



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DE ROCHAS ORTO E
PARADERIVADAS NOS ARREDORES DA SERRA DO CAPARAÓ,
DIVISA DOS ESTADOS DE MINAS GERAIS E ESPÍRITO SANTO.**

Bruno Carlos da Cunha de Souza

MONOGRAFIA nº 352

Ouro Preto, dezembro de 2019

**EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DE ROCHAS ORTO E
PARADERIVADAS NOS ARREDORES DA SERRA DO
CAPARAÓ, DIVISA DOS ESTADOS DE MINAS GERIAS E
ESPÍRITO SANTO**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 352

**EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DE ROCHAS ORTO E
PARADERIVADAS NOS ARREDORES DA SERRA DO CAPARAÓ,
DIVISA DOS ESTADOS DE MINAS GERAIS E ESPÍRITO SANTO**

Bruno Carlos da Cunha de Souza

Orientador

Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Júnior

Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2019/2.

OURO PRETO

2019

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: Bruno Carlos da Cunha de Souza

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

SS729e Souza, Bruno Carlos da Cunha de .

Evolução petrogenética de rochas orto e paraderivadas nos arredores da Serra do Caparaó, divisa dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo . [manuscrito] / Bruno Carlos da Cunha de Souza. . - 2019. 45 f.

Orientador: Prof. Dr. Edgar Batista Medeiros Júnior.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas.

1. Geocronologia. 2. Modelagem metamórfica. 3. Granulitos. I. , . II. Medeiros Júnior, Edgar Batista. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 551.7:552.4

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

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

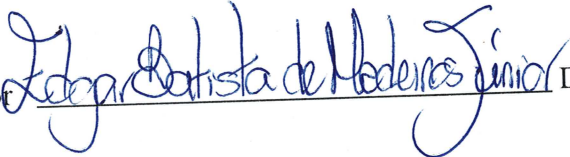
TÍTULO: EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DE ROCHAS ORTO E PARADERIVADAS NOS ARREDORES DA SERRA DO CAPARAÓ, DIVISA DOS ESTADOS DE MINAS GERAIS E ESPÍRITO SANTO.

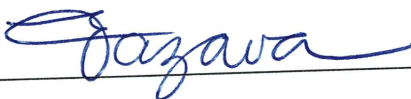
AUTOR: BRUNO CARLOS DA CUNHA DE SOUZA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Júnior

Aprovada em: 12 de dezembro de 2019

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Júnior  DEGEO/UFOP

Prof. MSc. Edison Tazava  DEGEO/UFOP

Prof. MSc. Yanne da Silva Queiroz  Doutoranda/IGC/UFMG

Ouro Preto, 12/12/2019

SUMÁRIO

SUMÁRIO	ix
LISTA DE FIGURAS	x
RESUMO	xv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	3
1.4 JUSTIFICATIVA	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	4
1.5.1 Revisão bibliográfica	4
1.5.2 Descrição microscópica	4
1.5.3 Análise de química de rocha total	4
1.5.4 Estudo de química mineral.....	4
1.5.5 Modelagem metamórfica	5
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	7
2.1.1 Granitogênese brasileira e estágios evolutivos do orógeno.....	9
2.1.2 Complexo Juiz de Fora.....	11
2.1.3 Suíte Caparaó	12
2.1.4 Grupo Andrelândia.....	15
3 GRANULITOS E MODELAGEM METAMÓRFICA	17
3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE GRANULITOS	17
3.2 MODELAGEM METAMÓRFICA.....	19
4 PETROGRAFIA	23
4.1 INTRODUÇÃO.....	23
4.2 ENDERBITO	23
4.3 GRANULITO ALUMINOSO.....	24
4.4 GRANULITO MÁFICO	26
5 MODELAMENTO METAMÓRFICO	29
5.1 INTRODUÇÃO.....	29
5.2 ENDERBITO	30
5.3 GRANULITO ALUMINOSO.....	30
6 DISCUSSÃO	35

7 CONCLUSÃO	39
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	41

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização: na lateral direita está a localização geográfica da área, situada na divisa entre Minas Gerais e Espírito Santo; à esquer.	2
Figura 1.2 - Captura de tela do Excel mostrando a janela de entrada da análise química de rocha total.	5
Figura 2.1 - Reconstituição paleogeográfica de Gondwana Oeste, ao fim do Ciclo Brasileiro (extraído e modificado de Bento dos Santos <i>et al.</i> 2015).....	8
Figura 2.2 - Mapa geológico do Orógeno Araçuaí com as principais unidades (Extraído de Noce <i>et al.</i> 2007b).....	9
Figura 2.3 - Mapa litológico simplificado da região da Serra do Caparaó. (Compilado de: Vieira <i>et al.</i> 2018 e CODEMIG 2014)	14
Figura 4.1 - Fotomicrografias de enderbite. Cristais de clinopiroxênio imersos na massa de quartzo e plagioclásio, com granulação fina a média. A: Luz polarizada cruzada e B: Luz plano polarizada.....	24
Figura 4.2 - Fotomicrografias de granulito aluminoso. Porfiroblasto de granada rotacionado envolto por quartzo, plagioclásio, biotita e silimanita fibrosa. A: Luz polarizada cruzada e B: luz plano polarizada.....	25
Figura 4.3 - Fotomicrografias de granulito aluminoso. Reação mineral consumindo granada e produzindo quartzo, biotita e silimanita. Produzindo.....	25
Figura 4.4 - Fotomicrografias luz polarizada cruzada de granulito máfico. Em A, cristais de orto e clinopiroxênios envolvidos por quartzo e plagioclásio. Em B, textura protomilonítica afetando cristais de quartzo e plagioclásio.	26
Figura 4.5 - Fotomicrografias de granulito máfico. Na parte central, ilmenita substituindo hornblenda que, por sua vez, substituiu ortopiroxênio. Novamente, grãos de quartzo e plagioclásio parecem ter sofrido intensa comin	27
Figura 5.1 - A: Binário de Fe ³⁺ da amostra BR-18. O valor de Fe ³⁺ escolhido está indicado pela linha vertical preta próximo ao meio do gráfico. B: Pseu.....	31

Figura 5.2 - A: Binário de H ₂ O da amostra MANH-2. O valor de H ₂ O escolhido está indicado pela linha vertical preta próximo ao meio do gráfico. B: Pseu.	32
Figura 5.3 - A: Pseudosseção da amostra MANH-2 calculada com base composição química de rocha total no sistema MnCNKFMASH. B: Pseudosseção da amostra MANH-2 calculada com base composição química de ro.....	33
Figura 6.1 - Curvas de reações no sistema MnCNKFMASHTO. A-Enderbitto; B-Granulito aluminoso. Campo com assembleia do pico metamórfico indicado na elipse tracejada.	36
Figura 6.2 - Síntese dos campos gerados em cada um dos sistemas para o granulito aluminoso. Vermelho-CNKFMASH, verde-C.....	37

Resumo

Neste trabalho explorou-se o *software* Theriak-Domino para o modelamento metamórfico de rochas granulíticas no domínio interno do Órogeno Araçuaí. Tiveram enfoque a Suíte Caparaó e o Grupo Andrelândia. As amostras estudadas são de enderbite e granulito máfico, da Suíte Caparaó, e granulito aluminoso, do Grupo Andrelândia. A Suíte Caparaó apresenta idades de cristalização paleoproterozoicas e deformação neoproterozoica. Há décadas se discute sua correlação ao Complexo Juiz de Fora. O impasse ainda permanece e neste trabalho tratou-se a suíte como unidade a parte. O Grupo Andrelândia consiste de unidades sedimentares, cujas idades de deposição e metamorfismo datam no neoproterozoico. Apresenta extensas exposições com estruturas primárias preservadas e porções cujo metamorfismo gerou fusão parcial. A proposta de modelamento adotada utilizou os sistemas CNKFMASH, MnCNKFMASH, CNKFMASHTO e MnCNKFMASHTO. Somente o granulito aluminoso se mostrou fértil à aplicação de todos, enquanto o enderbite respondeu exclusivamente ao sistema mais complexo e o granulito máfico se mostrou infértil a todos. O modelamento do granulito aluminoso permitiu aferir a influência da inserção de Ti e Mn separadamente e permitiu concluir que o sistema mais completo fornece os melhores resultados. Assim, os intervalos de P-T extraídos das pseudosseções para o enderbite foram de 780°C a 855°C e pressões abaixo de 5,5 kbar e para o granulito aluminoso foi de 775-800°C e 6-8 kbar.

Palavras chave: modelagem metamórfica, pseudosseções, Suíte Caparaó.

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Este TCC encerra um ciclo iniciado no projeto “Petrografia e modelagem metamórfica de rochas orto e paraderivadas nos arredores da serra do Caparaó, divisa dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo”, edital PIVIC-1S/UFOP de 2018. As atividades foram desenvolvidas ao longo de 2018 e 2019, sob orientação do Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Júnior. Aproveitou-se de dados preliminares e acervo de lâminas obtidos no doutorado de Medeiros-Júnior 2016.

Granulitos são rochas de alto grau metamórfico, formadas sob altas temperaturas e médias pressões no metamorfismo orogênico. Rochas granulíticas tipicamente ocorrem na forma maciça ou como gnaisses (Best 2007). Não existe restrição de protólito, podendo ser sedimentares (pelíticos, quartzíticos, calcários) ou ígneos (máficos e félsicos) (Harley 1989).

Apesar de ocorrerem no Fanerozoico, terrenos granulíticos também são abundantes no Pré-Cambriano. Assim como peridotitos são uma janela do manto superior, os granulitos são uma janela da crosta inferior. Neles estão registrados processos tectônicos e químicos responsáveis pela formação de nova crosta e estabilização de continentes (Harley 1989). Em alguns casos ocorre zoneamento entre rochas de fácies anfíbolito e granulito, mas tipicamente os dois domínios são separados por discontinuidades (Best 2007). É o caso da zona de cisalhamento de Abre Campo, no domínio interno do núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí, a qual separa o Complexo Mantiqueira, fácies Anfíbolito, do Complexo Juiz de Fora, fácies granulito (Alkmim *et al.* 2007).

A termobarometria permite estimar as condições de temperatura e pressão de formação para uma rocha com base na química da paragênese mineral em equilíbrio (Delgado 2007). Existem diversos métodos termobarométricos. A análise do zoneamento químico mineral, como o da granada, pode indicar mudanças bruscas de pressão e/ou temperatura (Queiroga *et al.* 2016). O estudo do intercâmbio de cátions entre minerais existentes, com forte dependência da temperatura, como a troca de Fe e Mg entre granada e biotita, é capaz de indicar a temperatura de estabilização da paragênese (Ferry & Spear 1978). Segundo Harley

(1989) a rápida taxa de difusão iônica durante o processo retrometamórfico pode complicar o estudo termobarométrico de granulitos com base na química de suas fases minerais.

Métodos mais utilizados ultimamente baseiam-se em bancos de dados termodinâmicos compilados de diversos trabalhos. Com estes dados, *softwares* realizam todos os cálculos e plotam os intervalos de pressão e temperatura prováveis para a estabilização das assembleias estudadas. Neste estudo explorou-se o modelamento pelo *software* Theriak-Domino (De Capitani e Petrakakis 2010) buscando contribuir no entendimento das condições metamórficas que afetaram os litotipos do entorno da serra do Caparaó.

1.2 LOCALIZAÇÃO

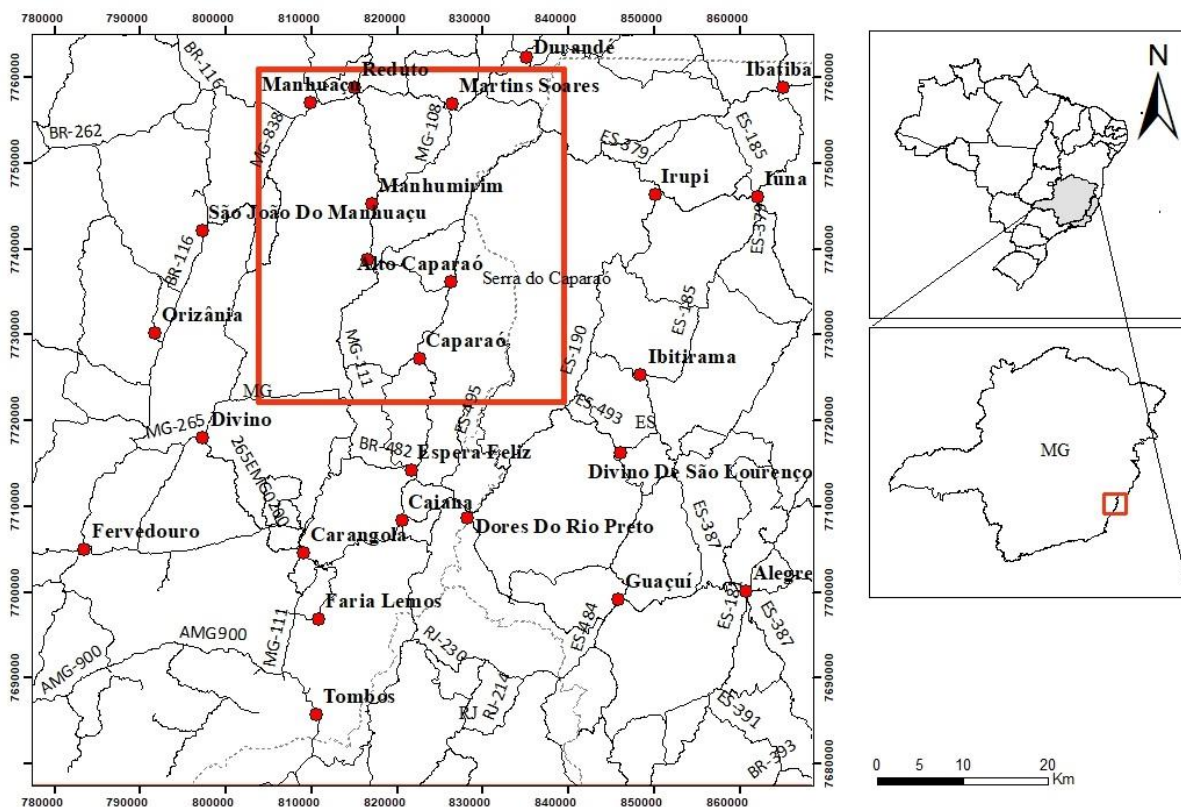


Figura 1.1 - Mapa de localização: na lateral direita está a localização geográfica da área, situada na divisa entre Minas Gerais e Espírito Santo; à esquerda, o quadrilátero em vermelho resume as principais vias de acesso e principais cidades da região.

A área de estudo compreende o Parque Nacional do Caparaó e cidades a oeste, no estado de Minas Gerais, Manhuaçu e Caparaó. Está coberta pelas folhas 1:100 000 Espera

Feliz (CPRM-Horn 2006), Muriaé e Ubá (CODEMIG-Noce *et al.* 2003) e Manhuaçu (CPRM-Noce *et al.* 2007a).

Para acessá-la, partindo de Ouro Preto, segue-se pela BR-356, conhecida como Rodovia dos Inconfidentes, até Mariana. De Mariana a Ponte Nova, trafega-se pela MG-262. A MG-329 interliga Ponte Nova e Rio Casca, de onde continua-se o trajeto pela BR-262, até Manhuaçu, onde afloram rochas do Grupo Andrelândia. Rochas da Suíte Caparaó afloram na serra homônima. O acesso, partindo de Manhuaçu é pela MG-111, até Alto Jequitibá. Em seguida, pela Rodovia Reverendo Cícero Siqueira, chegando a Alto Caparaó, que dispõe de portaria de acesso ao Parque Nacional do Caparaó (fig. 1.1).

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral do trabalho é realizar o estudo da evolução petrogenética de rochas da Suíte Caparaó e de paraderivadas do Grupo Andrelândia situadas no seu entorno, contribuindo para um melhor entendimento das condições de pressão e temperatura a que essas rochas foram submetidas durante sua formação e exumação.

Entre os objetivos específicos destacam-se:

- Identificação e descrição de fases minerais;
- Determinação das paragêneses encontradas nos litotipos;
- Modelagem metamórfica por meio de pseudosseções.

1.4 JUSTIFICATIVA

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, com base na sua química de rocha total. Além disso, pode auxiliar na construção de sua trajetória pressão-temperatura-tempo, caso esse estudo esteja aliado a um estudo sistemático das paragêneses da rocha e da química mineral. Esse tipo de abordagem ainda é pouco explorado no contexto das rochas da Suíte Caparaó e paraderivadas ao seu entorno. Com isso o estudo em questão pode ajudar no melhor entendimento das características do processo metamórfico que atingiu essas rochas durante o Neoproterozoico,

o que é fundamental para entendimento da gênese das mesmas bem como de suas particularidades nas condições de pressão e temperatura durante o metamorfismo.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado conforme os itens descritos a seguir.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Levantamento bibliográfico sobre a geologia regional e evolução geotectônica da área de estudo. Além disso, foram levantadas informações sobre o método de modelagem metamórfica com uso de pseudosseções. Essa pesquisa se fundamentou em entender os princípios de funcionamento do *software* THERIAK-DOMINO (De Capitani & Petrakakis 2010), que será utilizado para construção das pseudosseções.

1.5.2 Descrição microscópica

Visa identificar as fases minerais, suas paragêneses e caracterizar microestruturas presentes. As lâminas foram confeccionadas para o trabalho de Medeiros-Júnior (2016). Para descrição foram utilizados os microscópios do Laboratório de Microscopia Ótica do DEGEO.

1.5.3 Análise de química de rocha total

Os dados utilizados foram obtidos por Medeiros-Júnior (2016) via Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X (FRX) e se aplicam na confecção das pseudosseções.

1.5.4 Estudo de química mineral

Feito a partir de análises de microsonda eletrônica no Laboratório de Microanálises do consórcio Física-Química-Geologia da UFMG, por Medeiros-Júnior (2016). Aplicado à caracterização das variações químicas dos minerais e será utilizada para construção de isolinhas nas pseudosseções.

1.5.5 Modelagem metamórfica

Tratou-se as análises de química de rocha-total e mineral no *software* THERIAK-DOMINO (De Capitani & Petrakakis 2010). Basicamente, o programa realiza operações buscando obter diagrama de fases, determinando as reações primárias e os campos de estabilidade. Os intervalos de temperatura e pressão precisam ser informados previamente pelo usuário. Assim, para uma amostra tida como de fácies granulito, insere-se os intervalos compatíveis.

1.5.5.1 Rotina de utilização do *software*

Primeiramente os dados de química de rocha total alimentam uma tabela Excel. Nesta, as informações, em percentagem por peso de óxidos de elementos maiores são transformadas em percentagem dos cátions destes elementos. Preenche-se a coluna “Dados 1” para a confecção de pseudosseções. “Dados 2” e “Dados 3” são preenchidos para a confecção de binários (fig. 1.2). Os dados de saída, referentes aos cátions, são calculados com base na massa molar dos óxidos.

Enter Wt% data here	Blue squares only			
WT%	Molgewicht			
Name		Dados1	Dados2	Dados3
SiO2	60,08	60,70	60,70	60,70
TiO2	79,87	0,73	0,73	0,73
Al2O3	101,94	17,08	17,08	17,08
Fe2O3	159,69	0,00	0,00	0,71
FeO	71,85	6,42	6,42	5,78
MnO	70,94	0,12	0,12	0,12
MgO	40,30	3,32	3,32	3,32
CaO	56,08	5,56	5,56	5,56
Na2O	61,98	3,88	3,88	3,88
K2O	94,20	1,87	1,87	1,87
Cr2O3	151,99	0,00	0,00	0,00
H2O	18,02	0,60	0,60	0,60

Figura 1.2 - Captura de tela do Excel mostrando a janela de entrada da análise química de rocha total.

Insere-se os valores dos cátions na aplicação “therin” do conjunto Theriak-Domino. Necessita-se de cuidado para anexar as informações nos campos corretos. O passo seguinte é a escolha dos modelos de minerais simples e soluções-sólidas adequados para cada sistema químico escolhido. Esta escolha se dá na aplicação “doug”. A próxima etapa consiste na execução da aplicação “domino”. Nela o usuário precisa informar as faixas de pressão e

temperatura do gráfico a ser gerado, além de informar o tipo de gráfico pretendido, se binário, pseudosseção, etc. Para cada um, informações específicas indispensáveis deverão ser inseridas. Após o término da aplicação, a janela de execução se fechará automaticamente. Assim, o último passo é abrir o arquivo “plot” gerado em *software* adequado.

Neste trabalho a confecção de binários de água e ferro férrico precedeu às pseudosseções. O binário de água (diagrama X_{H_2O} x temperatura) norteia a escolha do seu valor, quando se identifica produtos de fusão parcial. Para isto, lê-se, no campo correspondente à assembleia estudada, qual a maior quantidade de água, antes do início da fusão parcial (White *et al.* 2001).

Análises químicas convencionais apresentam resultados do conteúdo de ferro como óxido ferroso, o qual inclui o ferro nas duas valências possíveis. Para o modelamento, o dado de cada espécie separadamente é crucial. O ferro férrico é sensível a variações na pressão, influenciando consideravelmente na pseudosseção gerada. Seus valores são escolhidos em diagramas binários $X_{Fe^{3+}}$ x pressão, a temperatura constante. Estes dois novos valores de H_2O e Fe^{3+} abastecerão a coluna “Dados 1” para confecção da pseudosseção.

As isopleias são uma ferramenta auxiliar para melhorar os campos gerados nas pseudosseções. Isopleias são isolinhas com a distribuição de determinados elementos dentro dos minerais. Sua aplicação requer a existência de dados de microsonda eletrônica informando a composição química mineral. No caso presente as isopleias foram utilizadas em conjunto com pseudosseções para melhor definição dos possíveis campos das assembleias estudadas.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A região estudada situa-se na porção setentrional da Província Mantiqueira, também conhecida por Orógeno Araçuaí, na divisa entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Precisamente, os alvos são unidades aflorantes na parte sul do orógeno, no Parque Nacional do Caparaó e adjacências (fig. 2.3). A Província Mantiqueira (MPV) de Almeida & Hassui (1984) se estende desde o Uruguai até o centro-sul do estado da Bahia (fig. 2.1). Dados estratigráficos, petrológicos e geocronológicos levantados nas últimas décadas, sustentam que a Faixa Oeste-Congolesa e a MPV são contrapartes de um mesmo sistema (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Silva *et al.* 2005; Alkmim *et al.* 2006, 2007; Noce *et al.* 2007b; Bento dos Santos *et al.* 2015).

Bento dos Santos *et al.* (2015) analisaram dados geoquímicos e geocronológicos ao longo de toda MPV. O estudo atestou a evolução com início no setor sul, Orógeno Dom Feliciano, indo em direção ao norte, passando pelo Orógeno Ribeira, encerrando-se no Orógeno Araçuaí, com duração de mais de 100Ma e elevado fluxo termal. Diferentes idades para o clímax colisional juntam-se ao fluxo térmico de prolongada duração, caracterizando a MPV por pronunciado diacronismo. Enquanto o Orógeno Dom Feliciano atingiu seu clímax colisional entre 600-620Ma, o Orógeno Araçuaí só o atingiu entre 590-560Ma (Silva *et al.* 2005).

O Orógeno Araçuaí, e toda a MPV, surgiu durante a amalgamação de Gondwana, onde os crátons São Francisco e Congo foram unidos e produziram o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (fig. 2.1). Com a ruptura do supercontinente, coube ao território brasileiro a contraparte designada por Orógeno Araçuaí. Sua compartimentação é feita com base em diferentes estilos tectônicos (Pedrosa Soares *et al.* 2001, 2011; Heilbron *et al.* 2004b; Alkmim *et al.* 2006).

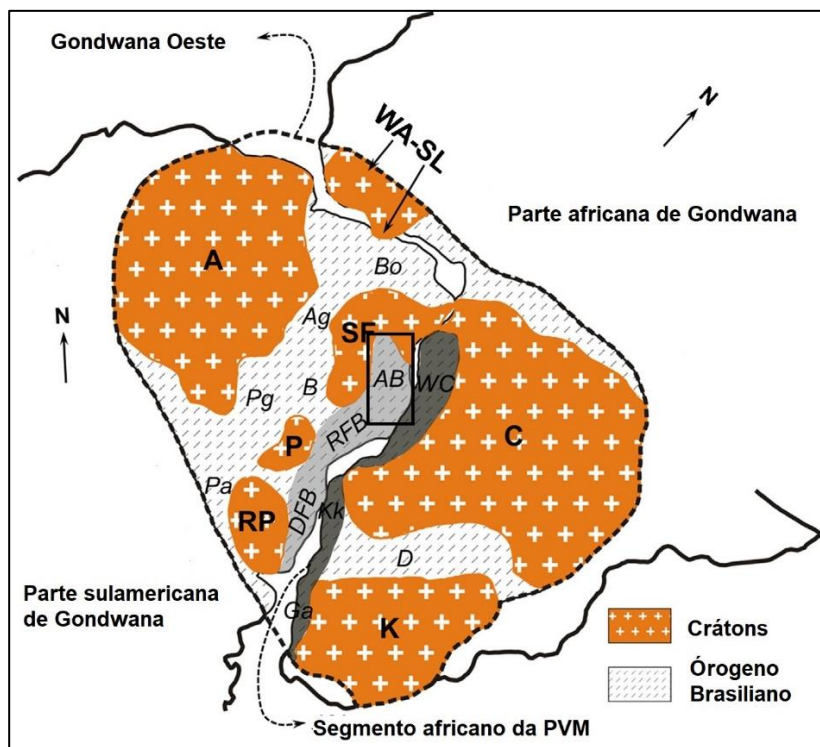


Figura 2.1 - Reconstituição paleogeográfica de Gondwana Oeste, ao fim do Ciclo Brasileiro (extraído e modificado de Bentô dos Santos *et al.* 2015). Norte indicado refere-se às atuais posições sulamericana e africana. Cinturões móveis: Pa-Pampeano; Pg-Paraguai; B-Brasília; Ag-Araguaia; Bo-Borborema; D-Damara; DFB- Dom Feliciano; RFB-Ribeira; AB-Araçuaí; WC-Oeste Congo; KK-Kaoko. Crátons: A-Amazônico; RP-Rio de La Plata; P-Paranapanema; SF-São Francisco; C-Congo; K-Kalahari.

Assim, o domínio externo caracteriza-se por metamorfismo de grau baixo a médio, atingindo fácies anfibolito superior. Seu balizamento se dá pela zona de cisalhamento de Abre Campo (ZCAC), considerada uma sutura brasileira (Alkmim *et al.* 2006). A feição marcante deste domínio é o Cinturão de Dobras e Cavalgamentos do Espinhaço (fig. 2.2). Este engloba uma sequência de *rifts* invertidos paleo e mesoproterozoicos encerrados pelo Grupo Macaúbas (Neoproterozoico). Complexos Mantiqueira, Porteirinha e Guanhões e a Suíte Borrachudos, unidades do embasamento do Orógeno Araçuaí, afloram neste domínio (Souza *et al.* 2017).

A transição do domínio externo para o interno decorre bruscamente através da ZCAC. A oeste está o Complexo Mantiqueira, de fácies anfibolito. A leste está o Complexo Juiz de Fora, de fácies granulito. A intensidade do metamorfismo produziu intensa anatexia, caracterizando o domínio interno por volumosa quantidade de granitoides. Complexo Pocrane, Juiz de Fora e Suíte Caparaó são as unidades do embasamento presentes neste domínio. Além delas, o Grupo Andrelândia também o integra (Heilbron *et al.* 1995; Horn 2006; Noce *et al.* 2007b; Novo *et al.* 2011).

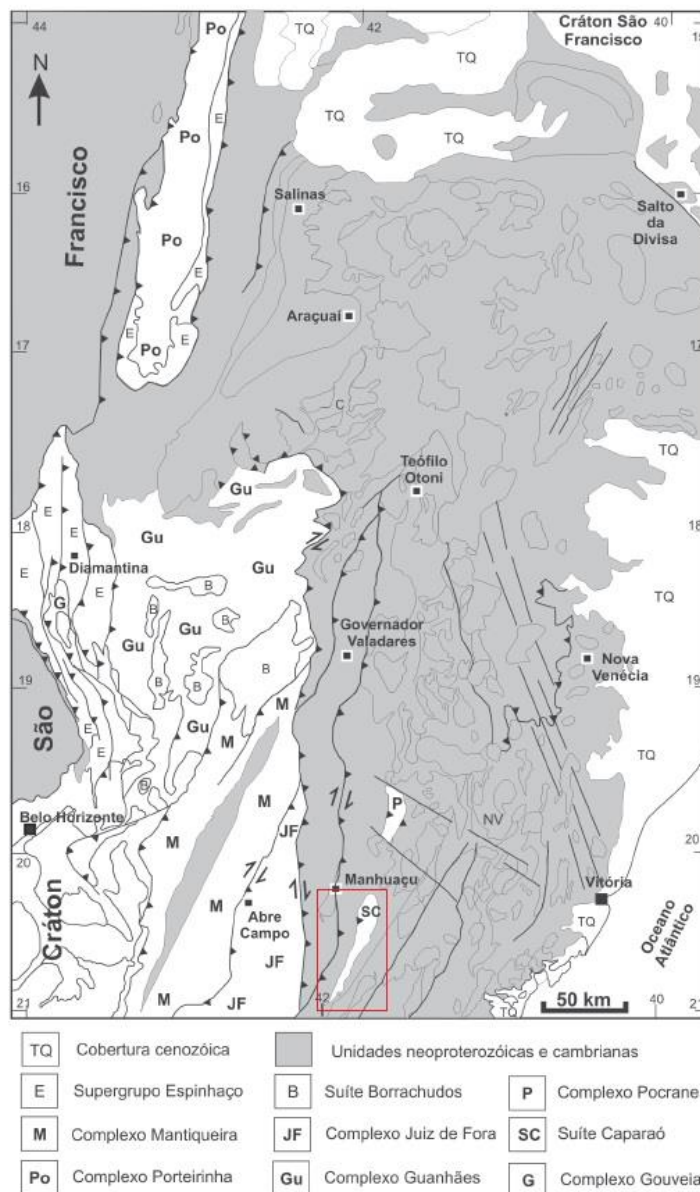


Figura 2.2 - Mapa geológico do Orógeno Araçuaí com as principais unidades (Extraído de Noce et al. 2007b).

2.1.1 Granitogênese brasiliense e estágios evolutivos do orógeno

Compartimenta-se a história evolutiva do Orógeno Araçuaí em quatro estágios (Heilbron *et al.* 2004a; Pedrosa-Soares *et al.* 2011). De acordo com Pedrosa-Soares *et al.* (2011), os estágios decorreram dentro dos seguintes intervalos: 630-585Ma (pré-colisional), 585-560Ma (sin-colisional), 560-530Ma (tardi-colisional) e 530-480Ma (pós-colisional).

Em cada estágio tiveram origem diferentes grupos de granitoides. Pedrosa-Soares *et al.* (2001) propuseram o agrupamento em seis suítes: G1, G2, G3I, G3S, G4, G5. Recentemente, transferiu-se o termo “suíte” para corpos individuais de granitoides, passando a empregar para os grupos, o termo “supersuíte” (Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

À Supersuíte G1 atribui-se idades de 630 a 580Ma (Pedrosa-Soares *et al.*2011). Sua composição típica é de tonalitos e granodioritos foliados. Enclaves máficos a intermediários encontram-se estirados na direção da foliação regional (Heilbron *et al.* 2004a). Alguns corpos apresentam bordas milonitizadas e núcleos preservados (Nalini 1997). Estudos geoquímicos apresentaram assinatura cálcio-alcálica de arcos vulcânicos em margem continental ativa. Granitoides G1 limitam-se a leste da zona de cisalhamento de Abre Campo, interpretada como zona de sutura neoproterozoica (Alkmim *et al.* 2006).

A Supersuíte G2 é datada entre 590 e 545Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011). Cordierita-granada-biotita granito, granada-biotita granito e granito a duas micas, todos apresentando bandamento gnáissico, são os principais litotipos. A assinatura geoquímica é de granitos tipo-S, sub-alcálicos a cálcio-alcálicos e per-aluminosos (Heilbron *et al.* 2004a). Nas suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha, nordeste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo, granitoides G2 cristalizaram a 640-680°C, aproximadamente a 570 Ma. O metamorfismo atingiu condições de 800-900°C e 5,5-6,5 kbar e a foliação sin-cinemática é paralela ao fluxo ígneo (Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

Dois supersuítes integram G3. As duas formadas por leucogranitos, gerados em condições de aproximadamente 800°C e 5kbar, de 545 a 530Ma (Pedrosa-Soares *et al.*2011). No Complexo Nova Venécia, granitoides G2 foram cortados por leucogranitos G3, estes livres da foliação regional, entre 540-530 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2006). A distinção macroscópica destas duas suítes para as anteriores é feita pela foliação. No caso presente, a foliação seria incipiente a ausente. A Supersuíte G3-S é integrada por leucogranitos tipo-S com granada e cordierita. Contatos gradacionais com as encaixantes levaram à proposição de origem anatótica autóctone para G3-S (Pedrosa-Soares *et al.* 1999; 2001). Granitos tipo-I, cálcio-alcálicos de alto-K integram a Supersuíte G3-I. Muitos são corpos alongados NW-SE intrudindo zonas de cisalhamento (Heilbron *et al.* 2004a).

A Supersuíte G4 distribui-se na extensão do Orógeno Araçuaí, entre os domínios interno e externo, no lapso de 535-500Ma. Plútons de G4 representam intrusões razoavelmente rasas, alguns apresentando fácies apical pegmatoide preservada. É comum a presença de auréolas de contato envolvendo os corpos. A mineralogia recorrente é dada por copiosas proporções de muscovita, biotita e granada. Diversas ocorrências são de granitos tipo-S peraluminosos (Heilbron *et al.* 2004a; Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

Na Supersuíte G5 estão acomodados plútons de granitos tipo-I, metaluminosos, cálcio-alcalinos de altos K e Fe. Integram os granitoides G5 granitos, sienogranitos, charnokitos e noritos (Heilbron *et al.* 2004a). Certas ocorrências charno-enderbíticas indicam formação em profundidade, com elevadas pressões de CO₂ (Pedrosa-Soares *et al.* 2006). Outras, de composição básica, representam as raízes de corpos zonados. Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2006), G5 foi favorecida por zonas de fraqueza similares ao sistema de fraturas Vitória-Colatina. As idades variam de 520 a 480Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

Todas as supersuítes fornecem importantes recursos minerais. Minerais gemológicos, minérios de lítio, rochas e minerais industriais (RMI's), etc. Uma síntese detalhada da importância econômica do Orógeno Araçuaí pode ser encontrada em Pedrosa-Soares *et al.* (2011).

2.1.2 Complexo Juiz de Fora

Na literatura concede-se de forma recorrente a Ebert (1955) a primeira menção aos litodemas do hoje denominado Complexo Juiz de Fora (Heilbron *et al.* 1995; Medeiros-Júnior 2016; Noce *et al.* 2007). Machado-Filho *et al.* (1983), Barbosa & Grossa-Sad (1983) e outros autores subdividiram-no de formas diversas, baseando-se no protólito e/ou considerando aspectos petrológicos.

Em termos gerais o Complexo Juiz de Fora caracteriza-se por pronunciada interdigitação tectônica com outras unidades – Grupo Andrelândia e Suíte Caparaó. Abarca granulitos tonalíticos, gabroicos, granodioríticos, charno-enderbíticos e graníticos. Biotita e hornblenda marcam retrometamorfismo de fácies anfíbolito. Tamanha a intensidade do tectonismo que recorrentemente encontra-se bandas centimétricas com textura milonítica a ultramilonítica. Em meio aos granulitos ocorrem também migmatitos (Heilbron 1993;

Heilbron *et al.* 1995). As condições metamórficas de pressão e temperatura estão estimadas 4-6kbar e 750-850°C, respectivamente (Heilbron 1993; Medeiros-Júnior 2016).

Dados geoquímicos associaram os granulitos ortoderivados a pelo menos dois ambientes tectônicos distintos. Granulitos máficos correlacionados a ambiente distensivo intraplaca e granulitos intermediários a félsicos, ambiente compressivo (Heilbron 1993; Duarte *et al.* 1997).

Estudos posteriores (Noce *et al.* 2007c; Heilbron *et al.* 2010; Degler *et al.* 2018) interpretaram o Complexo Juiz de Fora como um arco intra-ocêânico distal, em relação ao cráton São Francisco, amalgamado a este na orogenia riaciano-orosiriana. Neste contexto, tem-se na zona de cisalhamento de Abre Campo, a sutura riaciana entre o arco oceânico Juiz de Fora e o arco continental Mantiqueira (Alkmim *et al.* 2006; Noce *et al.* 2007c). Diversos dados cronológicos encontram-se disponíveis para o evento. Noce *et al.* (2007c) obteve 2084 ± 13 Ma (U/Pb SHRIMP) para um enderbite gnaiss. Degler *et al.* (2018) obteve 2107 ± 17 Ma (LA-ICP-MS U/Pb) para um ortognaiss migmatito.

Coevo aos *rifts* estaterianos do Espinhaço, Heilbron *et al.* (2010) datou em 1765 ± 34 Ma (U/Pb LA-MC-ICPMS) um milonito granulito máfico.

Além da injeção dos diques máficos estaterianos e da intrusão dos corpos graníticos os autores aludidos dataram a foliação milonítica pervasiva em todo o Complexo Juiz de Fora. As idades correspondem à orogenia neoproterozoica-cambriana e variam entre 666 e 561 Ma.

2.1.3 Suíte Caparaó

A Suíte Caparaó compreende uma sequência granulítica com intercalações ortoderivadas e paraderivadas. Sua composição litodêmica é de charno-enderbites gnaisses, opx-cpx -anfíbólio gnaisses, granada gnaisses leucocráticos, granulito *sensu strictu*, gnaisses bandados e migmatitos estromáticos (Seidensticker & Wiedemann 1992; Horn 2006).

A área de abrangência da suíte coincide com os limites da Serra do Caparaó, uma dobra antiforme, confinada por zonas de cisalhamento, dextral a leste e sinistral a oeste e zona de charneira intensamente milonitizada (Novo *et al.* 2011; Gualandi *et al.* 2017).

Dentro do domínio da antiforme observa-se porfiroblastos oclares com sombra de pressão, xistosidade paralelizada com o bandamento gnáissico, além de microdobras

isoclinais, marcando o padrão de deformação dúctil (Seidensticker & Wiedemann 1992; Novo *et al.* 2011). Através da análise de indicadores cinemáticos, Novo *et al.* (2011) concluiu que o transporte tectônico na região ocorreu por cavalgamento no sentido SE-NW (fig. 2.3).

Por causa da intensa atividade tectônica na região, lascas tectônicas de paragneisses migmatizados do Grupo Andrelândia encontram-se boudinadas e estiradas em meio a litotipos da Suíte Caparaó (Horn 2006; Novo *et al.* 2011). O tectonismo também gera milonitos de alto grau no contato entre a sequência metassedimentar e a Suíte Caparaó nas bordas da serra (Gualandi *et al.* 2017). Os enclaves máficos e de gnaisses granulítico, recorrentes na Suíte Caparaó, são indicativos de intensa anatexia (Gualandi 2015).

Segundo Novo *et al.* (2011) dentro da Serra do Caparaó ainda ocorrem granitoides deformados pré e sin-tectônicos relacionados ao Orógeno Araçuaí. Ocorrem ainda granitoides tipo-I cambrianos indeformados correlacionados ao tardi-magmatismo do mesmo evento orogênico.

Söllner *et al.* (1991) obteve idade de cristalização riaciana 2176 ± 30 Ma (U/Pb ID-TIMS) em zircões detríticos da Suíte Caparaó. Uma outra população de zircões forneceu idade 586 ± 3 Ma interpretada como idade do metamorfismo de fácies granulito. Contudo, a datação realizada pelo referido autor partiu da mistura de um conjunto de amostras e os resultados encontrados foram interpretados como exposto acima.

Silva *et al.* (2002) obteve para um charnockito gnaiss idades (U/Pb SHIRIMP) de 2195 ± 15 Ma e 587 ± 9 Ma, atribuídas à cristalização e ao metamorfismo de fácies granulito, respectivamente. Partindo das análises de imagens de cátodo-luminescência, o mesmo autor atribuiu protólito ígneo ao litotipo analisado. Ainda que a sistemática tenha sido diferente, as idades obtidas por Söllner (1991) encontraram sustentação nos dados de Silva *et al.* (2002).

Em um conjunto de datações U/Pb SHIRIMP, Gualandi (2015) correlacionou diferentes unidades do Caparaó a eventos de escala regional. Gnaiss granulítico, de 2209 ± 22 Ma, seria correlato ao Arco Serrinha, parte do Cinturão Minerio. Outro gnaiss granulítico, de 2121 ± 39 , foi correlacionado ao Arco Juiz de Fora, teria se formado após o Serrinha, e seria cronocorrelato ao Arco Ritópolis, do Cinturão Mineiro. E por último um migmatito, de 1175 ± 13 Ma, crono-correlato à Suíte Borrachudos, produto de magmatismo anorogênico no Espinhaço. O metamorfismo de fácies granulito no Neoproterozoico-Cambriano atingiu todas as unidades e instalou grandes zonas de cisalhamento que marcam a estruturação regional.

Grãos de zircão com bordas arredondas levaram Söllner *et al.* (1991) a proporem origem sedimentar para a Suíte Caparaó. Todavia, dados geoquímicos atribuem aos ortognaisses da Suíte Caparaó protólitos ígneos (Horn 2006), corroborando a descoberta de Silva *et al.* (2002) e refutando Söllner (1991).

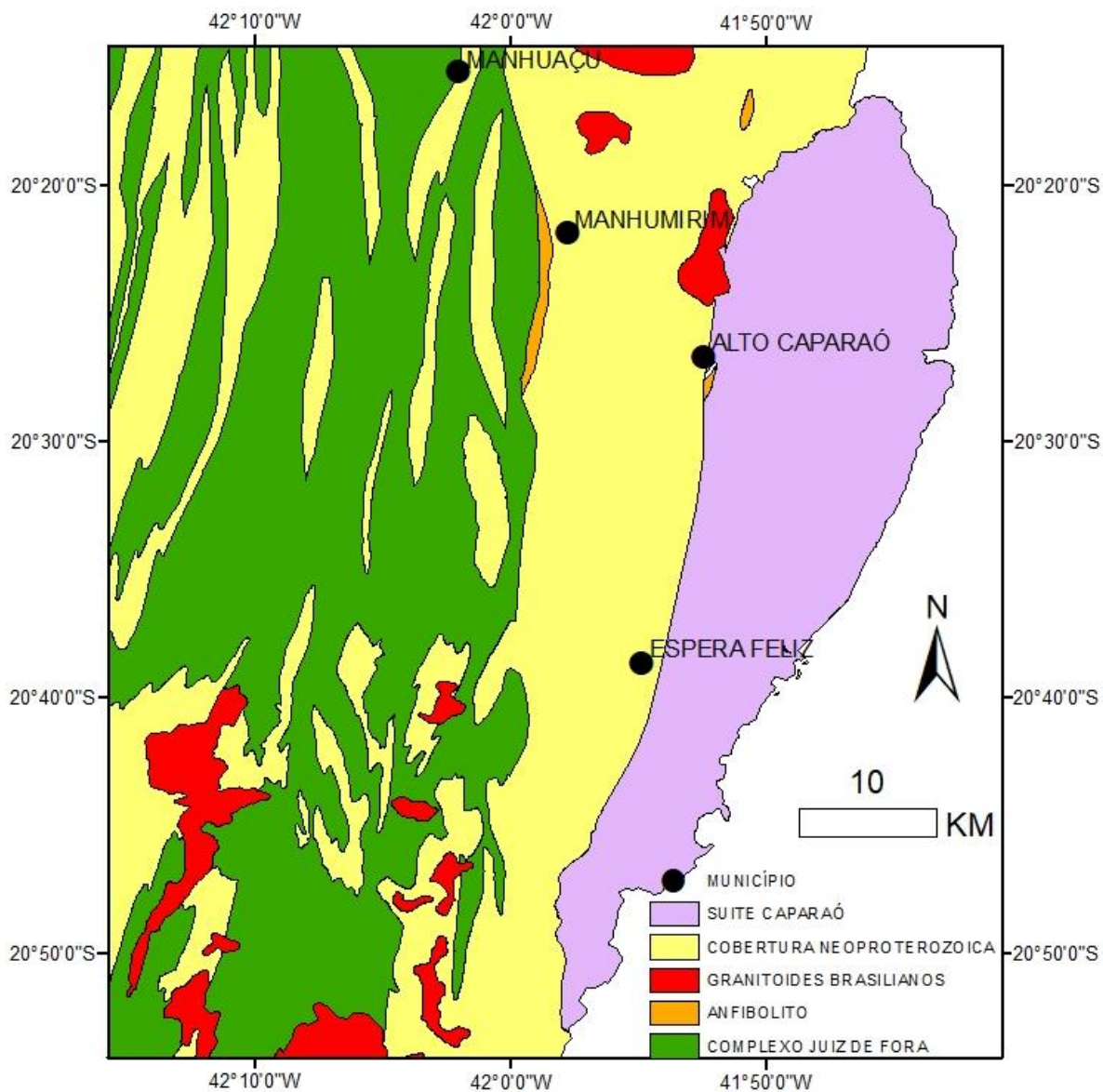


Figura 2.3 - Mapa litológico simplificado da região da Serra do Caparaó. (Compilado de: Vieira *et al.* 2018 e CODEMIG 2014)

2.1.4 Grupo Andrelândia

O Grupo ou Megasequência Andrelândia, dividido em Sequência Carrancas e Sequência Serra do Turvo, definido pioneiramente por Ebert (1955), conforma um complexo de *nappes* brasileiras compostas por rochas paraderivadas. Compreende grande área exposta da orogenia neoproterozoica, envolvendo a parte meridional da Faixa Araçuaí e Faixa Ribeira, até sua zona de interferência a Faixa Brasília (Polo 2009).

Heilbron *et al.* (1995) atribuíram ao Grupo Andrelândia a cobertura metassedimentar do Complexo Juiz de Fora. Em trabalhos de mapeamento Horn (2006) e Noce *et al.* (2007c) correlacionaram as paraderivadas expostas no leste mineiro, próximo à divisa com Espírito Santo e Minas Gerais, ao mesmo grupo.

A extensa distribuição areal do Grupo Andrelândia propiciou a ele registrar várias intensidades de metamorfismo de acordo com a localização. Assim, na sua área tipo, em Andrelândia, o metamorfismo é de fácies anfibolito inferior e aumenta em direção a leste, sendo que no núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí, atinge fácies granulito, com intensa anatexia (Belém *et al.* 2011).

No Domínio Interno do Orógeno Araçuaí, próximo às cidades de Abre Campo e Manhuaçu, granulitos aluminosos do Grupo Andrelândia ocorrem em alternância com granulitos félsicos e máficos do Complexo Juiz de Fora (fig. 2.3). Migmatitos ocorrem em abundância, sendo compostos pelos granulitos aluminosos. Estudos termobarométricos encontram condições metamórficas de 748°C e 5,7 kbar para a amostra de granulito aluminoso analisado (Medeiros-Júnior *et al.* 2017).

Paciullo *et al.* (2000) estudou exposições da Bacia Andrelândia na zona de interferência da Faixa Brasília com a Faixa Ribeira. A associação faciológica empilhada foi interpretada como correspondente a bacia de margem passiva. Trow *et al.* (2006) separou o Grupo Andrelândia em Sequências Carrancas (base) –Unidades São Vicente e São Tomé das Letras- e Serra do Turvo -Unidades Campestre e Santo Antônio- e Unidade Arantina (topo).

Belém *et al.* (2011) constataram através de litoquímica serem provenientes de arcos magmáticos os sedimentos atribuídos aos protólitos do Grupo Andrelândia. Além disto, observaram maior semelhança dos depósitos a depósitos derivados de margem continental ativa. Todavia, o paragnaisse Madre de Deus, Sequência Carrancas, assemelha-se mais a um depósito de margem passiva.

As idades máximas de deposição orbitam em torno de 945Ma, próximo a Faixa Brasília, em afloramentos interpretados como a base do Grupo Andrelândia. Cristais de zircão mais jovens, próximos de 645Ma, pertencem à Unidade Santo Antônio, estando dentro dos domínios da Faixa Araçuaí/Ribeira, cujo metamorfismo atingiu a fácies granulito. Prováveis fontes para os sedimentos da Bacia Andrelândia a leste incluem os complexos Juiz de Fora e Mantiqueira (Belém *et al.* 2011).

CAPÍTULO 3

GRANULITOS E MODELAGEM METAMÓRFICA

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE GRANULITOS

O termo metamorfismo relaciona-se a processos, estando este sob a égide dos mesmos parâmetros que controlam as reações químicas. As reações metamórficas ocorrem no sentido de minimizar a energia livre de Gibbs e cessam quando assembleias minerais, reagentes e produtos, equilibram-se. Quaisquer variações de temperatura ou pressão desencadeiam novas reações. Buscando reequilibrar-se, o sistema desencadeia mudanças na mineralogia ou na química dos minerais já existentes (Best 2007; Bucher & Grapes 2011).

Temperaturas da fácies granulito variam de 650 a 900°C, podendo chegar a 1050°C. As pressões vão desde aquelas da fácies anfíbolito (>5kbar), porém com maiores temperaturas e menor atividade de água, até Ultra-Alta-Pressões (UHP), alcançando pressões acima de 12kbar (Condie 2015). Os fatores responsáveis pela progressiva redução da atividade da água ainda não estão muito claros. Evidências apontam para contribuição das reações de desidratação e extração da água via fusão parcial, com escoamento pelas fraturas. Outra possibilidade é a exsolução de CO₂, diluindo a água e desestabilizando fases hidratadas (Best 2007). Esta hipótese encontra sustentação em charnockitos do sul da Índia, com CO₂ em inclusões fluidas, produzidos a partir anfíbólio-feldspato ortognaisses, com inclusões predominantemente de H₂O (Janardhan *et al.* 1982).

Elevações na temperatura estabiliza cristais maiores. Maior granulometria implica em menor superfície específica disponível, aumentando a estabilidade mineral. Caso o aquecimento seja estático, são observados contatos poligonais formando junções triplas com ângulos de 120°. Devido a este controle termodinâmico, rochas granulíticas apresentam granulação grossa e homogênea. Anisotropias planares tendem a ser incipientes e discretas, podendo haver exceções (Best 2007).

Granulitos máficos representam litotipos metamórficos compostos por aproximadamente 30% de minerais máficos, apresentando protólito ígneo máfico (Fettes & Desmons 2007). A mineralogia frequente inclui ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda (Yardley 1989). A presença de granada e/ou o consumo de ortopiroxênio podem indicar que o metamorfismo ocorreu em condições de alta pressão (Yardley 1989; Best 2007; Bucher & Grapes 2011).

Granulitos aluminosos habitualmente exibem polimorfos de Al_2SiO_5 e estauroлита. Apontam para protólitos pelíticos, sendo folhelhos plataformais e argilitos pelágicos os dois subtipos mais comuns. Se o conteúdo de sedimentos de granulometria maior aumenta, os minerais metamórficos derivados serão menos diagnósticos. Quimicamente, alumínio e ferro se destacam, juntamente à água. Esta, por sua vez, exerce papel crucial no metamorfismo, favorecendo o equilíbrio das reações. Enquanto a matéria orgânica carbonácea, sulfetos e oxi-hidróxidos de ferro influenciarão nas reações de oxi-redução (Bucher & Grapes 2011).

As rochas charno-enderbíticas compõem uma suíte com variáveis proporções modais de plagioclásio e formada em alto grau metamórfico. Macroscopicamente, charnockitos têm tons coloridos escuros, como castanho-escuro, verde-escuro e azul-escuro, atribuídas aos feldspatos, criados em alta-fugacidade de CO_2 . Conspícuos plagioclásios anti-peritíticos com exsolução de álcalis-feldspatos e álcalis-feldspatos com mesopertita evidenciam condições de equilíbrio sob altas temperaturas na fácies granulito e, na sequência, lento resfriamento. Devido à baixa fugacidade de H_2O , o mineral máfico estável é ortopiroxênio, ao invés de biotita ou hornblenda (Best 2007).

Muitos petrólogos, a exemplo de Miyashiro (1994), consideram a quebra da muscovita, para formar álcali-feldspato e quartzo, como início da fácies granulito, tipicamente anidra. A consequência é que filossilicatos tendem a desaparecer, podendo restar alguma biotita. E assim a rochas geradas tende a ser menos xistosas e a apresentar estrutura de granofels ou gnaiss.

Para Yardley (1989) o surgimento da assembleia cordierita, granada e k-feldspato, em pelitos ricos em Fe e Mg, atesta o início da fácies granulito. Com o incremento da temperatura, a biotita existente dá origem a ortopiroxênio e k-feldspato. Devido ao grande conteúdo de água presente em metapelitos é esperado que o processo de anatexia inicie-se a temperaturas mais baixas. Em alguns casos a temperatura requerida é de apenas $600^\circ C$.

A rocha perde sua assembleia quartzo-feldspática para o produto da fusão. Ferro e magnésio participam fortemente, o primeiro para o líquido e o segundo permanece na assembleia restante. Além do Fe, potássio, silício e água migram para o líquido. Minerais refratários restante compõe o melanossoma, com fases magnesianas, como biotita, ortopiroxênio, cordierita e granada (Bucher & Grapes 2011).

3.2 MODELAGEM METAMÓRFICA

Modelamento metamórfico se faz com base na química de rocha total e química de minerais. Aplica-se dados termodinâmicos consistentes tentando estabelecer as reações possíveis e gerar diagramas P-T. A interpretação procura identificar estágios evolutivos, eventos deformacionais e protólito. A presença de feições reliquias (e.g. bordas de reação) pode lançar luz sobre a existência progressiva da rocha. Mesmo assim o problema pode permanecer sem solução, pois a informação extraída, por exemplo, de simplectitos e texturas coroníticas refletem processos de difusão química local (Bucher & Grapes 2011).

As estimativas das condições de formação da rocha são feitas com base na Regra de Fases de Gibbs:

$$(1) F=C+M-N$$

Onde F é o grau de liberdade do sistema, C é o número de componentes químicos do sistema, M é o número de fases em equilíbrio e N o número de variáveis.

Na maioria dos casos as variáveis são pressão e temperatura, sendo N igual a dois. Quando F é igual a um, o sistema é dito univariante, permitindo alterações ou na pressão ou na temperatura e ainda mantendo o equilíbrio, este representado por linhas. Quando F é igual a dois, tem-se um sistema divariante, aceitando mudanças tanto na pressão quanto na temperatura, gerando campos de estabilidade ao invés de linhas. Se for igual a zero, o sistema é dito invariante e a paragênese ocorre somente em um ponto, não acomodando alterações de qualquer condição ambiental. O número de minerais metamórfico é aproximadamente constante ao longo da história evolutiva da rocha, possivelmente variando quando em desequilíbrio (Sgarbi 2007).

Basicamente, o modelamento metamórfico através de diagramas P-T requer a participação da assembleia mineral da amostra de rocha em pelo menos duas reações. Depois, necessita-se encontrar as condições de pressão e temperatura em que as reações se processam. Cada reação representa uma curva no diagrama, definindo campos de pressão e temperatura. Sempre haverá um ponto comum entre todas as curvas representantes de cada reação, simulando a situação de equilíbrio simultâneo. Atualmente, a proposição de um problema desta natureza é plausível e de solução possível graças: à existência de bancos de dados

termodinâmicos internamente consistentes; equações de estado adequadas para descrever todas as propriedades termodinâmicas em quaisquer pressão e temperatura; modelos capazes de descrever termodinamicamente soluções-sólidas e fases fluidas envolvidas; e programas de computador capazes de resolver e definir as condições de equilíbrio (Bucher & Grapes 2011).

Como via de realizar calibrações das reações envolvidas, utiliza-se dados experimentais e os bancos de dados termodinâmicos, sendo impraticável o uso de reações irreversíveis. Para ser eficiente, a reação aplicada como termômetro precisa apresentar grande variação de entropia e pequena variação de volume. Já a reação barométrica precisa apresentar grande variação volumétrica. Muitos termômetros e barômetros se restringem a estreitas faixas de temperatura e/ou pressão. Pequenos deslocamentos de suas curvas no gráfico provocam e desencadeiam grandes erros. A distribuição de cátions dentro da estrutura mineral não é bem entendida na maioria dos casos, produzindo incertezas quanto ao estado de ordenamento no momento das análises e no pico metamórfico (Bucher & Grapes 2011).

Estimativas da razão Fe^{2+}/Fe^{3+} surgem como entraves no modelamento. As microsondas responsáveis pelas análises químicas não quantificam separadamente o cátion ferroso do férrico. Atribuindo o conteúdo de ferro total a somente uma espécie. A distinção é acessível através de balanço de cargas e modelos de ocupação de sítios da rede cristalina dos minerais. Contudo, aconselha-se o método para sistemas com baixo conteúdo de ferro férrico. Em sistemas mais complexos, corre-se o risco de produzir resultados sem significado (Bucher & Grapes 2011).

Como resultado do modelamento surgem as pseudosseções, diagramas de estabilidade de assembleias dentro de um espaço P-T, para uma dada composição química de rocha total. Além disso, elas permitem visualizar a composição química de uma determinada espécie mineral em equilíbrio. Três *softwares* atualmente muito aplicados à construção de pseudosseções são THERMOCALC (Powell & Holland 1988), PerpleX (Connolly 1990) e Theriak/Domino (De Capitani & Petrakakis 2010) (Bucher & Grapes 2011).

Um conjunto de programas integram o Theriak/Domino (De Capitani & Petrakakis 2010). “Theriak” e “Domino”, propriamente ditos, são dois deles. Objetivando construir pseudosseções, utiliza-se na sequência do Domino, as funções “Guzzler” e “Explot”. Os dados de entrada devem referir-se a cátions, não a óxidos, e são inseridos no comando “THERIN”. No “Doug” se escolhe os modelos de minerais soluções-sólidas e fases puras

compatíveis com a química de rocha e assembleia descrita em lâmina delgada. Efetuando a leitura do Doug, Domino calcula as assembleias minerais em equilíbrio, definindo os campos de estabilidade. Guzzler lista as reações possíveis. Explot confecciona o gráfico de fato.

O Domino também se presta ao cálculo de isopleias, curvas composicionais dentro de minerais. A junção das isopleias e das pseudoseções permite definir melhor as prováveis condições de formação da rocha.

4.1 INTRODUÇÃO

As lâminas descritas neste trabalho pertencem ao trabalho de Medeiros-Júnior (2016). Elas representam enderbito e granulito máfico, correlacionado à Suíte Caparaó, e granulito aluminoso, atribuído ao Grupo Andrelândia.

4.2 ENDERBITO

A amostra BR-18, interpretada como enderbito, possui textura inequigranular granoblástica, apresentando porfiroclastos de feldspato, quartzo e piroxênio. Tratando-se de composição modal, apresenta em torno de 15% de quartzo, 35% de plagioclásio, 20% de feldspato potássico, 15% de ortopiroxênio, 10% de clinopiroxênio, biotita, hornblenda e zircão perfazem em torno de 5%, juntamente com apatita, sericita e opacos (fig. 4.1).

Quartzo ocorre como grãos anédricos com granulação variando entre 0,1 a 2,8 mm. Marcado por forte extinção ondulante e forma microestrutura do tipo núcleo-manto, com novos grãos gerados a partir de processos de migração de borda e rotação de subgrãos. Contatos interlobados a serrilhados.

Plagioclásio ocorre como grãos anédricos com granulação variando entre 0,1 e 2,5 mm. Há abundância de grãos com forte extinção ondulante e macla polissintética evanescente. Contatos entre grãos são interlobados e/ou serrilhados (fig. 4.1). Exsolução antipertita é muito comum.

Feldspato potássico se apresenta como grãos anédricos com granulação variando de 0,1 a 1,4 mm. Alguns grãos marcam incipientemente a macla de Tartan. Contatos entre os grãos são comumente interlobados.

Ortopiroxênio se apresenta como grãos anédricos de granulação variando entre 0,1 a 2,2 mm. Possui pleocroísmo em tons rosado a verde-pálido. Está densamente fraturado, apresentando, por vezes, bordas substituídas por biotita de pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido.

Clinopiroxênio ocorre como grãos anédricos de coloração verde-pálida e granulação variando de 0,1 a 2,3 mm. Está densamente fraturado, apresentando, por vezes, as bordas substituídas por hornblenda. Esta ocorre como grãos anédricos de pleocroísmo verde-escuro, castanho-claro a verde-azulado. Opaco associa-se ao clinopiroxênio substituindo-o nas bordas.

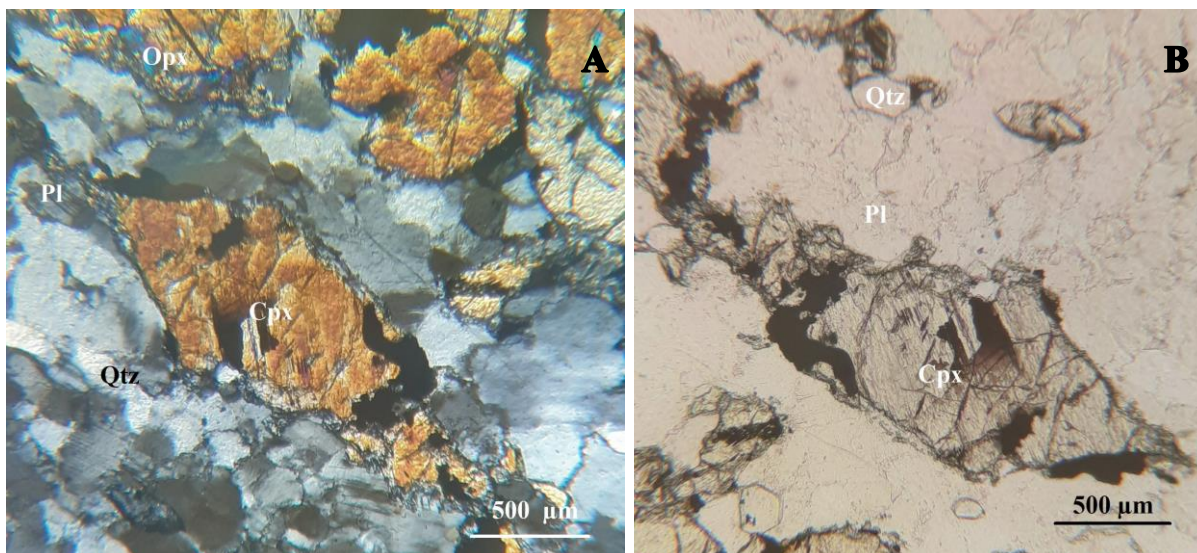


Figura 4.1 - Fotomicrografias de enderbite. Cristais de clinopiroxênio imersos na massa de quartzo e plagioclásio, com granulação fina a média. A: Luz polarizada cruzada e B: Luz plano polarizada.

4.3 GRANULITO ALUMINOSO

A amostra MANH-2, genericamente chamada de granulito aluminoso, possui textura inequigranular granolepidoblástica a granonematoblástica. Quartzo, feldspato e granada compõe a porção granoblástica, enquanto biotita e silimanita marcam a foliação. Em termos de composição modal, apresenta aproximadamente 25% de quartzo, 35% de plagioclásio, 14% feldspato potássico, 10% de granada, 10% de biotita e silimanita 4%. Apatita, zircão e opacos compõe, juntos, em torno de 2% (figs. 4.2 e 4.3).

Quartzo ocorre como grãos anédricos variando entre 0,1 mm a 2,8 mm. Comumente exibe forte extinção ondulante e contatos interlobados e/ou serrilhados. Os grãos mais finos associam-se à biotita marcando foliação protomilonítica.

Plagioclásio ocorre como grãos anédricos a euédricos com maclas polissintéticas e tamanhos que variam de 0,2 a 4 mm. Destacam-se algumas maclas acunhadas, evidenciando processos de deformação. Frequentemente os grãos são antipertíticos. Os contatos entre grãos são serrilhados e/ou interlobados.

Feldspato potássico ocorre como grãos anédricos e pertíticos variando 0,1 mm e 7,5 mm. Comumente os grãos estão envolvidos por mirmequita. A macla Tartan aparece de forma incipiente em alguns grãos. Os contatos entre grãos podem ser interlobados e/ou serrilhados.

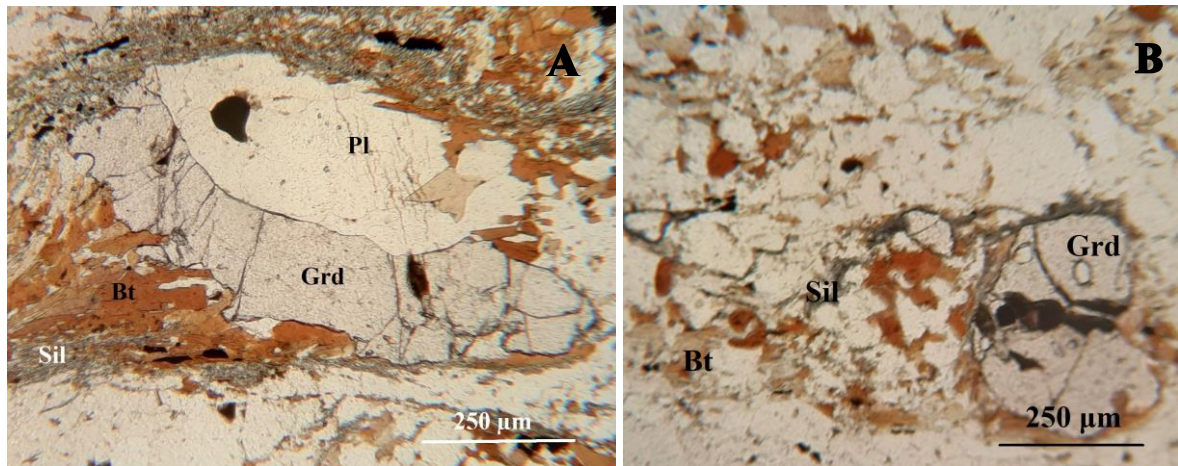


Figura 4.2 - Fotomicrografias de granulito aluminoso. A - Porfiroblasto de granada rotacionado envolto por quartzo, plagioclásio, biotita e silimanita fibrosa. B – Porfiroblasto de granada rotacionado, imerso em matriz quartzo-feldspática e contornado por silimanita.

Granada ocorre como grãos subédricos anédricos de granulação variando de 0,5 a 10 mm. Frequentemente forma poiquiloblastos envolvendo quartzo, plagioclásio e biotita. Também ocorre envolta por biotita e silimanita. Muitos pórfiros estão rotacionados.

Biotita ocorre na forma de placoides com pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-pálido, marcando a foliação principal. Possui inclusões de apatita e zircão.

Silimanita ocorre subédrica, comumente na forma de sua variedade fibrolita. Na foliação principal, é comum estar intercrescida com biotita. A fibrolita pode ser encontrada nas bordas de porfiroblastos de granada.

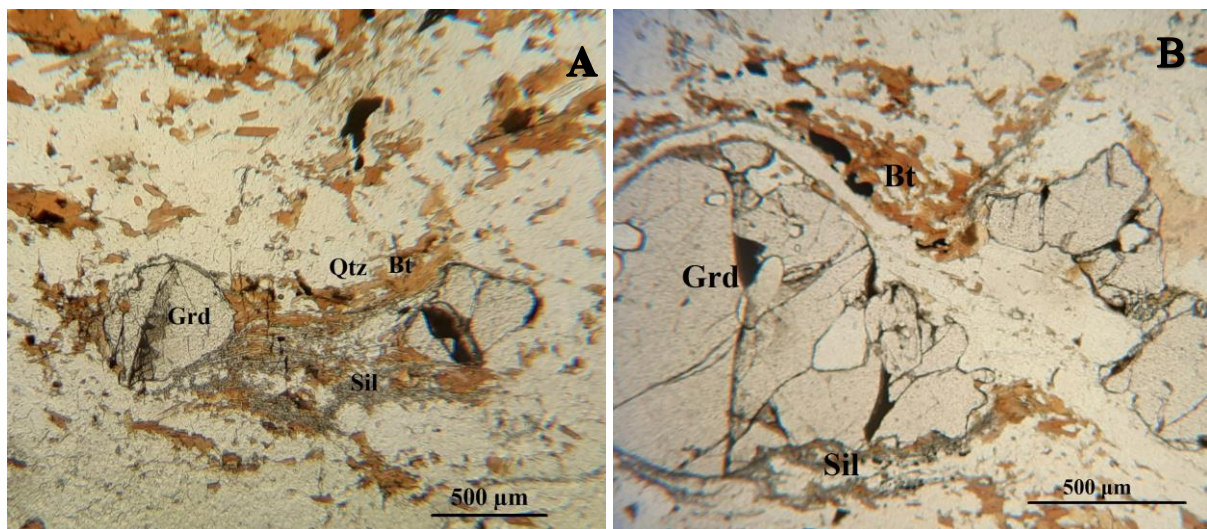


Figura 4.3 - Fotomicrografias de granulito aluminoso. Reação mineral consumindo granada e produzindo quartzo, biotita e silimanita. Produtos com granulação fina. A grande massa de granulação fina evidencia intensa deformação marcada gerando textura protomilonítica.

4.4 GRANULITO MÁFICO

A amostra BR-18A (granulito máfico) pode ser denominada plagioclásio-ortopiroxênio-clinopiroxênio granulito. Sua textura é equigranular granoblástica e aparentes feições de deformação em vários cristais. A composição modal é dada por 60% de plagioclásio, 17% de ortopiroxênio, 6% de clinopiroxênio, 10% de biotita, 5% de quartzo e <1% de opacos (fig 4.4 e 4.5).

Plagioclásio ocorre anédrico, com granulação variando de 0,10 a 1,8 mm e exibindo, às vezes, antiperitita. As ocasionais maclas polissintéticas têm evidências de deformação. Além disso, há presença de novos grãos.

Ortopiroxênio apresenta pleocroísmo de verde-pálido a rosa. Seus cristais são anédricos com granulação variando de 0,1 a 2,3 mm. Exibe faturamento recorrente com leve extinção ondulante. Às bordas do ortopiroxênio associa-se grande parte da biotita, a qual não tem orientação preferencial e mostra pleocroísmo castanho-avermelhado a amarelo-claro.

O clinopiroxênio tem coloração verde-claro, também é anédrico, e granulação variando entre 0,10 e 1,0 mm. Hornblenda copiosamente o substitui as bordas manifestando pleocroísmo verde azulado, verde-escuro a castanho-claro.

Quartzo é a fase de menor granulação, variando entre 0,1 e 0,7 mm. Os cristais revelam intensa extinção ondulante e contatos interlobados. Eventualmente novos grãos foram formados por migração de bordas.

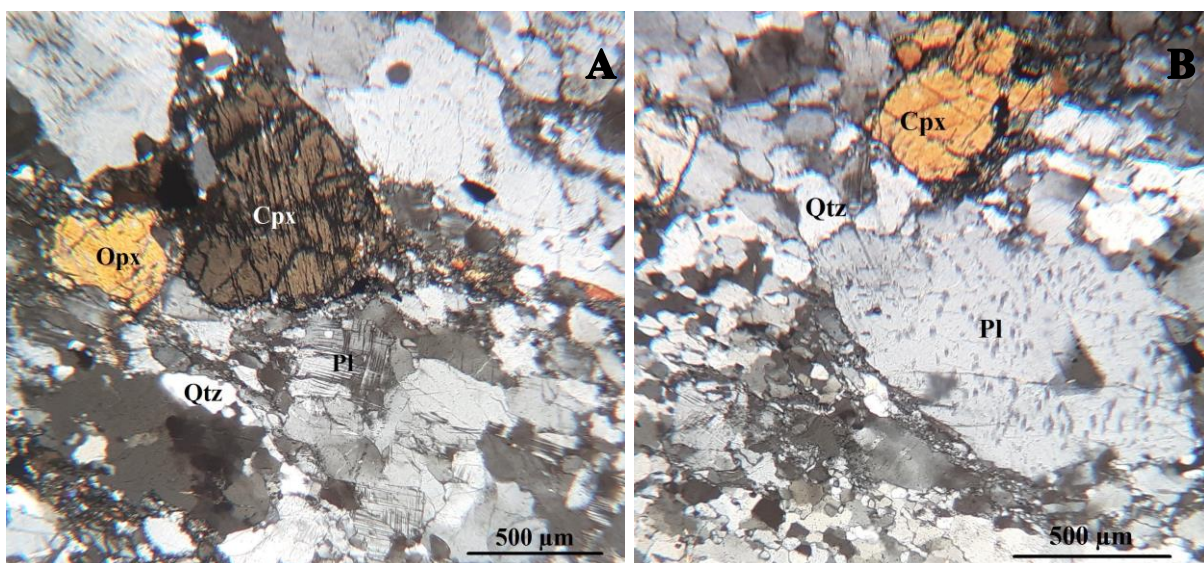


Figura 4.4 - Fotomicrografias luz polarizada cruzada de granulito máfico. Em A, cristais de orto e clinopiroxênios envolvidos por quartzo e plagioclásio. Em B, textura protomilonítica afetando cristais de quartzo e plagioclásio.

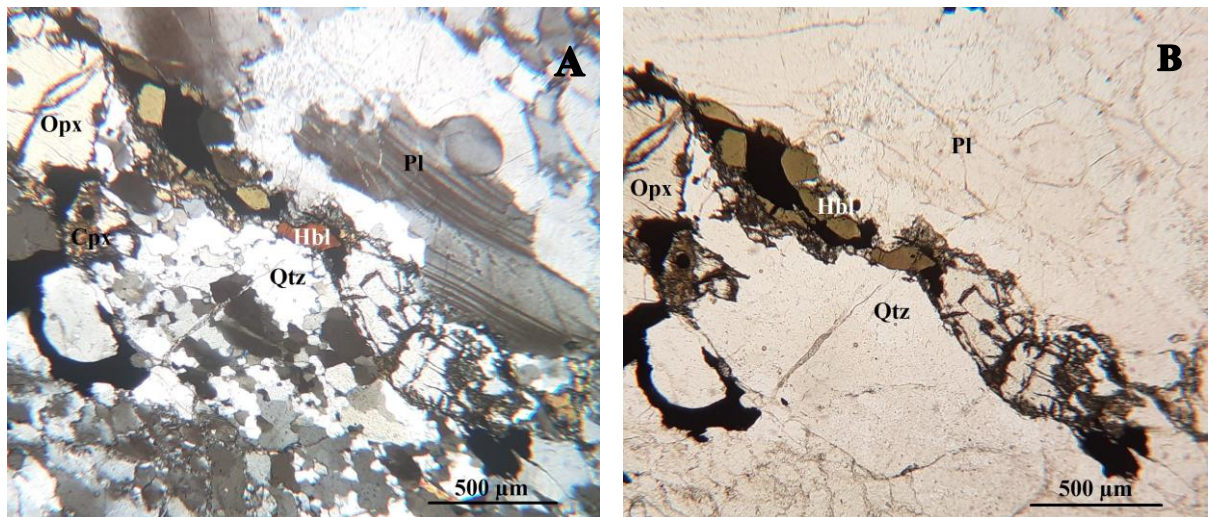


Figura 4.5 - Fotomicrografias de granulito máfico. Na parte central, ilmenita substituindo hornblenda que, por sua vez, substituiu ortopiroxênio. Novamente, grãos de quartzo e plagioclásio parecem ter sofrido intensa cominuição lembrando textura protomilonítica. A: Luz polarizada cruzada e B: luz plano polarizada.

CAPÍTULO 5

MODELAMENTO METAMÓRFICO

5.1 INTRODUÇÃO

Enderbitto e granulito alumino tiveram seus diagramas P-T calculados por meio do *software* Theriak-Domino (De Capitani & Petrakakis 2010). O granulito máfico mostrou-se infértil à aplicação da metodologia. Estimou-se as quantidades de água e ferro (III) com base em diagramas binários.

As três amostras foram estudadas nos sistemas CNKFMASH (CaO-Na₂O-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O), CNKFMASHTO (CaO-Na₂O-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-O₂), MnCNKFMASH (MnO-CaO-Na₂O-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) e MnCNKFMASHTO. Contudo, somente o granulito aluminoso respondeu aos quatro. O enderbitto somente produziu resultados no sistema MnCNKFMASHTO. Os dados geoquímicos e de química utilizados provêm do trabalho de Medeiros-Junior (2016) e constam na tabela 1. Tentou-se plotar isopletras para diversas fases minerais. Aquelas exitosas estão apresentadas a seguir. A metodologia é explicada com detalhes no tópico 1.5.5.

Tabela 1: Elementos-maiores (% em peso). FeOt se refere ao conteúdo de ferro total, sem discriminar Fe³⁺ e Fe²⁺. Dados detalhados encontram-se em Medeiros-Jr. (2016).

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	FeOt	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	TiO ₂
MANH-2	58,50	19,49	1,91	9,31	4,40	2,74	0,09	2,74	0,82
BR-18	60,70	17,08	5,56	7,13	1,87	3,32	0,12	3,88	0,73

Os seguintes modelos foram utilizados: plagioclásio, Holland & Powell (2003); granada, White *et al.* (2005, 2007); biotita, White *et al.* (2005 e 2007); mica-branca, Coggon e Holland (2002); ilmenita, White *et al.* (2000, 2005); ortopiroxênio, White *et al.* (2002); clinopiroxênio, Diener & Powell (2007); ortoanfibólio, Diener & Powell (2007); clinoanfibólio, Diener & Powell (2007); cordierita, Holland & Powell (1998); Liqtc, White *et al.* (2007). Para granada, biotita e ilmenita, aplicou-se dois diferentes modelos. Biotita e granada nos sistemas sem Mn tiveram por base os modelos propostos por White *et al.* (2007). Enquanto os modelos minerais, incluindo ilmenita, de White *et al.* (2005) foram aplicados nos sistemas manganésíferos. Sistemas sem Mn utilizaram modelo de White *et al.* (2000) para ilmenita.

5.2 ENDERBITO

A assembleia do pico metamórfico é plagioclásio, k-feldspato, ilmenita, ortopiroxênio, clinopiroxênio e quartzo. A quantidade de H₂O utilizada foi 0,02% em peso, obtida por Medeiros-Jr. (2016). O conteúdo de Fe₂O₃, estimado com base no binário P-X_{Fe₂O₃}, a temperatura constante de 800°C, foi de 45% do valor total de ferro (fig. 5.1 A). As condições de pressão e temperatura, obtidas por meio da pseudosseção, indicam estabilidade da assembleia a temperaturas acima de 780°C e pressões abaixo de 6kbar (fig. 5.1 B).

Para restringir o campo da assembleia do pico metamórfico, plotou-se isopleias composicionais de ortopiroxênio e plagioclásio (figura 5.1 C). Isopleias de ortopiroxênio referem-se ao conteúdo de Mg no sítio M1. Os valores formam uma faixa subparalela ao eixo vertical abrangendo a metade esquerda do intervalo do pico metamórfico. As isopleias de albita cobrem quase todo o campo. O novo campo restringiu as condições do pico do processo metamórfico a temperaturas entre 780°C a 855°C e pressões abaixo de 5,5 kbar.

5.3 GRANULITO ALUMINOSO

A assembleia mineral do pico metamórfico no granulito aluminoso contém plagioclásio, feldspato potássico, granada, biotita, ilmenita, quartzo e silimanita. O conteúdo de água utilizado foi 0,43% em peso, valor escolhido a partir do digrama binário P versus X_{H₂O}, a temperatura constante (800°C), a partir da projeção na abscissa de uma linha que corta o campo da associação mineral principal na sua máxima condição de pressão antes da geração de fusão parcial (fig. 5.2 A). Estipulou-se o valor de Fe₂O₃ considerando que ele equivale a 10% do conteúdo de FeO_t.

Foram confeccionadas quatro pseudosseções em diferentes sistemas, partindo do mais simples para o mais complexo: CNKFMASH, MnCNKFMASH, CNKFMASHTO e MnCNKFMASHTO. Este procedimento permitiu avaliar o efeito no sistema da inserção de cada elemento. Para os sistemas CNKFMASH e MnCNKFMASHTO isopleias composicionais de grossulária auxiliaram na delimitação do pico metamórfico.

No diagrama do sistema CNKFMASH, a assembleia do pico metamórfico ocorre nas condições 770-800°C e 6,2-9,7 kbar (fig. 5.2 B). As isopleias de grossulária limitaram o campo, confinando a pressão ao intervalo 6,2-9,7 kbar. Além disto, as isopleias mostram uma tendência de enriquecimento em grossulária conforme aumenta a pressão. (fig. 5.2 C). No diagrama MnCNKFMASH a inserção do Mn deslocou o campo para a direita, no intervalo de 820-860°C e 6,2-10 kbar (fig 5.3 A). No sistema CNKFMASHTO, a substituição do Mn pelo Ti remodelou o campo, ficando os intervalos entre 750-790°C e 5,8-9,2 kbar (fig. 5.2 D). O sistema mais complexo,

MnCNKFMASHTO produziu os melhores resultados, restringindo mais o campo, entre 775-800°C e 6-8 kbar (fig. 5.3 B). A isopleta de grossulária restringiu o campo à sua porção inferior. O intervalo de temperatura permaneceu o mesmo, a pressão ficou entre 6-7,3 kbar (fig. 5.3 C).

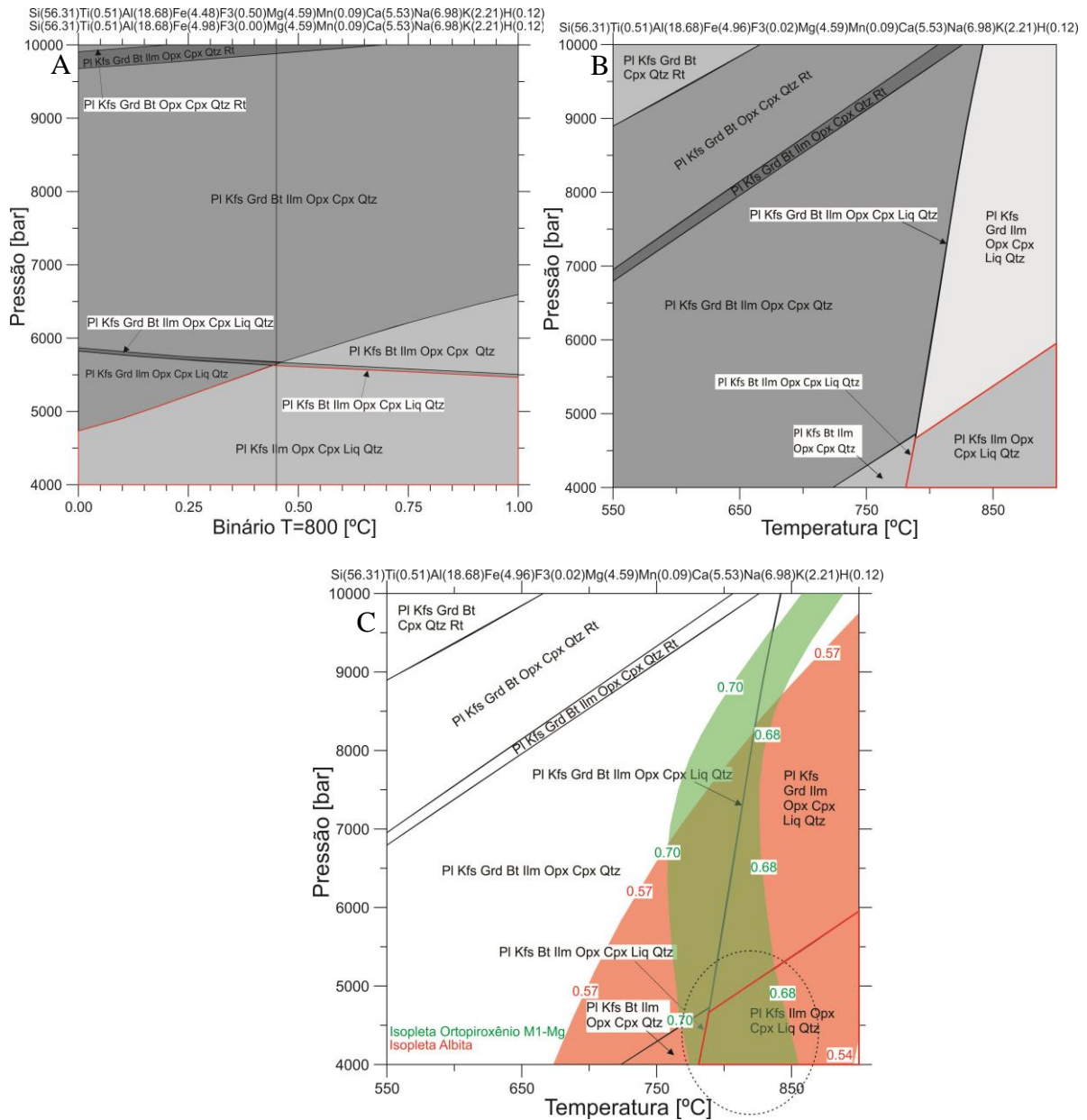


Figura 5.1 - A: Binário de Fe³⁺ da amostra BR-18. O valor de Fe³⁺ escolhido está indicado pela linha vertical preta próximo ao meio do gráfico. B: Pseudosseção da amostra BR-18 calculada com base composição química de rocha total. C: Diagrama de isopletas sobreposto à pseudosseção. Elipse tracejada mostra o campo resultante da sobreposição. Campo esverdeado corresponde às isopletas de Mg no sítio M1 do ortopiroxênio e campo vermelho representa isopletas de albita. Diagramas plotados com *software* Theriak-Domino (De Capitani & Petrakakis 2010) usando banco de dados internamente consistentes de Holland & Powell (1998). Contornos vermelhos destacam o campo do pico metamórfico.

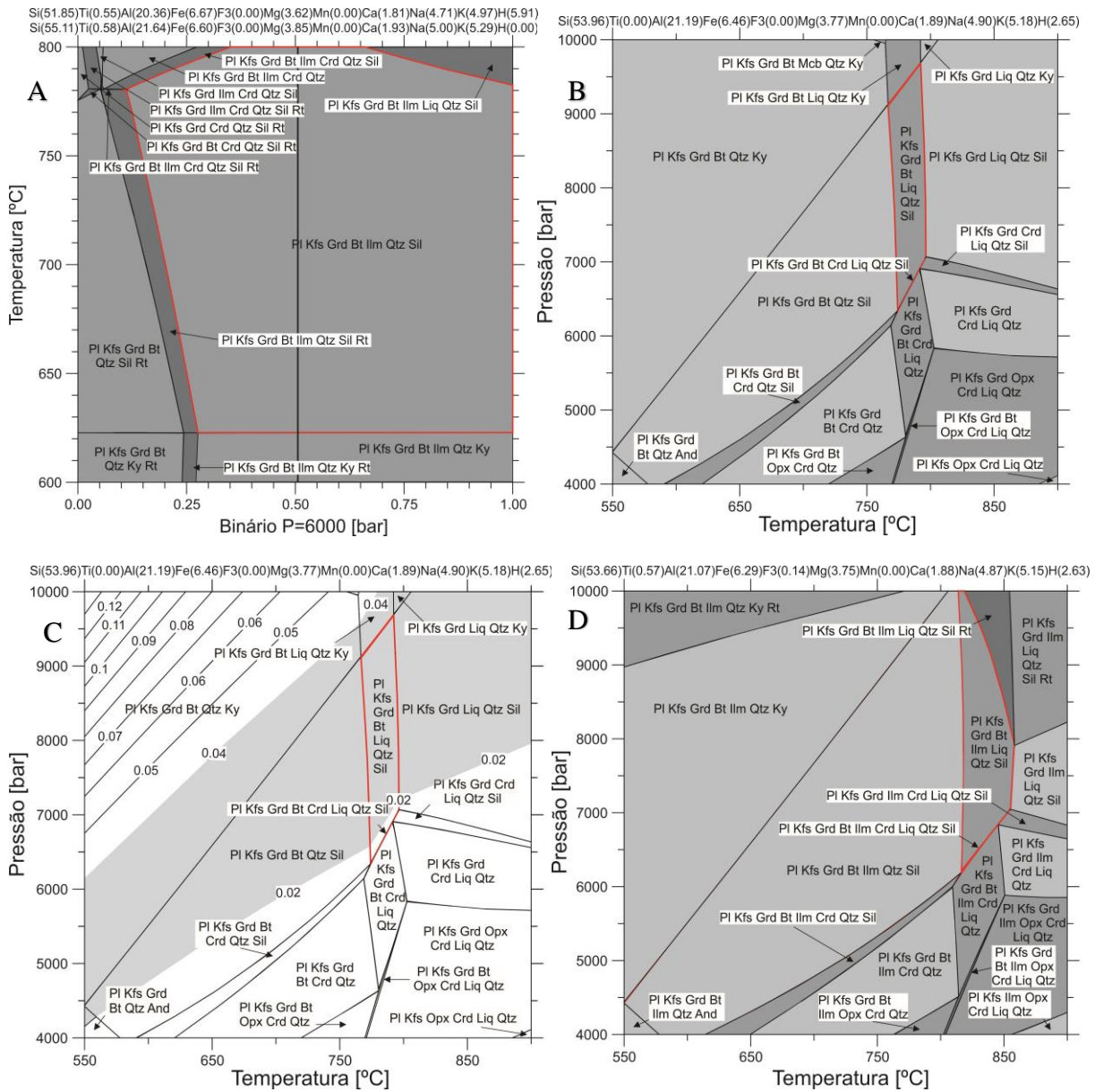


Figura 5.2 - A: Binário de H₂O da amostra MANH-2. O valor de H₂O escolhido está indicado pela linha vertical preta próximo ao meio do gráfico. B: Pseudosseção da amostra MANH-2 calculada com base composição química de rocha total no sistema CNKFMASH. C: Diagrama de isopletas de grossulária sobreposto à pseudosseção do sistema CNKFMASH. D: Pseudosseção da amostra MANH-2 calculada com base composição química de rocha total no sistema CNKFMASHTO. Diagramas plotados com *software* Theriak-Domino (De Capitani & Petrakakis 2010) usando banco de dados internamente consistentes de Holland & Powell (1998). Contornos vermelhos destacam o campo do pico metamórfico.

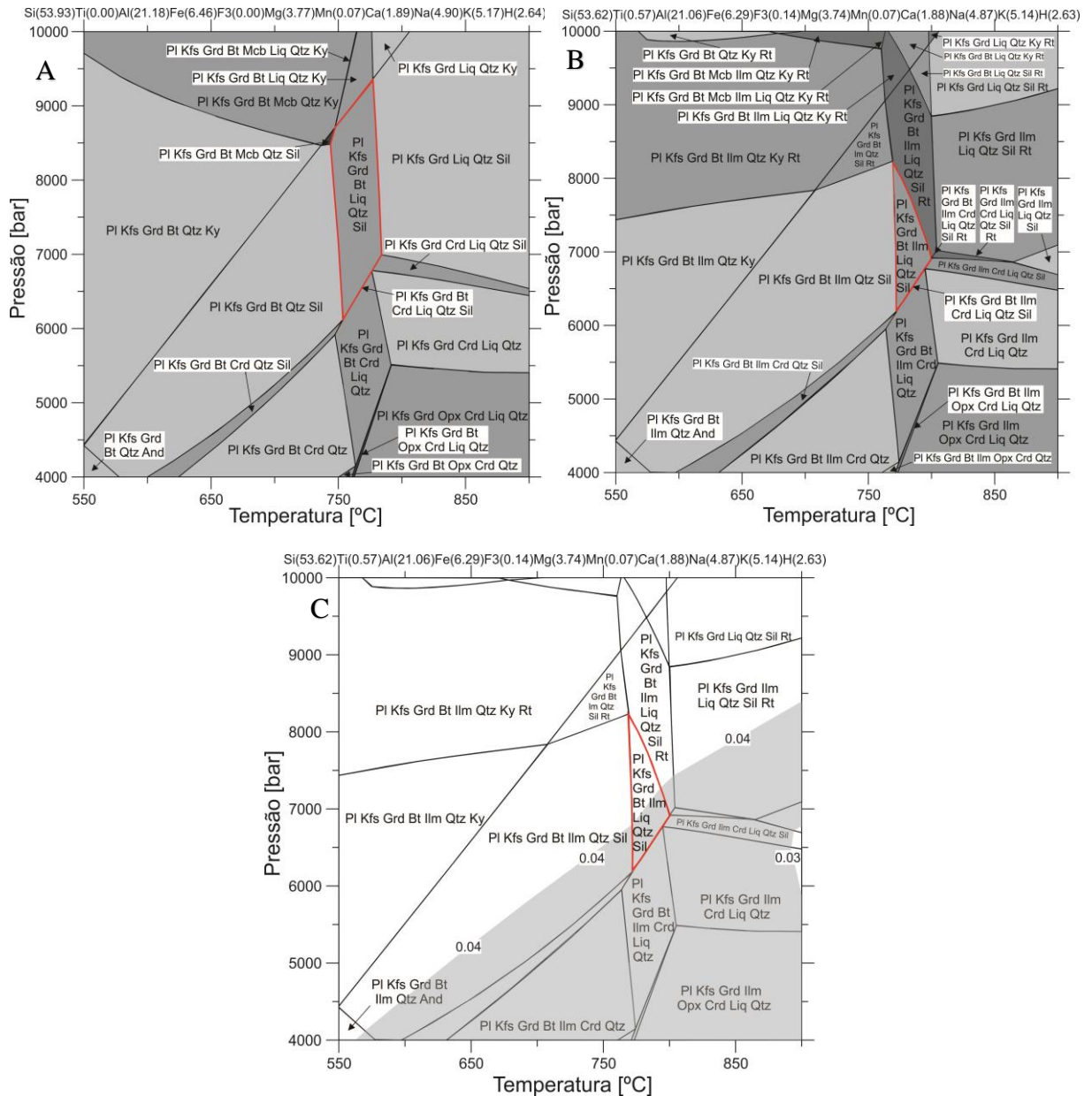


Figura 5.3 - A: Pseudosseção da amostra MANH-2 calculada com base composição química de rocha total no sistema MnCNKFMASH. B: Pseudosseção da amostra MANH-2 calculada com base composição química de rocha total no sistema MnCNKFMASHTO. C: Diagrama de isopletas de grossulária sobreposto à pseudosseção do sistema MnCNKFMASHTO. Diagramas plotados com *software* Theriak-Domino (De Capitani & Petrakakis 2010) usando banco de dados internamente consistentes de Holland & Powell (1998). Contornos vermelhos destacam o campo do pico metamórfico.

CAPÍTULO 6

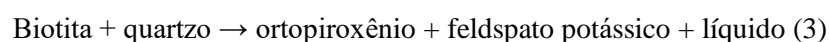
DISCUSSÃO

O enderbito, atribuído à Suíte Caparaó, apresenta textura inequigranular granoblástica, sendo composto de quartzo, plagioclásio, feldspato-potássico, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e hornblenda. Biotita e hornblenda substituem orto e clinopiroxênio, respectivamente. Essa substituição provavelmente está relacionada à hidratação da rocha pós-pico metamórfico, mais especificamente durante o processo de milonitização que afetou o litotipo e deformou de maneira plástica minerais como feldspatos e quartzo na rocha. A reação (1) de Spear (1995) e a reação (2) de Graphchikov & Konilov (1996) descrevem, respectivamente a hidratação do sistema e a formação de hornblenda e biotita a partir da associação mineral principal da rocha.



A ocorrência de ortopiroxênio no pico do processo metamórfico atesta que o metamorfismo que gerou enderbito atingiu condições de fácies granulito. No estudo de modelagem metamórfica foi possível determinar que o enderbito foi gerado em altas temperaturas e baixas pressões (entre 780°C e 855°C, pressões menores que 5,5 kbar). Esse resultado é bem mais consistente que o obtido por Medeiros-Júnior (2016), que por meio de geotermometria clássica indicou que essa rocha foi gerada em temperaturas superiores a 800°C.

Na análise da pseudosseção gerada verifica-se que a granada não está presente na associação mineral da rocha, pois perde sua estabilidade nas baixas pressões (figura 5.4A). O processo de fusão parcial para estar correlacionado com a desidratação da biotita, seguindo a reação (3) de Graphchikov & Konilov (1996), que segundo a figura 6.1A ocorreu ao redor de 780°C.



O granulito aluminoso, correlacionado ao Grupo Andrelândia, possui textura inequigranular granolepidoblástica a granonematoblástica. Quartzo, plagioclásio, feldspato-potássico, granada compõe a porção granoblástica, enquanto biotita e silimanita marcam a foliação.

A figura 6.2 ilustra o campo do pico metamórfico correspondente ao granulito aluminoso em cada sistema químico estudado. Verifica-se que a introdução de Mn e Ti produz mudanças de temperatura consideráveis no campo de estabilidade da associação mineral principal da rocha. Quando se observa a partir do sistema CNKFMASH, verifica-se que a inserção de Ti providenciou aumento de temperatura e que a adição de Mn promoveu diminuição. O sistema mais complexo,

MnCNKFMASHTO, mostrou-se como o mais eficaz, pois delimitou melhor as condições do pico do processo metamórfico ao qual a rocha foi submetida, restringindo o campo entre 775-800°C e 6-8 kbar, condições típicas de rochas de fácies granulito de média pressão. Esses dados são coerentes aos encontrados por Medeiros-Júnior (2016), através de geotermobarometria otimizada, sugerindo temperaturas em torno de 750°C e pressões ao redor de 6 kbar.

Novamente, constata-se a correlação entre a desidratação da biotita e o processo de fusão parcial descrito pela reação (3). Nesse caso, a formação de líquido ocorre entre as curvas amarelas e pretas no gráfico da figura 6.1B.

Por meio do estudo de modelagem metamórfica foi possível verificar que o enderbito da Suíte Caparaó foi formado em condições semelhantes à do granulito aluminoso correlacionado ao Grupo Andrelândia situado nos arredores da Serra do Caparaó. As idades geocronológicas existentes na literatura para a Suíte Caparaó (2195 ± 15 Ma e 587 ± 9 Ma) (Silva *et al.* 2002) e o Grupo Andrelândia (565 Ma) (Belém *et al.* 2011) permitem afirmar que esse processo metamórfico com condições de pressão e temperatura similares que afetou essas rochas é o mesmo, ocorrido durante a edificação do Orógeno Araçuai no Neoproterozoico. As feições deformacionais provavelmente devem estar associadas à geração de zonas de cisalhamento durante o colapso gravitacional do Orógeno.

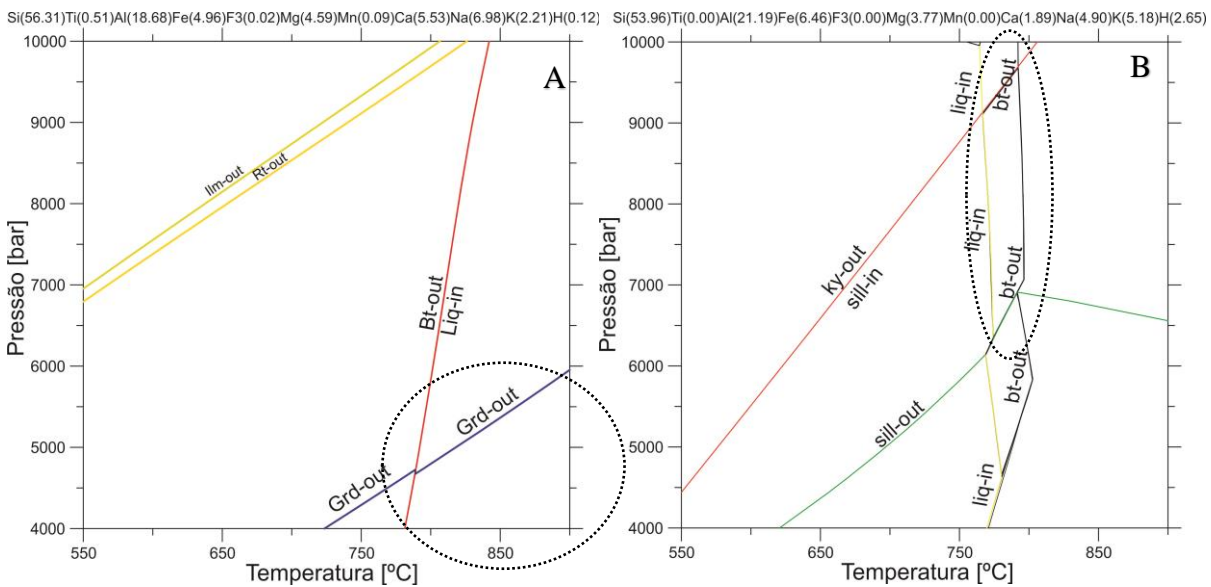


Figura 6.1 - Curvas de reações no sistema MnCNKFMASHTO. A-Enderbit; B-Granulito aluminoso. Campo com assembleia do pico metamórfico indicado na elipse tracejada.

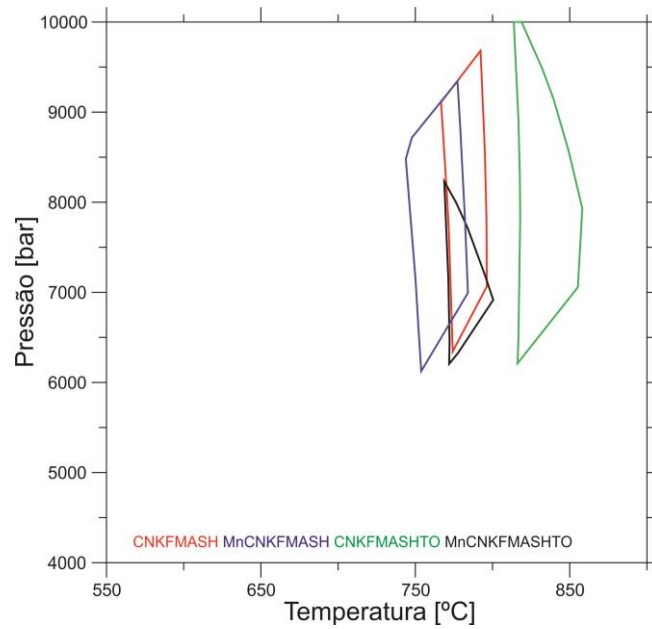


Figura 6.2 - Síntese dos campos gerados em cada um dos sistemas para o granulito aluminoso. Vermelho-CNKFMASH, verde-CNKFMASHTO, azul-MnCNKFMASH e amarelo-MnCNKFMASHTO. Diagramas plotados com software Theriak-Domino (De Capitani & Petrakakis 2010) usando banco de dados internamente consistentes de Holland & Powell (1998)

CAPÍTULO 7

CONCLUSÃO

Os litotipos estudados representam porções afetadas por metamorfismo de fácies granulito de baixa a média pressão. No enderbito a assembleia encontrada foi quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, hornblenda. No granulito aluminoso a assembleia mineral principal encontrada foi quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, granada, biotita e silimanita. Este último marcando a fácies granulito, pois se apresenta em hábito fibroso. Inexistem minerais secundários na amostra. O granulito máfico possui uma paragênese de pico metamórfico constituída por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e quartzo.

As três amostras estudadas apresentam minerais variavelmente deformados, compondo texturas proto-miloníticas desenvolvidas a partir da assembleia do pico do processo metamórfico. Este aspecto é compatível com a grande densidade de zonas de cisalhamento regionais situadas na área estudada e relacionadas à tectônica neoproterozóica responsável pela edificação e posterior colapso do Orógeno Araçuaí.

As condições de temperatura e pressão definidas por meio do modelamento foram de 780-855°C e menores que 5,5 kbar para o enderbito da Suíte Caparaó, e 775-800°C e 6-8 kbar para o granulito aluminoso do Grupo Andrelândia. Essas condições metamórficas juntamente com os dados geocronológicos existentes indicam o processo identificado e caracterizados nessas rochas é o mesmo, associado à edificação do Orógeno Araçuaí no neoproterozóico.

Das três amostras estudadas, o granulito aluminoso mostrou-se o mais fértil à aplicação do método aplicado no modelamento. A utilização de diferentes sistemas permitiu observar que componentes com Ti e Mn influenciam diretamente nas condições de temperatura obtidas. Além disso, verificou-se que quanto mais complexo sistema químico aplicado mais restritivo será o campo de estabilidade da associação mineral principal e menor será a chance dessas variações indesejadas interferirem fortemente nos resultados obtidos. O enderbito produziu bons resultados, mas a sua associação mineral principal simplificada não permitiu uma melhor delimitação dos campos. Já o estudo de modelagem metamórfica do granulito máfico não possibilitou a geração de pseudosseção. Com isso, sugere-se novos estudos de modelagem metamórfica abordando esse último litotipo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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 Research*, **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. & Hasui Y. 1984. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. 378p.
- 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.
- 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.
- Bento dos Santos T. M., Tassinari C. C. G., Fonseca P. E. 2015. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. *Precambrian Research*, **260**: 1–22.
- Best, M.G., 2007. Igneous and metamorphic petrology. (2th Eds). *Blackwell Science*, 644p.
- Bucher K., Grapes R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. (8 eds.). Berlin, Springer-Verlag, 428 p.
- CODEMIG. 2014. Mapa geológico do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: CODEMIG.
- Coggon R., Holland T. J. B. 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**: 683–696.
- Condie K.C. 2015. *Earth as an evolving planetary system*. (3eds.). Amsterdam, *Elsevier Academic Press*. 3ed. 430 p.
- Connolly J.A.D. 1990. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, **290**:666-718.
- Degler R., Pedrosa-Soares A., Novo T., Tedeschi M., Silva L.C., Dussin I., Lana C. 2018. Rhyacian-Orosirian isotopic records from the basement of the Araçuaí-Ribeira orogenic system (SE Brazil): Links in the Congo-São Francisco palaeocontinent. *Precambrian Research*, **317**: 179-195.
- Delgado C. E. R. 2007. Geologia e petrogênese na região da província esmeraldífera de Itabira, MG. Tese de doutoramento, Universidade Federal de Ouro Preto, 97p.
- Diener J. F. A., Powell R., White R. W., Holland, T. J. B. 2007. A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**: 631–656.
- Ferry, J.M., Spear, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineralogy and Petrology*, **66**: 113-117.

Fettes D., Desmons J. 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge, 244p.

Gualandi T. F., Rodrigues S. W. O., Geraldes M. C. 2016. Complexo Caparaó e as rochas miloníticas associadas, um registro sincolisional brasileiro (603-584 Ma). In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre. *Anais do 48º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia (SBG).

Graphchikov A.A. & Konilov A.N. 1996. Experimental study of partial melting of biotite-orthopyroxene-quartz bearing assemblages in the system $KAlO_2$ -MgO-FeO-SiO₂-H₂O. *European Journal of Mineralogy*, 8:143- 152.

Harley S.L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.*, **126**(3):215-247.

Heilbron M. 1993. Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG) – Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 268 p.

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*, **25**(4):249-266.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos-Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004a. 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, 203-234.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos-Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004b. 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, 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*, **178**:136-148.

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

Horn A. H. 2006. Nota explicativa da Folha SF.24-V-A-IV – Espera Feliz 1:100.000. *Série Programa de Geologia do Brasil – PGB. UFMG/CPRM*. 63 p.

Janardhan A. S., Newton R. C., Hansen E. C. 1982. The transformation of amphibolite-facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India. *Contr. Mineral. Petrol.* **79**:130–149.

Machado-Filho L., Ribeiro M., Gonzalez S.R., Schenini C.A., Santos-Neto A., Palmeira R.C., Pires J.L., Teixeira W., Castro, H.E.F. 1983. Geologia das folhas Rio de Janeiro (SF - 23/24) escala 1:1.000.000, mapa e texto explicativo. RADAM Brasil-MME, Rio de Janeiro, mapa e texto explicativo. RADAM Brasil-MME, Rio de Janeiro, 780p.

- Medeiros-Jr, 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-Jr 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. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(3): 437-446.
- Nalini H. A., 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia, Minas Gerais, Brésil. PhD Thesis, École Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne, France.
- Noce C.M., Romano A.W., Pinheiro C.M., Mol V.S., Pedrosa-Soares A.C. 2003. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. In: Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, cap. 12, p. 623-659.
- Noce C. M., Costa A. G., Piuzana D., Vieira V. S., Carvalho C. M. 2007a. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Manhuaçu, SF.23-X-B-III. Escala 1:100.000. Belo Horizonte, UFMG/CPRM, 44p.
- Noce C.M, Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Alkmim F.F. 2007b. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **15**(1):17-23.
- 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.
- Novo T. A., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Batista G. 2011. Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **19**(2):70-77.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 200-202.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C.M., Fernandes M.L.S., Faria L.F., Ferreira J.C.H. 1999. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 59–66.
- 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 orogeny formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**:307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Castañeda C., Queiroga G., Gradim C., Belém J., Roncato J., Novo T., Dias P., Gradim D., Medeiros S., Jacobsohn T., Babinski M., Vieira V. 2006. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no extremo leste de Minas e norte do Espírito Santo (18°-19°S, 41°-40°30'W). *Geonomos*, **14**(1/2):97-111.
- Pedrosa-Soares A.C., Campos C.M., Noce C.M., Silva L.C. Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F.F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite

Province and related mineral resources. *Geological Society of London*, Special Publications, **350**:25-51.

Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.

Powell, R., Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Application to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**: 173–204.

Queiroga G., Schulz B., Martins M., de Castro M., Pedrosa-Soares A. C., Jordt-Evangelista H., Silva A. L. 2016. Thermobarometry and electron-microprobe Th-U-Pb monazite dating in garnet metapelites from the Capelinha Formation, Araçuaí Orogen, Brazil. *Rem: Revista Escola de Minas*. **69**: 33-44.

Seidensticker U. & Wiedemann C.M. 1992. Geochemistry and origin of lower crustal granulite facies rocks in the Serra do Caparaó region, Espírito Santo/Minas Gerais, Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, **6**: 289–298.

Sgarbi G. N. C. 2007. *Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas*. (1 eds.). Belo Horizonte, Editora UFMG. 556p.

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.A. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, **136**: 203-240.

Spear F.S. 1995. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America Monograph*, Washington, D.C., 799p.

Söllner F., Lammerer B., Weber-Diffenback K. 1991. Die krustenentwicklung nordlich von Rio de Janeiro/Brasilien. 4 ed. Munique, *Munchner Geologische*. 100 p.

Souza M.E.S., Martins M. S., Madeira M. R., Queiroga G. N., Barbosa M. S. C. 2017. Interação tectônica entre bacias sucessoras no domínio externo do Orógeno Araçuaí: estudo de caso da região de Planalto de Minas, Minas Gerais. *Geologia USP. Série Científica*, **17**: 143-156.

Trouw R.A.J., Nunes R.P.M., Castro E.M.O., Trouw C.C., Matos, G.C. 2008. MINISTERIO DE MINAS E ENERGIA. Nota Explicativa das Folhas Varginha (SF.23-V-D-VI) e Itajubá (SF.23-Y-B-III). Programa Geologia do Brasil. CPRM. Minas Gerais.

Vieira V.S., Silva M.A., Corrêa T.R., Lopes N.H.B. 2018. Mapa geológico do estado do Espírito Santo. Belo Horizonte: CPRM.

White R.W., Powell R., Holland T.J.B. 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*, **19**: 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 $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3$. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**(1): 41–55.

White R. W., Powell R., Holland, T. J. B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**(5): 511–527.

White R. W., Powell R., Holland T. J. B., Worley B. A. 2000. The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3$. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**(5): 497–511.

Yardley B. W. D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. New York, John Wiley and Sons. 222p.