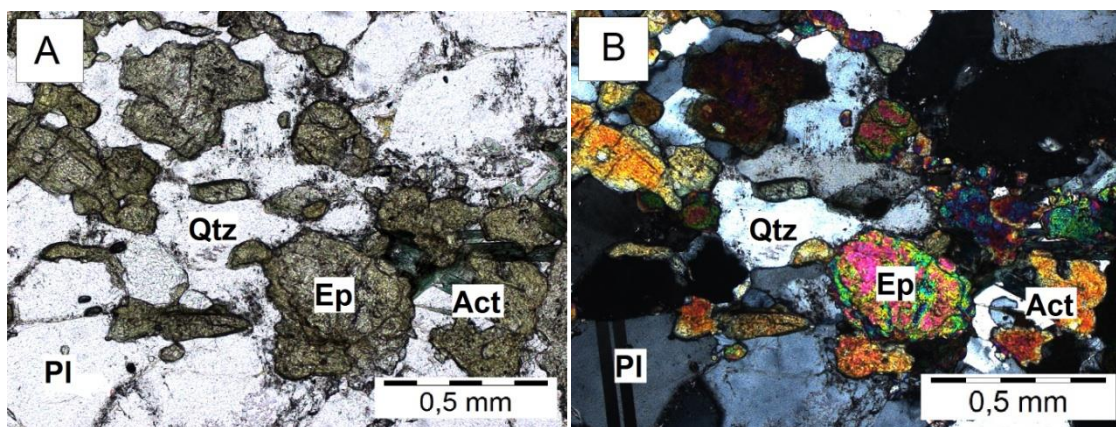
Mineral	Pré Sn	Sn	Pós Sn	Fase tardia
Quartzo	-----	-----	-----	
Epídoto	-----	-----		
Andesina	-----	-----	-----	
Microclínio	-----	-----	-----	
Biotita		-----	-----	
Muscovita		-----	-----	
Opacos		-----	-----	

Tabela 6.5: Síntese das relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica dos muscovita-epídoto gnaiss calciossilicático.

### 6.2.6 Actinolita-hornblenda-epídoto gnaiss calciossilicático

O actinolita-hornblenda-epídoto gnaiss calciossilicático apresenta estrutura gnáissica e textura inequigranular, predominantemente granoblástica e localmente nematogranoblástica (figuras 6.9 A e B). Apresenta uma única foliação principal, que é definida pelo epídoto, quartzo e plagioclásio. A granulação é fina.

Como minerais principais ocorrem quartzo, epídoto, plagioclásio (oligoclásio), hornblenda, actinolita e minerais opacos. Estão presentes como minerais acessórios titanita e apatita.



Figuras 6.9: Fotomicrografias da textura granoblástica de actinolita-hornblenda-epídoto gnaiss calciossilicático referente à amostra 16-II-29. A- polarizadores //. B- polarizadores x.

A hornblenda ocorre associada ao epídoto, sugerindo uma textura de reação entre eles, na qual a hornblenda parece estar sendo consumida para formar epídoto. O quartzo ocorre em contatos poligonizados e também intersticial ao oligoclásio. A actinolita ocorre com hábito acicular, inclusa em hornblenda, com textura que sugere que, assim como o epídoto, está sendo formada a partir do consumo da hornblenda. Os minerais opacos apresentam inclusão de epidoto e seu hábito sugere que se trate de magnetita. A formação de epídoto e actinolita, portanto, deve ocorrer a partir do consumo de hornblenda.

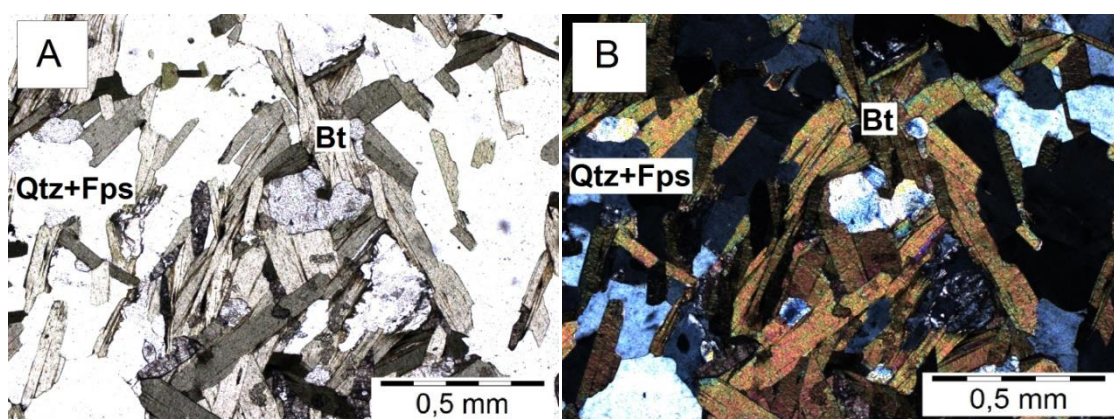
As relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica podem ser observadas na tabela 6.6.

Mineral	Pré Sn	Sn	Pós Sn	Fase tardia
Quartzo	-----	-----	-----	
Epídoto		-----	-----	
Oligoclásio	-----	-----	-----	
Actinolita		-----	-----	
Hornblenda		-----		
Opacos		-----	-----	
Titanita		-----		

Tabela 6.6: Síntese das relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica dos actinolita-hornblenda-epídoto gnaisses calciossilicáticos.

#### 6.2.7 Hornblenda–epidoto-quartzo-biotita xisto

Esta rocha apresenta estrutura xistosa transicional para milonítica, e textura inequigranular porfiroblástica e porfiroclástica, com porfiroblastos médios de hornblenda e granada, em matriz predominantemente granolepidoblástica definida por biotita, quartzo, epídoto e plagioclásio (andesina), de granulação fina a média. Possui arcos poligonais (figuras 6.10 A e B), que são vestígios de uma foliação mais antiga, crenulada, que foi transposta pela foliação milonítica (equivalente à foliação principal).



Figuras 6.10: Fotomicrografias do arco poligonal formado predominantemente por biotita na amostra 96-XI-4C. A- polarizadores //. B- polarizadores x.

Como minerais principais ocorrem biotita, quartzo, epídoto, hornblenda, titanita e plagioclásio. Ocorrem em menor proporção sericita e granada.

A biotita ocorre na matriz e inclusa em quartzo. Os porfiroblastos de hornblenda apresentam inclusões de quartzo, biotita, epídoto e titanita. O epídoto ocorre incluso em plagioclásio e intersticial a quartzo e biotita. O plagioclásio ocorre, por vezes, alterando para sericita. O quartzo apresenta inclusões de biotita e ocorre na forma de *ribbons*. A titanita ocorre intersticial a biotita.



### 6.2.8 Diopsídio-hornblenda fels calciossilicático

Este tipo de rocha calciossilicática apresenta-se na forma de nódulos em meio ao hornblenda gnaisse calciossilicático. Mineralogicamente, estes nódulos são constituídos por Mg-hornblenda (pargasita), diopsídio, microclínio, quartzo, plagioclásio (andesina) e por vezes clorita e carbonatos. Como minerais acessórios estão presentes titanita e epídoto.

Quanto à estrutura dessas rochas, elas não apresentam uma foliação principal, possuindo textura inequigranular decussada, definida principalmente pela pargasita.

A pargasita ocorre associada ao diopsídio, com textura que sugere que o diopsídio está sendo substituído pela pargasita (figura 6.11 A e B). Inclusos à pargasita ocorrem o quartzo e a titanita. O diopsídio ocorre também associado à clorita, em textura sugestiva de substituição de diopsídio pela clorita. O carbonato ocorre intersticial à pargasita. O epídoto ocorre intersticial ao quartzo e ao microclínio. O microclínio apresenta inclusões de epídoto.

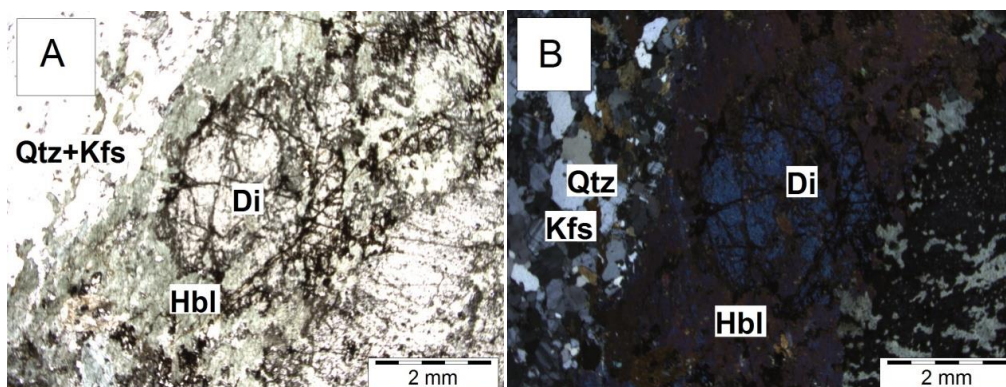


Figura 6.11: Fotomicrografias da textura de substituição do diopsídio pela hornblenda referente à amostra CMP-03B. A- polarizadores //. B- polarizadores x.

As relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica podem ser observadas na tabela 6.7:

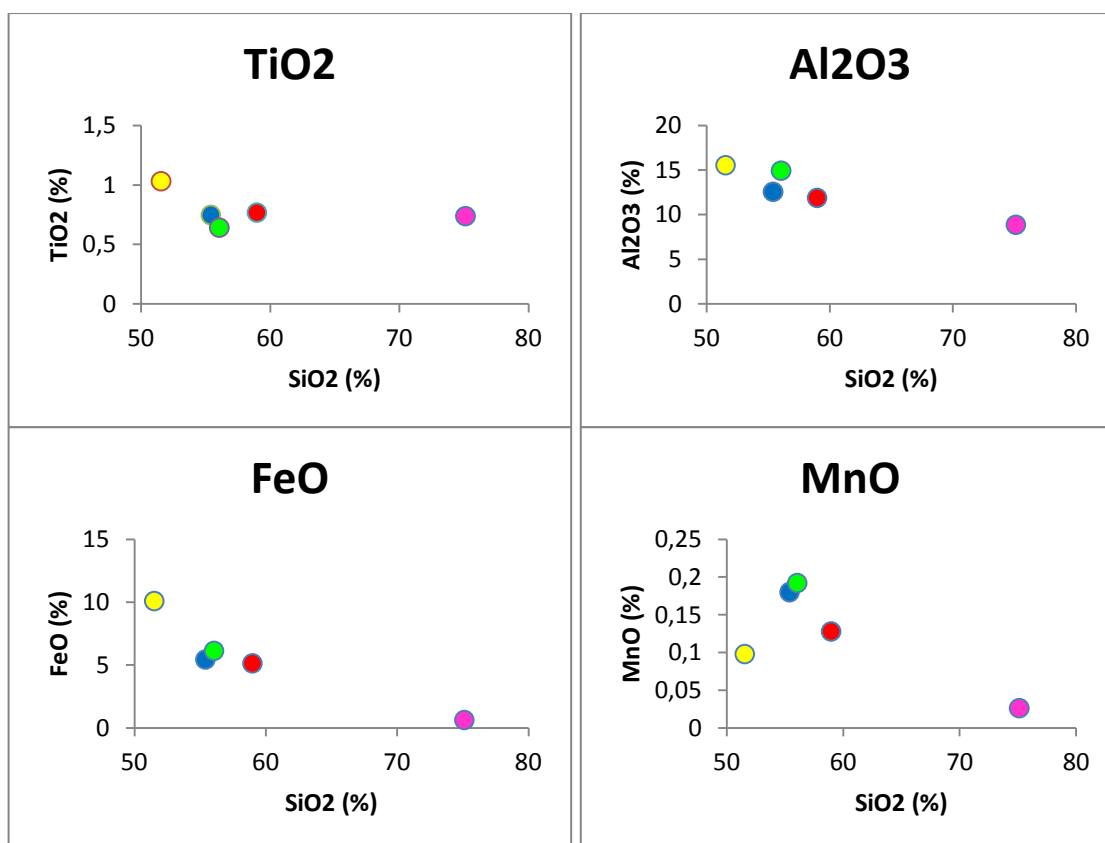
Mineral	Pré Sn	Sn	Pós Sn	Fase tardia
Quartzo	-----	-----	-----	
Pargasita			-----	
Epídoto	-----	-----		
Plagioclásio	-----	-----	-----	
Microclínio	-----	-----	-----	
Clorita			-----	-----
Diopsídio		-----	-----	
Biotita		-----	-----	
Titanita		-----		

Tabela 6.7: Síntese das relações de blastese dos minerais com a foliação metamórfica dos diopsídio-hornblenda fels calciossilicáticos.

### 6.3 Análise química de Rocha Total

As rochas calciossilicáticas analisadas exibem uma variação significativa de  $\text{SiO}_2$  (51,5-75,1%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8,8-15,5%),  $\text{FeO}$  (0,6-10,1%),  $\text{CaO}$  (3,1-11,9%),  $\text{MgO}$  (3,3-7,9%) e  $\text{K}_2\text{O}$  (0,3 a 4,5%). Os teores de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$  são maiores na amostra 01-V-22, ao passo que para a mesma amostra os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  são menores que nas demais. O teor de  $\text{FeO}$  na amostra 15-XII-33 é maior em relação às outras amostras. O teor de  $\text{Na}_2\text{O}$  é variável, porém baixo em todas as amostras.

Nos gráficos da figura 6.12 é possível observar o comportamento dos óxidos  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  em relação a  $\text{SiO}_2$ . Os teores de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{FeO}$  apresentam uma correlação negativa (inversa) com o  $\text{SiO}_2$ , provavelmente como consequência do efeito da soma constante. Já os teores de  $\text{K}_2\text{O}$  apresentam uma correlação positiva (reversa) com o  $\text{SiO}_2$ .



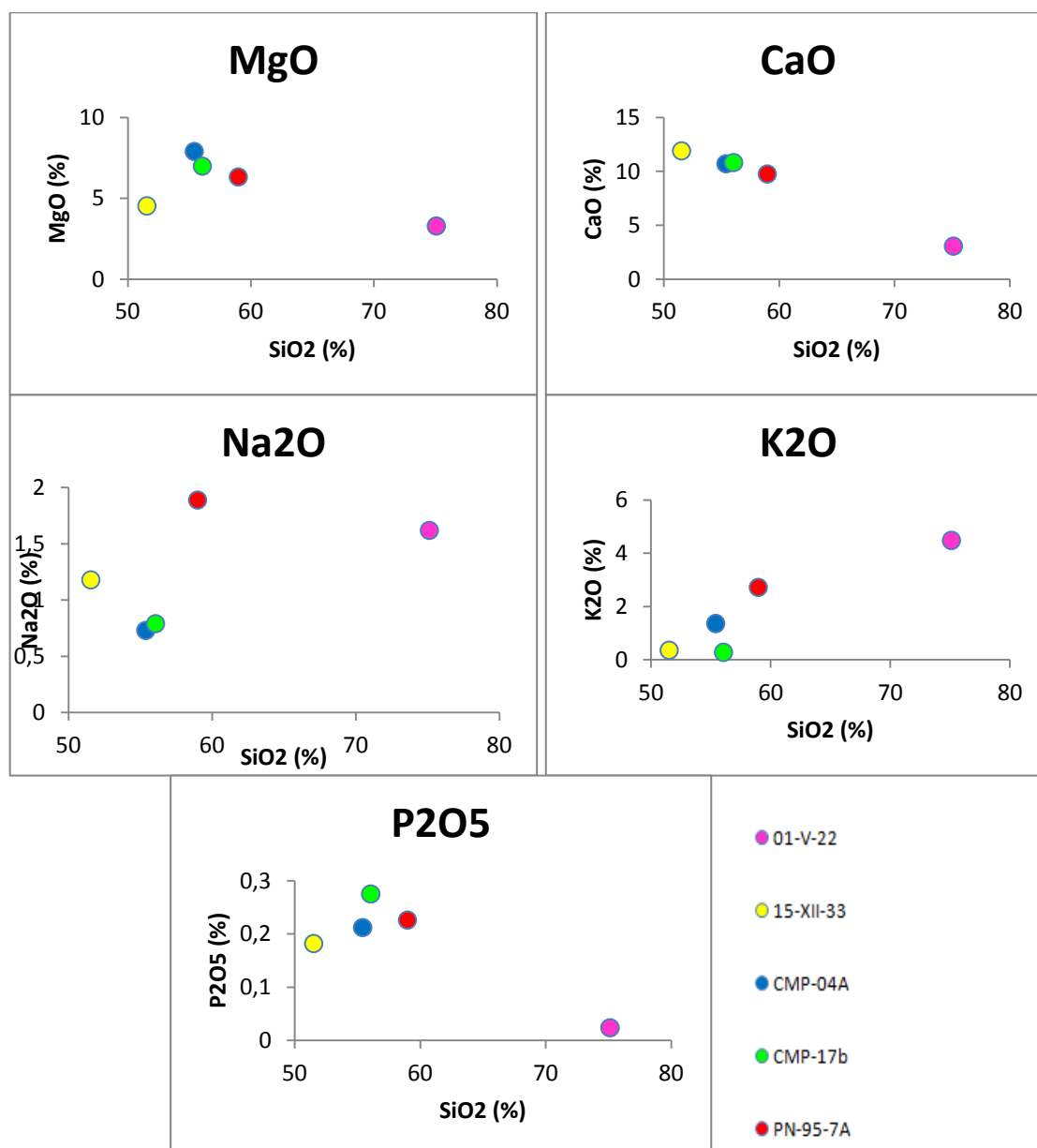


Figura 6.12: Composições de rocha total dos elementos maiores versus sílica em porcentagem em peso dos óxidos.

Os elementos maiores Si, Al, Fe, Ca, Mg e K são os mais abundantes nas rochas analisadas, sendo que os óxidos destes elementos correspondem a mais de 93% em peso das amostras. Já os óxidos dos elementos menores Na, Ti e P correspondem a menos de 3% em peso das rochas analisadas.

Em relação ao teor de SiO<sub>2</sub>, o da amostra 01-V-22 é consideravelmente maior que o das demais, enquanto que o teor de Ca é relativamente baixo. Nos diagramas ternários MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO e K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO da figura 6.13 é possível observar que o teor de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O são maiores nesta amostra que nas demais. Isso explica porque, apesar da paragênese desta rocha ser típica de rochas com composição calciossilicática, ela estar inserida no campo das grauvas no diagrama ternário de Barton (1991) da figura 6.14.

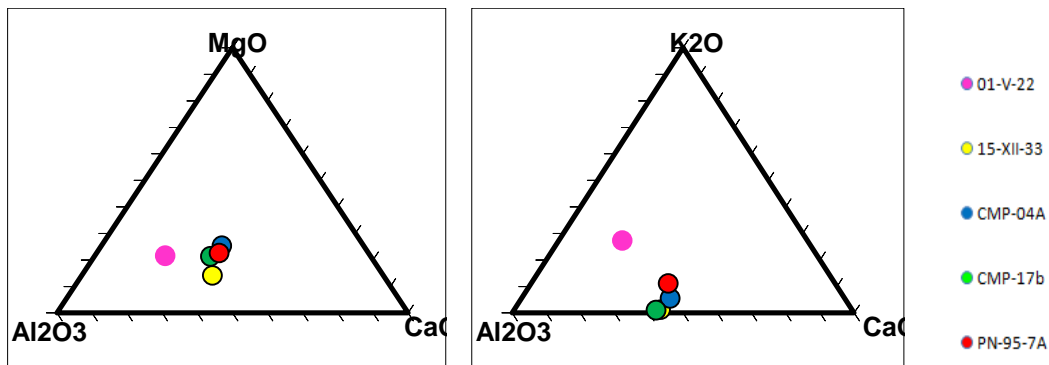


Figura 6.13: Composições das rochas calciossilicáticas resultante da análise de rocha total plotada nos diagramas ternários MgO- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO e K<sub>2</sub>O- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO.

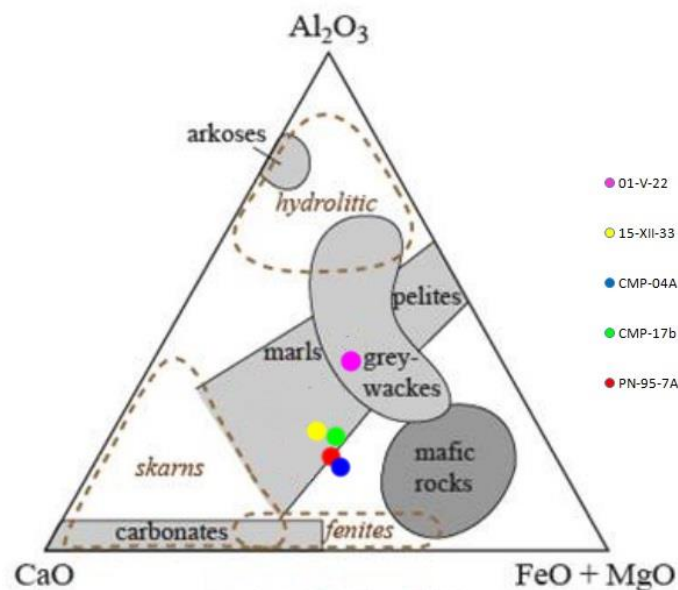


Figura 6.14: Composições das rochas calciossilicáticas plotadas no diagrama ternário CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO+MgO de Barton et al. (1991). As composições genéricas de arcósios, pelitos, grauvas, margas e carbonatos não alterados estão representados por campos cinza claros. Rochas máficas não alteradas são representadas por campo cinza escuro. Composições esquemáticas para tipos metassomáticos estão contornados em linha marrom tracejada.

## 6.4 Química mineral

### 6.4.1 Considerações gerais

Os resultados de química mineral foram obtidos por análise em microsonda eletrônica. Foram analisadas as amostras 08 IX-53 e 09-VII-51B, ambas do grupo dos hornblenda gnaisses calciossilicáticos, e seus resultados foram tratados nos programas Excel e AX, do pacote de programas THERMOCALC (disponível no site [www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc](http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc)), obtendo-se a fórmula estrutural dos minerais analisados. Os resultados encontram-se nas tabelas do Anexo 6, onde estão

apresentadas a porcentagem em massa de cada óxido e a quantidade de cátions nas fórmulas estruturais. Na tabela 6.8 constam os minerais analisados em cada amostra.

<i>Amostra</i>	<i>Minerais analisados</i>
08 IX-53	Anfibólio, piroxênio, plagioclásio, microclínio, epídoto e carbonato
09-VII-51B	Biotita, anfibólio, piroxênio, plagioclásio e microclínio

Tabela 6.8: Identificação das amostras analisadas, suas respectivas fácies e minerais que foram analisados.

Foram escolhidos os minerais com menor grau de alteração e menor quantidade de inclusões, com o intuito de obter um resultado mais preciso. A descrição das fases minerais analisadas e os resultados são apresentados a seguir.

#### 6.4.2 Biotita

A biotita está inserida na classe dos filossilicatos e possui estrutura trioctaédrica, sendo baseada na intercalação de uma folha com sítios de coordenação octaédrica com duas com sítios tetraédricos, formando camadas que são separadas das demais por cátions interlamelares. Sua fórmula estrutural é  $AR_{2-3}T_4O_{10}X_2$ , onde o sítio A representa o cátion entre-camadas e é preenchido por K, Na, Ca, Ba, Cs ou  $NH_4$ ; R é o sítio octaédrico, que é preenchido por Al, Mg,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Li, Ti,  $Mn^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ , Zn, Cr V e Na; T representa os cátions tetraédricos sendo preenchido por Si, Al,  $Fe^{3+}$ , além de, possivelmente Be e B; O representa oxigênio e X o ânion ou grupo aniônico não ligado aos tetraedros (OH, F, Cl, O e S).

A biotita varia de composição dentro das séries annita -  $KFe_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ , flogopita -  $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ , siderofilita -  $K(Fe_2Al)(Al_2Si_2O_{10})(OH)_2$  e eastonita -  $K(Mg_2Al)(Al_2Si_2O_{10})(OH)_2$  (Deer et al., 1996). Na figura 6.15 encontra-se o diagrama de classificação da biotita com os resultados das análises em microsonda da amostra 09-VII-51B plotados.

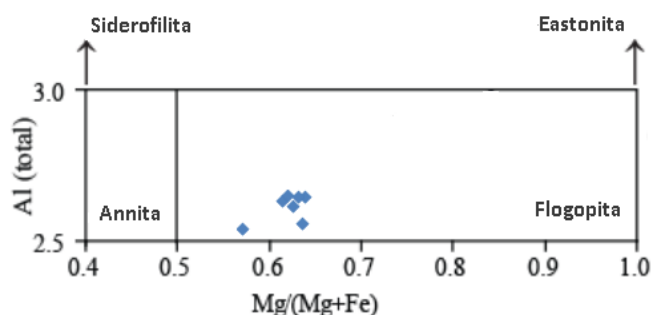


Figura 6.15: Diagrama de classificação da biotita (Adaptado de Speer, 1984).

A fórmula estrutural média obtida nas análises de biotita, calculada em base anidra contendo 11 oxigênios e 8 cátions, é  $K_{0,94}Na_{0,01}(Mg_{1,56}Fe^{2+}_{0,92}Ti_{0,13})(Al_{1,51}Si_{2,76}O_{11})(OH,F)_2$ . Conforme pode ser observado no diagrama da figura 6.15, as biotitas analisadas possuem composição flogopítica.

#### 6.4.3 Piroxênio

O piroxênio pertence ao grupo dos inossilicatos de cadeia simples de tetraedros de  $SiO_4$ , sendo dividido em minerais do sistema ortorrômbico (ortopiroxênios) e do sistema monoclinico (clinopiroxênios), que tem maior variação na composição química. Os membros finais que descrevem as duas séries são  $CaMgSi_2O_6$  (diopsídio) –  $CaFeSi_2O_6$  (hedenbergita) e  $Mg_2Si_2O_6$  (enstatita)–  $Fe_2Si_2O_6$  (ferrossilita).

A fórmula geral dos piroxênios é  $[(M2)(M1)(Si,Al)_2O_6]$ , em que M1 e M2 são sítios com coordenação octaédrica regular e distorcida, respectivamente e define, conforme Deer et al. (1996) três subgrupos principais:

- Piroxênios de ferro e magnésio, onde outros cátions ocupam menos de 10% (enstatita-ferrossilita, clinoenstatita-clinoferrossilita e pigeonita).
- Piroxênios cálcicos, nos quais mais de dois terços de M2 é ocupado por Ca (diopsídio-hedenbergita)
- Piroxênios sódicos, onde Na ocupa quase todo M2 e Al,  $Fe^{3+}$  ou Cr ocorrem em M1 (jadeíta, egirina e cosmocloro).

No caso dos hornblenda gnaisses calciossilicáticos, trata-se de clinopiroxênios. Pelas fórmulas estruturais obtida nas análises de clinopiroxênio, calculadas em base contendo 6 oxigênios e 4 cátions, obtiveram-se teores que variam de 0,94 a 0,98 para o  $Ca^{2+}$ , de 0,72 a 0,77 para o  $Mg^{2+}$  e de 0,22 a 0,27 para o  $Fe^{2+}$ . Conforme pode ser observado nos diagramas das figuras 6.16 e 6.17, os piroxênios podem ser classificados como diopsídio.

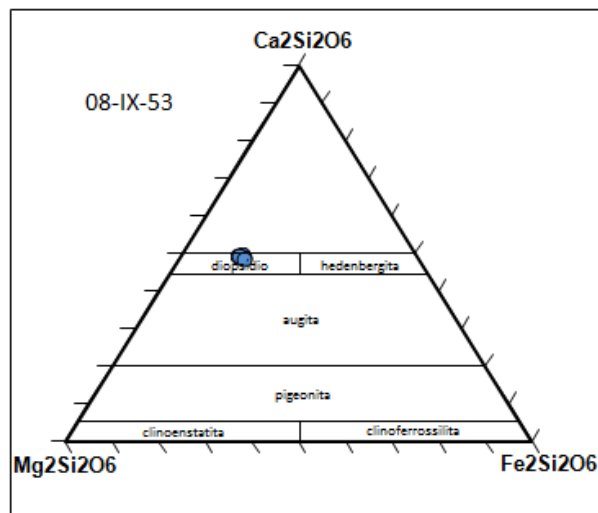


Figura 6.16: Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênios com as análises da amostra 08-IX-53 plotadas (Morimoto, 1988).

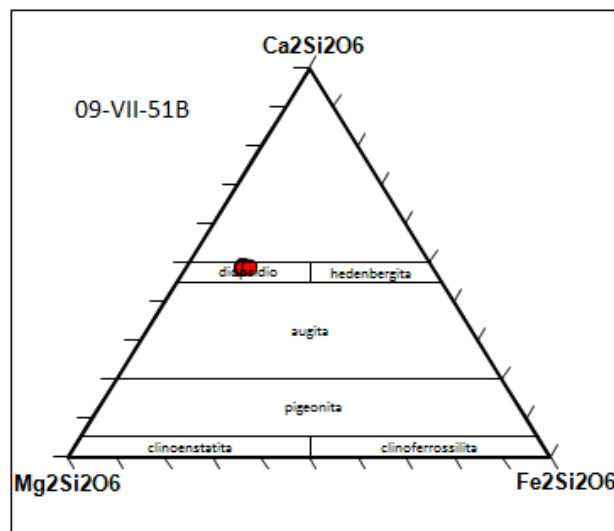


Figura 6.17: Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênios com as análises da amostra 09-VII-51B plotadas (Morimoto, 1988).

#### 6.4.4 Plagioclásio

Os plagioclásios são feldspatos, os quais pertencem ao grupo dos tectossilicatos, que formam, em temperaturas elevadas, uma série completa de solução sólida, desde albita pura ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) a anortita pura ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ). Os demais membros, baseados em seis divisões arbitrárias, possuem quantidades intermediários de Na e Ca (Klein e Dutrow, 2012).

A fórmula química geral dos feldspatos é  $\text{MT}_4\text{O}_8$ , em que M é o sítio octaédrico, que é preenchido por K, Na, Ca, Rb, Sr ou Ba, T é o sítio tetraédrico, preenchido por Si e Al, e O é o oxigênio.

Conforme pode ser observado nos diagramas das figuras 6.18 e 6.19, os plagioclásios podem ser classificados como andesina, com teor de anortita variando entre 0,39 e 0,49.

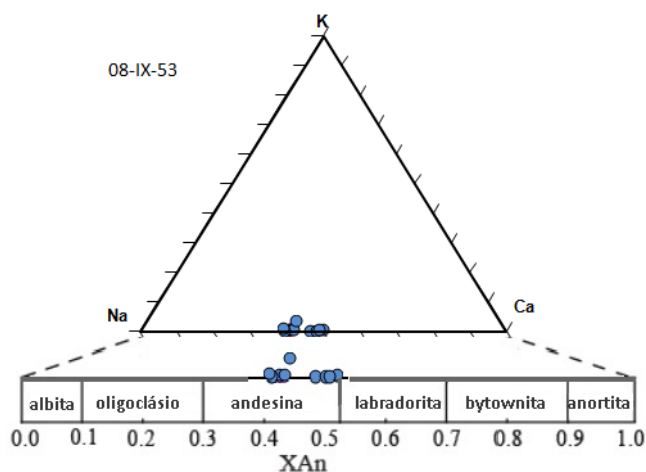


Figura 6.18: Diagrama ternário da série dos plagioclásios com as análises da amostra 08-IX-53 plotadas (Deer et al., 1996).

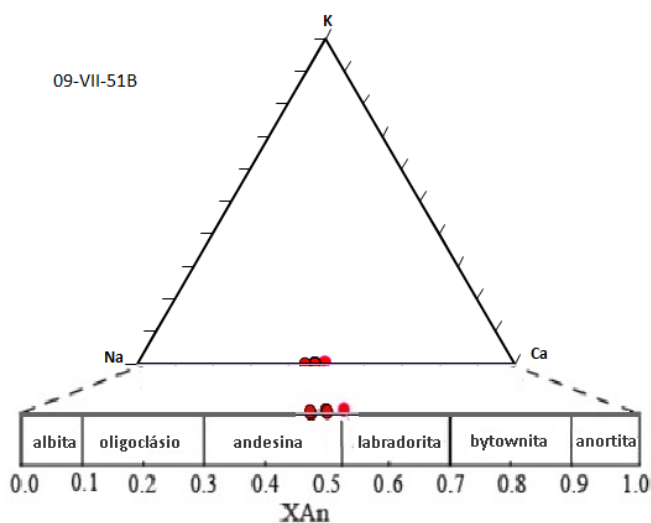


Figura 6.19: Diagrama ternário da série dos plagioclásios com as análises da amostra 09-VII-51B plotadas (Deer et al., 1996).

#### 6.4.5 Anfibólio

O grupo dos anfibólios é constituído de minerais da classe dos inossilicatos que apresentam cadeias duplas de tetraedros de  $\text{SiO}_4$ . Assim como os piroxênios, são divididos em minerais do sistema ortorrômbico (ortoanfibólios) e minerais do sistema monoclinico (clinoanfibólios).



A fórmula química geral dos anfibólios é representada por  $AX_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$ , onde a posição A é ocupada por cátions grandes em coordenação 8 com o oxigênio dos vértices cúbicos, como K, Ba e Rb; a posição X é ocupada por cátions grandes em coordenação 8 com o oxigênio dos vértices cúbicos, como Ca, Na e mais raramente K; a posição Y é ocupada por cátions com coordenação 6 (octaédrica) com o oxigênio, como Mg,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Al, Mn, Ti, Li, Cr, etc.; a posição Z é ocupada por cátions pequenos em coordenação tetraédrica com o oxigênio.

Os anfibólios podem ser divididos em quatro subgrupos, com base no número de átomos de  $(Ca+Na)_B$  e  $Na_B$  (Hawthorne & Oberti, 2007):

- Subgrupo dos anfibólios ferro-magnésio-manganesífero, nos quais  $(Ca+Na)_B < 1.00$ ;
- Subgrupo dos anfibólios cálcicos, nos quais  $(Ca+Na)_B > 1.00$  e  $Na_B < 0.50$ ;
- Subgrupo dos anfibólios com sódico-cálcicos, nos quais  $(Ca+Na)_B > 1.00$  e  $0.50 < Na_B < 1.50$ ;
- Subgrupo dos anfibólios sódicos, nos quais  $Na_B > 1.50$ .

Com base na divisão proposta por Hawthorne & Oberti, 2007, os anfibólios analisados pertencem ao subgrupo dos anfibólios cálcicos. Os teores de  $Ca^{2+}$  variam de 1,87 a 3,69, os de  $Si^{4+}$  variam de 7,22 a 7,81, os de  $Fe^{2+}$  variam de 0,85 a 1,49. Já os teores de  $Mg^{2+}$  variam de 2,61 a 3,64.

Conforme o diagrama de classificação de anfibólios das figuras 6.20 e 6.21, os anfibólios analisados possuem composição intermediária entre actinolita e hornblenda magnésiana.

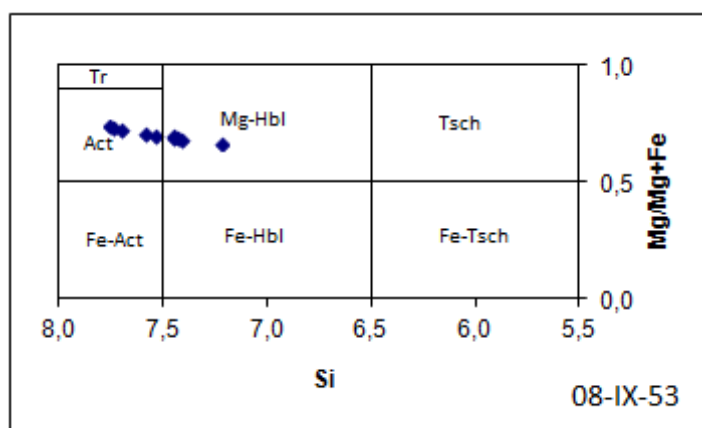


Figura 6.20: Diagrama de classificação de anfibólios. Os pontos plotados referem-se às análises referentes à amostra 08-IX-53 (Hawthorne & Oberti, 2007).

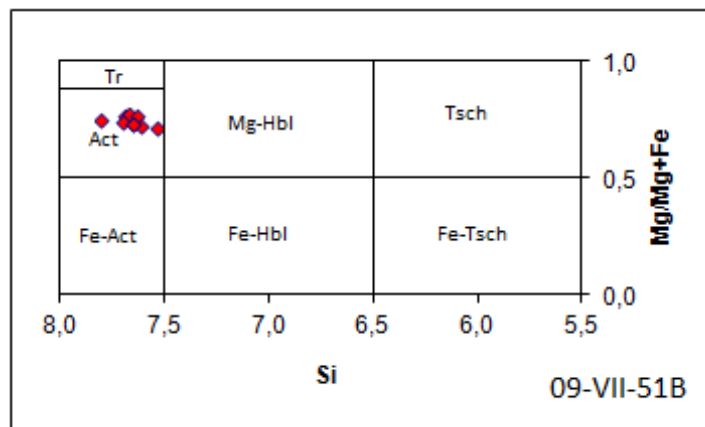


Figura 6.21: Diagrama de classificação de anfibólios. Os pontos plotados referem-se às análises referentes à amostra 09-VII-51B (Hawthorne & Oberti, 2007).

#### 6.4.6 Feldspato alcalino

Os feldspatos alcalinos, assim como os plagioclásios, apresentam uma série de solução sólida que possuem albita pura ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) e ortoclásio puro ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) como membros finais. Apresentam solução sólida completa apenas em altas temperaturas, sendo em baixas temperaturas o microclínio e a albita estáveis (Klein, 2012).

Conforme indicam as fórmulas estruturais obtidas por meio das análises de microclínio, calculada em base contendo 8 oxigênios e 5 cátions, os teores de  $\text{K}^+$  variam entre 0,87 e 0,92, os de  $\text{Al}^{3+}$  variam entre 1,02 e 1,03 e os de  $\text{Si}^{4+}$  variam entre 2,98 e 2,99.

#### 6.4.7 Epidoto

O grupo do epidoto apresenta minerais da classe dos sorossilicatos, e sua estrutura é constituída por tetraedros independentes de  $\text{SiO}_4$  e grupos  $\text{Si}_2\text{O}_7$ , que unem as cadeias de octaedros de  $\text{AlO}_6$  e  $\text{AlO}_4(\text{OH})_2$  as quais compartilham as arestas e se formam perpendiculares ao eixo b. Ocorre ainda uma posição octaédrica adicional fora das cadeias, cujo sítio é ocupado pelo Al na clinozoisita e pelo  $\text{Fe}^{3+}$  e Al no epidoto.

A fórmula química geral do grupo do epidoto é  $\text{X}_2\text{Y}_3\text{Z}_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{13}$ , sendo X os cátions Ca, Ce, La, Y, Th,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$ , Y os cátions Al,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Ti, e Z os cátions Si e Be.

As análises químicas de epidoto não tiveram um bom fechamento, já que a porcentagem de óxidos total ideal seria em torno de 98%. As análises feitas, porém, mostram que há teores relativamente altos de La e Ce, tratando-se possivelmente de uma solução sólida com allanita. Esta composição teria que ser melhor analisada, porém, devido a problemas técnicos na microsonda, não foi possível refazer as análises.

#### 6.4.8 Carbonato

Os carbonatos são minerais que apresentam em sua composição química o íon  $\text{CO}_3^{2-}$ . Dividem-se em dois grupos: os com sistema ortorrômbico (aragonita -  $\text{CaCO}_3$ ) e os com sistema romboédrico (calcita -  $\text{CaCO}_3$ , dolomita -  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , siderita -  $\text{FeCO}_3$ , rodocrosita -  $\text{MnCO}_3$ )

O teor de carbonato calculado a partir das fórmulas estruturais é de 1,98, tratando-se portanto de calcita pura.

### 6.5 Geotermobarometria

#### 6.5.1 Considerações gerais

Para os cálculos de geotermobarometria convencional foram utilizados os resultados das análises de química mineral em microsonda eletrônica para as amostras 08-IX-53 e 09-VII-51B, que representam a paragênese do pico metamórfico do grupo dos hornblenda gnaisses calciossilicáticos. Além destes resultados, seriam utilizadas também as análises químicas de rocha total para a confecção da pseudoseção. Porém, alguns problemas, que serão citados adiante, impediram a confecção da pseudoseção para as rochas analisadas.

Foram confeccionadas grades petrogenéticas nos moldes da encontrada em Bucher e Grapes (2011) (figura 5.2), porém para condições de temperatura mais elevadas (500 a 800°C), concentração de  $\text{CO}_2$  de 0,0 a 1,0 e pressão fixa de 8kbar, para que se pudesse verificar a variação das paragêneses com a variação da composição da fase fluida e em condições de pressão e temperaturas mais elevadas, conforme indicado pelas estimativas termobarométricas disponíveis para a área e deduzidas através das paragêneses observadas nos metapelitos associados.

#### 6.5.2 Geotermobarometria convencional

Os cálculos de geotermobarometria convencional foram obtidos através do programa THERMOCALC, utilizando-se para isso os cálculos feitos no programa AX das fórmulas estruturais da biotita, anfibólio, diopsídio, microclínio e plagioclásio previamente analisados quimicamente em microsonda eletrônica. Para definir a melhor análise química de cada mineral para representar o pico metamórfico da rocha, foi escolhida aquela cujo resultado apresentou o melhor fechamento.

Para cada rocha, tentou-se calcular primeiramente a pressão e depois a temperatura, verificando-se qual a concentração de CO<sub>2</sub> apresentava melhor resultado estatisticamente. A partir desta concentração de CO<sub>2</sub> calculou-se a pressão em conjunto com a temperatura.

No caso da amostra 08-IX-53, em que foram consideradas as análises químicas em anfibólio, diopsídio, microclínio e plagioclásio, não foi possível calcular a pressão, independentemente, devido à inexistência do número mínimo de reações linearmente independentes. Já em relação à temperatura, o programa conseguiu calcular valores para concentrações de fluido distintas.

Já no caso da amostra 09-VII-51B, em que foram consideradas as análises químicas em biotita, anfibólio, diopsídio, microclínio e plagioclásio, foi possível calcular a pressão, independentemente (tabela 6.9), porém apenas com concentração de CO<sub>2</sub> a partir de 0.1, indicando que o fluido não devia ser extremamente rico em H<sub>2</sub>O. Foram calculados também valores para a temperatura em concentrações distintas de fluido.

Amostra 09-VII-51B		
[CO <sub>2</sub> ]	P (kbar)	sd(P)
0.1	8.40	0.48
0.2	7.00	0.53
0.3	6.64	0.49
0.4	6.25	0.52
0.5	5.95	0.55
0.6	5.72	0.58
0.9	5.94	0.56

Tabela 6.9: Pressões calculadas pelo THERMOCALC para a amostra 09-VII-51B em diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>.

Na tabela 6.10 e no gráfico da figura 6.22 encontram-se as temperaturas calculadas pelo THERMOCALC para ambas amostras em diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>.

[CO <sub>2</sub> ]	Amostra 08-IX-53		Amostra 09-VII-51B	
	T (°C)	sd(T)	T (°C)	sd(T)
0.1	596	9	592	8
0.2	621	9	615	8
0.3	633	10	627	9
0.4	642	10	636	9
0.5	649	10	643	9
0.6	655	10	648	9
0.7	658	10	651	9
0.8	658	10	651	9
0.9	650	10	643	9
0.99	598	10	593	9

Tabela 6.10: Temperaturas calculadas pelo THERMOCALC para as amostras 08-IX-53 e 09-VII-51B para diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>.

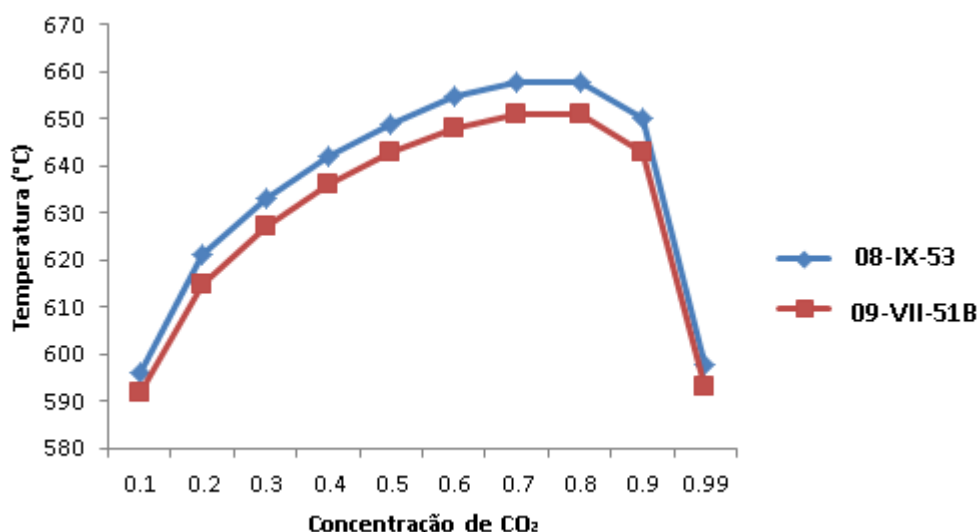


Figura 6.22: Gráfico com as temperaturas calculadas pelo THERMOCALC para as amostras 08-IX-53 e 09-VII-51B em diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>.

A partir destes resultados calculados pelo THERMOCALC, juntamente com os dados petrográficos sobre as rochas metapelíticas adjacentes às rochas calciossilicáticas do Grupo Dom Silvério, pode-se inferir que o fluido apresenta concentrações elevadas de CO<sub>2</sub>, já que para as concentrações de  $X_{CO_2}$  de 0.7 e 0.8 foram obtidas as maiores temperaturas ( $658 \pm 10$  e  $651 \pm 9$  °C, para as amostras 08-IX-53 e 09-VII-51B, respectivamente). Levando isso em conta, foram calculadas a pressão e temperatura médias de cada amostra para uma concentração de CO<sub>2</sub> de 0.75, chegando-se a  $7.7 \pm 1.4$  kbar e  $654 \pm 24$  °C para a amostra 08-IX-53, e  $8.4 \pm 1.6$  kbar e  $660 \pm 32$  °C para amostra 09-VII-51B. Porém, o programa THERMOCALC indicou que estes dados não estão estatisticamente precisos, apesar de serem relativamente coerentes.

### 6.5.3 Grade petrogenética

Foi calculada uma grade petrogenética para o sistema das rochas calciossilicáticas (KCMAS–HC) em condições de temperatura entre 500 e 800°C, pressão fixa de 8 kbar e composições do fluido variáveis. A partir desta grade petrogenética seria calculada uma pseudoseção específica para as rochas analisadas. Porém, alguns problemas dificultaram o cálculo desta pseudoseção.

A grade petrogenética calculada para o sistema KCMAS-HC com quartzo, plagioclásio, microclínio, diopsídio, muscovita, flogopita, zoisita, calcita, clinocloro, grossulária, e fase fluida (H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub>), com quartzo em excesso não apresenta diopsídio em condições de alta temperatura, o que não condiz com o que foi observado para as rochas analisadas.

Outro problema foi a falta de dados precisos sobre as concentrações de fluido presentes nestas rochas. O único indício sobre isso é a falta de zoisita comparativamente ao plagioclásio nas paragêneses de pico metamórfico das lâminas petrográficas, sugerindo que a concentração de  $\text{CO}_2$  não é extremamente baixa (v. reação 4 na grade petrogenética de Bucher e Grapes 2011). Deste modo, apenas com análise das inclusões fluídas nos minerais presentes na paragênese do pico metamórfico seria possível realizar uma estimativa mais quantitativa da composição da fase fluida presente no pico metamórfico.

Tendo isso em vista, foi confeccionada uma grade petrogenética com os mesmos minerais da grade anterior, porém desta vez com quartzo e calcita em excesso (figura 6.23), à semelhança do diagrama da figura 5.2 de Bucher e Grapes (2011), porém para condições de temperatura entre 500 e 800°C, pressão fixa de 8 kbar e frações molares de  $\text{CO}_2$  variáveis entre 0,0 e 1,0. O resultado obtido é mais condizente com as rochas analisadas, apesar de elas não possuírem calcita em excesso.

Conforme pode ser observado na figura 6.23, a grade petrogenética obtida possui uma sequência de formação dos minerais semelhante à da grade confeccionada por Bucher e Grapes (2011), para 3,5 kbar, e à sequência descrita por Ferry (1976). Para uma concentração de  $\text{CO}_2$  de 0.2, na grade petrogenética obtida, a produção de flogopita pela reação  $\text{kfs} + 3\text{dol} + \text{H}_2\text{O} = \text{phl} + 3\text{cal} + 3\text{CO}_2$  ocorre a partir de aproximadamente 560°C, enquanto para a grade de 3,5 kbar a mesma reação ocorre a partir de aproximadamente 460°C. Sequencialmente há a produção de tremolita a partir da reação  $5\text{dol} + 8\text{qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{tr} + 3\text{cal} + 7\text{CO}_2$ , a 580°C para 8 kbar e a 470°C para 3,5 kbar. Ocorre então a formação de diopsídio por meio da reação  $\text{tr} + 3\text{cal} + 2\text{qtz} = 5\text{di} + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  a 615°C para 8 kbar e a 545°C a 3,5kbar. A diferença principal entre as duas grades, além das temperaturas em que as reações ocorrem, é o surgimento de grossulária a altas pressões. Pode-se observar que para 8 kbar, a granada surge a 500°C quando o fluido é predominantemente composto por  $\text{H}_2\text{O}$  e a 780°C considerando-se uma fração molar de  $\text{CO}_2$  de 0.2. A reação  $3\text{an} + \text{cal} + \text{H}_2\text{O} = 2\text{zo} + \text{CO}_2$ , que na grade petrogenética de baixa pressão confeccionada por Bucher e Grapes (2011) ocorre como uma reta separando o campo de estabilidade da zoisita, a baixas frações molares de  $\text{CO}_2$  (até aproximadamente 0.07), do campo de estabilidade da anortita, ocorre na grade petrogenética obtida (figura 6.23) como uma curva que passa por todo o gráfico (com frações molares de  $\text{CO}_2$  de até aproximadamente 0.92).

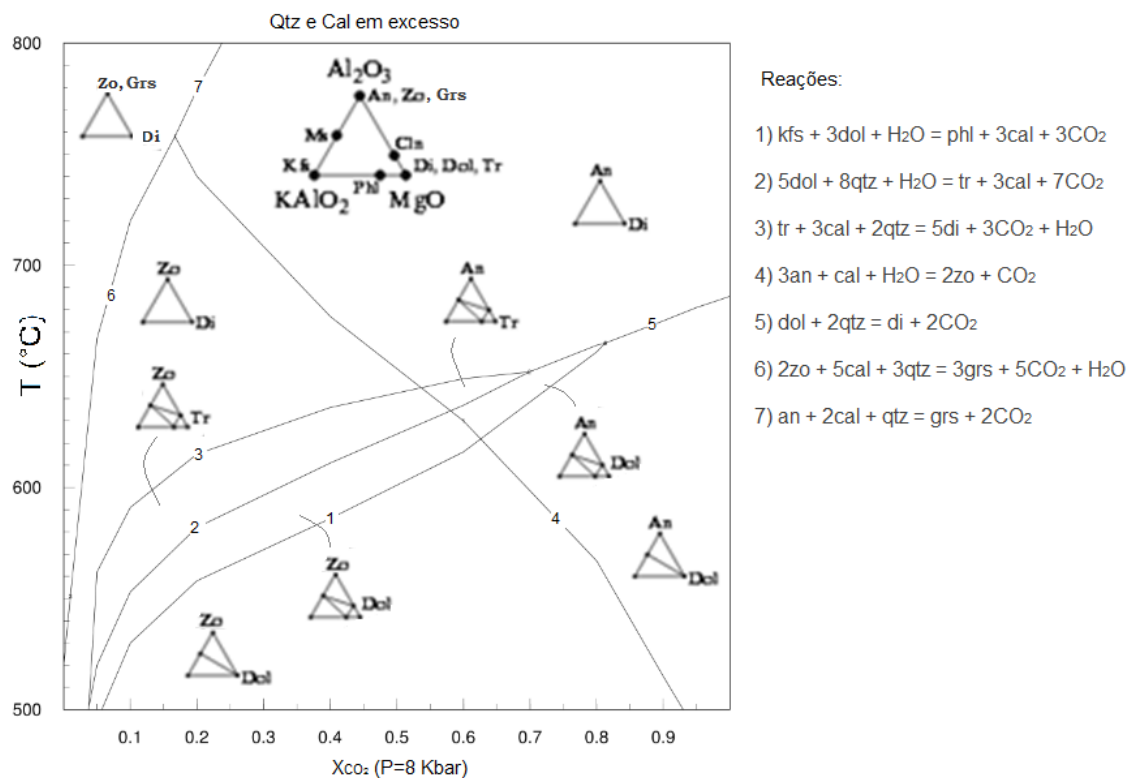


Figura 6.23: Grade petrogenética do sistema KCMAS-HC a pressão constante de 8 Kbar.

Conforme discutido anteriormente, a geotermobarometria convencional indica que as maiores temperaturas para as rochas calciossilicáticas analisadas ocorrem com fração molar de  $CO_2$  entre 0.7 e 0.8. O mesmo pode-se inferir a partir da grade petrogenética obtida (figura 6.23), que indica que a formação do diopsídio ocorre a temperaturas superiores a  $650^\circ C$  para concentrações de  $CO_2$  superiores a 0.7.

## 7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As rochas estudadas foram consideradas como calciossilicáticas devido a alguns fatores. O primeiro e principal é a presença de minerais cálcicos (como granada, plagioclásio cálcico, diopsídio, anfibólios cálcicos, minerais do grupo do epidoto e titanita) e de calcita e dolomita em baixa proporção, conforme definido por Fettes & Desmons (2007). Outros fatores seriam as características microscópicas destas rochas, tais como a presença hornblenda com coloração mais pálida (incolor a verde pálido), presença de muito quartzo, presença de clorita em fase tardia e presença de biotita com composição mais flogopítica. Estas são características comuns de serem observadas em paragêneses de rochas calciossilicáticas.

O litotipo de rocha calciossilicática mais comum de ocorrer na região é o dos hornblenda gnaisses calciossilicáticos, que ocorrem com algumas variações, como a presença ou não de diopsídio, de biotita flogopítica e de microclínio. Outro litotipo, presente



na região do Barro Branco, é o do tremolita/Mg-hornblenda gnaiss calciossilicático, cuja diferença principal para o primeiro é a presença de anfibólio mais magnesiano e maior proporção de microclínio. Além destes gnaisses com alta proporção de anfibólio magnesiano, foram encontrados outros 5 litotipos: o epídoto anfibolito calciossilicático, que possui altas proporções de epídoto e hornblenda e quartzo; o quartzo-hornblenda xisto carbonático, que apresenta carbonato em maior proporção; o actinolita-epídoto-hornblenda gnaiss calciossilicático, que além de possuir actinolita, apresenta epídoto em maior proporção; o muscovita-epídoto gnaiss calciossilicático, que não apresenta anfibólios em sua composição, e o hornblenda-epídoto-quartzo-biotita xisto calciossilicático, que possui maior quantidade de biotita que de hornblenda.

O ambiente geológico de formação dessas rochas é, conforme Baltazar & Raposo (1993), marinho. Conforme observado em campo, trata-se de rochas intercaladas em uma sequência metassedimentar intensa e pervasivamente deformada, sem vestígios de estruturas e relações sedimentares preservadas. Há evidências de uma foliação principal milonítica (como porfiroclastos de feldspato e ribbons de quartzo), que foi em alguns locais parcialmente reorganizada por dobras posteriores, gerando uma nova foliação, mal definida.

Trabalhos como o de Peres *et al.* (2004), baseados em estudos geotermobarométricos clássicos, de pares minerais de biotita e granada, sugerem que as rochas do Grupo Dom Silvério foram submetidas a temperaturas de aproximadamente 550°C, para pressões em torno de 5 kbar.

Os metapelitos do Grupo Dom Silvério apresentam cianita, granada e biotita estáveis na paragênese de pico metamórfico. Estes metapelitos foram então formados em condições de fácies anfibolito intermediário, encontrando-se na Zona da Cianita, com a paragênese Cianita + Biotita + Granada, formada a partir da reação de quebra da estauroлита ( $St = Ky + Bt + Grt$ ). Baseando-se na grade petrogenética de Holland & Powell (1990) da figura 7.1, esta reação ocorre a temperaturas superiores a 650°C e pressões acima de 7 Kbar. No retrometamorfismo, o metapelito foi submetido a condições de fácies anfibolito inferior, encontrando-se na Zona da Estauroлита.

As paragêneses encontradas nos hornblenda gnaisses calciossilicáticos também sugerem que eles se encontravam em fácies anfibolito inferior quando foram formados. Porém, a presença de diopsídio em algumas amostras sugere que estas rochas já teriam alcançado condições de temperatura superiores, mas este diopsídio teria reagido para formar anfibólio cálcico durante o retrometamorfismo, conforme a reação  $5di + 3CO_2 + H_2O = am + 3cal + 2qtz$ .

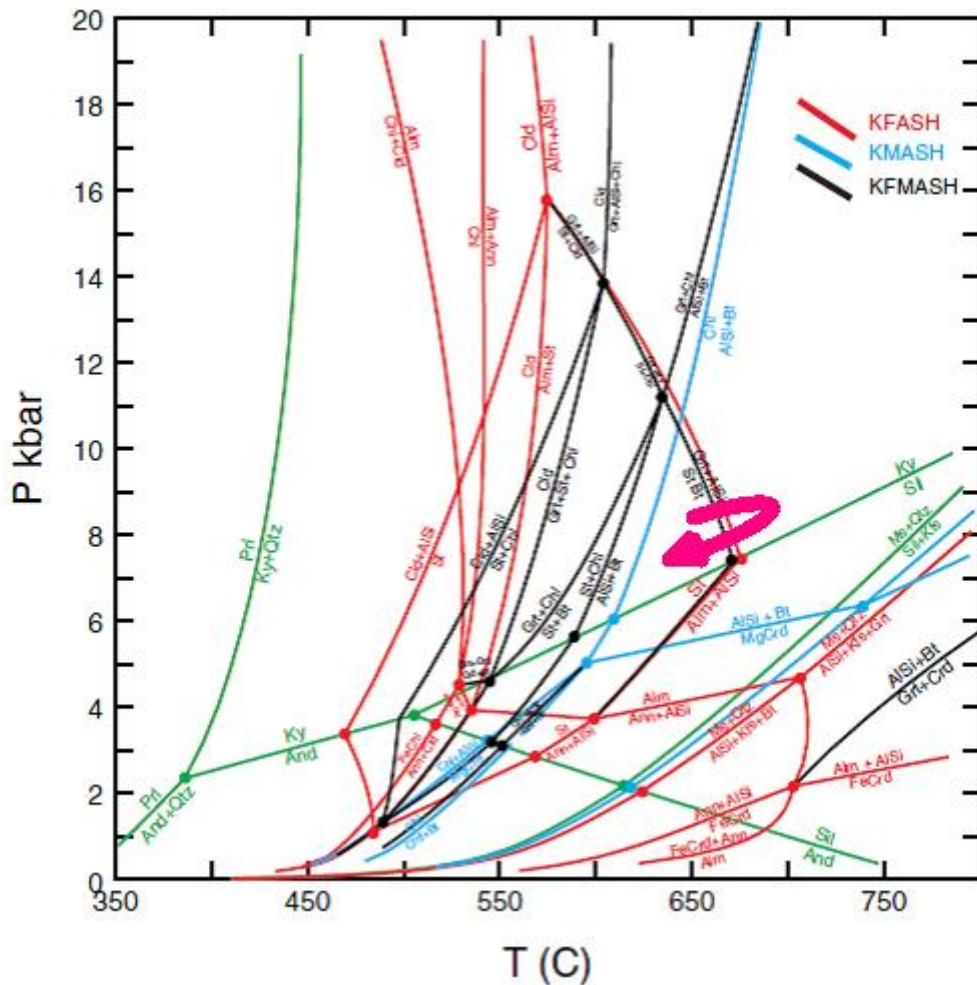


Figura 7.1: Grade petrogenética do sistema KFMASH. A seta em rosa representa o trajeto do metamorfismo, no qual a reação de quebra da estauroлита foi ultrapassada no pico metamórfico, com posterior retrometamorfismo gerando estauroлита novamente (Holland & Powell, 1990).

Baseando-se na sequência zonal descrita por Ferry (1976), o aparecimento de diopsídio ocorre em condições mais elevadas de temperatura, na Zona do Diopsídio das rochas calciossilicáticas (que, sob baixas pressões, como no trabalho de Ferry (1976), equivale à Zona da Sillimanita dos metapelitos). Porém, ocorreu a substituição de diopsídio por anfibólio cálcico nos hornblenda gnaisses calciossilicáticos, encontrando-se então, nesta paragênese de retrometamorfismo, na Zona do Anfibólio das rochas calciossilicáticas.

A grade petrogenética confeccionada no presente trabalho (figura 6.23) não se aplica estritamente às rochas calciossilicáticas analisadas e sim ao sistema KCMASH referente às rochas calciossilicáticas compostas por quartzo, plagioclásio, microclínio, tremolita, diopsídio, muscovita, flogopita, zoisita, calcita, dolomita, clinocloro, wollastonita, grossulária, H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>, para uma pressão fixa de 8 kbar e temperaturas de 500 a 800°C, mas ilustra bem a sequência de desenvolvimento dos minerais nas paragêneses, com a formação de flogopita, anfibólio e diopsídio, respectivamente, a temperaturas mais altas, assim como as zonas descritas por Ferry (1976) e Bucher e Grapes (2011).

Porém a grade petrogenética confeccionada foi calculada com quartzo e calcita em excesso, sendo que as rochas estudadas não apresentam calcita em excesso, e o programa THERMOCALC não calcula reações de formação do diopsídio para a condição de apenas quartzo em excesso, conforme é o caso dos hornblenda gnaisses calciossilicáticos analisados, o que inviabilizou a confecção de uma pseudoseção específica para estas rochas e consequentemente o cálculo das condições de metamorfismo de modo mais preciso.

Apesar disso, por meio dos dados obtidos por geotermobarometria convencional e do cálculo da grade petrogenética apresentada, pode-se inferir para estas rochas uma pressão entre 7 e 8 Kbar e uma temperatura de pelo menos 660°C, aproximadamente, que era o mínimo esperado, já que, conforme citado anteriormente, para as rochas metapelíticas adjacentes são estimadas temperaturas superiores a 650°C. Assim, o pico metamórfico das rochas calciossilicáticas analisadas ocorreu no mínimo em condições de fácies anfibolito intermediário. Nos cálculos geotermobarométricos convencionais, os menores desvios padrões ocorrem para as frações molares de CO<sub>2</sub> entre 0.7 e 0.8, indicando que estas rochas provavelmente apresentam concentrações de CO<sub>2</sub> altas.

Em relação à presença de plagioclásio em maior quantidade que zoisita nos hornblenda gnaisses calciossilicáticos, provavelmente a rocha, no pico metamórfico, apresentava fluido mais rico em CO<sub>2</sub> para formar plagioclásio cálcico. Tardamente foi formada a zoisita, presente em veios e bolsões hidrotermalizados, indicando um evento de percolação de fluidos, com diminuição no teor de CO<sub>2</sub> e aumento no teor de H<sub>2</sub>O, conforme pode ser inferido a partir da grade petrogenética de Bucher e Grapes (2011) da figura 5.2.

Nas análises químicas de minerais dos hornblenda gnaisses calciossilicáticos, foi possível confirmar que o plagioclásio apresenta composição bastante cálcica, com teor de anortita entre 0,39 e 0,49, tratando-se de andesina, e que a biotita, conforme esperado, apresenta composição flogopítica. Já o anfibólio, apesar de por análise microscópica, suas características apontarem tratar-se de hornblenda magnesiana, tendo sido estimado um sinal óptico biaxial positivo, sua composição varia entre o campo da actinolita e da hornblenda magnesiana.

As amostras de tremolita/Mg-hornblenda gnaisses calciossilicáticos apresentam paragênese semelhante à de retrometamorfismo dos hornblenda gnaisses calciossilicáticos discutidos anteriormente, típica de rochas calciossilicáticas. Apesar disso, a partir da análise química de rocha total foi possível observar que esta rocha não apresenta as mesmas proporções dos elementos presentes que as demais rochas, inserindo-se no campo das grauvacas do diagrama ternário de Barton et al. (1991) da figura 6.14. Isso pode ser explicado pelo seu teor de Si, que é relativamente mais alto, diminuindo proporcionalmente

o teor de Ca presente. No entanto, apresenta uma paragênese sugestiva de rocha calciossilicática, com plagioclásio, microclínio, abundante quartzo e anfibólio cálcico incolor (tremolita ou Mg-hornblenda). Infelizmente, os minerais desta amostra não puderam ser analisados, portanto faltam informações mais precisas sobre o teor de anortita do plagioclásio e de Al no anfibólio.

Em relação aos epídoto anfibolitos, a presença de quartzo em abundância e algumas texturas (como a presença de uma foliação composta por quartzo, clorita e epídoto inclusa na hornblenda) presentes nas amostras que sugerem a formação de hornblenda a partir de quartzo e epídoto, indicam que estes anfibolitos são paraderivados, calciossilicáticos e que esta rocha apresenta duas paragêneses, a primeira com epidoto, quartzo, plagioclásio e titanita e clorita magnésiana, e a segunda com hornblenda, epídoto, quartzo, plagioclásio e titanita. Estas evidências foram confirmadas pela análise química de rocha total desta rocha, já que esta apresenta concentrações de Al, Ca, Fe e Mg proporcionais às demais rochas calciossilicáticas, inserindo-se juntamente com elas no campo da margas do diagrama ternário de Barton et al. (1991) da figura 6.14. A paragênese epídoto + anfibólio sugere que a rocha foi formada em fácies epídoto-anfibolito, porém, por se tratar de um anfibolito paraderivado, o campo de estabilidade dos minerais do grupo do epídoto pode ter se estendido para a fácies anfibolito.

Foram encontradas na região rochas anfibolíticas que apresentam epidotização, apesar de algumas feições semelhantes aos anfibolitos calciossilicáticos, e é difícil saber se elas seriam orto ou paraderivadas. O principal critério para diferenciar os para-anfibolitos dos anfibolitos epidotizados foi a presença de muitas inclusões de epídoto na hornblenda poiquiloblástica, indicando que ele teria sido formado devido à composição calciossilicática da rocha, anteriormente ou durante a formação da foliação principal, e não em fase tardia, por efeito de uma fase fluida aquosa-silicosa.

## 8. CONCLUSÕES

As rochas calciossilicáticas do Grupo Dom Silvério na região de Ponte Nova ocorrem na forma de corpos tabulares, lentes, nódulos e *boudins*, com dimensões centimétricas a decimétricas, intercaladas às rochas metapelíticas do mesmo Grupo, encontrando-se associadas também aos paragnaisses do Grupo Dom Silvério e aos ortognaisses e anfibolitos do Complexo Mantiqueira.

As rochas calciossilicáticas da região foram descritas e separadas em oito grupos. O principal e com maior ocorrência é o dos hornblenda gnaisses calciossilicáticos. Há também os tremolita/Mg-hornblenda gnaisses, restritos à região do Barro Branco e que possuem composição mais silicosa que as demais, apesar de apresentar paragênese típica de

rochas calciossilicáticas; os epidoto anfibolitos, cuja descrição petrográfica e análise química de rocha total apontam que se trata de uma rocha paraderivada; os quartzo-hornblenda xistos carbonáticos, que apresentam um teor de carbonatos superior às demais calciossilicáticas; o actinolita-hornblenda-epidoto gnaisses, que apresenta dois anfibólios, porém em menor proporção e maior proporção de epidoto em sua composição que as demais rochas analisadas; o muscovita-epidoto gnaisses, que se destaca pela ausência de anfibólio e alta proporção de epidoto; e os hornblenda-epidoto-quartzo-biotita xistos, que apresentam menor proporção de anfibólio e maior proporção de biotita, que lhes confere uma xistosidade intensa.

Foi escolhido para análise química mineral e geotermobarométrica o grupo mais proeminente, que é o dos diopsídio-hornblenda gnaisses. Por meio da química mineral foi possível confirmar a composição flogopítica da biotita e o teor de anortita dos plagioclásios equivalentes ao de andesina. Os anfibólios possuem composição intermediária entre actinolita e hornblenda magnesiânica.

Sua paragênese de pico metamórfico, com diopsídio, anfibólio, plagioclásio, microclínio e quartzo e, por vezes, biotita, revela uma condição de fácies, o que é confirmado pela paragênese cianita + biotita + granada dos metapelitos adjacentes. Ambas as rochas sofreram retrometamorfismo, apresentando também paragênese com apenas anfibólio e biotita no caso dos gnaisses calciossilicáticos, e com estaurolita no caso dos xistos metapelíticos.

As paragêneses citadas indicam para estas rochas condições de metamorfismo do pico metamórfico de fácies anfibolito intermediário. Os cálculos geotermobarométricos, estatisticamente imprecisos apesar de coerentes, indicaram pressões médias de 7.7 a 8.4 kbar e temperaturas de 654 a 660°C. A grade petrogenética confeccionada no presente trabalho vai ao encontro destes dados.

A ideia inicial da construção de pseudoseção específica para estas foi dificultada pela ausência de evidências quantitativas sobre a fração de fase fluida presente durante no pico metamórfico, sendo o único indício a respeito disso a falta de zoisita comparativamente ao plagioclásio na paragênese de pico metamórfico, conforme descrição microscópica, o que sugere que a concentração de CO<sub>2</sub> não é extremamente baixa.

Apesar disso, a partir dos cálculos por geotermobarometria convencional e pela grade petrogenética confeccionada no presente trabalho para o sistema KCMAS-HC a pressão constante de 8 Kbar, fração molar de CO<sub>2</sub> variável e temperatura entre 500 e 800°C, foi possível estimar que a fração molar de CO<sub>2</sub> desta rocha é relativamente alta, já que os menores desvios padrões nos cálculos geotermobarométricos convencionais ocorrem para

frações molares de CO<sub>2</sub> entre 0.7 e 0.8, com temperatura em torno de 660°C. O mesmo resultado pode ser observado na grade petrogenética confeccionada, que indica que a formação do diopsídio ocorre a temperaturas superiores a 650°C para concentrações de CO<sub>2</sub> superiores a 0.7.

Tardiamente foram formados, por meio de eventos hidrotermais, veios e bolsões com clorita, calcita e zoisita, esta última indicando altas concentrações de H<sub>2</sub>O desse fluido tardio.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M. & Litwinski N. (1984). Província Mantiqueira – Setor Setentrional. In: Almeida F.F.M & Hasui Y (Eds.), *O pré-cambriano do Brasil* (282-307). São Paulo: Edgard Blucher.

Alkmim F.F.; Marshak S.; Pedrosa-Soares A.C.; Peres, G.G.; Cruz S.; Whittington A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí-West orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43-63.

Baltazar, O.F., Raposo, F.O. (1993). *Mariana – Folha SF.23-X-B-I*. Escala 1:100.000. Brasília: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Estado de Minas Gerais/ CPRM.

Barrow, G. (1912) On the geology of lower dee-side and the southern Highland border. *Proceedings of the Geologists' Association*, 23, 274-290.

Barton, M.D.; Ilchik, R.P.; Marikos, M.A. (1991) Metasomatism. *Reviews in Mineralogy*, 26, 321-350.

Benevides, T. (2003). *Geotermobarometria e evolução metamórfica do segmento central do Grupo Dom Silvério, MG*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.

Brandalise, L.A. (1991). *Ponte Nova – Folha SF. 23-X-B-II*. Escala 1:100.000. Brasília: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Estado de Minas Gerais / CPRM.

Brueckner, H.; Cunningham, W.D.; Alkmim, F.F. & Marshak, S. (2000). Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Aracuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, 99, 255-269.

Bucher, K.; Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (8a ed.) Heidelberg: Springer Verlag.

Cunningham, W. D.; Marshak, S.; Alkmim, F.F. (1996). Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasiliano Araçuaí belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 77, 1-15.

Cunningham, W. D.; Marshak, S.; Alkmim, F.F. (1998). A structural transect across the Ribeira belt in the Brazilian Highland (latitude 20°S): roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, 92, 251-275.

Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. (1996). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* (2a ed). London: Longman.

DER MG (2013). *Mapa rodoviário do Estado de Minas Gerais*. Disponível em: <[www.der.mg.gov.br](http://www.der.mg.gov.br)>.

Endo, I. (1997). *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

Ferry, J. M. (1976). Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, southcentral Maine: mineral reactions and graphical analysis. *American Journal of Science*, 276, 841–882.

Fettes, D.; Desmons, J. (2007). *Metamorphic Rocks: a classification and glossary of terms*. (Reissue ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

Fonseca, G.M. (2017). *Petrogênese de rochas metaultramáficas do Quadrilátero Ferrífero e adjacências e geocronologia de terrenos associados*. Tese (Doutorado). Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto.

Freitas, V.V. (inédito). Planilha Excel para cálculo de fórmulas estruturais de Anfibólio a partir de análises de Microsonda Eletrônica.



Fukai, I. (2013). *Metamorphic and geochemical signatures of calc-silicate gneisses from the Sawtooth Metamorphic Complex, Idaho, USA: Implications for crustal evolution in Western North America*. Tese (Mestrado). Oberlin: Oberlin College.

Gomes, C. B. (2015). *A Microsonda Eletrônica na Geologia*. São Paulo: Edusp.

Gradim, R.J.; Alkmim, F.F.; Pedrosa-Soares, A.C.; Babinski, M & Noce, C.M. (2005). Xistos Verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo Básico do Rifte Neoproterozóico Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4), 59-69.

Heilbron, M.L., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R. & Janasi, V.A. (2004). Província Mantiqueira In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano* (411-446). São Paulo: Editora Beca.

Heineck, C.A.; Leite, C.A.S., Silva, M.A.; Vieira, V.S. (2003). *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais*. Escala 1:1.000.000. Minas Gerais: Companhia mineradora de Minas Gerais.

Jordt Evangelista, H. & Roeser, H. (1998). Contribuição à petrologia do Grupo Dom Silvério, sudeste de Minas Gerais. *XXXV Congresso Brasileiro De Geologia*, v. 3, p.1183-1192. Belém: SBG.

Jordt Evangelista, H. (1992). O Grupo Dom Silvério, SE de Minas Gerais: Petrografia, Metamorfismo, Geoquímica e Geologia Econômica. *Revista Escola de Minas (REM)*, 45 (1 e 2), 140-142.

Klein, C.; Dutrow, B. (2012). *Manual de Ciência dos Minerais* (23a ed.). Porto Alegre: Bookman.

Marshak, S.; Alkmim, F.F.; Whittington, A. & Pedrosa-Soares, A.C. (2006). Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal Structural Geology*, 28, 129-147.

Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52: 535-550.

Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Silva, L.C. & Alkmim, F.F. (2007). O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15(1), p. 17-23.

Pedrosa Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. (2000) Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani U. G., Milani E. J.; Thomaz Filho A.; Campos D. A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America* (265-285). Rio de Janeiro: Editora International Geological Congress.

Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Wiedemann, C.M.; Pinto C.P. (2001). The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307-323.

Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Alkmim, F.F.; Silva, L.C.; Babinski, M.; Cordani, U.G.; Castañeda, C. (2007). Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15(1), 1-16.

Peres, G. G.; Alkmim, F.F.; Jordt Evangelista, H. (2004). The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76(4), 771-790.

Powell, R.; Holland, T. (1990). Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH ( $K_2O$ -FeO-MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ ). *American Mineralogist*, 75: 367-380.

Powell, R.; Holland, T.; Worley, B. (1998). Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(4), 577-588.

Powell, R., Holland, T., White, R., 2008. THERMOCALC resources webpage, versão 3.33. Disponível em: <[www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc](http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc)>.

Spear, F. S. (1993). *Metamorphic phase equilibria and pressure temperature time paths*. Washington, D.C.: Mineral Society of America.

Speer, J.A. (1984). Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy*. 13, 99-356.

Yardley, B.W. (2004) *Introdução à Petrologia Metamórfica*. (2ª ed.). Brasília: Editora UnB.

Anexos

# Anexo 1 – Mapa de localização de amostras



# Mapa de Localização de Amostras

**Mapa de Localização de Amostras**

Topographic map showing the location of samples (AF-01 to AF-08, CMP 03 to CMP 17) in the Afloramentos area. The map includes contour lines, rivers, and place names. A pink rectangular box highlights the study area.

**Legend:**

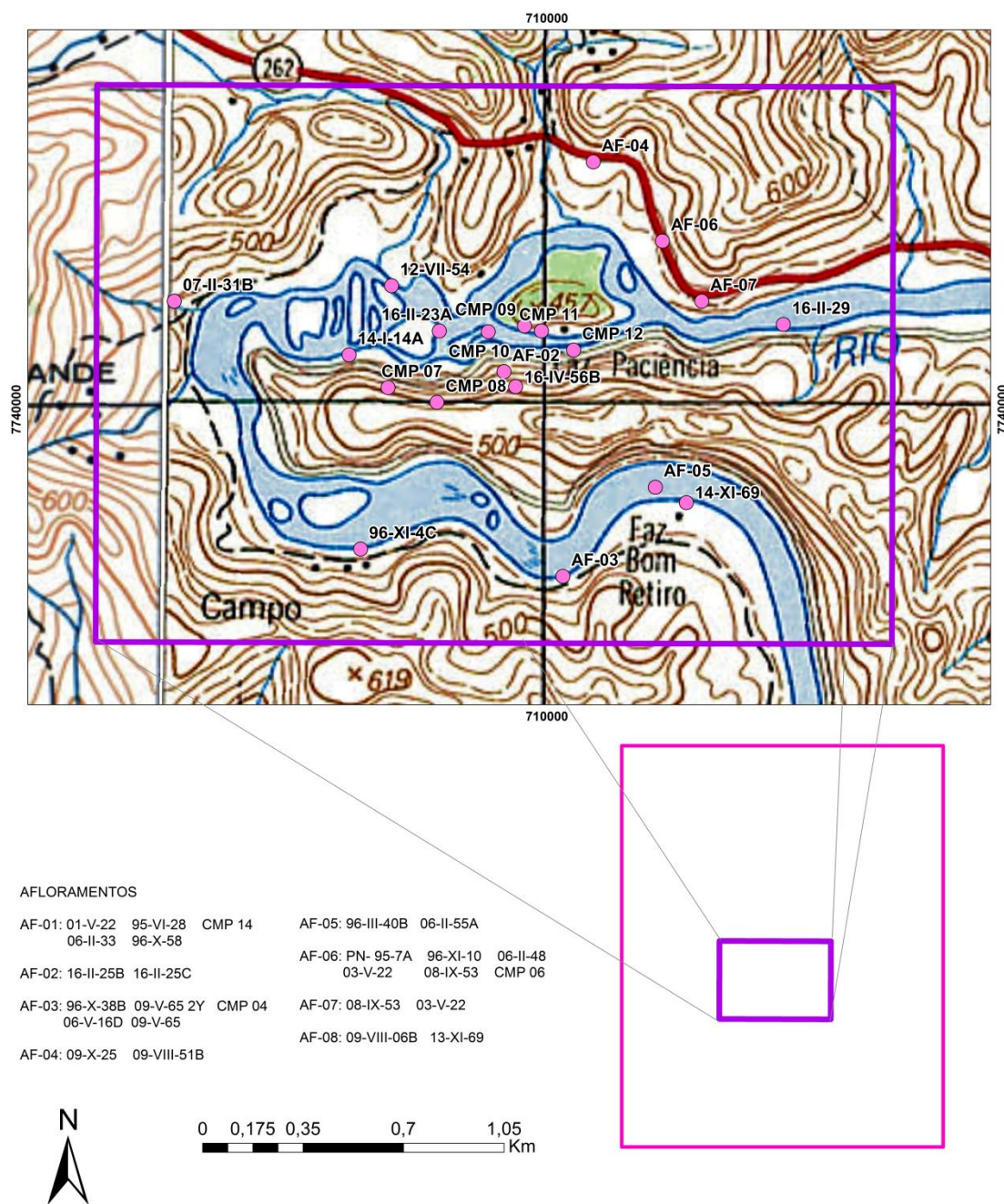
- AF-01: 01-V-22 95-VI-28 CMP 14 06-II-33 96-X-58
- AF-02: 16-II-25B 16-II-25C
- AF-03: 96-X-38B 09-V-65 2Y CMP 04 06-V-16D 09-V-65
- AF-04: 09-X-25 09-VIII-51B
- AF-05: 96-III-40B 06-II-55A
- AF-06: PN- 95-7A 96-XI-10 03-V-22 08-IX-53 CMP 06
- AF-07: 08-IX-53 03-V-22
- AF-08: 09-VIII-06B 13-XI-69

**Scale:** 0 0,4 0,8 1,6 2,4 3,2 Km

## Anexo 2 – Mapa de detalhe da localização de amostras

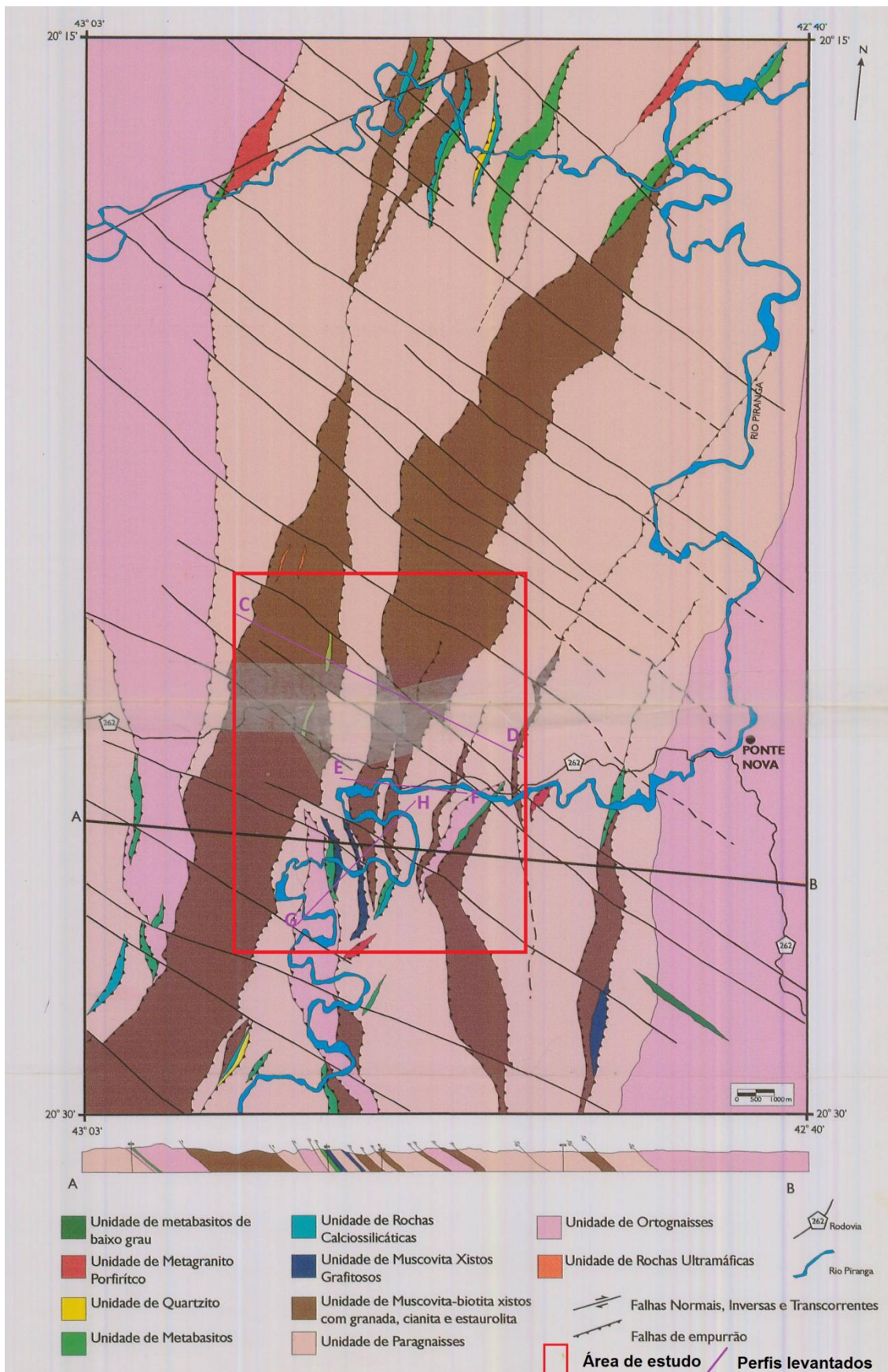


## Mapa de Detalhe da Localização das Amostras





## Anexo 3 – Mapa geológico de detalhe da área estudada









## Anexo 4 – Tabela de composição mineralógica das amostras





















# Mapa de Localização de Amostras

Mapa de Localização de Amostras

Topographic map showing the location of samples (AF-01 to AF-08) and other points (CMP 03 to CMP 17) in the Afloramentos area. The map includes contour lines, rivers, and place names. A pink rectangular box highlights the study area.

Legend:

- AF-01: 01-V-22 95-VI-28 CMP 14 06-II-33 96-X-58
- AF-02: 16-II-25B 16-II-25C
- AF-03: 96-X-38B 09-V-65 2Y CMP 04 06-V-16D 09-V-65
- AF-04: 09-X-25 09-VIII-51B
- AF-05: 96-III-40B 06-II-55A
- AF-06: PN- 95-7A 96-XI-10 06-II-48 03-V-22 08-IX-53 CMP 06
- AF-07: 08-IX-53 03-V-22
- AF-08: 09-VIII-06B 13-XI-69

Scale: 0 0,4 0,8 1,6 2,4 3,2 Km

## Anexo 4 – Tabela de composição mineralógica das amostras

	Minerais (%)																									
Amostra	Hbl	Mg-Hbl/Tr	Qtz	Pl	Kfs	Carb	Tit	Zo	Ep	Bt	Ms	Op	Ser	Chl	Di	Grt	Act	Ver	Ap	Zr	Tm	Go	Rt	FeO	All	
06-II-55A	40		22	4	8		6	1		10		5	2	1						1						
96-X-38B	30		20	5	10	5	4	<1	<1	15		1		10												
96-XI-10	38		20	5	20		7			1	<1	1	<1	3	10											
09-X-25	25		25	10	5	2	5	2		20		1			5					<1						
06-II-48	35		20	5	10	3	10	2		10		<1			5				<1							
07-II-31B	65		9	20		1		<1		<1					5											
08-IX-53	46		15	2	15	5	4	1		5		2			5											
09-VIII-51B	20		25	5	10	1	5	2		15		2			5					<1						
96-III-40B	45		25	2	9	1	5	2		10			1													
09-V-65 2Y	40		25	1	10		4	4		5	1	6	1	2						1						
PN- 95-7A	20		15	4	20	5	3	1		1		1			30					<1						
12-VII-54	50		20	5	5		5	2		10	3			<1						<1			<1			
06-V-16D	45		30	5	8		2		<1	10																
03-V-22	35		20	5	10		2	1	1	17		<1			5					<1			4			
08-III-44B	16		25	10			7	3		30	2	2		1				1		1		<1				
16-IX-16	50		15	5		8	3		1	15		2		1						<1						
16-IX-15	38		20	10		4	1	2		5	2	7		5		6										
16-IV-56B	40		37	3		3		1		5	2	4		5												
16-II-25B	40		10			13		<1		2		5		30												
16-II-25C	40		30	7			5	1		1	4	5		3												
09-VIII-66	50		20	10			1			2		2	5	7									3			
06-IV-32	45		30	15			4				2	2	2													
06-X-27	40		30	18		1	5					4	2										<1			
09-VIII-06B	35		22	15		4	5		<1	10	2	6		1							<1					



[illegible]

13-XI-69	35		20	5		12	4		1	5		5	10	3									<1		
16-II-29	10		35	15			4		25			5				5		1							
96-XV-16A			30	10	20		1		25	1	5	4	1				4								
96-XI-4C	10		20	5			7		15	37			3			3									

**Legenda:**

	Diopsídio-hornblenda gnaiss calciossilicático
	Hornblenda gnaiss calciossilicático
	Hornblenda gnaiss calciossilicático com granada
	Diopsídio-hornblenda fels calciossilicático
	Tremolita/Mg-hornblenda gnaiss calciossilicático
	Epidoto anfibolito calciossilicático
	Quartzo-hornblenda xisto carbonático
	Actinolita-hornblenda-epídoto gnaiss calciossilicático
	Muscovita-epídoto gnaiss calciossilicático
	Hornblenda-epídoto-quartzo-biotita xisto calciossilicático

## Anexo 5 – Tabela de análises químicas de rocha total

	<b>01-V-22</b>	<b>15-XII-33</b>	<b>CMP-04A</b>	<b>CMP-17B</b>	<b>PN-95-07A</b>	
<b>SiO2</b>	75,11	51,54	55,4	56,05	58,97	58,81
<b>TiO2</b>	0,738	1,031	0,747	0,641	0,767	0,762
<b>Al2O3</b>	8,88	15,55	12,57	14,92	11,88	11,83
<b>Fe2O3</b>	0,70	11,21	6,04	6,81	5,71	5,69
<b>MnO</b>	0,026	0,098	0,180	0,192	0,128	0,131
<b>MgO</b>	3,29	4,53	7,90	6,99	6,32	6,36
<b>CaO</b>	3,05	11,90	10,70	10,81	9,76	9,67
<b>Na2O</b>	1,62	1,18	0,73	0,79	1,89	1,90
<b>K2O</b>	4,48	0,36	1,36	0,28	2,72	2,69
<b>P2O5</b>	0,024	0,182	0,212	0,275	0,226	0,226
<b>LoI</b>	1,15	1,13	3,13	1,04	1,13	1,17
<b>Total</b>	99,068	98,711	98,969	98,798	99,501	99,239
<b>Ba</b>	1014	<37	812	71	769	800
<b>Ce</b>	43	48	87	78	87	65
<b>Co</b>	<6	<6	7	16	15	16
<b>Cr</b>	19	14	51	77	48	49
<b>Cu</b>	<5	33	<5	<5	63	62
<b>Ga</b>	11	23	15	22	16	16
<b>La</b>	68	<28	41	43	40	39
<b>Nb</b>	<9	<9	14	21	20	20
<b>Nd</b>	55	18	39	28	31	24
<b>Ni</b>	<5	8	20	51	38	38
<b>Pb</b>	13	9	7	14	24	27
<b>Rb</b>	110	7	47	12	84	84
<b>Sc</b>	<14	17	14	20	18	19
<b>Sr</b>	255	806	116	132	172	171
<b>Th</b>	<7	<7	<7	17	27	26
<b>U</b>	<3	3	<3	6	17	17
<b>V</b>	43	112	61	94	69	72
<b>Y</b>	34	20	23	32	24	24
<b>Zn</b>	21	22	74	101	71	72
<b>Zr</b>	216	105	149	169	193	193
<b>F</b>	245	326	463	521	351	459
<b>Cl</b>	-90	-76	-71	-61	-69	-69
<b>S</b>	2164	-61	-49	-53	665	676



Análises química de Epidoto

<b>08-IX-53</b>	1	2
SiO2	32.32	33.42
TiO2	0.2100	0.2751
CeO2	10.00	7.98
Al2O3	20.35	21.89
Y2O3	0.0348	0.00
La2O3	4.65	3.87
FeO	10.18	9.18
MnO	0.2501	0.1040
MgO	0.9414	0.5026
CaO	13.39	15.90
Total	92.33	93.12
Oxigênios	13	13
Si	3.102	3.137
Ti	0.019	0.015
Al	2.395	2.328
Cr	0.000	0.000
Fe2+	0.585	0.656
Fe3+	0.127	0.170
Mn	0.008	0.021
Mg	0.070	0.136
Ca	1.581	1.392
Na	0.000	0.000
K	0.000	0.000
Total de cátions	7.889	7.856

Análise química de Carbonato

<b>08-IX-53</b>	1	2
SiO2	0.0800	0.0278
TiO2	0.0481	0.00
Al2O3	0.00	0.0127
Cr2O3	0.0343	0.0076
FeO	0.2666	0.2206
MnO	0.2707	0.2566
MgO	0.00	0.00
CaO	55.49	55.41
K2O	0.00	0.0008
Total	56.19	55.94
Oxigênios	6	6
Si	0.003	0.001
Ti	0.001	0.000
Al	0.000	0.002
Cr	0.001	0.001
Fe2+	0.000	0.000
Fe3+	0.007	0.006
Mn	0.008	0.007
Mg	0.000	0.000
Ca	1.980	1.985
Na	0.000	0.000
K	0.000	0.000
Total de cátions	2.000	2.000