



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



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**MODELAGEM METAMÓRFICA DE ROCHAS DO COMPLEXO JUIZ DE FORA E DO  
GRUPO ANDRELÂNDIA, NA REGIÃO DE ABRE CAMPO E MANHUAÇU, MINAS  
GERAIS.**

**Milla Maia Bittencourt**

**MONOGRAFIA nº 433**

Ouro Preto, junho de 2022



**MODELAGEM METAMÓRFICA DE ROCHAS DO  
COMPLEXO JUIZ DE FORA E DO GRUPO ANDRELÂNDIA,  
NA REGIÃO DE ABRE CAMPO E MANHUAÇU, MINAS  
GERAIS**

---





## **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. Me. Edison Tazava



# **MONOGRAFIA**

**Nº 433**

## **MODELAGEM METAMÓRFICA DE ROCHAS DO COMPLEXO JUIZ DE FORA E DO GRUPO ANDRELÂNDIA, NA REGIÃO DE ABRE CAMPO E MANHUAÇU, MINAS GERAIS**

**Milla Maia Bittencourt**

*Orientadora*

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

*Co-Orientador*

**Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Junior**

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 2021/2.

**OURO PRETO**

**2022**

---

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>  
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>  
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>  
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita  
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais  
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Milla Maia Bittencourt

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do  
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

Bittencourt, Milla Maia

Modelagem Metamórfica de rochas do Complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia, na Região de Abre Campo e Manhuaçu, Minas Gerais / Bittencourt, Milla Maia - Ouro Preto: UFOP: 2022

Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia.

1. Modelagem. 2. Pseudosseção. 3. Complexo Juiz de Fora. 4. Grupo Andrelândia. I. Souza, Maria Eugênia Silva. II. Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. III. Modelagem Metamórfica de rochas do Complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia, na Região de Abre Campo e Manhuaçu, Minas Gerais

<http://www.sisbin.ufop.br>





## FOLHA DE APROVAÇÃO

**Milla Maia Bittencourt**

### **Modelagem metamórfica de rochas do Complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia, na região de Abre Campo e Manhuaçu, Minas Gerais**

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 20 de junho de 2022

#### Membros da banca

Doutora Maria Eugênia Silva de Souza - Orientadora (Departamento de Geologia - Universidade Federal de Ouro Preto)  
Doutor Edgar Batista de Medeiros Júnior - Co-orientador (Departamento de Solos - Universidade Federal de Viçosa)  
Doutora Cláudia dos Santos (Departamento de Geologia - Universidade Federal de Ouro Preto)  
Doutor Rodson de Abreu Marques (Departamento de Geologia - Universidade Federal de Ouro Preto)

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 21/06/2022.



Documento assinado eletronicamente por **Maria Eugênia Silva de Souza, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 22/06/2022, às 10:01, 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 **0348786** e o código CRC **E4CF09F3**.



## Agradecimentos

---

Agradeço aos meus pais, Regina e Daniel, meu alicerce, por todo amor, exemplo e incentivo. Aos meus irmãos, Melissa e Luís Otávio, pela amizade verdadeira e sincera e por todo apoio. Ao Filipe, pelo companheirismo, carinho e torcida. Aos meus primos e primas pela sintonia e amizade. Às minhas famílias, Maia e Bittencourt, pelo afeto e investimento.

Aos amigos, em especial àqueles que a Geologia me proporcionou durante esta caminhada. Ao 16.1 por todo aprendizado, trabalhos de campo, dias e noites de estudos e pelos rocks. Vocês são únicos.

À Sociedade Geofísica Aplicada (SGA) e ao UFOP SEG Student Chapter pelos ensinamentos e experiências que, de certo contribuíram para minha formação como geóloga.

A todos da Ferro+ Mineração que contribuíram de alguma forma para o meu crescimento pessoal e profissional.

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

Aos professores com quem pude aprender nessa jornada, em especial, ao Edgar e à Maria Eugênia, por todo auxílio, orientação e ensinamentos e principalmente por toda grandeza que representam para mim no âmbito pessoal e profissional.



# SUMÁRIO

---

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>viii</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>x</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>xii</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>xiv</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>xix</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	1
1.3 OBJETIVOS.....	2
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS .....	3
1.4.1 Revisão bibliográfica .....	3
1.4.2 Compilação de dados e Descrição Petrográfica.....	3
1.4.3 Modelagem Metamórfica.....	3
1.4.4 Elaboração da Monografia.....	4
<b>2 GRANULITOS: UMA BREVE REVISÃO</b> .....	<b>5</b>
2.1 INTRODUÇÃO.....	5
2.2 CARACTERÍSTICAS GERAIS .....	5
2.3 GEOTERMOBAROMETRIA DOS GRANULITOS.....	7
2.4 TRAJETÓRIAS P-T-t DE GRANULITOS .....	7
<b>3 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	<b>9</b>
3.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	9
3.1.1 O Orógeno Araçuai-Congo Ocidental e sua evolução tectônica.....	10
3.2 CONTEXTO REGIONAL .....	14
3.2.1 Complexo Juiz de Fora .....	14
3.2.2 Grupo Andrelândia.....	15
<b>4 PETROGRAFIA DOS GRANULITOS</b> .....	<b>17</b>
4.1 APRESENTAÇÃO .....	17
4.2 ENDERBITOS .....	17
4.3 GRANULITO MÁFICO .....	19
4.4 GRANULITO ALUMINOSO.....	20
<b>5 MODELAGEM METAMÓRFICA</b> .....	<b>23</b>
5.1 APRESENTAÇÃO .....	23
5.2 ENDERBITO .....	23

5.2.1	AC-07A .....	23
5.3	GRANULITO MÁFICO.....	26
5.3.1	AC-08A .....	26
5.4	GRANULITO ALUMINOSO .....	28
5.4.1	AC-09A .....	28
5.4.2	MAN-21A.....	31
6	DISCUSSÕES.....	33
6.1	METAMORFISMO DO COMPLEXO JUIZ DE FORA E GRUPO ANDRELÂNDIA..	33
7	CONCLUSÕES.....	37
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	40

## ÍNDICE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1</b> - Mapa de acesso à região de estudo .....	2
<b>Figura 3.1</b> - Mapa tectônico esquemático do Orógeno Araçuaí.....	10
<b>Figura 3.2</b> - Cartoon ilustrativo dos estágios de colisão e colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí .....	12
<b>Figura 3.3</b> - Sequência esquemática da geração de terrenos granulíticos .....	13
<b>Figura 3.4</b> - Mapa geológico simplificado da Folha Manhauçu e Folha Jequeri .....	16
<b>Figura 4.1</b> - Fotomicrografias de enderbite .....	18
<b>Figura 4.2</b> - Fotomicrografias de granulito aluminoso .....	20
<b>Figura 4.3</b> - Fotomicrografias de granulito máfico .....	22
<b>Figura 5.1</b> - Binário de água de enderbite (AC-07A) no sistema CNKFMASHTO .....	24
<b>Figura 5.2</b> - Pseudosseções P-T calculadas para enderbite (AC-07A).....	25
<b>Figura 5.3</b> - Binário de água de granulito máfico (AC-08A) no sistema CNKFMASHTO .....	26
<b>Figura 5.4</b> - Pseudosseções P-T calculadas para granulito máfico (AC-08A).....	27
<b>Figura 5.5</b> - Binário de água de granulito aluminoso (AC-09C) no sistema CNKFMASHTO .....	28
<b>Figura 5.6</b> - Pseudosseções P-T calculadas para granulito aluminoso (AC-09C).....	30
<b>Figura 5.7</b> - Binário de água de granulito aluminoso (MAN-21A) no sistema CNKFMASHTO .....	31
<b>Figura 5.8</b> - Pseudosseções P-T calculadas para granulito aluminoso (MAN-21A).....	32

## ÍNDICE DE QUADROS

---

<b>Quadro 2.1</b> - Associações minerais diagnósticas da fácies granulito.....	06
<b>Quadro 4.1</b> - Proporções modais dos minerais das lâminas estudadas.....	17





## Resumo

---

Expressão da Zona de Sutura do Orógeno Araçuai, a Zona de Cisalhamento de Abre Campo intercala tectonicamente granulitos máficos, granulitos félsicos e enderbitos do Complexo Juiz de Fora, e granulitos aluminosos do Grupo Andrelândia, na região de Abre Campo e Manhuaçu, Minas Gerais. O presente trabalho teve como objetivo estudar as condições metamórficas atingidas pelos litotipos supracitados na região de sutura e para tanto, foi realizada a caracterização petrográfica e de microestruturas para definição da associação mineral presente no pico do processo metamórfico. Para o desenvolvimento da modelagem metamórfica foram utilizados dados de química de rocha total e de química mineral compilados de Medeiros-Junior (2016) e, para a construção das pseudosseções, foi utilizado o *software* Theriak-Domino. O modelamento metamórfico foi realizado no sistema CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-FeO-Mg-O-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-O<sub>2</sub> (CNKFMASHTO) para ambos os litotipos. O enderbito (AC-07A) apresenta paragênese mineral principal marcada por quartzo + plagioclásio + biotita ± granada + ortopiroxênio ± ilmenita, cujas condições alcançadas pelo pico foram estimadas entre 790 e 860°C e pressões mínimas de 4 kbar. O granulito máfico (AC-08A) possui paragênese principal definida por plagioclásio + clinopiroxênio + ortopiroxênio + feldspato potássico + biotita + quartzo ± ilmenita, cujas condições de temperatura e pressão mínimas do pico são 840°C e 4,5 kbar. O granulito aluminoso coletado em Abre Campo-MG (AC-09C) possui paragênese formada por quartzo + plagioclásio + granada + biotita e as condições alcançadas pelo pico foram estimadas entre 820° e 870°C e pressões mínimas de 7,5 kbar. O granulito aluminoso coletado em Manhuaçu-MG (MAN-21A) é formado por quartzo + plagioclásio + feldspato potássico + granada + biotita, com temperatura e pressão para o pico estimadas entre 795° e 840°C e 7,6 e 10,0 kbar. Não foi possível estabelecer a trajetória retrometamórfica do processo que afetou essas rochas e os dados geotermobarométricos obtidos não são conclusivos, no entanto, sugere-se que a Zona de Cisalhamento de Abre Campo pode ter funcionado como um mecanismo de descompressão que auxiliou na exumação dos granulitos do Complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia na região.

**Palavras chave:** Complexo Juiz de Fora, Grupo Andrelândia, Enderbito, Granulito Máfico, Granulito Aluminoso, Pseudosseção, Zona de Cisalhamento Abre-Campo.





# CAPITULO 1

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1 APRESENTAÇÃO

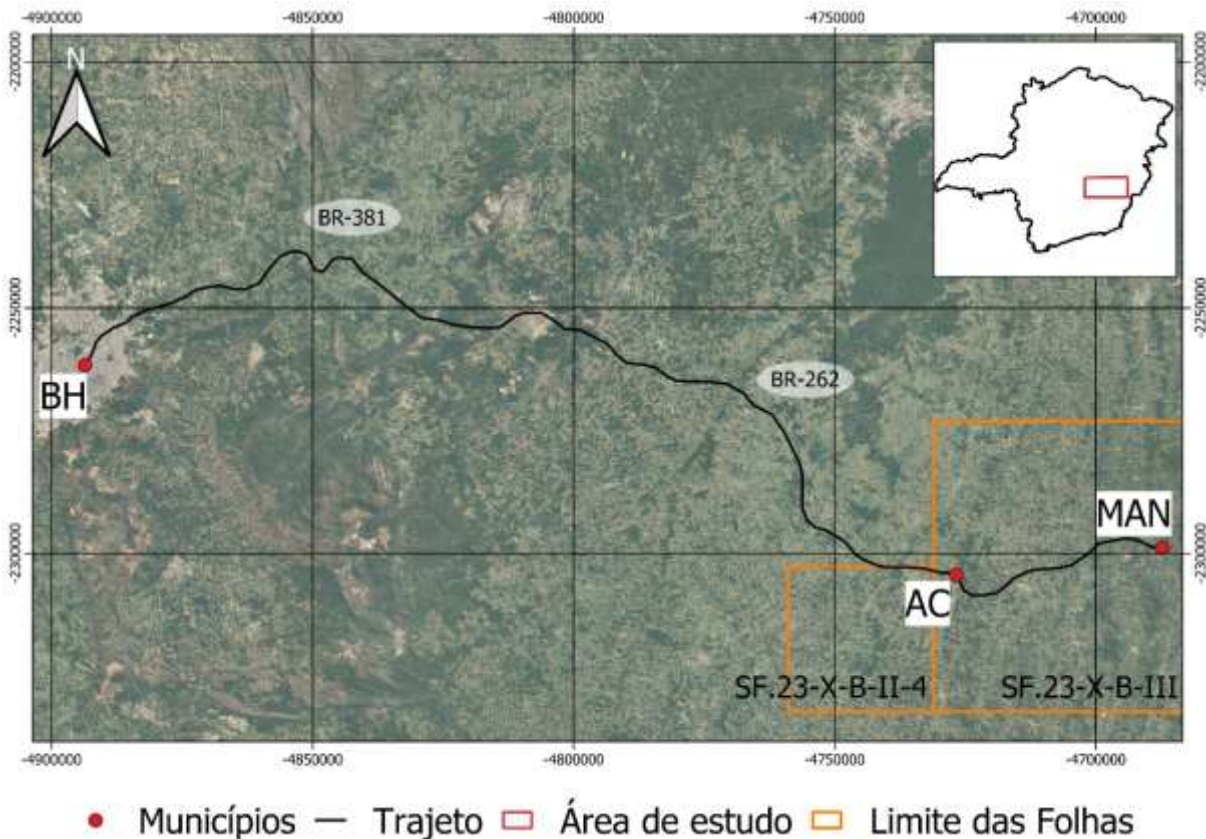
A região estudada está situada no contexto do núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí, mais especificamente, nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Abre Campo (Noce *et al.* 2007a), entendida como a estrutura que marca a sutura deste orógeno. Na região ocorrem rochas do Complexo Juiz de Fora e granulitos aluminosos correlacionados por Heilbron *et al.* (1995) e Noce *et al.* (2007a) ao Grupo Andrelândia. Para Heilbron *et al.* (1995), Heilbron *et al.* (2003) e Heilbron *et al.* (2004) o Complexo Juiz de Fora pode ser definido como uma unidade composta por granulitos ortoderivados que se apresentam variavelmente retrometamorfizados e intercalados tectonicamente a sequências metassedimentares associadas ao Grupo Andrelândia. Segundo Heilbron *et al.* (2010) as rochas do Complexo Juiz de Fora fornecem idades entre 2200 e 1970 Ma para cristalização e entre 604 e 570 Ma para um dos processos metamórficos. Os dados obtidos por Noce *et al.* (2007b) confirmam essas idades e sugerem um metamorfismo contemporâneo à cristalização. Os estudos geotermobarométricos existentes (e.g. Schultz-Kuhnt, 1985; Duarte, 1998; Medeiros-Júnior *et al.* 2017) indicam que o pico do processo metamórfico de fácies granulito que afetou essas rochas é caracterizado por temperaturas entre 700° e 900°C e pressões entre 6 e 10 kbar. Entretanto, nenhum dos estudos geotermobarométricos realizados obtiveram informações suficientes para caracterizar a história retrometamórfica do Complexo Juiz de Fora e Grupo Andrelândia na região. Com isso, Medeiros-Júnior *et al.* (2017) propuseram associar, de maneira bastante simplificada, a exumação dessas unidades ao conjunto de zonas de cisalhamentos originadas durante o colapso do Orógeno Araçuaí no final do ciclo brasileiro.

O estudo de modelagem metamórfica por meio da utilização de pseudosseções permite investigar as condições de pressão e temperatura do processo metamórfico que gerou uma determinada rocha. Portanto, trata-se de um método interessante para se obter as condições do pico do metamorfismo progressivo bem como a história retrometamórfica. Com isso, esse tipo de estudo pode auxiliar a um melhor entendimento da gênese dessas rochas, bem como das características do seu processo de exumação na região da Zona de Cisalhamento de Abre-Campo.

### 1.2 LOCALIZAÇÃO

A área estudada está localizada nos arredores dos municípios de Abre Campo e Manhuaçu, mesorregião da Zona da Mata no estado de Minas Gerais. Para acessar a região em questão a partir de

Belo Horizonte-MG é necessário seguir pela rodovia BR-381 e BR-262 no sentido Vitória-ES, até o trevo de Abre Campo e em seguida, até Manhuaçu (Fig. 1.1).



**Figura 1.1** - Mapa de acesso às cidades de Abre Campo e Manhuaçu, Minas Gerais, a partir de Belo Horizonte. Folha Manhuaçu (SF.23-X-B-III) e Folha Jequeri (SF.23-X-B-II-4) em destaque.

### 1.3 OBJETIVOS

Tem-se como objetivo geral do trabalho a realização do estudo metamórfico de rochas orto- e paraderivadas que se apresentam tectonicamente intercaladas e são encontradas na região da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, região sudeste de Minas Gerais. Com isso, visou-se contribuir para um melhor entendimento das condições de pressão e temperatura a que essas rochas foram submetidas durante o metamorfismo que as geraram.

Entre os objetivos específicos destacam-se:

- Identificação e descrição de fases minerais, determinação das paragêneses, bem como a caracterização das microestruturas encontradas nos litotipos;
- Estudo de modelagem metamórfica por meio da construção de pseudosseções.

## **1.4 MATERIAIS E MÉTODOS**

A metodologia do trabalho foi desenvolvida em quatro etapas distintas: levantamento bibliográfico, trabalhos de laboratório junto à compilação de dados de química mineral e de rocha total disponíveis, modelagem metamórfica e tratamento dos dados.

### **1.4.1 Revisão bibliográfica**

O levantamento bibliográfico teve como enfoque a compilação de dados de geologia regional do Complexo Juiz de Fora e Grupo Andrelândia, bem como o contexto geotectônico em que estas unidades estão inseridas. Além disso, foi feito um estudo sobre rochas de fácies granulito, suas condições metamórficas de formação e seu significado geotectônico, variedades litológicas e paragêneses diagnósticas de fácies metamórficas. Nesta etapa também foram feitos estudos sobre o software Theriak-Domino a fim de utilizá-lo na modelagem metamórfica para a construção de pseudosseções.

### **1.4.2 Compilação de dados e Descrição Petrográfica**

Durante esta etapa foi realizado o levantamento de dados de química mineral com base em análises disponibilizadas por Medeiros-Júnior (2016) para fins de utilização na construção de isolinhas nas pseudosseções. Além destes também foram compilados dados de campo e química de rocha total. As lâminas delgadas de rocha utilizadas no presente trabalho pertencem ao acervo do autor supracitado e, ao toda, foram descritas nove lâminas delgadas: duas amostras de enderbite, duas amostras de granulito máfico e cinco amostras de granulito aluminoso. A descrição mineralógica e microestrutural desses litotipos é fundamental para o estudo petrogenético das rochas de interesse na zona de sutura. Para isso, foi utilizado um microscópio óptico de luz polarizada e transmitida situado no laboratório de microscopia do DEGEO/UFOP.

### **1.4.3 Modelagem Metamórfica**

A modelagem foi realizada no sistema químico CaO-Na<sub>2</sub>O-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>-O<sub>2</sub> (CNKFMASHTO) para uma amostra de enderbite, AC-07A, dos arredores de Abre Campo, uma amostra de granulito máfico, AC-08A, também dos arredores de Abre Campo e duas amostras de granulito aluminoso, AC-09C dos arredores de Abre Campo e MAN-21A dos arredores de Manhauçu. Utilizou-se o programa Theriak-Domino (De Capitani & Petrakakis 2010) e o banco de dados termodinâmicos de Holland & Powell (1998). A quantidade de H<sub>2</sub>O foi calculada com base em binário T-X, com pressão de 6 kbar constante, com base no método de White *et al.* (2001). Foram utilizadas as

relações a-x de White *et al.* (2007) para o fundido silicoso, granada e biotita, além da fase líquida; White *et al.* (2000) para ilmenita; White *et al.* (2002) para ortopiroxênio; Holland & Powell (2003) para feldspatos; Holland & Powell (1998) para cordierita; Coggon & Holland (2002) para mica branca; para o granulito máfico, ainda, Green *et al.* (2007) para o clinopiroxênio; Diener & Powell (2012) para clinoanfíbólio. As abreviações minerais utilizadas nos digramas das pseudosseções são: bt – biotita, crd – cordierita, cpx – clinopiroxênio, grt – granada, hbl – hornblenda, ilm – ilmenita, kfs – k-feldspato, ky – cianita, lq – líquido, mt – muscovita, opx – ortopiroxênio, pl – plagioclásio, qz – quartzo, rt – rutilo, sill - sillimanita e H<sub>2</sub>O – água líquida (Whitney & Evans, 2010).

Os dados de química de rochas total de Medeiros-Júnior (2016), obtidos por Fluorescência de Raios X, foram utilizados nos estudos das condições termobarométricas das rochas.

#### **1.4.4 Elaboração da Monografia**

Por fim, os dados obtidos pelos estudos petrográficos e de modelagem metamórfica foram analisados, tratados e interpretados a fim de obter as condições de temperatura e pressão a que as rochas do Complexo Juiz de Fora e Grupo Andrelândia foram submetidas durante o processo metamórfico que as originou dentro do contexto geotectônico da Zona de Cisalhamento de Abre-Campo e assim, elaborar a monografia, seguindo as normas pre-estabelecidas para o Trabalho de Conclusão de Curso.



## CAPÍTULO 2

### GRANULITOS: UMA BREVE REVISÃO

---

#### 2.1 INTRODUÇÃO

Introduzido na geologia por Weiss (1803 *in* Moraes *et al.* 2004), o termo granulito inicialmente foi designado para se referir a rochas granulares de composição quartzo-feldspática em maciços encontrados na Europa Central e, posteriormente, sendo estendido a rochas de alto grau de granulação fina. Em 1921, com a introdução do princípio de fácies metamórfica por Eskola (*in* Coutinho *et al.* 2007), o termo granulito foi proposto para todas as rochas metamorfizadas na fácies homônima, incluindo rochas de composição intermediária a básica. Atualmente, a IUGS (*International Union of Geological Sciences*) através da SCMR (*Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*) recomenda que a nomenclatura granulito deve ser de acordo com sua composição mineral e características macroscópicas, de modo que os termos granulito máfico e granulito félsico são empregados para designar granulitos de composição básica (mais de 30% de minerais máficos, predominantemente piroxênio) e quartzo-feldspática (com menos de 30% de minerais máficos), respectivamente. Os litotipos ultramáficos de fácies granulito não devem ser denominados de granulitos (Coutinho *et al.* 2007 *in* Fettes & Desmons 2007).

#### 2.2 CARACTERÍSTICAS GERAIS

Embora tenham sido descritas em ocorrências mais recentes, as rochas de fácies granulito são típicas de terrenos pré-cambrianos, sendo, segundo Harley (1989), à intensidade de metamorfismo associada à maioria, senão a todos os episódios de formação e retrabalhamento da crosta continental.

Os terrenos granulíticos são frequentemente limitados por discordâncias ou falhas e estes raramente apresentam evidências de metamorfismo progressivo de anfibólitos para granulitos. Em casos em que rochas de fácies anfibolito ocorrem com rochas de fácies granulito, a presença dos anfibólitos se faz decorrente de eventos retrometamórficos (Best 2003; Yardley 2004). Esses terrenos são constituídos por mais de um litotipo de alto grau, com rochas ortoderivadas (máficas e félsicas) e paraderivadas.

Os granulitos podem ocorrer em diversas dimensões de escala, seja como cinturões regionais pré-cambrianos de centenas a milhares de quilômetros de extensão, como fragmentos expostos em cadeias de montanhas jovens ou como xenólitos carregados por magmas basálticos e kimberlíticos (Harley 1989).

A maioria dos granulitos possuem paragêneses minerais geralmente anidras que se equilibram em um amplo intervalo de condições termodinâmicas de mais altas temperaturas, uma vez que se formam em um intervalo de temperatura entre 700-850°C - com registros de formação em temperaturas de até 1050°C - e pressões entre 5 e 15 kbar, entre 20-45 quilômetros de profundidade (Harley 1989; Best 2003; Yardley 2004).

As paragêneses diagnósticas da fácies granulito são definidas de acordo com seu respectivo protólito: rochas de composição quartzo-feldspáticas são marcadas pela formação de ortopiroxênio e feldspato alcalino em detrimento de biotita (Best 2003), enquanto em rochas máficas, o limite entre as fácies anfibolito e granulito é definido pela formação dos piroxênios às custas da hornblenda (Bucher & Frey 1994). Em metapelitos, esta transição é marcada pelo desaparecimento da moscovita (Winkler 1979).

Em razão da grande variação de pressão da fácies granulito, as paragêneses diagnósticas podem apresentar uma série de diferenças que, como proposto por Green & Ringwood (1967 *in* Yardley 2004), motivam a divisão dessa fácies em baixa, média e alta pressão (Tabela 2.1). Além disso, é importante ressaltar que a gênese dos granulitos, desde 1973, vem sendo associada a processos anatéticos (*e.g.* Fyfe 1973; Powell 1983; Moraes *et al.* 2002; White & Powell 2002, 2010), uma vez que dependem de baixa atividade de água (H<sub>2</sub>O) decorrentes de fatores como reações de desidratação, extração de fusões parciais hidratadas, além da infiltração de fluidos ricos em CO<sub>2</sub>, diluindo a concentração de H<sub>2</sub>O e a escassez de H<sub>2</sub>O nos protólitos (Best 2003; Yardley 2004).

**Quadro 2.1** – Associações minerais diagnósticas da fácies granulito segundo Green & Ringwood 1967 (Yardley 2004).

<b>Pressão</b>	<b>Rochas metabásicas</b>	<b>Rochas metapelíticas</b>
Baixa P	Ortopiroxênio + Clinopiroxênio + Plagioclásio ± Olivina ± Hornblenda	Cordierita ± Granada ± Hiperstênio
Média P	Granada + Clinopiroxênio + Ortopiroxênio + Plagioclásio ± Hornblenda	Cordierita + Granada + K-Feldspato + Sillimanita
Alta P	Granada + Clinopiroxênio + Quartzo + Plagioclásio ± Hornblenda	Cianita + K-Feldspato Hiperstênio, Safirina + Quartzo

### **2.3 GEOTERMOBAROMETRIA DOS GRANULITOS**

A fim de se determinar as respectivas condições de temperatura (T) e pressão (P) sob as quais uma determinada paragênese mineral foi formada, utiliza-se a técnica da geotermobarometria.

Por comumente possuírem piroxênio e granada em sua assembleia mineral, os granulitos mostram-se extremamente favoráveis aos estudos geotermobarométricos, uma vez que estes minerais possuem extenso número de estudos experimentais para a aplicação como geotermobarômetros.

Harley (1989) destaca, em contrapartida, que algumas reações e associações minerais diagnósticas da fácies granulito tendem a fornecer informações importantes sobre as condições de temperatura e pressão, independentemente dos resultados da geotermobarometria. Atualmente utiliza-se predominantemente a geotermobarometria otimizada (Powell & Holland 1988), na qual faz-se uso da química mineral dos minerais que compõem a associação mineral principal da rocha, que se encontra em equilíbrio textural, além de bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes, armazenados no software Theriak Domino (De Capitani & Petrakakis 2010). Como algumas fases minerais dessas associações podem ser mais ou menos afetadas pelo retrometamorfismo, é possível que os resultados obtidos não sejam muito conclusivos. No caso da modelagem metamórfica, a química da rocha é utilizada e o resultado é uma grade petrogenética específica, baseada na composição do litotipo estudado. Com base nos campos de estabilidade, pode-se ter as condições termobarométricas do pico bem como do retrometamorfismo (Bucher & Frey 1994). Neste estudo, as condições P-T também são calculadas a partir de bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes utilizados nos estudos de geotermobarometria otimizada.

### **2.4 TRAJETÓRIAS P-T-t DE GRANULITOS**

De modo a definir uma sequência de condições de pressão e temperatura experimentadas por uma rocha ao longo do tempo, determina-se uma trajetória P-T-t (Pressão-Temperatura-tempo) através da aplicação de métodos como a geotermobarometria, estudos de equilíbrio de fases e das grades petrogenéticas e a geocronologia (Spear 1992; Best 2003). Essa trajetória faz-se de extrema importância em terrenos granulíticos, pois fornece informações únicas quanto à evolução tectônica e termal da crosta inferior (Spear 1992).

De acordo com Harley (1989), apesar dos terrenos granulíticos preservarem uma diversidade significativa de trajetórias P-T-t, os processos tectônicos envolvidos em sua gênese são inferidos, a partir, unicamente, do segmento pós-pico metamórfico, uma vez que suas interpretações não são simples, devido às altas taxas de difusão que prejudicam a preservação do pico metamórfico e do segmento ascendente da trajetória.

Em terrenos granulíticos, são definidos, segundo Harley (1989), dois tipos principais de trajetórias P-T-t, subsequentes ao pico termal: a trajetória de descompressão aproximadamente isotérmica (ITD – *Near-Isothermal Descompression*) e a trajetória de resfriamento aproximadamente isobárico (IBC – *Near-Isobaric Cooling*). Com base em estudos geotermobarométricos e da evolução das associações minerais e suas relações texturais, a distinção entre ambas as trajetórias é de ampla importância, pois cada uma delas implica em diferentes cenários tectônicos para a origem dos granulitos (Spear 1992).

As trajetórias IBC são registradas tipicamente em ambientes relacionados à produção ou retenção de anomalias térmicas em crostas com 25-40 km de espessura, a exemplo de ambientes distensionais acompanhados de volumosa acreção magmática. Estes granulitos são formados em níveis medianos (4-7 kbar) a profundos (7-10 kbar) da crosta, com temperaturas variando entre 750°C a 900°C. O resfriamento isobárico geralmente envolve uma queda de pressão com gradientes  $dP/dT$  típicos de 0,3-0,5 kbar/100°C. Segundo Harley (1989), as trajetórias IBC também podem resultar de relaxamento termal provenientes de erosão, sem ligação alguma a mecanismos tectônicos.

Já as trajetórias ITD são registradas em granulitos formados em estágios finais da evolução termal de crosta continental espessada por colisão, tendo como importante fonte extra de calor a adição de magmas derivados do manto. Este processo, geralmente, é acompanhado do adelgaçamento da crosta por denudação erosiva ou tectônica. Estas trajetórias são caracterizadas por resfriamentos de 50 a 100°C concomitantes com descompressões de 2 a 10 kbar e gradientes  $dP/dT$  entre 2,4-3 kbar/100°C. São típicas de granulitos metamorfizados entre 700-850°C e 6-9 kbar, mas também podem estar associadas a granulitos formados na base de crosta espessada (Harley 1989).

Muitos granulitos com trajetórias IBC e ITD ainda não expostos, residem na crosta média e inferior e, a eventual exumação destes terrenos ainda não expostos, depende da sua incorporação em eventos tectônicos e magmáticos tardios (Ellis 1987; Harley 1989).

#### 3.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

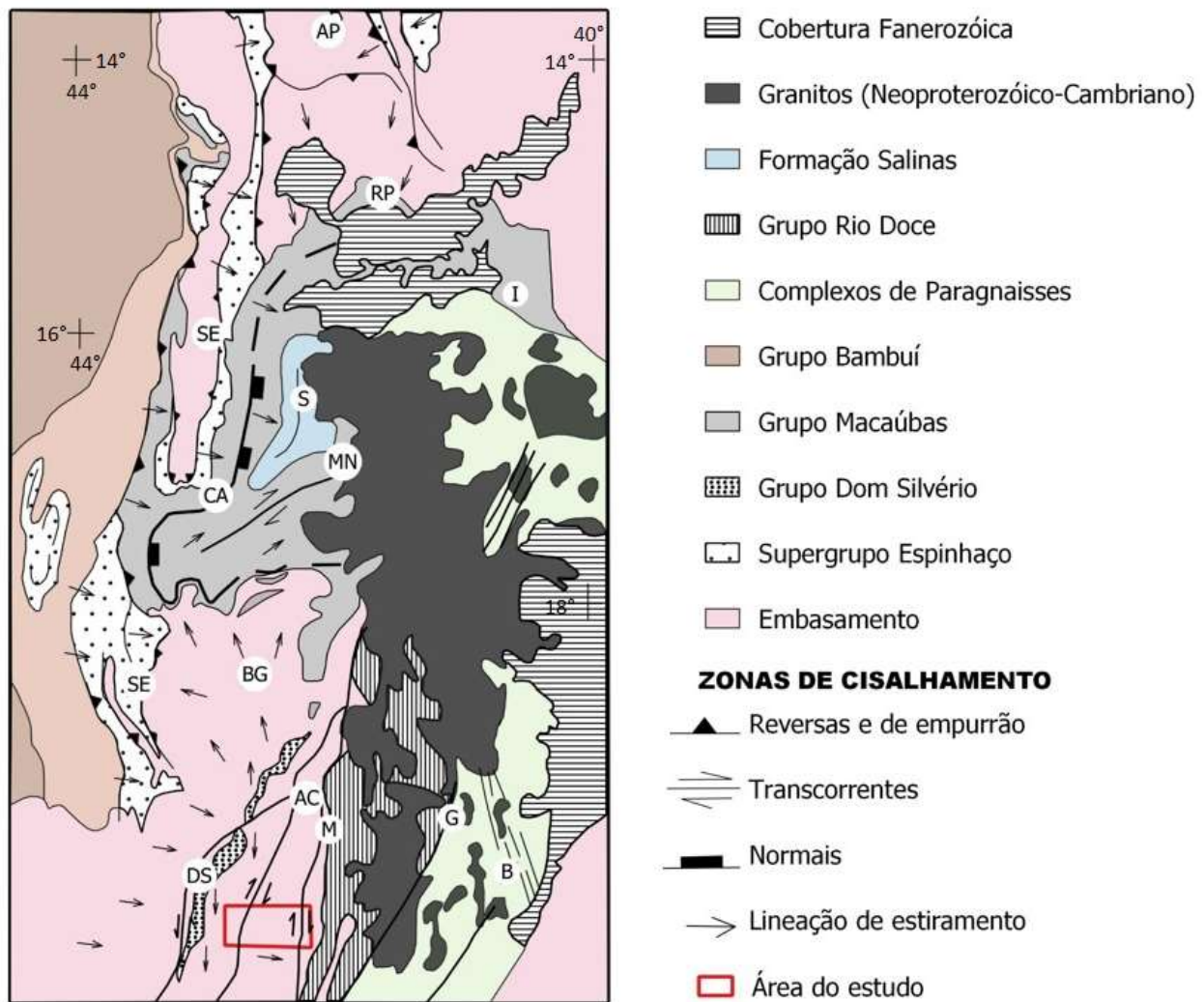
A área estudada está inserida na porção sudeste da Faixa Araçuaí (Figura 3.1) que, como definido por Almeida (1977), trata-se de um cinturão de dobramentos e cavalgamentos brasileiros que limita o Cráton São Francisco pelo sudeste e sul, fazendo parte do domínio externo do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, sistema orogênico brasileiro-panafricano.

Abrangendo a Faixa Oeste-Congolesa no continente Africano e a Faixa Araçuaí no Brasil (Alkmim *et al.* 2007), seu arcabouço estrutural pode ser dividido em dez compartimentos tectônicos (Figura 3.1), de acordo com o conhecimento disponível hoje quanto orientação espacial, significado cinemático e história de nucleação das estruturas dominantes (Alkmim *et al.* 2006). Nove destes dez compartimentos tectônicos são compreendidos pelo território brasileiro, totalizando 65% da área do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.

Dividido em dois domínios pela Zona de Cisalhamento de Abre Campo, o Orógeno Araçuaí compreende a leste, no seu domínio interno, o núcleo cristalino, um compartimento complexo, caracterizado por condições metamórficas de fácies anfíbolito superior a granulito. Seu embasamento é de idade paleoproterozóica, representado pelo Complexo Juiz de Fora. Além disso, fazem-se presentes suítes graníticas pré- a pós-colisionais, provenientes especialmente da fusão crustal durante estágio colisional, bem como seqüências metavulcanossedimentares e metassedimentares correspondentes ao Grupo Rio Doce (Alkmim *et al.* 2007).

O domínio a oeste correlacionado a Faixa Araçuaí, denominado domínio externo, compreende rochas de fácies xisto-verde a anfíbolito. Seu embasamento, também de idade paleoproterozóica, é representado por unidades supracrustais relacionadas ao Grupo Dom Silvério (Peres *et al.* 2004) e pelo Complexo Mantiqueira, este último constituído majoritariamente por ortognaisses de fácies anfíbolito (Noce *et al.* 2007b), além de terrenos granulíticos aflorantes entre os municípios de Mariana e Abre Campo, denominados Complexo Acaiaca (Jordt-Evangelista 1984, 1985; Jordt-Evangelista & Muller 1986a, 1986b; Medeiros-Júnior 2009; Medeiros-Júnior & Jordt-Evangelista 2010) e o Granulito Pedra Dourada (Brandalise 1991; Jordt-Evangelista 1996; Peres 2000; Marinho 2014).

Os granulitos associados ao Complexo Juiz de Fora, bem como os associados ao Grupo Andrelândia, compreendem o objetivo de investigação da presente pesquisa.



**Figura 3.1** – Mapa tectônico esquemático do Orógeno Araçuaí, enfatizando seus compartimentos e zonas de cisalhamento com a área do estudo destacada em vermelho. SE: Cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; AC: Zona de Cisalhamento de Abre Campo; M: Zona de Cisalhamento de Manhuaçu; G: Zona de Cisalhamento de Guacuí; B: Zona de Cisalhamento de Batatal. Mapa modificado de Alkmim *et al.* 2007.

### 3.1.1 O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental e sua evolução tectônica

De acordo com Alkmim *et al.* (2006), a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental pode ser contada através de um modelo em cinco estágios: formação da bacia precursora Macaúbas, início da convergência inicial, processo colisional, escape lateral da porção sul e colapso gravitacional (Figura 3.2 e 3.3).

A bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí, tem uma história complexa e policíclica de estágios basiniais superpostos no espaço e no tempo. O primeiro estágio de rifteamento, de idade Toniana

(1.0 Ga a 860 Ma; Souza *et al.*, 2002) não evoluiu para uma margem passiva. Já o segundo, de idade Cryogeniana-Ediacarana, com início por volta de 750 Ma (Castro *et al.*, 2020), viabilizado por significativa distensão no domínio cratônico, evoluiu para uma margem passiva com oceanização, cujo franco desenvolvimento ocorreu por volta de 660 Ma (Queiroga *et al.* 2007; Amaral *et al.*, 2020). Com contornos do que deveria corresponder a um grande golfo parcialmente assoalhado por crosta oceânica (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007), a bacia Macaúbas apresentava caráter estagnado, como o possível resultado das baixas taxas de expansão lateral do golfo, uma vez que a mesma estaria quase totalmente circundada por massas continentais (Alkmim *et al.* 2007).

As margens passivas da bacia Macaúbas, estariam conectadas a pelo menos quatro riftes interiores, sendo os aulacógenos de Pirapora (Alkmim & Cruz 2005) e Paramirim (Schobbenhaus 1996, Danderfer 2000, Cruz & Alkmim 2006) os correspondentes no domínio São Francisco e, o aulacógeno Sangha ou Bacia de Comba (Trompette 1994, Alvarez & Maurin 1991) e uma outra estrutura de mesma natureza na terminação norte da Faixa Oeste-Congolesa (Bassot 1988), os correspondentes no domínio Congo. Estas estruturas são tidas como responsáveis pela dissipação e acomodação de deformações no interior das zonas cratônicas, desempenhando função muito importante nos cenários de abertura e fechamento da Bacia Macaúbas.

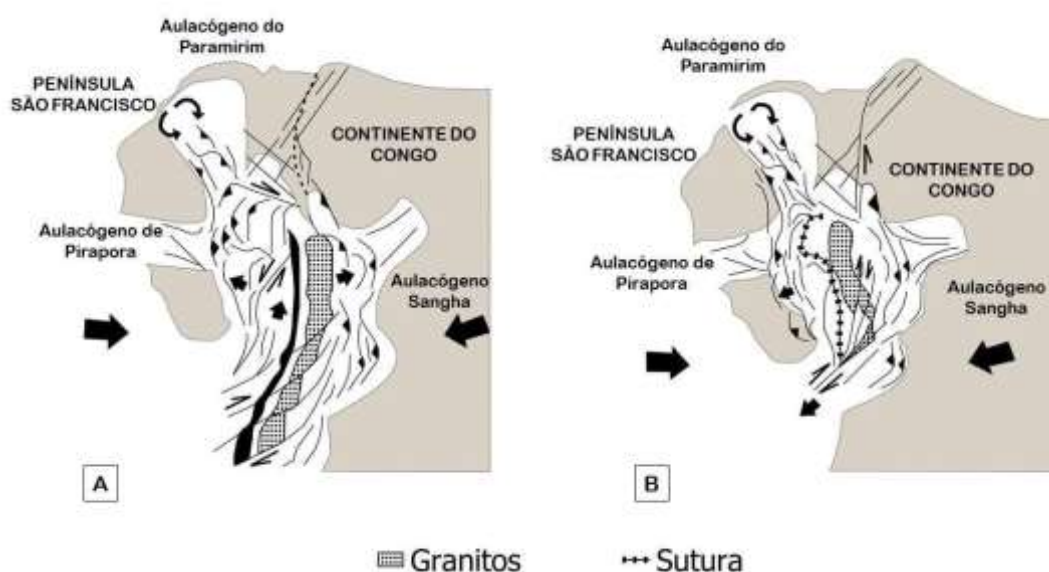
O estágio de convergência inicial tem como foco o fechamento da bacia Macaúbas, o qual se postula que tenha sido induzido à distância, em função da colisão envolvendo a península São Francisco e a placa Paraná ou Rio de La Plata, há cerca de 630 Ma (Seer *et al.* 2001, Valeriano *et al.* 2004). Dessa forma, teve-se o início da convergência das margens opostas da bacia, numa operação que, segundo Alkmim *et al.* (2006), se assemelha ao funcionamento de um quebra-nozes, onde a península São Francisco rotacionaria sentido anti-horário, contra o continente Congo, ocasionando uma compressão generalizada da bacia, além do consumo da sua litosfera oceânica num processo de subducção (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Silva *et al.* 2005).

A etapa colisional, iniciando-se primeiramente pelo norte e avançando progressivamente para sul, ocasionou a propagação de frentes de empurrão para as zonas cratônicas e o soerguimento de uma cadeia montanhosa entre 580 e 560 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007). Este estágio é marcado pela produção anômala de granitos G2, do tipo S, que poderiam ser explicados pela produção a partir da fusão parcial de espessas pilhas de rochas metassedimentares aluminosas, em decorrência do espessamento crustal causado pelas frentes de empurrão envolvendo o embasamento e o arco magmático.

A movimentação dextral ao longo de quatro grandes zonas transcorrentes, formadas em estágio posterior à propagação das frentes de empurrão em direção aos crátons, entre 560 e 535 Ma (Alkmim *et al.* 2006), propiciou o escape lateral de material em direção sul do núcleo cristalino do orógeno, o qual atingiu altas espessuras, evidenciadas por grandes elevações e alto potencial gravitacional, sendo, desta

forma, levados a regimes distensionais sob ação da força peso (van Bemmelen 1954, Dewey 1988, England & Houseman 1989, Malavieille 1993).

Desta forma, o colapso gravitacional do orógeno é desencadeado pela sobrecarga na crosta aquecida e de baixa resistência, ocasionando o fluxo lateral da sua porção basal e abatimento das porções superiores, acomodado por sistemas de zona de cisalhamento normais (Alkmim *et al.* 2007). Seriam geradas, nesta última fase, entre 520 e 490 Ma, as suítes graníticas G4 e G5, produtos de fusão crustal e mantélica por decompressão adiabática (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000).

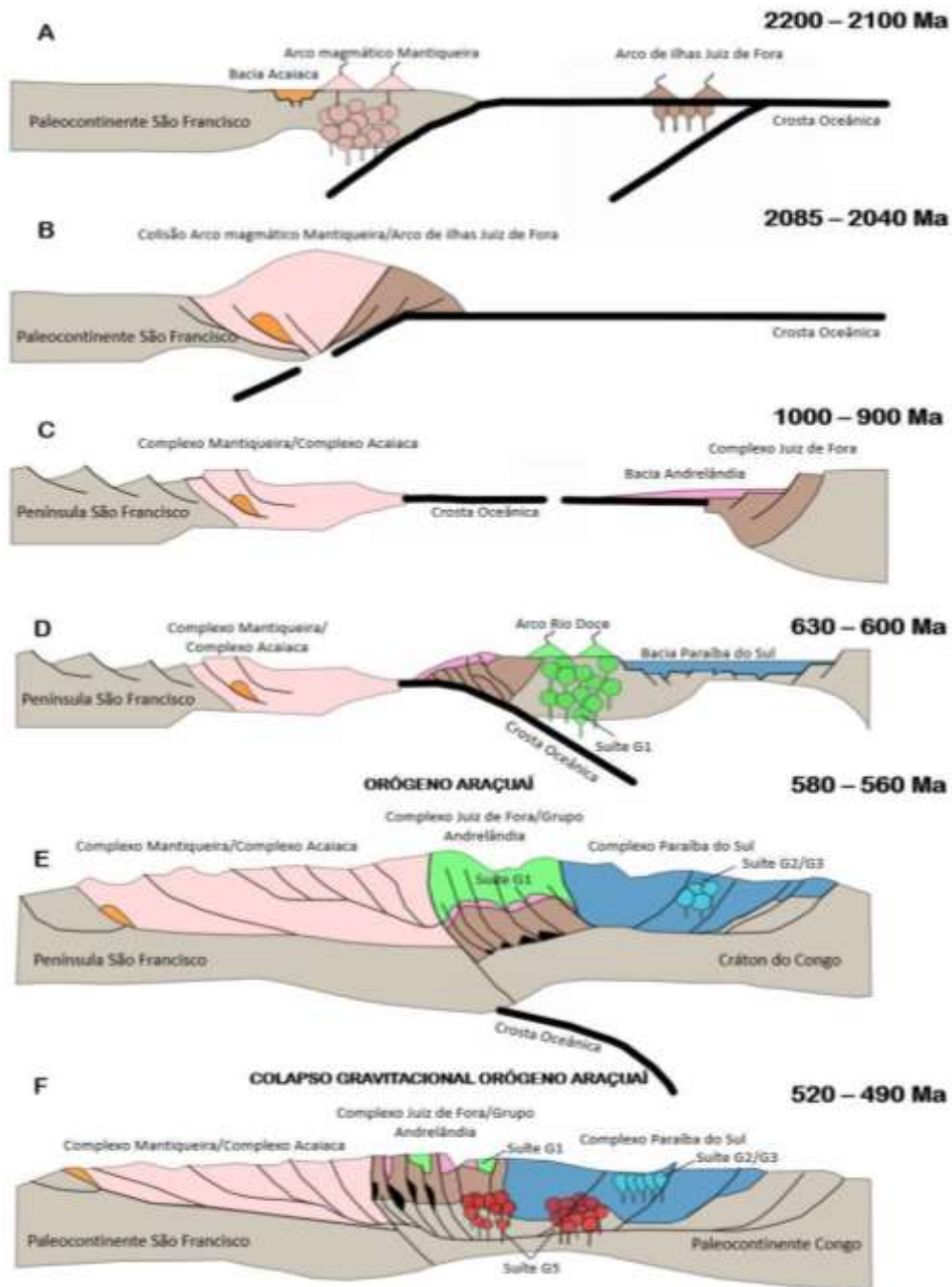


**Figura 3.2** – Cartoon ilustrativo dos estágios (a) colisional, por volta de 560Ma, e (b) de colapso gravitacional, após escape lateral da porção sul do orógeno, por volta de 500 Ma. Modificado de Alkmim *et al.* 2007.

O Complexo Juiz de Fora encontra-se no domínio interno do Orógeno, tectonicamente intercalado com sequências metassedimentares correlacionadas por Heilbron *et al.* (1995) ao Grupo Andrelândia de Ebert (1955, 1956) e, através de uma trajetória retrometamórfica caracterizada pela decompressão, há indícios de exumação ao longo da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, relacionadas ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuáí.

Além deste, proposições de Pedrosa-Soares *et al.* (1992), Trompette *et al.* (1992) e Maurin (1993) são tidos como modelos antecessores.





**Figura 3.3** - Sequência esquemática de geração dos terrenos granulíticos, baseada nos modelos geotectônicos de Noce et al. (2007c), Heilbron et al. (2010), Alkmim et al. (2006, 2007) e Gradim et al. (2014). A: Geração do arco magmático Mantiqueira com a bacia de retro-arco Acaiaca associada e formação do arco de ilhas Juiz de Fora. B: Geração dos granulitos do Complexo Acaiaca com a colisão do arco Magmático Mantiqueira com o arco de ilhas Juiz de Fora. C: Início da abertura entre a Península São Francisco e o Cráton do Congo ao longo da sutura do Complexo Mantiqueira e do Complexo Juiz de Fora. Formação da bacia Andreilândia de margem passiva associada ao Complexo Juiz de Fora. D: Desenvolvimento de zona de subducção entre a Península São Francisco e o Cráton do Congo, início da inversão da bacia Andreilândia, desenvolvimento do arco magmático Rio Doce, formação das rochas associadas a Suíte G1 e geração da bacia de retro-arco Paraíba do Sul. E: Colisão da Península São Francisco com o Cráton do Congo, metamorfismo do Complexo Juiz de Fora e Grupo Andreilândia, geração do Complexo Paraíba do Sul com intensa anatexia (Suíte G2/G3). F: Colapso gravitacional do Orógeno Araçuai com a exumação dos complexos granulíticos Acaiaca, Juiz de Fora e Paraíba do Sul e Grupo Andreilândia. Sequência modificada de Medeiros-Junior 2016.

## 3.2 CONTEXTO REGIONAL

Situados no domínio interno do Orógeno Araçuaí, o Complexo Juiz de Fora e o Grupo Andrelândia são definidos por Noce *et al.* (2007a) durante o mapeamento geológico da Folha Manhuaçu (SF .23-X-B-III), em escala 1:100000 e contemplados por Queiroga *et al.* (2014) na Folha Jequeri (SF.23-X-B-II-4), em escala 1:50000, ambos realizados pela CPRM em parceria com a Universidade Federal de Minas Gerais (Figura 3.4).

As unidades litológicas situadas neste domínio compreendem, dentre outros litotipos, os granulitos ortoderivados do Complexo Juiz de Fora e paraderivados do Grupo Andrelândia e associados, objetos de estudo do presente estudo.

### 3.2.1 Complexo Juiz de Fora

De idade Paleoproterozoica, o Complexo Juiz de Fora foi primeiramente definido por Ebert (1955) como Série Juiz de Fora e posteriormente redefinido por Barbosa & Grossi-Sad (1983) como é conhecido hoje.

Segundo Heilbron *et al.* (1995), Heilbron *et al.* (2003) e Heilbron *et al.* (2004) este pode ser definido como uma extensa faixa de granulitos ortoderivados de composição granítica a gabróica que se apresentam variavelmente retrometamorfizados e/ou migmatizados e que, segundo Noce *et al.* (2007c), são oriundos de um ambiente de arco de ilha gerado por subducção intra-oceânica.

Dados geocronológicos obtidos por Noce *et al.* (2007c) indicam valores de idade de cristalização de 2119 e 2084 Ma para protólitos dos granulitos félsicos e máficos, respectivamente e, valores de idade do metamorfismo em questão entre 590 e 574 Ma.

As condições metamórficas obtidas para os granulitos do Complexo Juiz de Fora são características de processos anterior e posterior à Orogênese Brasileira. De acordo com Duarte *et al.* (2000), o primeiro evento metamórfico está registrado em todos os ortognaisses do Complexo, é marcado por paragêneses minerais típicas de fácies granulitos (ortopiroxênio + plagioclásio ± clinopiroxênio + ortoclásio + quartzo ± hornblenda) e indicam condições de pico metamórfico entre 800° e 895°C. O Segundo evento metamórfico é datado do Neoproterozóico, durante a Orogênese Brasileira (Duarte *et al.* 2000) e, segundo esses autores, além de estar registrado em todos os ortognaisses do Complexo, foi responsável pela formação dos paragnaisses do Grupo Andrelândia.

O desenvolvimento concomitante da paragênese mineral e deformação principal, resultando em uma forte orientação das fases minerais (Duarte *et al.* 2000), é a característica mais marcante deste evento. Segundo estudos geotermobarométricos de Duarte (1998), o processo metamórfico ocorreu em condições de fácies granulito, com temperaturas entre 700° e 750°C e pressões entre 6 e 7 kbar. Entretanto, nenhum dos estudos geotermobarométricos realizados obtiveram informações suficientes

para caracterizar a história retrometamórfica do Complexo Juiz de Fora e Grupo Andrelândia na região. Com isso, Medeiros-Junior *et al.* (2017) resolveram associar de maneira bastante simplificada a exumação dessas unidades ao conjunto de zonas de cisalhamentos surgidas durante o colapso do Orógeno Araçuaí no final do ciclo brasileiro.

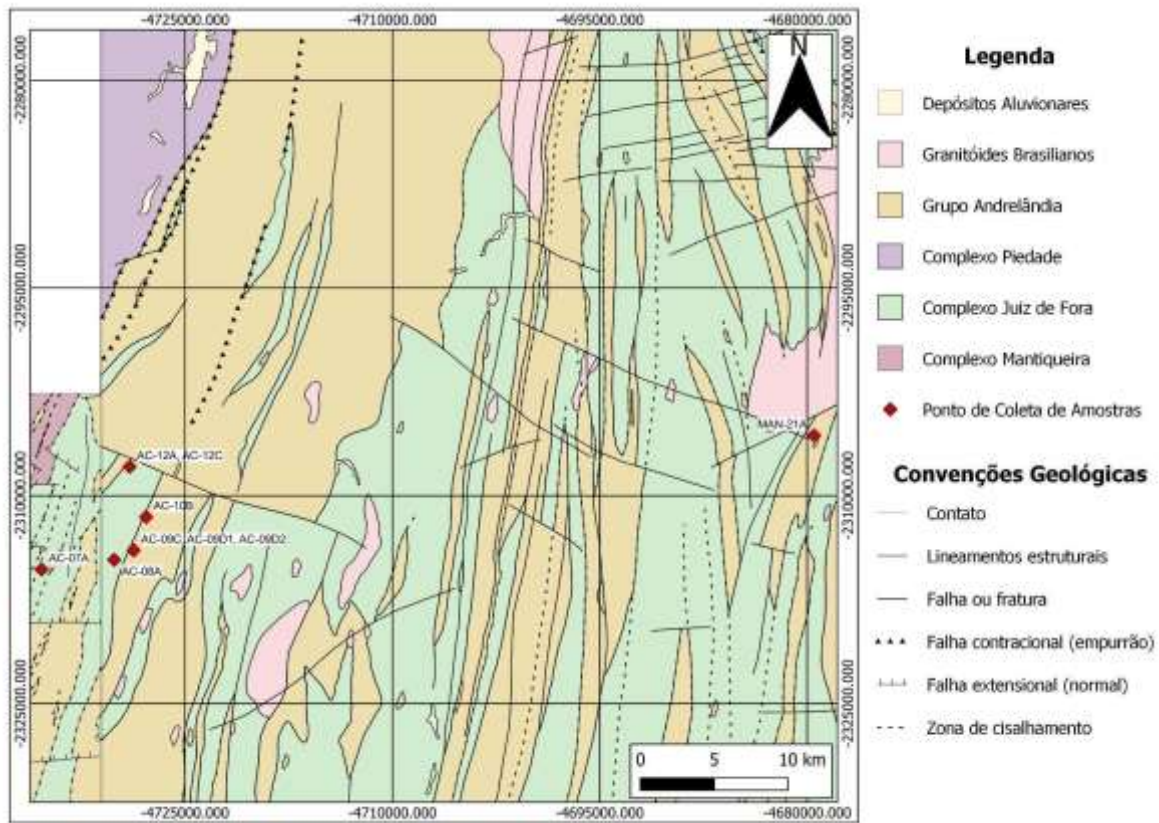
### 3.2.2 Grupo Andrelândia

Originalmente definido por Ebert (1956), O Grupo Andrelândia constitui uma megassequência de rochas metassedimentares à leste da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, distribuídas em domínios distintos a sul e sudeste do Cráton do São Francisco.

De acordo com Heilbron *et al.* (2003) e Heilbron *et al.* (2004), o Grupo Andrelândia, de idade neoproterozóica, trata-se de uma sequência metassedimentar, amplamente representada por quartzitos e paragnaisses, frequentemente migmatíticos que registram metamorfismos correspondentes às fácies xisto verde a granulito, o que é evidenciado pela presença de minerais como a sillimanita e ortopiroxênio, que indicam condições de metamorfismo de alta temperatura durante a Orogênese Brasileira. Além disso, a inclusão de espinélio em granada também é outro indicador de que as rochas desta unidade foram submetidas a altas condições termobarométricas e posteriormente reequilibradas em condições de temperatura menos elevadas.

Conforme Kuster *et al.* (2020), dados recentes sugerem que a sequência inferior do Grupo Andrelândia tem origem no ciclo de margem passiva do paleocontinente São Francisco, em ambiente de plataforma de águas profundas e indícios de processo de ressedimentação. Cobrindo a sequência inferior de forma discordante, a sequência superior consiste em um pacote de arenitos e siltitos metamorfizados, depositados em uma bacia relativamente profunda e de rápida subsidência, durante o estágio inicial da colisão do Orógeno Brasília.

A composição mineralógica principal mais comum engloba plagioclásio + quartzo + biotita + granada, com minerais acessórios como apatita, zircão, grafita e outros minerais opacos.



**Figura 3.4-** Mapa geológico simplificado da Folha Manhuaçu (SF .23-X-B-III) (Modificado de Noce *et al.* 2007a) e Folha Jequeri (SF .23-X-B-II-4) (Modificado de Queiroga *et al.* 2014) com as principais unidades litotectônicas. Pontos de coleta de amostras destacados em vermelho, sendo AC-07A (Enderbitto), AC-09C e MAN-21A (Granulitos Aluminosos) e AC-08A (Granulito Máfico) as amostras utilizadas na confecção de pseudosseções. Coordenadas geográficas dos pontos de coleta encontram-se no Anexo I.

# CAPÍTULO 4

## PETROGRAFIA DOS GRANULITOS

### 4.1 APRESENTAÇÃO

No presente trabalho são descritos os granulitos aluminosos e máficos gerados na Zona de Cisalhamento de Abre Campo-MG, relacionados à orogênese brasileira. Ao todo, foram descritas nove lâminas delgadas coletadas nas proximidades dos municípios de Abre Campo e Manhuaçu, as quais as proporções modais podem ser observadas no Quadro 4.1. A seguir são apresentadas suas principais características petrográficas, mineralógicas e microestruturais. A descrição detalhada das lâminas encontra-se no Apêndice I.

**Quadro 4.1** – Proporções modais dos minerais das lâminas analisadas, de acordo com material disponibilizado por Medeiros-Júnior (2016). Qz- quartzo, pl- plagioclásio, Kfs- feldspato potássico, opx- ortopiroxênio, cpx- clinopiroxênio, grt- granada, bt-biotita, hbl-hornblenda, act-actinolita, ttn-titanita, ap- apatita, zr-zircão, ep- epidoto, ser- sericita, cb- carbonato, chl-clorita, op- opacos.

Rocha	Lâmina	Mineralogia (%modal)																
		qz	pl	kfs	opx	cpx	grt	bt	hbl	act	ttn	ap	zr	ep	ser	cb	chl	op
Enderbito	AC-12C	20	45	-	4	-	4	15	-	-	-	-	<1	<1	<1	-	-	<1
	AC-07A	30	50	-	3	-	-	15	-	<1	<1	<1	<1	<1	<1	-	-	<1
Granulito Máfico	AC-08A	5	35	15	10	20	-	10	<1	-	<1	<1	<1	<1	<1	-	-	<1
	AC-12A	-	40	-	20	12	-	<1	25	-	-	-	-	<1	<1	-	-	<1
Granulitos Aluminosos	AC-09C	20	40	-	-	-	20	15	-	-	-	-	<1	-	3	<1	-	<1
	AC-09D1	45	35	-	-	-	15	3	-	-	-	-	<1	<1	<1	<1	-	<1
	AC-09D2	30	40	-	-	-	14	15	-	-	-	<1	<1	<1	<1	<1	-	<1
	AC-10B	30	35	8	-	-	15	10	-	-	-	<1	<1	<1	<1	<1	-	<1
	MAN-21A	35	25	15	-	-	15	8	1	-	-	<1	<1	<1	<1	-	-	<1

### 4.2 ENDERBITOS

O enderbito possui textura variando de granoblástica a protomilonítica (Figura 4.1 A e B) e composição dada essencialmente por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, granada, biotita, minerais secundários como actinolita, epidoto e sericita e minerais acessórios como zircão, titanita, apatita e ilmenita.

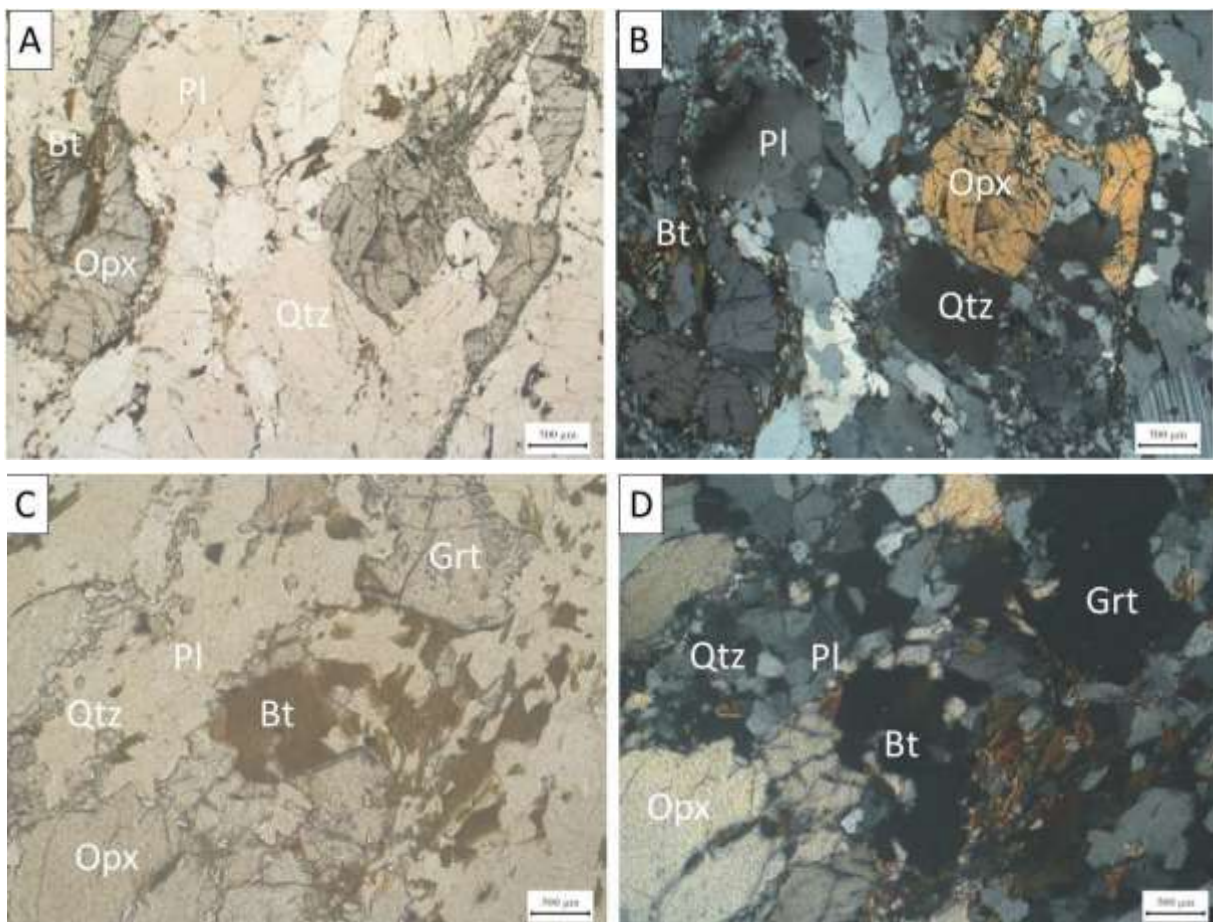
O quartzo se apresenta como grãos xenoblásticos e tamanhos variando entre 0,1 e 2 mm. Apresentam características gerais de quartzo como extinção ondulante e alguns formam microestrutura do tipo núcleo-manto. Os contatos variam de interlobados a serrilhados.

Plagioclásio forma grãos xenoblásticos e apresenta maclas polissintéticas evanescentes e tamanhos variando de 0,1 a 2,0 mm. Alguns grãos apresentam microestruturas do tipo núcleo-manto, além de processo de sericitização.

O ortopiroxênio forma grãos xenoblásticos com pleocroísmo em tons de verde-claro e rosa e se encontra frequentemente associado a biotita, por vezes orientados segundo a foliação principal. O tamanho dos grãos varia de 0,1 a 2 mm e estes se apresentam fraturados, o que pode evidenciar seu comportamento rúptil durante o processo deformacional que afetou a rocha (Figura 4.1 A e B). Grãos de actinolita associados a alteração deste mineral.

Granada ocorre como porfiroblastos subidioblásticos a idioblásticos de até 2,5 mm, frequentemente associadas a biotita (Figura 4.1C e D).

A biotita é observada em forma de palhetas tabulares com pleocroísmo variando de amarelo-pálido a castanho-avermelhado e se encontram orientadas segundo a foliação principal, por vezes com inclusões de zircão e minerais opacos.



**Figura 4.1-** Fotomicrografias de enderbitite (amostra AC-12C). Parte da associação mineral do enderbitite com plagioclásio (Pl), ortopiroxênio (Opx), granada (Grt), biotita (Bt) e quartzo (Qtz) em textura protomilonítica. A e B: textura protomilonítica ressaltada pela extinção ondulante em quartzo e plagioclásio e ortopiroxênio fraturado.

C e D: Granada associada a palhetas de biotita, orientadas segundo a foliação principal. A e C: Luz Polarizada Plana. B e D: Luz Polarizada Cruzada.

### 4.3 GRANULITO MÁFICO

O granulito máfico é caracterizado por microestrutura granoblástica, com minerais variando sua granulação entre média e grossa (0,1 mm a 5,0 mm). É possível observar evidências de deformação, o que confere à rocha uma natureza protomilonítica. A paragênese principal é composta por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, feldspato potássico e biotita, sendo quartzo, titanita, apatita, ilmenita e zircão as fases acessórias. Hornblenda, epidoto e sericita ocorrem como minerais secundários.

O plagioclásio se apresenta como grãos xenoblásticos de granulação variando de 0,1 mm a 5,0 mm, por vezes antipertíticos. Apresentam maclas polissintéticas em duas direções, além de microestruturas do tipo núcleo-manto, evidenciando o processo de recristalização dinâmica. Os contatos intergrãos variam de interlobados a serrilhados. Em alguns grãos, observa-se a substituição por sericita, carbonato ou epidoto.

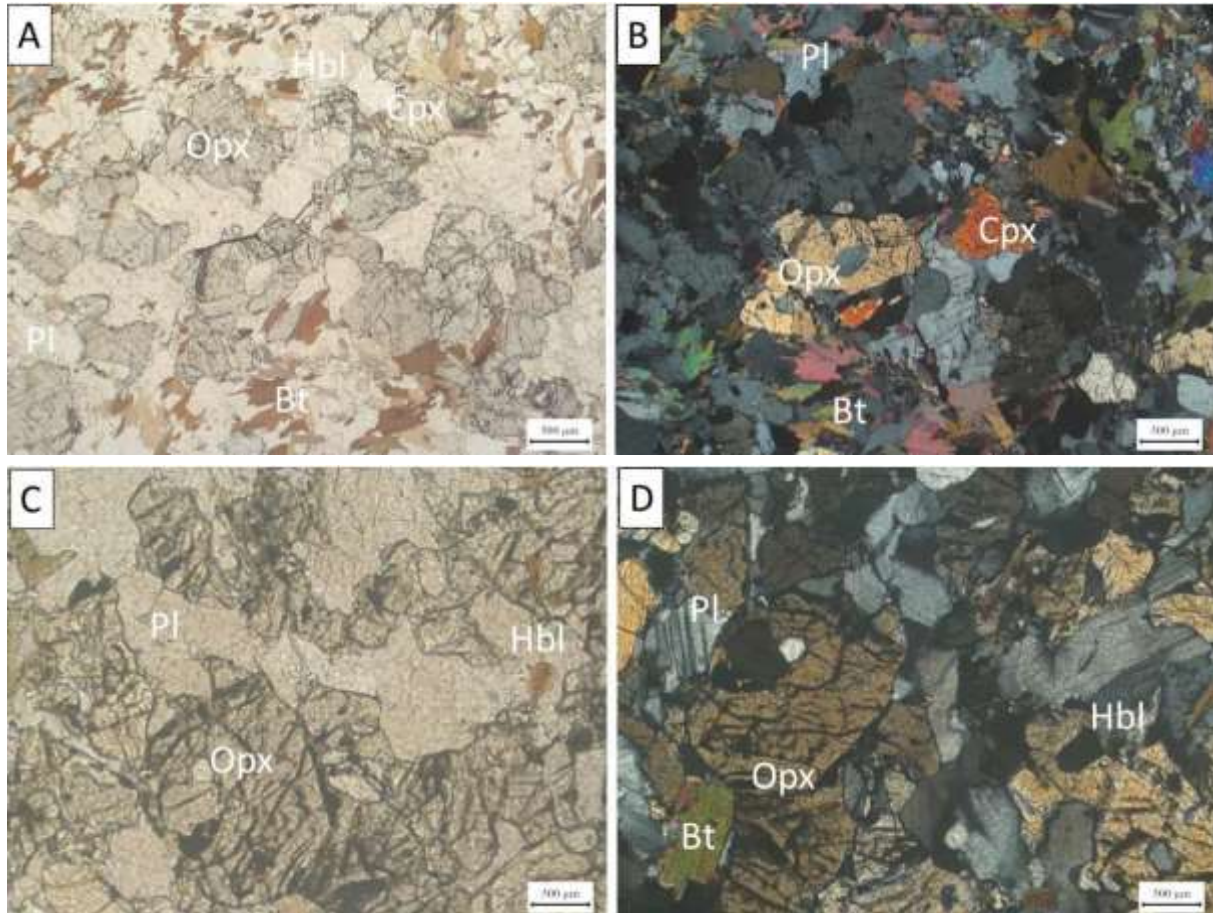
O feldspato potássico se apresenta como grãos xenoblásticos pertíticos, comumente envolvidos por mirmequita. Sua granulação varia de 0,5 mm a 2,0mm e algumas porções apresentam o desenvolvimento de macla Tartan, que marca o processo de triclinização.

Os piroxênios se apresentam como grãos xenoblásticos de tamanhos variando entre 0,1 mm e 2,0 mm, comumente fraturados e associados a outros minerais. Os piroxênio se encontram parcial ou totalmente substituído por hornblenda. A presença de ilmenita nas lâminas encontra-se comumente associada a este mineral (Figura 4.3 A e B).

A biotita ocorre de forma tabular, apresentando pleocroísmo em tons castanho-escuro e amarelo-pálido, com frequentes inclusões de apatita e zircão, exibindo orientação preferencial bem-marcada nas porções mais milonitizadas.

A hornblenda apresenta pleocroísmo em tons de verde-escuro, castanho-claro e castanho-esverdeado. Ocorre de forma xenoblástica a subidioblástica, com granulação variando de 0,1 a 1,5 mm (Figura 4.3C e D).

Quartzo forma grãos xenoblásticos que variam de 0,1 a 3 mm, apresentando forte extinção ondulante e formando subgrãos. Os contatos variam de interlobados a serrilhados.



**Figura 4.2** – Fotomicrografias do granulito máfico. A e B: Associação mineral com textura granoblástica. Presença de ortopiroxênio (Opx), clinopiroxênio (Cpx), hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Pl) (amostra AC-08A). C e D: Associação mineral com ortopiroxênio (Opx), hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Pl) (amostra AC-12A). A e C: Luz Polarizada Plana. B e D: Luz Polarizada Cruzada.

#### 4.4 GRANULITO ALUMINOSO

O granulito aluminoso é caracterizado por textura inequigranular porfiroblástica, com porfiroblastos de granada e grãos de feldspato variando de euédricos a anédricos (Figura 4.2A e B). Ocorrem porções com evidências de recristalização dinâmica de quartzo e feldspatos, formando microestruturas do tipo núcleo-manto e uma foliação marcada pela orientação de biotita, além da presença de feldspatos euédricos e subédricos, feições indicativas de fusão parcial. A composição mineralógica do litotipo é dada essencialmente por quartzo, plagioclásio, granada e biotita, eventualmente apresentando feldspato potássico em sua composição. Os minerais acessórios encontrados em ambas as lâminas delgadas são apatita, zircão e ilmenita. Epidoto, sericita e carbonatos aparecem como minerais de substituição.



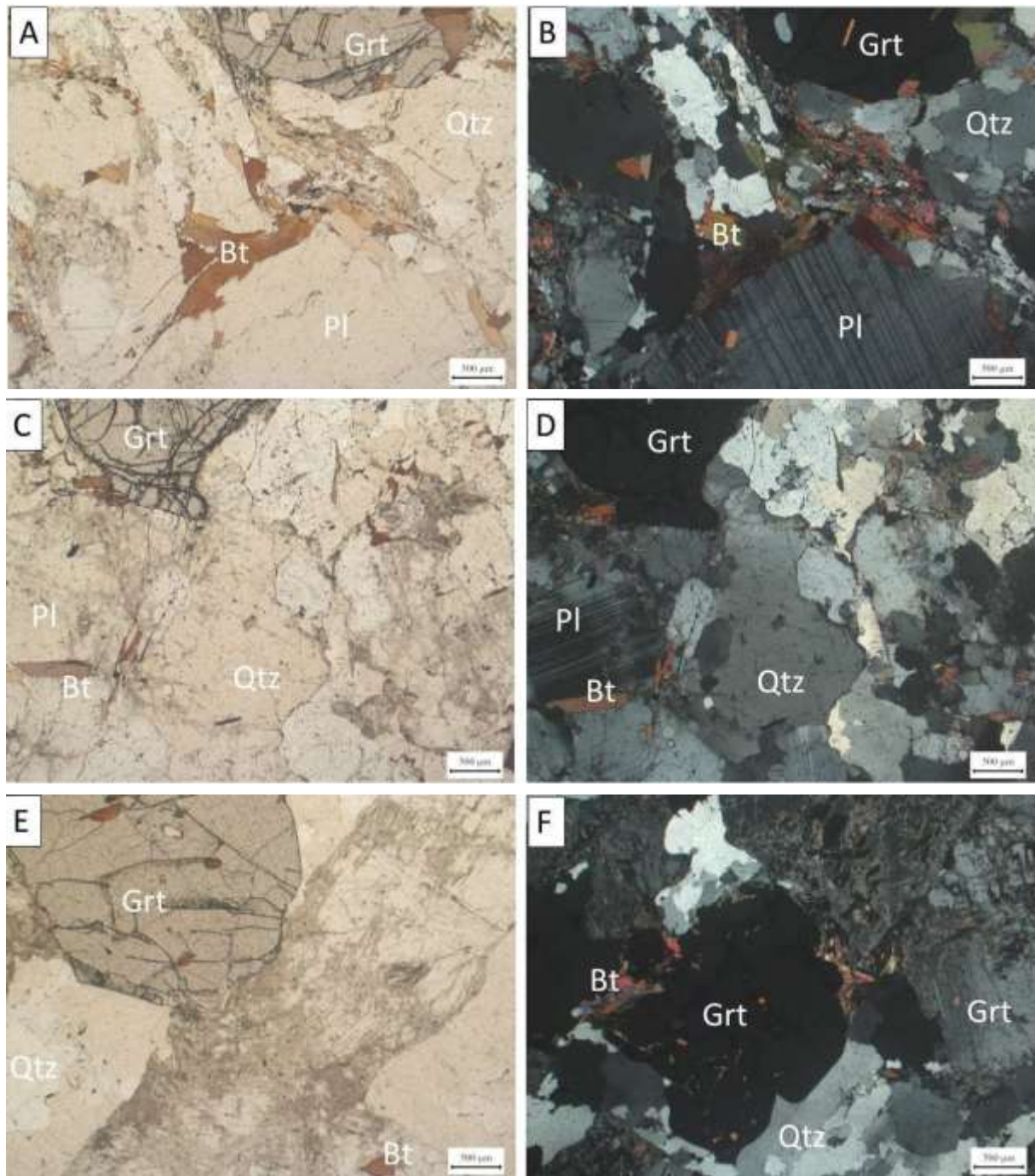
Quartzo ocorre como grãos xenoblásticos, variando de 0,1 a 2,5 mm em tamanho. Possui extinção ondulante e, por vezes, forma microestruturas do tipo núcleo-manto, com contatos interlobados a serrilhados (Figura 4.2C e D).

O plagioclásio ocorre de forma anédrica a euédrica, exibindo maclas polissintéticas, com grãos de tamanhos que variam entre 0,5 e 6,0 mm. Sua substituição por grãos de sericita e epidoto caracteriza os processos secundários do mineral. Os contatos intergrãos variam de serrilhados a interlobados e, constantemente, observam-se grãos antipertíticos.

Granada ocorre de forma subidioblástica com granulação variando entre 0,5 e 8,5 mm e apresenta, frequentemente, inclusões de biotita (Figura 4.2E e F), quartzo e/ou plagioclásio, que por vezes é encontrado vermiforme e bem maclado.

A biotita é observada com hábito tabular euédrico a subédrico, sob a forma de palhetas com pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido, geralmente orientadas segundo a direção da foliação (Figura 4.2E e F), além de apresentar inclusões de apatita e zircão.

O feldspato potássico é mais raro e ocorre apenas em duas das lâminas estudadas. Possui forma xenoblástica pertítica e tamanhos variando de 0,1 mm a 6,0 mm. Alguns grãos exibem macla do tipo Tartan difusa, marcando o processo de triclinização do feldspato durante a milonitização dos litotipos.



**Figura 4.3** – Fotomicrografias do granulito aluminoso. A e B: Associação mineralógica de quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl), granada (Grt) e biotita (Bt) (amostra AC-09C). C e D: Associação mineralógica de quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl), granada (Grt) e biotita (Bt) e extinção ondulante em quartzo (Qtz)(amostra AC-10B). E e F: Granada (Grt) poiquiloblástica com inclusões de plagioclásio (Pl) e biotita (Bt) (amostra AC-09D1). A, C e E: Luz Polarizada Plana. B, D e F: Luz Polarizada Cruzada.

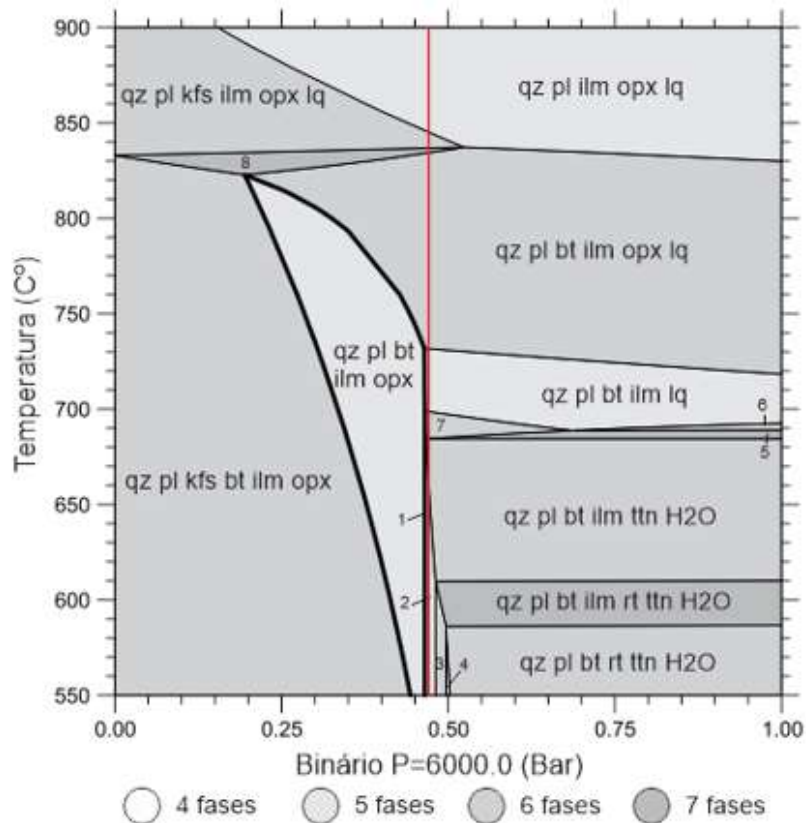
#### 5.1 APRESENTAÇÃO

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir do estudo de modelagem metamórfica utilizando-se pseudosseções para amostras representativas dos litotipos estudados. Para tanto, foi utilizada uma amostra de Enderbitto (AC-07A) da região de Abre Campo, duas amostras de Granulito Aluminosos (AC-09C e MAN-21A), a primeira da região de Abre Campo e a segunda na região de Manhuaçu, e uma amostra de Granulito Máfico (AC-08A), também da região de Abre Campo. As pseudosseções foram confeccionadas no sistema CNKFMASHTO, utilizando o software THERIAK-DOMINO (De Capitani & Petrakakis 2010). Os dados de química mineral utilizados (Anexo II) são provenientes do acervo de Medeiros-Júnior (2016).

#### 5.2 ENDERBITTO

##### 5.2.1 AC-07A

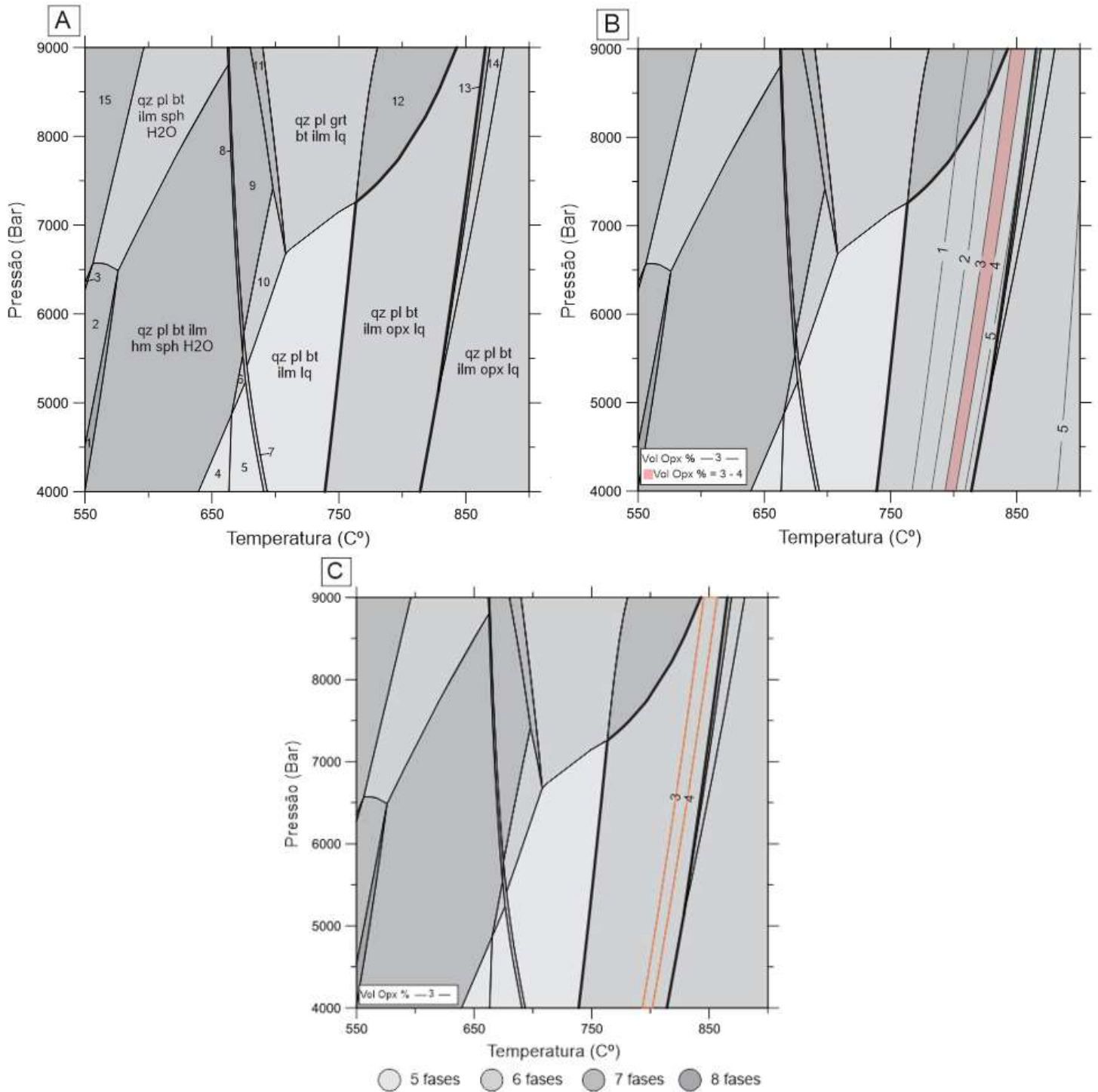
A modelagem metamórfica da amostra de enderbitto AC-07A foi realizada no sistema químico  $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2\text{-O}_2$  (CNKFMASHTO), considerando-se a quantidade de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  como equivalente a 10% de  $\text{FeO}_{\text{total}}$ . A quantidade de  $\text{H}_2\text{O}$  foi calculada com base em binário T-X, com pressão de 6 kbar constante, de acordo com o método de White et al. (2001), e foi encontrada uma quantidade de 0,48% de água em peso (Figura 5.1). A paragénese mineral considerada como representante do pico do processo metamórfico é dada por quartzo + plagioclásio + biotita + ortopiroxênio + ilmenita na presença de líquido. A ocorrência de fusão parcial foi sugerida para todas os litotipos modelados no programa Theriak-domino com base nas feições macroscópicas descritas por Medeiros-Júnior (2016) em sua tese de doutoramento. Na análise microscópica as feições de fusão podem ter sido obliteradas pela milonitização presente na rocha.



1. Qz Pl Bt Ilm, 2. Qz Pl Bt Ilm Sph; 3. Qz Pl Bt Ilm Rt Sph; 4. Qz Pl Bt Rt Sph; 5. Qz Pl Bt Ilm Sph H<sub>2</sub>O Lq; 6. Qz Pl Bt Ilm H<sub>2</sub>O Lq; 7. Qz Pl Bt Ilm Sph Lq; 8. Qz Pl Kfs Bt Ilm Opx Lq.

**Figura 5.1** - Binário de água de Enderbitto no Sistema CNKFMASHTO com paragênese de interesse destacada e linha-guia determinando a quantidade de água.

Por meio da análise da pseudosseção P-T, constata-se que as condições de estabilidade para a assembleia marcadora do pico do processo metamórfico, representada por quartzo + plagioclásio + biotita + ilmenita + ortopiroxênio com a presença de líquido, se dá entre 735° e 860°C (Figura 5.2 A). Para essa amostra foram geradas isolinhas de proporção modal de ortopiroxênio (Figura 5.2 B). As isolinhas obtidas auxiliam na restrição do campo de estabilidade da assembleia mineral, indicando que o pico do processo metamórfico nos enderbitos atingiu temperaturas entre 790° e 850°C (Figura 5.2 C). Por meio desse estudo não foi possível restringir as condições de pressão.



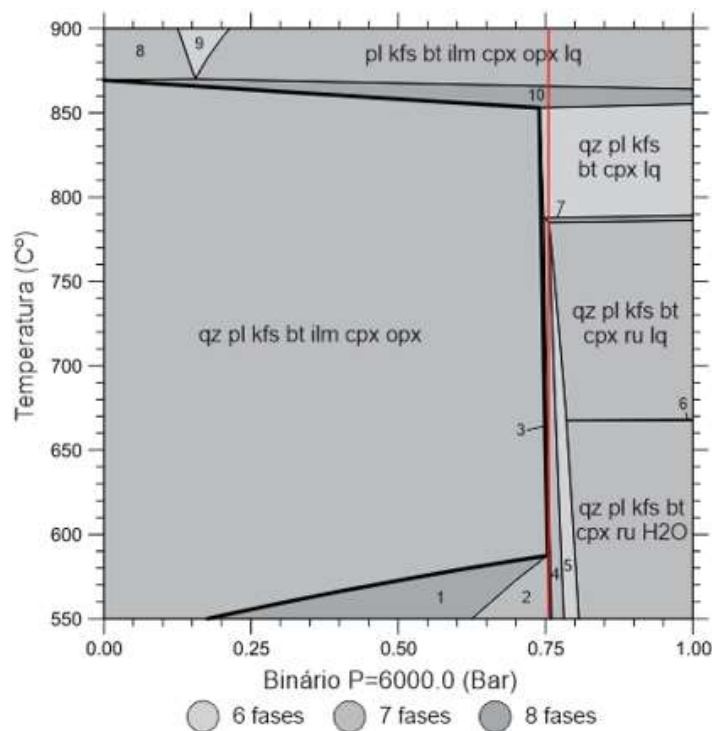
1. Qz Pl Bt Ilm Hm H<sub>2</sub>O Rt Sph; 2. Qz Pl Bt Ilm H<sub>2</sub>O Rt Sph; 3. Qz Pl Bt Mc Ilm H<sub>2</sub>O Rt Sph; 4. Qz Pl Bt Ilm H<sub>2</sub>O; 5. Qz Pl Bt Ilm H<sub>2</sub>O; 6. Qz Pl Bt Ilm H<sub>2</sub>O Sph; 7. Qz Pl Bt Ilm Lq H<sub>2</sub>O; 8. Qz Pl Bt Ilm Hm Lq H<sub>2</sub>O Sph; 9. Qz Pl Bt Ilm Hm Lq Sph; 10. Qz Pl Bt Ilm Lq Sph; 11. Qz Pl Grt Bt Ilm Lq Sph; 12. Qz Pl Grt Bt Ilm Opx Lq; 13. Qz Pl Kfs Bt Ilm Opx Lq; 14. Qz Pl Kfs Ilm Opx Lq.

**Figura 5.2** - Pseudoseções P-T calculadas para lâmina AC-07A. (A) Campo da assembleia do pico Qz-Pl-Bt-Ilm-Opx-Lq (destaque em preto). (B) Isolinhhas modais de ortopiroxênio. (C) Campo de estabilidade estimado com base nas isolinhhas de ortopiroxênio (destaque em laranja).

### 5.3 GRANULITO MÁFICO

#### 5.3.1 AC-08A

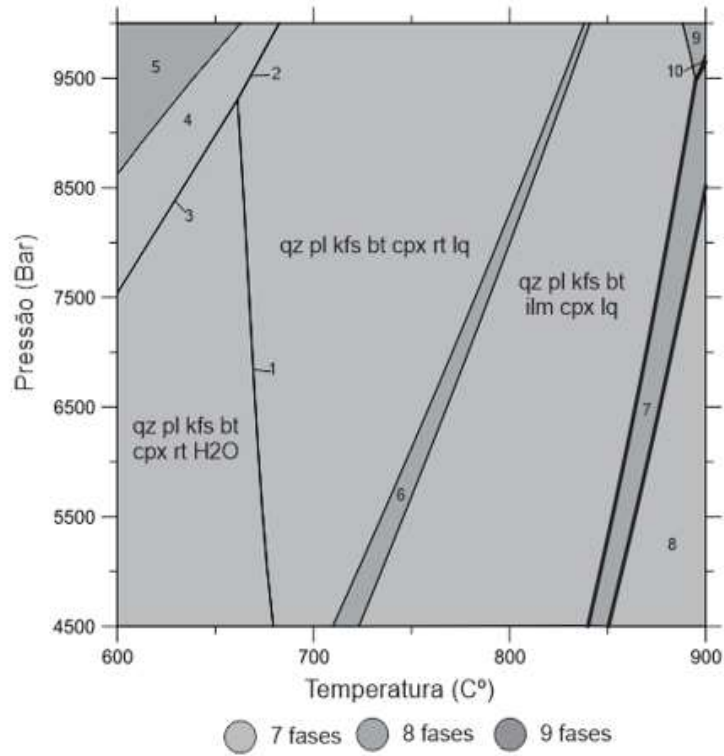
Para a amostra representativa do granulito máfico, AC-08A, a modelagem metamórfica foi realizada também no sistema químico CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-O<sub>2</sub> (CNKFMASHTO) e a quantidade de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> foi considerada como equivalente a 10% do FeO<sub>total</sub>. A quantidade de H<sub>2</sub>O encontrada através do binário T-X, com pressão constante de 6 kbar, foi cerca de 0,77% em peso de água (Figura 5.3).



1. Qz Pl Kfs Grt Bt Ilm Cpx Opx; 2. Qz Pl Kfs Grt Bt Ilm Cpx; 3. Qz Pl Kfs Bt Ilm Cpx; 4. Qz Pl Kfs Bt Ilm Cpx Rt; 5. Qz Pl Kfs Bt Cpx Rt; 6. Qz Pl Kfs Bt Cpx Rt H<sub>2</sub>O Lq; 7. Qz Pl Kfs Bt Ilm Cpx Rt Lq; 8. Qz Pl Kfs Ilm Cpx Opx Lq; 9. Pl Kfs Ilm Cpx Opx Lq; 10. Qz Pl Kfs Bt Ilm Cpx Opx Lq.

**Figura 5.3** - Binário de água de Granulito Máfico no Sistema CNKFMASHTO com paragênese de interesse destacada e linha-guia determinando a quantidade de água.

A assembleia mineral marcadora do pico do processo metamórfico é representada por clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + feldspato potássico + quartzo + biotita + ilmenita com a presença de líquido. A análise da pseudosseção obtida (Figura 5.4) permite constatar que as condições de temperatura para geração dessa paragênese são, no mínimo, de 840°C. As condições de pressão não foram restringidas pelo modelamento, mas devido a ausência de granada, mineral indicador de pressão mais elevada em rochas máficas (De Ward 1965), é provável que a pressão não tenha superado os 10 kbar.



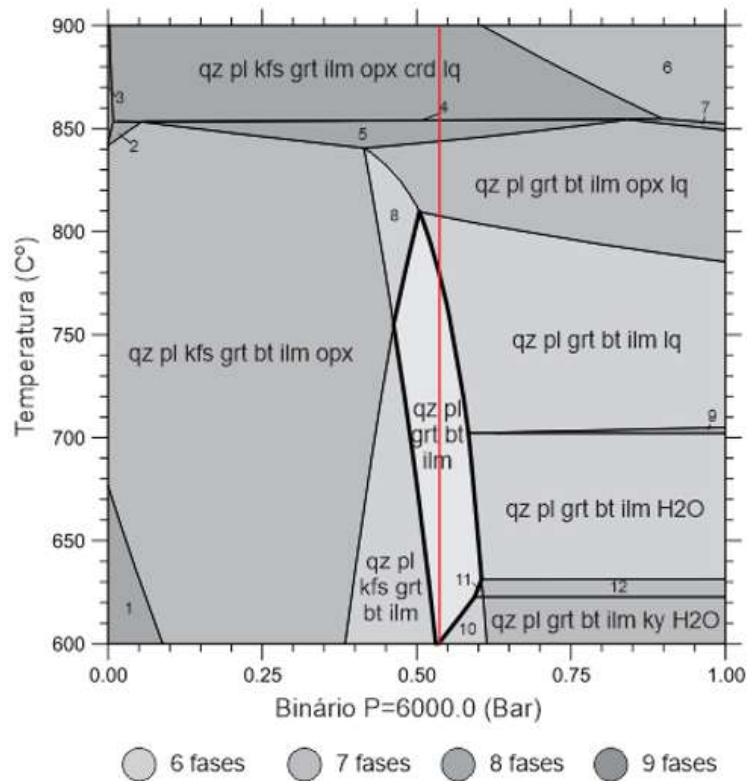
1. Qz Pl Kfs Bt Cpx Rt H<sub>2</sub>O Lq; 2. Qz Pl Kfs Bt Mt Cpx Rt Lq; 3. Qz Pl Kfs Bt Mt Cpx Rt H<sub>2</sub>O; 4. Qz Pl Kfs Bt Mt Cpx Rt; 5. Qz Pl Kfs Grt Bt Mt Cpx Rt; 6. Qz Pl Kfs Bt Ilm Cpx Rt Lq; 7. Qz Pl Kfs Bt Ilm Cpx Opx Lq; 8. Pl Kfs Bt Ilm Cpx Opx Lq; 9. Qz Pl Kfs Grt Bt Ilm Cpx Lq; 10. Qz Pl Kfs Grt Bt Ilm Cpx Opx Lq.

**Figura 5.4** - Pseudosseções P-T calculadas para lâmina AC-08A, com campo da assembleia do pico Qz-Pl-Kfs-Bt-Ilm-Cpx-Opx-Lq (Campo 7 destacado em preto).

## 5.4 GRANULITO ALUMINOSO

### 5.4.1 AC-09C

A modelagem da amostra de granulito aluminoso AC-09C, dos arredores de Abre Campo, foi realizada no sistema  $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2\text{-O}_2$  (CNKFMASHTO), considerando-se a quantidade mínima de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , cerca de 0,01%. A quantidade de  $\text{H}_2\text{O}$  foi calculada com base em binário T-X, com pressão de 6 kbar constante, de acordo com o método de White et al. (2001) e foi encontrada uma quantidade de 0,54% em peso de água (Figura 5.5).



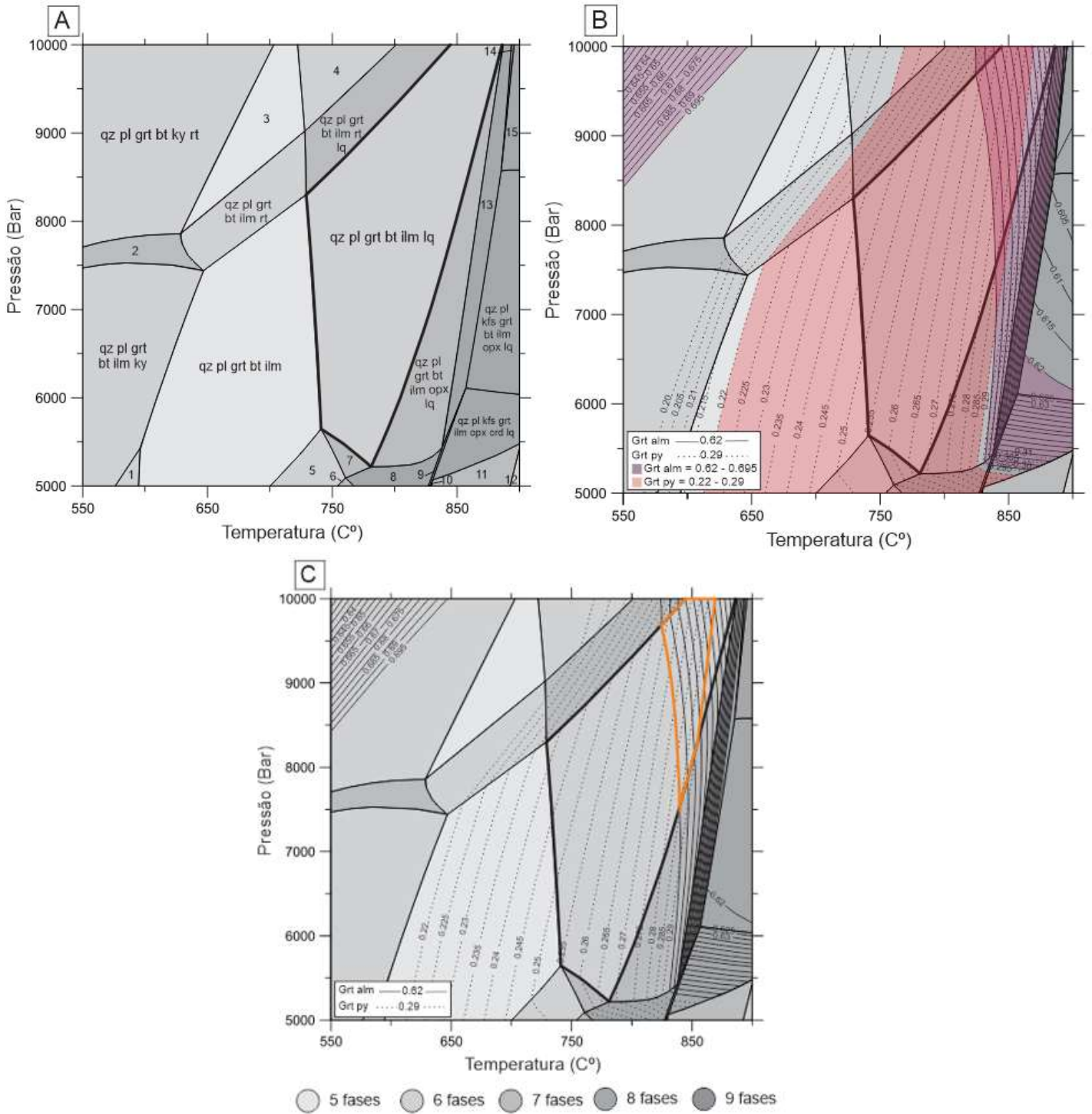
**1.** Qz Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Rt; **2.** Qz Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Crd; **3.** Qz Pl Kfs Grt Ilm Opx Crd; **4.** Qz Pl Kfs Grt Ilm Opx Crd Lq; **5.** Qz Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Lq; **6.** Qz Pl Grt Kfs Ilm Opx Crd Lq; **7.** Qz Pl Grt Bt Ilm Opx Crd Lq; **8.** Qz Pl Grt Bt Ilm Opx; **9.** Qz Pl Grt Bt Ilm Lq  $\text{H}_2\text{O}$ ; **10.** Qz Pl Grt Bt Ilm Ky; **11.** Qz Pl Grt Bt Ilm Sill; **12.** Qz Pl Grt Bt Ilm Ky  $\text{H}_2\text{O}$ .

**Figura 5.3** - Binário de água de Granulito Aluminoso no Sistema CNKFMASHTO com paragênese de interesse destacada e linha-guia determinando a quantidade de água.

A associação mineral considerada como marcadora do pico do processo metamórfico na amostra AC-09C é dada por plagioclásio + quartzo + biotita + granada + ilmenita com a presença de líquido, visto que é possível verificar texturas que segundo Sawyer (2008) são indicativas de fusão, como a ocorrência de feldspatos euédricos, feição tipicamente encontrada em rochas ígneas. Por meio da análise da pseudosseção P-T (Figura 5.6 A) é possível observar que essa associação mineral é estável entre



730°C e 870°C de temperatura e pressões de, no mínimo, 5,2 kbar. Para fins de investigação das condições metamórficas do pico do processo metamórfico fez-se uso de isolinhas composicionais de granada  $X_{alm}$  (membro almandina) e isolinhas composicionais de granada  $X_{py}$  (membro piropo) (Figura 5.6 B) utilizando dados químicos da amostra AC-09, obtidas por Medeiros-Júnior (2016), que constam no anexo II. Os dados químicos de granada  $X_{alm}$  variam de 0,62 a 0,695 e as isolinhas de granada  $X_{py}$  variam de 0,22 a 0,29, o que permitiu restringir as condições do pico metamórfico para temperaturas entre 820° e 870°C e pressões de 7,5 até ao redor de 10 kbar (Figura 5.6 C).

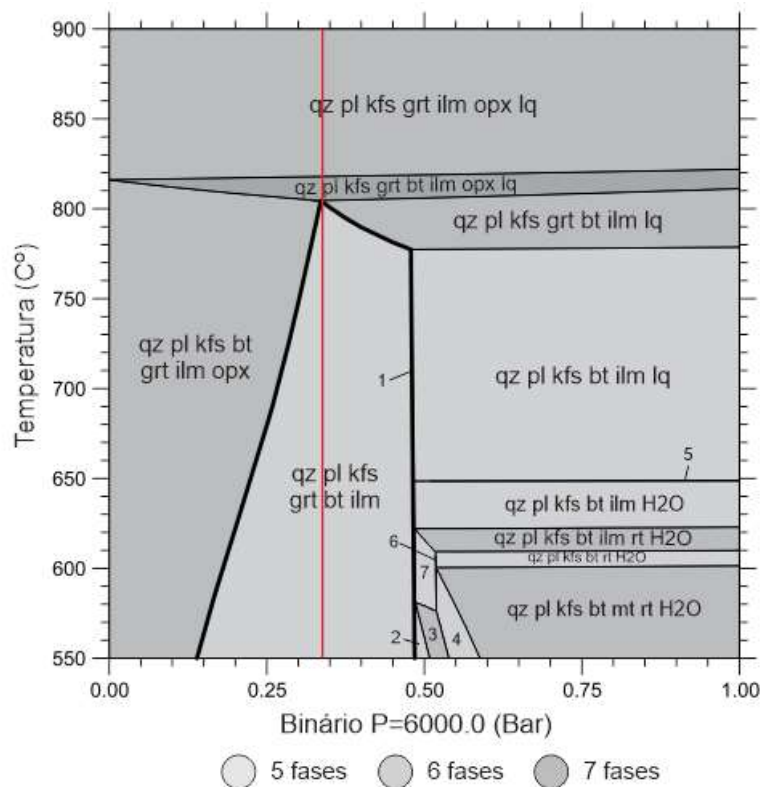


1. Qz Pl Grt Bt ilm Sill;
2. Qz Pl Grt Bt ilm Ky Rt;
3. Qz Pl Grt Bt Rt;
4. Qz Pl Grt Bt Rt Lq;
5. Qz Pl Grt Bt ilm Crd;
6. Qz Pl Grt Bt ilm Opx Crd;
7. Qz Pl Grt Bt ilm Crd Lq;
8. Qz Pl Grt Bt ilm Opx Crd Lq;
9. Qz Pl Kfs Grt Bt ilm Opx Crd Lq;
10. Qz Pl Kfs Bt ilm Opx Crd Lq;
11. Qz Pl Kfs ilm Opx Crd Lq;
12. Qz Pl ilm Opx Crd Lq;
13. Qz Pl Kfs Grt Bt ilm Opx Lq;
14. Qz Pl Kfs Grt Bt ilm Opx Rt Lq;
15. Qz Pl Kfs Grt ilm Opx Rt Lq.

Figura 5.6 - Pseudosseções P-T calculadas para lâmina AC-09C. (A) Campo da assembleia do pico Qz-Pl-Grt-Bt-Ilm-Lq (destaque em preto). (B) Isolinhas composicionais de granada Xalm e de granada Xpy . (C) Campo de estabilidade estimado com base nas isolinhas de granada almandina e de granada piropo (destaque em laranja).

### 5.4.2 MAN-21A

A modelagem da amostra de granulito aluminoso MAN-21A, dos arredores de Manhauçu, foi realizada no sistema  $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2\text{-O}_2$  (CNKFMASHTO), considerando-se a quantidade de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  como equivalente a 10% da quantidade de  $\text{FeO}_{\text{total}}$ . A quantidade de  $\text{H}_2\text{O}$  foi calculada com base em binário T-X, com pressão de 6 kbar constante, de acordo com o método de White et al. (2001) e foi encontrada uma quantidade de 0,34% em peso de água (Figura 5.7).

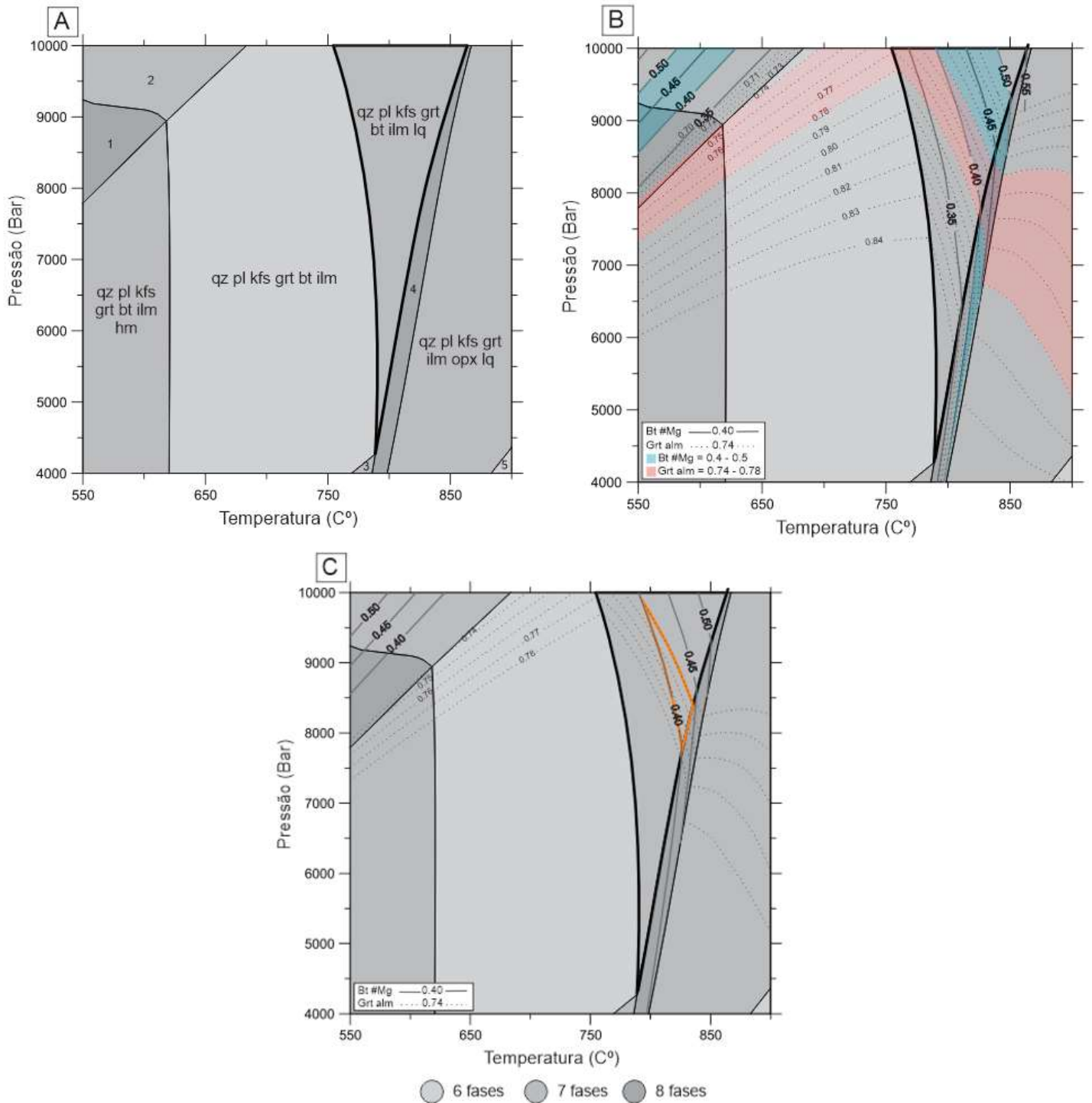


1. Qz Pl Kfs Bt Ilm; 2. Qz Pl Kfs Bt Mc Ilm; 3. Qz Pl Kfs Bt Mc Ilm Rt; 4. Qz Pl Kfs Bt Mc Rt; 5. Qz Pl Kfs Bt Ilm  $\text{H}_2\text{O}$  Lq; 6. Qz Pl Kfs Bt Ilm  $\text{H}_2\text{O}$  Lq; 7. Qz Pl Kfs Bt Rt.

**Figura 5.5** - Binário de água de Granulito Aluminoso no Sistema CNKFMASHTO com paragênese de interesse destacada e linha-guia determinando a quantidade de água.

A associação mineral considerada como marcadora do pico do processo metamórfico é representada por quartzo + plagioclásio + feldspato potássico + granada + biotita + ilmenita com a presença de líquido. A paragênese apresenta condições de estabilidade entre 750° e 860°C de temperatura e pressão mínima de 4,2 kbar (Figura 5.8 A). Com base em dados químicos retirados do trabalho de Medeiros Júnior (2016) dispostos no Anexo II, foram traçadas isolinhas composicionais de granada  $X_{\text{alm}}$  e de #Mg ( $\text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}]$ ) de biotita (Figura 5.8 B). A quantidade de granada  $X_{\text{alm}}$  varia de 0,74 a 0,78 e a de #Mg de biotita varia de 0,40 a 0,50. Utilizando-se esses valores é obtido um campo de estabilidade mais restrito para a formação da paragênese do pico, com temperaturas entre 795° e 840°C e pressões entre 7,6 e 10,0 kbar (Figura 5.8 C). Essas condições metamórficas são semelhantes

àquelas encontradas para os granulitos aluminosos da região de Abre Campo, que estão diretamente relacionados à Zona de Cisalhamento Abre Campo.



**Figura 5.6** - Pseudosseções P-T calculadas para lâmina MAN-21A. (A) Campo da assembleia do pico Qz-Pl-Kfs-Grt-Bt-Ilm-Lq (destaque em preto). (B) Isolinhhas composicionais de granada  $X_{alm}$  e biotita. (C) Campo de estabilidade estimado com base nas isolinhhas de granada almandina e de biotita (destaque em laranja).

### 6.1 METAMORFISMO DO COMPLEXO JUIZ DE FORA E GRUPO ANDRELÂNDIA

As rochas do Complexo Juiz de Fora e Grupo Andrelândia na região de Abre Campo e Manhauçu possuem características que evidenciam sua natureza polimetamórfica. Os litotipos estudados que foram correlacionados ao Complexo Juiz de Fora são granulitos máficos e enderbitos. Os granulitos aluminosos tiveram sua ocorrência associada ao Grupo Andrelândia.

Os granulitos máficos são caracterizados por associação mineral principal dada por clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo + biotita + ilmenita ± feldspato potássico, típica de fácies granulito de pressão baixa (De Ward 1965). As condições metamórficas mais prováveis para a formação desses granulitos máficos são, no mínimo, de 840°C de temperatura, com pressão inferior a 10 kbar. Esses valores são compatíveis com as encontradas por Medeiros Júnior (2016), que indicava temperaturas de 870°C e pressões de 7,6 kbar. As evidências de milonitização evidenciam que o pico do processo metamórfico regional de fácies granulito foi sucedido por um metamorfismo dinâmico, ocorrido ao longo da Zona de Cisalhamento Abre Campo e responsável pela hidratação da paragênese do pico do processo metamórfico. A reação (1) de Spear (1995) descreve o processo de uralitização dos piroxênios, por introdução de água no sistema, durante o desenvolvimento do metamorfismo dinâmico.

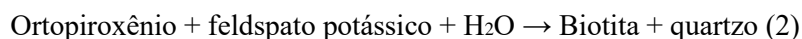


Os enderbitos são constituídos pela associação mineral quartzo + plagioclásio + biotita ± granada + ortopiroxênio + ilmenita. A ocorrência do ortopiroxênio sugere condições metamórficas de fácies granulito para geração dessa paragênese (Yardley 2004). Isso é compatível com as condições obtidas pelo estudo de modelagem metamórfica que indicam temperaturas entre 790° e 850°C. As condições de pressão mais prováveis devem ser acima de 5 kbar, visto que a ocorrência de granada em alguns enderbitos, mineral típico de pressão média a alta, pode indicar valores como esse. Essas condições são compatíveis com as encontradas por Medeiros Júnior (2016) que indicava pressões ao redor de 7,5 bar para formação dessas rochas. No presente trabalho as condições de temperatura foram mais restringidas que por Medeiros Júnior, que sugeria temperaturas superiores a 800°C. Ao se comparar as condições de formação desses enderbitos com aquelas obtidas por De Souza (2019) para enderbitos da Serra do Caparaó correlacionáveis ao Complexo Juiz de Fora verifica-se uma similaridade nas condições do pico do processo metamórfico das duas regiões. A milonitização também pode ser observada nos enderbitos do Complexo Juiz de Fora na região de Abre Campo. Verifica-se uma intensa

recristalização de biotita, muito dos grãos desse mineral gerado às custas do ortopiroxênio, assim como grãos de actinolita.

Os granulitos aluminosos, interpretados em diferentes trabalhos (Noce *et al.* 2007a; Medeiros Júnior 2016; Medeiros-Júnior *et al.* 2017) como rochas metamórficas derivadas de rochas sedimentares pelíticas correlacionáveis ao Grupo Andrelândia, possuem paragênese principal dada por quartzo + plagioclásio ± feldspato potássico + granada + biotita + ilmenita. Os aspectos microestruturais marcam a existência de grãos de feldspatos bem formados, o que, segundo Sawyer (2008), indica a ocorrência de fusão parcial no pico do processo metamórfico que gerou esses litotipos. As condições metamórficas obtidas para granulitos aluminosos das regiões de Manhauçu e de Abre-Campo são bastante semelhantes, com temperaturas entre 795° 870°C e pressões variando de 7,5 kbar até ao redor de 10 kbar. Esses dados corroboram os obtidos por De Souza (2019) em granulitos aluminosos da região de Manhauçu, que indicava condições entre 775°-800°C e 8-9,2 kbar para geração dos granulitos aluminosos.

Ambas as amostras de granulito aluminoso estudadas no presente trabalho exibem níveis que evidenciam a milonitização, o que indica a ocorrência de um metamorfismo dinâmico posterior ao desenvolvimento do metamorfismo regional. Nos granulitos aluminosos a triclinização de feldspato potássico e a recristalização de biotita frequentemente orientada são feições microestruturais indicadoras da milonitização. A formação de biotita durante o processo de metamorfismo dinâmico, acentuada pela hidratação do ambiente, pode ser descrita pela reação (2) de Graphchikov & Konilov (1996).



No caso da amostra de Abre Campo pode-se afirmar que essas feições deformacionais estão associadas a Zona de Cisalhamento Abre Campo. Na amostra de Manhauçu as evidências de milonitização pode ser correlacionadas ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Manhauçu, que de acordo com Noce *et al.* (2007a), é contemporânea ao processo que gerou aquela de Abre Campo.

Os litotipos estudados, constituídos de granulitos máficos e enderbitos do Complexo Juiz de Fora e de granulitos aluminosos do Grupo Andrelândia, encontram-se intercalados tectonicamente e algumas dessas rochas exibem indícios de milonitização, o que evidencia a influência da zona de cisalhamento Abre Campo e Manhauçu. Os litotipos do Complexo Juiz de Fora possuem uma história metamórfica associada ao paleoproterozóico e ao brasileiro (Noce *et al.* 2007c). Com base na análise das paragêneses principais identificadas no presente trabalho em enderbitos e granulitos máficos do Complexo Juiz de Fora e na sua relação tectônica com os granulitos aluminosos do Grupo Andrelândia pode-se afirmar que o pico do metamorfismo de fácies granulito estudado ocorreu durante o evento brasileiro. A idade registrada para o processo metamórfico de fácies granulito em rochas do Grupo

Andrelândia é de cerca de 565 Ma (Belém *et al.* 2011), o que evidencia a contemporaneidade do metamorfismo que afetou o Complexo Juiz de Fora e o Grupo Andrelândia.

A trajetória retrometamórfica das unidades estudadas não foi muito bem determinada pela modelagem metamórfica por meio das construções de pseudosseções. Provavelmente, isso se deve à persistência de fases da associação mineral principal em diferentes condições metamórficas, como aquelas encontradas nos granulitos aluminosos do Grupo Andrelândia, e também à ocorrência do cisalhamento imediatamente após o pico do processo metamórfico, o que afetou bastante as rochas da região. Embora o presente estudo não tenha apresentado dados conclusivos quanto à trajetória retrometamórfica das rochas do Complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia na região, pode-se sugerir que a exumação destes litotipos se deu ao longo de grandes zonas de cisalhamento, como a de Abre Campo e Manhauçu, ambas ativas durante o brasiliano. Segundo o modelo geotectônico de evolução do Orógeno Araçuai-Oeste Congo (Alkmim *et al.* 2006, 2007) é provável que a exumação destes corpos esteja associada ao colapso gravitacional do Orógeno há cerca de 500 Ma., o que segundo Medeiros Júnior (2016) geraria uma trajetória retrometamórfica caracterizada por uma descompressão quase isotérmica.





## CAPÍTULO 7

### CONCLUSÕES

---

Os granulitos aluminosos do Grupo Andrelândia e dos granulitos máficos e enderbitos correlacionados ao Complexo Juiz de Fora foram afetados por um processo metamórfico de fácies granulito de pressão média durante o Neoproterozóico. Esse evento metamórfico está correlacionado com a edificação do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. Nos enderbitos e granulitos máficos do Complexo Juiz de Fora as paragêneses principais são, respectivamente, quartzo + plagioclásio + biotita ± granada + ortopiroxênio + ilmenita e clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo + biotita + ilmenita ± feldspato potássico. No caso dos granulitos aluminosos do Grupo Andrelândia a paragênese da fácies granulito é dada por quartzo + plagioclásio ± feldspato potássico + granada + biotita + ilmenita.

Os dados geotermobarométricos obtidos para litotipos do Complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia foram similares. A paragênese principal do enderbito alcança condições de temperatura entre 790° e 860°C e pressões mínimas de 4 kbar. Para o granulito máfico, as condições de temperatura obtidas para o pico do processo metamórfico são de, no mínimo, 840°C. As condições de pressão não foram restringidas pelo modelamento, mas devido a ausência de granada, é provável que a pressão não ultrapasse 10 kbar. Para o granulito aluminoso associado ao Grupo Andrelândia, as condições alcançadas para o pico do processo metamórfico assumem temperaturas entre 820° e 870°C e pressões mínimas ao redor de 7,5 kbar para a amostra de Abre Campo. Para a amostra coletada em Manhuaçu, o pico assume condições de temperatura entre 795° e 840°C e pressões entre 7,6 e 10,0 kbar.

Os resultados obtidos para os litotipos estudados se assemelham àqueles obtidos por De Souza (2019) para litotipos associados à Serra do Caparaó. É possível afirmar que, o processo metamórfico que afetou ambas as rochas é o mesmo, que se sucedeu durante a edificação do Orógeno Araçuaí no neoproterozóico.

Todas as amostras de rochas do Complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia estudadas possuem feições deformacionais que evidenciam o processo de milonitização que afetou as fases minerais da paragênese principal. Essas feições são produtos do desenvolvimento das zonas de cisalhamento de Abre Campo e Manhuaçu, ambas associadas, segundo Alkmim *et al.* (2006, 2007), à tectônica de edificação e colapso do Orógeno Araçuaí.

As características do processo retrometamórfico que afetou essas rochas não é muito evidenciada com base na textura e mineralogia da rocha. Vale ressaltar que a mineralogia dos granulitos aluminosos possui grande estabilidade, o que dificulta extrair informações sobre mudanças de pressão no sistema.

No caso dos granulitos máficos e enderbitos, tem-se somente o ortopiroxênio como marcador de temperaturas mais altas, pois as outras fases minerais possuem estabilidade mais ampla. É possível sugerir que durante a milonitização a mineralogia do pico foi substituída por uma geração de biotita, que frequentemente se encontra orientada nessas rochas na direção da foliação milonítica. Com isso, pode-se supor que a Zona de Cisalhamento de Abre Campo pode ter funcionado como um mecanismo de descompressão que auxiliou na exumação dos granulitos do Complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia na região, conforme já foi aventado por Medeiros Júnior et al. (2017).



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Alkmim F.F. & Cruz S.C.P. 2005. Crátogenos, aulacógenos, orógenos e sua interação: O caso do Cráton do São Francisco-Congo e sistemas brasileiros/ pan-africanos adjacentes. In: SBG, Simp. sobre o Cráton do São Francisco, 3, Anais, p.185-187.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Res.*, **149**: 43-64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí - Congo ocidental. *Geonomos*, **15**(1): 25-43.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**:349-364.
- Amaral, L., Caxito, F. A., Pedrosa-Soares, A. C., Queiroga, G., Babinski, M., Trindade, R., Lana, C., Chemale, F., 2020. The Ribeirão da Folha ophiolite-bearing accretionary wedge (Araçuaí orogen, SE Brazil): New data for Cryogenian plagiogranite and metasedimentary rocks. *Precambrian Research Volume* **336**, January 2020, 105522.
- Barbosa A.L.M. & Grossi-Sad J.H. 1983. Reinterpretação das “Séries” Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, Anais, 1-15.
- Bassot, J.-P. 1988. Apport de la téledetction à la compréhension de la géologie di Gabon. *Chronique de la Recherche Minière*, **491**: 25-34.
- Belém J., Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Silva L. C., Armstrong R., Fleck A., Gradim C., Queiroga G. 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas. *Geonomos*, **19**(2): 224-243.
- Best M.G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. 2ªed. Massachusetts, Blackwell Science Ltd., 729p.
- Brandalise L. A. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Ponte Nova, SF.23-X-B-II. Escala 1:100.000. Texto explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 194p.
- Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 6ªed. Berlin, Springer, 318p.
- Castro, M. P., Queiroga, G. N., Martins, M., Pedrosa-Soares, A. C., Dias, L., Lana, C., Babinski, M., Alkmim, A. R. & Silva, M. A. 2020. Provenance shift through time in superposed basins: From Early Cryogenian glaciomarine to Late Ediacaran orogenic sedimentations (Araçuaí Orogen, SE Brazil). *Gondwana Research*, **87**, 41-66.
- Coggon R., Holland T. J. B. 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet- phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, pp. 683–696.
- Coutinho J., Krätner H., Sassi F., Schmid R., Sem S. 2007. Amphibolite and Granulite. In: Fettes D. & Desmons J. (eds.) *Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 51-57.
- Cruz S.C.P. & Alkmim F.F. 2006 The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí belt, São Francisco Craton Region, Eastern Brazil. *Anais Acad. Bras. Ciên.*, **78**: 151-174.
- Danderfer, A. 2000. *Geologia Sedimentar e Evolução Tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 498 p.
- De Capitani C., & Petrakakis K. 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, v. 95, pp. 1006-1016.
- De Ward, D. 1965. A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. Jour. Sci.*, **263**:455-461.
- De Souza B.C.C. 2019. *Evolução Petrogenética de Rochas Orto e Paraderivadas nos Arredores da Serra do Caparaó, Divisa dos Estados de Minas Gerais e Espírito Santo*. Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 47pp.
- Dewey J.F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**:1123-1139.

- Diener, J.F.A.; Powell, R., 2012. Revised activity – composition models for clinopyroxene and amphibole. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 30 (2), pp. 131-142.
- Duarte B.P. 1998. Evolução Tectônica dos Ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na Região de Juiz de Fora: Geologia, Petrologia e Geoquímica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 284p.
- Duarte B.P., Heilbron M., Campos-Neto M.C. 2000. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, central segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30(30), pp. 358-362.
- Ebert H. 1955. Pesquisas geológicas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, 79-89.
- Ebert H. 1956. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório Anual do Diretor. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, 97-107.
- Ellis D.J. 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geol.*, **15**:167-170.
- England P.C. & Houseman G.A. 1989. Extension during continental 42 convergence, with application to the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, **94**:17561-17579.
- Fettes D., Desmons J. 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge, 244p.
- Fyfe W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **273**(A): 457-461.
- Gradim C., Roncato J., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U., Dussin I., Akmim F.F., Queiroga G., Jacobsohn T., Silva L.C., Babinski M. 2014. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(1):155-180.
- Graphchikov A.A. & Konilov A.N. 1996. Experimental study of partial melting of biotite-orthopyroxene-quartz bearing assemblages in the system KAlO<sub>2</sub>-MgO-FeO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *European Journal of Mineralogy*, **8**:143- 152.
- Green E., Holland T., Powell R. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *American Mineralogist*, v. 92 (7), pp. 1181-1189, 2007.
- Harley S.L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.*, **126**(3): 215-247.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25(4), pp. 249-266.
- Heilbron M., Duarte B., Valladares C., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G. 2003. Síntese geológica do bloco oriental (Zona da Mata). In: A. C. Pedrosa Soares, C. M. Noce, R. Trouw & M. Heilbron (orgs.), Projeto Sul de Minas – Etapa I: geologia e recursos minerais do Sudeste Mineiro. Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, v. 1, pp. 8-50.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos-Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro & B. B. Neves (eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, pp. 203-234.
- Heilbron M., Duarte B.P., Valeriano C.M., Simonetti A., Machado N., Nogueira J.R. 2010. Evolution of reworked paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira Belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, v. 178, pp. 136-148.
- Holland, T.J.B., Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, pp. 309–343.
- Holland T., Powell R. 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 145, pp. 492–501.
- Jordt-Evangelista H. 1984. *Petrologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien*. Tese de doutorado, Universidade Técnica de Clausthal, Alemanha, 183p.
- Jordt-Evangelista H. 1985. Petrologia de fases, geotermometria e geobarometria do Complexo Granulítico de Acaiaca, sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, Anais, 165-178.

Jordt-Evangelista H. & Muller G. 1986a. Petrology of a transition zone between the Archean Craton and the Coast Belt, SE of the Iron Quadrangle, Brazil. *Chemie der Erde*, **45**:129-145.

Jordt-Evangelista H. & Muller G. 1986b. Petrologia da zona de transição entre o Cráton do São Francisco e o Cinturão Móvel Costeiro na região sudeste do Quadrilátero ferrífero, MG. In: *Cong. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, Anais, 1471-1479.

Jordt-Evangelista H. 1996. Igneous charnockites in the southeastern transition zone between the São Francisco Craton and the Costeiro Mobile Belt, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**(2):93-102.

Kuster K., Ribeiro A., Trouw R.A.J., Dussin I., Marimon R.S. 2020. The Neoproterozoic Andrelândia group: Evolution from an intraplate continental margin to an early collisional basin south of the São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, Volume 102, 102666

Malavielle J. 1993. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics*, **12**: 1115-1130.

Marinho K.S.M. 2014. Petrogênese do Granulito Pedra Dourada, MG. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 116 pp.

Maurin J.-C. 1993. La chaîne panafricaine ouest-congolienne: corrélation avec le domain est-brésilien et hypothèse géodynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **164**: 51-60.

Medeiros Júnior E.B. 2009. Petrogênese do Complexo Acaiaca, MG. Dissertação de mestrado, Dep. de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 101p.

Medeiros Júnior E.B. & Jordt Evangelista H. 2010. Petrologia e geoquímica dos granulitos do Complexo Acaiaca, região centro-sudeste de Minas Gerais. *Rev. Esc. Minas*, **63**(2):219-228.

Medeiros Júnior, E.B. 2016. Evolução Petrogenética de terrenos granulíticos nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Tese de doutoramento. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 167pp.

Medeiros Júnior, E. B., Jordt-Evangelista H., Marques, R.A.; Velasco, T.C.; Soares, C.C.V. 2017. Geothermobarometry of granulites of the Juiz de Fora Complex and the Andrelândia Group in the region of Abre Campo and Manhuaçu, Minas Gerais, Brazil, *Geociências*.

Moraes R., Brown M., Fuck R.A., Duarte B.P., Camargo M.A., Lima T.M. 2002. Characterization and P-T Evolution of Melt-bearing Ultrahigh-temperature Granulites: an Example from Anapólis-Itaúçu Complex of Brasília FoldBelt, Brazil. *J. Petrol.*, **9**: 1673-1705.

Moraes R., Fuck R.A., Duarte B.P., Barbosa J.S.F., Leite C.M.M. 2004. Granulitos do Brasil. 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, Editora Beca, 321-346.

Noce C.M., Costa A.G., Piuzana D., Vieira V.S. & Carvalho C. 2007a. *Geologia da Folha Manhuaçu, escala 1:100.000*. Rio de Janeiro, CPRM/UFMG - Programa Geologia do Brasil.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzana D. 2007b. 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*, v. 159, pp. 60-78.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzana D. 2007c. 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.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal Ph., Monteiro R.L.B.P., Leonardos O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *J. S. Am. Earth Sci.*, **6**: 33-47.

Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connections to the Ribeira Belt. In: Cordani U.G., Thomaz Filho A., Campos Neto D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. *Int. Geol. Congr*, 31, Rio de Janeiro, 265-268.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Res.*, **110**: 307-323.

- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**(1): 1-16.
- Peres G.G. 2000. O Grupo Dom Silvério na região leste de Minas Gerais: arcabouço estrutural e evolução tectônica. Dissertação de mestrado, Dep. de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 125p.
- Peres G.G., Alkmim F.F., Jordt-Evangelista H. 2004. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. *An. Acad. Bras. Ciências*, **76**(4): 771-790.
- Powell R. 1983. Processes in granulite-facies metamorphism. In: Atherton M.P. & Gribble C.D. (eds.) *Migmatites, melting and metamorphism*. Nantwich, Shiva, 127-139.
- Powell R. & Holland T.J.B. 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. III. Application methods, worked examples and a computer program. *J. Met. Geol.*, **6**: 173-204.
- Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Pimentel, M.M., Dantas, E., Martins, M., Castañeda, C., Suita, M.T.F. & Prichard, H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb Zircon (la-icpms) dating of a plagiogranite. *Geonomos*, 15 (este número).
- Queiroga G.N., Gradim D.T., Pedrosa-Soares A.C., Pinho R.R., Vilela F., Noce C.M., Nola T., Novo T.A., Oliveira M., Basto C. 2014. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Jequeri, escala 1:50.000*. Belo Horizonte, CPRM/UFMG - Programa Geologia do Brasil.
- Sawyer E.W. 2008: *Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9, NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada, 371p.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: Um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Rev. Bras. Geociên.*, **31**: 396-924.
- Schobbenhaus C. 1996. As tafrogeneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Rev. Bras. Geociên.*, **26**: 265-276.
- Schulz-Kuhnt D. 1985. Petrographische Untersuchungen einer Zone amphibolit-und granulitfazieller Gesteine im Raum Jequeri östliches Minas Gerais, Brasilien. Universidade Técnica de Clausthal, Alemanha, Tese de doutoramento, 169p.
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C., Vieira V. S., Silva M., Paes V., Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 513-528.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L. & Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, **136**: 203-240.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C. & Teixeira, L.R. 2007. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: new evidences for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research* (no prelo).
- Souza, M. E., Martins, M., Queiroga, G., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., de Castro, M. P., & Serrano, P. 2022. Time and isotopic constraints for Early Tonian basaltic magmatism in a large igneous province of the São Francisco–Congo paleocontinent (Macaúbas basin, Southeast Brazil). *Precambrian Research*, 106621.
- Spear F.S. 1992. Thermobarometry and P-T paths from granulite facies rocks: an introduction. *Precamb. Res.*, **55**: 201-207
- Spear, F.S. 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America Monograph, Washington, D.C., 799p.
- Trompette R., Uhlein A., Egydio-Silva M.E., Karmann I. 1992. The Brasiliano São Francisco craton revisited (central Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, **6**: 49-57.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 pp.

Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): Sedimentary Provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Res.*, 130 (1/4), 27–55.

van Bemmelen, R.W. 1954. *Mountain building*. Ed. Martinus Nijhoff, The Hague, 177 pp.

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*, v. 18(5), pp. 497–511.

White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B. 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system Na<sub>2</sub>O–CaO–K<sub>2</sub>O–FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, pp. 139.

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*, v. 20(1), pp. 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*, v. 25, pp. 511–527.

White R.W. & Powell R. 2010. Retrograde melt-residue interaction and formation of near-anhydrous leucones in migmatites. *J. Met. Geol.*, **28**:579–597.

Winkler H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5<sup>a</sup>ed. New York, Springer, 348p.

Yardley B.W.D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica*. 2<sup>a</sup>ed. Tradução: Fuck R.A. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 432 p.



# APÊNDICE

---

## Apêndice I – Descrição de Lâminas delgadas

## Apêndice I

---

### Descrição de lâminas correlacionadas ao Complexo Juiz de Fora no município de Abre Campo-MG

#### AC-07A

A paragênese principal da rocha é composta por quartzo (30%), plagioclásio (50%), ortopiroxênio (4%), biotita (15%) e opacos (ilmenita) (<1%). Como minerais de alteração tem-se sericita (<1%), epidoto (<1%). A rocha pode ser classificada como enderbito.

A lâmina apresenta sua textura variando de granoblástica a protomilonítica. Sua granulação varia de fina a média.

O quartzo se apresenta como grãos xenoblásticos com tamanhos entre 0,1 e 1,8 mm. Seus grãos apresentam características diagnósticas como grãos anédricos, além de apresentar extinção ondulante e microestruturas do tipo núcleo-manto, além da formação de subgrãos. Seus contatos variam de interlobados a serrilhados.

Plagioclásio forma grãos xenoblásticos, com granulação entre 0,1 e 1,7 mm. Apresenta maclas polissintéticas evanescentes e alguns grãos possuem microestruturas do tipo núcleo-manto. Alguns são marcados pelo processo de sericitização.

O ortopiroxênio ocorre como grãos xenoblásticos com pleocroísmo em tons de verde-claro e rosa e se encontra frequentemente associado a biotita, por vezes orientados segundo a foliação principal. O tamanho dos grãos varia de 0,1 a 1 mm e estes se apresentam fraturados.

A biotita é tabular, com pleocroísmo variando de amarelo-pálido a castanho-avermelhado e se encontra orientada segundo a foliação principal, por vezes com inclusões de zircão e minerais opacos.

O zircão apresenta hábito prismático subédrico e está presente de forma irregular, com granulação entre 0,01 e 0,05 mm.

O epidoto aparece de forma granular anédrica em grãos finos com cores variando de incolor a amarelo pálido.

A sericita se trata de um mineral acessório secundário, proveniente de alterações no plagioclásio, com hábito lamelar e granulação de até 0,05 mm.

Os opacos, identificados como ilmenita, estão distribuídos de maneira irregular na lâmina, de forma anédrica e granulação entre 0,02 e 0,2 mm.

## AC-08A

A paragênese principal da rocha é composta por plagioclásio (35%), clinopiroxênio (20%), k-feldspato (15%), ortopiroxênio (10%), biotita (10%), quartzo (5%), hornblenda (1%) e opacos (1%). Como mineral acessório (1%) ocorre zircão. Como minerais de alteração (2%) sericita, epidoto, titanita e apatita. A rocha pode ser classificada como granulito máfico.

Lâmina apresenta minerais dispostos de forma decussada, sem uma orientação preferencial, em geral com formas irregulares, variando sua granulometria de média a grossa, com formas variando de euédricas a subédricas.

O quartzo se dispõe de forma granular anédrica, variando sua granulação de 0,1 a 3 mm, em pequenas porções da rocha. Incolor e de relevo baixo, o mesmo pôde ser identificado devido à figura de interferência característica, uniaxial positivo e cores de interferência de primeira ordem (cinza de primeira ordem). Alguns grãos apresentam extinção concêntrica e ondulante e formação de subgrãos. Seus contatos variam de interlobados a serrilhados.

O plagioclásio se apresenta de forma granular anédrica a subédrica, variando sua granulação de 0,1 a 5,0 mm. Mineral incolor e de relevo baixo, que, a nicóis cruzados, apresentam cores variando de cinza a branco de primeira ordem marcados por maclas polissintéticas em duas direções segundo a Lei da Albita e da Periclina; Alguns grãos apresentam microestruturas do tipo núcleo-manto, evidenciando o processo de recristalização dinâmica. Outros grãos apresentam-se relativamente alterados e é possível observar substituição por sericita ou epidoto.

O feldspato potássico ou ortoclásio, se apresenta como grãos xenoblásticos pertíticos, variando sua granulação de 0,5 a 2,0 mm. Incolor, levemente turvo, de relevo baixo e cores de interferência baixas (não ultrapassam o cinza de primeira ordem). Algumas porções apresentam o desenvolvimento de macla Tartan, que marca o processo de triclinização.

Ortopiroxênio se apresenta de forma granular anédrica a subédrica em sua maioria, com grãos variando de 0,1 a 2,0 mm. Incolores a levemente coloridos, mas sem pleocroísmo, apresentam relevo moderado e muitas fraturas. Suas cores de interferência são baixas, não ultrapassando a primeira ordem e suas seções basais apresentam duas direções de clivagem se interceptando a aproximadamente 90°. Apresenta extinção completa característica, paralela ou subparalela em relação ao traço da clivagem nas seções longitudinais.

O clinopiroxênio também se apresenta como cristais subédricos a anédricos, variando sua granulação de 0,1 a 2,0 mm. Levemente coloridos (verde claro a rosa-pálido) e de relevo moderado, bastante fraturados, apresentando cores de interferência mais altas que as dos ortopiroxênios (azul a verde de segunda ordem). Uma de suas propriedades diagnósticas é a sua extinção oblíqua em relação à clivagem nas seções alongadas e sua seção basal que apresenta duas direções de clivagem se

interceptando a aproximadamente 90°. Ambos os piroxênios se encontram parcial ou totalmente substituídos por anfibólio e a presença de ilmenita encontra-se comumente associada a este mineral.

Biotita ocorre de forma tabular e granulação entre 0,05 e 1,5 mm. Seus grãos apresentam pleocroísmo variando de amarelo-pálido a castanho-avermelhado e exibem extinção incompleta do tipo olho-de-pássaro. Apresentam frequentes inclusões de apatita e zircão e orientação preferencial bem-marcada nas porções mais milonitizadas.

A hornblenda se trata de um clinofanfibólio que aparece como grãos anédricos xenoblásticos a subidioblásticos, de 0,1 a 1,5 mm. Apresenta cores levemente acastanhadas e pleocroísmo em tons de verde-escuro, castanho-claro e castanho esverdeado. Sua extinção é oblíqua em relação ao traço da clivagem nas seções alongadas.

A titanita se apresenta de forma granular fina, com grãos variando de 0,1 a 0,5 mm. Apresenta cor castanho/caramelo, além de relevo e birrefringência altos.

A apatita está presente de forma granular e alguns pequenos bastões. Incolor e de relevo moderado, com cor de interferência cinza de primeira ordem.

O zircão apresenta hábito prismático subédrico e está presente de forma irregular, com granulação entre 0,01 e 0,1 mm. É incolor e possui relevo alto, com altas cores de interferência e, em grãos maiores, é possível observar halos pleocróicos devido ao decaimento radioativo do zircônio.

O epidoto aparece de forma granular anédrica em grãos finos com cores variando de incolor a amarelo pálido. Possui relevo alto e cores de interferência que se intensificam com a quantidade de ferro.

A sericita se trata de um mineral acessório secundário, proveniente de alterações no plagioclásio, o que pode ser notado nos próprios grãos alterados deste mineral, que se apresentam “turvos”. Seu hábito é lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm.

Os opacos estão distribuídos de maneira irregular na lâmina, de forma subédrica a anédrica e granulação entre 0,02 e 0,3 mm.

## **AC-12A**

A paragênese principal da rocha é composta por plagioclásio (40%), hornblenda (25%), ortopiroxênio (20%), clinopiroxênio (12%), biotita (1%) e opacos (1%). Como minerais de alteração (2%) sericita, epidoto. A rocha pode ser classificada como granulito máfico.

A lâmina em geral é formada por minerais distribuídos de maneira decussada, sem orientação preferencial, com grãos anédricos a subédricos de granulação variando de fina a média. Em relação às lâminas já descritas, essa em particular, apresenta grãos menores, mais cominuídos.

Plagioclásio se apresenta como grãos xenoblásticos variando sua granulação de 0,1 mm a 4,0 mm. Tratam-se de grãos incolores de relevo baixo, que ao cruzar os nicóis, se apresentam com cores variando de cinza a branco de primeira ordem. Alguns grãos apresentam maclas polissintéticas segundo

a Lei da Albita e da Periclina, outros grãos apresentam-se relativamente alterados, alguns com microestruturas do tipo núcleo-manto, evidenciando o processo de recristalização dinâmica. Seus contatos variam de interlobados a serrilhados e em alguns grãos é possível observar substituição por sericita ou epidoto.

Ortopiroxênio se apresenta de forma granular anédrica a subédrica em sua maioria, com grãos variando de 0,1 a 1,5 mm. Incolores a levemente coloridos, mas sem pleocroísmo, apresentam relevo moderado e muitas fraturas. Suas cores de interferência são baixas, não ultrapassando a primeira ordem e suas seções basais apresentam duas direções de clivagem se interceptando a aproximadamente 90°. Apresenta extinção completa característica, paralela ou subparalela em relação ao traço da clivagem nas seções longitudinais.

O clinopiroxênio também se apresenta como cristais subédricos a anédricos, variando sua granulação de 0,1 a 1,5 mm. Levemente coloridos (verde claro a rosa-pálido) e de relevo moderado, bastante fraturados, apresentando cores de interferência mais altas que as dos ortopiroxênios (azul a verde de segunda ordem). Uma de suas propriedades diagnósticas é a sua extinção oblíqua em relação à clivagem nas seções alongadas e sua seção basal que apresenta duas direções de clivagem se interceptando a aproximadamente 90°. Ambos os piroxênios se encontram parcial ou totalmente substituídos por anfibólio.

Hornblenda apresenta pleocroísmo em tons de verde-escuro, castanho-claro e castanho-esverdeado. Ocorre de forma xenoblástica a subidioblástica, com granulação variando de 0,1 a 1,5 mm.

A biotita se apresenta em grãos tabulares distribuídos de forma decussada, porém, em porções mais milonitizadas, apresentam uma orientação preferencial bem-marcada. Sua granulação varia de 0,05 e 1,5 mm. Seus grãos apresentam pleocroísmo variando de amarelo-pálido a castanho-avermelhado e exibem extinção incompleta do tipo olho-de-pássaro.

O epidoto aparece de forma granular anédrica em grãos finos com cores variando de incolor a amarelo pálido. Possui relevo alto e cores de interferência que se intensificam com a quantidade de ferro.

A sericita se trata de um mineral acessório secundário, proveniente de alterações no plagioclásio, o que pode ser notado nos próprios grãos alterados deste mineral, que se apresentam “turvos”. Seu hábito é lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm.

Os opacos estão distribuídos de maneira irregular na lâmina, de forma subédrica a anédrica e granulação entre 0,3 e 0,02 mm.

## **AC-12C**

A paragênese principal da rocha é dada por plagioclásio (45%), quartzo (20%), biotita (15%), granada (4%), ortopiroxênio (4%) e opacos (1%). Como minerais secundários (2%) epidoto e sericita. Como mineral acessório (1%) zircão. A rocha pode ser classificada como enderbitito.

A lâmina apresenta minerais dispostos de forma decussada, sem uma orientação preferencial, em geral com formas irregulares, variando sua textura de granoblástica a protomilonítica. Sua granulação varia de fina a média.

O quartzo se apresenta como grãos xenoblásticos com tamanhos entre 0,1 e 2,0 mm. Seus grãos apresentam características diagnósticas como o habitus granular anédrico, incolor de relevo baixo e cores de interferência baixas (cinza/branco de primeira ordem), além de apresentar extinção ondulante e microestruturas do tipo núcleo-manto, além da formação de subgrãos. Seus contatos variam de interlobados a serrilhados.

Plagioclásio forma grãos xenoblásticos, com granulação entre 0,1 e 2,0 mm. Mineral incolor e de relevo baixo, que, a nicóis cruzados, apresentam cores variando de cinza a branco de primeira ordem. Apresenta maclas polissintéticas evanescentes e alguns grãos possuem microestruturas do tipo núcleo-manto. Alguns grãos se mostram bastante alterados, marcados pelo processo de sericitização.

O ortopiroxênio forma grãos xenoblásticos com pleocroísmo em tons de verde-claro e rosa e se encontra frequentemente associado a biotita, por vezes orientados segundo a foliação principal. O tamanho dos grãos varia de 0,1 a 2 mm e estes se apresentam fraturados. Suas cores de interferência são baixas, não ultrapassando a primeira ordem e suas seções basais apresentam duas direções de clivagem se interceptando a aproximadamente 90°. Apresenta extinção completa característica, paralela ou subparalela em relação ao traço da clivagem nas seções longitudinais.

A granada ocorre como porfiroblastos subidioblásticos a idioblásticos de até 2,5 mm. Mineral incolor e de relevo alto, com grãos bastante fraturados e isotrópicos. Encontram-se frequentemente associadas à biotita.

A biotita é observada em forma de palhetas tabulares com pleocroísmo variando de amarelo-pálido a castanho-avermelhado e se encontram orientadas segundo a foliação principal, por vezes com inclusões de zircão e minerais opacos. Apresentam pleocroísmo variando de amarelo-pálido a castanho-avermelhado, habitus tabular e extinção incompleta do tipo olho-de-pássaro.

O zircão apresenta hábito prismático subédrico e está presente de forma irregular, com granulação entre 0,01 e 0,1 mm. É incolor e possui relevo alto, com altas cores de interferência e, em grãos maiores, é possível observar halos pleocróicos devido ao decaimento radioativo do zircônio.

O epidoto aparece de forma granular anédrica em grãos finos com cores variando de incolor a amarelo pálido. Possui relevo alto e cores de interferência que se intensificam com a quantidade de ferro.

A sericita se trata de um mineral acessório secundário, proveniente de alterações no plagioclásio, o que pode ser notado nos próprios grãos alterados deste mineral, que se apresentam “turvos”. Seu hábito é lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm.

Os opacos estão distribuídos de maneira irregular na lâmina, de forma subédrica a anédrica e granulação entre 0,02 e 0,3 mm.

## **Descrição de lâminas correlacionadas ao Grupo Andrelândia no município de Abre Campo-MG**

### **AC-09C**

A paragênese principal da rocha é dada por plagioclásio (40%), quartzo (20%), granada (20%), biotita (15%) e opacos (1%). Como mineral acessório (1%) zircão. Como mineral de alteração (3%) sericita e carbonato. A rocha pode ser classificada como granulito aluminoso.

A lâmina apresenta minerais dispostos de forma decussada, sem uma orientação preferencial, em geral com formas irregulares, variando sua granulometria de média a grossa, com formas variando de euédricas a subédricas.

O quartzo ocorre como grãos xenoblásticos, com granulação entre 0,1 e 2,5 mm. Apresenta características diagnósticas como o habitus granular anédrico, incolor de relevo baixo e cores de interferência baixas (cinza/branco de primeira ordem). Possuem extinção ondulante e, por vezes, formam estruturas do tipo núcleo-manto. Seus contatos são interlobados e serrilhados.

Plagioclásio ocorre de forma anédrica a subédrica e granulação variando de 0,5 a 6,0 mm. Tratam-se de grãos incolores de relevo baixo, que ao cruzar os nicóis, se apresentam com cores variando de cinza a branco de primeira ordem e, por vezes, apresentam maclas polissintéticas segundo a Lei da Albita e da Periclina. Alguns grãos apresentam extinção concêntrica. É possível observar a substituição de alguns grãos por sericita, caracterizando processos secundários do mineral. Os contatos intergrãos variam de serrilhados a interlobados.

A granada ocorre de forma subidioblástica, com granulação variando entre 0,5 e 8,5 mm. Trata-se de um mineral incolor de relevo alto e isotrópico, demasiadamente fraturado. Por vezes apresenta inclusões de biotita, quartzo e/ou plagioclásio.

A biotita se apresenta como grãos tabulares euédricos a subédricos, dispostos preferencialmente segundo a direção da foliação. Se distribuem sob a forma de palhetas com pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido.

A sericita é observada em grãos de plagioclásio marcando seu processo de alteração. Seu hábito é lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm.

O zircão apresenta hábito prismático subédrico e está presente de forma irregular, com granulação entre 0,01 e 0,1 mm. É incolor e possui relevo alto, com altas cores de interferência e, em grãos maiores, é possível observar halos pleocróicos devido ao decaimento radioativo do zircônio.

O carbonato se apresenta de forma anédrica e granulação ultra-fina até 0,1 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Apresenta extinção incompleta do tipo olho-de-pássaro.

Os opacos estão distribuídos de maneira irregular na lâmina, de forma subédrica a anédrica e granulação entre 0,02 e 0,3 mm.

## **AC-09D1**

A paragênese principal da rocha é dada por quartzo (45%), plagioclásio (35%), granada (15%), biotita (3%) e opacos (1%). Como mineral acessório (1%) zircão e apatita. Como minerais de alteração (3%) sericita, epidoto e carbonato. A rocha pode ser classificada como granulito aluminoso.

De maneira geral, a rocha apresenta seus minerais dispostos de forma decussada com grãos irregulares, variando de finos a grossos e de subédricos a anédricos.

O quartzo se dispõe de forma granular anédrica, com granulação entre 0,1 e 3,0 mm. Incolor, de relevo baixo e cores de interferência baixas (cinza/branco de primeira ordem), apresenta extinção ondulante, além da formação de subgrãos. Contatos interlobados a serrilhados.

O plagioclásio forma grãos anédricos a euédricos, com granulação entre 0,5 e 6,0 mm. Mineral incolor e de relevo baixo, que, a nicóis cruzados, apresentam cores variando de cinza a branco de primeira ordem; grãos bastante alterados, muitos marcados por inclusões de minerais, como sericita e epidoto. Não foram observadas maclas polissintéticas segundo a Lei da Albita e da Periclina. Contatos intergrãos variam de serrilhados a interlobados.

Granada se apresenta de forma subidioblástica e granulação variando entre 0,5 e 8,0 mm. Mineral incolor e de relevo alto, com grãos bastante fraturados e isotrópicos. Alguns apresentam inclusões de apatita e biotita.

A biotita se dispõe como grãos tabulares distribuídos preferencialmente segundo a direção da foliação, sob a forma de palhetas com pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido. Alguns grãos apresentam inclusões de zircão.

A apatita está presente de forma granular e como pequenos bastões incolores e de relevo moderado, com cor de interferência cinza de primeira ordem.

A sericita é observada em grãos de plagioclásio marcando seu processo de alteração. Seu hábito é lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm.

O zircão apresenta hábito prismático subédrico e está presente de forma irregular, com granulação entre 0,01 e 0,1 mm. É incolor e possui relevo alto, com altas cores de interferência e, em grãos maiores, é possível observar halos pleocróicos devido ao decaimento radioativo do zircônio.

O carbonato se apresenta de forma anédrica e granulação ultra-fina até 0,1 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Apresenta extinção incompleta do tipo olho-de-pássaro.

O Epidoto aparece de forma granular anédrica em grãos finos com cores variando de incolor a amarelo pálido; têm relevo alto e cores de interferência que se intensificam com a quantidade de ferro.



Os opacos estão distribuídos de maneira irregular na lâmina, de forma subédrica a anédrica e granulação entre 0,02 e 0,3 mm.

## **AC-09D2**

A paragênese principal da rocha é dada por plagioclásio (35%), quartzo (30%), biotita (15%), granada (15%) e opacos (1%). Como minerais acessórios (1%) zircão e apatita. Como minerais de alteração (3%) sericita, epidoto e carbonato. A rocha pode ser classificada como granulito aluminoso.

De maneira geral, os minerais presentes na lâmina estão dispostos de forma decussada, com grãos irregulares, variando sua granulometria de média a grossa e sua forma de euédricos a subédricos.

O plagioclásio possui grãos distribuídos de formas anédricas a euédricas, variando sua granulação de 0,5 a 6,0 mm. Se apresentam como grãos incolores e de relevo baixo, exibindo maclas polissintéticas segundo a Lei da Albita e da Periclina. Por vezes ocorre sua substituição por grãos de sericita e epidoto, caracterizando processos secundários do mineral. Apresenta contatos serrilhados a interlobados.

O quartzo forma grãos xenoblásticos, com granulação entre 0,1 e 2,5 mm. Incolor e de relevo baixo, apresentam microestruturas do tipo núcleo-manto e formação de subgrãos. Alguns ainda compõem estruturas de mirmequita. Contatos variam de interlobados a serrilhados.

A granada se apresenta de forma subidioblástica e granulação variando entre 0,5 e 8,0 mm. Mineral incolor e de relevo alto, com grãos bastante fraturados e isotrópicos. Alguns apresentam inclusões de apatita e biotita.

A biotita se dispõe como grãos tabulares distribuídos preferencialmente segundo a direção da foliação, sob a forma de palhetas com pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido. Alguns grãos apresentam inclusões de zircão.

A apatita está presente de forma granular e como pequenos bastões incolores e de relevo moderado, com cor de interferência cinza de primeira ordem.

A sericita é observada em grãos de plagioclásio marcando seu processo de alteração. Seu hábito é lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm.

O zircão apresenta hábito prismático subédrico e está presente de forma irregular, com granulação entre 0,01 e 0,1 mm. É incolor e possui relevo alto, com altas cores de interferência e, em grãos maiores, é possível observar halos pleocróicos devido ao decaimento radioativo do zircônio.

O carbonato se apresenta de forma anédrica e granulação ultra-fina até 0,1 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Apresenta extinção incompleta do tipo olho-de-pássaro.

O Epidoto aparece de forma granular anédrica em grãos finos com cores variando de incolor a amarelo pálido; têm relevo alto e cores de interferência que se intensificam com a quantidade de ferro.

Os opacos estão distribuídos de maneira irregular na lâmina, de forma subédrica a anédrica e granulação entre 0,02 e 0,3 mm.

## **AC-10B**

A paragênese principal da rocha é dada por plagioclásio (35%), quartzo (30%), granada (15%), biotita (10%), feldspato potássico (5%) e opacos (1%). Como minerais acessórios (1%) zircão e apatita. Como minerais de alteração (3%) sericita, epidoto e carbonato. A rocha pode ser classificada como granulito aluminoso.

Lâmina apresenta minerais dispostos de forma decussada, sem uma orientação preferencial, em geral com formas irregulares, variando sua granulometria de média a grossa, com formas variando de euédricas a subédricas.

O plagioclásio forma grãos anédricos a euédricos, variando sua granulometria de 0,5 a 5,0 mm. Incolor e de relevo baixo, exibe maclas polissintéticas segundo a Lei da Albita e da Periclina. Por vezes é substituído por grãos de sericita e epidoto, caracterizando processos secundários do mineral. Seus contatos variam de interlobados a serrilhados.

O quartzo se apresenta como grãos xenoblásticos, com granulação entre 0,1 a 3 mm. Incolor, de relevo baixo e cores de interferência baixas (cinza/branco de primeira ordem), exibe extinção ondulante e, por vezes, microestruturas do tipo núcleo-manto, além da formação de subgrãos. Seus contatos são interlobados a serrilhados.

O feldspato potássico possui forma xenoblástica perítica e granulação variando entre 0,1 e 6,0 mm. Alguns grãos exibem macla do tipo Tartan difusa, marcando o processo de triclinização do feldspato. Em geral, se apresenta incolor, levemente turvo, de relevo baixo e cores de interferência baixas (não ultrapassam o cinza de primeira ordem).

A granada forma grãos subidioblásticos e tamanhos variando de 0,5 a 7,0 mm. Mineral incolor e de relevo alto, com grãos bastante fraturados e isotrópicos. Alguns grãos apresentam inclusões de apatita e biotita.

A biotita se dispõe como grãos tabulares distribuídos preferencialmente segundo a direção da foliação, sob a forma de palhetas com pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido. Alguns grãos apresentam inclusões de zircão.

A apatita está presente de forma granular e como pequenos bastões incolores e de relevo moderado, com cor de interferência cinza de primeira ordem.

A sericita é observada em grãos de plagioclásio marcando seu processo de alteração. Seu hábito é lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm.

O zircão apresenta hábito prismático subédrico e está presente de forma irregular, com granulação entre 0,01 e 0,1 mm. É incolor e possui relevo alto, com altas cores de interferência e, em grãos maiores, é possível observar halos pleocróicos devido ao decaimento radioativo do zircônio.

O carbonato se apresenta de forma anédrica e granulação ultra-fina até 0,1 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Apresenta extinção incompleta do tipo olho-de-pássaro.

O Epidoto aparece de forma granular anédrica em grãos finos com cores variando de incolor a amarelo pálido; têm relevo alto e cores de interferência que se intensificam com a quantidade de ferro.

Os opacos estão distribuídos de maneira irregular na lâmina, de forma subédrica a anédrica e granulação entre 0,02 e 0,3 mm.

## **Descrição de lâminas correlacionadas ao Grupo Andrelândia no município de Manhuaçu-MG**

### **MAN-21A**

A associação mineral principal da rocha é dada por quartzo (35%), plagioclásio (25%), feldspato potássico (15%), granada (15%), biotita (8%), e opacos (ilmenita) (<11%). Como minerais acessórios (1%) zircão e apatita. Como minerais de alteração (3%) sericita, epidoto e carbonato. A rocha pode ser classificada como granulito aluminoso.

A rocha é caracterizada por uma essencialmente textura granoblástica, com porções protomiloníticas evidenciadas pela orientação de biotita e microestruturas núcleo-manto em algumas fases minerais.

O plagioclásio forma grãos anédricos a euédricos, variando sua granulometria de 0,5 a 2,5 mm. Exibe maclas polissintéticas, e, por vezes, é substituído por grãos de sericita e epidoto, caracterizando processos secundários do mineral.

O quartzo se apresenta como grãos xenoblásticos, com granulação entre 0,1 a 2,5 mm. Exibe extinção ondulante e, por vezes, microestruturas do tipo núcleo-manto. Seus contatos são interlobados a serrilhados.

O feldspato potássico possui forma xenoblástica peritítica e granulação variando entre 0,1 e 3,0 mm. Alguns grãos exibem macla do tipo Tartan difusa, marcando o processo de triclinização do feldspato.

A granada forma grãos subidioblásticos e tamanhos variando de 0,5 a 5,0 mm. Alguns grãos apresentam inclusões de apatita e biotita.

A biotita ocorre como grão tabulares, que frequentemente estão orientados. Possui pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido. Alguns grãos apresentam inclusões de zircão.

A sericita é observada em grãos de plagioclásio marcando o processo de alteração de feldspatos.

O zircão apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,01 e 0,1 mm.

O epidoto aparece de forma granular anédrica e está associado ao processo de saussuritização de plagioclásio.

A ilmenita ocorre de forma anédrica e granulação entre 0,02 e 0,2 mm

## **ANEXOS**

---

**Anexo I – Coordenadas Geográficas das amostras utilizadas obtidas por Medeiros-Junior (2016)**

**Anexo II – Dados de química mineral obtidos por microsonda eletrônica por Medeiros-Junior (2016)**









## Anexo I

---

### COORDENADAS GEOGRÁFICAS DAS AMOSTRAS UTILIZADAS

Lâmina	Amostra	Coordenadas	
		x	y
AC-07A	Enderbito	756949	7747128
AC-08A	Granulito Máfico	761887	7747706
AC-09C	Granulito Aluminoso	763216	7748318
AC-09D1	Granulito Aluminoso	763216	7748318
AC-09D2	Granulito Aluminoso	763216	7748318
AC-10B	Granulito Aluminoso	764102	7750552
AC-12A	Granulito Máfico	763034	7753960
AC-12C	Enderbito	763034	7753960
MAN-21A	Granulito Aluminoso	809554	7755280

## Anexo II

DADOS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA OBTIDOS POR MEDEIROS-JUNIOR  
(2016) PARA O COMPLEXO JUIZ DE FORA E GRUPO ANDRELÂNDIA (REGIÃO DE  
ABRE CAMPO, MG)

Granada  Cálculo baseado em 12 oxigênios	Campo 2			Campo 3			
	Granada Borda1	Granada Borda2	Granada Núcleo1	Granada Borda1	Granada Borda2	Granada Núcleo1	Granada Núcleo2
	AC-09D	AC-09D	AC-09D	AC-09D	AC-09D	AC-09D	AC-09D
SiO2	38,20	39,68	38,80	38,21	37,52	38,70	39,19
TiO2	0,02	0,02	0,03	0,01	0,06	0,01	0,03
Al2O3	22,64	22,27	22,88	22,38	22,50	22,61	22,72
Cr2O3	0,03	0,01	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00
FeO	29,75	30,83	28,49	31,89	30,40	29,81	29,06
MnO	0,90	1,00	0,84	1,02	0,89	0,99	1,04
MgO	7,04	6,30	7,58	5,72	6,81	7,24	7,53
CaO	2,60	2,27	2,51	2,25	2,22	2,07	2,25
Na2O	0,03	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	101,21	102,42	101,18	101,51	100,40	101,47	101,82
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00
TSi	2,94	3,04	2,98	2,97	2,92	2,97	2,99
TAl	0,06	0,00	0,03	0,04	0,08	0,03	0,01
Sum_T	3,00	3,04	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
AlVI	2,00	2,01	2,04	2,01	1,98	2,02	2,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum_A	2,00	2,01	2,05	2,01	1,99	2,02	2,04
Fe2	1,92	1,98	1,83	2,07	1,98	1,92	1,86
Mg	0,81	0,72	0,87	0,66	0,79	0,83	0,86
Mn	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07
Ca	0,22	0,19	0,21	0,19	0,19	0,17	0,18
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum_B	3,00	2,95	2,96	2,99	3,01	2,98	2,96
Sum_cat	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Almandina	63,83	67,06	61,81	69,29	65,68	64,29	62,60
Grossularita	3,43	3,43	6,86	6,20	6,15	5,60	6,21
Piropo	26,95	24,41	29,32	22,17	26,22	27,84	28,92
Espessartita	1,97	2,21	1,86	2,24	1,96	2,15	2,26

DADOS DE MICROSSONDA ELETRÔNICA OBTIDOS POR MEDEIROS-JUNIOR  
(2016) PARA O COMPLEXO JUIZ DE FORA E GRUPO ANDRELÂNDIA (REGIÃO DE  
MANHUAÇU, MG)

Granada Cálculo baseado em 12 oxigênios	Campo 2		Campo 4	
	Granada Borda	Granada Núcleo	Granada Borda	Granada Núcleo
	MAN-21	MAN-21	MAN-21	MAN-21
SiO2	36,54	36,16	36,26	36,88
TiO2	0,07	0,02	0,04	0,04
Al2O3	22,54	22,29	22,34	22,18
Cr2O3	0,00	0,00	0,04	0,00
FeO	34,08	33,89	35,41	33,70
MnO	0,78	0,66	0,96	0,77
MgO	4,66	5,01	4,32	3,94
CaO	1,64	1,93	1,62	2,82
Na2O	0,06	0,01	0,04	0,04
Total	100,37	99,97	101,03	100,37
K2O	0,03	0,00	0,02	0,03
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00
TSi	2,89	2,87	2,86	2,93
TAI	0,11	0,13	0,14	0,07
Sum_T	3,00	3,00	3,00	3,00
AlVI	1,99	1,95	1,94	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum_A	2,00	1,95	1,95	2,00
Fe2	2,26	2,25	2,34	2,24
Mg	0,55	0,59	0,51	0,47
Mn	0,05	0,04	0,06	0,05
Ca	0,14	0,16	0,14	0,24
Na	0,01	0,00	0,01	0,01
Sum_B	3,01	3,05	3,05	3,00
Sum_cat	8,00	8,00	8,00	8,00
Almandina	75,27	73,75	76,71	74,68
Grossularita	4,64	5,38	4,49	8,20
Piropo	18,36	19,42	16,70	15,56
Espessartita	1,74	1,44	2,10	1,74

Biotita	Campo2	
	Inclusa em granada	Núcleo
		MAN-21A
<b>Calculado com 22 oxigênios</b>		
<b>SiO2</b>	35,48	34,15
<b>TiO2</b>	3,93	4,85
<b>Al2O3</b>	17,73	17,37
<b>Cr2O3</b>	0,00	0,09
<b>FeO</b>	16,46	18,71
<b>MnO</b>	0,00	0,03
<b>MgO</b>	12,37	10,58
<b>CaO</b>	0,04	0,02
<b>Na2O</b>	0,20	0,06
<b>K2O</b>	10,05	10,56
<b>Total</b>	96,26	96,42
<b>Si</b>	5,31	5,19
<b>AlIV</b>	2,69	2,81
<b>AlVI</b>	0,43	0,30
<b>Ti</b>	0,44	0,56
<b>Fe2</b>	2,06	2,38
<b>Cr</b>	0,00	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00
<b>Mg</b>	2,76	2,40
<b>Ca</b>	0,01	0,00
<b>Na</b>	0,06	0,02
<b>K</b>	1,92	2,05
<b>Cations</b>	15,67	15,72
<b>Annita</b>	42,74	49,80
<b>Flogopita</b>	57,26	50,20