



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**  
**ESCOLA DE MINAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**GEOTERMOBAROMETRIA DE ROCHAS METAMÁFICAS DO  
SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS, REGIÃO NW DO QUADRILÁTERO  
FERRÍFERO, MG**

Daiane Silva de Paula

**MONOGRAFIA nº 456**

Ouro Preto, novembro de 2022.



**GEOTERMOBAROMETRIA DE ROCHAS METAMÁFICAS  
DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS, REGIÃO NW DO  
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG**

---





## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

### **Reitora**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Cláudia Aparecida Marlière de Lima

### **Vice-Reitor**

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

### **Pró-Reitora de Graduação**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Tânia Rossi Garbin

### **ESCOLA DE MINAS**

#### *Diretor*

Prof. Dr. José Alberto Naves

#### *Vice-Diretor*

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

#### *Chefe*

Prof. Dr. Edison Tazava



**MONOGRAFIA**

**Nº 456**

**GEOTERMOBAROMETRIA DE ROCHAS METAMÁFICAS DO  
SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS, REGIÃO NW DO  
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG**

**Daiane Silva de Paula**

*Orientadora*

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Maria Eugenia Silva de Souza

*Co-Orientador*

Edgar Batista de Medeiros Júnior

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2022/2.

**OURO PRETO**

**2022**

---

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

P324g Paula, Daiane Silva de.  
Geotermobarometria de rochas metamáficas do Supergrupo Rio das Velhas, região NW do Quadrilátero Ferrífero, MG. [manuscrito] / Daiane Silva de Paula. - 2022.  
50 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientadora: Profa. Dra. Maria Eugênia Silva de Souza.  
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto.  
Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Metamorfismo (Geologia). 2. Modelagem metamórfica. 3. Química mineral. 4. Geotermobarometria. I. Souza, Maria Eugênia Silva de. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 552.4

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



## FOLHA DE APROVAÇÃO

**Daiane Silva de Paula**

### **Geotermobarometria de rochas metamáficas do Supergrupo Rio das Velhas, Região NW do Quadrilátero Ferrífero, MG**

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheira Geóloga

Aprovada em 28 de Novembro de 2022

#### Membros da banca

Dr<sup>a</sup>. Maria Eugênia Silva de Souza - Orientadora (Universidade Federal de Ouro Preto)  
Dr. Rodson de Abreu Marques - (Universidade Federal de Ouro Preto)  
MSc. Laura Uliana Wisniowski - (Centro Universitário de Belo Horizonte)

Maria Eugênia Silva de Souza, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 12/12/2022



Documento assinado eletronicamente por **Maria Eugênia Silva de Souza, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 12/12/2022, às 13:53, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [http://sei.ufop.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **0441444** e o código CRC **047F8A8A**.



## Agradecimentos

---

Agradeço à minha família por todo apoio e compreensão aos meus estudos, em especial agradeço a minha avó Marias das Graças por ser minha inspiração e não medir esforços para me proporcionar a melhor educação, a ela principalmente dedico minha conclusão de graduação.

Agradeço ao meu noivo Gustavo pelo incentivo, por confiar e acreditar em mim, por me apoiar nos meus objetivos e me oferecer as condições necessárias para consegui-los. Agradeço aos amigos que pude conhecer durante a graduação, que me fizeram ter uma outra perspectiva sobre a vida. Em especial agradeço a minha grande amiga Demetra a quem me deu os momentos mais divertidos na graduação durante seu intercambio, por continuar sendo minha grande confidente de graduação independente de fronteiras; à Thaynara por me inspirar a superar as dificuldades durante a graduação; agradeço aos meus amigos de infância Daniela e Welder que sempre torceram por mim independente da distância e tempo. Agradeço a todos colegas que pude conhecer durante essa caminhada que colaboraram de alguma forma para essa conquista.

Meu sincero e especial agradecimento ao Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Júnior, que aceitou me orientar desde o início da graduação e me apoiou em todas etapas deste trabalho, me incentivando e confiando na minha capacidade, devo todos meus momentos de superação na graduação a esse professor, que me mostrou que com dedicação somos capazes de alcançar nossos objetivos. Agradeço à Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Maria Eugenia Silva de Souza que aceitou ser minha orientadora no final do curso, por toda atenção, paciência e compreensão. Agradeço à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil, pela oportunidade de participar de projetos de pesquisa, e ao Marcelo Marinho pela total atenção durante sua orientação. Ao Laboratório de Microanálises, setor de MEV-EDS do Departamento de Geologia da UFOP, sob a coordenação da Prof<sup>a</sup> Cristiane de Castro Gonçalves.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia, à Escola de Minas, à Universidade Federal de Ouro Preto, por terem me proporcionado um ensino público superior de qualidade durante toda a minha graduação.



# SUMÁRIO

---

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>ix</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>xi</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>xiii</b>
<b>ÍNDICE DE QUADROS</b> .....	<b>xv</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>xvii</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	3
1.3 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	4
1.4 OBJETIVOS.....	8
1.5 JUSTIFICATIVA .....	8
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>11</b>
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	11
2.1.1 O Cráton São Francisco.....	11
2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO .....	12
2.2.1 Unidades do embasamento.....	12
2.2.2 Metamorfismo da região.....	14
2.2.2.1 O Grupo Nova Lima .....	14
2.2.2.2 Grupo Pitangui .....	14
2.3 RECURSOS MINERAIS.....	15
<b>3 METODOLOGIA</b> .....	<b>17</b>
3.1 MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
3.1.1 Revisão bibliográfica e levantamento de banco de dados.....	17
3.1.2 Compilação de dados e trabalhos de laboratório.....	17
3.1.3 Tratamento e interpretação dos dados.....	18
<b>4 PETROGRAFIA</b> .....	<b>19</b>
<b>5 QUÍMICA MINERAL</b> .....	<b>23</b>
<b>6 GEOTERMOBAROMETRIA</b> .....	<b>27</b>
6.1 MODELAGEM METAMÓRFICA.....	27
6.2 ANÁLISE DA MODELAGEM METAMÓRFICA.....	27
<b>7 DISCUSSÃO</b> .....	<b>37</b>
<b>8 CONCLUSÕES</b> .....	<b>41</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>43</b>



## INDÍCE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1:</b> Geologia regional do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton São Francisco. Principais domínios; terrenos gnaissicos, granitóides, migmatitos e TTGs.....	2
<b>Figura 1.2:</b> Mapa geológico de relevante interesse mineral, faixa Pará de Minas Pitangui .....	3
<b>Figura 1.3.1:</b> Localização das amostras: WL236; WL154 e LP09C no Sinclinório Pitangui, amostras que foram utilizadas para modelagem metamórfica.....	4
<b>Figura 1.3.2 :</b> Mapa de Hisometria do Sinclinório Pitangui, Noroeste do Quadrilátero Ferrífero. São destacadas as elevações e localizações das amostras: LP09C, WL154 e WL 236.....	6
<b>Figura 1.3.3 :</b> Mapa de Hisometria do Sinclinório Pitangui, com sobreposição e destaque da área de estudo, Noroeste do Quadrilátero Ferrífero.....	6
<b>Figura 1.3.4 :</b> Mapa de curva de nível do Sinclinório Pitangui, Noroeste do Quadrilátero Ferrífero e topografia dos granitóides rico em potássio em comparação à amostra LP09C.....	7
<b>Figura 2.1:</b> Mapa geológico Cráton do São Francisco.....	12
<b>Figura 2.2:</b> Área de estudo. Localização do <i>greentone belt</i> Pitangui, do <i>greentone belt</i> Rio das Velhas e dos 7 principais complexos de granitos.....	13
<b>Figura 2.3:</b> Estratigrafia do Grupo Pitangui.....	15
<b>Figura 3.1:</b> Análise em microscópio óptico (MO); variações químicas das fases minerais em MEV-EDS.....	18
<b>Figura 4.1:</b> – Fotomicrografias das rochas metamáficas: Seção WL154: aspecto óptico do anfibólio a luz natural , cor de interferência do anfibólio e Imagem de MEV .....	21
<b>Figura 4.2:</b> – Fotomicrografias das rochas metamáficas: Seção LP9C, aspecto óptico do anfibólio a luz natural; cor de interferência do anfibólio e Imagem de MEV .....	22
<b>Figura 5.1:</b> Diagrama de classificação para variações composicionais em anfibólios de Leake <i>et al.</i> (1997) para as amostras deste trabalho. ....	24
<b>Figura 5.2:</b> Diagrama Ab-An-Or, caracterizando a classificação do plagioclásio para as amostras deste trabalho.....	25
<b>Figura 6.2.1:</b> Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: – Pseudoseção evidenciando as assembléias minerais contidas no campo de estabilidade.....	29
<b>Figura 6.2.2:</b> Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: A isolinha delineada em azul representa a porcentagem modal de plagioclásio.....	30
<b>Figura 6.2.3:</b> Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: porcentagem modal de anfibólio.....	30

<b>Figura 6.2.4:</b> Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: composição de Si encontrada no anfibólio.....	31
<b>Figura 6.2.5:</b> Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: variações da composição de Mg-Clorita.....	31
<b>Figura 6.2.6:</b> Estimativa de pico de condições metamórficas e início do metamorfismo progressivo para a amostra LP9C.....	32
<b>Figura 6.2.7:</b> Modelagem metamórfica da amostra LP9C: campo de estabilidade e sobreposição de composições minerais para condições de ocorrência metamórfica P <sub>x</sub> T .....	32
<b>Figura 6.2.8:</b> Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra WL 154: assembléias minerais contidas no campo de estabilidade .....	33
<b>Figura 6.2.9:</b> Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra WL 236: assembléias minerais contidas nos campos de estabilidade e o retrometarmorfismo.....	35

## ÍNDICE DE QUADROS

---

**Quadro 5.1:** Quadro de composição química para os feldspatos analisados, evidenciando a variação núcleo borda.....23

**Quadro 5.2:** Quadro de composição química para os anfibólios analisados, evidenciando a variação núcleo borda.....24



## Resumo

---

As rochas metamáficas da região do Sinclínório Pitanguí, alvo de estudo, localizam-se aos arredores dos municípios de Conceição do Pará, Pará de Minas e Pitangui, à noroeste de Belo Horizonte, Minas Gerais. Do ponto de vista geológico, estão inseridas na província Quadrilátero Ferrífero, uma das regiões pré-cambrianas mais conhecidas do Brasil, localizada na porção meridional do cráton São Francisco. Os litotipos estudados, no presente trabalho, inserem-se dentro da estratigrafia do Supergrupo Rio das Velhas e, atualmente, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, classifica a região como Grupo Pitanguí. As rochas analisadas, estão inseridas nas proximidades de contatos de sequência de rochas sedimentares químicas, clásticas, além de ultrámáficas, as quais passaram por processos deformacionais. Em termos gerais, quando se fala de metamorfismo, muitos trabalhos associam as rochas do Grupo Nova Lima, classificado neste trabalho como Grupo Pitangui, à um metamorfismo regional de fácies anfíbolito, entretanto, esses estudos, frequentemente encontrados na bibliografia, baseiam-se em análises locais. Nesse sentido, a caracterização de um maior volume de rochas é importante para se ter um maior conjunto de informações a respeito de pressão e temperatura, e assim melhor compreender o contexto metamórfico regional. No que se refere à metodologia, esse trabalho apresenta novos resultados e discussões assentado em descrições petrográficas de lâminas delgadas em microscópio ótico petrográfico de luz transmitida; análise de química de rochas; análise de química mineral; além de novas modelagens metamórficas para a região. Dessa forma, serão apresentadas 3 (três) novas modelagens metamórficas de rochas representativas da região. As análises de duas amostras nas proximidades dos granitoides de alto potássio apontam condições de metamorfismo progressivo em fácies xisto verde  $T = 495^{\circ}\text{C}$  e pico do processo metamórfico em fácies anfíbolito inferior  $T = 547^{\circ}\text{C}$  à pressão aproximadamente constante  $P = \sim 3,4$  kbar. Além disso, foi verificado que a amostra em localidade afastada desses granitoides apresenta condições de retrometamorfismo em fácies xisto verde. Com isso, considerando-se os resultados desta pesquisa e a análise dos conjuntos de dados, sugere-se, dentre as possibilidades, que algumas amostras da região podem ter interferência de um possível metamorfismo de contato, entretanto é necessário que sejam realizadas pesquisas posteriores para complementar essa análise. Para concluir, defende-se, neste trabalho, que as condições de caracterização do metamorfismo mais adequada para a região como um todo é fácies xisto verde. Desse modo, o trabalho contribui para a compreensão e revisão do contexto tectônico além de trazer novas informações para o modelamento metamórfico em protólito máfico na região.

**Palavras chave:** Metamorfismo, Modelagem metamórfica, Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero.



# CAPITULO 1

## INTRODUÇÃO

---

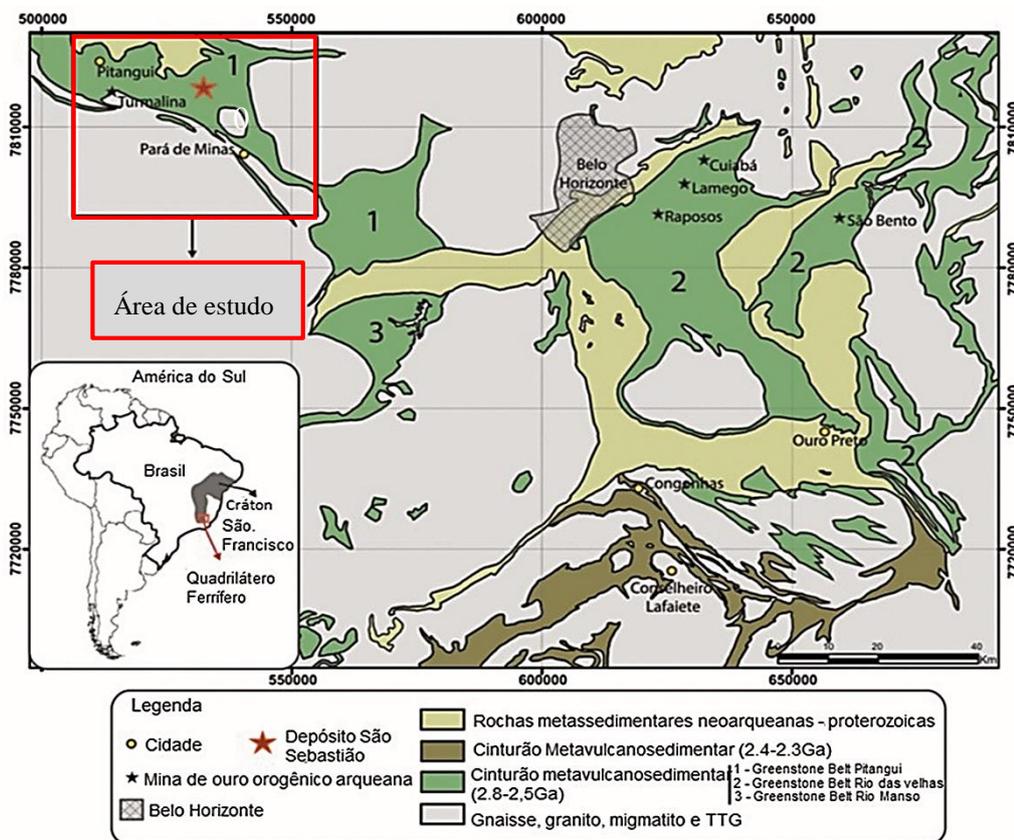
### 1.1 APRESENTAÇÃO

A área de estudo deste trabalho localiza-se à noroeste de Belo Horizonte, aos arredores da cidade de Pitangui, Minas Gerais. Essa região, está inserida na província Quadrilátero Ferrífero (QF), a qual faz parte da borda sudeste do Cratón São Francisco (Almeida *et al.* 1997) (Figura 1.1). O Cratón São Francisco é definido como um bloco continental estabilizado por volta de 1,8 bilhão de anos e é limitado pelos sistemas orogênicos brasileiros Mantiqueira, Tocantins e Borborema (Almeida 1977, 1981; Alkmim 2004; Heilbron *et al.* 2017 apud Alkmim) (Figura 3.1). A tectônica nessa região colaborou para a implementação de um contexto de rochas de ambientes diversos, entre essas, rochas magmáticas e metassedimentares, as quais foram submetidas à eventos deformacionais e paleoclimáticos, gerando diversos depósitos minerais. Esses depósitos, fazem o QF ser considerado uma das mais importantes províncias metalogênicas do mundo, com reservas auríferas estimadas superiores a 1000 toneladas métricas (Lobato *et al.*, 2001). Nesse sentido, a grande maioria desses depósitos situa-se no Supergrupo Rio das Velhas, um *greenstone belt meso- a neoarqueano* (Machado *et al.* 1992), que é alvo de estudo deste trabalho.

Recentemente, estudos realizados, pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), classificaram a região dos litotipos estudados nessa pesquisa como Grupo Pitanguí, parte da sequência do *greenstone* Rio das Velhas, antes referenciado em bibliografias como Grupo Nova Lima, unidade basal do Supergrupo Rio das Velhas. Esses litotipos, encontram-se inseridos nas proximidades de contatos de sequência de rochas sedimentares químicas, clásticas, além de ultramáficas, que passaram por processos deformacionais caracterizando o atual metamorfismo regional. Nesse contexto, nas bibliografias atuais, muitos trabalhos associam as rochas dessa região a um metamorfismo regional de fácies anfíbolito, todavia esses estudos são de caráter local e contemplam basicamente as ocorrências litológicas do depósito aurífero de Turmalina (*e.g.* Velásquez-David 2011; Silva 2016), em que foi verificadas condições metamórficas mais elevadas do que se espera para a região.

Como podemos observar na figura 1.1, abaixo, a região de estudo deste trabalho, NW do Quadrilátero Ferrífero, pertence ao mesmo Supergrupo da região central dessa província, ambas estão inseridas no Supergrupo Rio das Velhas. O *Greenstone belt* Pitanguí possui diversas similaridades estratigráficas e cronológicas com o *Greenstone belt* Rio das Velhas (Romano, 2007; Romano *et al.*, 2013; Brando Soares *et al.*, 2017; Verma *et al.*, 2017), porém do ponto de vista metamórfico os estudos

encontrados em bibliografias, atualmente, sugerem que o metamorfismo da região do Sinclínório Pitangui, onde estão assentadas as rochas do *greystone pitangui*, ocorrem em fácies anfíbolito, contrastando com as classificações encontradas para o grupo Nova Lima, em que há entendimento consolidado sobre o metamorfismo em fácies metamórficas xisto verde. Dessa forma, ampliar a distribuição de litotipos analisados contribui para o melhor entendimento das características do processo metamórfico na região. Ademais, auxilia a constatar se, de fato, as condições metamórficas no depósito de turmalina (Velásquez, 2010), atualmente usada como umas das referências para caracterizar a região do *greystone pitangui*, podem ser ou não extrapoladas para todo Grupo Pitangui.



**Figura 1.1:** Geologia regional do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton São Francisco. Principais domínios; terrenos gnaissicos, granitóides, migmatitos e TTGs acompanhados de cinturões metavulcanosedimentares e rochas metassedimentares neoarqueanas-proterozóicas. Destaca-se o *Greenstone belt* Pitangui. Indica localização em relação as Belo Horizonte, Pará de Minas e Pitangui. Modificado de: Dorr (1969), Corrêa Neto *et al.* (2012), Pinto and Silva (2014) e Brando Soares *et al.* (2017). Retirado de: Santos *et al.* (2019).

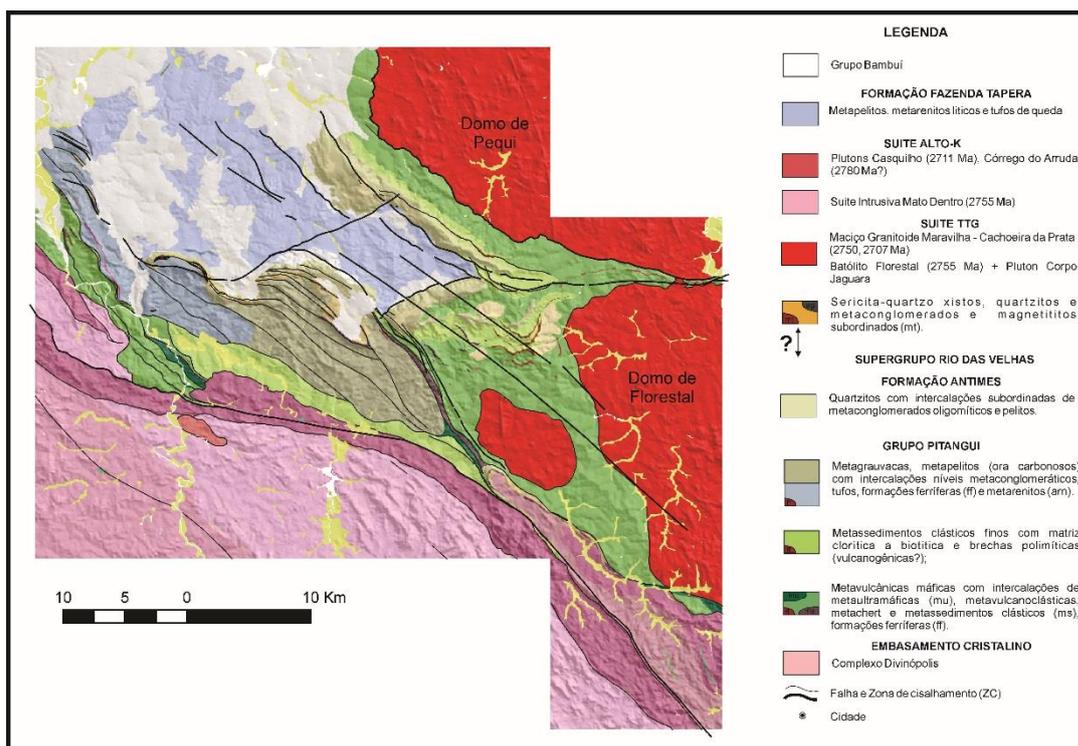
Mediante ao exposto, a análise de novas amostras de rochas faz-se necessária para restabelecer as mais prováveis condições de pressão e temperatura, e com isso, compreender o possível contexto metamórfico, nas quais essas, foram geradas. Nessa perspectiva, são apresentados neste trabalho:

estudos petrográficos, microestruturais de química mineral e, a partir de química de rochas, modelagem metamórfica (pseudoseção), a fim de caracterizar rochas de diferentes localidades da região com contextos geológicos similares.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO

A área a ser estudada, o Sinclínório Pitanguí, está situada nos arredores dos municípios de Pitanguí, Conceição do Pará e Pará de Minas, região noroeste de Minas Gerais. O acesso, a partir de Ouro Preto, se dá pela BR-356 até Belo Horizonte, acessando-se posteriormente a Rodovia BR-381, até a cidade de Betim, onde se toma o acesso para a Rodovia BR-262 até a cidade de Pará de Minas.

No que se refere à cartografia da região de Pitanguí, a região desse *greenstone*, NW do Quadrilátero Ferrífero, possui mapeamento recente, pelo Serviço Geológico do Brasil, em 2019, e está inserida no Arim QF -NW, na escala 1:25000.(Figura 1.2).



**Figura 1.2:** Mapa geológico de relevante interesse mineral, faixa Pará de Minas-Pitanguí. Marinho, Marcelo de Souza; Silva, Márcio Antônio da; Lombello, Júlio César; Di Salvio, Luiz Paulo Pedrosa; Silva, Rosane Nascimento; Féboli, Wilson Luis; Brito, Denise Canabrava, 2019, CPRM.



**Corpos de posicionamento incerto**

**APPgb** Diques de gabro e Diabásio

**APPv** Epissitio vermelho a róseo de granulação média a grossa.

**APPant** Anfibólito preto a esverdeado de textura granomatemática equigranular média a grossa, por vezes granífero, podendo ter aspecto bandado ou mosqueado. Ocorrem sob a forma de pequenos corpos com direção preferencial NW-SE e têm como prótolo rochas metabásicas.

**Unidade Serra dos Ferreiros**

**APsf** Zona de alteração hidrotermal sericitica, com presença local de cloritoide. Em termos litológicos correspondem a intercalações de (cloritoide)-quartzo-muscovita xisto, (cloritoide)-muscovita-quartzo xisto e, subordinadamente, quartzo muscovítico, por vezes ferruginoso. Localmente, ocorrem níveis restritos de metaconglomerados, filitos carbonosos e magnetitos ou hematitas. Magnetitos e hematitas também ocorrem em corpos ou veios, associados ou não a brechas com matriz de magnetita, marrita ou hematita (m). Zona de alteração peraluminosa (agalmatolito), profilita xisto, profilita-quartzo fels, (andaulúzia-clanita-cordón) - profilita-diasporo xisto, muscovita-profilita xisto, cloritó, diasporito, profilito. Tais rochas apresentam halos hidrotermais com teores variáveis de cloritoide, sericita e caulinita (a).

**NEOARQUEANO**

**Magmatismo cálcio-alcálico de alto K - Suite Casquilho - Córrego do Arruda**

**A4y3qc** Plúton Casquilho: biotita-granito leucocrático de granulação média a grossa, localmente foliado (2.711 +/- 4Ma, U-Pb LA-ICP-MS).

**A4y3ca** Granito Córrego do Arruda: biotita monzogranitos com granodioritos subordinados de granulação média a grossa, comumente porfíricos, com fenocristais de microclina centimétricos. Apresentam textura protomilonítica a milonítica e assinatura geoquímica cálcio-alcálica de alto potássio.

**A4y3co** Granito Coqueiro: biotita-granodioritos a monzogranitos de granulação média a grossa, localmente porfíricos.

**Magmatismo cálcio-alcálico de médio K / TTG - Suite Maravilhas - Florestal**

**A4y3fs** Batólito Serra dos Tavares: trondjemitos e granodioritos com leucogranitos subordinados, de granulação média a grossa, localmente foliados, portando biotita cloritizada (2.755 +/- 8 Ma, U-Pb LA-ICP-MS).

**A4y3mp** Batólito Pequii: (sillimanita)-biotita granodiorito a tonalito de granulação média a grossa, localmente porfírico. São comuns diques de anfibólito associados (2.750 +/- 13 Ma, U-Pb LA-ICP-MS).

**A4y3l** Plúton Laguarda: biotita granito de granulação média a grossa, localmente portando fenocristais de feldspato alcalino (2.747 +/- 7 Ma, U-Pb LA-ICP-MS).

**A4y3sp** Plúton Conceição do Pará: biotita-granito a granodioritos leucocráticos e isotrópicos, de granulação média a grossa.

**UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS**

**FANEROZOICO - CENOZOICO**

**Q12a** Depósitos aluvionares inconsolidados e terraços aluvionares semi-consolidados. Compostos pela intercalação de sedimentos arenosos, cascalhosos e silício-argilosos.

**Ndl** Coberturas eluvionares detrito-lateríticas compostas por seixos e matações de quartzo e/ou com cobertura parcial de carapaça limonítica.

**NEOPROTEROZOICO**

**GRUPO BAMBUÍ**

**Formação Serra de Santa Helena**

**NP3osh** Siltiltos e argilitos cinzentos com lentes de margá calcítica verde a cinzenta na base. Ocorrem lentes métricas de arenitos finos.

**Formação Sete Lagoas**

**NP3sla** Calcarenitos, calcissiltitos, dolarenitos, dolossiltitos, margas e pelitos laminados.

**Formação Carrancas**

**Membro Córrego Água Quente**

**NP1br** Argilitos com intercalações de camadas ou lentes vermelhas ferruginosas e lentes pretas carbonosas, associados a ritmos carbonatados formados por intercalações entre lâminas silteosas e silto-arenosas com laminações plano-paraletas e onduladas, e estratificações cruzadas dos tipos hummocky e tabular.

**Membro Córrego Mata Vaca**

**NP1bcd** Diamictitos compostos por clastos angulosos a arredondados de quartzitos, granitoides, gnaisses, xistos quartzosos e dolomitos. A matriz é arenosa e aumenta em proporção para o topo.

**PALEPROTEROZOICO**

**PP4csm** Diques de diabásio de textura subofítica fina, composta por plagioclásios tabulares a ripiformes, piroxênio e Ti-magnetita e minerais de alteração (clorita, tremolita-actinolita, epidoto e sericita). Pode apresentar vesículas circulares de até 2mm de diâmetro preenchidas por clorita e carbonato (1.702 +/- 13Ma, U-Pb).

**Formação Fazenda Tapera**

**Membro Fazenda Pacheco**

**PP2zg** Metagrauvacas e arenitas arcoseanas com fragmentos de microclina, filito, metachert e rochas metavulcânicas félsicas e máficas com subordinados metarritmicos finos com predomínio de lâminas pelíticas, alternadas com lâminas arenosas (p).

**Membro Engenho Velho**

**PP2hp** Metarritmicos finos com predomínio de lâminas pelíticas, alternadas com lâminas arenosas (2125 Ma, U-Pb, idade máxima de sedimentação), além de intercalações subordinadas de feldspato-sericita-quartzo filito (metaufos félsicos de queda) e lentes de metagrauvacas finas (g). Sericita-quartzo filito com grânulos elípticos e estrutura interna zonada que correspondem a lapilli acresionários (lp), tipos de tufo félsicos de cinza ou de queda. Meta-chert (c) de granulação fina a média com minerais opacos disseminados.

**Suite Intrusiva Mato Dentro (2.755 +/- 13 Ma, U-Pb zircão)**

**A4y2** Biotita-granodioritos a monzogranitos de granulação média a grossa, localmente porfíricos. Plútons Pará de Minas (A4y2p), Serra do Andaime (A4y2sa).

**SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS**

**Formação Antimes**

**A4ra** Quartzitos puros a micáceos de granulometria fina a grossa, com níveis de metaconglomerados polimíticos suportados pelos clastos, com grãos arredondados a angulosos e matriz arenosa (2694 Ma, U-Pb, idade máxima de sedimentação). Os clastos são compostos por quartzo de veios, metachert, filitos diversos e metamáficas. Localmente, ocorrem intercalações de metapelitos, e por vezes, lentes hidrotermais estão associadas. Na base da unidade são observadas brechas com matriz ferruginosa.

**GRUPO PITANGUI**

**Formação Onça do Pitangui**

**Membro Ribeirão da Onça**

**A34rpioq** Metarritmito com intercalações milimétricas a centimétricas de filito sericitico de granulometria argila a silte (metapelito), ora carbonoso ora ferruginoso, e sericita-feldspato-quartzo filito de granulometria areia fina (metagrauvaca feldspática), com predominância do primeiro. Ocorrem intercalações de metachert ferruginoso e formação ferrífera bandada (ff), meta-arenitos e metaconglomerados (cg), contendo grãos e fragmentos de feldspato, quartzo, quartzo fumê, metachert e metachert ferruginoso. Por vezes ocorrem lentes hidrotermais associadas.

**Membro Córrego Santo Antônio**

**A34rpioq** Intercalações de filito sericitico e filito carbonoso (metapelitos) com (clorita)-carbonato-plagioclásio-quartzo-sericita filito (metagrauvaca félsica a lílica) (2786 Ma, U-Pb idade máxima de sedimentação) e meta-arcóseas a meta-arenitos lílicos de granulometria fina a média. Ocorrem subordinadamente metachert e formação ferrífera bandada (ff), metabrechas monomíticas a polimíticas, suportadas por matriz sericitica, e contendo clastos de metachert e feldspato-sericita-quartzo filito. A unidade possui bandamento rítmico bem desenvolvido, com espessura milimétrica a métrica, e diferentes graus de carbonatação (Fe-carbonato).

**Formação Rio São João**

**A34rps** Metarritmicos com intercalações com níveis de quartzo-biotita xisto, (carbonato-clorita)-biotita-quartzo filito (metapelitos), clorita-biotita-plagioclásio-(carbonato)-quartzo xisto (metarenitos arcoseanos), biotita-clorita-plagioclásio-quartzo-actinolita xisto com bandamento rítmico centimétrico a decimétrico. Ocorrem intercalações subordinadas de plagioclásio-actinolita xisto (metabasalito) e clorita-talco xisto (metavulcânica ultramáfica), metachert, formação ferrífera bandada (ff), e quartzitos, além de metabrechas polimíticas suportadas por matriz biotítica a cloritica, contendo clastos lílicos de clorita xistos, filitos carbonosos, filitos sericiticos, metachert e possíveis litoclastos de rochas metavulcanoclásticas.

**Formação Rio Pará**

**Membro Córrego Santa Bárbara**

**A34rps** Intercalações de (clorita)-sericita-cloritoide-quartzo xisto, cloritoide-quartzo-clorita xisto (metapelitos aluminosos e ferruginosos), filito sericitico, filito carbonoso, metachert, metachert ferruginoso, formações ferríferas bandadas, sericita-quartzo xisto a quartzo sericitico (metapelitos a metarenitos), feldspato-sericita-quartzo-xisto (metagrauvaca feldspática) (2877 +/- 4 Ma, U-Pb discordia), metabrecha e metaconglomerado polimíticos.

**Membro Velho do Tapira**

**A34rpp** Intercalações de plagioclásio-actinolita xisto, plagioclásio-actinolita fels (carbonato-epidoto-clorita)-plagioclásio-actinolita xisto (metabasaltos com afinidades komatiítica a tholeiítica de alto-Mg e alto Fe) e quartzo-plagioclásio-(actinolita)-biotita-clorita xisto, quartzo-clorita xisto e subordinadamente clorita-augita-hornblenda metagabro com afinidade tholeiítica de alto-Mg (2729 Ma, U-Pb discordia) e rochas metauramáficas. Localmente as rochas metavulcânicas exibem estruturas almofadadas, textura variolítica e níveis de peperito. Ocorrem também intercalações decimétricas a métricas de formações ferríferas bandadas (ff), metacherts, quartzitos, filitos carbonosos e (clorita)-biotita-quartzo xisto, biotita-clorita-plagioclásio-actinolita-quartzo xisto, carbonato-biotita-plagioclásio-quartzo xisto (meta-arenitos ou metagrauvacas feldspáticas), (2842 +/- 22 Ma, U-Pb idade máxima de sedimentação).

**Membro Córrego Contendas**

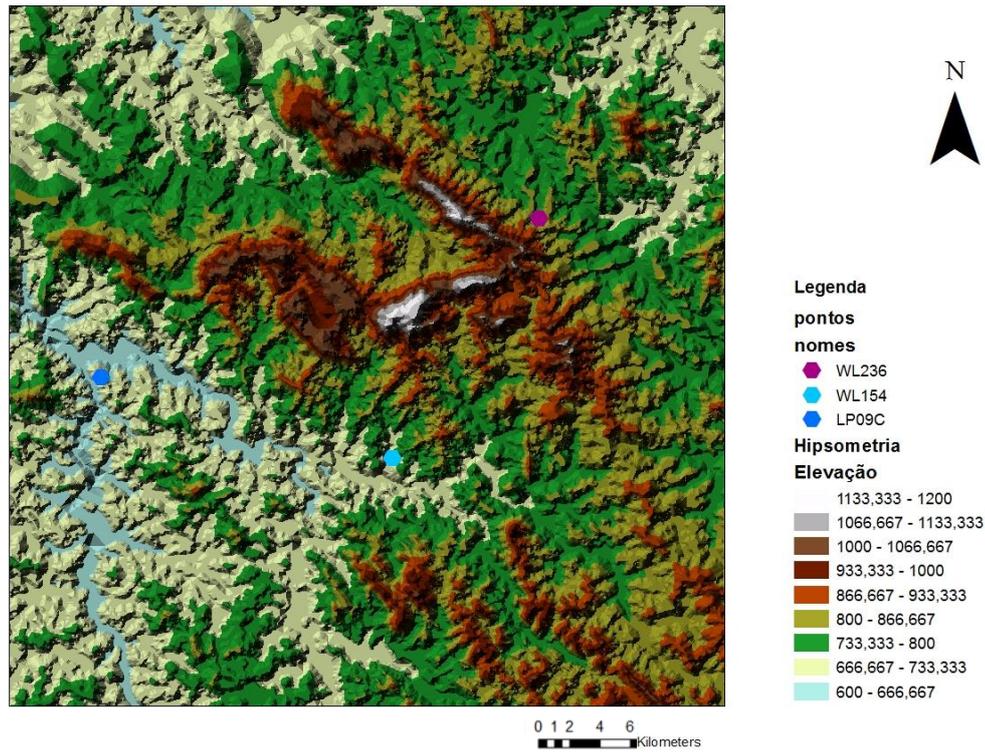
**A34rpsu** Intercalações de (magnetita)-talco-xisto, (antofilito)-clorita-talco-xisto, serpentina-talco-magnetita-tremolita-clorita fels (metavulcânicas ultramáficas) com rochas metamáficas, filito sericitico a carbonoso e metachert subordinados.

**MESOARQUEANO**

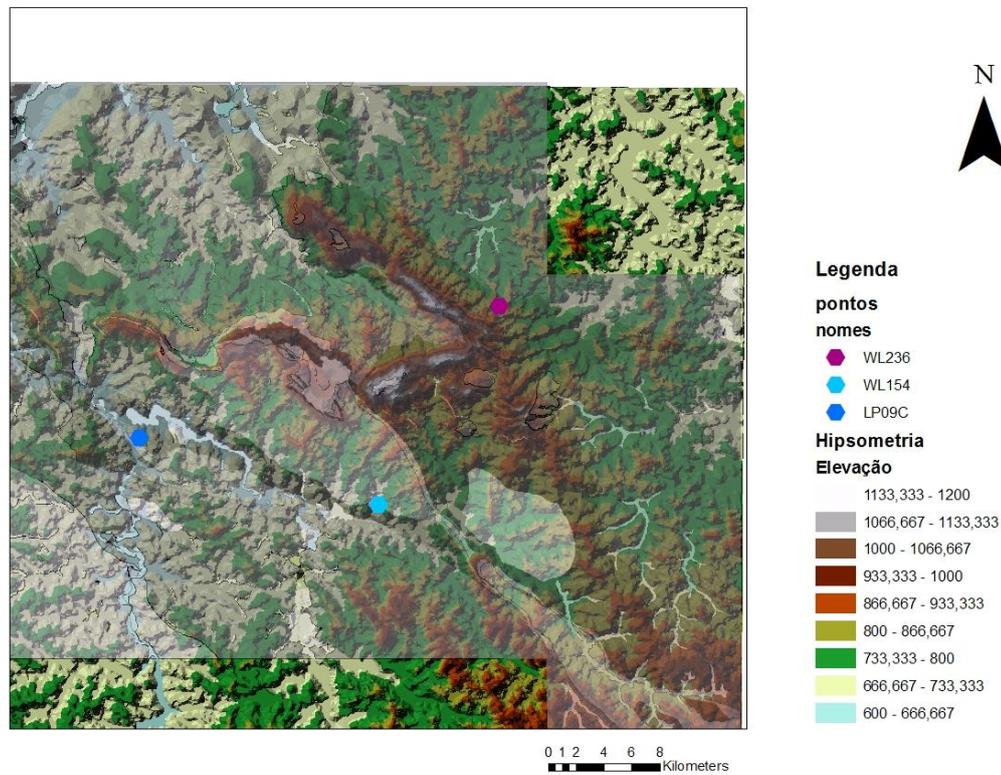
**Complexo Divinópolis**

**A3dm** (Anfibólito)-biotita gnaíse migmatítico de composição granítica e granulação média a grossa, com estruturas bandada e estromática. Subordinadamente ocorrem também as estruturas schollen, schlieren, flebítica e nebulítica. Podem ocorrer corpos de neossoma compostos por quartzo e feldspato róseo de granulação grossa. Estes gnaíses são intrudidos por corpos não individualizados de granitos de granulação fina a média.

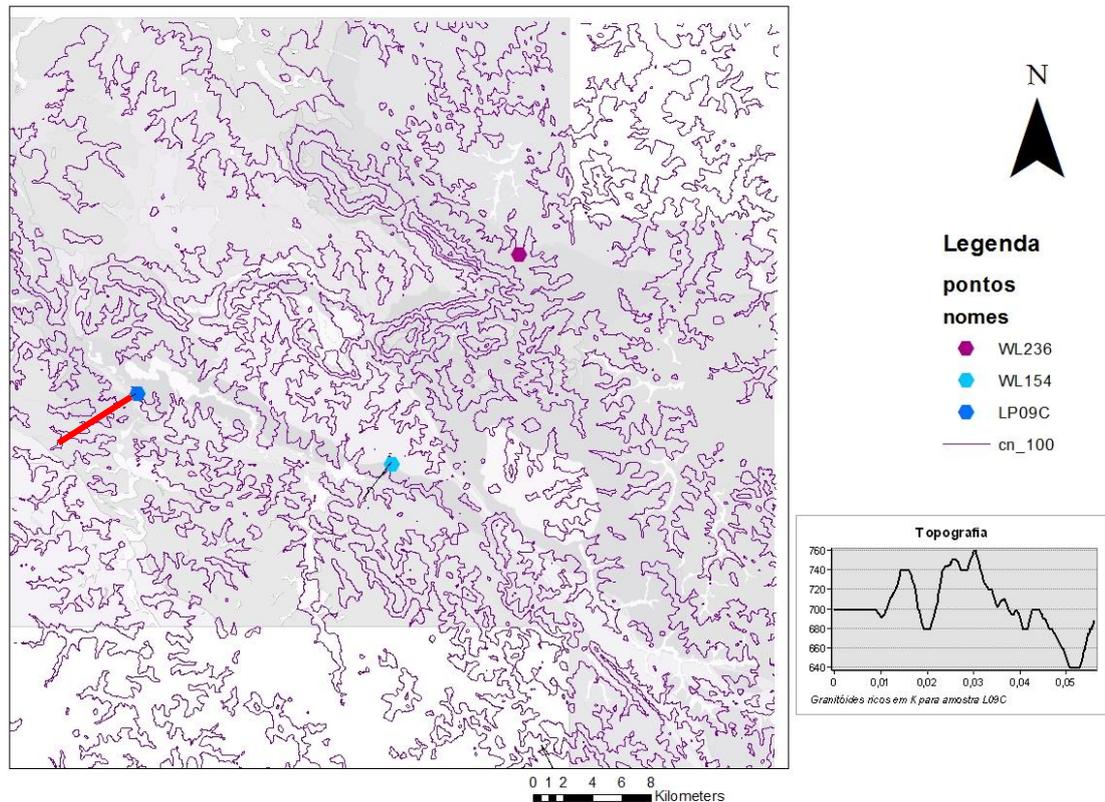
**A3dg** Leucognaíses ortoderivados de granulação fina a média, com evidências de fusão parcial incipiente e presença de intrusões de granitoides de granulação fina a média.



**Figura 1.3.2:** Mapa de Hipsometria do Sinclínório Pitangui, Noroeste do Quadrilátero Ferrífero. São destacadas as elevações e localizações das amostras: LP09C, WL154 e WL 236.....37



**Figura 1.3.3 :** Mapa de Hipsometria do Sinclínório Pitangui, com sobreposição e destaque da área de estudo, Noroeste do Quadrilátero Ferrífero.



**Figura 1.3.4 :** Mapa de curva de nível do Sinclínio Pitangui com elevação 100 m, representado na legenda. O perfil topográfico, faz uma comparação entre a elevação partindo dos granitóides rico em potássio em direção à amostra LP09C, reta delineada em vermelho.

O objetivo desses mapas é fazer uma comparação entre os dados de elevações e de controle litoestrutural das unidades com as análises de fácies metamórficas por química mineral e por modelagem metamórfica.

No mapa de curva de nível da figura 1.3.4, a fim de comparação, foi traçado a topografia tendo como ponto inicial de referência o granitoide de alto potássio até o ponto final referência, a amostra LP09C. Para complementar a análise e para a realização da elevação sob outra perspectiva, foi plotado o mapa de hipsometria da área de estudo para as amostras: LP09C, WL154 e WL 236. (Figuras 1.3.3 e 1.3.4). Ao verificar esses mapas observa-se que as amostras dos litotipos LP09C e WL154, de acordo com a coloração, tem exatamente a mesma elevação. Já a amostra WL236 tem uma altitude 100 metros superior de acordo com a coloração do mapa. Diante disso, podemos observar que existe uma relação de topografia e unidades de litologia sendo as regiões mais altas diretamente associadas às rochas mais resistentes. Com base nessa última informação, quando observamos a figura 1.3.1 podemos perceber que há um controle pela litologia da unidade A4ra, nesse caso Quartzitos, nas proximidades da amostra

WL 236, e isso pode justificar essa elevação superior quando comparada às outras amostras LP09C e W1154.

## 1.4 OBJETIVOS

O presente trabalho tem o objetivo de estabelecer as condições metamórficas regionais da região noroeste do Quadrilátero Ferrífero, com base no estudo petrográfico e de modelagem metamórfica para rochas metamáficas do Grupo Pitangui. Ademais, busca-se colaborar com estudos recentes realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), a fim de atribuir novas características para essa região. Nessa perspectiva, ao fim, com base nos resultados obtidos, serão apresentados diferentes atributos para amostras de rochas de diferentes localidades, comparando esses, com as atuais informações para a região, a qual é classificada frequentemente como fácies metamórficas anfibolito.

Dentre os objetivos específicos destacam-se: caracterização da petrografia e microestrutura das rochas metamáficas, além da determinação das principais paragêneses presentes em rochas da região; análise da química mineral de litotipos selecionados; análise de química de rochas e Geotermobarometria.

## 1.5 JUSTIFICATIVA

A área foco deste trabalho, que faz parte do Supergrupo Rio das Velhas, rochas de protólito máfico, no ano de 2020, foi remapeada pelo Serviço Geológico do Brasil e o que era classificado como Grupo Nova Lima, onde assenta-se as rochas deste trabalho, foi atualizado para Grupo Pitanguí devido as suas peculiaridades.

Além disso, ainda convém destacar que o Sinclínório Pitanguí, que motiva o presente trabalho, segundo dados do Serviço Geológico do Brasil, hospeda dentre outros, além dos depósitos de Ouro do Complexo Turmalina e do Depósito São Sebastião, 93% dos recursos nacionais de Agalmatolito e Pirofilita. Nesse sentido, dada a importância dos recursos metalogênicos do Quadrilátero Ferrífero nessa região, cabe considerar que a maioria dos estudos nas jazidas inseridas nessa província têm sido desenvolvidos em depósitos isolados, por meio de dissertações e teses, além de relatórios internos não publicados de empresas de mineração.

Com base nisso, considerando que os estudos metamórficos realizados na região são de caráter local e contemplam basicamente as ocorrências litológicas do depósito aurífero de Turmalina (*e.g.* Velásquez-David 2011; Silva 2016), o estudo de diferentes litotipos localizados em ampla distribuição na área, auxiliam o melhor entendimento das características do processo metamórfico responsável por gerar as rochas da região. Ademais, isso permite aferir se de fato as condições metamórficas encontradas

no depósito de turmalina, por Velásquez-David (2011), condições metamórficas de fácies anfíbolito, podem ser extrapoladas ou não para todo o contexto regional do noroeste do Quadrilátero Ferrífero.

Dessa forma, o presente trabalho é justificado pela escassez de pesquisas direcionadas para o metamorfismo em caráter regional da área de estudo e pela necessidade de inovação em utilização de modelagens metamórficas para rochas de protólito máfico, a fim de compreender a relação entre as estruturas do embasamento com as feições do *greesntone* Pitangui.



### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

---

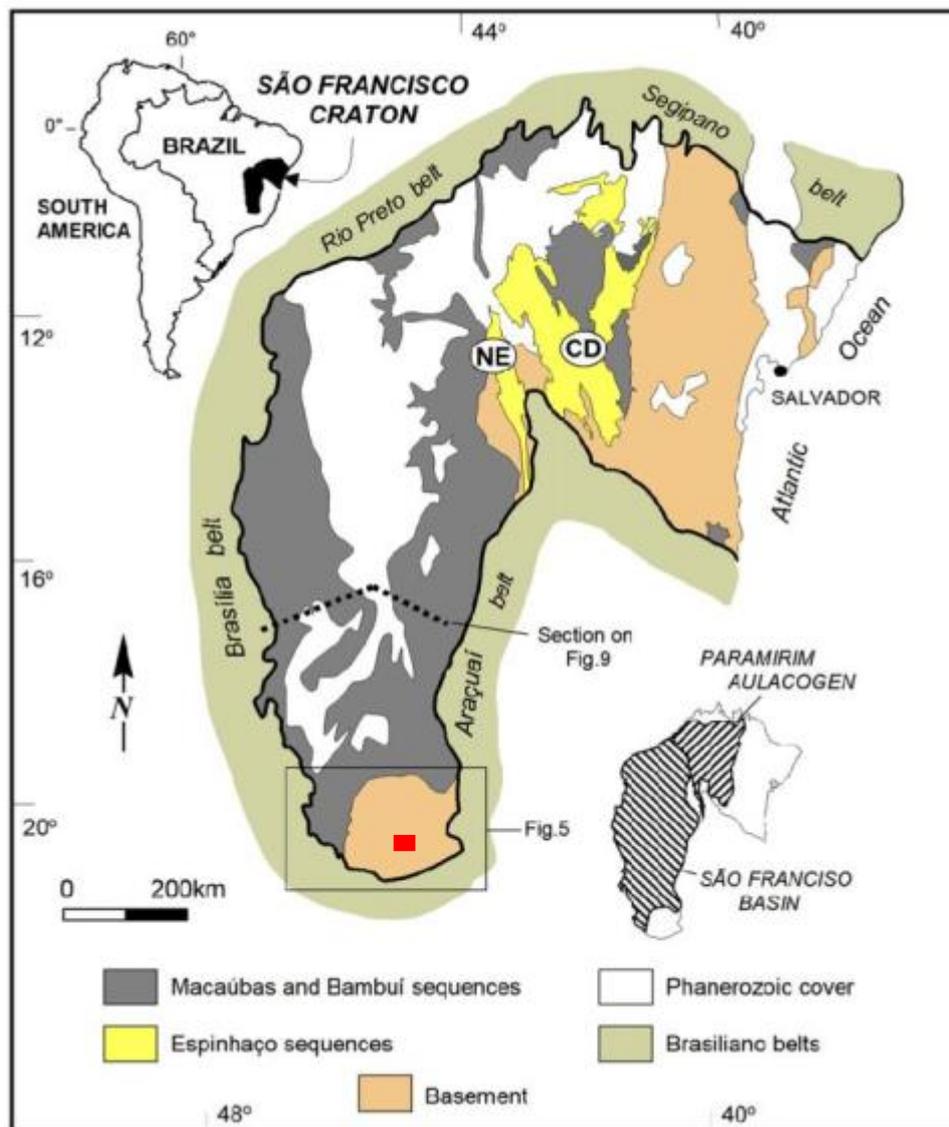
#### 2.1- CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O Brasil preserva em seus terrenos distritos e províncias minerais dentre os maiores em superfície de nível global. Nesse contexto, está inserida a porção meridional do cratón São Francisco, em que se assenta o Supergrupo–*Greenstone Belt* Rio das Velhas (SRV), um núcleo arqueano paleoproterozóico no Quadrilátero Ferrífero. Essa região, preserva uma grande fertilidade metalogenética devido à eventos de acreção crustal, que influenciaram diretamente o metamorfismo. Com esses eventos, as rochas vulcânicas e sedimentares do Supergrupo Rio das Velhas foram transformadas em rochas metamórficas em função de diversos ciclos orogênicos superpostos, destacando-se a Orogênese Transamazônica e a Orogênese Brasileira. Assim, durante a formação das rochas inseridas na região, ocorreu a concentração de elementos químicos, que levaram à formação de importantes depósitos minerais.

##### 2.1.1- O Cráton São Francisco

O cráton São Francisco no Brasil, em sua porção meridional e centro leste, de acordo com Almeida (1977), preserva núcleos arqueanos. Esses núcleos, que também podem ser denominados como da Plataforma Sul Americana, são fragmentos herdados da fissão do supercontinente Rodínia e têm grande afinidade com os núcleos de bloco africanos. Nessa perspectiva, de acordo com Alkmim *et al.* 2006, o cráton São Francisco permanecia conectado à um segmento africano correspondente (cráton do Congo) em um formato semelhante a um “U” invertido, antes da abertura do Atlântico sul.

Ainda convém observar que, os limites superficiais desse cráton são definidos por falhas de empurrão e transcorrências de idade brasileira. Dessa forma, pode-se verificar na figura 2.1 que o Cratón do São Francisco é limitado por faixas de dobramentos, sendo essas: Faixa Brasília à sudoeste, Faixa Rio Preto à noroeste, Faixa Sergipana à norte e Faixa Araçuaí a sudeste. (Almeida, 1977).



**Figura 2.1:** Área de estudo indicada em vermelho. Modificado de: Mapa geológico Cráton do São Francisco (Alckmin & Neto, 2011)

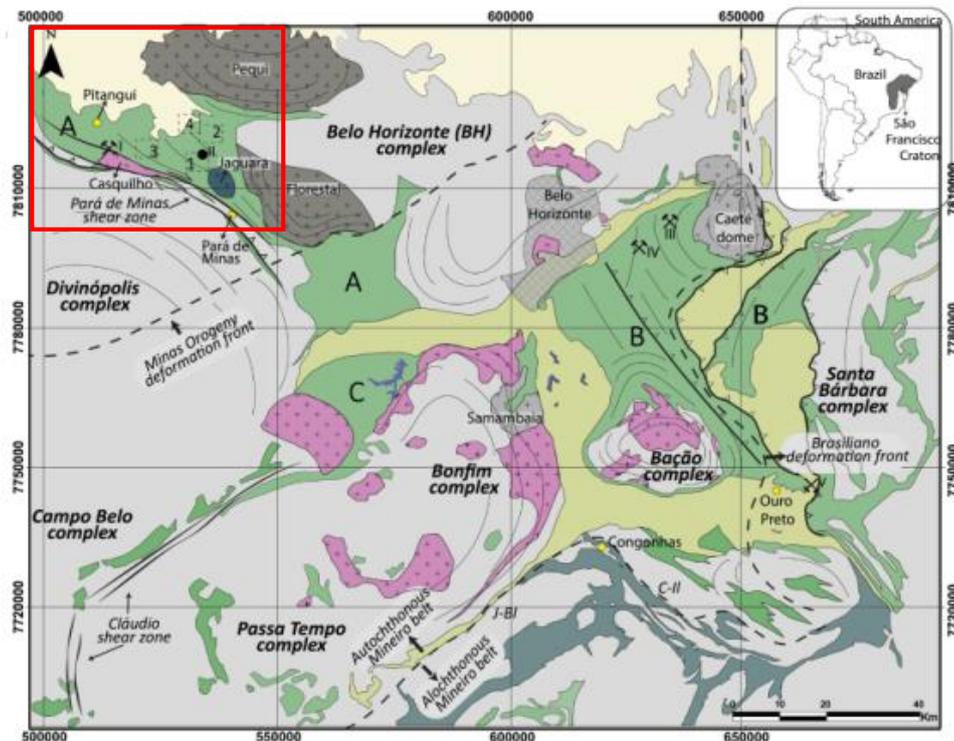
## 2.2- QUADRO ESTRATIGRÁFICO

### 2.2-1. Unidades do embasamento

Segundo (Lana *et al.*, 2013; Teixeira *et al.*, 2017), há sete principais domínios de granitóides tradicionalmente descritos em dados bibliográficos para essa área: Complexo Santa Bárbara, Complexo Bonfim, Complexo Belo Horizonte, Complexo Bação, Complexo Divinópolis, Complexo Campo Belo e Complexo Passa Tempo. Esses complexos são delimitados por cinturões de pedras verdes formalmente conhecidos como *Greenstone Belts* (Figura 2.2).

Esses granitoides, são corpos ricos em K derivados da crosta do Quadrilátero Ferrífero (Farina *et al.*, 2015; Albert *et al.*, 2016), mostrando assinaturas TTG herdadas de assimilação (Moreno *et al.*, 2017; Simon *et al.*, 2018). Ainda nesse contexto, Soares (2020), destaca que Farina *et al.* (2015), propôs, usando um vasto conjunto de dados de litotípica e elementos-traço das rochas graníticas gnáissicas da região, que as rochas do embasamento deveriam ser separadas em um grupo de rochas médio- com afinidade tipo TTG e um grupo de "alto-K", que inclui os granitoides potássicos mais jovens. Ainda em sua tese, Soares 2020, aponta que de acordo com Albert *et al.* (2016), a diferenciação contínua geral de rochas de K médio a alto marca uma grande mudança na evolução da porção meridional do cráton São Francisco, em 2,9 Ga, que influenciou no surgimento das bacias sedimentares clásticas denominadas *greenstone belts*.

Nesse sentido, de acordo com (Moreno *et al.*, 2017), o curto tempo de residência crustal de magmas produzindo granitoides ricos em K no sudoeste da província Quadrilátero Ferrífero, aponta um caráter juvenil, já em uma outra abordagem verifica-se rochas TTGs mais antigas na região, que são associadas ao retrabalhamento da crosta terrestre. Assim, fundamentado nesses dados, esses autores argumentam que os complexos Bonfim, Belo Horizonte e Bação podem ter experimentado processos de evolução crustal distintos.



**Figura 2.2:** Área de estudo indicada em vermelho. Adaptado de: Cenário geológico regional do cráton sul do São Francisco. O mapa mostra a localização do *greenstone belt* Pitangui, do *greenstone belt* Rio das Velhas e dos 7 principais complexos de granitos TTG definidos para esta área (Santa Bárbara, Bação, Bonfim, Belo Horizonte, Divinópolis, Campo Belo e Passa Tempo) e suas principais tendências estruturais.

## **2.2-2. Metamorfismo da região**

As rochas de idade Arqueanas do Quadrilátero Ferrífero, estão, de maneira geral, metamorfizadas em fácies xisto-verde a anfibolito (Baltazar e Zucchetti, 2007; Teixeira *et al.*, 2017). Além disso, cabe classificar os Greenstone belts na região do Quadrilátero Ferrífero: o greenstone belt Rio das Velhas é dividido formalmente em duas unidades litoestratigráficas, o Grupo Nova Lima e o Grupo Maquiné (Dorr, 1969). Brando Soares *et al.* (2017) propõem uma subdivisão diferente para o greenstone belt Pitangui, o dividindo em unidade inferior, unidade intermediária e unidade superior. A Unidade Inferior consiste em metabasaltos e metabasaltos komatiíticos intercalados com metarenitos, BIFs, metachert e metapelitos carbonosos. A unidade intermediária é composta por metarenitos e metavulcânicas, porém diferente da unidade inferior, predominam metadacitos e metandesitos em relação aos metabasaltos. E por fim, na unidade superior predominam rochas metassedimentares clásticas como metarenitos impuros e metaconglomerados polimíticos.

(Marinho *et al.*, 2018) propôs a divisão do Supergrupo Rio das Velhas na folha mapeada em Grupo Pitangui (base) e Formação Antimes (topo). O Grupo Pitangui é equivalente ao Grupo Nova Lima do greenstone belt Rio das Velhas e a Formação Antimes é equivalente ao Grupo Maquiné. O Grupo Pitangui é dividido nas formações Rio Pará, Rio São João e Onça do Pitangui, da base para o topo.

Mediante ao exposto e no que se refere ao metamorfismo da região, as classificações para fácies anfibolito, podem ser verificadas nos depósitos Turmalina (Velásquez David, 2011; Oliveira, 2012) e Passagem de Mariana (Vial *et al.*, 2007b). Esses autores apontam um aumento do grau metamórfico nas localidades das ocorrências metalogenéticas.

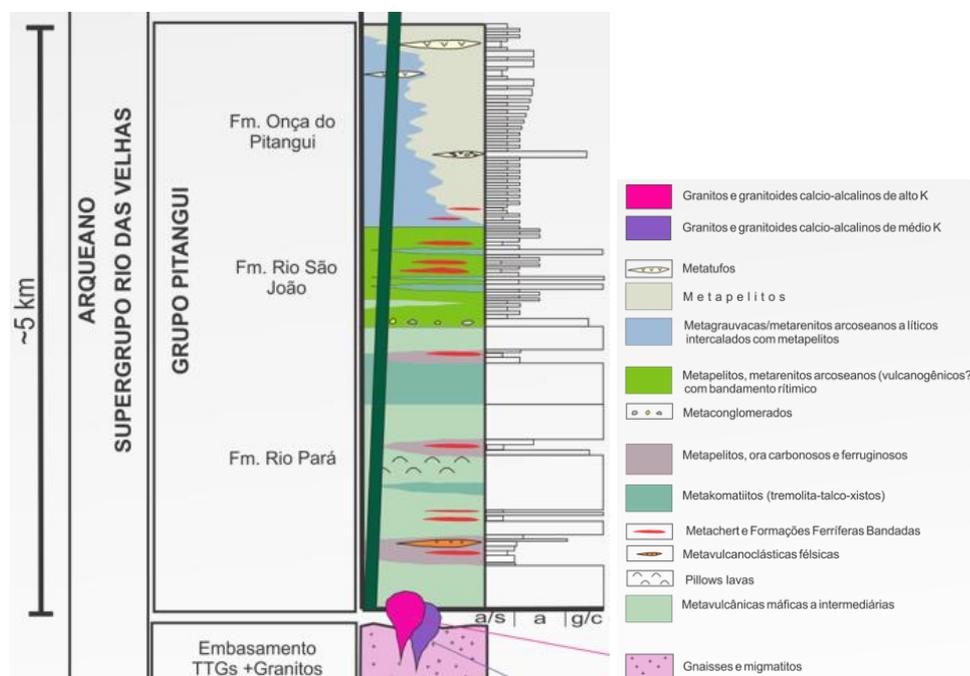
### **2.2.2.1 Grupo Nova Lima**

O Supergrupo Rio das Velhas é composto em sua unidade basal, pelo Grupo Nova Lima, que recentemente foi desmembrado para formar o Grupo Pitangui. Essa unidade, é composta por uma associação de rochas de origem vulcânica e sedimentar, metamorfizadas em baixo grau. As rochas vulcânicas incluem, principalmente, basaltos, os quais podem ser komatiitos (mais ricos em MgO), basaltos toleíticos (menos MgO e mais FeO) e rochas vulcanoclásticas. Dentre as rochas sedimentares, destacam-se metapelitos, formação ferrífera bandada, sedimentos químicos sílico-carbonáticos e quartzitos .

### **2.2.2.2 Grupo Pitangui**

O *greenstone* Pitangui, localizado a noroeste do Quadrilátero Ferrífero, é um estreito NW com tendência à sinclínório (Romano, 2007; Brando Soares *et al.*, 2017) de idade meso a neoarqueana, circundado pelo Complexo Belo Horizonte à leste e Complexo Divinópolis à oeste.

No que tange ao arcabouço estratiográfico, o Grupo Pitangui é composto por intercalações de rochas metavulcânicas e rochas metassedimentares químicas e clásticas. Nesse sentido, esse grupo é dividido em três formações: Formação Rio Pará, na unidade basal, Formação Rio São João na unidade intermediária e Formação Onça do Pitangui, no topo. A Formação Rio Pará localizada na porção oriental do sinclínório Pitangui é dividida em três membros: Membro Velho da Taipa, Membro Córrego de Santa Bárbara e o Membro Córrego Contendas. Já a Formação Rio São João, sobrepõe a Formação Rio Pará e está exposta em forma de lentes, no setor nordeste do sinclínório, próximo ao município de Pequi. Por fim, a Formação Onça do Pitangui está disposta em forma de uma grande faixa com orientação NW/SE abrangendo a cidade de Onça do Pitangui. Essa formação é dividida em dois membros: Membro Ribeirão da Onça e Membro Córrego Santo Antônio (Figura 2.3).



**Figura 2.3:** Adaptado de Fonte: CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Proibida a reprodução da imagem sem permissão da CPRM.

### 2.3- RECURSOS MINERAIS

Em primeiro momento, cabe enfatizar que, durante o Arqueano, houve enriquecimento em Au em bacias vulcanossedimentares. Nesse contexto, está inserida a província Quadrilátero Ferrífero no estado de Minas Gerais, que representa, a nível mundial, uma das mais importantes regiões produtoras de ouro. Além disso, no que se refere às formações ferríferas bandadas de idade arqueana, essa é a maior província do Brasil (*e.g.*, Ribeiro Rodrigues 1998).

Em segundo momento, há de se considerar que as maiores jazidas auríferas do Quadrilátero Ferrífero estão inseridas dentro do contexto de rochas de protólito máfico, que passaram por processos metamórficos, e que frequentemente estão associadas à fácies xisto verde pertencentes ao Grupo Nova Lima. Conforme demonstrado por (*e.g.*, Groves *et al.* 1998, Hagemann & Cassidy 2000), são mineralizações do tipo ouro orogênico, correlacionadas à alteração hidrotermal, submetidas à sulfetação e silicificação e ainda, com subordinados carbonáticos, micáceos, além de minerais acessórios, como albita e rutilo.

Já no que se refere à área de estudo deste trabalho, entre as diversas ocorrências auríferas nos municípios nessa província, há depósitos distribuídos à noroeste do Quadrilátero Ferrífero. Nesse contexto regional, segundo (Corrêa-Neto *et al.* 2011), verifica-se que entre esses depósitos há uma faixa NW-SE entre conceição do Pará e Pitanguí e uma associação com o lineamento Congonhas. Dentre esses depósitos, existem várias minas em operação atualmente, e nesse cenário, a mina de Turmalina-subterrânea, no Sinclínio Pitanguí, que originou o interesse desta pesquisa, produz em média, segundo dados da empresa Jaguar Mining, em 2011, 1,9 ton Au /ano ~ 4 g/t Au. No que tange ao controle estrutural, os depósitos da região estão assentados em rochas hospedeiras de composição máfica e ultramáficas nas proximidades de rochas granito-gnáissicas dos complexos metamórficos.

## CAPÍTULO 3

### METODOLOGIA

---

#### 3.1 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado conforme os itens descritos a seguir.

##### 3.1.1 - Revisão bibliográfica e levantamento de banco de dados

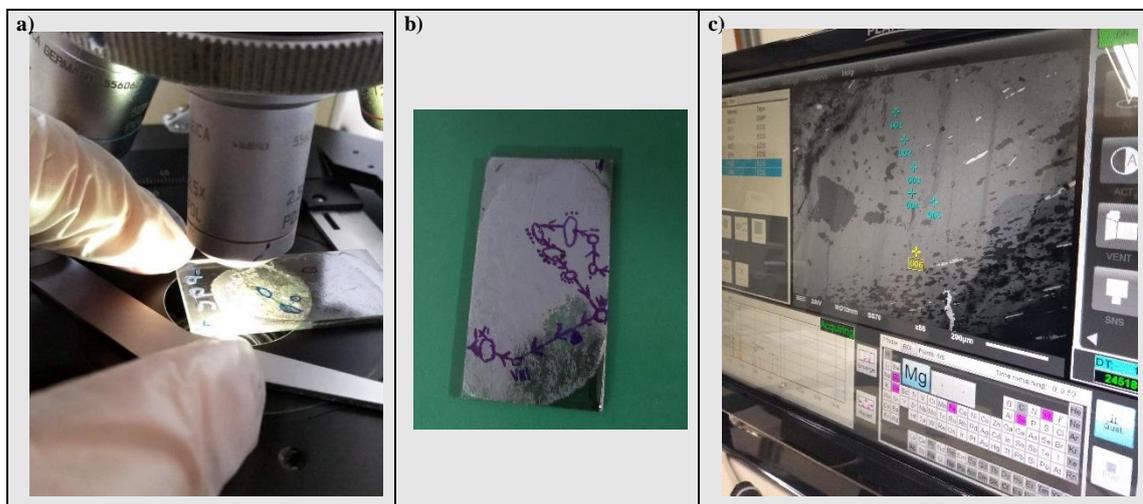
A primeira fase da metodologia na confecção do trabalho iniciou-se com o levantamento bibliográfico de pesquisas que enfatizavam a geologia regional e o metamorfismo de rochas máficas da região. Além disso, foram coletados e selecionados dados e informações do acervo disponibilizado pela companhia de pesquisa de recursos minerais (CPRM). A CPRM confeccionou e disponibilizou 48 lâminas delgadas, onde 13 dessas possuíam química de rochas.

##### 3.1.2- Compilação de dados e trabalhos de laboratório

Na segunda etapa do presente trabalho, dentre o acervo disponibilizado pelo Serviço Geológico do Brasil, selecionou-se amostras de rochas com diferentes localidades que enfatizavam o metamorfismo de protólito máfico da região. Sucessivamente, iniciou-se a descrição microscópicas de lâminas delgadas, essas para examinar a petrografia em detalhe. As análises foram realizadas em microscópio ótico petrografico sob luz polarizada e transmitida, no laboratório de microscopia do Departamento de Geologia (DEGEO) pertencente à Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). A partir de microscópio óptico (MO), foi possível examinar e selecionar regiões para investigação em detalhe de microestruturas utilizando-se MEV-EDS (microscopia eletrônica de varredura e espectroscopia de energia dispersiva) (Figura 3.1-a). Para isso, as lâminas foram metalizadas (Figura 3.1-b) e após análise, foi possível caracterizar as variações químicas das fases minerais( Figura 3.1-c). As análises químicas de rocha, foram cedidas pela CPRM e essas, foram realizadas para óxido através de fluorescência de raios X e elementos traço através de ICP-MS, no Laboratório Geosol-SGS. A partir dessas análises, ainda nessa etapa, foi realizada a modelagem metamórfica a partir da construção de pseudoseção para 3 amostras.

A modelagem metamórfica foi desenvolvida com base no programa Theriak- Domino (De Capitani & Petrakakis 2010). Utilizou-se o banco de dados termodinâmicos de Holland & Powell (1998) convertidos por Douglas Tinkham para o programa Theriak-Domino. O sistema químico empregado para os calculos foi: CNKFMASHTO(CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O), considerando H<sub>2</sub>O como uma fase pura em excesso. A quantidade de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> utilizada na modelagem

referiu-se a 10% da quantidade total do Fe. Já os modelos de solução sólida utilizados são os de Holland & Powell (2003) para plagioclásio; White *et al.* (2007) para granada e líquido, Mahar *et al.* (1997) para clorita; White *et al.* (2000) para illmenita; White *et al.* (2002) para ortopiroxênio; Diener & Powell (2012) para clinopiroxênio e clinoânfibólio e Holland & Powell (1998) para epidoto.



**Figura 3.1:** a) Análise em microscópio óptico (MO) e seleção de regiões para investigação de microestruturas em detalhe. b) Lâmina metalizada para análise em MEV-EDS (microscopia eletrônica de varredura e espectroscopia de energia dispersiva), c) variações químicas das fases minerais em MEV-EDS.

### 3.1.3-Tratamento e interpretação dos dados

A terceira fase e final do trabalho, baseou-se no tratamento e interpretação dos dados coletados na fase anterior e conclusões. Para a fase de discussão dos resultados nas fases anteriores, utilizou-se o modelo digital de elevação (MDE) para plotar os mapas: topográfico e de hipsometria auxiliando na compreensão do contexto geológico da área de estudo. O processamento do modelo digital de elevação (MDE) e a geração desses mapas foi realizado no software ArcGIS.

## CAPÍTULO 4

### PETROGRAFIA

---

Esse tópico aponta interpretação de texturas, microestruturas, morfologia e avaliação da dimensão dos grãos.

No que se refere à localização das amostras analisadas, podemos verificar, na figura 1.3.1, que as amostras LP09C e WL154 estão situadas nas porções SW do Sinclínio Pitangui e a amostra WL 236, na porção NE desse Sinclínio. Além disso, observando-se as unidades que fazem parte do contexto geológico dessas amostras, podemos analisar as proximidades de litologias e contatos das mesmas: verifica-se que a amostra LP09C está situada entre contatos das unidades A34rpip, A34rpips e A34rpiu, ambas fazem parte da Formação Rio Pará.

A unidade A34rpip corresponde à intercalações de plagioclásio-actinolita xisto, plagioclásio-actinolita fels carbonato-epidoto-clorita-plagioclásio-actinolita xisto metabasaltos com afinidades komatiítica a tholeítica de alto-Mg e alto Fe e quartzo-plagioclásio-actinolita-biotita-clorita xisto, quartzo-clorita xisto e subordinadamente clorita-augita-hornblenda metagabro com afinidade tholeítica de alto-Mg (2729 Ma, U-Pb discórdia) e rochas metaultramáficas (CPRM, 2019).

Já a unidade A34rpips aponta intercalações de clorita-sericita-cloritoide-quartzoxisto, cloritoide - quartzo-clorita xisto, metapelitos aluminosos e ferruginosos, filitosericítico, filitocarbonoso, metachert, metachert ferruginoso, formações ferríferas bandadas, sericita-quartzoxisto, feldspato-sericita-quartzoxisto metagrauvaca feldspática vulcanoclástica (2877 +/- 4 Ma, U-Pb discórdia), metabrecha e metaconglomerado polimíticos (CPRM, 2019).

A unidade A34rpiu é composta por intercalações de magnetita-talco-xisto, antofilita-clorita-talco-xisto, serpentina-talco-magnetita-tremolita-clorita fels (metavulcânicas ultramáficas) com rochas metamáficas, filitosericítico carbonoso e metachert subordinados (CPRM, 2019).

A amostra WL 154, faz contato com as unidades A34rpiog, Formação Onça do Pitangui, e A34rpis, Formação Rio São João. O granitoide nas proximidades das amostras LP09C e WL 154, refere-se a unidade A4γ3ca, um Magmatismo cálcio-alcalino de alto K – Neoarqueano (Lana *et al.*, 2013). Por fim, a amostra WL 236, na porção SE do Sinclínio, está assentada sobre a unidade A34rpip, Formação Rio Pará.

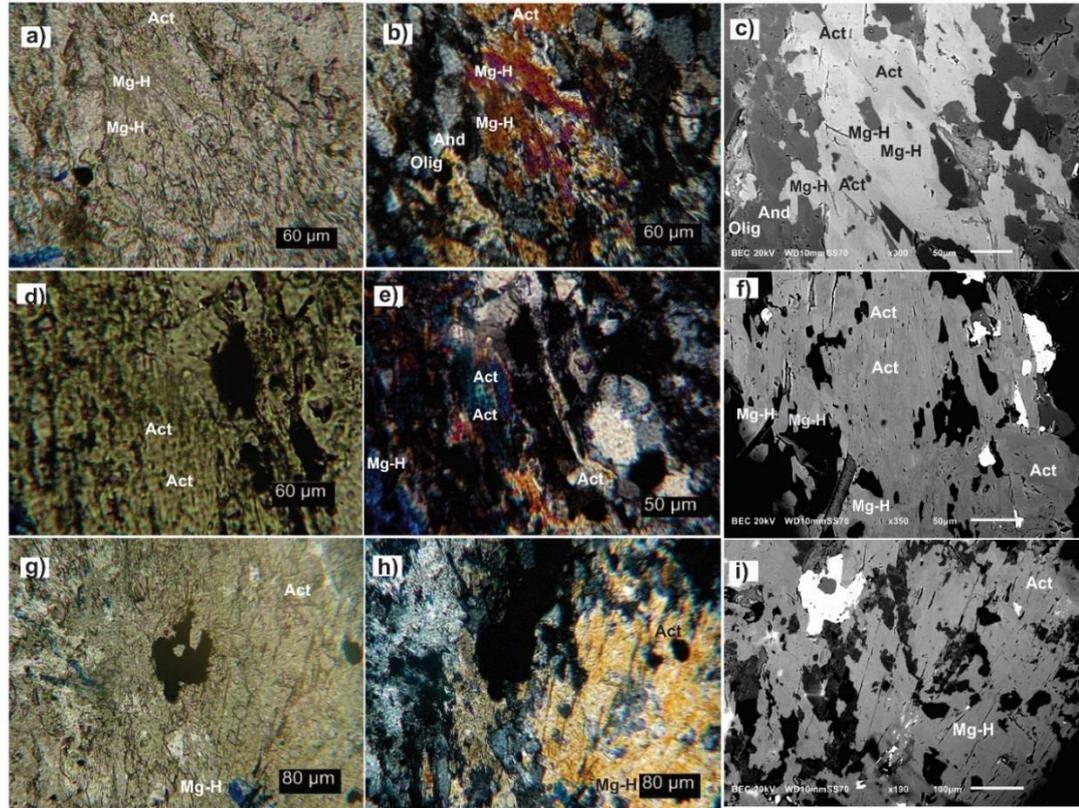
No que se refere à unidade A34rpiog, esta é composta por intercalações de filito sericítico e filito carbonoso metapelitos com clorita-carbonato-plagioclásio-quartzo-sericita filito metagrauvaca feldspática a lítica (2788 Ma, U-Pb idade máxima de sedimentação) e meta-arcóseosa metaarenitoslíticos de granulometria fina a média (CPRM, 2019).

A unidade A34rpis compõe metarritmitos com intercalações com níveis de quartzo-biotita xisto, carbonato-clorita -biotita-quartzofilito metapelitos ,cloritabiotita-plagioclásio-carbonato-quartzoxisto metarenitos arcoseanos,biotita-clorita-plagioclásio-quartzo-actinolita xisto com bandamento rítmico centimétrico a decimétrico. Ocorrem intercalações subordinadas de plagioclásio-actinolita xisto e clorita-talcoxisto e quartzitos, além de metabrechas polimíticas suportadas por matriz biotítica a clorítica, contendo clastos líticos de clorita xistos, filitos carbonosos, filitos sericíticos (CPRM,2019).

Por fim, a unidade A4γ3ca corresponde ao Granito Córrego do Arruda: biotita monzogranitos com granodioritos subordinados de granulação média à grossa, comumente porfiríticos, com fenocristais de microclina centimétricos. Apresentam textura protomilonítica a milonítica e assinatura geoquímica cálcio-alcalina de alto potássio (CPRM, 2019).

### **Actinolita-Plagioclásio-Hornblenda Xisto (WL -154)**

A rocha possui textura inequigranular porfiroblastica, com matriz constituída predominantemente por quartzo (11%) e plagioclásio (32%) com contatos poligonais. Além disso, o plagioclásio possui hábito que varia de subidioblástico a xenoblástico. No que se refere ao mineral anfibólio, este compõe 40% em volume modal. A textura poiquiloblastica está relacionada a apatita (<5) inclusa no anfibólio. O epidoto foi classificado como clinozoitita, por apresentar cores de interferência anômalas azuladas (5%). Esse aponta o processo de saussuritização ocorrido na rocha quando inserido no anfibólio, entretanto também são verificados grãos que ocorrem de forma isolada. Em geral, o anfibólio mostra-se com duas feições: uma com hábito prismático, por vezes textura decussada, extinções oblíquas e coloração de pleocroísmo em tons pálidos e outra, com hábito com tendência fibrosa e cores de interferência alaranjadas de primeira ordem, que nos leva a pressupor que se trata de actinolita. Ademais, é importante salientar que nessa descrição microscópica, o anfibólio em geral apresentou extinções com valores variados de 10°, 13° e 16°. Nesses cristais, contudo, observou-se ainda a ocorrência concomitante de cores de interferência que chegaram ao azul de segunda ordem e extinções isoladas com valores de 22°, a partir disso, admitiu-se então, que provavelmente trata-se do mineral hornblenda associada ao mineral actinolita (Figura 4.1 a, b, d, e, g, h). Isso é evidenciado por meio de imagens do tipo backscattering, as quais mostram núcleos de actinolita envolvidos por hornblenda (Figura 4.1 c, f, i). Nessa amostra de rocha aferiu-se, ainda, lentes de carbonato, estas eram caracterizadas por cores de interferência de 4ª ordem com coloração creme e pleocroísmo de relevo. Por fim, observa-se a ocorrência em quantidade subordinada de minerais, biotita (<5%), titanita (<5%) e opacos (ilmenita) (<5%).

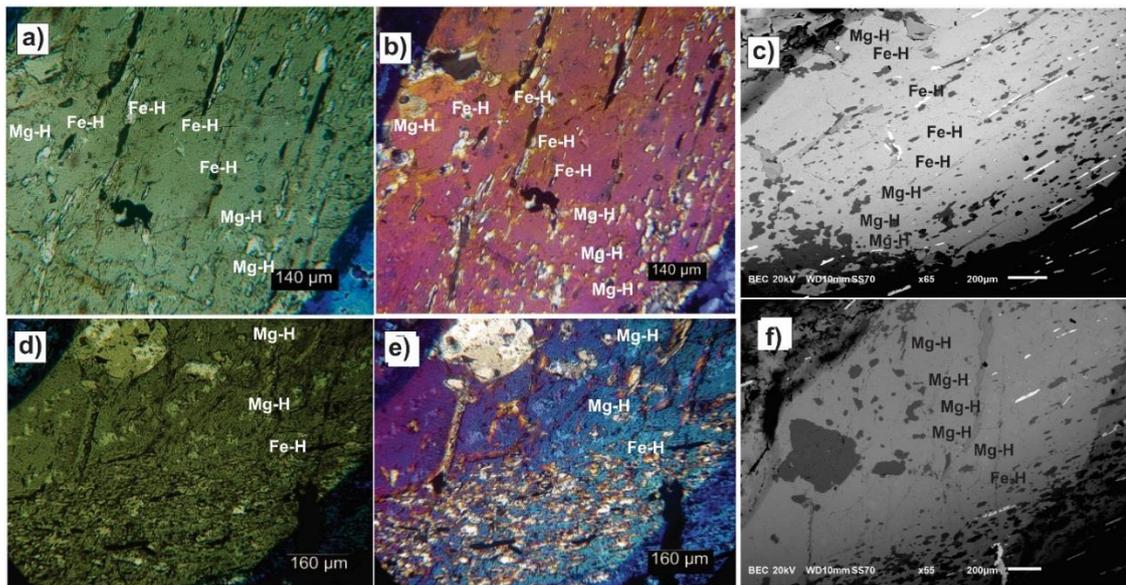


**Figura 4.1:**– Fotomicrografias das rochas metamáficas: – a) Seção WL154, LLP exibindo o aspecto óptico do anfibólio; – b) Seção LP9C, LPX, evidenciando a cor de interferência do anfibólio, a fim de comparação; – c) Imagem de MEV backscattering, da seção WL154, evidenciando a alteração núcleo-borda do anfibólio de actinolita (Act) para hornblenda (Mg-H). A imagem também aponta alteração núcleo-borda de feldspatos.; – d) WL154, LPP exibindo o aspecto óptico e textural do anfibólio; – e) WL154 LPX, evidenciando múltiplas cores de interferência do anfibólio;– f) Imagem de MEV, da seção WL 154, evidenciando a alteração de anfibólio actinolita (Act) para hornblenda (Mg-H) em termos texturais e composicionais; – g) Seção WL154, LPP; – h) Seção WL154 LPX; – i) Imagem de MEV da seção WL154, evidenciando a alteração núcleo-borda do anfibólio de actinolita(Act) para hornblenda (Mg-H), sem apresentar variação na cor de interferência. – (LPP-luz polarizada plana;LPX luz polarizada cruzada).

### Plagioclásio-Hornblenda Xisto (LP 9C)

A rocha possui características que permitem caracteriza-la como sendo de protólito máfico. Com relação as texturas metamórficas dos minerais, esta rocha apresenta textura inequigranular subédrica à anédrica, porfiroblastica para o anfibólio. A matriz é constituída predominantemente por quartzo (8% em volume modal); e plagioclásio (25%) com contatos poligonais. Também são verificadas foliações com minerais orientados e xistosidade envolvida nessa matriz. Ademais, em termos gerais, podemos verificar que a rocha preserva a textura helicítica, caracterizada por foliações bem marcadas no anfibólio (60%), este, aponta cores de interferência que variam de alaranjadas à azuladas (Figura 4.2 b, e). Nas imagens de backscattering MEV (figura 4.2 c, f), pode-se evidenciar essa textura helicítica dada por grãos de quartzo e ilmenita orientados e alongados. A textura poiquiloblástica de anfibólio está associada a inclusões de minerais, como apatita (<5%) e ilmenita (<5%). O tamanho dos anfibólios associados

essencialmente a seu hábito prismático permite sugerir que os grãos se tratam do mineral hornblenda. O epidoto apresenta coloração incolor, reitera o relevo positivo e ocorre com hábito granular anédrico. Suas cores de interferência, vão de amarelo de primeira ordem e chegam a tonalidades azuladas, as quais denotam, provavelmente, se referir a zoizita e clinozoizita (<5%). Por fim, são verificados os seguintes minerais acessórios: carbonato (<5%); Mg-Fe clorita (<5%); apatita (<5%); e ilmenita (<5%) (Figura 4.2).



**Figura 4.2:**– Fotomicrografias das rochas metamáficas: – a) Seção LP9C, LLP exibindo o aspecto óptico do anfibólio a luz natural; – b) Seção LP9C, LPX, evidenciando a cor de interferência do anfibólio, a fim de comparação; – c) Imagem de MEV backscattering, da seção LP9C, apontando a alteração do anfibólio de composição Fe-hornblenda (Fe-H) para Mg-hornblenda (Mg-H) e textura helicítica com grãos orientados; – d) seção LP9C, LPP exibindo o aspecto óptico e textural do anfibólio; – e) LP9C,LPX, evidenciando as cores de interferência do anfibólio, em que não se observa variações significativas;– f) Imagem de MEV da seção LP9C, apontando a alteração do anfibólio com composição Fe-hornblenda (Fe-H) para Mg-hornblenda (Mg-H) – (LPP-luz polarizada plana;LPX luz polarizada cruzada).

### Xisto Verde (WL-236)

A rocha apresenta textura metamórfica essencialmente nematoblástica, com granulação fina à média. Os grãos maiores são pórfiros de plagioclásio, com formatos subédricos a euédricos. A matriz é constituída predominantemente por quartzo (8% em volume modal) e plagioclásio (25%), com contatos poligonais. Além disso, foram verificados os minerais: actinolita (11%); Fe Mg- clorita (<5%); titanita (<5%); zircão (<5%); apatita (<5%); ilmenita (<5%) e epidoto (<5%), com hábito granular anédrico, preenchendo fraturas.

## CAPÍTULO 5

### QUÍMICA MINERAL

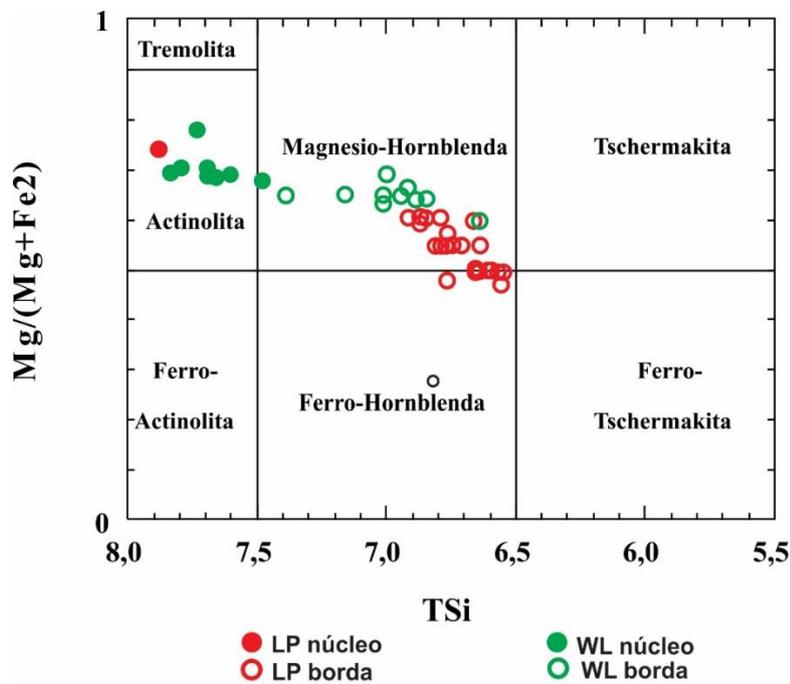
A fim de caracterizar as variações químicas minerais, as lâminas descritas em microscópio ótico foram metalizadas e investigadas em detalhe, através do Microscópio Eletrônico de Varredura e espectroscopia de energia dispersiva (MEV-EDS). Foram analisados estrategicamente um total 62 pontos, sendo que na amostra LP9C, 12 desses pontos refere-se à variação composicional dos feldspatos e 25 pontos indicam a à variação composicional de anfibólios. Já na amostra WL154, foram analisados 7 pontos para variação composicional de feldspatos e 18 pontos para variação composicional de anfibólios (Quadro 5.1 e 5.2). Após o tratamento dos dados coletados, gerou-se diagramas para a classificação do anfibólio e dos feldspatos, a partir dos quadros 5.1 e 5.2, evidenciando os resultados das análises (Figura 5.1 e 5.2).

**Quadro 5.1:** Quadro de composição química para os feldspatos analisados, evidenciando a variação núcleo borda. Dados retirados do MEV.

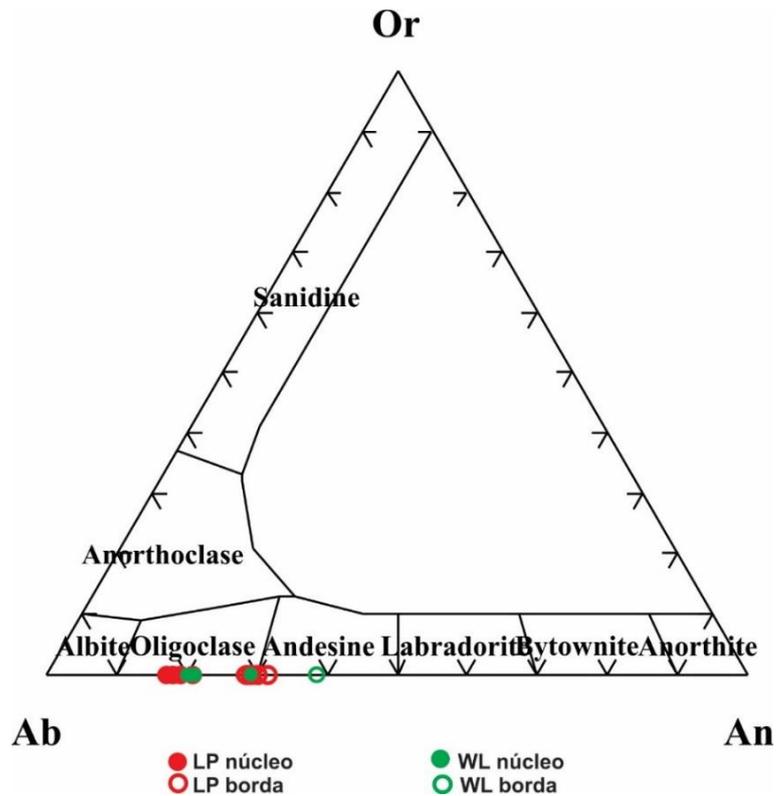
Sample	Analysis	Porcentagem em peso					Cations calculados com 32 O					Ab	An
		SiO2	Al2O3	CaO	Na2O	Total	Si	Al	Ca	Na	Cations		
LP9C201	n	64,09	22,38	3,96	9,57	100,00	11,31	4,65	0,75	3,28	18,00	0,81	0,19
LP9C202	n	63,20	22,77	4,61	9,42	100,00	11,19	4,75	0,88	3,23	18,00	0,79	0,21
LP9C203	n	63,63	22,66	3,95	9,76	100,00	11,25	4,72	0,75	3,35	18,00	0,82	0,18
LP9C204	n	64,21	22,29	3,83	9,68	100,01	11,33	4,63	0,72	3,31	18,00	0,82	0,18
LP9C205	n	64,03	22,72	3,79	9,46	100,00	11,29	4,72	0,72	3,24	18,00	0,82	0,18
LP9C206	n	61,91	23,93	5,61	8,55	100,00	10,98	5,00	1,07	2,94	17,00	0,73	0,27
LP9C207	n	61,08	24,71	6,18	8,02	99,99	10,84	5,17	1,18	2,76	18,00	0,70	0,30
LP9C208	n	60,91	24,63	6,35	8,11	100,00	10,83	5,16	1,21	2,80	18,00	0,70	0,30
LP9C209	n	61,48	24,38	5,98	8,17	100,01	10,91	5,09	1,14	2,81	18,00	0,71	0,29
LP9C210	n	60,62	25,06	6,37	7,95	100,00	10,77	5,24	1,21	2,74	18,00	0,69	0,31
LP9C3101	n	64,77	22,22	3,56	9,46	100,01	11,40	4,61	0,67	3,23	18,00	0,83	0,17
LP9C3102	n	64,19	22,47	4,01	9,34	100,01	11,32	4,67	0,76	3,19	18,00	0,81	0,19
WLC104	n	63,35	22,99	4,35	9,31	100,00	11,20	4,79	0,82	3,19	18,00	0,79	0,21
WLC2102	n	63,51	22,89	4,28	9,33	100,01	11,22	4,76	0,81	3,20	18,00	0,80	0,20
WLC2203	n	59,04	26,31	7,49	7,16	100,00	10,52	5,52	1,43	2,47	18,00	0,63	0,37
WLC2204	n	63,00	23,38	4,51	9,11	100,00	11,14	4,87	0,85	3,12	18,00	0,79	0,21
WLC3101	n	61,19	24,28	6,00	8,53	100,00	10,88	5,08	1,14	2,94	18,00	0,72	0,28
WLC3102	n	63,33	22,92	4,52	9,22	99,99	11,20	4,77	0,86	3,16	18,00	0,79	0,21
WLC3103	n	63,59	22,77	4,33	9,30	99,99	11,24	4,74	0,82	3,19	18,00	0,80	0,20

**Quadro 5.2:** Quadro de composição química para os anfibólios analisados, evidenciando a variação núcleo borda. Dados retirados do MEV.

Sample	Porcentagem em peso						Calculados com base em 23 O equivalentes													lg(Mg+Fe)
	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Total	Tsi	TAl	Sum_T	CAI	CFe3	CMg	CFe2	Sum_C	BFe2	BCa	Sum_B	Sum_cat	Sum_ox	
LP9C101	48,83	13,33	16,73	10,21	10,9	100	6,86	1,140	8,00	1,065	0,520	2,138	1,276	5,00	0,169	1,641	1,81	14,81	23,03	0,60
LP9C102	48,68	13,37	16,9	10,23	10,82	100	6,84	1,163	8,00	1,048	0,556	2,142	1,253	5,00	0,175	1,628	1,80	14,80	23,02	0,60
LP9C3105	46,14	15,58	20,2	7,63	10,46	100,01	6,56	1,438	8,00	1,171	0,696	1,618	1,515	5,00	0,192	1,594	1,79	14,79	23,00	0,49
LP9C3201	47,49	14,26	18,26	9,27	10,72	100	6,70	1,297	8,00	1,073	0,626	1,950	1,351	5,00	0,178	1,621	1,80	14,80	23,00	0,56
LP9C3202	47,02	14,9	18,79	8,57	10,73	100,01	6,66	1,343	8,00	1,142	0,600	1,809	1,450	5,00	0,175	1,628	1,80	14,80	23,00	0,53
LP9C3203	46,59	15,4	19,08	8,2	10,73	100	6,61	1,394	8,00	1,178	0,607	1,733	1,482	5,00	0,174	1,630	1,80	14,80	23,00	0,51
LP9C3204	46,87	15,07	19,53	7,93	10,61	100,01	6,66	1,341	8,00	1,181	0,596	1,680	1,544	5,00	0,181	1,615	1,80	14,80	23,02	0,49
LP9C3205	45,96	15,16	20,39	7,85	10,64	100	6,54	1,457	8,00	1,084	0,772	1,666	1,478	5,00	0,178	1,623	1,80	14,80	23,00	0,50
LP9C3206	46,13	15,68	19,81	7,64	10,74	100	6,57	1,435	8,00	1,192	0,627	1,621	1,560	5,00	0,171	1,638	1,81	14,81	23,00	0,48
LP9C3207	47,01	14,81	18,78	7,79	10,61	99	6,75	1,252	8,00	1,252	0,495	1,667	1,586	5,00	0,173	1,632	1,81	14,81	23,05	0,49
LP9C3208	49,73	11,64	16,36	11,17	11,09	99,99	6,98	1,023	8,00	0,901	0,508	2,336	1,255	5,00	0,157	1,667	1,82	14,82	23,02	0,62
LP9C5101	48,03	13,56	18,38	9,33	10,68	99,98	6,79	1,213	8,00	1,043	0,599	1,965	1,393	5,00	0,180	1,617	1,80	14,80	23,01	0,56
LP9C5102	47,33	14,07	19,13	9,52	9,95	100	6,66	1,342	8,00	0,989	0,879	1,997	1,135	5,00	0,237	1,500	1,74	14,74	23,00	0,59
LP9C5103	46,38	15,24	19,59	8,06	10,73	100	6,59	1,411	8,00	1,138	0,661	1,707	1,494	5,00	0,173	1,633	1,81	14,81	23,00	0,51
LP9C5104	47,41	14,63	17,55	9,24	11,16	99,99	6,70	1,305	8,00	1,128	0,507	1,945	1,420	5,00	0,146	1,689	1,84	14,84	23,00	0,55
LP9C5105	46,66	15,2	19,07	8,28	10,8	100,01	6,62	1,382	8,00	1,156	0,606	1,751	1,487	5,00	0,169	1,641	1,81	14,81	23,00	0,51
LP9C5106	46,67	15,19	19,58	8,03	10,53	100	6,63	1,375	8,00	1,164	0,639	1,699	1,497	5,00	0,188	1,602	1,79	14,79	23,00	0,50
LP9C5201	49,05	12,98	16,99	10,11	10,87	100	6,90	1,100	8,00	1,051	0,510	2,120	1,319	5,00	0,170	1,638	1,81	14,81	23,04	0,59
LP9C5202	47,95	14,11	17,93	9,36	10,66	100,01	6,76	1,240	8,00	1,103	0,592	1,967	1,339	5,00	0,184	1,610	1,79	14,80	23,02	0,56
LP9C5203	46,43	15,06	19,83	8,11	10,57	100	6,59	1,406	8,00	1,112	0,708	1,717	1,463	5,00	0,185	1,582	1,77	14,77	23,00	0,51
LP9C6101	48,75	12,26	17,96	10,22	10,81	100	6,87	1,128	8,00	0,908	0,609	2,148	1,336	5,00	0,173	1,526	1,70	14,70	23,00	0,59
LP9C6102	47,6	14,08	18,44	9,1	10,78	100	6,73	1,270	8,00	1,074	0,590	1,918	1,418	5,00	0,173	1,498	1,67	14,67	23,00	0,55
LP9C6103	48,09	13,21	18,42	9,48	10,8	100	6,80	1,202	8,00	0,996	0,592	1,998	1,414	5,00	0,172	1,470	1,64	14,64	23,00	0,56
LP9C6104	46,84	14,96	18,75	8,69	10,77	100,01	6,63	1,372	8,00	1,121	0,640	1,833	1,330	4,92	0,173	1,442	1,62	14,54	23,00	0,55
LP9C6105	47,91	13,98	18,12	9,45	10,54	100	6,75	1,248	8,00	1,072	0,636	1,985	1,325	5,02	0,193	1,414	1,61	14,63	23,01	0,57
WLC106	54,02	5,78	15,67	15,82	8,7	99,99	7,39	0,607	8,00	0,325	0,874	3,228	1,312	5,74	0,346	1,330	1,68	15,41	22,92	0,66
WLC2103	50,18	11,89	14,66	12,28	10,99	100	6,98	1,025	8,00	0,922	0,539	2,545	1,307	5,31	0,171	1,637	1,81	15,12	23,03	0,63
WLC2201	54,89	6,06	12,18	15,42	11,45	100	7,58	0,422	8,00	0,564	0,342	3,174	1,303	5,38	0,144	1,694	1,84	15,22	23,08	0,69
WLC2202	51,54	10,47	13,84	13,11	11,04	100	7,15	0,854	8,00	0,855	0,484	2,710	1,298	5,35	0,169	1,640	1,81	15,16	23,05	0,65
WLC2205	56,61	3,89	11,38	16,75	11,37	100	7,78	0,218	8,00	0,412	0,342	3,433	1,293	5,48	0,153	1,675	1,83	15,31	23,10	0,70
WLC2206	54,06	6,88	12,71	14,8	11,55	100	7,49	0,514	8,00	0,608	0,340	3,055	1,289	5,29	0,134	1,714	1,85	15,14	23,06	0,68
WLC2207	50,47	11,45	14,42	12,76	10,9	100	7,00	1,001	8,00	0,869	0,576	2,638	1,284	5,37	0,179	1,620	1,80	15,17	23,02	0,64
WLC2208	49,84	12,52	14,28	11,94	11,42	100	6,94	1,058	8,00	0,996	0,429	2,479	1,280	5,18	0,139	1,704	1,84	15,03	23,03	0,64
WLC4102	56,27	4,04	13,33	16,58	9,77	99,99	7,71	0,294	8,00	0,357	0,727	3,385	1,271	5,74	0,269	1,433	1,70	15,44	23,10	0,69
WLC4201	55,91	5,37	11,67	16,27	10,77	99,99	7,67	0,334	8,00	0,533	0,463	3,326	1,266	5,59	0,197	1,582	1,78	15,37	23,11	0,69
WLC4202	57,41	2,97	12,21	17,08	10,34	100,01	7,86	0,137	8,00	0,342	0,546	3,487	1,261	5,64	0,228	1,517	1,75	15,38	23,12	0,70
WLC4203	55,77	5,34	11,31	16,61	10,98	100,01	7,64	0,363	8,00	0,498	0,457	3,391	1,257	5,60	0,183	1,611	1,79	15,40	23,09	0,70
WLC4204	47,75	15,15	15,14	10,71	11,25	100	6,66	1,336	8,00	1,154	0,519	2,228	1,252	5,15	0,149	1,682	1,83	14,98	23,00	0,61
WLC4205	49,87	13,39	13,83	12,1	10,81	100	6,91	1,095	8,00	1,088	0,536	2,497	1,248	5,37	0,187	1,604	1,79	15,16	23,06	0,64
WLC4206	48,98	13,51	14,89	11,25	11,37	100	6,84	1,161	8,00	1,060	0,453	2,342	1,145	5,00	0,140	1,701	1,84	14,84	23,02	0,65
WLC701	50,86	10,71	14,19	13,05	11,19	100	7,06	0,940	8,00	0,810	0,516	2,700	0,973	5,00	0,158	1,664	1,82	14,82	23,02	0,70
WLC702	55,76	4,97	12,77	15,95	10,55	100	7,67	0,333	8,00	0,472	0,529	3,270	0,729	5,00	0,210	1,554	1,76	14,76	23,10	0,78



**Figura 5.1:** Diagrama de classificação para variações composicionais em anfibólios de Leake *et al.* (1997). Esse diagrama é aplicado para anfibólios cálcicos com < 0,5 Na + K, que inclui todos os nossos. Essas análises incluem estimativas para Fe 3+. Os dados são referentes às amostras LP09C e WL154.



**Figura 5.2:** Diagrama Ab-An-Or, caracterizando a classificação do plagioclásio. Os dados são referentes às amostras LP09C e WL154.

Com base nas análises realizadas, é importante observar que nessas amostras o zoneamento composicional dos grãos não se dá de forma homogênea do núcleo para a borda.

Na amostra LP9C, a química mineral permite verificar que os núcleos são constituídos de actinolita e Fe-hornblenda parcialmente preservada. À medida que migramos para porção da borda, observa-se o aparecimento da composição Mg – hornblenda (Figura 5.1). Além disso, para essa amostra, no que se refere à variação composicional dos plagioclásios, os resultados evidenciam teores de An~20% (oligoclásio) para porções núcleo dos grãos, variando para teores An~30% (andesina) para porções borda dos grãos (Figura 5.2), apontando, portanto, aumento da temperatura. Já a amostra WL154, salienta o mesmo processo, uma vez que, observa-se uma variação composicional núcleo-borda migrando respectivamente de actinolita, na porção núcleo, para Mg-hornblenda, na porção borda (Figura 5.1). No caso da variação composicional do plagioclásio dessa amostra, exibe-se respectivamente teores de An~20 a 40% das porções mais internas para as mais externas dos grãos, reiterando-se novamente aumento de temperatura (Figura 5.2).



## CAPÍTULO 6

### GEOTERMOBAROMETRIA

---

#### 6.1 MODELAGEM METAMÓRFICA

A modelagem metamórfica foi desenvolvida com base na construção de pseudoseções no programa Theriak- Domino (De Capitani & Petrakakis 2010). Utilizou-se o banco de dados termodinâmicos de Holland & Powell (1998) convertidos por Douglas Tinkham para o programa Theriak-Domino. O sistema químico empregado para os cálculos foi: CNFMASHTO (CaO-Na<sub>2</sub>O-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O), considerando H<sub>2</sub>O como uma fase pura em excesso. A quantidade de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> utilizada na modelagem refere-se a 10% da quantidade total do Fe. Ainda nesse contexto, os modelos de solução sólida que foram utilizados são de Holland & Powell (2003) para plagioclásio; White *et al.* (2007) para granada e líquido; Mahar *et al.* (1997) para clorita; White *et al.* (2000) para ilmenita; White *et al.* (2002) para ortopiroxênio; Diener & Powell (2012) para clinopiroxênio e clinoanfíbólio e Holland & Powell (1998) para epidoto.

Esse método foi testado para 3 amostras de diferentes localidades representativas da área de estudo: WL236; WL154; LP09C. Para as amostras LP09C e WL154, foi apresentado, nos capítulos anteriores, estudos de química mineral, além da petrologia, dessa forma a análise da modelagem metamórfica complementa as discussões do contexto metamórfico da região.

#### 6.2 ANÁLISE DA MODELAGEM METAMÓRFICA

##### **Plagioclásio- Hornblenda Xisto - LP 9C**

As diferentes assembléias minerais observada nessa seção, relaciona-se aos campos de estabilidade (plagioclásio, clorita, Fe-hornblenda, titanita, ilmenita) e (plagioclásio, Mg-hornblenda, ilmenita), delineados em vermelho (Figura 6.2.1). Foram traçadas isopletras e isolinhas, a fim de identificar as condições de pressão e temperatura para o metamorfismo progressivo e pico metamórfico.

Através da descrição das lâminas petrográficas, inferiu-se teores de 25% para composição modal do plagioclásio e teores entre 55% e 60% para a composição modal do anfíbólio (Figura 6.2.2 e 6.2.3). Mediante a isso, pôde-se traçar estrategicamente isolinhas representativas desses minerais, a fim de se obter o pico metamórfico da rocha. O conjunto de isolinhas e isopletras foram utilizados com objetivo

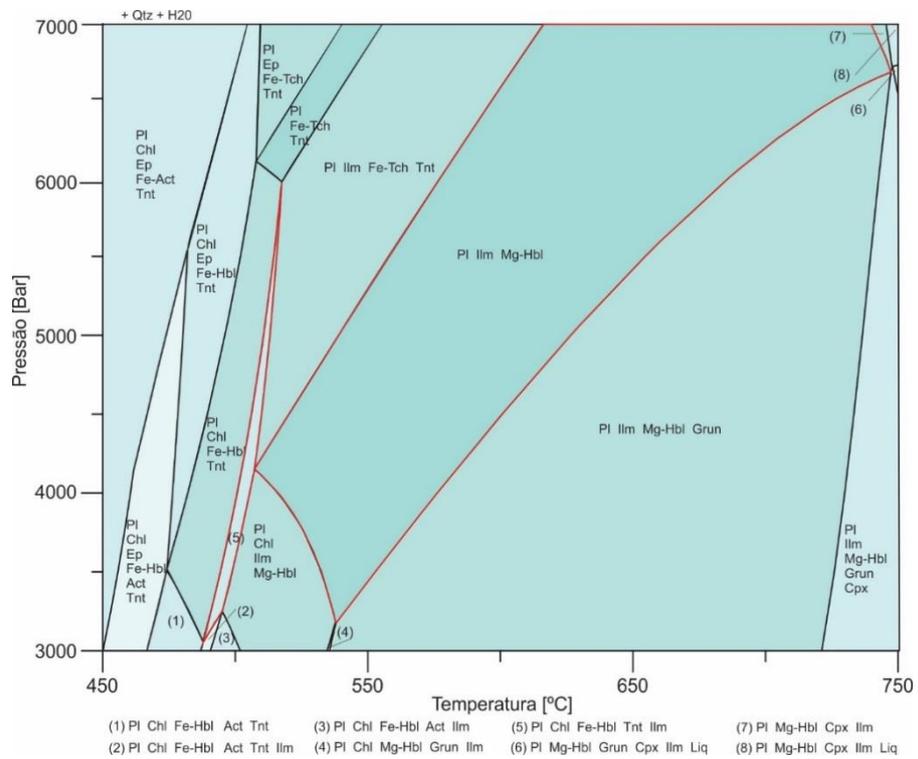
de delimitar as condições de pressão e temperatura do metamorfismo progressivo e do pico do processo metamórfico. Esses elementos encontram-se inseridos nos campos de estabilidade previamente encontrados para associação mineral característica da rocha. Verifica-se que o campo do pico metamórfico é interceptado pelas isopletras de quantidade de Si (a.p.f.u) em clinóanfíbólio, entretanto a amplitude do campo associada a distribuição das isolinhas não permite delimitar de maneira mais exata as condições de geração da rocha. Portanto, se fez necessário superpor outras isolinhas no diagrama. Podemos observar ainda que as isolinhas de volume modal de anfíbólio [55 e 60%] também ocorrem com grande amplitude de ocorrência. Em síntese, ao agrupar as isopletras de Si em anfíbólio, % volumétrica desse mineral, e adicionando-se isopletras composicionais de plagioclásio e isolinhas de clorita (figura 6.2.5), consegue-se finalmente delimitar as condições metamórficas das associações minerais.

A variação no valor para a composição modal do anfíbólio pode ser justificada pela presença de dois anfíbólios de composições distintas, valores os quais interferem nos resultados, e, portanto, foram deixados nessa margem. Como o estudo é preliminar, sugere-se que futuramente sejam realizadas contagens de pontos.

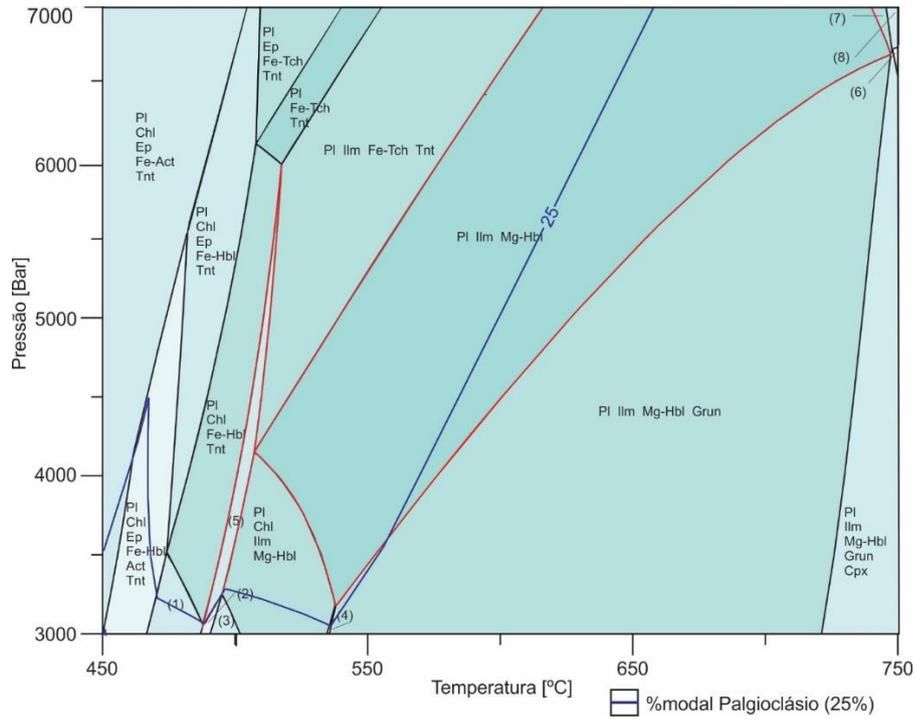
A variação de silício (6.6-7.0 a.p.u.f.), pode ser explicada pelas diferenças composicionais do anfíbólio que varia de Fe-hornblenda para Mg-hornblenda (Quadro 5.2 e figura 6.2.4).

As condições de temperatura e pressão para o início do metamorfismo progressivo foram encontradas interceptando as isolinhas de composição modal de plagioclásio com 25% e 55% para o anfíbólio, além da isopletra com valor de 0.54 para Mg-clorita (Figura 6.2.5).

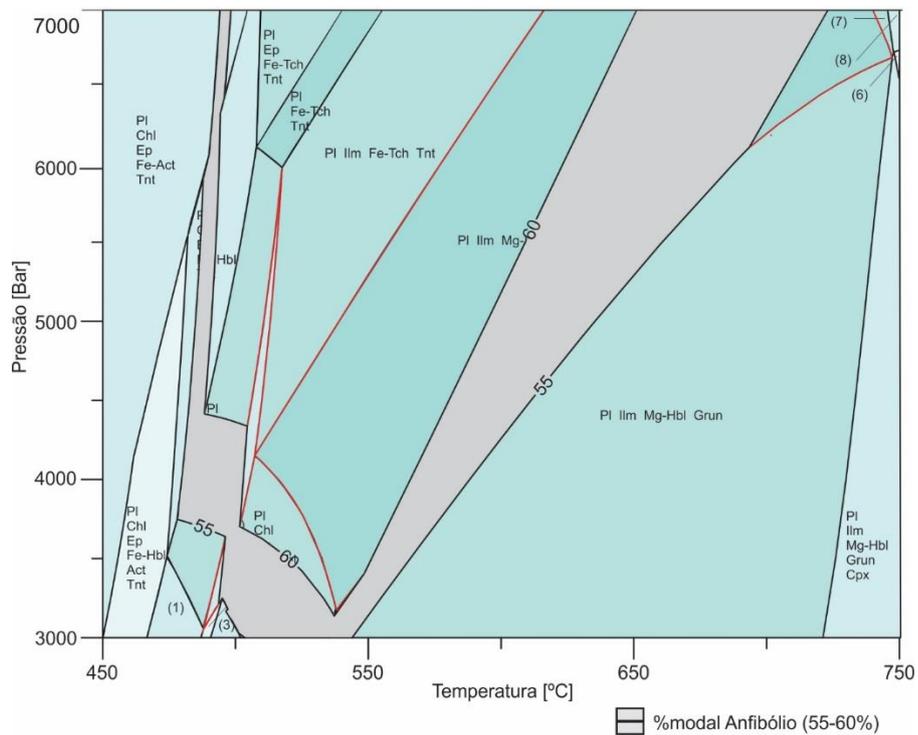
Convém enfatizar que, com relação ao pico metamórfico, esse, é marcado pelas máximas condições de temperatura ocorridas da rocha, uma vez que as condições bárias atingem seu pico em momentos anteriores. Nesse contexto, dentro do campo da paragênese mineral, o pico metamórfico foi identificado interceptando a isopletra de 6.6 a.p.u.f. de Silício com as isolinhas de 60% para porcentagem modal de anfíbólio e 25% para os teores modais de plagioclásio (Figuras 6.2.6 e 6.2.7).



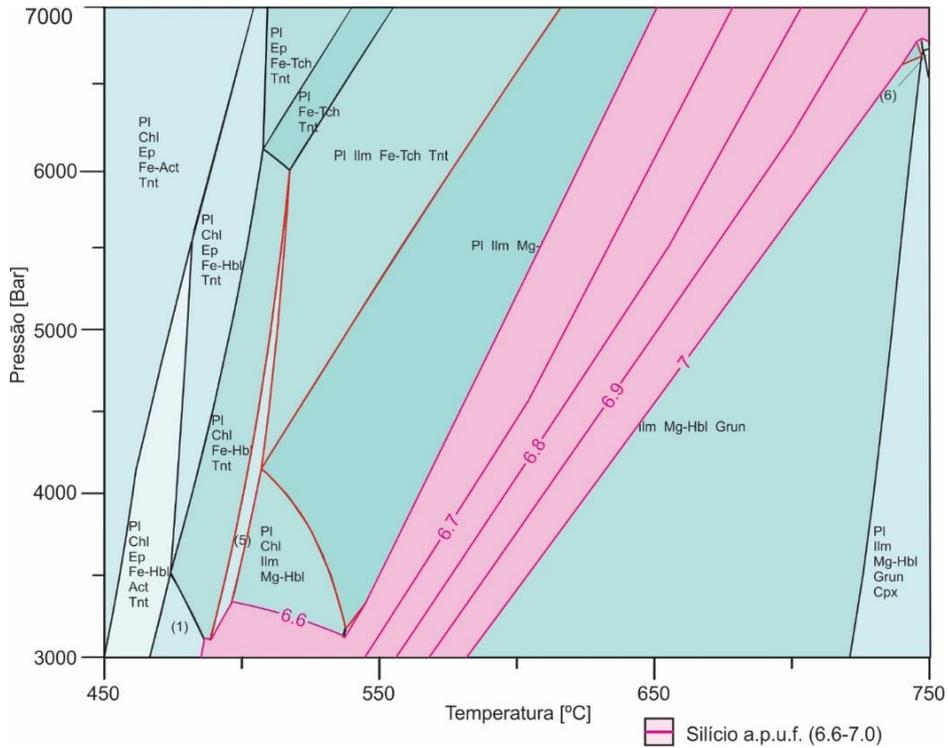
**Figura 6.2.1:** Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: – Pseudoseção evidenciando as assembléias minerais contidas no campo de estabilidade para o metamorfismo progressivo e pico metamórfico delineados em vermelho.



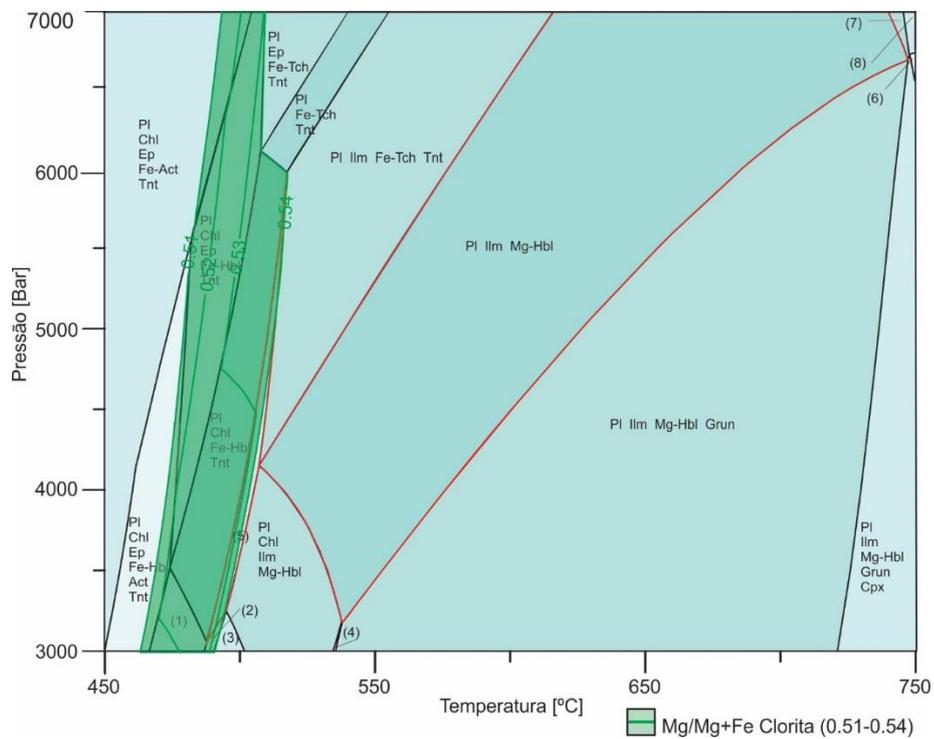
**Figura 6.2.2:** Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: – Pseudoseção evidenciando as assembléias minerais contidas no campo de estabilidade para o metamorfismo progressivo e pico metamórfico delineados em vermelho. A isolinha delineada em azul representa a porcentagem modal de plagioclásio 25%.



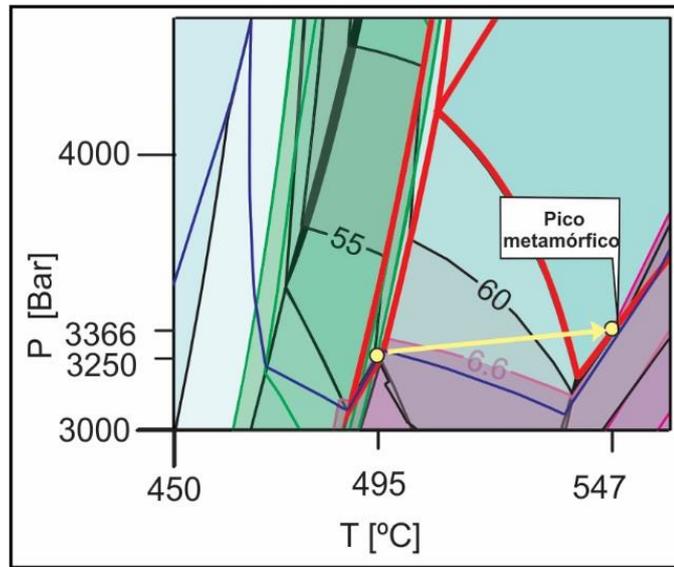
**Figura 6.2.3:** Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: – Pseudoseção evidenciando as assembléias minerais contidas no campo de estabilidade para o metamorfismo progressivo e pico metamórfico delineados em vermelho. A isolinha delineada em preto representa a porcentagem modal de anfibólio hornblenda entre 55-60%.



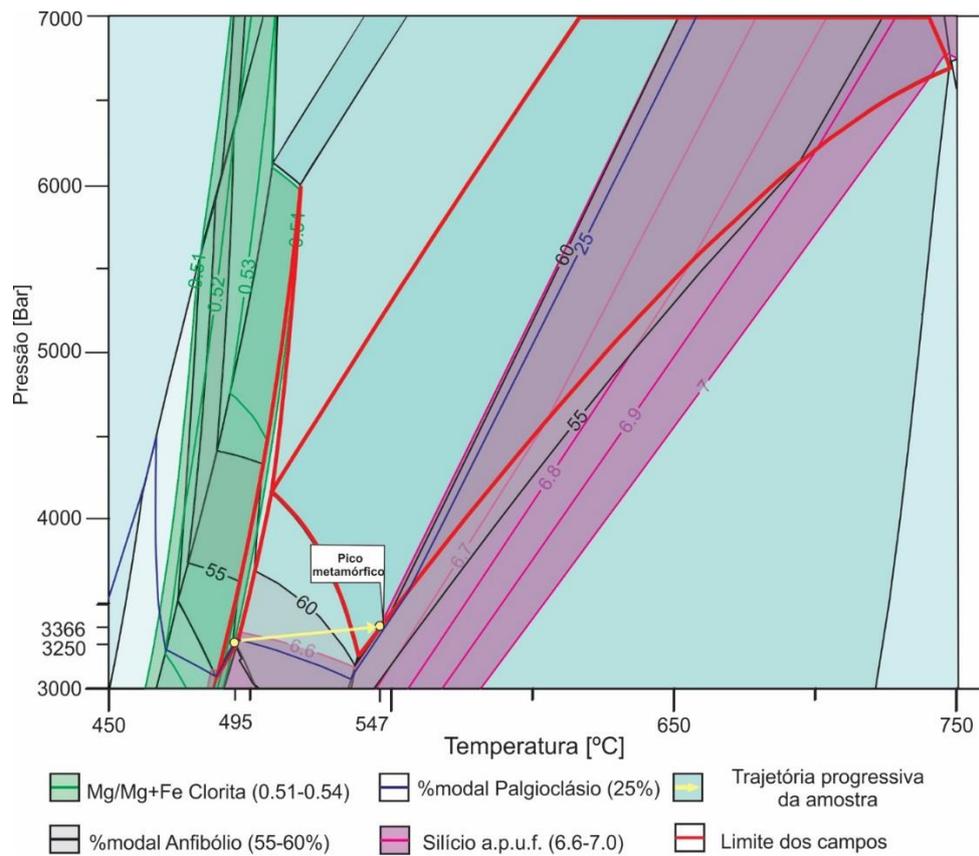
**Figura 6.2.4:** Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: – Pseudoseção evidenciando as assembléias minerais contidas no campo de estabilidade para o metamorfismo progressivo e pico metamórfico delineados em vermelho. A isopleta delineada em rosa representa a composição de Si (6.6-7.0 a.p.u.f.) encontrada no anfibólio.



**Figura 6.2.5:** Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: – Pseudoseção evidenciando as assembléias minerais contidas no campo de estabilidade para o metamorfismo progressivo e pico metamórfico delineados em vermelho. A isopleta delineada em verde representa as variações da composição de Mg-clorita (0.51-0.54).



**Figura 6.2.6:** Estimativa de pico de condições metamórficas e início do metamorfismo progressivo para a amostra LP9C. Todas as composições da hornblenda combinam com as outras sobreposições de composições minerais usada para calcular o sistema modelo.

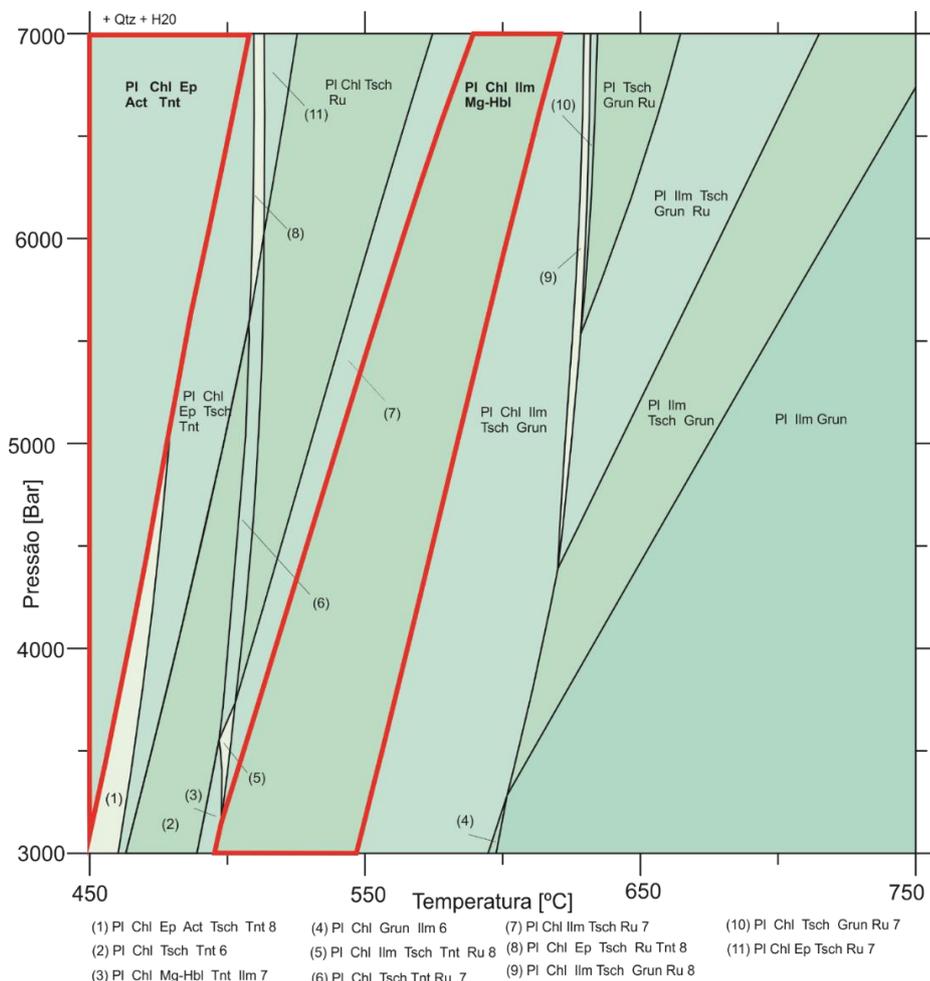


**Figura 6.2.7:** Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra LP9C: – Pseudoseção com campo de estabilidade para o metamorfismo progressivo e pico metamórfico delineados em vermelho e sobreposição de composições minerais para condições de ocorrência metamórfica P×T para o sistema modelo.

### Actinolita-Plagioclásio-Hornblenda Xisto - WL-154

As assembleias minerais observadas abaixo, delineadas em vermelho, referem-se aos campos de estabilidade (plagioclásio, actinolita, clorita, epidoto, titanita) para o metamorfismo progressivo e (plagioclásio, Mg-hornblenda, clorita, ilmenita), para o pico metamórfico (Figura 6.2.8).

Recomenda-se que seja feito, em ocasião posterior, a delimitação dos campos de estabilidade para uma maior precisão das condições de pressão e temperatura. Contudo, com esses dados já é possível observar na figura que: os campos de estabilidade indicam fácies xisto verde para o metamorfismo progressivo e fácies anfibolito para o pico metamórfico.

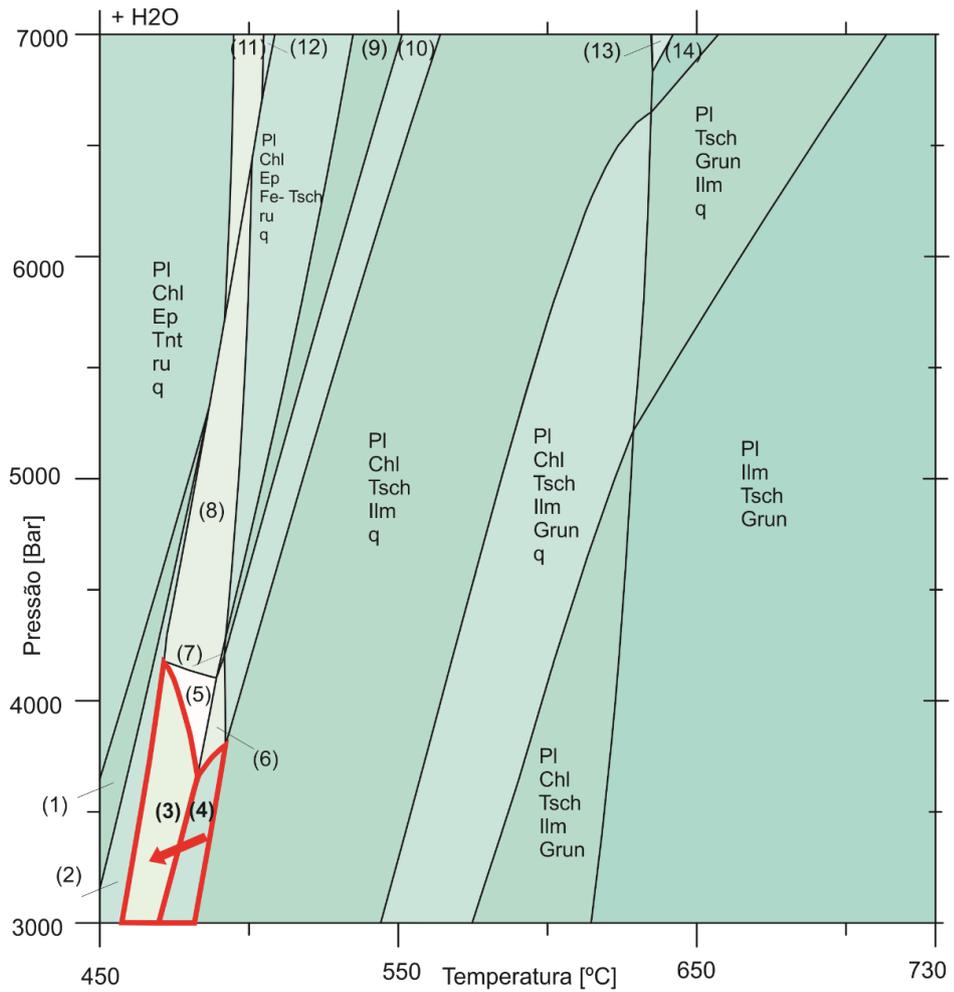


**Figura 6.2.8:** Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra WL 154: – Pseudoseção evidenciando as assembleias minerais contidas no campo de estabilidade para o metamorfismo progressivo e pico metamórfico delimitados em vermelho.

### **XISTO VERDE -WL-236**

As assembleias minerais observadas abaixo, delineadas em vermelho, referem-se aos campos de estabilidade (plagioclásio, clorita, tschermakita, titanita, ilmenita) e (plagioclásio, clorita, Fe-tschermakita, epidoto, titanita, ilmenita). Conforme podemos verificar na figura abaixo, a seta indica que houve retrometamorfismo. (Figura 6.2.9).

Pode-se verificar uma rocha mais cloritizada se comparada às análises das amostras anteriores. Apesar de não haver uma indicação precisa de condições de pressão e temperatura, é possível observar que os campos de estabilidade, com relação à amostra WL-154, possuem uma menor dimensão. Mediante esses dados, é possível já aferir que essa rocha ocorre com temperatura e pressão que evidencia um metamorfismo com pico na fácies xisto verde em um leve processo retrometamórfico.



- |                                   |                               |                                |
|-----------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|
| (1)Pl Chl Ep Tnt q                | (6)Pl Chl Tnt Tsch Ilm ru q   | (11)Pl Chl Ep Fe-Tsch Tnt ru q |
| (2)Pl Chl Ep Tnt Fe-Tsch q        | (7)Pl Chl Tnt Tsch ru q       | (12)Pl Chl Ep Fe-Tsch ru q     |
| (3)Pl Chl Ep Tnt Fe-Tsch Ilm q    | (8)Pl Chl Ep Tnt Fe-Tsch ru q | (13)Pl Fe-Tsch Ilm ru q        |
| (4)Pl Chl Tnt Tsch Ilm q          | (9)Pl Chl Tsch ru q           | (14)Pl Tsch Ilm q              |
| (5)Pl Chl Ep Tnt Fe-Tsch Ilm ru q | (10)Pl Chl Tsch Ilm ru q      |                                |

**Figura 6.2.9:** Conjunto de dados gerados a partir da modelagem metamórfica da amostra WL 236: – Pseudoseção evidenciando as assembléias minerais contidas nos campos de estabilidade e o retrometarmorfismo.



## CAPÍTULO 7

### DISCUSSÃO

---

A discussão está apresentada em função da descrição petrográfica de lâminas delgadas sob microscópio ótico, de amostras localizadas em diferentes localidades da região; em função da análise de química mineral a partir de MEV-EDS dessas amostras; em função da modelagem metamórfica a partir do programa Theriak- Domino (De Capitani & Petrakakis 2010). Os resultados das análises de dados direcionaram o foco para determinação e interpretação de texturas, microestruturas, fácies metamórficas, tipos morfológicos e avaliação de dimensão dos grãos, além da interpretação do contexto geológico metamórfico que a região foi submetida. Dessa forma, as características mineralógicas e a granulometria verificada, além da modelagem metamórfica permitiram a classificação da rocha, bem como sua fácies e condições de metamorfismo que ocorreram na região.

Com base nas proporções modais de minerais máficos, podemos reiterar que as rochas analisadas se referem às rochas metamórficas de protólito máficos. Isso já era esperado devido às características de mapeamento geológico regional e a partir de revisões bibliográficas prévias (e.g. Velásquez-David 2011).

Já com relação às texturas observadas nas lâminas delgadas, sob microscópio ótico, foi possível estabelecer diferenças quanto ao grau de cristalização, verificar a paragênese mineral e a partir de minerais índices, definir a fácies metamórfica dessas rochas. Sabe-se que o grau metamórfico aumenta de acordo com o aumento da granulação das rochas, logo podemos aferir já na descrição em escala microscópica petrográfica, que as rochas LP9C e WL154 possuem um grau metamórfico mais elevado do que a rocha WL -236, pois suas granulações são mais significativas e essa última, ainda apresenta grãos de plagioclásio euédricos, que seriam remanescentes da rocha ígnea original. Nesse sentido, já em primeiro momento, de acordo com minerais índices, como actinolita e hornblenda, as amostras LP-9C e WL-154, localizadas em porções *greestone* mais próximas à borda da unidade, foram classificadas como transição fácies xisto verde – anfíbolito. Para a amostra WL-236, localizada na porção mais central *do greenstone*, evidenciou-se a presença de clorita e actinolita marcando o pico metamórfico de fácies xisto verde e um posterior retrometamorfismo. Além disso, ainda cabe enfatizar que, nessa fase, foi verificado que a amostra LP9C possui hornblenda com textura helicítica e isso demonstra o crescimento dessa fase em um momento pós tectônico.

A química mineral para as amostras LP09C e WL 154 permite inferir, de acordo com a caracterização do metamorfismo, uma relação genética entre essas,. Isso porque é observado em suas estruturas parageneses minerais similares , além de um mesmo processo de variação composicional núcleo/borda nos minerais, permitindo sugerir que ambas estão sob mesmo processo, como foi verificado: metamorfismo progressivo em fácies xisto verde e de pico metamórfico em fácies anfíbolito.

Ou seja, através da variação composicional e análises de núcleos e bordas dos grãos, verificadas em diagrama, observa-se que as amostras LP-9C e WL-154 mostram o processo de aumento das condições térmicas, sendo que no caso da primeira isso é caracterizado pelo aumento da quantidade de Mg na hornblenda do núcleo para a borda e na segunda o processo dá pela transformação do anfibólio do tipo actinolita para Mg- hornblenda.

Com relação a modelagem metamórfica para a amostra LP9C, pode-se estabelecer duas associações minerais distintas: a primeira dada por plagioclásio, clorita, Fe-hornblenda, titanita e ilmenita ( fácies xisto verde) e a segunda dada por plagioclásio, Mg-hornblenda e ilmenita ( fácies anfibolito). A primeira associação representa uma assembleia mineral preservada durante o metamorfismo progressivo, que é evidenciado pelas variações composicionais dos plagioclásios, que mostram um aumento da quantidade do Ca do núcleo para a borda. Já a segunda associação mineral, caracteriza o pico do processo metamórfico, que com a geração de Mg- hornblenda indica condições de fácies anfibolito. Observa-se, a partir das análises, que ao longo da trajetória do metamorfismo progressivo para o pico metamórfico não houve mudanças significativas em termos de pressão. Logo, esse processo caracteriza-se por um aumento de temperatura à pressão aproximadamente constante. No metamorfismo progressivo as condições metamórficas verificadas foram  $T=495^{\circ}\text{C}$  e  $P\sim 3,3$  kbar. Já no pico do processo metamórfico foi aferido  $T=547^{\circ}\text{C}$  e  $P\sim 3,4$  kbar, reiterando a transição fácies xisto verde/ anfibolito.

No que tange à amostra WL-154, pode-se caracterizar duas associações minerais distintas: a primeira dada por plagioclásio, actinolita, clorita, epidoto, titanita ( típica de fácies xisto verde) e a segunda caracterizada por plagioclásio, Mg-hornblenda, clorita, ilmenita ( típica da fácies anfibolito). Ou seja, temos, portanto, uma transição de fácies xisto verde, no metamorfismo progressivo, para fácies anfibolito, no pico metamórfico. Além disso, para essa amostra, com relação às variações composicionais dos plagioclásios, em MEV-EDS, observa-se teores oligoclásio para porções no núcleo variando para andesina nas porções borda dos grãos, indicando que se trata também de um aumento de temperatura. As condições mais prováveis de temperatura para essa amostra está entre  $450^{\circ}\text{C}$  à  $500^{\circ}\text{C}$  para o metamorfismo progressivo e  $500^{\circ}\text{C}$  à  $560^{\circ}\text{C}$  para o pico do processo metamórfico.

Por fim, a amostra WL-236 denota também duas associações minerais, sendo a primeira do pico do processo metamórfico de fácies xisto verde, dada por plagioclásio, clorita, tschermakita, titanita, e ilmenita e a segunda evidenciando o retrometamorfismo na fácies xisto verde, caracterizada por plagioclásio, clorita, Fe- tschermakita, epidoto, titanita e ilmenita. Além disso, os campos que marcam a assembleia para essa rocha ocorrem em temperaturas menores e com menores valores de pressão se comparado aos resultados das outras amostras. Essas temperaturas ficam aproximadamente entre  $470^{\circ}\text{C}$  e  $480^{\circ}\text{C}$  para o pico do processo metamórfico e retrometamorfismo. Com isso, é possível já aferir que essa amostra tem sua ocorrência em fácies xisto verde. Nesse contexto, ainda cabe destacar o

fato dessa amostra estar situada em porções mais afastadas de corpos graníticos, de alto potássio de idade mais jovem, entre 2750 e 2700 Ma, Neoarqueano (Lana *et al.*, 2013), quando comparado as demais amostras. Isso pode justificar o motivo das condições de metamorfismo dessa amostra serem mais baixas que as rochas adjacentes a esses corpos graníticos. Sabe-se que a colocação dessas rochas ígneas se deu tardiamente e sua entrada na crosta pode ter aquecido as rochas ao seu redor. Com isso, as condições de fácies anfibolito encontradas para as amostras LP09C e WL 154 podem estar correlacionadas diretamente a um processo de metamorfismo de contato, gerado por esse aquecimento.

Mediante ao exposto, pode-se fazer uma breve comparação da compilação dos dados com o exposto por Farina *et al.* (2015) e Moreno *et al.* (2017): esses autores, em síntese, apontam que as rochas do embasamento deveriam ser separadas em um grupo de rochas médio, com afinidade tipo TTG, e um grupo de "alto-K", que inclui os granitóides potássicos mais jovens. Além disso, revelam, como expresso anteriormente, nos capítulos introdutórios, que existe um curto tempo de residência crustal de magmas produzindo granitóides ricos em K, no sudoeste da província Quadrilátero Ferrífero, expressando, portanto, um caráter juvenil desses magmas de alto K. Assim, pelas análises dos mapas, e em conjunto com os dados de química mineral e modelagem metamórfica é possível dizer que as atuais fácies metamórficas das amostras da região foram influenciadas por eventos mais jovens de acreção crustal no Neoarqueano (Lana *et al.*, 2013). Esses granitóides, se deram com eventos posteriores de elevação que ocorreram em fases pós tectônicas e, de fato, isso é corroborado pela textura helicítica na amostra LP09C, que pode ter sofrido interferência desse evento.



## CAPÍTULO 8

### CONCLUSÕES

---

Nas rochas estudadas, o metamorfismo, no que se refere ao seu regime bórico, é classificado como de pressão baixa compatível com o metamorfismo de contato ou metamorfismo regional do tipo Abukuma. O grau metamórfico, que evidencia condições de temperatura, varia no espaço da área estudada e foi classificado como de baixo grau, nas porções mais distantes dos corpos graníticos de alto potássio, chegando ao médio grau nas proximidades dessas rochas. Nos actinolita-plagioclásio-hornblenda xisto e nos plagioclásio-hornblenda xisto, as associações minerais do pico do processo metamórfico marcam condições de fácies anfíbolito (médio grau), evidenciadas pela presença da hornblenda. As condições de temperatura e pressão remontam valores de  $P = \sim 3,4$  kbar, e  $T = 495^{\circ}\text{C}$  e  $547^{\circ}\text{C}$ , respectivamente para o metamorfismo progressivo e pico do processo metamórfico. Nos xistos verdes, o pico do processo metamórfico não ultrapassa a fácies homônima e é caracterizado pela presença de um mineral típico dessas condições, a actinolita.

O controle espacial das condições metamórficas indicam que a acreção dos granitóides de alto potássio, representa um evento posterior à formação dessas rochas, tendo interferido nas condições de fácies metamórficas das rochas situadas em suas proximidades devido ao aquecimento que proporcionou a porção crustal adjacente.

Associação de retrometamorfismo foi somente encontrada no xisto verde e é caracterizada por plagioclásio, clorita, Fe-tschermakita, epidoto, titanita e ilmenita, que indicam um rebaixamento de temperatura pós pico metamórfico, dentro da fácies xisto verde. Já em outros litotipos verificam-se estágios pós metamórficos, associados a substituição mineralógica por minerais oriundos possivelmente de alteração hidrotermal.

Com base nisso, e diante das análises e considerações deste trabalho, presume-se que muitas das rochas metamáficas da região, frequentemente associadas a fácies xisto verde, podem ter atingido condições de fácies anfíbolito como pico metamórfico como consequência de eventos térmicos posteriores. Dessa forma, este trabalho propõe um possível aquecimento local gerado pelos granitóides potássicos mais recentes encontrados na borda do complexo Divinópolis.

Por fim, esse estudo sugere que a classificação frequente da região em fácies anfíbolito comumente encontradas em bibliografias, não devem ser extrapoladas para a região como um todo e sim apenas para condições específicas de ocorrência, como para os depósitos metalogênicos isolados na região. Isso porque, as condições metamórficas fácies anfíbolito encontradas na região do Depósito

de Turmalina, por Velásquez-David (2011), que justificam essa classificação, são de caráter local. Logo, levando-se isso em consideração e mediante a análise de dados deste trabalho, fica claro que a classificação mais ideal para a região ainda é em sua maioria fácies xisto verde. Sugere-se ainda que novas análises de modelagem metamórfica, para rochas máficas, sejam realizadas para complementar o estudo da região e, ainda, que em estudos posteriores seja analisado o metamorfismo de contato, o qual foi colocado como uma dentre as possíveis hipóteses que justificam as condições metamórficas encontradas para região.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim, F. F., & Marshak, S. 1998. Transamazonian orogeny in the Southern Sao Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90(1-2), 29-58.

Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa Soares A. C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neo-proterozoic assembly of Gondwana. *Prec. Res.*, 149:43-64.

Alkmim, F.F. História Geológica de Minas Gerais. Disponível em: <<http://recursomineralmg.codemge.com.br/wpcontent/uploads/2018/10/HistoriaGeologicadeMG.pdf>>. Acesso em: 07, julho de 2019.

Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, Beca, p. 17-35. ISBN: 8587256459.

Albert, C., Farina, F., Lana, C., Stevens, G., Storey, C., Gerdes, A., Dopico, C.M. 2016. Archeancrustal evolution in the Southern São Francisco craton, Brazil: Constraints from U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses. *Lithos* 266-267, 64-86.

Almeida F.F. m. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349-364.

Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, 17:1

Baars, F.; Rosière, C. A. 1997. Geological map of the Quadrilátero Ferrífero, in DeWitt, M.J., & Ashwal, L. A., eds. *Greenstone belts: Oxford Monographs on Geology and Geophysics Series*, Oxford University Press, p. 529-557.

Baltazar, O. F. & Silva, S. L. 1996. Projeto Rio das Velhas. Mapa geológico integrado do Supergrupo Rio das Velhas, em escala 1:100.000. DNPM/CPRM, Brasília.

Baltazar, O. F., & Zucchetti, M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 32(3-4), 471-499.

Barbosa J. S. F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Res.*, 133:1–27.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES J.H. (Org). 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM Serviço Geológico do Brasil, 692p.

Brando Soares, M., Corrêa Neto, A. V., Zeh, A., Cabral, A. R., Pereira, L. F., Prado, M. G. B. do, Schlichta, T. M. 2017. Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: Stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. *Precambrian Res.* 291, 17–41.

Carneiro M. A. 1992. O complexo metamórfico Bonfim setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. University of São Paulo, Brazil, PhD Thesis, 233p.

Corrêa-Neto A.V., Almeida A, M., Silva O.S. 2011. O cinturão metavulcanossedimentar Itaverava-Congonhas, uma entidade paleoproterozóica do sul do Quadrilátero Ferrífero (MG). *In: Simpósio de Geologia do Sudeste 12, Anais*. Nova Friburgo, RJ. Publicação em CD-ROM.

David, M. E. V., Tassinari, C. C. G., Munhá, J. M. U., Mateus, A., Chiquini, A. P., & Campos, W. F. 2010. Paleoproterozoic age of Turmalina gold deposit, Pitangui-MG. In *Proceedings*. Brasília: Instituto

de Geociências, Universidade de São Paulo. Recuperado de <https://repositorio.usp.br/directbitstream/e2eb070f-dd92-4b0b-bb14-c92435e9747e/1838273.pdf>

De Capitani C., & Petrakakis K. 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95: 1006–1016.

Dorr, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: U. S. Geological Survey Professional Paper 641-A, 110p.

J.F.A. Diener, R. Powell Revised activity – composition models for clinopyroxene and amphibole. *Journal of Metamorphic Geology*, 30 (2) (2012), pp. 131-142.

Farina, F., Albert, C., Lana, C. 2015. The Neoproterozoic transition between medium- and high- K granitoids: Clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). *Precambrian Res.* 266, 375–394.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13:7-27.

Hagemann, S.G., Cassidy K.F. 2000. Archean orogenic lode gold deposit. *Rev. Econ. Geol.*, 13:9-68.

Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. 2017. The São Francisco Craton and Its Margins. *In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). São Francisco craton, eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent.* Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 3-13. ISBN: 9783319017150, doi: 10.1007/978-3-319-01715-0\_1.

Holland, T.J.B., Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16:309–343.

Holland, T.J.B., Powell, R. 2003. Activity– composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145:492–501.

Ladeira E. A., Roeser H. M. P. Tobschal H. J. 1983. Evolução petrogenética do Cinturão de Rochas Verdes, Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Soc. Bras. Geol. Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 149-165.

Lana C., Alkmim F. F., Armstrong R., Scholz R., Romano R., Nalini Jr. H. A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Res.*,231:157–173.

Leake, B.E. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of The International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, v.61, p. 304,1997.

Lobato, L.M., Rodrigues, L.C.R., Vieira, F.W.R. 2001. Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineral. Deposita* 36, 249–277.

Machado, N.; Carneiro, M.A. 1992. U–Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern Sao Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 2341-2346.

Marinho, M.S.; Silva M.A.; Lombello J.C., Di Salvio L.P., Silva R.N., Féboli W.L., Brito D. C. 2018 Mapa Geológico Integrado do Sinclínrio Pitangui: Escala 1 :75.000. Projeto ARIM - Áreas de Relevante Interesse Mineral – Noroeste do Quadrilátero Ferrífero – CPRM.

Mahar, E.M., Baker, J.M., Powell, R., Holland, T.J.B., Howell, N. 1997. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 15:223–238.

Moreno, J.A., Baldim, M.R., Semprich, J., Oliveira, E.P., Verma, S.K., Teixeira, W. 2017. Geochronological and geochemical evidences for extension-related Neoproterozoic granitoids in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Res.* 294, 322–343.

Noce, C; Pedrosa-Soares, A.C.; Silva, L.C; Armstrong, R; Piuzana, D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research* 159: 60–78, 2007.

P.A.B. de Sampaio, A.V. Corrêa Neto, M. Brando Soares, F.E.A. Alves, W. Fabricio-Silva, V.D. Silveira, W. Gasparotto, The record of plume-arc interaction in the Southern São Francisco Craton – Insights from the Pitangui greenstone belt, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 116, 2022, 103857, ISSN 08959811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103857>.

Ribeiro-Rodrigues, L. C. 1998. Gold in Archaean banded iron formation of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - The Cuiabá Mine. Ph.D. Thesis, Aachen University of Technology. Augustinus Verlag, Aachener Geowissenschaftliche Beiträge, Band 27, 264 p.

Romano, A.W., Noce, C.M. 1995. Feições Estruturais do Lineamento Pitangui-Congonhas. *In SNET 5*. Gramado, 1995. *Anais*. Gramado, SBG: 76-77.

Romano, A.W., Bilal, E., Correa Neves, J.M., Giret, A., Moutte, J. 1995. O Complexo Granítico de Florestal-parte meridional do Cráton de São Francisco – primeiros dados petrográficos e geoquímicos. *In SIMP. GEOL. MG, 8*. Diamantina. 1995. Bol., Diamantina, SB. G/MG, 13:86-88

Romano, A.W.; Paiva, C.T. 1997. Evolução de eventos tectônicos, metamórficos e de alteração hidrotermal ao longo de uma zona de cisalhamento; exemplo do Lineamento Pitangui, parte meridional do Cráton do São Francisco, MG. *In Snet6*. Pirenópolis, 1997. *Anais...* Pirenópolis, SBG: 21-22.

Romano, A.W. 1996. Folha Pará de Minas 1:100.000 – Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM 059/PR/05-UFMG. 1996. (Relatório Final).

Romano, A. 2007. Programa Geologia do Brasil. Folha Pará de Minas, SE- 23-Z-CI. Escala 1:100.000, relatório final. UFMG - CPRM, Belo Horizonte. 72p.

Romano R., Lana C., Alkmim F. F., Stevens G., Armstrong R. 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, though a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Res.*, 224:143–159.

Santos, NOF, Ferreira, C., Soares, MB, Santos, KN da S., Faria, LR, Corrêa-Neto, AV, da-Silva, PHM e Mabub, ROA. 2019. Evidências de eventos oxigenação a partir da geoquímica de Formações Ferríferas Bandadas do *greenstone belt* pitangui (meso-neoarqueano), porção sul do Cráton São Francisco. *Geochimica Brasiliensis* . 33, 1 (fevereiro de 2019), 28. DOI: <https://doi.org/10.21715/GB2358-2812.2019331028>.

Schlichta, T. M. 2017. Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: Stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. *Precambrian Res.* 291, 17–41.

Schorscher, H.D., Carbonari, F.S., Polonia, J.C., Moreira, J.M.P. 1982. Quadrilátero Ferrífero — Minas Gerais State: Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks. *International Symposium on Archean and Early Proterozoic Crustal Evolution and Metallogensis — ISAP — Excursion Guide (Annex.)*. CPM-SME, Salvador, Bahia (46 pp.).

Simon, M.B., Marques Bongiolo, E., Ávila, C.A., Oliveira, E.P., Teixeira, W., Stohler, R.C., Soares de Oliveira, F.V. 2018. Neoproterozoic reworking of TTG-like crust in the southernmost portion of the São Francisco Craton: U-Pb zircon dating and geochemical evidence from the São Tiago Batholith. *Precambrian Res.* 314, 353-376.

Soares, B.M; Silva, W.F; Corrêa Neto, V.A. The development of a Meso- to Neoproterozoic rifting-convergence-collision-collapse cycle over an ancient thickened protocontinent in the south São Francisco craton, Brazil, *Gondwana Research*, Volume 77, 2020, Pages 40-66.

Teixeira W. & Figueiredo M. C. H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.*, 53:1–22.

Teixeira, W., Oliveira, E.P., Marques, L.S. 2017a. Nature and Evolution of the Archean crust of the São Francisco Craton. **In:** M. Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (eds.), 2017. São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent, p. 29-56, Springer.

Velasquez-David, M.E. 2011. Evolução Termocronológica e Metalogenética da Mineralização Aurífera do Depósito Turmalina, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 231.

VERMA, S. K. et al. Geochemistry of komatiites and basalts from the Rio das Velhas and Pitangui greenstone belts, São Francisco Craton, Brazil: Implications for the origin, evolution, and tectonic setting. *LITHOS*, v. 284–285, p. 560–577, 2017.

White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B. & Worley, B. A. 2000. The effect of TiO<sub>2</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 497–511.

White, R. W., Powell, R. & Clarke, G. L. 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 41–55.

White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25:511–527.

Zucchetti, M., Baltazar, O. F., Raposo, F. O. 1998. Estratigrafia. In: M. Zucchetti, O.F. Baltazar (Eds.), Projeto Rio das Velhas - Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000. 2nd ed.

Paula, S. D. 2022, Geotermobarometria de rochas metamáficas do Supergrupo Rio das Velhas...

Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, p. 13-42.

Zucchetti M., Lobato L. M. Baltazar O. F. 2000. Volcanic and volcanoclastic features in Archean rocks and their tectonic environment, Rio das Velhas *Greenstone Belt*, Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Rev. Bras. Geocienc.*, 30:388-392.

## **Apêndice**

A partir desse projeto foi apresentado um trabalho oral no Congresso Ibérico de Geoquímica. O congresso aconteceu na cidade de Évora – Portugal na data de 22 de setembro de 2019.