

UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO ESCOLA DE MINAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DE QUÍMICA MINERAL DO CORPO CANTA GALO E XISTOS VERDES ASSOCIADOS DA REGIÃO DE ITACAMBIRA -BOCAIÚVA, CENTRO-NORTE DE MINAS GERAIS

Ricardo do Couto e Silva Monteiro

MONOGRAFIA nº 431

Ouro Preto, Junho de 2022

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DE QUÍMICA MINERAL DO CORPO CANTA GALO E XISTOS VERDES ASSOCIADOS DA REGIÃO DE ITACAMBIRA - BOCAIÚVA, CENTRO-NORTE DE MINAS GERAIS.



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marliére 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. José Alberto Naves Cocota Junior

Vice-Diretor

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. MSc. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 431

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DE QUÍMICA MINERAL DO CORPO CANTA GALO E XISTOS VERDES ASSOCIADOS DA REGIÃO DE ITACAMBIRA - BOCAIÚVA, CENTRO-NORTE DE MINAS GERAIS.

Ricardo do Couto e Silva Monteiro

Orientadora

Prof.ª Dr.ª Gláucia Nascimento Queiroga

Co-Orientador

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins

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

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

M775c	Monteiro, Ricardo do Couto e Silva. Caracterização petrográfica e de química mineral do Corpo Canta Galo e xistos verdes associados da região de Itacambira-Bocaiúva, centro-norte de Minas Gerais. [manuscrito] / Ricardo do Couto e Silva Monteiro 2022. 79 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.
	Orientadora: Profa. Dra. Gláucia Nascimento Queiroga. Coorientador: Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins. Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .
	1. Petrografia. 2. Magmatismo. 3. Química mineral. I. Martins, Maximiliano de Souza. II. Queiroga, Gláucia Nascimento. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.
	CDU 552.3

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



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO REITORIA ESCOLA DE MINAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Ricardo do Couto e Silva Monteiro

Caracterização petrográfica e de química mineral do Corpo Canta Galo e xistos verdes associados da região de Itacambira-Bocaiúva, centro-norte de Minas Gerais

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

Aprovada em 21 de Junho de 2022

Membros da banca

Prof^a Dr^a Gláucia Nascimento Queiroga - Orientadora (Universidade Federal de Ouro Preto) Prof^a Dr^a Maria Eugênia Silva de Souza (Universidade Federal de Ouro Preto) Prof. Dr. Marco Paulo de Castro (Universidade Federal de Ouro Preto)

Gláucia Nascimento Queiroga, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 23/06/2022



Documento assinado eletronicamente por **Glaucia Nascimento Queiroga**, **PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 23/06/2022, às 15:14, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do <u>Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015</u>.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <u>http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?</u> acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0350457** e o código CRC **2E474CB7**.

Referência: Caso responda este documento, indicar expressamente o Processo nº 23109.008285/2022-38

Agradecimentos

Agradeço à minha mãe Flávia e ao meu pai José Renato, por proporcionarem a oportunidade de estudar na UFOP e incentivarem minha ida para Ouro Preto. A minha irmã Luisa e meu irmão André pelas recepções calorosas quando voltava para casa. A Maria pelo apoio incondicional e a todos os familiares que me apoiaram durante essa jornada.

Aos amigos de Belo Horizonte que fizeram visitas que se tornaram inesquecíveis. Aos amigos que fiz na Geologia e que fizeram com que esses anos passassem leves e com muitos sorrisos, em especial Gabriel, Boia, Nathanzim e Bruce.

À professora Gláucia Queiroga, pelos ensinamentos, orientações, puxões de orelha e pela sua grandiosidade como professora.

Aos grandes amigos que a cidade histórica de Ouro Preto me deu, em especial Vitim, Ace e Abelar. A Sociedade Excursionista e Espeleológica por todos os ensinamentos, oportunidades e amizades proporcionadas.

Por fim, agradeço ao Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMIc-DEGEO), pelas análises químicas; ao Departamento de Geologia, à Escola de Minas, à Universidade Federal de Ouro Preto e à Fundação Gorceix, por terem me proporcionado um ensino público superior de qualidade durante toda a minha graduação.

SUMÁRIO

AGRADECIMENT SUMÁRIO LISTA DE FIGUR LISTA DE TABEL RESUMO ABSTRACT 1 INTRODUÇÃO	OS AS AS	viii x . xii xiv .xix xvii 1
1.1 APRESENTA	ÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇ	ÃO	2
1.3 OBJETIVOS		3
1.4 JUSTIFICATI	VA	3
1.5 MATERIAIS	E MÉTODOS	4
1.5.1	Revisão bibliográfica	5
1.5.2	Trabalhos de laboratório	8
1.5.3	Tratamento de dados e confecção do TCC	9
2 CONTEXTO G	EOLÓGICO REGIONAL	.11
2.1 CONTEXTO	GEOTECTÔNICO	.11
2.2 Síntese da Estr	atigrafia Regional	.14
2.2.1	Embasamento Cristalino	. 14
2.2.2	Supergrupo Espinhaço	. 16
2.2.3	Grupo Macaúbas	. 18
2.3 MODELO EV	OLUTIVO REGIONAL ENFOCANDO A ÁREA DE ESTUDO	. 22
3 DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA	DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO LOCAL E PETROGRAI	FIA . 26
3.1 RESUMO DA	GEOLOGIA LOCAL	.26
3.2 DESCRIÇÃO	MICROSCÓPICA	. 28
3.2.1	Magmatito Canta Galo	. 28
3.2.2	Xisto Verde	. 29
4 QUÍMICA MIN	ERAL E TERMOMETRIA	. 33
4.1 QUÍMICA MI	NERAL	. 33
4.2 TERMOMET	RIA	. 36
5 DISCUSSÕES REFERÊNCIAS B	E CONCLUSÕES IBLIOGRÁFICAS	.40 .43

INDÍCE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo com seus respectivos posicionamentos nas folhas
topográficas do estado de Minas Gerais
Figura 1.2: Organograma de desenvolvimento do trabalho
Figura 2.1: Orógeno Araçuaí – Oeste Congo e seus crátons adjacentes – São Francisco e Congo
- com destaque para a ponte cratônica Bahia-Gabão. A imagem mostra a expressão do Orógeno
Araçuaí e sua interação com os Aulacógenos Paramirim e Pirapora. Modificado de Alkmim et
<i>al.</i> (2006)
Figura 2.2: Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo com destaque para
o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional – SE, em vermelho. AC - Zona
de Cisalhamento de Abre Campo, 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, NC- Núcleo Cristalino,
OC- Faixa Oeste-Congolesa. Modificado de Alkmim et al. (2007)
Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da região de estudo mostrando a distribuição do
Grupo Macaúbas no Orógeno Araçuaí e a localização da área de estudo (quadrado vermelho).
Modificado de Oliveira <i>et al.</i> (2021)
Figura 2.4: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço. Modificado de Alkmim et al.
(2017)
Figura 2.5: Quadro comparativo entre as propostas estratigráficas e nomenclaturas utilizadas
para o Supergrupo Espinhaço no domínio setentrional em Minas Gerais. Modificado de Souza
(2019)
Figura 2.6: Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares et al.
(2008, 2011), Castro (2014) e Souza (2016)
Figura 2.7: Modelo de evolução geotectônica para a região de Itacambira – Planalto de Minas
- Terra Branca, evidenciando a participação da arquitetura do rifte destas bacias na distribuição
das unidades estratigráficas. Retirado de Souza (2016)

 Figura 3.1: Imagem aérea da região de estudo contendo a localização geográfica do Corpo

 Canta Galo.
 26

Figura 3.2: Feições do Corpo Canta Galo em afloramento e amostras de mão. Afloramento evidenciando as a forma elíptica do corpo em a). Aspecto geral da rocha quartzo-feldspática com enclaves máficos mais escuros em b). Detalhe do enclave de biotitito em c). Amostra de mão evidenciando presença de metarenito ressaltado pelo círculo vermelho em d)......27

Figura 3.3: Feições do Corpo Canta Galo ao microscópio óptico. Microclina (Mc) euédrica, com baixo grau de alteração em a) e b). Cristais maiores de quartzo (Qz) imersos em uma matriz mais fina do próprio mineral em c) e d). Fotos a) e c) sob polarizadores descruzados......29

Figura 3.4: Feições das amostras de xisto verde ao microscópio óptico Orientação metamórfica, evidenciada pela linha preta em a) e b). Amígdalas preenchidas por epidoto (Ep) em c) e d). Fotos a) e c) sob polarizadores descruzados; b) e d) sob polarizadores cruzados. 31

Figura 4.1: Identificação das lâminas respectivos campos analisados em cada uma delas.....33

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1: Síntese das amostras do acervo da orientadora e das análises realizadas. 7
Tabela 4.1: Identificação das lâminas, campos, minerais e pontos realizados. 34
Tabela 4.2: Teores dos membros finais de Ab, An e Or. para as três amostras. Ab = albita; An
= anortita e Or = ortoclásio

Resumo

Na região de Itacambira-Bocaiúva, um novo registro de um magmatito félsico foi o ponto de partida para este Trabalho de Conclusão de Curso (TCC). Localizada na porção central da Serra do Espinhaço, na parte externa do Orógeno Aracuaí e encaixado em rochas do embasamento cristalino do Complexo Porteirinha e das formações Resplandecente e Planalto de Minas, o Corpo Canta Galo é uma rocha de granulação grossa a muito grossa, quartzo-feldspática, com grandes cristais euédricos a subédricos de microclina sobre uma matriz rica em quartzo de granulação mais fina, que apresenta ainda enclaves máficos e xenólitos de metarenito estratificado e de filitos. Os xistos verdes, possíveis crono-correlatos do Corpo Canta Galo, apresentam granulação fina a muito fina, microestrutura nematolepidoblástica, sendo compostos por clorita + actinolita + plagioclásio + epidoto \pm quartzo. A paragênese desta rocha de origem máfica aliada às feições protolíticas da rocha félsica e dos metarenitos da Formação Resplandecente indicam recristalização sob fácies xisto verde. Análises microquímicas no feldspato potássico corroboram a composição pobre em sódio e cálcio enquanto as análises nos plagioclásios dos xistos verdes mostram composição albítica muito homogênea (An1,2-2,9), reafirmando a sua recristalização em fácies xisto verde. Análises termométricas levando em consideração o diagrama ternário dos feldspatos indicam temperaturas de formação da microclina em torno de 875°C e da albita entre 750 e 800°C. Para a microclina, este intervalo de temperatura está perfeitamente condizente com uma cristalização magmática, já que o cristal parece não ter sido afetado pelo metamorfismo de baixo grau. Para a albita, entretanto, a temperatura encontrada não representa a cristalização ígnea, visto que os plagioclásios do protólito deveriam ser mais cálcicos (andesina ou labradorita) e nem representam a recristalização metamórfica, estando muito acima do intervalo esperado para a fácies xisto verde. Para esses casos, métodos termométricos ou geotermobarométricos robustos devem ser considerados. Com relação à uma correlação geotectônica regional, registros de rochas máficas de idade Toniana são encontrados tantos no Brasil quanto na África. No continente africano também estão bem registradas rochas félsicas deste período. Entretanto, na contraparte brasileira do sistema orogênico Araçuaí - Oeste Congo, somente o granitoide do tipo-A de Salto da Divisa, datado em cerca de 875 Ma, representa o magmatismo ácido bimodal da abertura da Bacia Macaúbas. Assim, o Corpo Canta Galo passa a ter uma importância no cenário de reconstituição bacinal. Análises U-Pb e Lu-Hf futuras são sugeridas.

Palavras-chave: Magmatismo Bimodal, Bacia Macaúbas, Formação Planalto de Minas, Corpo Canta Galo, Petrografia, Química Mineral.

CAPÍTULO 1

1.1 APRESENTAÇÃO

O registro tectono-sedimentar e magmático da fragmentação do supercontinente Rodínia no Toniano (1000 Ma a 750 Ma) é amplamente distribuído e conhecido em quase todos os continentes (Li *et al.*, 2008). No Paleocontinente São Francisco-Congo estas manifestações ocorrem no seu interior e em suas bordas (Alkmin *et al.*, 2006) através das bacias Macaúbas, Santo Onofre e Riacho do Pontal; nos Aulacógenos Paramirim e Sangha e no arco de Goiás.

O Grupo Macaúbas materializa o preenchimento vulcano-sedimentar de pelo menos dois estágios descontínuos de rifteamento continental que tomaram lugar na margem oriental do Cráton do São Francisco, sendo o primeiro no período Toniano, e o último no Criogeniano (*e.g.* Pedrosa-Soares & Alkmim, 2011; Kuchenbecker *et al.*, 2015; Kuchenbecker et al., 2015; Souza et al., 2019 e 2022; Castro et al., 2019 e 2021.). A Bacia Macaúbas guarda íntima associação com a configuração pré rifte, exercida pelos blocos arqueanos a paleoproterozóicos do embasamento cristalino e da bacia rifte-sag do Espinhaço, de idade Paleoproterozoica a Mesoproterozóica. Como reflexo desta herança tectônica, a expressão termal de abertura do rifte Macaúbas no Toniano teve seu desenvolvimento pontuado por dois episódios sucessivos de magmatismo.

No presente trabalho destaca-se o recém descoberto magmatito félsico Canta Galo (Ribas *et al.*, 2018) localizado na região próxima ao distrito de Machados, Bocaiúva – MG. Trata-se de um corpo ígneo félsico de matriz quartzo-feldspática, com enclaves máficos e xenólitos de metarenitos com estratificações cruzadas preservadas, rochas ígneas e filitos. No contexto regional do Grupo Macaúbas, este corpo apresenta grande potencial para que seja o representante ácido de um magmatismo bimodal, uma vez que os xenólitos de metarenitos possuem grande semelhança com os litotipos que compõem o Supergrupo Espinhaço na anticlinal de Itacambira. Os enclaves máficos, por sua vez, são especulados como fragmentos de parte dos xistos verdes metabasálticos pertencentes à Formação Planalto de Minas, que possui grande expressão nesta área.

Procura-se no presente trabalho apresentar uma interpretação petrográfica e de química mineral do Corpo Canta Galo de forma a auxiliar na reconstituição do segundo registro félsico de um magmatismo bimodal associado à Bacia Macaúbas.

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi apoiado pelos seguintes projetos e instituições: i) pela FAPEMIG (Demanda Universal 2021, processo nº APQ-02811-21, coordenado pela orientadora), ii) pelo CNPq através da bolsa de produtividade em pesquisa 1D da Prof. Gláucia Queiroga (processo nº

314810/2020-0), iii) pelo Auxílio Pesquisador (processo nº 23109.004080/2019-88, com vigência de 01/11/2019 a 31/10/2021, prorrogado por mais 1 ano), sob a coordenação da professora Gláucia Queiroga. Apoio laboratorial se deve ao Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMIc) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP).

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo encontra-se na região centro-norte de Minas Gerais (Figura 1.1), nas proximidades de Itacambira e Bocaiúva. Esta área está inserida na folha topográfica Itacambira (SE23-X-D-I, escala 1:100.000, Noce *et al.*, 1997), limitando-se pelos meridianos – 44W e -43W e paralelos 17°e 18°S.



Figura 1.1: Localização da área de estudo com seus respectivos posicionamentos nas folhas topográficas do estado de Minas Gerais.

A região se encontra a cerca de 460Km de Belo Horizonte, com o acesso sendo realizado pela BR-040 e MG-231 até a cidade de Corinto, onde segue-se para noroeste pela BR-135 até a cidade de Bocaiúva. Em seguida, toma-se a MG-651 e na sequência a MG-308, no sentido leste, até a cidade

de Itacambira. Além disso, várias estradas vicinais que interligam as localidades, distritos, vilas e fazendas da região, completam o sistema.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo primordial deste trabalho foi realizar uma caracterização petrográfica e de química mineral do corpo félsico Canta Galo, e dos xistos verdes que o encaixam, com a finalidade de definir as paragêneses ígneas e/ou metamórficas para assim, poder auxiliar na compreensão do desenvolvimento da Bacia Macaúbas e, se possível, caracterizar um segundo registro félsico de um magmatismo bimodal. Como objetivo secundário, a partir da química mineral dos feldspatos, objetivou-se estimar as temperaturas de (re)cristalização desses minerais, tentando traçar uma evolução termométrica para o corpo.

1.4 JUSTIFICATIVA

Em 2018, durante o mapeamento geológico da região de Itacambira realizada pelos alunos de graduação em Engenharia Geológica da UFOP, sob orientação do Prof. Maximiliano Martins, foi delimitado um corpo félsico de granulação grossa, rico em quartzo e feldspato e com xenólitos de rochas encaixantes (dominantemente metarenito) e enclaves máficos, numa área-chave para a evolução da Bacia Macaúbas. Nesta mesma região, afloram xistos verdes de origem basáltica, com estruturas primárias preservadas, da Formação Planalto de Minas (base do Grupo Macaúbas), que foram datados em 889 \pm 10 Ma (Souza *et al.*, 2022). Souza (2019) e Souza *et al.* (2022) interpretam esse registro máfico do Toniano como representante do magmatismo anorogênico resultante da quebra inicial do Paleocontinente São Francisco-Congo, que, juntamente com os anfibolitos da Formação Capelinha (*ca.* 957 Ma; Castro *et al.*, 2019), os diques máficos da Suíte Pedro Lessa (*ca.* 933Ma; Queiroga *et al.*, 2012) e as rochas metamáficas do Espinhaço Setentrional (*ca.* 850 Ma e 895 Ma; Danderfer *et al.*, 2009 & Moreira *et al.* 2020), constituem os registros do evento extensional E5, de idade toniana (930-880 Ma), definidos por Pedrosa-Soares & Alkmim (2011).

Os registros do magmatismo Toniano são muito bem registrados na África. Naquele continente, tem-se uma pilha espessa de rochas vulcânicas bimodais (félsicas e máficas), representadas pelos grupos Zadiniano – riolitos peralcalinos cobertos por uma pilha de rochas máficas – e Mayumbiano, consistindo de rochas vulcânicas félsicas intrudidas por abundantes corpos cogenéticos de sienogranito e álcali-feldspato granito (Pedrosa-Soares & Alkmim, 2011). Idades U-Pb para as rochas vulcânicas do Grupo

Mayumbiano apontam para cristalização magmática em 920 ± 8 Ma e 912 ± 7 Ma (Tack *et al.* 2001; Pedrosa-Soares & Alkmim, 2011).

No Brasil, o corpo granítico do tipo-A de Salto da Divisa, datado em 875 ± 9 Ma (Silva *et al.*, 2008), possivelmente representa o único registro félsico do evento E5 de Pedrosa-Soares & Alkmim (2011). É daí que surge a grande importância deste TCC: *uma análise petrográfica e microquímica do que pode vir a representar mais um registro félsico do magmatismo Toniano no âmbito do Orógeno Araçuaí*.

Ressalta-se que este trabalho de conclusão de curso é uma continuação do projeto de Iniciação Científica (IC) iniciado em 2020, no âmbito do edital 27/2019–PIP–1S/UFOP-2020-21, sobre o magmatismo Canta Galo (e seus xenólitos e enclaves). Ressalta-se também que a programação do TCC sofreu grandes prejuízos devido às restrições impostas pela pandemia de COVID-19, não tendo sido possível o mapeamento de detalhe do corpo e nem a datação geocronológica. Ambos seriam de grande valia para a correlação mais aprofundada com os corpos félsicos de Salto da Divisa e da África.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste trabalho foi organizado de forma que as etapas de revisão bibliográfica, organização dos dados preliminares, trabalho de campo e análises laboratoriais se complementassem (Figura 1.2). Para isso, adotou-se a seguinte metodologia enfatizada a seguir.



Figura 1.2: Organograma de desenvolvimento do trabalho.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Esta etapa ocorreu durante todo o desenvolvimento do projeto e constituiu de uma grande revisão bibliográfica de todo o material disponível sobre a área de estudo, como geologia regional e local, modelos de evolução geotectônica do setor abordado, petrografia e química mineral via microssonda eletrônica. Nesta etapa também foi criado um banco de informações com todos os dados obtidos no projeto de IC realizado em 2020/21 (Tabela 1.1).

	UTM				Análises		
Amostra	X	Y	Litotipo	Unidade	Petrográ fica	Química Mineral	
TB-02	688179	8099328	Metamáfica	Suíte Pedro Lessa	Х		
TB – 03	688166	8099079	Metarenito	Fm. Resplandecente	Х		

TB-04	688243	8099163	Metarenito Fm. Resplandecente		Х	
TB – 05	690688	8095605	Metamáfica	etamáfica Fm. Planalto de Minas		
TB - 06	691048	8095506	Quartzito	Quartzito Fm. Matão Duas Barras		
TB-07	690781	8087752	Quartzito	Quartzito Fm. Planalto de Minas		
TB – 08	690781	8087752	Quartzito	artzito Fm. Planalto de Minas		
TB – 09	692275	8087599	Quartzito	Fm. Planalto de Minas	Х	
MS - 01	683418	8076844	Xisto Verde	Fm. Planalto de Minas	Х	
MS – 02	682258	8077370	Xisto Verde	Fm. Planalto de Minas	Х	
MS – 03	681101	8077636	Xisto Verde	o Verde Fm. Planalto de Minas		
MS - 04	689092	8085760	Xisto Verde	Fm. Planalto de Minas	Х	
MS – 05	692777	8083874	Xisto Verde	Fm. Planalto de Minas	Х	
MS - 07	700387	8087555	Metagabro	Suíte Pedro X Lessa		
MS – 08	706578	8090273	Xisto Verde	Fm. Planalto de Minas	Х	

MS – 09	681214	8063523	Xisto Verde Fm. Planalto de Minas		Х	
MF – 05A	679073	8051527	Xisto Verde Fm. Planalto de Minas		Х	X
MF – 05B	679073	8051527	FilitoFm. São João daHematíticoChapada		Х	
MF – 13A1	679157	8046304	Xisto Verde Fm. Planalto de Minas		Х	
MF – 13A2	679157	8046304	Xisto Verde	Xisto Verde Fm. Planalto de Minas		
MF – 13B	679157	8046304	Xisto Verde	Xisto Verde Fm. Planalto de Minas		
MF – 18C	678227	8057564	Xisto Verde	Kisto Verde Fm. Planalto de Minas		
MF – 19B	680241	8058410	Xisto Verde Fm. Planalto de Minas		Х	
AV - 04	697340	8099726	Magmatito félsico	Magmatito Corpo Canta félsico Galo		
AV - 05	697340	8099726	Magmatito félsico	agmatito Corpo Canta félsico Galo		Х
AV - 07	697340	8099726	Magmatito Corpo Canta félsico Galo		Х	Х
AV - 10	697340	8099726	Magmatito Corpo Canta félsico Galo		Х	
AV – 12A	697340	8099726	Magmatito Corpo Canta félsico Galo		Х	

Tabela 1.1: Síntese das amostras do acervo da orientadora e das análises realizadas.

1.5.2 Trabalhos de laboratório

Esta etapa consiste da descrição petrográfica de lâminas e da obtenção e interpretação de dados de química mineral.

1.5.2.1 Petrografia microscópica

Foram realizados estudos petrográficos em 28 lâminas delgadas do acervo da orientadora e da Prof.^a Maria Eugênia de Souza (DEGEO-UFOP) (Tabela 1.1) visando à caracterização detalhada dos diferentes litotipos em termos de feição textural e paragêneses minerais. Todas as lâminas foram fotografadas e os resultados das descrições microscópicas tabelados numa planilha.

A descrição petrográfica foi realizada em microscópio binocular Leica, sob luz transmitida. As fotomicrografias foram obtidas num microscópio ZEISS acoplado à câmera AxioCAM Erc5s do Laboratório de Microscopia da Pós-Graduação (EM/UFOP). As abreviações minerais utilizadas seguiram as normas internacionais de Whitney & Evans (2010). Os principais materiais de apoio à etapa de descrição consistiram de:

⇒ Apostila de Petrologia Ígnea e Metamórfica intitulada "Minerais petrográficos de rochas ígneas e metamórficas – resumo das propriedades ópticas e ocorrências", da Prof.^a. Hanna Jordt Evangelista (Departamento de Geologia – UFOP - 1988);

⇒ Livro de mineralogia óptica "The rock forming mineral", dos autores W. A. Deer, R. A.
 Howie e J. Zussman (Editora Longman - 2ª edição – 1992).

1.5.2.2 Química Mineral

As microanálises foram realizadas em 3 lâminas (MF - 05A, AV - 05 e AV - 07, Tabela 1.1) em microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca JEOL, modelo 6510, com detector EDS-Oxford acoplado, no LMIc – setor MEV/EDS/Catodo do DEGEO-UFOP.

A química mineral visa aprofundar a caracterização mineralógica e a verificação da variabilidade química em perfis transversais obtidos em cada mineral. As análises foram realizadas segundo a sequência descrita: (i) identificação dos elementos presentes em cada mineral analisado, por meio do detector EDS (Energy Dispersive X-Ray Spectrometer); (ii) aquisição de imagens de elétrons retroespalhados, com resolução de alguns nanômetros, visando à observação de possíveis zonamentos químicos e, (iii) obtenção de microanálises.

Foram analisados feldspatos – microclina e plagioclásio – em perfis transversais, com uma média de 5 pontos por grão. A rotina analítica utilizou voltagem de aceleração de 20kV com uma

distância de trabalho (*work distance*) de 15mm e *spot size* de 70. Imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) foram obtidas em todos os grãos analisados. Para todos os feldspatos foram analisados os elementos Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ba, com padrões internos do próprio equipamento. Todo o Fe da análise foi considerado como FeO. As tabelas dos resultados analíticos encontram-se no ANEXO I.

Os cálculos da fórmula unitária dos minerais analisados foram realizados com auxílio de planilhas *Excel*, desenvolvidas pela orientadora, de acordo com a quantidade de exigência de número de oxigênios na fórmula – no caso dos feldspatos, ela foi calculada com base em 8 oxigênios. Os gráficos binários e ternários de composição mineral foram confeccionados no *Origin 6.1* e no *Excel*.

1.5.3 Tratamento de dados e confecção do TCC

Cumpridas todas as etapas anteriores, os dados foram reunidos no volume final do TCC e em publicações em seminários de iniciação científica para divulgação dos resultados obtidos.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A região estudada encontra-se na porção central da Serra do Espinhaço, na parte externa do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.,* 2007), entre os domínios geotectônicos do Orógeno Araçuaí e do Cráton São Francisco (CSF) (Figura 2.1), envolvendo o embasamento Arqueano/Paleoproterozoico e rochas do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas.

O Cráton São Francisco se destaca como um dos mais importantes segmentos de crosta da plataforma Sul-Americana e constitui, junto com sua contraparte Africana, o Paleocontinente São Francisco-Congo (Almeida *et al.*, 1977; Heilbron *et al.*, 2017; Noce *et al.*, 2007). A justaposição dos limites continentais do leste brasileiro e oeste africano permite observar que esses dois blocos vão de encontro um ao outro (De Witti *et al.*, 1988) (Figura 2.1). Desde o Mesoarqueano até sua estabilização em 1.9 Ga, o Paleocontinente São Francisco-Congo passou por uma complexa evolução geodinâmica e permaneceu unido até a abertura do oceano Atlântico, no Cretáceo. Esta ligação é materializada pela ponte Cratônica Bahia-Gabão (Silva *et al.*, 2016; Alkmin & Texeira, 2017; Pedrosa–Soares *et al.*, 2008; e.g. Trompette 1994; Brito Neves *et al.*, 1999; Cordani *et al.*, 2003) (Figura 2.1).

Uma série de eventos extensionais amplamente distribuídos no espaço e no tempo ocorreram ao sul da ponte Cratônica Bahia-Gabão, sendo os seus registros encontrados nas bacias sedimentares Précambrianas, as quais serviram de substrato e área fonte simultaneamente (Souza, 2019). Estes eventos foram sucessivos e descontínuos durante todo o Proterozóico, tendo início no Estateriano (1,7 Ga) e estendendo até o Criogêniano (650 Ma) (Pedrosa-Soares *et al.,* 1992; 2011; Uhlein *et al.,* 1998; Tack *et al.,* 2001; Danderfer *et al.,* 2009; 2014; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011; Babinski *et al.,* 2012; Chemale *et al.,* 2012).

O desenvolvimento desse sistema orogênico, por não envolver placas continentais individualizadas devido a ponte Bahia-Gabão, é característico de um orógeno confinado (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Rogers & Santosh, 2004) desenvolvido a partir de uma bacia inserida em um sistema parcialmente ensiálico, e registra sequências de margem passiva com ofiolito, um arco magmático précolisional, e granitos colisionais e pós colisionais, evidenciando que durante sua evolução houve a geração de crosta oceânica (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998, 2008, 2011; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Alkmim *et al.*, 2006, 2007; Queiroga *et al.*, 2007; Gonçalves *et al.*, 2014; Gradim *et al.*, 2015; Melo *et al.*, 2017, Serrano *et al.*, 2018).



Figura 2.1: Orógeno Araçuaí – Oeste Congo e seus crátons adjacentes – São Francisco e Congo – com destaque para a ponte cratônica Bahia-Gabão. A imagem mostra a expressão do Orógeno Araçuaí e sua interação com os Aulacógenos Paramirim e Pirapora. Modificado de Alkmim *et al.* (2006).

Alkmim *et al.* (2006, 2007) propuseram uma subdivisão do Orógeno Araçuaí–Oeste Congo com uma compartimentação tectônica mais detalhada, dividindo essa área orogênica em 10 compartimentos geotectônicos (Figura 2.2). Esse trabalho destaca o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional (SE), compartimento em que se encontra inserida a área do TCC (Figura 2.2).



Figura 2.2: Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo com destaque para o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional – SE, em vermelho. AC - Zona de Cisalhamento de Abre Campo, 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, NC-Núcleo Cristalino, OC- Faixa Oeste-Congolesa. Modificado de Alkmim *et al.* (2007).

O Cinturão de Cavalgamento da Serra do Espinhaço Meridional envolve as rochas do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico e as rochas supracrustais do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas. Com um *trend* de orientação meridiana, este cinturão tem sua vergência dirigida para o

Cráton São Francisco e exibe um conjunto de cavalgamentos, falhas reversas e dobras geradas em duas fases principais de deformação, em resposta a um campo de tensões compressional E-W. As lineações de estiramento apresentam também uma orientação E-W e, junto com indicadores cinemáticos, indicam o sentido de transporte tectônico para oeste (Dussin & Dussin, 1995; Uhlein *et al.*, 1998; Alkmim *et al.*, 2007).

2.2 Síntese da Estratigrafia Regional

Ocupando as folhas Itacambira (SE-23-X-D-I, escala 1:100.000) e Bocaiúva (SE-23-X-C-III, escala 1:100.000) mapeadas por Noce *et al.* (1997) e Grossi-Sad *et al.* (1997), respectivamente, a região de estudo compreende as áreas de ocorrência de unidades Arqueanas do Complexo Porteirinha, e de unidades metassedimentares do Supergrupo Espinhaço e metassedimentares e metaígneas do Grupo Macaúbas (dominantemente a Formação Planalto de Minas), que estarão em foco nos próximos tópicos.

2.2.1 Embasamento Cristalino

O Cráton São Francisco é composto por diversos núcleos de idade Arqueana, dentre eles o Quadrilátero Ferrífero, Gavião, Serrinha, Jequié, Guanhães e Itacambira-Monte Azul, sendo comumente representados por uma associação sódica e granítica do tipo TTG, *greenstone belt* e granitoides potássicos (e.g. Barbosa & Sabaté, 2002; Noce *et al.*, 2007; Romano *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015; Silva *et al.*, 2016).

Durante o Paleoproterozóico, esses blocos foram agregados por eventos colisionais e resultaram na edificação de cinturões orogênicos associados a arcos magmáticos juvenis (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004; Noce *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2010; Teixeira *et al.*, 2015; Cruz *et al.*, 2016; Degler *et al.*, 2018; Moreira *et al.*, 2018) (Figura 2.3)

Após a formação do Paleocontinente São Francisco-Congo, o CSF foi afetado por eventos de rifteamento com ocorrência de magmatismo e deposição de coberturas Proterozóicas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas (Silva *et al.*, 2005; Kuchenbecker *et al.*, 2015; Lobato *et al.*, 2015; Magalhães *et al.*, 2018; Castro *et al.*, 2019; Souza *et al.*, 2022).



Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da região de estudo mostrando a distribuição do Grupo Macaúbas no Orógeno Araçuaí e a localização da área de estudo (quadrado vermelho). Modificado de Oliveira *et al.* (2021).

Das Unidades que caracterizam o embasamento cristalino do Orógeno Araçuaí, a que ocorre com maior expressão na área de estudo é o Complexo Porteirinha, que será detalhado a seguir.

O **Complexo Porteirinha** ocupa uma posição na zona mais externa do orógeno, próximo de seu limite setentrional (Figura 2.3). Interpretado como uma como extensão para sul do Bloco Gavião, o Complexo Porteirinha tem seu registro Arqueano caracterizado por ortognaisse, migmatitos e granitoides potássicos da Suíte Rio Itacambiruçu (Guimarães *et al.*, 1993; Silva *et al.*, 2016; Bersan *et al.*, 2018). Os ortognaisse são datados em 3371 ± 6 Ma e registram dois eventos metamórficos

superpostos com idades de 3146 ± 24 Ma e 698 ± 85 Ma (Silva *et al.*, 2016). Plútons graníticos com idades de cristalização de 2.38 Ga e 1.8 Ga ocorrem intrudindo os ortognaisse (Cruz *et al.*, 2016; Leal *et al.*, 2020).

2.2.2 Supergrupo Espinhaço

Ocorrendo como o registro de um sistema de aulacógenos (Paramirim, Espinhaço e Pirapora) que evoluíram entre 1.7 - 1.1 Ga, a bacia do Espinhaço foi depositada durante três episódios extensionais do tipo bacia rifte e rifte-sag, nucleadas no Estateriano (1,75 Ga), acumulada em um ambiente intracontinental (Chemale *et al.*, 2012; Alkmim & Martins-Neto 2012; Santos *et al.*, 2013; Guadagnin & Chemale 2015; Brito-Neves *et al.*, 1996; Danderfer *et al.*, 2009).

O Supergrupo Espinhaço é composto por uma sucessão de metarenitos, metapelitos, metaconglomerados, rochas metaígneas (vulcânicas ou intrusivas/hipoabissais) e metacarbonatos metamorfizados sob a fácies xisto verde (Pflug 1965, 1968; Scholl & Fogaça 1979; Dussin *et al.*, 1984; Almeida-Abreu 1993; Uhlein *et al.*, 1998; Martins-Neto 1998, 2000, 2009) (Figura 2.4).



Figura 2.4: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço. Modificado de Alkmim et al. (2017).

Considerado um dos principais elementos do relevo brasileiro, o Supergrupo Espinhaço foi subdividido em 4 segmentos (*e.g.* Schobbenhaus 1996; Uhlein 1991), sendo eles:

i) Espinhaço Meridional: que representa a serra em sua extensão desde Belo Horizonte até a região de Olhos D'Água;

 ii) Serra do Cabral: representado pela Serra da Água Fria, na porção ocidental do estado de Minas Gerais;

iii) Espinhaço Setentrional: limitado na parte sul pela anticlinal de Itacambira (Karfunkel & Karfunkel 1976) e que se prolonga até o limite do Cráton São Francisco no estado da Bahia.

iv) Chapada Diamantina: distribuído na porção centro-oriental do estado da Bahia.

O anticlinal de Itacambira, feição morfológica e estrutural marcante que forma um arco de serras com concavidade para sul, marca o início do Espinhaço Setentrional e abriga o Supergrupo Espinhaço na região, limitado na área de estudo pela Formação Resplandecente. Dessa forma, a estratigrafia deste domínio é descrita a seguir.

2.2.2.1 Supergrupo Espinhaço no Domínio Setentrional

Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977) definiram a base estratigráfica regional do domínio Setentrional do Supergrupo Espinhaço sendo composta pelas formações Itacambiruçu, Resplandecente, Água Preta e Matão (Figura 2.5).

Novas contribuições foram incorporadas ao conhecimento estratigráfico regional (Figura 2.5) (vide Oliveira *et al.*, 2021 e Souza *et al.*, 2022). No atual estado da arte, conforme Souza *et al.* (2019), o Supergrupo Espinhaço Setentrional é composto pela Formação Resplandecente, sendo-lhe atribuída duas associações litofaciológicas: eólica, na base, e marinha em direção ao topo.

Karfunkel & Karfunkel. (1975; 1977)		Noce <i>et al.</i> (1997)		Martins (1996)		Martins et al. (2008)		Leite (2013)		Oliveira e <i>t al.</i> (2021)							
supergrupo Espinhaço	Fm. Matão	oinhaço	Unidade inferior	oinhaço	Fm. Matão	Brupo caúbas	Fm. Matão	Grupo acaúbas	Fm. Duas Barras	s s brgrupo acaúbas	Fm. Matão - Duas Barras						
	Fm. Água Preta	Esp		Esp	Fm. Água Preta	Ma	Fm. Água Preta	ž		ŬŽ	Água Preta						
		odnu		interior	interior	Interior		interior	interior				8 8		odn	Fm. Matão	odr
	Fm. Resplandecente	Supergr	Superg		Superg	Fm. Resplandecente	upergru Espinhag	Fm. Resplandecente	Supergr Espinha	Fm. Resplandecente	upergru Espinha	Fm. Resplandecente					
0,	Fm. Itacambiruçu	Embasamento		Embasamento		Embasamento		Embasamento		En	basamento						
Embasamento cristalino		(1	cristalino cristalino (Uhlein 1991) (Uhlein 1991)		cristalino (Uhlein 1991)	cristalino (Uhlein 1991)		cristalino (Uhlein 1991)		cristalino (Uhlein 1991)							

Figura 2.5: Quadro comparativo entre as propostas estratigráficas e nomenclaturas utilizadas para o Supergrupo Espinhaço no domínio setentrional em Minas Gerais. Modificado de Souza (2019).
De acordo com Martins *et al.* (2008), a **Formação Resplandecente** é a única unidade estratigráfica que representa o Supergrupo Espinhaço ao longo do anticlinal de Itacambira, recobrindo diretamente o Complexo Porteirinha com contatos discordantes e erosivos (Oliveira *et al.*, 2021). A unidade constitui um espesso pacote de metarenitos homogêneos de granulação fina a média, com alternância de bancos maciços e laminados com estratificações cruzadas tangenciais e tabulares, com sets variando de 1m a 6m de espessura (Leite 2013). Representa o pacote sedimentar mais espesso da área, chegando até 300m e possui uma ampla distribuição espacial. Estudos de paleocorrente indicam um aporte de sedimentos com direção de NW para SE (Leite 2013). A Formação Resplandecente está associada à uma sedimentação eólica em ambiente desértico, correspondendo à Formação Galho do Miguel na parte meridional da Serra do Espinhaço.

2.2.3 Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas – pertencente ao Supergrupo São Francisco – registra o preenchimento de uma bacia rifte - margem passiva, precursora do Orógeno Araçuaí – Oeste Congo, a qual compreende pelo menos três eventos evolucionários distintos associados a magmatismo anorogênico (Kuchenbecker *et al.* 2015; Souza 2019). O processo de abertura da bacia começou no início do Toniano (ca. 957 Ma) em um sistema de riftes que se estabeleceu de maneira complexa e descontínua, em função da herança tectônica oriunda da superposição da Bacia do Espinhaço, com importante condicionamento de altos e baixos estruturais que influenciaram diretamente na compartimentação da Bacia Macaúbas (Noce *et al.*, 1997; Souza 2019; Oliveira *et al.*, 2021).

A sequência de rifte Toniana (*ca.* 1000 Ma – 860 Ma) do Grupo Macaúbas registra a primeira tentativa de quebra do Paleocontinente São Francisco – Congo e é marcada pelos diques máficos da Suíte Pedro Lessa (905 Ma – 930 Ma) (Machado *et al.*, 1989; Queiroga *et al.*, 2012; Souza *et al.*, 2022), pelos granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa (*ca.* 875 Ma; Silva *et al.*, 2008) e pela Formação Planalto de Minas(Souza 2019; Souza *et al.*, 2022). A sedimentação desse estágio é caracterizada pelas formações Matão – Duas Barras, Rio Peixe Bravo, Capelinha e Planalto de Minas (Noce *et al.*, 2007; Martins *et al.*, 2008; Souza 2016; Castro *et al.*, 2019; Souza *et al.*, 2019).

Souza (2019) divide a **Formação Matão – Duas Barras** em duas associações de litofácies distintas, sendo a primeira composta por brechas monomíticas, clasto-suportadas com fragmentos variando de seixo a pedregulho, composta exclusivamente por fragmentos de quartzito do Supergrupo Espinhaço. A falta de estruturas de tração e a natureza angular dos clastos indicam que não ocorreu transporte sedimentar. Dessa forma, essa litofácies é interpretada como um depósito de sistema de leque aluvial proximal dominado por fluxos de detritos. A segunda litofácies descrita pela autora é marcada por metaarenitos compostos principalmente por grãos de quartzo arredondados a sub-arredondados,

granulação variando de média a grossa e estratificações cruzadas e plano paralelas (Figura 2.6). As variações na quantidade de micas, feldspatos, óxidos de ferro e fragmentos líticos permite dividir os metaarenitos em pelo menos três momentos deposicionais diferentes. Dessa maneira, essa litofácies é interpretada como um sistema fluvial proximal a médio de rios anastomosados com uma variação de corrente de alta a baixa energia (Karfunkel & Karfunkel 1976; Noce *et al.* 1997; Martins 2006; Martins *et al.*, 2008; Leite 2013; Souza 2019; Oliveira *et al.*, 2021). O contato basal ocorre com as unidades do Supergrupo Espinhaço e possui uma natureza discordante (Noce *et al.*, 1997), assim como o contato de topo com as unidades glaciogênicas (Souza, 2019).

Ocorrendo somente ao longo da borda leste do Bloco Porteirinha, **a Formação Rio Peixe Bravo** é definida por uma sucessão de metaarenitos micáceos, ferruginosos e feldspáticos, com pelitos e raros metaconglomerados (Viveiros *et al.*, 1979, Grossi-Sad *et al.*, 1997) (Figura 2.6). Os zircões detríticos indicam um pico de idade de 2.1 Ga (Babinski *et al.*, 2012). Essa formação não registra influência glacial e representa parte de uma sedimentação fluvial marinha que ocorreu durante a fase rifte continental da Bacia Macaúbas (Martins-Neto *et al.*, 2001; Martins, 2006; Pedrosa-Soares *et al.*, 2007, 2008).

A Formação Capelinha corresponde a uma sequência metavulcanossedimentar, atualmente entendida como a equivalente lateral da Formação Matão-Duas Barras (Castro 2019). É composta por quartzitos puros a micáceos e xistos quartzosos com corpos de anfibolitos intercalados concordantemente na base e por biotita-sericita-quartzo xistos granitíferos, que podem conter estaurolita e/ou cianita, no topo (Castro 2019) (Figura 2.6). Os anfibolitos intercalados com as rochas metassedimentares psamíticas da porção inferior da Formação Capelinha, de filiação toleítica intraplaca, indicam um evento magmático sin-deposicional, datado de ca. 957 Ma (Castro 2014, Castro *et al.,* 2019).

Representada por xistos verdes intercalados com magnetita-sericita quartzito, a **Formação Planalto de Minas** foi definida por Souza (2016) como uma sequência metavulcanossedimentar, anterior a Formação Chapada Acauã, com uma idade de cristalização para os xistos verdes de *ca* 889 Ma (Souza 2019) (Figura 2.6). Texturalmente os xistos verdes possuem granulação fina a muito fina e preservam estruturas primárias, devido ao baixo grau metamórfico, sendo essas estruturas agrupadas em três litofácies: (i) xistos verdes sem feições primárias; (ii) xistos verdes com brechas e clastos fluidais; (iii) xistos verdes com estruturas almofadadas (pillow lavas) (Souza 2016). Os quartzitos possuem granulação muito fina, são friáveis e apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas de pequeno porte em sua porção basal (Souza, 2019).

O magmatismo intrusivo que registra esse primeiro processo de abertura da Bacia Macaúbas é ainda marcado pela Suíte Metaígnea Pedro Lessa e pelos granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa. A Suíte Metaígnea Pedro Lessa ocorre como metagabros de coloração verde escura e composição mineralógica dada por actinolita, plagioclásio e titanita. Um xisto verde com uma mineralogia

predominante de actinolita, plagioclásio, epidoto e clorita e textura nematoblástica com granulação muito fina também foi associada a unidade (Souza 2019). A suíte compreende diques máficos de idade 930 – 905 Ma, soleiras e derrames (Machado *et al.*, 1989; Queiroga *et al.*, 2012; Souza 2016) (Figura 2.6). A **Suíte Salto da Divisa** exibe granitos do tipo-A com idade de 875 Ma (Silva *et al.*, 2008) que são os representantes félsicos do magmatismo bimodal anorogênico que ocorreu durante o período Toniano. Esse estágio é correlato à deposição das rochas siliciclásticas da Formação Planalto de Minas (Souza 2019) (Figura 2.6).



Figura 2.6: Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2008, 2011), Castro (2014) e Souza (2016).

Após uma quiescência tectônica marcada por uma fase erosiva, o rifte Toniano, um segundo evento extensional ocorreu no Criogêniano (725-675 Ma; Castro *et al.*, 2020) e deu origem a um novo rifteamento que evoluiu para uma margem passiva com espalhamento de crosta oceânica (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998, 2001, 2011; Queiroga *et al.*, 2007, Queiroga, 2010; Babinski *et al.* 2012;

Kuchenbecker *et al.*, 2015; Amaral *et al.*, 2020; Castro *et al.*, 2021, Vilela *et al.* 2021., Oliveira *et al.* 2021). Este evento extensional é marcado por episódios magmáticos caracterizados pela província alcalina do Sul da Bahia (Rosa *et al.*, 2007) e por uma fase pós glacial com transição para margem passiva com geração de crosta oceânica (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011; Babinski *et al.*, 2012, Kuchenbecker *et al.*, 2015; Castro *et al.*, 2020).

A sedimentação dessa fase é representada pelas formações Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã inferior, representantes da fase glacial associadas a glaciação Esturtiana (ca 750 a 670 Ma) (Uhlein *et al.*, 2007, Pedrosa-Soares *et al.*, 2011a, Babinski *et al.*, 2012, Kuchenbecker *et al.*, 2015; Castro *et al.*, 2020), e pelas Formações Chapada Acauã Superior e Ribeirão da Folha, representantes da fase pós glacial e de margem passiva (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011a, Babinski *et al.*, 2012, Kuchenbecker *et al.*, 2015) (Figura 2.6).

A Formação Serra do Catuni é constituída por metadiamictitos maciços com intercalações esparsas de metapelitos e quartzitos (Noce *et al.*, 1997; Pedrosa-Soares *et al.*, 2011, representantes de sedimentação glácio-terrestre a glácio-marinha (Castro, 2019). O metadiamictito é pobremente selecionado com clastos de diversos tamanhos, geometrias e composições, possui uma matriz argiloarenosa contento quartzo, K-feldspato e carbonato (Souza, 2019) (Figura 2.6). Depósitos caóticos, dropstones, pedregulhos e clastos de ferro estriados marcam uma sedimentação glacial (Karfunkel & Karfunkel 1976, 1977; Karfunkel & Hoppe 1988).

A Formação Nova Aurora representa uma correlação distal da Formação Serra do Catuni (Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2011. É composta predominantemente por metadiamictitos estratificados, metaturbiditos com lentes quartzosas, com pequenas camadas de formações ferríferas diamictíticas do tipo Rapitan, e raros metapelitos (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, Mourão *et al.*, 1997, Noce *et al.*, 1997; Vilela *et al.*, 2020) (Figura 2.6).

Correlacionada a uma deposição em ambiente glácio-marinho subaquoso, e à fase de deglaciação da Bacia Macaúbas Criogeniana (Karfunkel & Hope, 1988; Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 2011; Uhlein *et al.*, 1999, Babinski *et al.*, 2012), a **Formação Chapada Acauã Inferior**, representada pelo Membro Mato Grande, consiste de diamictitos estratificados, arenitos gradados e pelitos, compondo uma sucessão cíclica de fluxos de detritos e turbiditos arenosos a lamosos (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, Uhlein *et al.*, 1999, 2007; Martins 2006) (Figura 2.6). O Membro Mato Grande corresponde a um rifte tardio evoluindo para margem passiva, sendo considerado um equivalente distal das Formações Jequitaí e Serra do Catuni, retratando uma sucessão de um ambiente glacio-continental para glacio-marinho (Castro *et al.*, 2020).

A Formação Chapada Acauã Superior, representada pelo Membro Cana Brava, consiste de uma intercalação de quartzitos e metapelitos com dropstones, correspondendo a uma sucessão de

margem passiva mais distal, essa unidade é associada a uma mudança climática de uma fase de deglaciação para uma fase não glacial (Castro 2019; Castro *et al.*, 2020) (Figura 2.6).

Composta por turbiditos com granulação fina e sedimentos químicos, como cherts, formações ferríferas e calcários (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998, 2001, 2008; Suita *et al.*, 2004, Queiroga 2010, Peixoto *et al.*, 2015; Amaral *et al.*, 2020), a **Formação Ribeirão da Folha** grada lateralmente da Formação Chapada Acauã Superior e inclui uma margem passiva distal e espalhamento oceânico (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998, 2011; Queiroga *et al.*, 2007; Amaral *et al.*, 2020). Sua porção ocidental é composta, principalmente, por turbiditos areno-pelíticos com intercalações de grafita xisto e rochas calcissilicáticas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007). Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (1992, 1998, 2011) e Queiroga *et al.* (2006, 2007), em sua porção oriental a Formação Ribeirão da Folha constitui uma sequência metavulcanossedimentar ofiolítica que inclui rochas metaultramáficas, rochas metamáficas com vênulas de plagiogranito oceânico e rochas metassedimentares sulfetadas (Figura 2.6).

2.3 MODELO EVOLUTIVO REGIONAL ENFOCANDO A ÁREA DE ESTUDO

Diversos modelos evolutivos para o Orógeno Araçuaí vêm sendo desenvolvidos desde a década de 1970 (*e.g* Almeida 1977, Uhlein 1991, Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998, 2001; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Alkmin *et al.*, 2006. 2007; Fossen *et al.*, 2017, Cavalcante *et al.*, 2019 dentre outros). Alguns desses modelos propõem a existência de lascas ofiolíticas, (por exemplo, aqueles contidos em Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998, 2001) e mostram que o mecanismo de fechamento do oceano foi semelhante a um quebra-nozes (Alkmin *et al.*, 2006. 2007). Outros, porém, postulam uma origem totalmente ensiálica para o sistema orogênico em questão (Siga-Junior 1986, Trompette1989, 1994, 1997; Fossen *et al.*, 2017, Cavalcante *et al.*, 2019). A Bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí, tem sua evolução diretamente associada a pulsos de rifteamento, que foram sintetizados no trabalho de Pedrosa-Soares & Alkmim (2011) e atualizados nos trabalhos de Castro *et al.* (2019, 2020), Souza *et al.* (2022), Amaral *et al.* (2020) e Caxito *et al.* (2022).

Com base no modelo de quebra-nozes proposto por Alkmin *et al.*, (2006. 2007), são evidenciados e descritos a seguir dois estágios de evolução para a Bacia Espinhaço e três estágios para a Bacia Macaúbas, respectivamente (Figura 2.7):

Num primeiro estágio (Figura 2.7a), um rifteamento de idade Esteriana (ca. 1,7 Ga – Chemale *et al.*, 2012) atingiu os blocos do embasamento cristalino (Porteirinha e Guanhães) e condicionou a deposição da Formação São João da Chapada (Grupo Diamantina – Supergrupo Espinhaço).

Um segundo estágio (Figura 2.7b) ocorreu durante o Esteniano (ca. 1,2 a 1,1 Ga – Chemale *et al.*, 2012) dando origem a um rifte que evolui para uma fase rifte-*sag*, que atinge porções da Bacia do

Espinhaço. Esta fase é registrada pela deposição dos sedimentos siliciclásticos do Grupo Conselheiro Mata (Espinhaço Meridional), Formação Resplandecente (Espinhaço Setentrional), Formação Sopa Brumadinho e um magmatismo de 1.5 Ga (Danderfer *et al.*, 2014; Pedrosa- & Alkmim *et al.*, 2011; Costa *et al.*, 2018). Este estágio é separado do primeiro por um *gap* de pelo menos 500Ma.

Posteriormente, um rifte de idade Toniana (ca. 960-940 Ma - Souza 2016, Castro *et al.*, 2019) marca o terceiro estágio (Figura 2.7c). Esta fase é marcada pela deposição das formações Matão - Duas Barras, Capelinha (e seu magmatismo máfico representado por anfibolitos) e por diques máficos da Suíte Pedro Lessa. Uma expressiva discordância erosiva entre as formações Matão - Duas Barras e Resplandecente limita no espaço e no tempo as Bacias Espinhaço e Macaúbas. Segundo Souza (2016), nesse estágio a crosta continental ainda se encontrava espessa e sua descompressão pode ter gerado fusões parciais em sua base. Ainda segundo a autora, no desenvolvimento da arquitetura da bacia rifte, o gráben no qual o rifte Estateriano foi registrado ainda se mantém como um alto estrutural dentro da bacia.

O quarto estágio (Figura 2.7d) corresponde a um novo pulso de rifteamento Toniano (ca. 889 Ma – Souza 2016). O registro desta fase é marcado pela Formação Planalto de Minas, que marca um ambiente deposicional marinho raso, segundo análise e interpretação faciológica. Segundo Souza (2016) neste estágio a crosta continental já está muito adelgaçada, o que explica a filiação mantélica do magma que gerou os protólitos dos xistos verdes.

O último estágio (Figura 2.7e) é marcado por um novo pulso de rifteamento, com uma idade especulativa no atual estado da arte – Sturtiano (ca. 750 a 720 Ma – Babinski *et al.*, 2012) ou Marionoano (ca. 650 a 630 Ma – Caxito *et al.*, 2012). Neste estágio ocorreu o isolamento de um novo *horst* que limitou parcialmente a ocorrência dos depósitos glaciais e glacio-marinhos das Formações Serra do Catuni e Chapada Acauã, respectivamente.



Figura 2.7: Modelo de evolução geotectônica para a região de Itacambira – Planalto de Minas – Terra Branca, evidenciando a participação da arquitetura do rifte destas bacias na distribuição das unidades estratigráficas. Retirado de Souza (2016).

Trabalho de Conclusão de Curso, n. 431, 78p. 2022.

CAPÍTULO 3

DESCRIÇÃO DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO LOCAL E PETROGRAFIA MICROSCÓPICA

3.1 RESUMO DA GEOLOGIA LOCAL

A área mapeada em 2018 pela turma de mapeamento geológico da UFOP, nos arredores de Machados, distrito de Bocaiúva (Figura 3.1), evidenciou uma nova litologia até então não cartografada – o Corpo Canta Galo (Ribas *et al.* 2018). O corpo principal aflora sob a forma elíptica, com dimensões em torno de 1,0km x 0,5km (Figuras 3.1 e 3.2a), em contato intrusivo mapeado com os gnaisses do Complexo Porteirinha, e em contato intrusivo inferido com os metarenitos da Formação Resplandecente do Sg. Espinhaço e xistos verdes da Formação Planalto de Minas do Grupo Macaúbas.



Figura 3.1: Imagem aérea da região de estudo contendo a localização geográfica do Corpo Canta Galo.

O Complexo Porteirinha na região é composto por um biotita gnaisse com bandas centimétricas a decimétricas que alternam composições quartzo-feldspáticas, com microestrutura granoblástica, e bandas melanocráticas ricas em biotita com microestrutura lepidoblástica. O Complexo Porteirinha aflora na parte central da área (Figura 3.1), onde o relevo está mais arrasado, mostrando-se bastante intemperizado (Ribas *et al.* 2018).

Metarenitos de granulação fina à média, com alta maturidade textural, compostos predominantemente por quartzo, com mica branca em proporções diversas, são os representantes da Formação Resplandecente na área. Afloram dominantemente na porção nordeste do mapa, onde o relevo se destaca por áreas mais altas e íngremes em relação às demais unidades. Essa litologia apresenta estratificações cruzadas de grande porte, sugerindo origem eólica. Localmente foram observadas lentes centimétricas de pelitos que marcam o plano de acamamento da rocha (Ribas *et al.* 2018).

O Grupo Macaúbas, na área, é representado por rochas máficas esverdeadas, de granulação fina, foliadas, compostas por clorita, actinolita, plagioclásio, \pm epidoto, \pm quartzo e caracterizadas como xisto verde da Formação Planalto de Minas. O Corpo Canta Galo, que intrude as unidades descritas anteriormente, foi descrito como uma rocha de coloração cinza clara, de granulação grossa a muito grossa, dominantemente quartzo-feldspática, com enclaves biotíticos e xenólitos de metarenitos com estratificação cruzada (Ribas *et al.* 2018) (Figura 3.2).



Figura 3.2: Feições do Corpo Canta Galo em afloramento e amostras de mão. Afloramento evidenciando as a forma elíptica do corpo em a). Aspecto geral da rocha quartzo-feldspática com enclaves máficos mais escuros em b). Detalhe do enclave de biotitito em c). Amostra de mão evidenciando presença de metarenito ressaltado pelo círculo vermelho em d).

O mapa geológico da região de Machados, distrito de Bocaiúva, não foi digitalizado e encontrase disponibilizado na forma física junto ao professor da disciplina e co-orientador deste TCC, Prof. Maximiliano Martins. Todas as informações retiradas acima encontram-se no relatório final de mapeamento geológico publicado por Ribas *et al.* (2018), complementadas por análises realizadas em amostras de mão dos metarenitos, xistos verdes e do magmatito félsico durante a confecção do TCC.

3.2 DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Seguindo os objetivos propostos pelo TCC e a metodologia descrita no item 1.5, 28 lâminas delgadas de metarenito, xisto verde e magmatito félsico foram descritas. Como a ênfase do trabalho é discorrer sobre as feições macro e microscópicas do Corpo Canta Galo e do seu correspondente máfico (possível crono-correlato?), somente essas duas unidades serão enfocadas a seguir.

3.2.1 Magmatito Canta Galo

A rocha foco deste TCC ainda é uma certa "incógnita" do ponto de vista petrográfico, composicional e de idade de formação.

Sob o microscópio binocular, trata-se de uma rocha com grandes cristais de feldspato e subordinadamente de quartzo imersos numa matriz mais fina (recristalizada?) de quartzo (Figura 3.3). Os principais constituintes das amostras estão descritos a seguir.

Feldspato alcalino (microclina): mineral incolor, euédrico, de relevo baixo, cor de interferência baixa (branco de 1^a ordem) e duas direções de clivagem (ângulo de 90°). Apresenta maclas do tipo Carlsbad e se encontra pouco alterada (Figuras 3.3a e 3.3b). Intercrescimento pertítico é relativamente comum (Figuras 3.3a e 3.3b).

Plagioclásio: mineral incolor de relevo baixo, birrefringência baixa (branco de 1^a ordem), sendo o feldspato subordinado da amostra (0-10%).

Quartzo: mineral anédrico, incolor, de relevo baixo, birrefringência baixa (branco de 1ª ordem) com feições de deformação (extinção ondulante).

Mica Branca: mineral incolor com hábito tabular, relevo baixo e cores de interferência alta (início da 3ª ordem). Apresenta também clivagem e uma extinção incompleta do tipo olho-de-pássaro.

Apatita e **opacos:** São encontrados na rocha como minerais subordinados. Apatita está presente nas suas formas prismática e basal.



Figura 3.3: Feições do Corpo Canta Galo ao microscópio óptico. Microclina (Mc) euédrica, com baixo grau de alteração em a) e b). Cristais maiores de quartzo (Qz) imersos em uma matriz mais fina do próprio mineral em c) e d). Fotos a) e c) sob polarizadores descruzados.

Petrograficamente fica evidenciado que a rocha aparenta ser uma "mistura", mostrando grandes cristais euédricos de microclina, às vezes com macla de Carlsbad, tipicamente ígneos, mas com relictos de quartzo arredondado, típico de rocha sedimentar (Figuras 3.3c e 3.3d).

3.2.2 Xisto Verde

Os xistos verdes da Formação Planalto de Minas podem fazer parte de uma das unidades nas quais o Corpo Canta Galo está encaixado e, por ser um possível crono-correlato da rocha félsica, optouse por descrevê-la aqui também. Ressalta-se que essas amostras pertencem à coleção da Prof.^a. Maria Eugênia de Souza, que estudou esse litotipo na sua área-tipo.

Essa rocha mostra granulação variável de fina a muito fina, com coloração esverdeada e foliação. Apresenta microestrutura nematolepidoblástica, evidenciada pela orientação preferencial de anfibólio e clorita (Figura 3.4a e 3.4b). A rocha é composta essencialmente por actinolita, clorita, plagioclásio, epidoto e quartzo, com titanita e opacos subordinados (Figura 3.4a e 3.4b). Além disso, também foram observadas amígdalas preenchidas por epidoto, uma possível estrutura primária reliquiar (Figura 3.4c e 3.4d).

Clorita: é o mineral predominante da rocha e apresenta uma orientação que marca a microestrutura. Ocorre em tons variando de incolores a esverdeados, com uma cor de interferência castanha anômala, indicando tratar-se de Mg-Fe clorita e extinção paralela à clivagem.

Plagioclásio: mineral incolor de relevo baixo e com cor de interferência baixa (branco de 1^a ordem). Ocorre como como porfiroclastos e comumente não apresentam maclas.

Epidoto: é incolor, com relevo variando de moderado a alto e mostra cores de interferência altas, geralmente de 2^a ordem. Não foi possível observar clivagem.

Clinoanfibólio: o clinoanfibólio presente nas amostras é actinolita, que ocorre com um pleocroísmo em tons de verde claro, relevo moderado, cores de interferência de 2^a ordem e extinção oblíqua. Marca a foliação da rocha junto com a clorita.

Quartzo: mineral incolor de relevo baixo e com cor de interferência baixa (branco de 1^a ordem). Encontra-se em quantidades inferiores a 10-5% das amostras.

Titanita e minerais opacos: minerais subordinados das amostras descritas.

A análise qualitativa do metamorfismo, com base na paragênese mineral principal formada por *Clorita* + *Actinolita* + *Plagioclásio* + *Epidoto* + *Quartzo* (\pm *titanita e opacos*), indica os xistos verdes descritos são estáveis em fácies xisto verde (Yardley, 2004). A presença de feições reliquiares, como amígdalas preenchidas, corroboram essa observação.



Figura 3.4: Feições das amostras de xisto verde ao microscópio óptico Orientação metamórfica, evidenciada pela linha preta em a) e b). Amígdalas preenchidas por epidoto (Ep) em c) e d). Fotos a) e c) sob polarizadores descruzados; b) e d) sob polarizadores cruzados.

CAPÍTULO 4

QUÍMICA MINERAL E TERMOMETRIA

4.1 QUÍMICA MINERAL

Os estudos de química mineral foram realizados a partir de análises pontuais, em MEV, dos feldspatos – plagioclásio e microclina – de 2 amostras do corpo félsico Canta Galo (AV-05 e AV-07) e de 1 amostra de xisto verde (amostra MF-05A), conforme a metodologia descrita no item 1.5.2.2. Foram realizados 65 pontos cujos resultados encontram-se no ANEXO I. A Figura 4.1 e a Tabela 4.1 ilustram a distribuição dos campos das lâminas e dos pontos analisados.



Figura 4.1: Identificação das lâminas respectivos campos analisados em cada uma delas.

LÂMINA AV-05 (CORPO CANTA GALO)						
Mineral	Pontos					
Microclina	01 a 09 (Campo 1), 10 a 20 (Campo 2), 21 a 26 (campo 3)					

LÂMINA AV-07 (CORPO CANTA GALO)							
Microclina	27 a 32 (Campo 1), 33 a 39 (Campo 2), 40 a 44 (Campo 3), 45 e 50 (Campo 4)						
LÂMINA MF-05 (XISTO VERDE)							
Plagioclásio	51 a 65 (Campo 1)						

Tabela 4.1: Identificação das lâminas, campos, minerais e pontos realizados.

A composição química dos feldspatos pode ser representada através de um diagrama ternário, obtido a partir da relação entre os membros albita, anortita e ortoclásio, os quais são relacionados, respectivamente, aos cátions Na^{+,} Ca²⁺ e K⁺ (Deer *et al.* 1992).

Os plagioclásios da amostra de xisto verde (Figura 4.2; Tabela 4.1) apresentam teores de albita (Ab) entre de 97,2 – 98,4%, com baixíssimos teores de anortita, sendo classificados, no diagrama ternário da Figura 4.3, como *albita*. A fórmula química para os cristais analisados é $Na_{0,96-0,98} K_{0,01} Al_{1,05-1,07} Si_3 O_8$.



Figura 4.2: Imagem de elétrons retro-espalhados da amostra MF-05, campo 1, ilustrando o grão de plagioclásio que foi analisado (pontos 55 a 58).



Figura 4.3: Diagrama ternário de classificação de feldspatos para os plagioclásios da amostra MF-05A. Dados do diagrama de acordo com Deer *et al.* (1992).

Os feldspatos analisados no Corpo Canta Galo (amostras AV-05 e AV-07; Figura 4.1; Tabela 4.1) foram os grandes cristais euédricos a subédricos de microclina. Os resultados mostram teores da molécula rica em ortoclásio (Or) entre 92,6 – 95,4%, indicando assim uma composição rica em K (Or_{92,6-95,4}; Figura 4.5). A fórmula química geral dos grãos analisados é Na_{0,05-0,07} K_{0,9} Al_{1,05} Si₃O₈.



Figura 4.4: Imagem de elétrons retro-espalhados da amostra AV-07, campo 2, ilustrando o cristal subédrico de microclina pertítica que foi analisado (pontos 33 a 39).



Figura 4.5: Diagrama ternário de classificação de feldspatos para os cristais de microclina das amostras AV-05 e AV-07. Dados do diagrama de acordo com Deer *et al.* (1992).

Os teores dos três membros finais do diagrama ternário dos feldspatos (Ab = albita, An = anortita e Or = ortoclásio) (Deer *et al.* 1992) das amostras analisadas são apresentados na Tabela 4.2.

	MF-05A	AV-05	AV-07
Ab	97,2 - 98,4%	4,6-7,4%	3,5 - 4,9%
An	1,2 – 2,85%	0%	0%
Or	0-0,6%	92,6-95,4%	95,1 - 96,5%

Tabela 4.2: Teores dos membros finais de Ab, An e Or. para as três amostras. Ab = albita; An = anortita e Or = ortoclásio.

4.2 TERMOMETRIA

A partir das análises químicas de microclina e plagioclásio, foi possível estimar a temperatura de cristalização dos feldspatos através da aplicação dos princípios de Deer *et al.* (1992), que leva em consideração uma pressão de H₂O de 5,0 Kbar, o que representa uma profundidade de aproximadamente

16-17 Km. Em princípio, este método só foi possível de ser aplicado porque as rochas em questão apresentam baixo grau metamórfico.

Os gráficos mostram que a albita, plagioclásio típico dos xistos verdes, formou-se em um intervalo de temperatura de 750-800°C (Figura 4.6).



Figura 4.6: Diagrama de temperatura de cristalização de feldspatos da amostra MF-05A para os cristais de albita do xisto verde. Baseado no princípio de Deer *et al.* (1992).

Já a microclina, feldspato potássico característico do magmatito félsico, foi cristalizado a uma temperatura média de 876°C (Figura 4.7).



Figura 4.7: Diagrama de temperatura de cristalização de feldspatos das amostras AV-05 e AV-07 para os cristais euédricos a subédricos de microclina. Baseado no princípio de Deer *et al.* (1992).

Trabalho de Conclusão de Curso, n. 431, 78p. 2022.

CAPÍTULO 5

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O ponto central deste TCC surgiu da cartografia geológica de uma rocha félsica com aspecto magmático, denominado Corpo Canta Galo, pela turma de mapeamento geológico da UFOP de 2018. Esta litologia, que intrude rochas do embasamento cristalino do Complexo Porteirinha bem como os metarenitos da Formação Resplandecente e os xistos verdes da Formação Planalto de Minas, é um ponto de extrema importância para a evolução da Bacia Macaúbas, devido à possibilidade de ser crono-correlata ao magmatismo máfico da abertura Toniana.

A partir das amostras coletadas, decidiu-se dar continuidade aos estudos do felsito e dos xistos verdes cedidos pela Prof.^a. Maria Eugênia de Souza. As amostras de gnaisse do Complexo Porteirinha não foram coletadas devido ao alto grau de alteração intempérica. Os metarenitos da Formação Resplandecente, com mineralogia pouco diversa, também não foram aqui abordados (apesar de terem sido descritas 2 amostras; Tabela 1.1).

Petrograficamente, o Corpo Canta Galo possui granulação grossa a muito grossa, sendo dominantemente quartzo-feldspático. Aliás, grandes cristais de microclina (fenocristais?) estão imersos em uma matriz mais fina de quartzo, recristalizada, com feições de deformação como extinção ondulante. Feições ígneas primárias podem ser reconhecidas, tais como o hábito do feldspato potássico – euédrico a subédrico – e a presença de macla de Carlsbad. Esta litologia é de difícil classificação petrográfica, talvez podendo corresponder a uma rocha (meta)vulcanoclástica. Ressalta-se a presença de enclaves máficos e xenólitos de metarenito estratificado de dimensões centimétricas.

Os xistos verdes da Formação Planalto de Minas são rochas de granulação muito fina a fina, foliadas, formadas por uma paragênese característica: $clorita + actinolita + albita + epidoto \pm quartzo$. A análise qualitativa do metamorfismo, a partir dessa amostra de protólito máfico, indica estabilidade em fácies xisto verde (Yardley, 2004). Feições reliquiares de outras amostras, como do Corpo Canta Galo com seus feldspatos euédricos, e dos metarenitos com estratificação preservada, corroboram a indicação de baixo grau metamórfico.

A partir da análise qualitativa do metamorfismo, que indicou recristalização em temperaturas entre 300 e 500°C, as temperaturas encontradas pelo método aplicado (Deer *et al.*, 1992) precisam ser discutidas. Para a microclina do Corpo Canta Galo, a temperatura estimada foi em torno de 875°C, o que é perfeitamente possível de ser representante de uma temperatura de cristalização ígnea. As feições petrográficas microscópicas corroboram a hipótese de que o metamorfismo de baixo grau não conseguiu

obliterar a composição química primária do mineral. Por outro lado, para os xistos verdes percebe-se uma situação distinta. O plagioclásio das duas amostras estudadas mostrou composição química compatível com albita (An_{1,2-2,9}), empobrecidos em cálcio, que é o feldspato potássico típico da fácies xisto verde. No metamorfismo, os plagioclásios dos protólitos gabróicos/diabásicos, que possuem uma composição relativamente rica em cálcio (andesina/labradorita), são transformados em albita + epidoto (± sericita) durante o processo de baixo grau. E foi exatamente esse processo que deve ter ocorrido nos xistos verdes, pois não há andesina-labradorita reliquiar. Dessa forma, as altas temperaturas encontradas, acima de 750°C, não devem ser reais pois: (i) não representam a cristalização magmática do feldspato reliquiar, pois já foi transformado para albita; (ii) não representa a fácies metamórfica na qual a paragênese se estabilizou. Assim, metodologias mais modernas e precisas, como average PT do Thermocalc e/ou pseudosseções, devem ser consideradas para estimativas dessa natureza.

Em termos regionais, algumas ponderações e considerações precisam ser realizadas. De acordo com Pedrosa-Soares & Alkmim (2011), seis eventos tafrogenéticos, denominados E1 a E6, precederam o desenvolvimento do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. Para este TCC, o mais importante é o evento E5, que fica no intervalo entre 930-850 Ma (e erros associados). Os registros máficos deste evento estão bem estabelecidos do lado brasileiro do sistema orogênico, sendo representados por: (i) anfibolito da Formação Capelinha, datado em *ca.* 957 Ma (Castro *et al.*, 2019), (ii) diques máficos da Suíte Pedro Lessa (933-906 Ma; Machado *et al.*, 1989; Queiroga *et al.*, 2012), (iii) rochas metamáficas do Espinhaço Setentrional (*ca.* 850 Ma e 895 Ma; Danderfer *et al.*, 2009 & Moreira *et al.* 2020) e, (iv) xistos verdes de origem basáltica da Formação Planalto de Minas, datados em *ca.* 890 Ma (Souza *et al.*, 2022). No lado africano, os grupos Zadiniano e Mayumbiano apresentam espessa pilha de rochas vulcânicas félsicas e máficas e seus correlatos intrusivos. Datações geocronológicas pelo método U-Pb apontam para idades magmáticas entre *ca.* 910-920 Ma. No Brasil, apenas o corpo granítico com fluorita da região de Salto da Divisa, no extremo norte de MG, é o representante félsico do magmatismo bimodal da abertura da Bacia Macaúbas, tendo sido datado em *ca.* 875 Ma (Silva *et al.* 2008).

Por tudo o que foi mencionado anteriormente, o Corpo Canta Galo pode ser crono-correlato tanto da Suíte Salto da Divisa quanto dos xistos verdes da Formação Planalto de Minas. Devido à pandemia de COVID-19, parte deste TCC ficou prejudicado. Como sugestões futuras, têm-se: (i) analisar os demais minerais de ambas as litologias para refinar a caracterização petrográfica bem como realizar cálculos termométricos/termobarométricos mais robustos e, (ii) realizar análises geocronológicas U-Pb e Lu-Hf para determinação de idade ígnea e origem do magma.

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 Reserch*, **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.

Alkmim, F.F., Teixeira, W., 2017. The paleoproterozoic Mineiro belt. In: The Quadrilatero Ferrifero. Springer, Sao Francisco Craton, Eastern Brazil, *International Publishing* p. 3–13.

Almeida, F.F.M., 1977. O craton do Sao Francisco. Rev. Bras. Geociencias, 7(4): 349–364.

Almeida-Abreu, P.A. 1993. A Evolução Geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. PhD Thesis, Univ. Freiburg, Freiburg, Germany, 150 p.

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*, **336**: 105-522.

Babinski M., Trindade R., Pedrosa-Soares A.C., Martins M.S., Noce C.M., Liu D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, **21**: 451-465.

Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2004. Archean and paleoproterozoic crust of the Sao Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Reserch*, **133**: 1–27.

Bersan, S.M., Danderfer, F.A., Abreu, F.R., Lana, C., 2018. Petrography, geochemistry, and geochronology of the potassic granitoids of the Rio Itacambiruçu supersuite: implications for the meso-to neoarchean evolution of the itacambira-monte azul block. Braz. J. *Geology*, **48**: 1–24

Brito-Neves B.B., Campos-Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**: 155-199.

Bruno, H., lizeu, V., Heilbron, M., de Morisson Valeriano, C., Strachan, R., Fowler, M., Bersan, S., Moreira, H., Dussin, I., Guilherme do Eirado Silva, L., Tupinamba, M., Almeida, J., Neto, C., Storey, C., 2020. Neoarchean and Rhyacian TTG-Sanukitoid suites in the southern Sao Francisco Paleocontinent, Brazil: evidence for diachronous change towards modern tectonics. *Geosciense Frontiers*, <u>https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.015</u>.

Castro, M.P. 2014. Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma Unidade Basal do Grupo Macaúbas em sua Área Tipo, Minas Gerais. MSc Thesis. Universidade Federal de Ouro Preto.

Castro, M.P., Queiroga, G., Martins, M., Pedrosa-Soares, A., Dias, L., Lana, C., Babinski, M., Ramalho, A., Alkmim, F., Antonio, M. 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.

Castro, M.P., Queiroga, G., Martins, M., Alkmim, F., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Souza, M.E., 2019. An Early Tonian rifting event affecting the São Francisco-Congo paleocontinent recorded by the Lower Macaúbas Group, Araçuaí Orogen, SE Brazil. *Precambrian Reserch*, **331**: 105-351.

Cavalcante, Carolina ; Fossen, Haakon ; De Almeida, Renato Paes ; Hollanda, Maria Helena B.M. ; Egydio-Silva, Marcos, 2019 . Reviewing the puzzling intracontinental termination of the Araçuaí-West Congo orogenic belt and its implications for orogenic development. *Precambrian Research*, **322**: 85-98.

Caxito F.A., Halverson G.P., Uhlein A., Stevenson R., Dias T.G., Uhlein G.J. 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Research*, **200-203**: 38-58.

Chemale F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G.N., Arsmtrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**: 200-206.

Cordani U. G., Brito-Neves B. B., D'agrella- Filho M. S., Trindade R. I. F. 2003. Tearing-up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**: 343-349.

Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., Santos de Souza, J., De Souza Martins, V., Chemale Júnior, F., Carneiro, M.A. 2016. The SiderianOrosirian magmatism in the Archean Gaviao Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **69**: 43–79.

Danderfer A., de Waele B., Pedreira A.J., Nalini H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research*, **170**: 116-128.

Danderfer Filho A., Lana C.C., Nalini Júnior H.A., Costa A.F.O. 2014. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research*.

Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1992. The Rock Forming Minerals. Longman, Londres, 696p.

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-Sao Francisco palaeocontinent. *Precambrian Reserch*, **317**: 179–195.

Dussin, I.A., Uhlein, A., Dossin, T.M. 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. In: 33° Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro: *Anais 2, Sociedade Brasileira de Geologia*, p. 3118–3132.

Dussin, I.A., Dussin, T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos* **3:** 19–26.

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

Fossen, Haakon ; Carolina Cavalcante, G. ; De Almeida, Renato Paes, 2017 . Hot versus cold orogenic behavior: Comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian orogens. *Tectonics*, **00**: 1.

Gonçalves L., Farina F., Lana C., Pedrosa-Soares A. C., Alkmim F.F., Nalini H. A. 2014. New U-Pb Ages and Lithochemical Attributes of the Ediacaran Rio Doce Magmatic Arc, Araçuaí Confined Orogen, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **52**: 1-20.

Guadagnin, F. and Chemale Jr., F. 2015. Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **60**: 104–116.

Guimaraes, M.L.V., Crocco-Rodrigues, F.A., Abreu, F.R., Belo de Oliveira, O.A., Greco, F. M., 1993. Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barrocão e Porteirinha (MG). In: Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte. Resumos. Belo Horizonte. *Sociedade Brasileira de Geologia*, pp. 74–78.

Gradim C., Roncato Jorge., Pedrosa-Soares A. C., Cordani U., Dussin I., Alkmim 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**: 155-180.

Grossi-Sad, J.H., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares Filho, B. S. 1997. Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). COMIG, Belo Horizonte, p. 2693.

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 Sao Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Reserch*, **178**: 136–148.

Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.). 2017. Sao Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. *Springer*, **p. 331.**

Karfunkel, J.and Hoppe, A. 1988. Late Precambrian glaciation in central eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*, **65**: 1–21.

Karfunkel, B., & Karfunkel, J. (1976). Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas Gerais (Itacambira–Botumirim). Congreso Brasileiro de Geologia 29, 169-177.

Karfunkel, J. And Karfunkel, B. 1977. Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berucksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien). *Geologisches Jahrbuch*, **24**: 3–91.

Kuchenbecker, M., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Fanning, M. 2015. Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Reserach*, **266**: 12–26.

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

Leal, V.L.S, Kuchenbecker, M., Barbuena, D., Queiroga, G., Pinheiro, M.A.P., Freimann, M.A., 2020. Geochemistry and U–Pb zircon ages of the metamafic-ultramafic rocks of the Riacho dos Machados metavolcanosedimentary sequence: Evidence of a late Rhyacian back-arc basin during the assembly of Sao[~] Francisco-Congo Paleocontinente. *Journal of South American Earth Sciences*.

Leite, M. M. 2013. Sistema deposicionais e estudos de proveniência sedimentar do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na porção ocidental do Anticlinal de Itacambira (MG). MSc. Thesis. Universidade Federal de Minas Gerais.

Lobato, L.M., Pimentel, M.M., Cruz, S.C.P., Machado, N., Noce, C.M., Alkmim, F.F. 2015. U-Pb geochronology of the Lagoa Real uranium district, Brazil: implications for the age of the uranium mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 129–140.

Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G., Almeida-Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia* **10**: 171–174.

Magalhaes, J.R., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Müntener, O., Pinheiro, M.A.P., Silva, L. C., Knauer, L.G., Bouvier, A.S., Baumgartner, L. 2018. First Lu-Hf, δ18O and trace elements in zircon signatures from the Statherian Espinhaço anorogenic province (Eastern Brazil): geotectonic implications of a silicic large igneous province. *Brazil Jornal of Geology*, **48**: 735–759.

Martins, M.S. 2006. *Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG*. PhD Thesis. Universidade Federal de Minas Gerais.

Martins, M.S., Karfunkel, J., Noce, C.M., Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Sial, A.N., Liu, D. 2008. A Sequência Pré-Glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 761–772.

Martins-Neto, M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma Bacia Rifte-Sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **48**: 151–168.

Martins-Neto, M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, **103**: 147–173.

Martins-Neto, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., Lima, S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco Craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 141–142, 343–370.

Martins-Neto, M.A., 2009. Sequence Stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 163–176.

Melo, M.G., Stevens, G., Lana, C., Pedrosa-Soares, A.C., Frei, D., Alkmim, F.F., Alkmim, L.A. 2017. Two cryptic anatetic events within syn-collisional granitoid from the Araçuaí orogeny (southeastern Brazil): evidence from the polymetamorphic Carlos Chagas batholith. *Lithos*, **277**: 51-71.

Moreira H., Seixas L., Storey C., Fowler M., Lasalle S., Stevenson R., Lana C. 2018. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geoscience Frontiers*, **4**: 977-995.

Moreira H., Danderfer A., Costa, A.F.O., Bersan, A.M., Lana, C., Queiroga, G. 2020. Record of Early Tonian mafic magmatism in the central Espinhaço (Brazil): New insights for break-up of the Neoproterozoic landmass ancestor of Sao Francisco-Congo paleocontinent. *Geoscience Frontiers*, **11**: 2323-2337.

Mourão M. A. A., Grossi-Sad J. H., Fonseca E. 1997. Geologia da Folha Janaúba. In: Grossi-Sad, J. H., Lobato, L. M., Pedrosa- Soares, A. C. & Soares-Filho, B. S. (eds) *Projeto Espinhaço. CODEMIG, Belo Horizonte,* 11–123.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Grossi-Sad, J.H., Baars, F.J., Guimarães, M.V., Mourão, M.A.A., Oliveira, M.J.R. & Roque, N. C. 1997. Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica. *Boletim do Núcleo Minas Gerais, Sociedade Brasileira de Geologia*, 14: 29–31.

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

Oliveira, E.P., McNaughton, N.J., Zincone, S.A., Talavera, C. 2020. Birthplace of the Sao Francisco craton, Brazil: evidence from 3.60-3.64 Ga gneisses of the mairi gneiss complex. *Terra Nova*, **32**: 00.

Oliveira, E.P., Martins, M., Queiroga, G., Souza, M.E.S., Lana, C., Alkmim, A.R., Silva, M.A.L., Bueno, C., Linhares, D. 2021. Sedimentary provenance and role of tectonic inheritance on the control of the Macaúbas group, eastern margin of São Francisco Craton (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **102**: 103210.

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 Proterzoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **6**: 33-47.

Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of na exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West-Congo orogen. *Geology*, **26**: 519-522.

Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M., Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí West-Congo Orogen in Brasil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Reserch*, **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**: 1-16.

Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto, M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-WestCongo orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**.

Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. How many rifiting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos*, **19**: 244-251.

Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C. M., Martins, M., Queiroga, G., Vilela, F. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. (Org.). The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. *Memoir of the Geological Society of London*, **36**: 523–534.

Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro/IGC 2000*, p. 265-285.

Peixoto, E., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Dussin, I.A. 2015. A suture-related accretionary wedge formed in the Neoproterozoic Araçuaí orogen (SE Brazil) during Western Gondwanaland assembly. *Gondwana Research*, **27**: 878-896.

Pflug, R. 1965. A Geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, 226, p. 1–51.

Pflug, R., 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral: Notas Preliminares, **142**: 20.

Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Quéméneur J., Castañeda C., 2006. A Unidade Metassedimentar Do Ofiolito De Ribeirão Da Folha, Orógeno Araçuaí, Minas Gerais: Petrografia, Geotermobarometria E Calcografia. *Geonomos*, **14**: 25-35.

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**: 61-65.

Queiroga, G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S. PhD Thesis. Universidade Federal de Minas Gerais.

Queiroga, G.N., Dussin, I.A., Martins, M., Machado, M.C., Kawashita, K., Chemale, F., 2012. Roteiro de Campo – Rochas Ígneas. In: Dussin, I.A., Chemale, F. (Eds.), Geologia Estrutural e Estratigrafia do Sistema Espinhaço – Chapada Diamantina e sua Aplicação nas Bacias Mesocenozóicas da Margem Passiva Brasileira. Belo Horizonte, *FUNDEP/ PETROBRÁS*, p. 170–195.

Ribas G., Schiavon M., Messias, R. 2018. Relatório de Mapeamento Geológico. Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP, 30 p.

Rogers J. W., Santosh M. 2004. Continents and Supercontinents. Oxford University Press, 289.

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

Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J., Galarza, M.A., Cunha, M.P., Menezes, R.C.L., Marinho, M.M., Cruz-Filho, B.E., Rios, D.C. 2007. Neoproterozoic anorogenic magmatism in the Southern Bahia Alkaline Province of NE Brazil: U–Pb and Pb–Pb ages of the blue sodalite syenites. *Lithos*, **97**: 88–97.

Santos, M.N., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Martins, M.S., Assis, T.A. R., Jelinek, A.R., Guadagnin, F., Armstrong, R. 2013. Sedimentological and paleoenvironmental constraints of the Statherian and Stenian Espinhaço Rift System, Brazil. *Sedimentary Geology*, **290**: 47–59.

Schobbenhaus C. 1996. As tafrogeneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**: 265-276.

Scholl, W.U. and Fogaça, A.C. C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina: *Anais, Sociedade Brasileira de Geologia*, p. 55–73.

Serrano, P. Pedrosa-Soares, A. Medeiros-Jr., E., Fonte-Boa, T., Arajo, C., Dussin, I. Queiroga, G., Lana, C. 2018. Atype Medina batholith and post-collisional anatexis in the Araçuaí orogen (SE Brazil). *Lithos,* **320-321**: 515-536.

Siga-Júnior, O. 1986. A evolução geocronológica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em *interpretações geocronológicas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 140 p.

Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A.I., Fletcher, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Basiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Reserch*, **136**: 203–240.

Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo Paleocontinent. *Godwana Research*, **13:** 527–537.

Silva, L.C. da, Pedrosa-Soares, A.C., Armstrong, R., Pinto, C.P., Magalhaes, J.T.R., Pinheiro, M.A.P., Santos, G.G., 2016. Disclosing the Paleoarchean to Ediacaran history of the Sao Francisco craton basement: the Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **68**: 50–67.

Souza, M.E.S. 2016. Caracterização litoestrutural e geocronológica dos xistos verdes e metagabros do Grupo Macaúbas nas regiões de Terra Branca e Planalto de Minas, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Ouro Preto, Brasil. 245p.

Souza, Maria Eugênia de. 2019. Evolução geodinâmica dos estágios de rifteamento do grupo Macaúbas no período Toniano, meridiano 43°30'W, região centro-norte de Minas Gerais. 189 f. Tese (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

Souza, M.E., Martins, M.S., Queiroga, G.N., Leite, M., Oliveira, R.G., Dussin, I., PedrosaSoares, A.C. 2019. Paleoenvironment, sediment provenance and tectonic setting of Tonian basal deposits of the Macaúbas basin system, Araçuaí orogeny, southeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **96**: 102-393.

Souza, M.E., Martins, M.S., Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Castro, M, P., Serrano, P., 2022. Time and isotopic constraints for Early Tonian basaltic magmatism in a large igneous province of the Sao ~ Francisco – Congo paleocontinent (Macaúbas basin, Southeast Brazil). *Precambrian Research* 373: 106621.

Suita, M.T.F., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C., Nilson, A.A. & Prichard, H. 2004 Complexos Ofiolíticos do Brasil e a Metalogenia Comparada das Faixas Araçuaí e Brasília. In: E. Pereira, R. Castroviejo & Ortiz, F. (eds), Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metales preciosos. *Ciencia y Tecnología para el Desarrollo-CYTED, Madrid*, p. 101–132.

Teixeira, W., Ávila, C. A., Dussin, I. A., Corrêa Neto, A. V., Bongiolo, E. M., Santos, J. O., Barbosa, N. S. 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf andgeochemical evidences. *Precambrian Research*, **256**: 148-169.

Teixeira, W., Oliveira, E.P., Marques, L.S. 2017. Nature and evolution of the archean crust of the Sao Francisco craton. In: Heilbron, M., Cordani, J., Alkmin, F.F. (Eds.), Sao Francisco Craton, Eastern Brazil. *Springer International Publishing*, p. 29–56.

Tack L., Wingate M.T.D., Liégeois J.-P., Fernandez-Alonso M., Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian groups (Bas-Congo): onset of Rodinia at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, **110**: 277-306.

Trompette, R. 1989. Ensialic evolution of the centrifugal Araçuaí-West Congo (Zaire) Pan Africa Belt: role of Middle Proterozoic fracturation. *In:* 28° *International Geological Congress*, Washington, Abstracts, p. 255-256.

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.

Trompette, R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, **82:** 101-112.

Uhlein, A. (1991) Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo brasiliano) no estado de Minas Gerais: aspectos estratigráficos e estruturais. Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 191-203.

Uhlein, A., Trompette, R., Alvarenga, C. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **12**: 435–451.

Uhlein, A., Trompette, R., Egydio-Silva, M., Vauchez, A. 2007. A glaciação Sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15**: 45–60.

Viveiros, J. F. M., Sá, E. L., Vilela, O. V., Santos, O. M., Moreira, J. M. P., Holder-Neto, F.&Vieira, V. S. 1979. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. *Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia*, **1:** 75–87.

Whitney, D. L. & Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**: 185-187.

Yardley, B.W.D. 2004. Introdução à Petrologia Metamórfica. Editora Universidade Brasília, 434 p. (tradução da edição de 1989).

DADOS DE MICRSSONDA E ANÁLISE DE RESULTADOS

CORPO CANTA GALO:

Amostra	AV - 05	AV - 05								
Campo	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2
Grão	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mineral	Microclina	Microclina	Microclin	Microclin	Microclin	Microclin	Microclin	Microclin	Microclin	Microclin
Ponto	1	2	a	a	a 5	a 6	a 7	a	a	a 10
Policão	I Dordo		J	4 Núalaa	J	U Núcleo	/	0 Núcleo	J Bordo	IV Bordo
FUSIÇAU	Borua	NUCIEO	Nucleo	Nucleo	NUCIEO	NUCIEO	NUCIEO	NUCIEO	DUIUd	Богиа
0:00	64.05									
SIO2	64.95	64.74	64.8	64.69	64.87	64.58	63.88	64.81	64.64	64.75
Al2O3	19.37	19.27	19.27	19.27	19.3	19.37	19.2	19.39	19.24	19.25
FeO	0.00	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0.00	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.56	0.58	0.49	0.61	0.63	0.8	0.6	0.6	0.51	0.53
K2O	15.12	15.41	15.43	15.43	15.2	15.24	16.32	15.2	15.61	15.47
BaO	0.00	0	0	0	0	0	0	0	0	0
total	100.00	100	100.32	100.59	99.33	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34
	n. cátions	n. cátions								
SiO2	1.08	1.077383924	1.078382	1.076552	1.079547	1.074721	1.063072	1.078549	1.07572	1.07755
Al2O3	0.38	0.378065529	0.378066	0.378066	0.378654	0.380027	0.376692	0.38042	0.377477	0.377673
FeO	0.00	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0.00	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.02	0.018715111	0.015811	0.019683	0.020328	0.025814	0.01936	0.01936	0.016456	0.017102
K2O	0.32	0.327176221	0.327601	0.327601	0.322718	0.323567	0.346497	0.322718	0.331423	0.32845
BaO	0.00	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Xca=Ano	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Xna=Ab	5.328916329	5.41069091	4.604104	5.667734	5.925875	7.388484	5.291807	5.659661	4.730494	4.94911
XK=Or	94.67108367	94.58930909	95.3959	94.33227	94.07413	92.61152	94.70819	94.34034	95.26951	95.05089
Amostra	AV - 05	AV - 05	AV - 05	AV - 05	AV - 05	AV - 05	AV - 05	AV - 05	AV - 05	AV - 05
Campo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Grão	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2
Mineral	Microclina	Microclina	Microclin							
			а	а	а	а	а	а	а	а
Ponto	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Posição	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo
SiO2	64.75	64.95	64.87	64.69	64.86	64.8	64.79	64.8	64.66	64.76
Al2O3	19.25	19.16	19.18	19.35	19.3	19.2	19.46	19.41	19.29	19.31
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.53	0.54	0.57	0.65	0.56	0.39	0.59	0.54	0.55	0.35
K2O	15.47	15.36	15.37	15.31	15.28	15.62	15.16	15.26	15.5	15.58
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
total	100.34	100.34	100.34	100.34	100	100.01	100.32	100.59	99.33	100.34
	n. cátions	n. cátions	n. cátions	n. cátions	n. cátions	n. cátions	n. cátions	n. cátions	n. cátions	n. cátions
SiO2	1.07755	1.080879	1.079547	1.076552	1.079381	1.078382	1.078216	1.078382	1.076053	1.077717
Al2O3	0.377673	0.375907	0.3763	0.379635	0.378654	0.376692	0.381793	0.380812	0.378458	0.37885
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.017102	0.017424	0.018392	0.020974	0.01807	0.012584	0.019038	0.017424	0.017747	0.011294
K2O	0.32845	0.326115	0.326327	0.325053	0.324416	0.331635	0.321868	0.323992	0.329087	0.330786
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Xca=Ano	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
---------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------
Xna=Ab	4.94911	5.072033	5.335481	6.061329	5.27606	3.655898	5.584465	5.103574	5.11688	3.301458
XK=Or	95.05089	94.92797	94.66452	93.93867	94.72394	96.3441	94.41553	94.89643	94.88312	96.69854

Amostra	AV - 05									
Campo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Grão	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2
Mineral	Microclina									
Ponto	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Posição	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda
SiO2	64.95	64.87	64.69	64.86	64.8	64.79	64.8	64.66	64.76	64.64
AI2O3	19.16	19.18	19.35	19.3	19.2	19.46	19.41	19.29	19.31	19.35
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.54	0.57	0.65	0.56	0.39	0.59	0.54	0.55	0.35	0.45
K2O	15.36	15.37	15.31	15.28	15.62	15.16	15.26	15.5	15.58	15.55
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
total	100.34	100.34	100.34	100	100.01	100.32	100.59	99.33	100.34	100.34
	n. cátions									
SiO2	1.080879	1.079547	1.076552	1.079381	1.078382	1.078216	1.078382	1.076053	1.077717	1.07572
AI2O3	0.375907	0.3763	0.379635	0.378654	0.376692	0.381793	0.380812	0.378458	0.37885	0.379635
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Na2O	0.017424	0.018392	0.020974	0.01807	0.012584	0.019038	0.017424	0.017747	0.011294	0.01452
K2O	0.326115	0.326327	0.325053	0.324416	0.331635	0.321868	0.323992	0.329087	0.330786	0.330149
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Xca=Ano	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Xna=Ab	5.072033	5.335481	6.061329	5.27606	3.655898	5.584465	5.103574	5.11688	3.301458	4.212838
XK=Or	94.92797	94.66452	93.93867	94.72394	96.3441	94.41553	94.89643	94.88312	96.69854	95.78716

Amostra	AV - 05	AV - 07	AV - 07	AV - 07	AV - 07					
Campo	3	3	3	3	3	3	1	1	1	1
Grão	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mineral	Microclina									
Ponto	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Posição	Borda	Inter.	Núcleo	Inter.	Inter.	Borda	Borda	Inter.	Núcleo	Inter.
SiO2	64.75	64.76	64.76	63.81	64.8	64.82	64.57	64.61	64.05	64.38
AI2O3	19.32	19.48	19.21	20.25	19.23	19.08	19.32	19.59	19.84	19.35
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.43	0.56	0.26	0.36	0.28	0.23	0.41	0.36	0.41	0.46
K2O	15.51	15.21	15.77	15.58	15.69	15.87	15.3	15.22	15.31	15.5
BaO	0	0	0	0	0	0	0.41	0.22	0.4	0.31
total	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.32	100.59	99.33	100.34
	n. cátions									
SiO2	1.07755	1.077717	1.077717	1.061907	1.078382	1.078715	1.074555	1.075221	1.065901	1.071393

AI2O3	0.379046	0.382186	0.376888	0.397293	0.377281	0.374338	0.379046	0.384344	0.389249	0.379635
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.013875	0.01807	0.00839	0.011616	0.009035	0.007422	0.01323	0.011616	0.01323	0.014843
K2O	0.329299	0.32293	0.33482	0.330786	0.333121	0.336943	0.324841	0.323142	0.325053	0.329087
BaO	0	0	0	0	0	0	0.002674	0.001435	0.002609	0.002022
Xca=Ano	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Xna=Ab	4.043133	5.299055	2.444438	3.392586	2.640574	2.155134	3.913282	3.470046	3.910826	4.315708
XK=Or	95.95687	94.70094	97.55556	96.60741	97.35943	97.84487	96.08672	96.52995	96.08917	95.68429

Amostra	AV - 07									
Campo	1	1	2	2	2	2	2	2	2	3
Grão	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mineral	Microclina									
Ponto	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Posição	Inter.	Borda	Borda	Inter.	Inter.	Núcleo	Inter.	Inter.	Borda	Borda
SiO2	64.51	64.49	64.53	64.83	64.75	64.45	64.85	64.75	64.8	64.63
AI2O3	19.42	19.23	19.62	19.55	19.26	19.68	19.2	19.24	19.23	19.23
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.52	0.39	0.27	0.47	0.37	0.45	0.32	0.56	0.55	0.6
K2O	15.19	15.61	15.58	15.16	15.63	15.42	15.63	15.44	15.42	15.08
BaO	0.35	0.28	0	0	0	0	0	0	0	0.46
total	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34

n. cátions n. cáti											
n. cátions n. cáti											
SiO2 1.073556 1.073223 1.073889 1.078882 1.07755 1.072558 1.079215 1.07755 1.078382 1.075553 Al2O3 0.381008 0.377281 0.384932 0.383559 0.377869 0.386109 0.376692 0.377477 0.377281 0.377281 FeO 0		n. cátions									
Al2O3 0.381008 0.377281 0.384932 0.383559 0.377869 0.386109 0.376692 0.377477 0.377281 0.377281 FeO 0 <th< td=""><td>SiO2</td><td>1.073556</td><td>1.073223</td><td>1.073889</td><td>1.078882</td><td>1.07755</td><td>1.072558</td><td>1.079215</td><td>1.07755</td><td>1.078382</td><td>1.075553</td></th<>	SiO2	1.073556	1.073223	1.073889	1.078882	1.07755	1.072558	1.079215	1.07755	1.078382	1.075553
FeO 0	Al2O3	0.381008	0.377281	0.384932	0.383559	0.377869	0.386109	0.376692	0.377477	0.377281	0.377281
CaO 0	FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O 0.016779 0.012584 0.008712 0.015166 0.011939 0.01452 0.010326 0.01807 0.017747 0.01936 K2O 0.322505 0.331423 0.330786 0.321868 0.331847 0.327389 0.331847 0.327813 0.327389 0.32017 BaO 0.002283 0.001826 0 0 0 0 0 0 0 0.003 Kao 0.002283 0.001826 0 0 0 0 0 0 0 0 0.003 Kao 0.002283 0.001826 0 0 0 0 0 0 0 0 0.003 Kao 0	CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O 0.322505 0.331423 0.330786 0.321868 0.331847 0.327389 0.331847 0.327813 0.327389 0.32017 BaO 0.002283 0.001826 0 0 0 0 0 0 0 0 0.003 Kao 0.002283 0.001826 0 0 0 0 0 0 0 0 0.003 Kao 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0.003 Xca=Ano 0 <	Na2O	0.016779	0.012584	0.008712	0.015166	0.011939	0.01452	0.010326	0.01807	0.017747	0.01936
BaO 0.002283 0.001826 0 0 0 0 0 0 0.003 Max	K2O	0.322505	0.331423	0.330786	0.321868	0.331847	0.327389	0.331847	0.327813	0.327389	0.32017
Xca=Ano 0 </td <td>BaO</td> <td>0.002283</td> <td>0.001826</td> <td>0</td> <td>0</td> <td>0</td> <td>0</td> <td>0</td> <td>0</td> <td>0</td> <td>0.003</td>	BaO	0.002283	0.001826	0	0	0	0	0	0	0	0.003
Xca=Ano 0 </td <td></td>											
Xna=Ab 4.945428 3.658154 2.566204 4.499751 3.472785 4.246846 3.017651 5.224242 5.142062 5.70213 XK=Or 05.05457 06.24185 07.4238 05.50035 06.52732 05.75215 06.08235 04.77576 04.85704 04.20787	Xca=Ano	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XK=Or 05 05 45 06 24195 07 4228 05 50025 06 52722 05 75215 06 08225 04 77576 04 95704 04 20797	Xna=Ab	4.945428	3.658154	2.566204	4.499751	3.472785	4.246846	3.017651	5.224242	5.142062	5.70213
711-01 95.05457 90.54165 97.4558 95.50025 90.52722 95.75315 90.98235 94.77570 94.85794 94.29787	XK=Or	95.05457	96.34185	97.4338	95.50025	96.52722	95.75315	96.98235	94.77576	94.85794	94.29787

Amostra	AV - 07								
Campo	3	3	3	3	4	4	4	4	4
Grão	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mineral	Microclina								
Ponto	41	42	43	44	45	46	47	48	49
Posição	Inter.	Núcleo	Inter.	Borda	Borda	Inter.	Inter.	Núcleo	Borda
SiO2	64.62	64.55	64.98	64.45	64.62	63.58	64.64	64.71	64.6
AI2O3	19.23	19.42	19.32	19.32	19.25	20.72	19.49	19.34	19.26
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.62	0.58	0.52	0.52	0.39	0.44	0.6	0.62	0.56

K2O	15.13	15.05	14.68	15.19	15.37	15.02	15.03	15.07	15.3
BaO	0.4	0.4	0.5	0.52	0.37	0.24	0.24	0.26	0.27
total	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34
	n. cátions								
SiO2	1.075387	1.074222	1.081378	1.072558	1.075387	1.05808	1.07572	1.076885	1.075054
AI2O3	0.377281	0.381008	0.379046	0.379046	0.377673	0.406514	0.382382	0.379439	0.377869
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.020006	0.018715	0.016779	0.016779	0.012584	0.014198	0.01936	0.020006	0.01807
K2O	0.321231	0.319533	0.311677	0.322505	0.326327	0.318896	0.319108	0.319958	0.324841
BaO	0.002609	0.002609	0.003261	0.003391	0.002413	0.001565	0.001565	0.001696	0.001761
Xca=Ano	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Xna=Ab	5.862727	5.532955	5.108461	4.945428	3.713154	4.262366	5.720014	5.884696	5.269527
XK=Or	94.13727	94.46704	94.89154	95.05457	96.28685	95.73763	94.27999	94.1153	94.73047

XISTO VERDE:

Amostra	MF-05A						
Campo	1	1	1	1	1	1	1
Grão	1	1	1	1	2	2	2
Mineral	Plag.						
Ponto	51	52	53	54	55	56	57
Posição	Borda	Inter.	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo
SiO2	67.69	67.68	67.58	67.76	67.28	67.89	67.59
Al2O3	20.44	20.61	20.48	20.35	20.7	20.35	20.53
FeO	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0.36	0.39	0.41	0.26	0.59	0.29	0.32
Na2O	11.51	11.33	11.45	11.55	11.43	11.39	11.46
K2O	0	0	0.08	0.07	0	0.08	0.1
BaO	0	0	0	0	0	0	0
total	100	100.01	100.32	100.59	99.33	100.34	100.34
	n. cátions						
SiO2	1.13	1.13	1.12	1.13	1.12	1.13	1.12
Al2O3	0.40	0.40	0.40	0.40	0.41	0.40	0.40
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Na2O	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Xca=Ano	1.70	1.87	1.93	1.22	2.77	1.38	1.51
Xna=Ab	98.30	98.13	97.62	98.38	97.23	98.17	97.93
XK=Or	0.00	0.00	0.45	0.39	0.00	0.45	0.56

Amostra	MF-05A	MF-05A	MF-05A	MF-05A	MF-05A	AV - 05	AV - 05	AV - 05
Campo	1	2	2	2	2	2	2	2
Grão	1	1	1	1	1	1	1	1
Mineral	Plag.							
Ponto	58	59	60	61	62	63	64	65
Posição	Borda	Borda	Inter.	Inter.	Núcleo	Inter.	Inter.	Borda
SiO2	67.67	67.68	66.83	67.58	67.3	67.41	67.79	67.97
Al2O3	20.5	20.41	21.02	20.51	20.91	20.4	20.27	20.43
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0.31	0.36	0.94	0.22	0.75	0.83	0.22	0.3
Na2O	11.44	11.48	11.21	11.47	11.04	11.36	11.63	11.21
K2O	0.09	0.07	0	0.22	0	0	0.1	0.1
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0
total	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.34	100.01	100.01
	n. cátions							
SiO2	1.13	1.13	1.11	1.12	1.12	1.12	1.13	1.13
Al2O3	0.40	0.40	0.41	0.40	0.41	0.40	0.40	0.40
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Na2O	0.37	0.37	0.36	0.37	0.36	0.37	0.38	0.36
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Xca=Ano	1.47	1.70	4.43	1.04	3.62	3.88	1.03	1.45
Xna=Ab	98.02	97.91	95.57	97.73	96.38	96.12	98.41	97.98
XK=Or	0.51	0.39	0.00	1.23	0.00	0.00	0.56	0.58