Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Iago Mateus Lopes de Macêdo

Petrografia, geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Lu-Hf do Complexo Intrusivo Forno Grande, Orógeno Araçuaí, sul do estado do Espírito Santo

Rio de Janeiro

2020

Iago Mateus Lopes de Macêdo

Petrografia, geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Lu-Hf do Complexo Intrusivo Forno Grande, Orógeno Araçuaí, sul do estado do Espírito Santo

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de mestre ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldes

Coorientador: Prof. Dr. Rodson de Abreu Marques

Rio de Janeiro

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

M141 Macêdo, Iago Mateus Lopes de.
Petrografia, Geocronologia U-Pb e Geoquímica Isotópica Lu-Hf do Complexo Intrusivo Forno Grande, Orógeno Araçuaí, sul do Estado do Espírito Santo / Iago Mateus Lopes de Macêdo. – 2020.
125f.: il.

Orientador: Mauro Cesar Geraldes.
Coorientador: Rodson de Abreu Marques
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Magmatismo – Espírito Santo (Estado) – Teses. 2. Petrologia – Espírito Santo (Estado) – Teses. 3. Geologia isotópica – Espírito Santo (Estado) – Teses. 4. Geoquímica – Espírito Santo (Estado) – Teses. 5. Geocronologia – Teses. I. Geraldes, Mauro Cesar. II. Marques, Rodson de Abreu. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 552.3(815.2)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

_____ _____

Assinatura Data

Iago Mateus Lopes de Macêdo

Petrografia, Geocronologia U-Pb e Geoquímica Isotópica Lu-Hf do Complexo Intrusivo Forno Grande, Orógeno Araçuaí, sul do Estado do Espírito Santo

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de mestre ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 19 de novembro de 2020.

Coorientador: Prof. Dr. Rodson de Abreu Marques

Universidade Federal do Espírito Santo

Banca Examinadora:

_____

Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldes (Orientador)

Faculdade de Geologia – UERJ

_____

Prof.ª Dra. Camila Nogueira

Faculdade de Geologia – UERJ

_____

Profª. Dra. Marilane Gonzaga Melo

Universidade Federal do Espírito Santo

Rio de Janeiro

2020

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família, Sérgio, Eunice, Caio, Lucas por todo apoio, amor, preocupação e zelo, vocês são os grandes responsáveis por eu ter chegado até aqui. À minha companheira Lorena e nosso filho Davi que está chegando para encher nossas vidas cada vez mais de alegrias.

A realização de um trabalho requer dedicação, paciência, coragem, persistência determinação e certa dose de sacrifício. A realização deste torna-se impossível sem a colaboração de outras partes e que contribuem para o nosso desenvolvimento profissional e pessoal.

Agradeço aos meus orientadores Mauro Cesar Geraldes e Rodson de Abreu Marques, pelo aprendizado, paciência, as ótimas conversas, os excelentes trabalhos de campo e principalmente a amizade. Profissionais como vocês me fazem ter certeza do que quero ser.

Aos meus amigos de Geologia 2011/2012 do bonde da Juliet que alegram os meus dias, e mesmo que estejamos separados fisicamente, nosso grupo segue bombando diariamente. Tem o dedo de todos vocês aqui meus amigos: Jardelzinho, Maxshuel, Doletinha, Marcelinho "Mai Frendi", PH Tchac Marley, Willinha, Vovô Hérick Grisalho, Thomega Frito, Bino Presidente, Gustavinho Galo Doido, Jack Tequila, Vitor Cretino, Sri Ratna "Xirobinha", Nego Drama, Raloucura, Luquinhas e em especial HudinhoGordola, Igor Minera e Ronaldinho por terem contribuído em diversas campanhas de campo, tratamentos de dados e laboratório.

Agradeço aos integrantes da República Vira-Latas em Alegre-ES por todas as vezes que me receberam para as etapas de campo. Sempre fui muito bem recebido com um futevôlei, uma cervejinha, uma boa prosa e muitas risadas. Em especial agradeço ao amigo Renzinho Estudante, que me acompanhou em diversas atividades de campo.

Agradeço à Universidade do Estado do Rio de Janeiro e ao Programa de Pós-graduação em Geociências.

Agradeço aos órgãos financiadores, principalmente à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES.

Hoje eu me sinto
Como se ter ido fosse necessário para voltar
Tanto mais vivo
De vida mais vivida, dividida pra lá e pra cá

*(*Back in Bahia – *Gilberto Gil)*

RESUMO

MACEDO, Iago Mateus Lopes de. *Petrografia, Geocronologia U-Pb, Geoquímica Isotópica Lu-Hf do Complexo Intrusivo Forno Grande, Orógeno Araçuaí, sul do Estado do Espírito Santo*. 2020. 124 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

O estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí é marcado por um intenso magmatismo que vai do Cambriano ao início do Ordoviciano. Esse magmatismo é reconhecido como supersuíte G5 e tem como característica plútons inversamente zonados e processos de mistura de magmas. Com uma área de aproximadamente 100 km², o Complexo Intrusivo Forno Grande (CIFG) intrude ortognaisses relacionados à supersuíte G1 além de mármores e paragnaisses do Grupo Italva. O CIFG apresenta nas suas bordas rochas monzograníticas que variam de textura inequigranular seriada fina a média a inequigranular porfirítica, apresentando diversos enclaves microgranulares máficos e xenólitos dos ortognaisses da encaixante, além de fluxo magmático marcado pelos fenocristais de K-feldspato. Na região centro-sul e no interior do maciço afloram rochas que variam de máficas a intermediárias sendo classificadas como granodiorito, quartzo-monzodiorito e diorito. As texturas de mistura de magmas são observadas tanto macro- quanto microscópicamente e indicam a presença de dois magmas contrastantes na gênese dessas rochas. As idades U-Pb datadas em amostras de monzogranito e quartzo-monzodiorito se estendem de 524 Ma a 489 Ma. Por fim, um dique hololeucocrático forneceu idade de 427 ± 15 Ma e representa um pulso magmático tardio. Dados isotópicos Lu-Hf obtidos para o CIFG apresentam valores de ε_{Hf} positivos e negativos que indicam fonte crustal e mantélica, onde os valores de ε_{Hf} positivos possuem idades T_{DM} mais jovens, enquanto os valores de ε_{Hf} negativos possuem idades T_{DM} mais antigas. Além disso, observou-se a existência de um reservatório mantélico responsável pela geração e fonte de calor responsável pela fusão da crosta e de pelo menos três fontes crustais distintas na gênese das rochas do CIFG.

Palavras-chave: Complexo Intrusivo Forno Grande. Mistura de Magmas. Idades U-Pb. Geoquímica Isotópica Lu-Hf.

ABSTRACT

MACEDO, Iago Mateus Lopes de. *Petrography, Geocronology U-Pb, Isotopic Geochemestry Lu-Hf for Forno Grande Intrusive Complex, Araçuaí Orogen, southern of Espírito Santo state*. 2020. 124 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

The post-collisional stage in the Araçuaí Belt is marked by an intense bimodal magmatism that extends from the Cambrian to the beginning of the Ordovician. This magmatism is recognized as G5 supersuit and features inversely zoned plutons and magma mixing processes. With na área of approximately 100 km², the Forno Grande Intrusive Complex (CIFG) intrudes ortognaisses related to the G1 supersuit in addition to marbles and paragnaisses from the Italva Group. The CIFG presents in its borders monzogranitic rocks that vary from fine to médium unequigranular texture to unequigranular porphyritic texture, presenting several mafic microgranular enclaves and xenolites of the fitting orthogneisses, in addition to a magmatic flow marked by the K-feldspar phenocrystals. In the south-central region and in the interior of the pluton, rocks that range from mafic to intermediate appear, being classified as granodiorite, quartz-monzodiorite and diorite. Textures of magma mixing are observed both macro- and microscopically and indicate the presence of two contrasting magmas for Genesis of these rocks. U-Pb ages dated in monzogranite and quartz-monzodiorite samples range from 524 Ma to 489 Ma. Finally, a hololeucocratic dyke provided an age of 427 ± 15 Ma and represents a late magmatic pulse. Isotopic Lu-Hf data obtained for CIFG present positive and negative ε_{Hf} values that indicate crustal and mantle source, where positive ε_{Hf} values have younger T_{DM} ages, while negative ε_{Hf} values have older T_{DM} ages. In addition, it was observed the existence of a mantle reservoir responsible for the generation and source of heat responsible for the melting of the crust and at least three distinct crustal sources in the Genesis of the CIFG rocks.

Keywords: Forno Grande Intrusive Complex. Magma Mixing. U-Pb Ages. Isotopic Geochemestry Lu-Hf.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização do Complexo Intrusivo Forno Grande.....	16
Figura 2 –	Subdivisão da Província Mantiqueira.....	23
Figura 3 –	Orógeno Araçuaí na porção central do paleocontinente Gondwana.....	24
Figura 4 –	Seção geológica esquemática através de todo o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.....	25
Figura 5 –	Configuração da bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí a ca. 700 Ma.....	26
Figura 6 –	Configuração da bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí por volta de 600 Ma na fase de convergência inicial.....	27
Figura 7 –	Estágio colisional do Orógeno Araçuaí, por volta de ca. 560 Ma.....	28
Figura 8 –	Estágio de colapso gravitacional após escape lateral da porção sul do Orógeno Araçuaí.....	29
Figura 9 –	Mapa do Orógeno Araçuaí.....	34
Figura 10 –	Mapa estrutural esquemático do sul do Espírito Santo, mostrando os plutons graníticos com núcleos máficos.....	35
Figura 11 –	Perfil esquemático mostrando ascensão de magma mantélico por meio de zonas de cisalhamento dúctil.....	36
Figura 12 –	Mapa Geológico do Maciço Forno Grande (1:400.000).....	39
Figura 13 –	Mapa Geológico do Maciço Forno Grande.....	40
Figura 14 –	Mapa geológico da porção sul do Maciço Forno Grande (Castelo).....	41
Figura 15 –	Vista panorâmica do CIFG.....	43
Figura 16 –	Aspectos de campo das rochas encaixantes do CIFG.....	44
Figura 17 –	Xenólitos das rochas encaixantes presentes no CIFG.....	46
Figura 18 –	Fluxo magmático observado em diferentes porções do CIFG.....	47
Figura 19 –	Diques máficos e félsicos observados no CIFG.....	48
Figura 20 –	Feições macroscópicas de mistura de magmas observadas no CIFG....	50
Figura 21 –	Feições macroscópicas de mistura de magmas observadas no CIFG....	51
Figura 22 –	Feições macroscópicas de mistura de magmas observadas no CIFG....	54
Figura 23 –	Feições microscópicas relativas a mistura de magmas no CIFG.....	56
Figura 24 –	Feições microscópicas relativas a mistura de magmas no CIFG.....	58

Figura 25 – Feições microscópicas relativas à mistura de magmas no CIFG..... 59
Figura 26 – Variação textural apresentada pela unidade monzogranito..... 62
Figura 27 – Diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) com amostras do litotipo descrito, mostrando tratar-se de rochas de composição predominantemente monzogranítica..... 63
Figura 28 – Composição mineralógica e aspectos texturais microscópicos da unidade monzogranito..... 66
Figura 29 – Imagens de BSE e CL para os grãos de zircão da unidade monzogranito..... 68
Figura 30 – Diagrama Concórdia da amostra FGIL 06 A..... 69
Figura 31 – Diagrama Concórdia da amostra FGIL 11 A..... 71
Figura 32 – Diagrama Concórdia para a amostra FGIL 17 A..... 73
Figura 33 – Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf} x Idades de cristalização (Ma) da amostra 06 A..... 76
Figura 34 – Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf} x Idades de cristalização (Ma)da amostra 11 A..... 78
Figura 35 – Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf} x Idades de cristalização (Ma) da amostra 17 A..... 80
Figura 36 – Variação textural e composicional apresentada pelas rochas máficas presentes no Complexo Intrusivo Forno Grande..... 83
Figura 37 – Diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) para as rochas máficas e intermediária, caindo nos campos do granodiorito, quaertzo-monzodiorito e diorito..... 84
Figura 38 – Composição mineralógica e aspectos texturais microscópicos das unidades máficas a intermediárias..... 85
Figura 39 – Imagens de BSE e CL de grãos de zircão representativos das amostras FGIL 06 B..... 87
Figura 40 – Diagrama Concórdia para a amostra FGIL 06 B..... 88
Figura 41 – Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf} x Idades de cristalização (Ma) da amostra 06 B..... 90
Figura 42 – Aspectos macroscópicos do dique hololeucocrático..... 92
Figura 43 – Aspectos microscópicos do dique hololeucocrático..... 94
Figura 44 – Imagens de BSE e CL de grãos de zircão representativos das amostras

FGIL 06 C..... 95
Figura 45 – Diagrama Concórdia para a amostra FGIL 06 C..... 95
Figura 46 – Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf} x Idades de cristalização (Ma) da amostra 06 C..... 97
Figura 47 – Diagrama de idades U-Pb dos corpos magmáticos pós-colisionais no estado do Espírito Santo..... 105
Figura 48 – Diagrama comparando os dados de Lu–Hf das amostras estudadas e dados da literatura..... 107
Figura 49 – Diagramas de Idades TDM e de valores de épsilon para as amostras do CIFG..... 108

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Lista de amostras para análises isotópicas.....	31
Tabela 2 –	Valores U- Pb da amostra FGIL 06 A.....	70
Tabela3–	Valores U-Pb da amostra FGIL 11 A.....	72
Tabela 4 –	Valores U-Pb da amostra FGIL 17 A.....	74
Tabela 5 –	Valores Lu-Hf da amostra FGIL 06 A.....	77
Tabela 6 –	Valores Lu-Hf da amostra FGIL 11 A.....	79
Tabela 7 –	Valores Lu-Hf da amostra FGIL 17 A.....	81
Tabela 8 –	Valores U-Pb da amostra FGIL 06 B.....	89
Tabela 9 –	Valores Lu-Hf da amostra FGIL 06 B.....	91
Tabela 10 –	Valores U-Pb da amostra FGIL 06 C.....	96
Tabela 11 –	Valores Lu-Hf da amostra FGIL 06 C.....	98
Tabela 12 –	Resumo dos dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf para este trabalho.....	104

LISTA DE ABREVIAÇÕES E SIGLAS

BSE	*Backscatering* (Elétrons Retro-Espalhados)
CHUR	*Chondritic Uniform Reservoir*
CIFG	Complexo Intrusivo Forno Grande
FGEL	Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Ga	Bilhões de anos (*Billion years*)
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IEMA	Instituto Estadual do Meio Ambiente
IJSN	Instituto Jones do Santos Neves
LA-ICP-MS	*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (Ablação a Laser Acoplado ao Espectrômetro De Massa – ICP-MS-LA)
LGPA	Laboratório Geológico de Processamento de Amostras
MultiLab	Laboratório Multi usuário de Meio Ambiente e materiais
Ma	Milhões de anos (*Million Years*)
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
TDM	*Time of Mantle Depletion* (Tempo de Depletação do Manto)
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	14
1	**METODOLOGIA**	17
1.1	**Revisão bibliográfica**	17
1.2	**Trabalhos de campo**	18
1.3	**Análises**	18
2	**CONTEXTO GEOLÓGICO E MISTURA DE MAGMAS**	22
2.1	**Orógeno Araçuaí**	22
2.2	**Evolução Tectônica do Sistema Orogênico Araçuaí-Congo Ocidental**	25
2.3	**Magmatismo relacionado ao Orógeno Araçuaí**	29
2.4	**Supersuíte G5-Magmatismo pós colisional do Orógeno Araçuaí**	32
2.4.1	Complexo Intrusivo Forno Grande	37
2.5	**Revisão sobre Mistura de Magmas**	41
2.5.1	Evidências e Texturas Relacionadas à Mistura	41
3	**RESULTADOS**	43
3.1	**Aspectos de Campo**	43
3.2	**Feições macro- e microscópicas de mistura de magmas**	49
3.3	**Monzogranito**	61
3.3.1	Caracterização do litotipo	61
3.3.2	Petrografia	62
3.3.3	Geocronologia U-Pb	67
3.3.4	Geoquímica Isotópica Lu-Hf	75
3.4	**Rochas máficas a intermediárias**	82
3.4.1	Caracterização do litotipo	82
3.4.2	Petrografia	83
3.4.3	Geocronologia U-Pb	86
3.4.4	Geoquímica Isotópica Lu-Hf	90
3.5	**Dique Hololeucocrático**	92
3.5.1	Caracterização do litotipo	92
3.5.2	Petrografia	93
3.5.3	Geocronologia U-Pb	94

3.5.4 Geoquímica Isotópica..... 97
4 **DISCUSSÕES**..... 99
4.1 **Carcaterização de campo do Complexo Intrusivo Forno Grande**..... 99
4.2 **Os processos magmáticos de mingling e mixing**..... 100
4.2.1 Feições macroscópicas de mistura de magmas..... 101
4.2.2 Feições microscópicas de mistura de magmas..... 102
4.3 **Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Lu-Hf**..... 103
4.3.1 Idades U-Pb..... 103
4.3.2 Interpretação das análises isotópicas..... 105
4.4 **Implicações Tectônicas**..... 108
4.5 **O Significado do Evento Magmático Pós-Colisional**..... 109
CONCLUSÕES..... 112
REFERÊNCIAS 114
APÊNDICE – Mapa de pontos do Complexo Intrusivo Forno Grande..... 125

INTRODUÇÃO

A região sul do Estado do Espírito Santo apresenta corpos ígneos representantes do magmatismo pós-colisional do Orógeno Araçuaí ocorrido no Cambriano (entre 480 Ma e 530 Ma). Estadissertação de mestrado apresenta um estudo em relação ao magmatismo de um desses corpos ígneos, abordando aspectos petrográficos e isotópicos a fim de caracterizá-lo e interpretar o contexto geotectônico dos plútons pós-colisionaisdentro deste Orógeno.

O Complexo Intrusivo Forno Grande está localizado na região sul do estado do Espírito Santo, no município de Castelo e inserido no contexto geológico do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, em seu núcleo cristalino, onde ocorrem principalmente rochas metamórficas de alto grau e uma grande quantidade de rochas graníticas associadas a diferentes contextos geotectônicos (ALKIMIN et al.2006; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007, 2011; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000). Este plúton faz parte dos chamados granitoides pós-colisionais ou Supersuíte G5 do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000).

Osplútons representantes da Supersuíte G5 possuem características peculiares como zonaçãoinversa, sendo a borda da intrusão constituída de rochas graníticas e o núcleo da intrusão básico, apresentando rochas dioríticas a gabroicas com foliação de fluxo magmático em ambos os litotipos, sendo alojadas na crosta profunda através zonas de cisalhamento transcorrentes (PEDROSA-SOARES et al.2007; WIEDEMANN-LEONARDOS et al.2000). Outra característica bastante peculiar desses plútons são as evidências de mistura de magmas através de *mixing* e *mingling*. Estes corpos teriam se colocado na crosta durante o colapso extensional do Orógeno Araçuaí, sendo assim, a ascensão de magma mantélico através das zonas lístricas de cisalhamento teria promovido a fusão parcial da crosta ensiálica fazendo com que o magma mantélico se misturasse ao magma crustal, gerando plutonscom zonação inversa (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; PEDROSA-SOARES et al.2001, 2011; WIEDEMANN-LEONARDOS et al.2000)

A região sul do estado do Espírito Santo possui notável escassez de estudos geológicos em escala de detalhe e semi-detalhe, de maneira que os mapas geológicos mais recentes de maior detalhe estão na escala de 1:100.000, com pouquíssimos trabalhos na escala de 1:50.000, o que inclui os maciços intrusivos presentes na região. A maioria dos trabalhos relacionados ao plútons pós-colisionais ou G5 os tratam de forma mais geral, como De Campos et al. (2004 e 2016) e Widemann-Leonardos et al. (1986, 1987, 1997 e 2000). Especificamente para o

Complexo Intrusivo Forno Grande destaca-se o trabalho de monografia de Medeiros (2013) e a tese de doutorado de Meyer (2017) que se dedicam à petrografia e litogeoquímica. Este trabalho tem o intuito de fornecer informações dos processos petrogenéticos que foram importantes na geração dessas rochas e contextualizar este magmatismoa evolução geotectônica do Orógeno Araçuaí, através de dados de geocronologia e geoquímica isotópica.

Objetivos

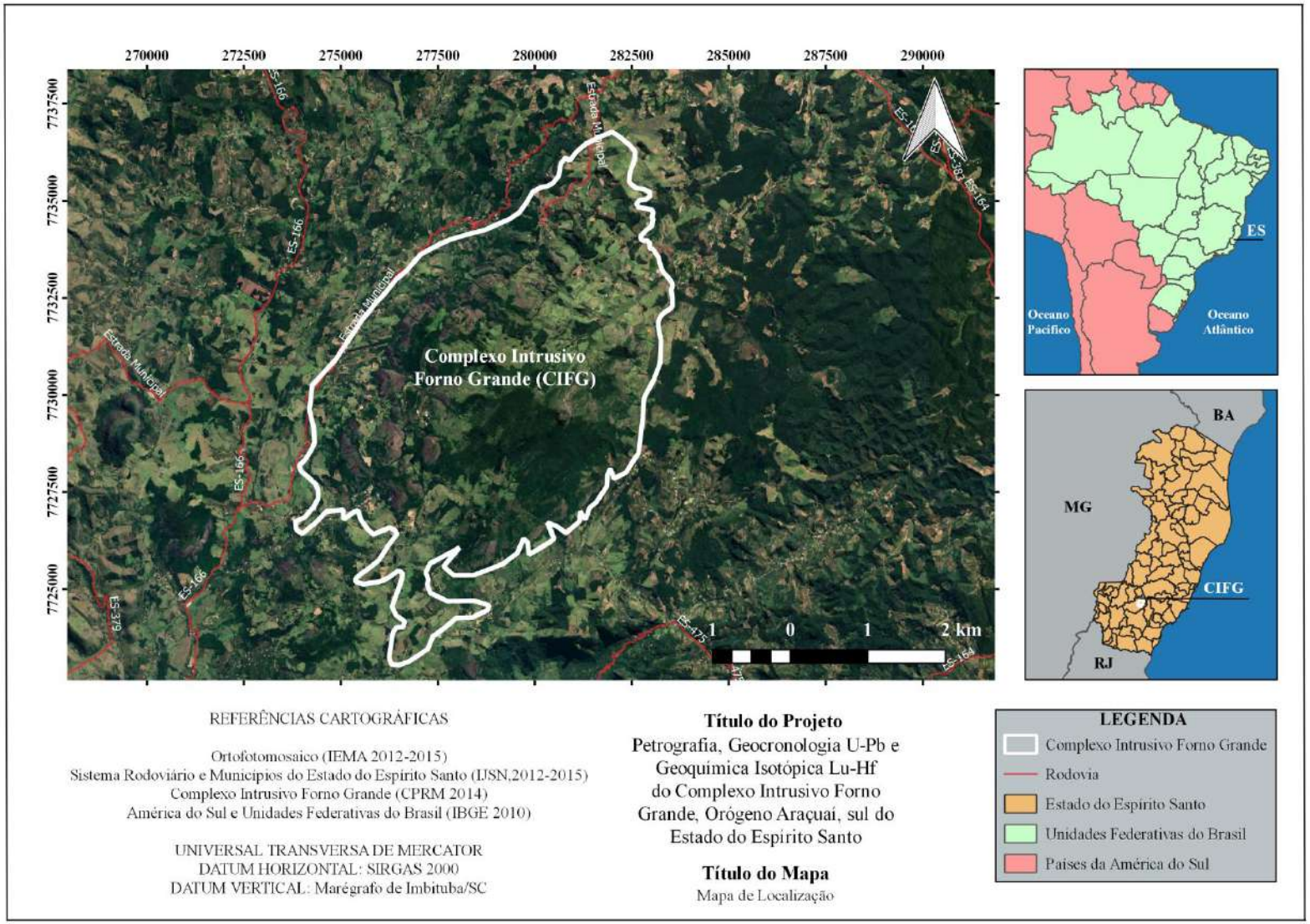
O objetivo principal deste projeto é a caracterização petrográfica e isotópica do corpo intrusivo Forno Grande, representante do magmatismo pós colisional do Orógeno Araçuaí. Estes estudos auxiliarão na:

a) Caracterização das diferentes fácies presentes no plúton, bem como as feições de mistura do tipo "*mingling*" e "*mixing*" que são frequentes neste maciço;
b) Compreensão da evolução magmática do plúton;
c) Comparação deste corpo magmático com demais corpos intrusivos da região, já detalhados sob tal ponto de vista;
d) Definição precisa da idade desses corpos, a fonte dos magmas e a integração de dados laboratoriais com dados de um mapeamento detalhado através da datação geocronológica U-Pbe a geoquímica isotópica Lu-Hf em zircão pelo método LA-ICP-MS.
e) Caracterização geológica do magmatismo pós-colisional do Orógeno Araçuaí no estado do Espírito Santo.

Localização e Vias de Acesso

O Complexo Intrusivo Forno Grande localiza-se no município de Castelo, região sul do Estado do Espírito Santo (Figura 1). O Complexo Intrusivo Forno Grande está inserido nas Cartas Geológicas (1:100.0000): Folhas Cachoeiro de Itapemirim SF-24-V-A-V (SILVA. 1992) e Afonso Cláudio SF-24-V-A-II (SIGNORELLI. 1993), sendo que a sua maior parte se encontra na Folha Cachoeiro de Itapemirim.O município de Castelo localiza-se no centro sul do estado do Espírito Santo, distante 146 quilômetros da capital do estado, Vitória.

Figura 1 - Mapa de localização do Complexo Intrusivo Forno Grande.



Fonte: O autor, 2020.

1. **METODOLOGIA**

As atividades desenvolvidas neste trabalho incluem trabalhos de campo, escritório e laboratório.

1.1. **Revisão Bibliográfica**

Esta etapa foi realizada com o intuito de elucidar e revisar principalmente trabalhos a respeito do magmatismo pós-colisional para posterior aplicação no contexto tectônico da área de estudo. A revisão bibliográfica foi feita a partir do levantamento dos trabalhos, artigos, mapas, livros, teses, dissertações e relatórios mais relevantes sobre o contexto geotectônico do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental bem como das suas respectivas suítes orogênicas, destacando a suíte G5, relacionada à área de estudo.

Além disso, esse levantamento se estendeu para os trabalhos relacionados à mistura de magmas, suas feições, estruturas, texturas e implicações tectônicas, bem como a respeito da metodologia e aplicação de dados isotópicos de U-Pb e Lu-Hf de forma integrada.

Foi criado um banco de dados georreferenciados no software *Quantum Gis* (*QGIS*). Foram utilizadas coordenadas UTM e o *datum* utilizado foi o SIRGAS 2000, zona 24 S. Os arquivos no formato *shape* (*.shp*) contém os principais dados vetoriais como, curvas de nível, limite dos municípios, hidrografia, altimetria, vias de acesso rodoviárioedados matriciais (ortofotos) que foram consultados no Banco de Dados Geográficos do Estado do Espírito Santo – GEOBASES, no Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Instituto Estadual de Meio Ambiente do Estado do Espírito Santo (IEMA) e no Instituto Jones dos Santos Neves (IJSN). No mesmo software foram analisadas imagens de aerogamaespectometria para os canais de K, U e Th, além de ternário, contagem total e sinal analítico, consultados através do banco de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

A partir do software QGIS, com fotografias aéreas do ortofotomosaico digital do IEMA, e os trabalhos realizados por De Campos et al. (2004 e 2016), Wiedemann-Leonardos et al. (1986, 1987, 1997, 2000 e 2002), Medeiros (2013), Meyer (2017) e pelo Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil do CPRM (SILVA. 1992; SIGNORELLI. 1993; VIEIRA. 1997; VIEIRA et al. 2014) foi definido todo o caminhamento nos plútons estudados.

Além disso, foi feito um levantamento bibliográfico e a compilação dos dados geoquímicos para oplúton, presentes nos trabalhos de De Campos et al. (2004), Medeiros (2013) e Meyer (2017) e que serviram de auxílio para a interpretação dos dados levantados nesta dissertação.

1.2. **Trabalhos de campo**

Os trabalhos de campo desta dissertação visaram o estudo detalhado das ocorrências de rochas dos plútons, enfatizando aspectos petrográficos e sua amostragem sistemática. Nesta etapa foram definidas as principais fácies dos plútons como na metodologia de mapeamento faciológico proposto por Ulbrich et al. (2001), levando em consideração mineralogia, textura, estruturas, relações de contatos entre as diferentes fácies dentro do plútone com as suas encaixantes. Também se realizou a descrição geológica detalhada dos afloramentos-chave que expõem as interações entre os magmas máficos e félsicos, com discriminação de suas feições diversas e coleta de amostras para lâminas e para utilização de dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf.

1.3. **Análises**

a) Análise Petrográfica

A partir das amostras coletadas em campo foram confeccionadas 52 lâminas delgadas para o Complexo Intrusivo Forno Grande. As amostras foram confeccionadas no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LGPA/FGEL/UERJ).

As análises petrográficas foram realizadas no intuito de definir a composição mineral e textural dos litotipos encontrados em campo. Para a classificação de rochas magmáticas, foi utilizado o diagrama de Streckeisen (1976) e para as rochas metamórficas Fettes e Desmonds (2007).

Para a caracterização das feições de mistura de magma, tanto macro- quanto microscopicamente utilizaram-se as descrições de Hibbard (1981, 1995).

b) Análise Geocronológica U-Pb e Geoquímica Isotópica Lu-Hf em zircão

As datações U-Pb em zircões são em geral consideradas como as melhores estimativas da cristalização de rochas ígneas, ou informam duplamente sobre a idade do metamorfismo e a dos protólitos ou do material fonte. Durante a cristalização de alguns minerais (zircão, baddeleyita, monazita, titanita, granada, rutilo e perovskita) a quantidade de Pb primário incorporado é muito pequena, pois, este elemento é incompatível nesses minerais. No entanto, frequentemente observa-se a presença de Pb inicial em quantidades não desprezíveis. Este fato torna estes minerais excelentes marcadores de tempo geológico pelo método U-Pb.

O mineral mais utilizado para datações pelo método U-Pb é o zircão, pois ele possui uma grande distribuição em rochas, estando presente na maioria das rochas intermediárias a ácidas (GERALDES. 2010).

Já o método Lu-Hf é uma das ferramentas mais inovadoras na geoquímica isotópica no que diz respeito ao uso de grãos de zircão. Assim, vem sendo muito utilizado como um traçador para entender evolução crustal e diferenciação do manto da Terra. O zircão possui alta concentração de Hf e preservam as razões isotópicas iniciais de Hf, características que favorecem a datação e a indicação petrogenética em estudos de proveniência de sedimentos. A época de derivação mantélica é revelada pela idade modelo conhecida como T_{DM}, com igual valor interpretativo propiciado originalmente pelo sistema Sm-Nd. Da mesma forma que a indicação petrogenética é obtida pelo parâmetro ε_{Hf} que, quando igualmente comparado com a curva de evolução de Hf para o reservatório condrítico (CHUR), fornece a assinatura isotópica do possível ambiente de formação (manto ou crosta) do magma (BERTOTTI et al. 2013). Durante a geração de magmas mantoderivados, o Lu fraciona em relação ao Hf, o que resulta em dois reservatórios de composições isotópicas distintas: Manto Depletado (Lu/Hf<condrito) e crosta enriquecida (Lu/Hf>condrito). Com isso, as razões $^{176}Hf/^{177}Hf$ podem indicar, em rochas ígneas e metamórficas, se o Hf deriva do manto, quando os valores de ε_{Hf} são positivos, ou da fusão da crosta, quando os valores de ε_{Hf} são negativos (GERALDES. 2010)

Assim, o estudo combinado envolvendo o método U-Pb, a assinatura isotópica propiciada pelo Hf e idade modelo T_{DM} de Lu-Hf permite inferir a fonte geradora do magmatismo em estudo. Em uma formação geológica as diferentes assinaturas isotópicas de Hf encontradas em uma população de zircão ou mesmo em um único zircão permitem caracterizar diferentes eventos magmáticos ou metamórficos que aconteceram ao nível regional durante a evolução crustal das regiões de origem (GERDES & ZEH. 2006).

As etapas de preparação das amostras selecionadas para análises de U-Pb e Lu-Hf em zircão via LA-ICPMS ocorreram no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras

(LGPA) e no Laboratório Multi usuário de Meio Ambiente e materiais (MultiLab) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

No LGPA as amostras foram fragmentadas com martelo em pequenos pedaços de até 10 centímetros na bigorna e depois lavadas e colocadas para secar em estufa. Em seguida elas seguiram para a britagem em britador de mandíbulas, onde as amostras são reduzidas e posteriormente a moagem em moinho de discos, seguidas por concentração mineral por densidade através do método de bateamento em mesa hidrodinâmica, passagem em bromofórmio para a separação de grãos leves e pesados, imã de mão e posteriormente o uso do separador eletromagnético Frantz.

No MultiLab os grãos de zircão foram catados para a fração não atraívelem lupa binocular edepois utilizou-se moldes de silicone que possui a forma de um cubo. Os grãos de zircões são fixados no fundo desses moldes e posteriormente preenchidos com resina epóxi. Após a secagem das resinas as amostras são encaminhadas ao polimento em partes de diamante e posteriormente foram levadas para o microscópio eletrônico de varredura (MEV) para obtenção de imagens da sua estrutura interna por catodo-luminescência e da superfície por elétrons espalhados (BSE).

Logo depois se processou a leitura de isótopos de U-Pb e Lu-Hfem grãos de zircão, utilizando o equipamento LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* – Espectrometria de Massa com Nebulização Laser por Plasma Indutivamente Acoplado). Padrões de zircão GJ-1(JACKSON et al. 2004) e 91500(BLICHERT-TOFT. 2008) foram usados nas análises, respectivamente. Os diagramas Concórdia e histogramas foram obtidos utilizando o software ISOPLOT (Ludwig. 2012).

Para as amostras analisadas no LA-ICP-MS foram usados os seguintes critérios para excluir dados obtidos pelos zircões analisados: (1) ^{204}Pb em padrões elevados; (2) erros individuais das razões do par isotópico ruins; (3) concordâncias menores que 70%; (4) baixa probabilidade no resultado; (5) idades isoladas de apenas um grão, sugerindo contaminação.

Os mesmos tratamentos usados para as análises U-Pb em zircão sãoutilizados para as análises Lu-Hf em zircão, acrescentando apenas o padrão de zircão *MudTank* (Black &Gulson. 1978).

Para este estudo, cinco amostras do Complexo Intrusivo Forno Grande(Tabela 1) foram selecionadas para análise em zircão (Mapa de pontos – Anexo A). Para esta metodologia foram englobadas todas as amostras retiradas de diferentes fácies presentes no plúton.

Tabela 1 - Lista de amostras para análises isotópicas.

AMOSTRA	LITOTIPO	COORDENADAS UTM
FGIL 06 A	Monzogranito	E: 273788 N: 7726863
FGIL 06 B	Qtz-Monzodiorito	E: 273788 N: 7726863
FGIL 06 C	Dique Hololeucocrático	E: 273788 N: 7726863
FGIL 11 A	Monzogranito	E: 278466 N: 7724717
FGIL 17 A	Monzogranito	E: 282569 N: 7732517

Fonte: O autor, 2020.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO E MISTURA DE MAGMAS

O Complexo Intrusivo Forno Grande é um dos componentes tectônicos do Orógeno Araçuaí eo entendimento da sua evolução magmática, bem como de sua idade, leva-nos a uma profícua compreensão da história geotectônica do sistema orogênico na qual estão encaixados.

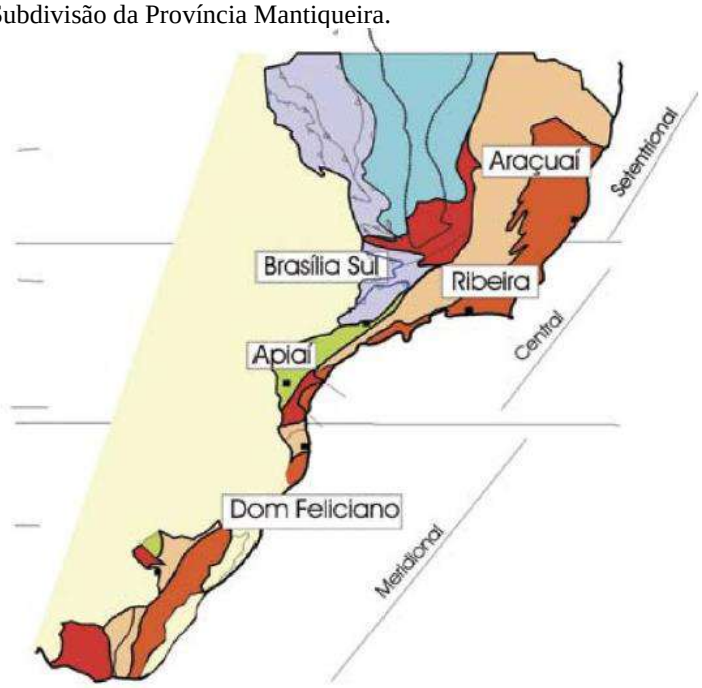
Neste capítulo será apresentada e discutida uma síntese do atual conhecimento sobre a compartimentação e evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (AWCO), além de uma exposição dos dados sobre o magmatismo, deformação e metamorfismo ocorrentes na área de estudo, com destaque para as rochas da fase pós-colisional desse Orógeno.

Também neste capítulo será apresentada uma fudamentação teórica a respeito dos processos, evidências e texturas de mistura de magmas.

2.1. Orógeno Araçuaí

Correspondente ao setor setentrional da Província Mantiqueirao Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Figura 2) tem sua edificação relacionada à Orogenia Brasiliana, que se estende do Neoproterozoico ao Cambriano-Ordoviciano (ALKIMIN et al. 2006, 2017; HEILBRON et al. 2004; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007).O Orógeno Araçuaí é uma região orogênica que se estende desde o limite leste do Cráton do São Francisco até o litoral atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15º e 21º S (WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000).

Figura 2 - Subdivisão da Província Mantiqueira.

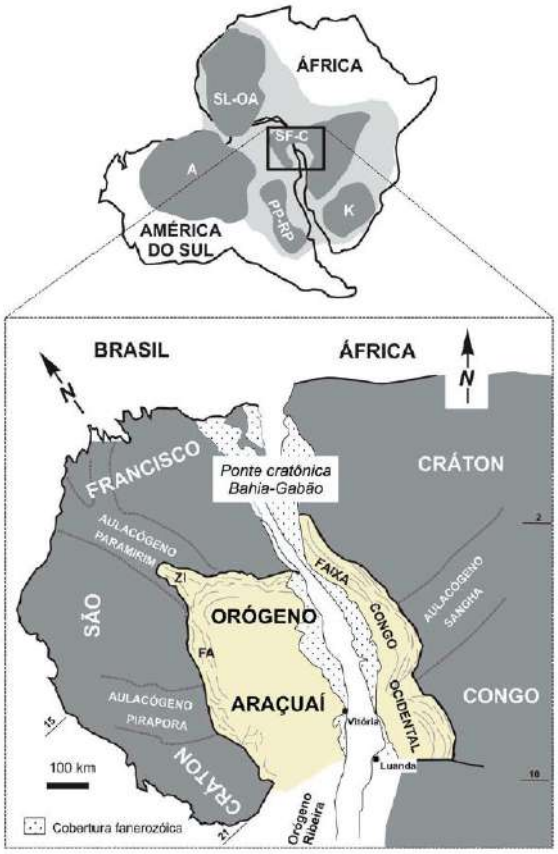


Nota: A cor laranja evidencia terrenos onde existem arcos magmáticos metamorfizados e suítes magmáticas alojadas.
Fonte: Heilbron, 2004.

O Orógeno Araçuaí é definido por Almeida (1977) como uma faixa de dobramentos formada paralelamente à margem sudeste do cráton do São Francisco. O conhecimento sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí teve um enorme avanço desde a proposta de Almeida (1977), inclusive no que diz respeito sobre a continuidade entre os Orógenos Ribeira e Araçuaí (DEGLER et al. 2017; GONÇALVES et al. 2014, 2016; NOVO et al. 2011; TEDESCHI et al. 2016; TUPINAMBÁ et al. 2007, 2012; VALERIANO et al. 2011, 2016). A região do Orógeno Araçuaí era tratada como uma região orogênica ensiálica, ou seja, não houve formação de crosta oceânica devido à conexão continental conhecida como ponte Bahia-Gabão que teria inibido a abertura da bacia e a formação de litosfera oceânica (BRITTO-NEVES & CORDANI. 1991; TROMPETTE. 1994). Posteriormente adotou-se a ideia de Orógeno confinado, onde sua natureza confinada se deu devido à bacia precursora que evoluiu na reentrância limitada pelos crátons do São Francisco e Congo, fechada a norte pela ponte cratônica Bahia-Gabão, mas aberta a sul, rumo à bacia precursora do Orógeno Ribeira. O setor norte desta bacia permaneceu ensiálico, mas no setor meridional ocorreu abertura oceânica atestada pelos remanescentes ofiolíticos e formação de arco magmático em ambiente de margem continental ativa. As colisões à distância com a amalgamação concomitante das placas Paranapanema e Amazônica nas bordas do Cráton São Francisco e da placa Kalahari na borda do cráton do Congo, configuram um fechamento forçado em uma operação que lembra o funcionamento de um

quebra-nozes (Figura 3) (ALKMIN et al. 2006, 2017; PEDROSA-SOARES et al.1992, 2001,2007).

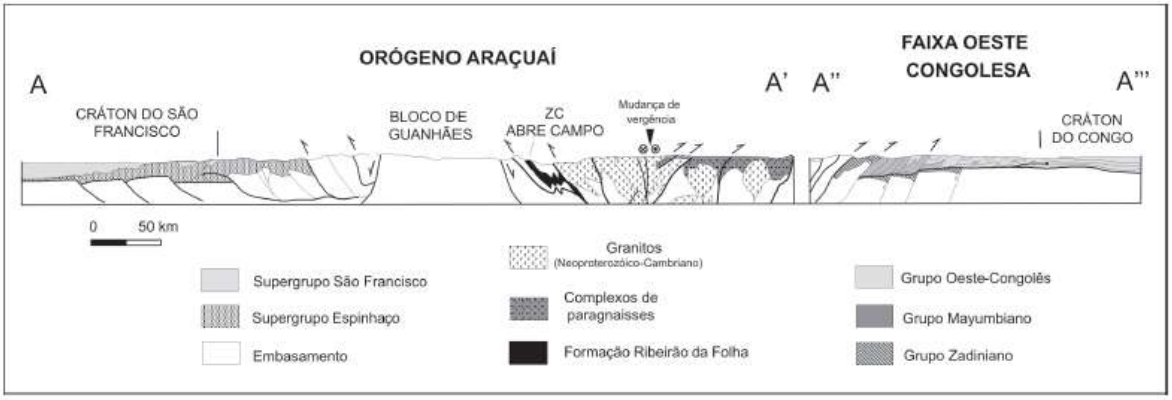
Figura 3 - Orógeno Araçuaí na porção central do paleocontinente Gondwana.



Nota: Na porção de cima os crátons: K = Kalahari, A = Amazônico, PP – RP = Paraná/Paranapanema-Rio de la Plata, SF – C = São Francisco-Congo e SL – OA = São Luís – Oeste Africano. Os aulacógenos parcialmente invertidos são representados abaixo (Sangha, Pirapora e Paramirim). FA = Faixa Araçuaí, ZI = Zona de interferência do orógeno Araçuaí com o aulacógeno Paramirim.
Fonte: Pedrosa-Soareset al. 2007.

O Orógeno Araçuaí herdou dois terços do Sistema Orogênico Araçuaí-Congo Ocidental (Figura 4). Este sistema orogênico pode ser definido como uma sucessão de um orógeno acrescionário de margem continental ativa para um orógeno colisional constituída pelas unidades que representam toda evolução geotectônica proposta pelo ciclo de Wilson: rifte continental, lascas ofiolíticas registrando formação de crosta oceânica, depósitos de margem passiva da bacia precursora, até os registros da colisão, como zona de sutura, arco magmático, granitos sin-colisionaisa pós-colisionais (ALKMIN et al. 2006, 2017; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007, 2008).

Figura 4 - Seção geológica esquemática através de todo o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.



Fonte: Alkmin et al. 2007.

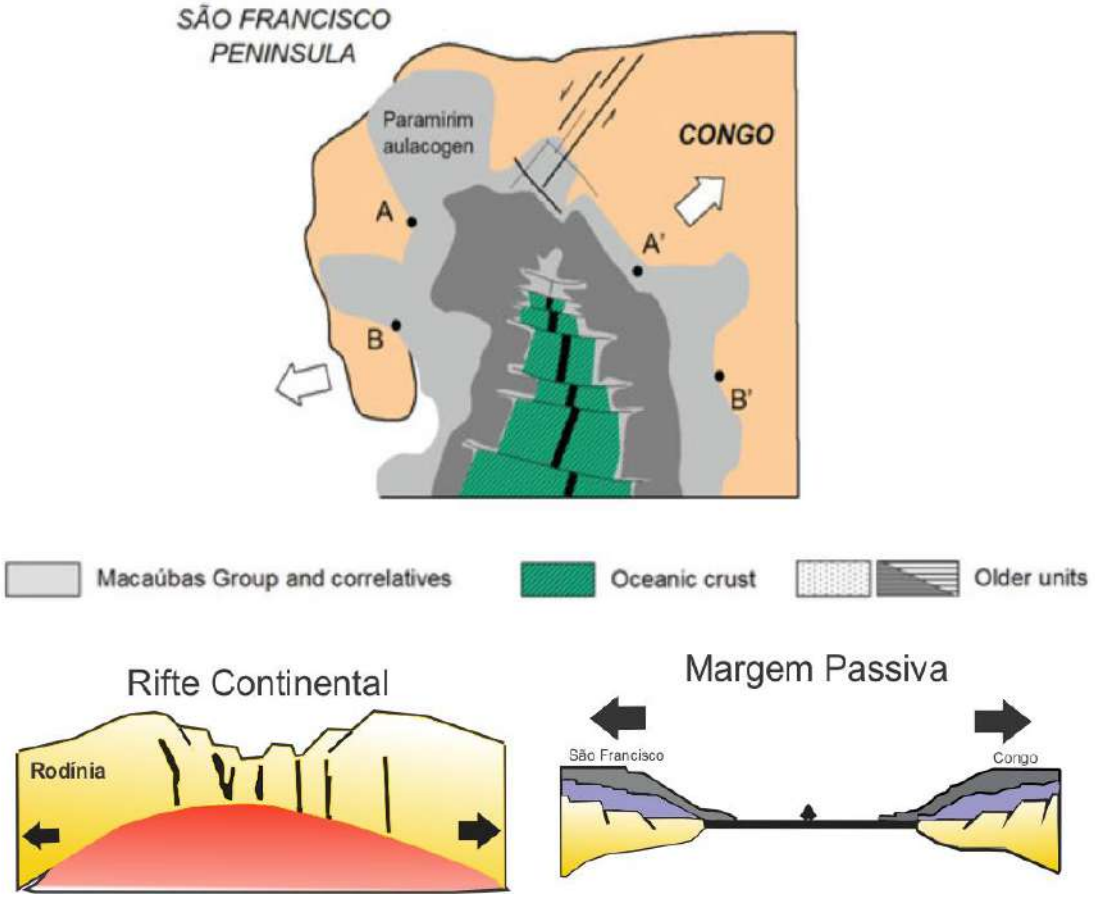
2.2. **Evolução Tectônica do Sistema Orogênico Araçuaí-Congo Ocidental**

A partir da configuração apresentada, Alkmim et al. (2006) propuseram um modelo de evolução tectônica composto por cinco estágios principais: i) formação da bacia precursora Macaúbas; ii) convergência inicial; iii) colisional; iv) escape lateral da porção sul; e v) colapso gravitacional.

No primeiro estágio tem-se a abertura da Bacia Macaúbas (Figura 5), representando o estágio de rifte continental compreendendo dois estágios de rifteamento. O primeiro corresponde a Tafrogênese Toniana (*ca*. de 935-875Ma). Tal evento extensional foi uma reativação do sistema rifte Espinhaço de *ca*. 1,75 Ga, abrindo a bacia Macaúbas progressivamente de sul para norte, formandoum golfo oceanizado na metade meridional e ensiálico na parte setentrional do orógeno, além de um evento glacial. O magmatismo desta fase é representado por diques máficos da Suíte Pedro Lessa (906 ± 2 Ma, U-Pb TIMS, zircão e baddeleyita), granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa (875 ± 9 Ma, U-Pb SHRIMP, zircão). O segundo estágio corresponde a Tafrogênese Criogeniana (*ca*. 735-650 Ma), na fase de margem passiva que é representada por extensa sedimentação de turbiditos areno-pelíticos de mar profundo e por remanescentes oceânicos. Os cristais de zircão extraídos de veios de plagiogranito de Ribeirão da Folha e os anfibolitos de Santo Antônio do Grama fornecem idades U-Pb de aproximadamente 660 e 600 Ma, respectivamente, e foram interpretados como uma indicação da produção de crostas oceânicas da Bacia de Macaúbas (KUCHENBECKER et al. 2015; QUEIROGA et al. 2007, 2010).

O grupo Macaúbas é subdividido em três grupos principais de sedimentação: 1) Sucessões pré-glaciais (Formação Matão, Domingas Duas Barras e Peixe Bravo); 2) Sucessões relacionadas à glaciação (Formações Serrado do Catuni, Nova Aurora e Chapada do Acauã Inferior) e por fim, 3) Sucessões pós-glaciais (Formações Chapada do Acauã Superior e Ribeirão da Folha) (ALKMIN et al. 2017; BABINSKY et al. 2012; KUCHENBECKER et al. 2015; MACHADO et al. 1989; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007; PEIXOTO et al. 2015; QUEIROGA et al. 2006, 2007).

Figura 5 - Configuração da bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí a ca. 700 Ma.

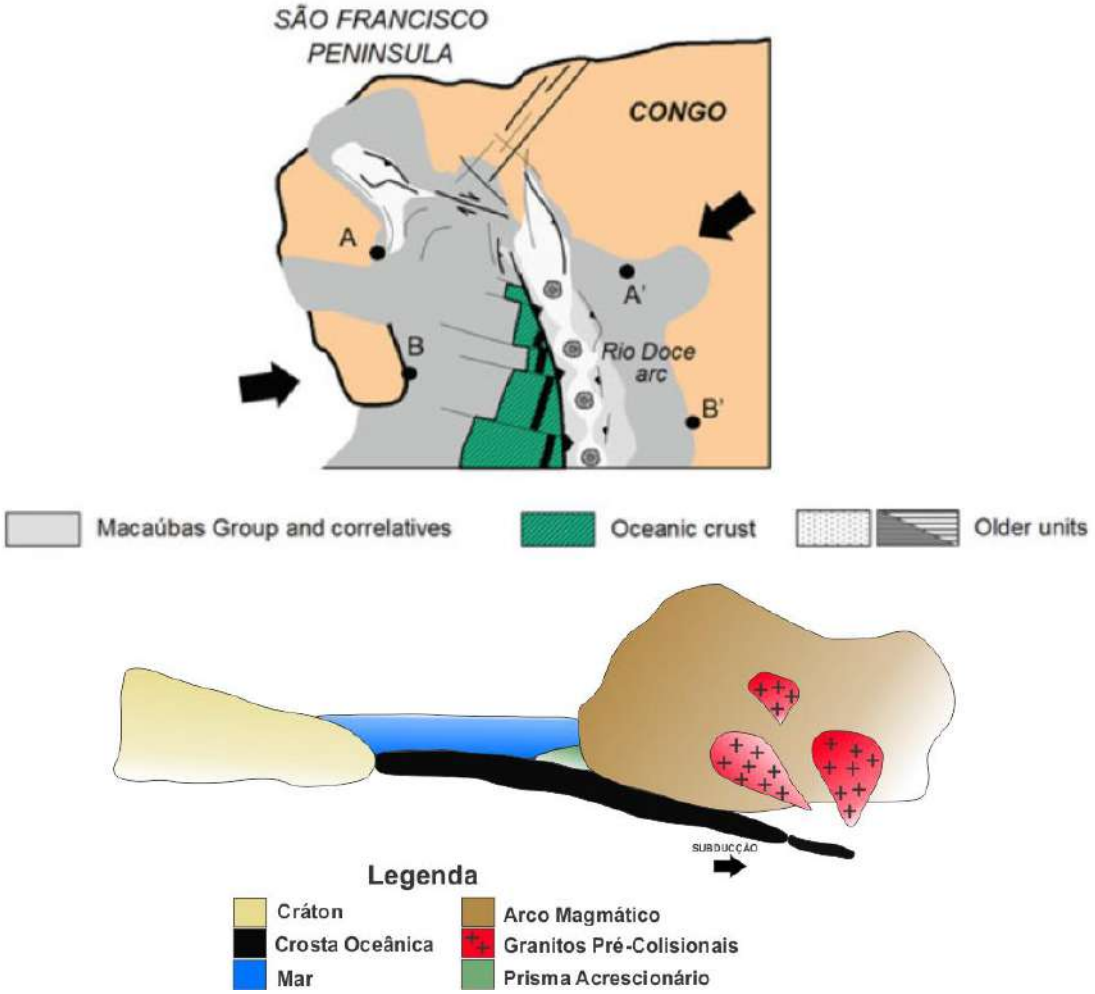


Fonte: Modificado de Alkmin et al. 2007, 2017; Pedrosa-Soares et al. 2001.

Na fase de convergência inicial (Figura 6) ocorrem os processos de subducção e edificação das rochas mais antigas do arco magmático cálcio-alcalino Rio Doce (*ca.* 630-580 Ma) (ALKMIN et al. 2006, 2017; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007). O fechamento da Bacia teria sido induzido a distância, com a colisão entre as placas Paraná ou Rio de la Plata e da península do São Francisco-Congo, iniciando uma inversão da bacia seguindo o modelo quebra nozes de subducção forçada, consumindo a litosfera oceânica de oeste para leste e produzindo o magmatismo pré-colisional. Sendo assim, instalada a convergência começa o

estágio pré-colisional (acrescionário), caracterizado pela edificação do arco magmático representada pela Suíte G1 e rochas vulcânicas do Grupo Rio Doce no setor meridional e a norte instalou-se uma frente de empurrões dos sedimentos de margem passiva distal e posteriormente, acumulação de leques turbidíticos da Formação Salinas (ALKMIN et al. 2006, 2007; PEDROSA-SOARES et al. 2007, 2011).

Figura 6 - Configuração da bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí por volta de 600 Ma na fase de convergência inicial.

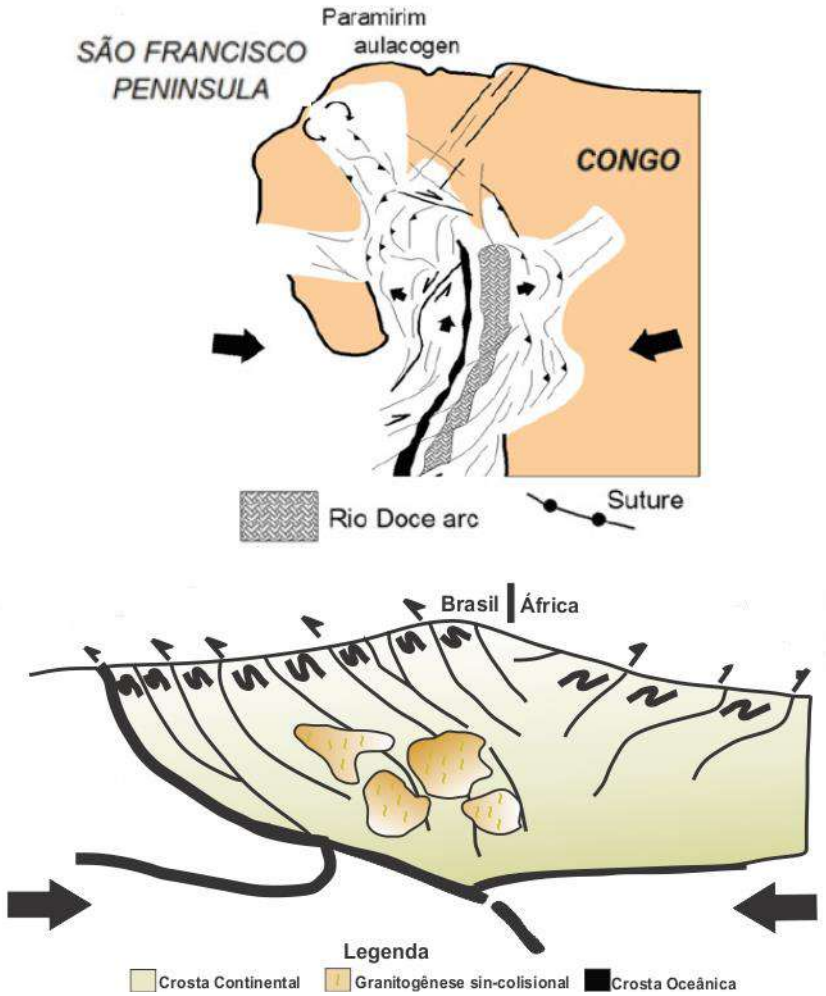


Fonte: Modificado de Alkmin et al. 2007, 2017; Pedrosa-Soares et al. 2001.

Com o progressivo fechamento iniciando-se pelo norte e avançando progressivamente para o sul, tem-se a inversão tectônica da bacia oceânica (580-560 Ma) produzindo frentes de empurrão para as zonas cratônicas e o soerguimento de cadeias montanhosas, resultando em intenso metamorfismo e deformação regionais, além do magmatismo sin-colisional responsável pela geração de grandes volumes de granitos tipo S com formação inicialmente da supersuíte

G2 (Figura 7). Ao fim da etapa sin-colisional, tem início o estágio tardi-colisional, marcado pela granitogênese G3 (ALKMIN et al. 2006, 2017; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007).

Figura 7 - Estágio colisional do Orógeno Araçuaí, por volta de ca. 560 Ma.



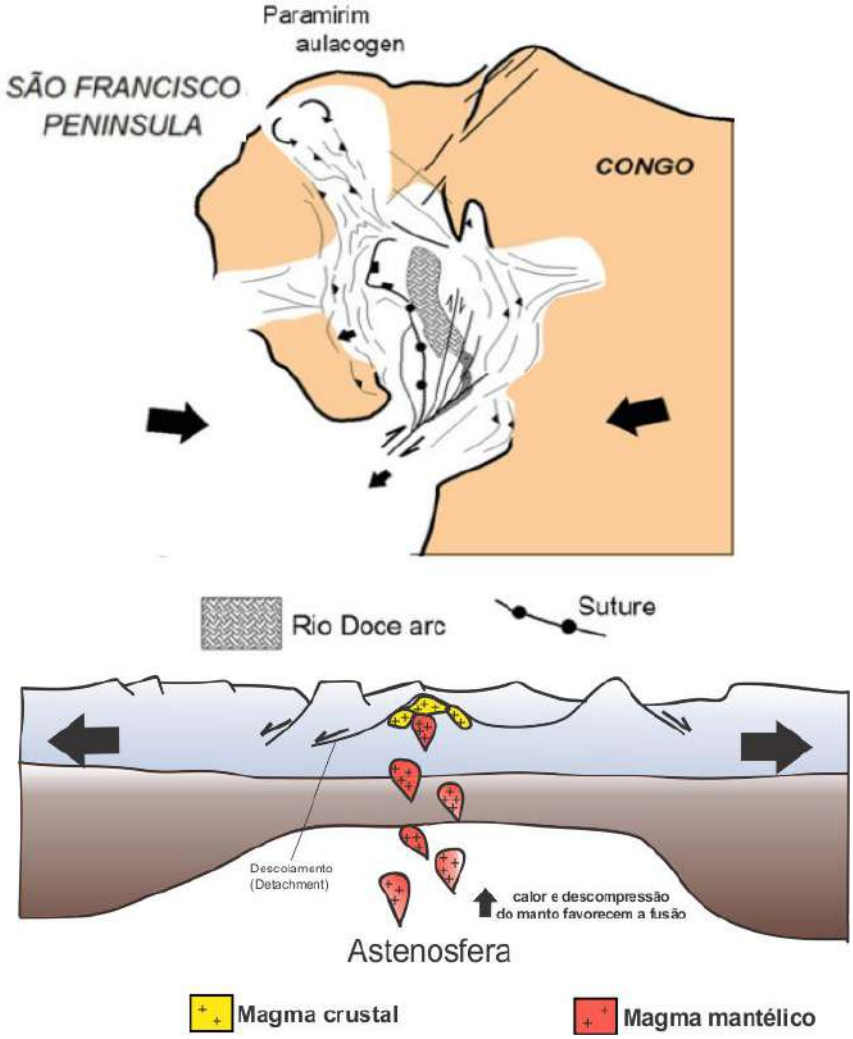
Fonte: Modificado de Alkmin et al. 2007, 2017; Pedrosa-Soares et al. 2001.

Entre 560 e 530 Ma, tem-se a máxima aproximação entre o extremo sul da península São Francisco e a margem do continente do Congo relacionada à trajetória de fechamento da tectônica quebra-nozes e dificultando a acomodação nessa porção. Devido ao grande espessamento crustal e aliado a contínua convergência grandes zonas transcorrentes dextrais foram formadas, de direção N-S, a um escape lateral de massa no sentido sul (ALKMIN et al. 2006, 2017, PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007).

O colapso gravitacional do orógeno é marcado por granitogênese representada pelas supersuítes G4 e G5 livres de foliação regional (PEDROSA-SOARES et al. 2011) (Figura 8). Tal mecanismo é explicado através da ação da força peso exercido pela litosfera muito espessa com grandes elevações com alto potencial gravitacional. Estes elementos levam ao fluxo lateral

da sua porção basal e posterior abatimento das porções superiores, acomodado por sistemas de zonas de cisalhamento. A supersuíte G4 é representada por granitos do tipo S, peraluminosos, gerados entre 535 a 500 enquanto a supersuíte G5 é constituída por plutonismo do tipo I e A2, cálcio alcalino de alto K e alto Fe, gerada entre 520 a 490 Ma com origem híbrida resultante da mistura de magmas mantélicos e crustais (ALKMIN et al. 2006, 2017; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000).

Figura 8 - Estágio de colapso gravitacional após escape lateral da porção sul do Orógeno Araçuaí.



Fonte: Modificado de Alkmin et al. 2007, 2017; Pedrosa-Soareset al et al. 2001 e Winter. 2010.

2.3. **Magmatismo relacionado ao Orógeno Araçuaí**

No Orógeno Araçuaí são reconhecidos quatro estágios orogênicos denominados pré-colisional (*ca*. 630 - 580 Ma), sin-colisional (*ca*. 580 - 560 Ma), tardi-colisional (*ca*. 560 - 530

Ma) e pós-colisional (*ca*. 530 - 490 Ma). Estes estágios são caracterizados com base nas relações estruturais, assinaturas geoquímicas e isotópicas, e idades U-Pb das rochas que os representam (ALKMIN et al. 2006, 2017; DE CAMPOS et al. 2004, 2016; DEGLER et al. 2017; GRADIM et al. 2014; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007, 2011; TEDESCHI et al. 2016; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000, 2002). Os primeiros estudos agruparam formalmente os granitos em seis suítes, com base em relações de campo, feições estruturais, assinaturas geoquímicas e idades U-Pb sendo denominados de G1, G2, G3S, G3I, G4 e G5 (PEDROSA-SOARES et al.2001, WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000, 2002). Posteriormente De Campos et al. (2004) e Pedrosa-Soares et al. (2008) reagruparam essas rochas em cinco suítes (G1 a G5). Por fim Pedrosa-Soares et al. (2011) apresenta o estado da arte relacionada à granitogênese do Orógeno Araçuaí e propõe a substituição do termo "suíte" por "supersuíte" visando evitar confusões com os nomes adotados regionalmente para essas rochas e caracterizá-las como unidades de maior hierarquia.

Supersuíte G1: O estágio pré-colisional a sin-colisional, ou acrescionário, está relacionado à mudança da margem passiva para uma margem continental ativa através da subducção de listosfera oceânica e geração de arco magmático cálcio-alcalino representado pelo Arco Rio Doce. A supersuíte G1 é constituída principalmente por batólitos e stocks do tipo I que variam de tonalitos a granodioritos com autólitos de composição máfica a intermediária e xenólitos de rochas metassedimentares. Em alguns plútons G1 são abundantes os termos correspondentes à série charnockítica, sugerindo *emplacement* em níveis crustais mais profundos. Possui caráter cálcio-alcalino de médio a alto potássio e metaluminosas originada em ambiente de arco vulcânico de margem continental, no estágio orogênico pré-colisional. Os dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd, bem como a presença de zircões herdados, indicam magmas híbridos, formados pela interação de magma mantélico com o embasamento continental paleoproterozóico.Associadas as rochas da supersuíte G1, há a presença de sequências metavulcanosedimentares do grupo Rio Doce acumuladas nas bacias marginais relacionadas ao arco magmático com as idades máximas de sedimentação, situadas entre 636-594 Ma, obtidas para diferentes litologias e as idades de cristalização magmática dos componentes metavulcânicos associados, entre 595-584 Ma, e os paragnaisses intercalados com rochas calciossilicáticas do Complexo Nova Venécia relacionados à região de *back-arc*com idades máximas de deposição de 600 Ma (DE CAMPOS et al. 2004; GONÇALVES et al. 2014, 2015, 2017; GOUVEIA et al. 2020; GRADIM et al. 2014; NOCE et al. 2004; NOVO et al. 2011, 2018; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007, 2011; RICHTER et al. 2016; TEDESCHI et al. 2016; VIEIRA et al. 2007).

Supersuíte G2: No estágio sin-colisional marca o final do fechamento da bacia marcado por espessamento crustal, fusão parcial e geração de magmado tipo S representado na área pela supersuíte G2, embora existam ainda, em menor quantidade, rochas tipo I que constituem produto de migmatização do embasamento paleoproterozoico. Estas rochas foram submetidas à deformação regional, apresentando, na maioria das vezes, foliação no estado sólido muitas vezes milonítica e geralmente paralela à prévia orientação de fluxo magmático. Em suma, a supersuíte G2 engloba os granitos peraluminosos, tipo-S, peraluminosos com granada onipresente, cordierita e/ou sillimanita frequentes que ocorrem na forma de corpos tabulares, batólitos e *stocks* gerados e deformados que regionalmente foram afetados pela deformação dúctil do estágio sin-colisional do Orógeno Araçuaí, embora localmente os grandes batólitos possam mostrar porções preservadas desta deformação. Conforme resultados geotermobarométricos, os granitos da supersuíte G2 se recristalizaram e se deformaram registrando a foliação regional em temperaturas entre 640 e 680 °C. Idades registradas através de U-Pb para o granada granito da supersuíte G2 revelam que a formação dessas rochas ocorreu em torno de 575 Ma apesar de alguns corpos G2 serem mais antigos e outros mais jovens (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; GRADIM et al. 2014; MELO et al. 2016; 2017; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2006, 2011; RITCHER et al. 2016; SERRANO et al. 2018; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000).

Supersuíte G3: O estágio tardi-colisional é marcado portectônica tangencial cessante e geração de granito S por fusão parcial sob descompressão adiabática, sendo esse magmatismo representado na área pela supersuíte G3. A supersuíte G3 representa o magmatismo associado aos estágios tardi- e pós-colisional (GRADIM et al. 2014; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2006, 2011; RITCHER et al. 2016; SERRANO et al. 2018; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000), sendo dividida em dois grupos:

G3-I: rochas de composição granítica a granodiorítica, do tipo I, cálcio-calcalina de alto K, geradas durante a fase pós-colisional, comumente associadas a enclaves de composição intermediária a máfica. Ocorrem na forma de plutons elípticos que intrudem através de zonas de cisalhamento oblíquas (PEDROSA-SOARES et al. 2001).

G3-S: As rochas mais comuns são leucogranitos com quantidades variáveis de granada e/ou cordierita e/ou silimanita, as quais não apresentam a foliação regional. São granitos sub-alcalinos (ricos em feldspato K) e peraluminosos, alojados em veios e plútons pequenos semi-autóctones hospedados em rochas do G2, principalmente a norte do Rio Doce (PEDROSA-SOARES et al. 2001; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000). Os contatos entre granitos das supersuítes G3 e G2 são transicionais, sem relações intrusivas ou qualquer outra feição que

evidencie injeção ou movimento significativo, sugerindo o caráter autóctone à para-autóctone da supersuíte G3. Desta forma, o cordierita granada leucogranito da supersuíte G3 parece ser produto de fusão parcial essencialmente autóctone de granitos da supersuíte G2, após o evento de deformação regional do estágio sin-colisional do Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES et al. 2006, 2007, 2011).

Os dados geotermobarométricos obtidos para os granitos da supersuíte G3 indicam que essas rochas se cristalizaram em temperatura bem mais alta que os granitos da supersuíte G2 (em torno de 815 ° C). Idades de U-Pb para os leucogranitos constituintes da supersuíte G3 indicaram cristalização magmática para essas rochas em torno de 545 a 520 Ma (PEDROSA-SOARES et al. 2011).

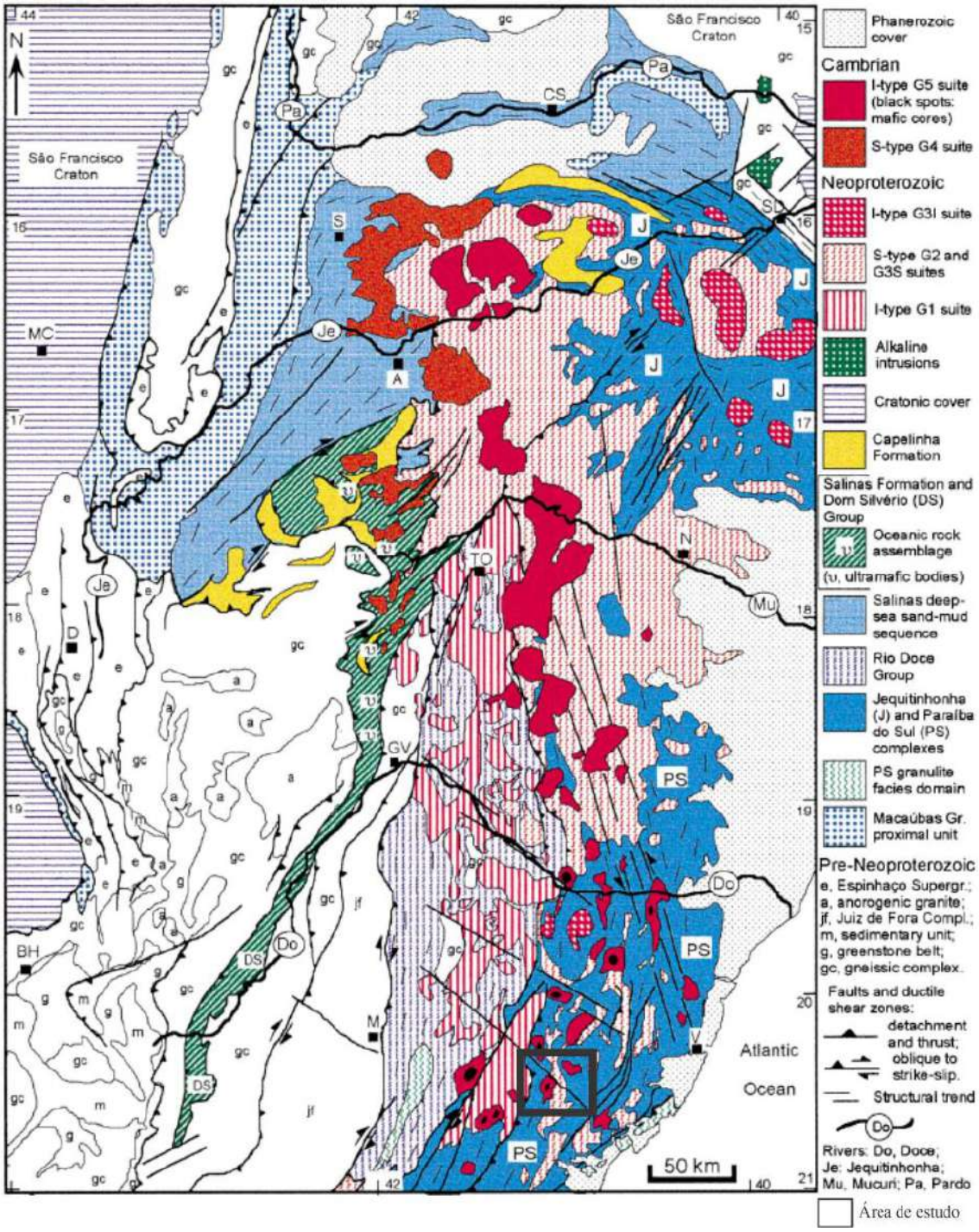
Supersuíte G4: A superuíte G4, do tipo S, é composta pelos granitos a duas micas e granitos pegmatoides geradores de gemas e de outros minerais de interesse econômico, com destaque aos minerais de lítio e turmalina. São plútons zonados que possuem núcleo e raiz compostos por biotita granito e gradam, em direção à borda, para leucogranitos a duas micas ou muscovita-granada leucogranitos, contendo no topo cúpulas pegmatóides. Comumente apresentam fluxo ígneo (que nas bordas está paralelizado a foliação regional das encaixantes) e xenólitos de rochas encaixantes. As idades disponíveis indicam o intervalo de 530- 500 Ma para a granitogênese G4. Os corpos da supersuíte G4 parecem ser diacrônicos (*ca*. 530-500 Ma) em relação à supersuíte G3 e podem ser considerados como correspondentes alóctones, mais hidratados e cristalizados em nível crustal mais raso, em relação à supersuíte G3 (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; GRADIM et al. 2014; PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007, 2011; SERRANO et al. 2018; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000).

2.4. **Supersuíte G5-Magmatismo pós colisional do Orógeno Araçuaí**

A granitogênse pós-colisional do tipo I e A2, reconhecida como Supersuíte G5 (PEDROSA-SOARES et al. 2011) está relacionada a pulsos magmáticos de a partir de 530 Ma (DE CAMPOS et al. 2004, 2016). O magmatismo bimodal é correspondente ao evento magmático mais jovem da região, apresentando grande contraste de composição e zonamento inverso. Esse magmatismo é evidenciado pelos complexos ígneos aflorantes principalmente na região sul do Estado Espírito Santo, sendo eles: Santa Angélica, Conceição de Muqui, Venda Nova, Mimoso do Sul, Várzea Alegre, Alto Chapéu, Pedra Azul e **Forno Grande** (Figura 9).

Este magmatismo bimodal resulta em plútons com núcleos máficos circunscritos por magmas félsicos (sienitos, monzonitos e granitos). Comumente apresentam feições de mistura de magmas, além de enclaves máficos, xenólitos das rochas encaixantes, diques e *sills* de granodiorito e sieno a monzogranito (BAYER et al. 1987; DE CAMPOS et al. 2004, 2016; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 1986, 1987, 1997, 2000).

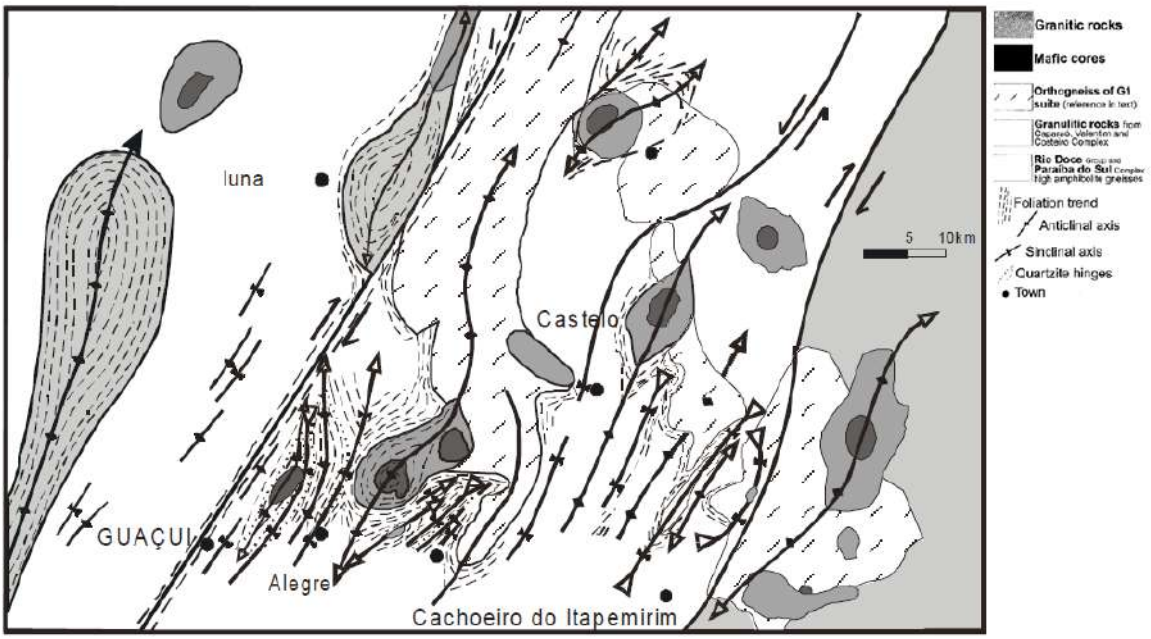
Figura 9 - Mapa do Orógeno Araçuaí



Fonte: Modificado de Pedrosa-Soares et al. 2001.

Os plútons G5 comumente ocorrem intrudindo gnaisses de alto grau a partir de zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo e núcleos de dobras antiformes relacionadas a deformações anteriores à intrusão, podendo estar associados a pegmatitos ricos em berilo e a outros minerais de interesse econômico (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; PEDROSA SOARES et al. 2001; 2011; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000, 2002).

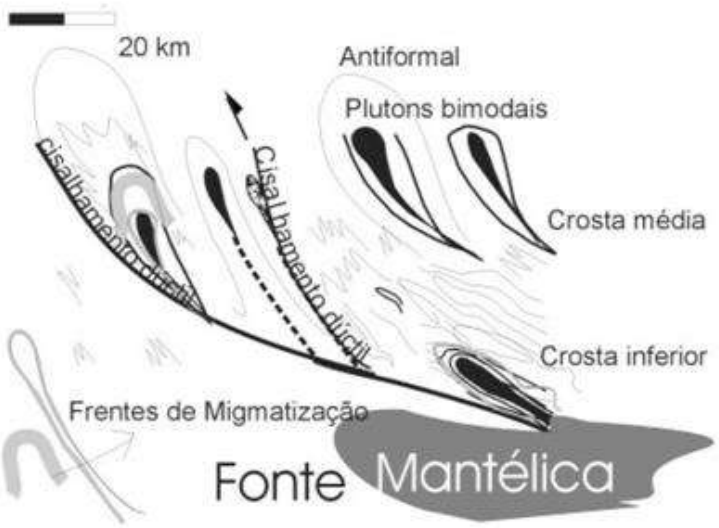
Figura 10 - Mapa estrutural esquemático do sul do Espírito Santo, mostrando os plutons graníticos com núcleos máficos.



Fonte: Wiedemann-Leonardos et al. 2000.

A migração e alojamento dos corpos magmáticos ocorrem em crosta inferior à média, por meio de diapirismo e *sills,* que intrudem ao longo de estruturas pré-existentes como falhas e profundas zonas de cisalhamento, ao longo da foliação regional, em um mecanismo chamado de bombeamento tectônico (Figura 11) (WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000).

Figura 11 - Perfil esquemático mostrando ascensão de magma mantélico por meio de zonas de cisalhamento dúctil.



Fonte: Wiedemann-Leonardoset al. 2000.

Os corpos relacionados à supersuíte G5 possuem características diferentes, também em relação ao tamanho, e isso se deve aos diferentes níveis crustais expostos ao longo do orógeno. Em geral, a profundidade da crosta aumenta de norte a sul e de oeste para leste, de modo que os corpos G5 aparentemente pequenos tendem a ser expostos nas regiões sul e leste do orógeno. Na verdade, esses corpos G5 aparentemente pequenos são plútons profundamente erodidos, enquanto mais a norte essas intrusões representam porções mais superiores da crosta (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; PEDROSA SOARES et al. 2001; 2011; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000, 2002).

Essas intrusões podem ser classificadas em três séries magmáticas: tholeítica, cálcio-alcalina e alcalina. Os resultados de estudos isotópicos para as rochas da supersuíte G5 revelam origem híbrida para esses corpos resultante da mistura de magmas mantélicos e crustais. Dados de investigação de campo apresentam evidências de misturas de magmas (*mingling* e *mixing*) além de autólitos intermediários a máficos e /ou xenólitos de rocha encaixantes os quais tendem a ser mais frequentes nos contatos das intrusões (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; PEDROSA SOARES et al. 2001; 2011;WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000, 2002).

Com base nos estudos de: Aranda et al. 2018; Araújo et al. 2019; Costa-de-Moura et al 1997 e 1999; De Campos et al. 2004, 2016; Medeiros et al. 2000, 2011; Melo et al. 2020; Mello et al 2011; Mendes et al. 1997, 2002, 2005, 2012; Pedrosa-Soares et al.2001, 2007, 2011; Wiedemann-Leonardoset al. 1986, 1987, 1997, 2000, 2002 e Zanon et al. 2015, e nas monografias, dissertações, teses e relatórios de: Ludka, 1991; Murad, 1992; Silva, 1993;

Signarorelli, 1993; Vieira. 1997; Faria. 2013; Medeiros, 2013; Bronze, 2014; Vieira et al. 2014; Zanon. 2013; Macêdo, 2017 e Meyer, 2017, concluiu-se que esses corpos apresentam formas concêntricas, ovaladas e elípticos, formados por processos de cristalização fracionada e hibridização formando plútons zonados com fluxo magmático presente. Normalmente o núcleo exibe composição gabroica/diorítica em formas de lentes circundados por bordas graníticas que variam de composição e textura onde a gradação das porções marginais para o centro apresenta membros intermediários devido ao processo de hibridização, evidenciando uma mistura de magma generalizada. Alguns desses plútons ainda exibem porções migmatizadas, parcialmente extensas, formadas através do contato do corpo com as rochas encaixantes durante o processo de colocação desses corpos, normalmente zonas de fraquezas e foliação de borda concordando com as rochas encaixantes. Essas porções migmatizadas normalmente heterogêneas apresentam orientações difusas ou nebulosas, *schlieren*, *schollen* e veios pegmatíticos.

2.4.1. Complexo Intrusivo Forno Grande

O Complexo Intrusivo Forno Grande (CIFG), Maciço Castelo ou também Complexo Castelo é uma intrusão elíptica que ocupa uma área de aproximadamente 100 km². Possui um zonamento inverso marcado pelo centro diorítico e borda granítica (DE CAMPOS et al. 2004; VIEIRA et al. 2014).

Nomeado de Maciço Castelo de acordo com o mapeamento realizado por Silva (1993) a maior parte estava encaixada em rochas ortognaissicas caracterizadas como granitoides tipo I, calcioalcalinos, metaluminosos, pré- a tardi-colisionais de arco vulcânico (unidade PY1a), embora na porção sul ela os tenha diferenciado em anfibólio-biotita gnaisse (unidade Pps8) e anfibólio-biotita gnaisse e biotita gnaisse com intercalações de rocha calciossilicática, anfibolito, quartzito e mármores (unidade Pps3) do Complexo Paraíba do Sul. No trabalho de Vieira et al. (2014) essas rochas foram nomeadas como Tonalito Alto Gandu. O contato da intrusão Castelo com as rochas encaixantes é bem marcado, delimitado por drenagens que separam o relevo de serras, característico do maciço, do relevo colinoso relacionado às rochas encaixantes. Uma extensa zona de cisalhamento é observada na borda sudoeste do plúton (Meyer, 2017).

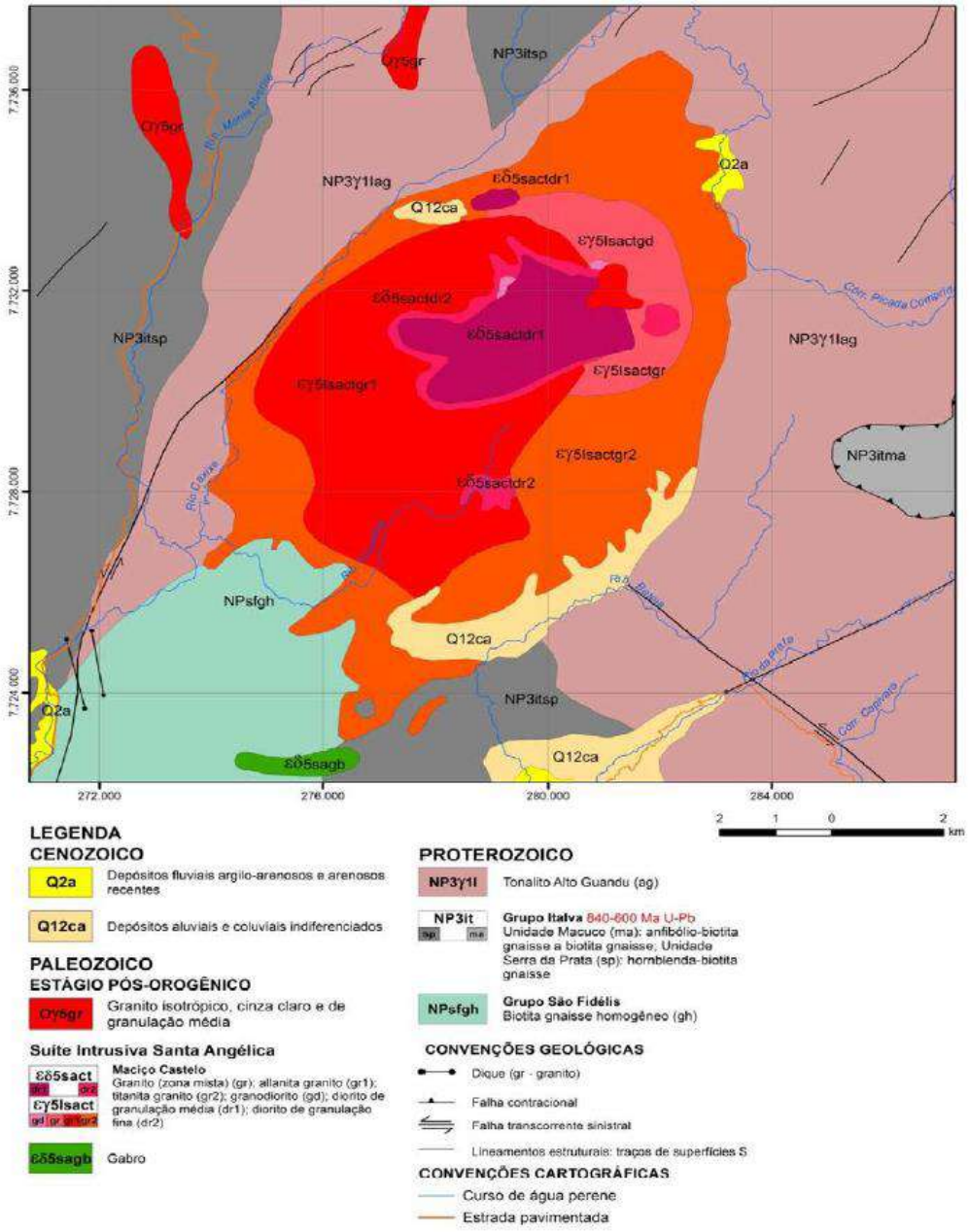
O mapeamento realizado por Silva (1993) define as unidades do plúton como sendo: titanita-granito, granito porfirítico, dioritos e granodiorito porfirítico. O litotipo titanita granito

apresenta coloração cinza a cinza-clara, granulação fina a média e fenocristais de K-feldspato e composto por microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita, minerais opacos, titanita, allanita, carbonatos, além de sericita, clorita e leucoxênio como minerais de alteração. Esta rocha aflora na porção mais externa do plútone apresenta estrutura de fluxo, xenólitos da rocha encaixante e grande quantidade de *schlieren*, de composição diorítica e granulação fina.

O granito porfirítico exibe megacristais de K-feldspato numa matriz granítica, granulação média a grossa e coloração cinza clara sendo composto por microclina, quartzo, plagioclásio e biotita. A mineralogia acessória é allanita, titanita, apatita, zircão e opacos. Sericita, muscovita e leucoxênio são os minerais de alteração. Essa unidade ocorre no interior do maciço. Silva (1993) também comenta a existência de dois tipos de diorito que foram cartografados por Weinberg (1986), sendo o primeiro de granulação média, equigranular e isotrópico e o segundo de granulação fina coloração cinza-escura e intensamente penetrado por veios de granito porfirítico de tonalidade cinza-escura. Por fim tem-se o granodiorito porfirítico que aflora em pequenas porções dentro do maciço, sendo caracterizado como uma rocha porfirítica em uma matriz de granulação média contendo microclínio (sob a forma de fenocristais e na matriz), plagioclásio zonado xenomórfico a hipidiomórfico, quartzo intersticial, botita, hornblenda, titanita, allanita, zircão, muscovita, clorita e sericita.

Na nota explicativa do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo na escala 1:400.000 do CPRM (VIEIRA et al.2014), foi lançada o mapa geológico do Maciço Castelo (Figura 12). O mapa geológico do Maciço Castelo apresentado nessa obra é o mesmo que o publicado pela CPRM no Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB realizado por Silva (1993). As porções leste, oeste e norte do corpo intrusivo afloram os ortognaisses do Tonalito Alto Gandu designados por Vieira et al. (2014), além de uma zona de cisalhamento também a oeste. A sua porção sul/sudeste aflora mais especificamente os mármores juntamente com os anfibolitos do Grupo Italva que é definido como rochas metavulcanossedimentares.

Figura 12 - Mapa Geológico do CIFG (1:400.000).



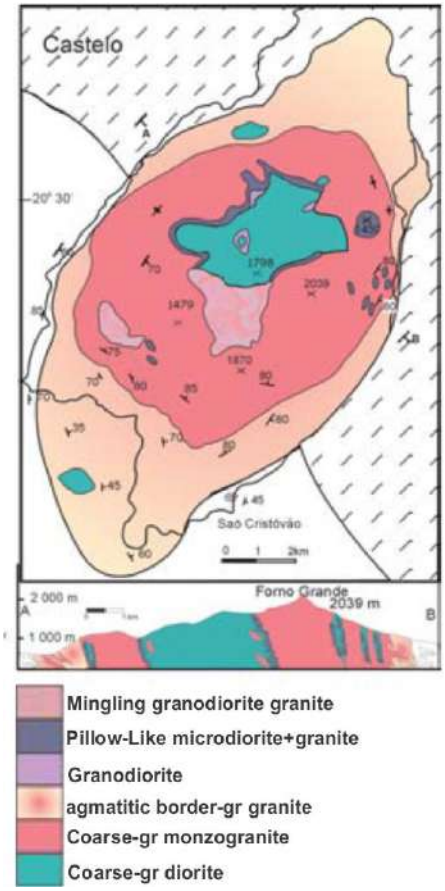
Nota: O mapa geológico do Maciço Castelo corresponde à publicação de Vieira e Menezes (2014) na nota explicativa do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo na escala 1:400.000 da CPRM. O mapa geológico do Maciço Castelo apresentado nessa obra é o mesmo que o publicado pela CPRM no Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB realizado por Silva (1992).

Fonte: Vieira et al. 2014.

Complexo Castelo é o nome dado Wiedemann-Leonardos et al.(2000) e De Campos et al. (2004, 2016) para as rochas do CIFG (Figura 13) que compreendem dois monzogranitos, o primeiro megaporfirítico e o segundo de granulação fina, também porfirítico ocorrendo interdigitados na borda da intrusão e contendo enclaves sumircáceos sob a forma de *schlieren*, xenocristais de quartzo e feldspatos manteados tipo rapakivi e antirapakivi. A estrutura *schlieren* é considerada por esses autores como oriundas tanto do processo de fusão parcial dos

gnaisses das rochas encaixantes como do processo de fusão parcial da fonte. Para Wiedemann-Leonardos et al. (2000), no núcleo diorítico do CIFG as estruturas de fluxo não são bem marcadas, ocorrendo fraturas preenchidas por aplitos e veios de microgranitos. De acordo com esses autores, a formação de diques no núcleo diorítico da intrusão evidenciaria a consolidação precoce desse núcleo, anterior à cristalização da borda granítica. Wiedemann-Leonardos et al. (2000) e De Campos et al. (2004, 2016) associam o granito fino mapeado na borda da intrusão a feições de agmatito e relatam a presença de enclaves de diorito com diferentes graus de hibridização com a fácies granítica gerando localmente rochas de composição intermediária do tipo granodiorito.

Figura 13 - Mapa Geológico do Maciço Forno Grande.

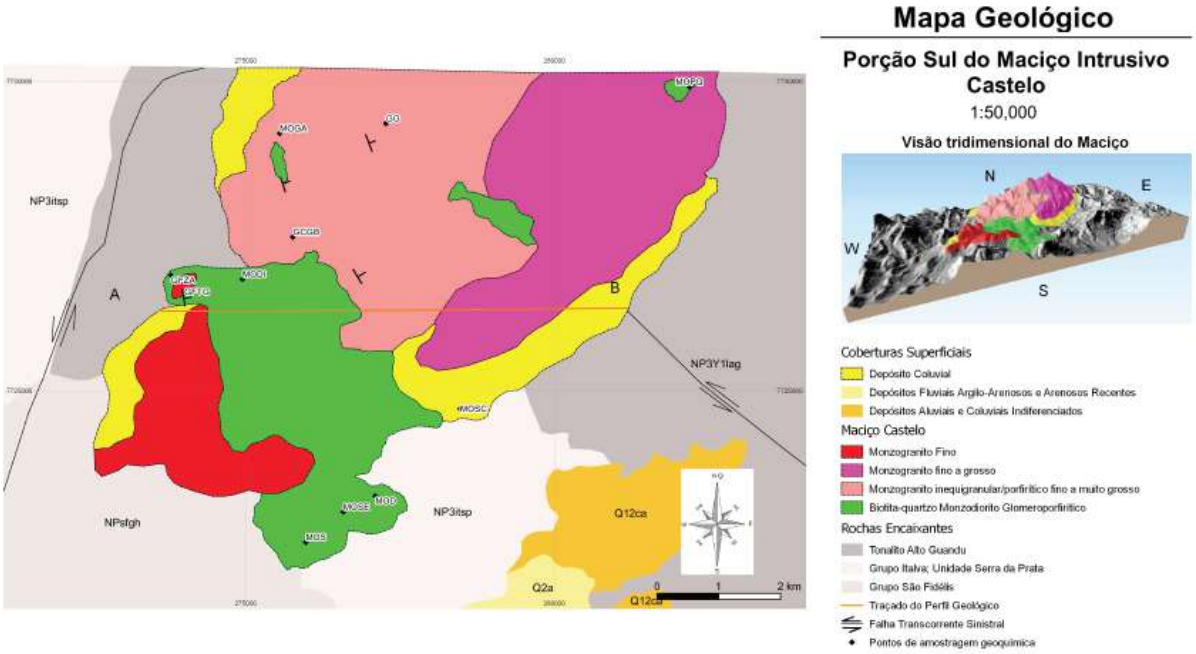


Fonte: Modificado de De Campos et al. 2004.

Para Medeiros (2013) o CIFG é caracterizado por quatro litotipos principais: dois de composição monzogranítica, uma fina e outra porfirítica e outros dois do processo de misturas de magmas, sendo um granodiorito e um granitóide híbrido básico. O autor chama atenção para as feições texturais da mistura de magmas sendo frequentes rochas de composição granítica com agregados máficos a hornblenda e biotita.

Meyer (2017) também se refere ao CIFG como Maciço Castelo. A autora mapeou a porção sul do maciço (Figura 14) e caracterizou cinco litofácies, sendo que três delas são caracterizadas como de composição monzogranítica diferenciadas através da textura e assim classificadas como biotita monzogranito fino, biotita monzogranito inequigranular/porfirítico fino a muito grosso e biotita monzogranito fino a grosso. As outras duas litofácies identificadas na área correspondem à biotita- quartzo monzodiorito glomeroporfirítico e biotita-quartzo monzodiorito inequigranular fino a médio. A unidade monzodiorítica adicionada pela autora prevalece na porção sul/sudeste e em menor proporção no centro do maciço, varia de equigranular fina a inequigranular porfirítica/glomeroporfirítica. As rochas monzograníticas foram caracterizadas como de textura fina e inequigranular fina a muito grossa, por vezes porfirítica.

Figura 14 - Mapa geológico da porção sul do Maciço Forno Grande (Castelo).



Fonte: Meyer, 2017.

No que diz respeito às análises geoquímicas, De Campos et al (2004, 2016), Medeiros (2013), Meyer (2017) e Wiedeman-Leonardos et al. (1986, 1987, 1997, 2000 e 2002) classificam as rochas do Complexo Intrusivo Forno Grande como Cálcio-Alcalinas de alto K, do tipo I, predominantemente metaluminoso. Outra característica comum desses trabalhos é indicação de uma fonte mantélica para as rochas que compõem o plúton, havendo divergências apenas no nível crustal em que ele foi colocado.

Esses trabalhos mostram que as rochas graníticas são supersaturadas em sílica, enquanto as rochas máficas caem no campo intermediário no conteúdo de sílica. Além disso, mostram que essas rochas são muito enriquecidas em elementos incompatíveis, principalmente os elementos terras raras leves, K, Ba, Zr, Sr, Ti, Y, Nb, P e, possibilitando a interpretação de uma fonte mantélica devido as fases minerais geradas por esses elementos nessas rochas.

2.5. **Revisão sobre Mistura de Magmas**

Durante a evolução de um magma, os processos petrogenéticos são responsáveis pela sua modificação. Estes processos incluem diferenciação magmática, contaminação ou assimilação e a mistura de magmas. Segundo Wernick (2004), em sistemas magmáticos abertos o magma residente interage com suas rochas encaixantes e/ou com outros magmas, ocorrendo à contaminação ou assimilação e a hibridização.

Misturas magmáticas consistemna interação de dois fundidos em estado semi-sólido, de temperaturas, densidades, viscosidades, composições e estágios de cristalização diferentes, mas podendo ser até similares, em alguns casos. Para Hibbard (1995), a mistura de magmas consiste em no mínimo um magma, e um magma parcialmente cristalizado, que pode ser mais máfico ou mais félsico que o outro. Quando a mistura é heterogênea, o termo "magma *mingling*" é atribuído para a mistura física de diferentes magmas e que permite reconhecer os membros misturados, às vezes um incluso no outro na forma de enclave. O termo "magma *mixing"* refere-se a uma mistura completa dos dois componentes, levando à homogeneização do sistema e a conversão de todos os cristais pré-existentes em minerais estáveis ao magma híbrido. O *mixing* é gerado quando, entre os fundidos, não há uma diferença marcada em termos de viscosidade, densidade e temperatura de cristalização (CHAPPEL, 1996; HIBBARD, 1995; VERNON, 1983, PERUGINI & POLI, 2012).

2.5.1. Evidências e Texturas Relacionadas à Mistura

Uma das principais evidências do processo de mistura de magmas são os enclaves máficos microgranulares (MME –Mafic Microgranular Enclaves) ou enclaves microgranitóides (autólitos, xenólitos cognatos, intrusões máficas). O termo enclave magmático é utilizado para

identificar uma porção discreta de um magma dentro de um magma hospedeiro, com uma composição mineralógica e geoquímica, além de granulometria menor em relação ao hospedeiro. Os enclaves microgranulares são normalmente interpretados como injeções de um magma mais quente e mais máfico em uma câmara félsica mais fria, característica muito comum e distintiva de muitos corpos intrusivos granitoides cálcio-alcalinos tipo I, S e A (DIDIER. 1973; DIDIER & BARBARIN, 1991; HIBBARD. 1995; VERNON. 1984).

A injeção de um magma máfico quente em um félsico produz desequilíbrios térmicos, o mineral presente na massa magmática necessariamente reage a estes desequilíbrios. Essas texturas são ótimos indicadores de processos de mistura de magma, mas, nenhuma dessas texturas consideradas isoladamente, pode indicar a existência de mistura de magmas, mas sim a descrição delas em conjunto. Texturas de desequilíbrio em fases mineralógicas são comuns em rochas plutônicas e vulcânicas caracterizadas por processos de mistura de magma (HIBBARD, 1991 e 1995). Hibbard (1991, 1995) descreve como sendo indicativos de mistura:

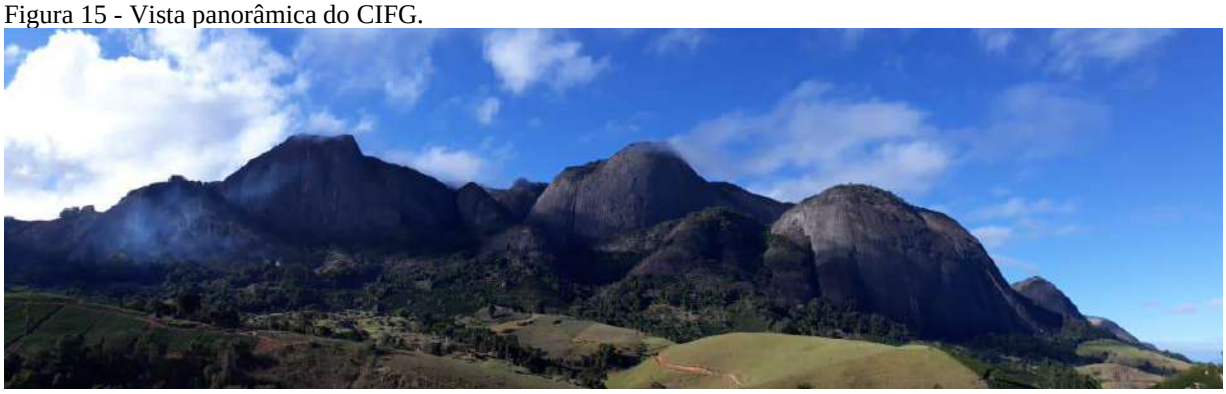
a) K-Feldspato ovóide
b) Rapakivi e Antirapakivi
c) Manto de biotita em K-feldspato
d) Zonas de biotita-hornblendaem K-feldspato
e) Quartzo ocelar manteado por hornblenda
f) Titanita ocelar
g) Lâmina de biotita (*bladebiotite*)
h) Biotita manteada por hornblenda
i) Conversão de hornblenda para biotita
j) Apatita acicular
k) Quartzo poiquilítico e K-feldspato poiquilítico
l) Zonações em plagioclásio
m) Textura *boxy cellular* em plagioclásio
n) Plagioclásio celular esponjoso (*spongy cellular*)
o) Fenocristais de K-feldspato em enclaves máficos e plútons hospedeiros
p) Mini e micro-enclaves mais máficos de granulação fina.

3. **RESULTADOS**

3.1. **Aspectos de Campo**

O CIFG é um plúton elíptico, zonado e de aproximadamente 100 km² (Figura 15). Apresentam um relevo escarpado e montanhoso, aflorando em cortes de pedreira, lajedos, encostas de morro. Além disso, há a presença de matacões e blocos, sendo associados à explotação de rochas ornamentais em pedreiras ativas ou abandonadas. Os depósitos quaternários são formados pelos tálus e sedimentos aluvionares. Os depósitos de tálus são blocos e matacões rolados pela ação da gravidade e acumulados geralmente no sopé das encostas, estando também associados às pedreiras da região. Os depósitos aluvionares sedimentos trazidos pelos rios ao longo do tempo, são mal selecionados e angulosos constituídos de sedimentos nas frações silte, argila e areia. A região do Forno Grande exibe um intenso processo de pedogênese, com solo espesso e muitas áreas com intensa vegetação e muito usadas para cultivos, principalmente de café.

Figura 15 - Vista panorâmica do CIFG.



Fonte: O autor, 2020.

Em campo a diferenciação entre o maciço e a sua encaixante pode ser feita através da observação geomorfológica. O contraste no relevo entre os dois tipos de rocha é bem acentuado. As rochas encaixantes estão relacionadas a relevos mais suaves como morros em meia-laranja. Afloramentos de ortognaisse são encontrados ao longo de toda a borda do maciço e correspondem ao Tonalito Alto Guandu segundo Vieira et al. (2014). Apresentam bandamento metamórfico descontínuo, por vezes contínuo, espaçado milimetricamente a centimetricamente, concordante com a foliação regional marcada principalmente pela biotita (Figura 16 A). Alguns

enclaves máficos de anfibolito são facilmente reconhecidos ao longo dos afloramentos do ortognaisse (Figura 16 B).

Na porção norte e a borda leste do Complexo Intrusivo Forno Grande, conforme Vieira et al. (2014), afloram rochas metavulcanossedimentares do Grupo Italva. Na borda leste aflora o mármore impuro com presença de anfibolito e escarnito expostos a partir da instalação de pedreira de explotação dematerial para fins ornamentais. Intrusões graníticas tardias no mármore gerando também escarnitos. Na pedreira é possível observar a diferença de competência entre os dois litotipos, sendo o anfibolito a rocha mais competente em comparação ao mármore, gerando estruturas tanto rúpteis quanto dúcteis. As estruturas rúpteis são fraturas que formam feições semelhantes à *mullions* e *boudins* (Figura 16 C). Como estruturas dúcteis, há mesodobras concêntricas, do tipo *kink e rootless* (Figura 16 D).

Outra unidade relacionada ao grupo Italva são os paragnaisses que afloram a norte do maciço. Normalmente estão associados ao mármore e contam intercalações de níveis quartzíticos e enclaves de anfibolito e rochas calcissilicáticas. A maioria dos afloramentos apresenta-secom um grau elevado de intemperismo (Figura 16 E). Os níveis máficos e félsicos variam milimetricamente a centimetricamente, apresenta coloração cinza mesocrática e foliação marcante (Figura 16 F).

Figura 16 - Aspectos de campo das rochas encaixantes do CIFG. (Continua)

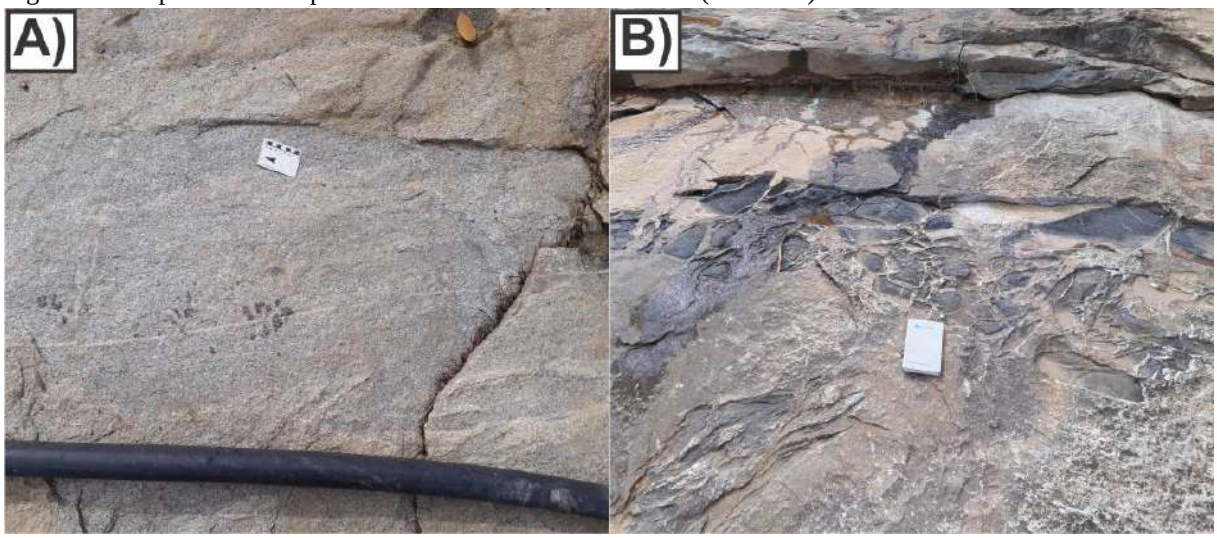
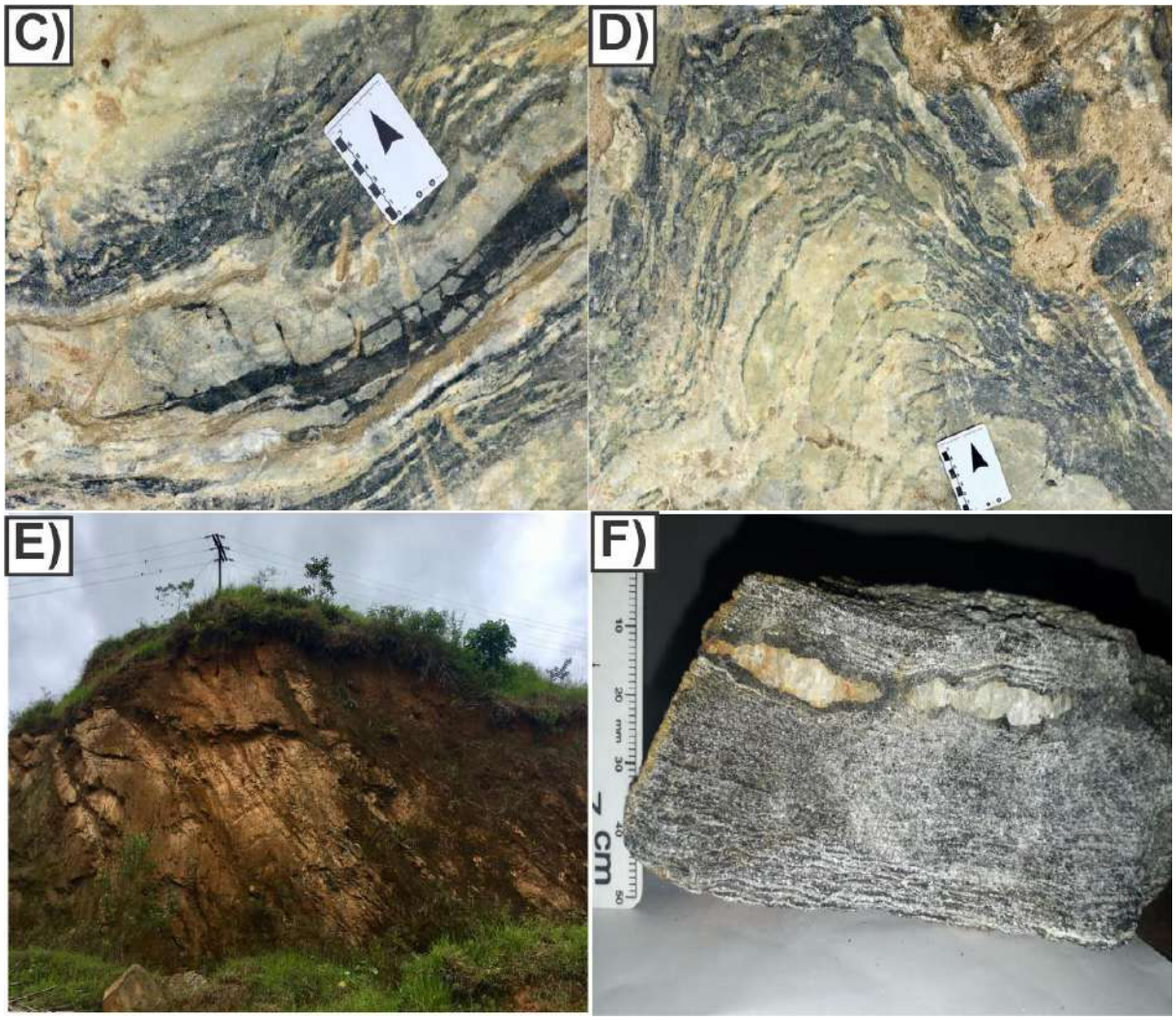


Figura 16 - Aspectos de campo das rochas encaixantes do CIFG. (Conclusão)



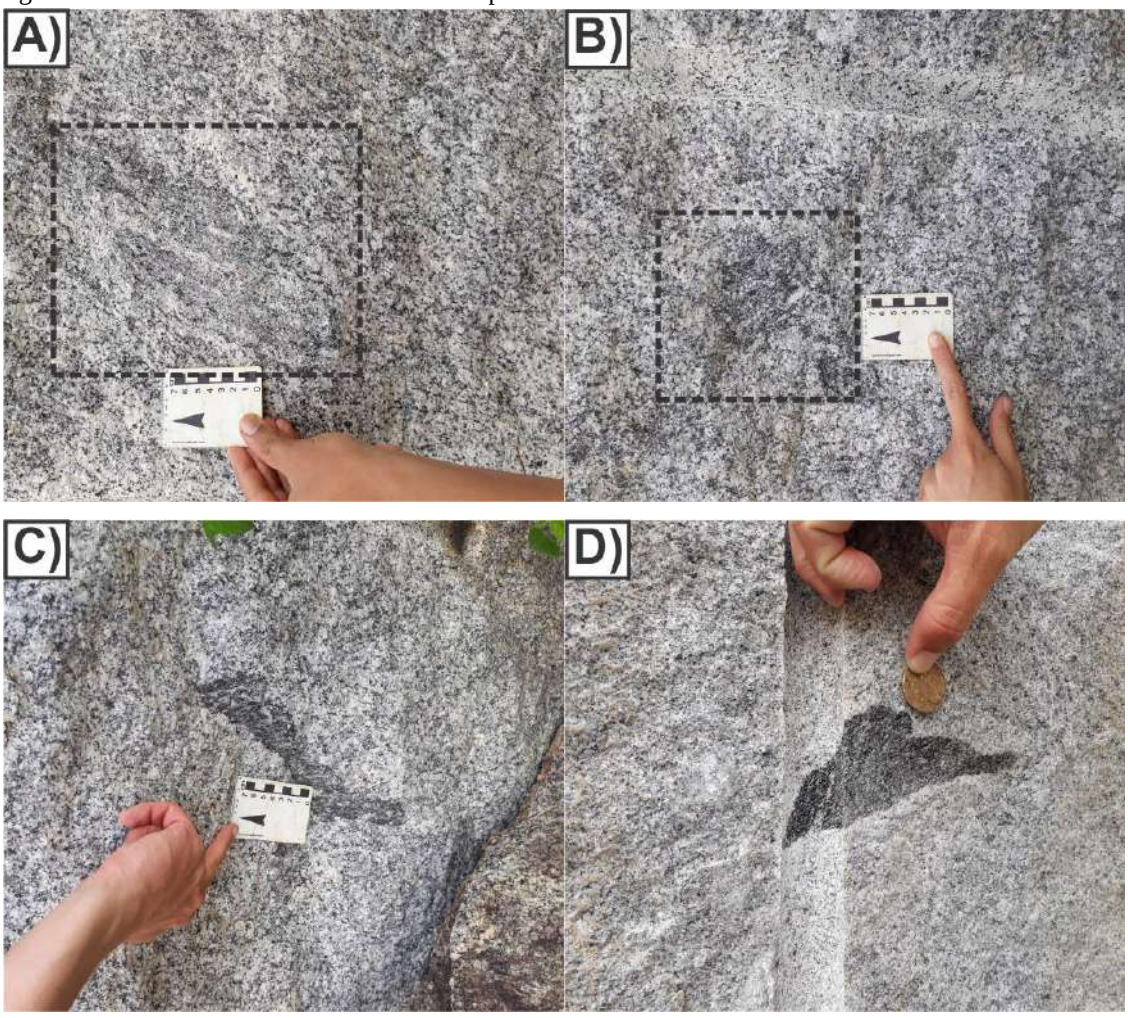
Legenda: (A) - Foliação regional marcada pelos cristais de biotita;(B) - Enclaves de anfibolito; (C) - Estruturas rúpteis formadas pelo contraste de competência entre as litologias;(D) -Mesodobras; (E) - afloramento de paragnaisse com alto grau de intemperismo; (F) - Amostra de mão.
Fonte: O autor, 2020.

O Complexo Intrusivo Forno Grande apresenta no seu interior rochas de composição máfica a intermediária variando de granodiorito, quartzo-monzodiorito a diorito, que afloram de forma mais abundante na parte central e principalmente sul do plúton e normalmente relacionado às regiões topograficamente mais baixas quando comparadas às rochas monzograníticas, mais abundantes nas bordas. Tanto as rochas máficas/intermediárias, quanto o monzogranito apresentam variações texturais por todo o plúton. Também foram mapeadas zonas de mistura *mingling* e *mixing*.

A presença de xenólitos da encaixante assimilados é comum nas bordas do plúton, e na borda oeste foi mapeada a maior quantidade deles devido à existência de muitas pedreiras e de blocos relacionados a essas atividades. Entretanto, embora a presença de xenólitos tenha sido facilmente reconhecida na porção oeste do maciço, esse tipo de feição foi mapeado ao longo de

todo o corpo intrusivo. Estes xenólitos são do Tonalito Alto Guandu que são descritos na literatura como granitoides foliados a gnáissicos, e que são as principais rochas encaixantes do plúton. Possuem formatos irregulares e são reconhecidas pela foliação dada pelos cristais de biotita. Em alguns casos, esses xenólitos são quase que inteiramente consumidos pelo monzogranito, e por serem mais refratários, os cristais de biotita não são totalmente consumidos gerando assim típicas estruturas fantasmas (Figura 17A e B).Alguns xenólitos são mais máficos e possuem mais magnetita, reconhecida com auxílio de imã de mão e anfibólio, além de exibirem foliação dada pelos cristais de biotita (Figura 17 C e D).

Figura 177- Xenólitosda s rochas encaixantes presentes no CIFG.

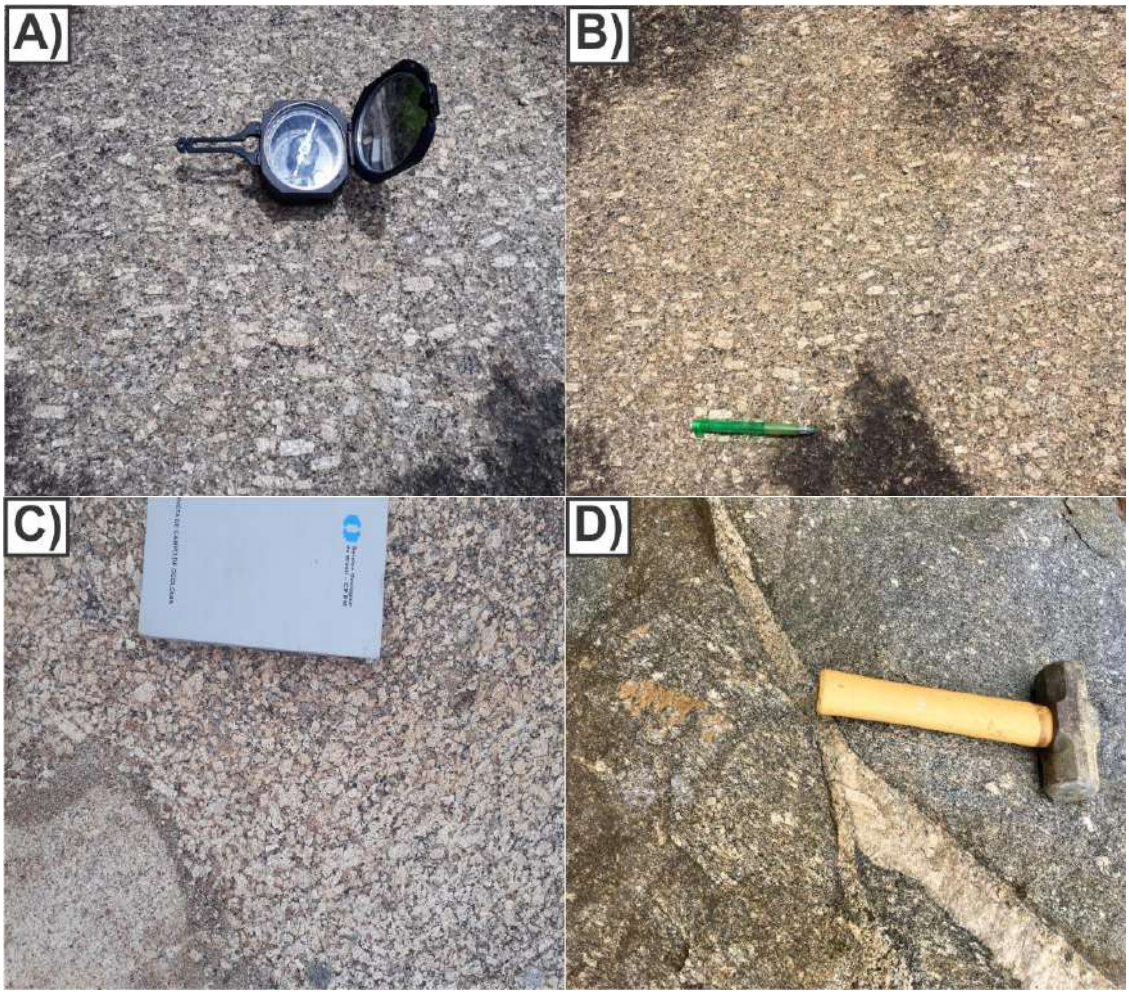


Legenda: (A) e (B) - Xenólitos da rocha encaixante apresentando estruturas do tipo fantasma e foliação dada pelos cristais de biotita; (C) e (D) Xenólitos da encaixante de composição anfibolítica.
Fonte: O autor, 2020.

Outra característica marcante do plúton é a presença de foliação de fluxo ígneo marcado pelos fenocristais tabulares de K-feldspato (Figura 18 A, B e C), sendo subordinadamente

marcada pelos cristais de biotita (Figura 18 D). A foliação apresenta mergulhos variando de 30 a 50°.

Figura 18 – Fluxo magmático observado em diferentes porções do CIFG.



Legenda: Fenocristais de K-feldspato mostrando alinhamentos relacionados a fluxo magmático em diferentes partes do plúton.
Fonte: O autor, 2020.

O Complexo Intrusivo Forno Grande apresenta três conjuntos de diques.Os diques de composição máfica são mais comuns na rocha encaixante e ocorrem restritos a área correspondente ao plúton (Figura 19 A). É muito comum nesses diques máficos a presença de aglomerados de minerais máficos como biotita e hornblenda, além de cristais de magnetita (Figura 19 B). Diques hololeucocráticossão muito comuns na área do plúton e observados principalmente em cortes de pedreira. Possuem granulação fina e apresentam assimilação de minerais máficos muito provavelmente oriundos das rochas quecortam. No contato do dique com omonzogranito e o quartzo-monzodiorito (Figura 19 C) há a formação de bordas de reação, com aglomerados de minerais máficosque não ultrapassam 5 mm. Diques graníticos tardios são

abundantes por toda a área do Complexo Intrusivo Forno Grande, normalmente centimétricos a milimétricos e possuem granulação média a grossa. É comum observá-los em diferentes direções, por vezes concordantes ao fluxo magmático, por exemplo, ou então completamente discordante cortando um ao outro e até com evidências de movimentação (Figura 19 D). Por vezes esses diques apresentam uma granulação grossa a pegmatíticacom cristais de quartzo e K-feldspato, além de biotita e allanita em alguns casos (Figura 19 E, F, G e H).

Figura 19 - Diques máficos e félsicos observados no CIFG. (Continua)

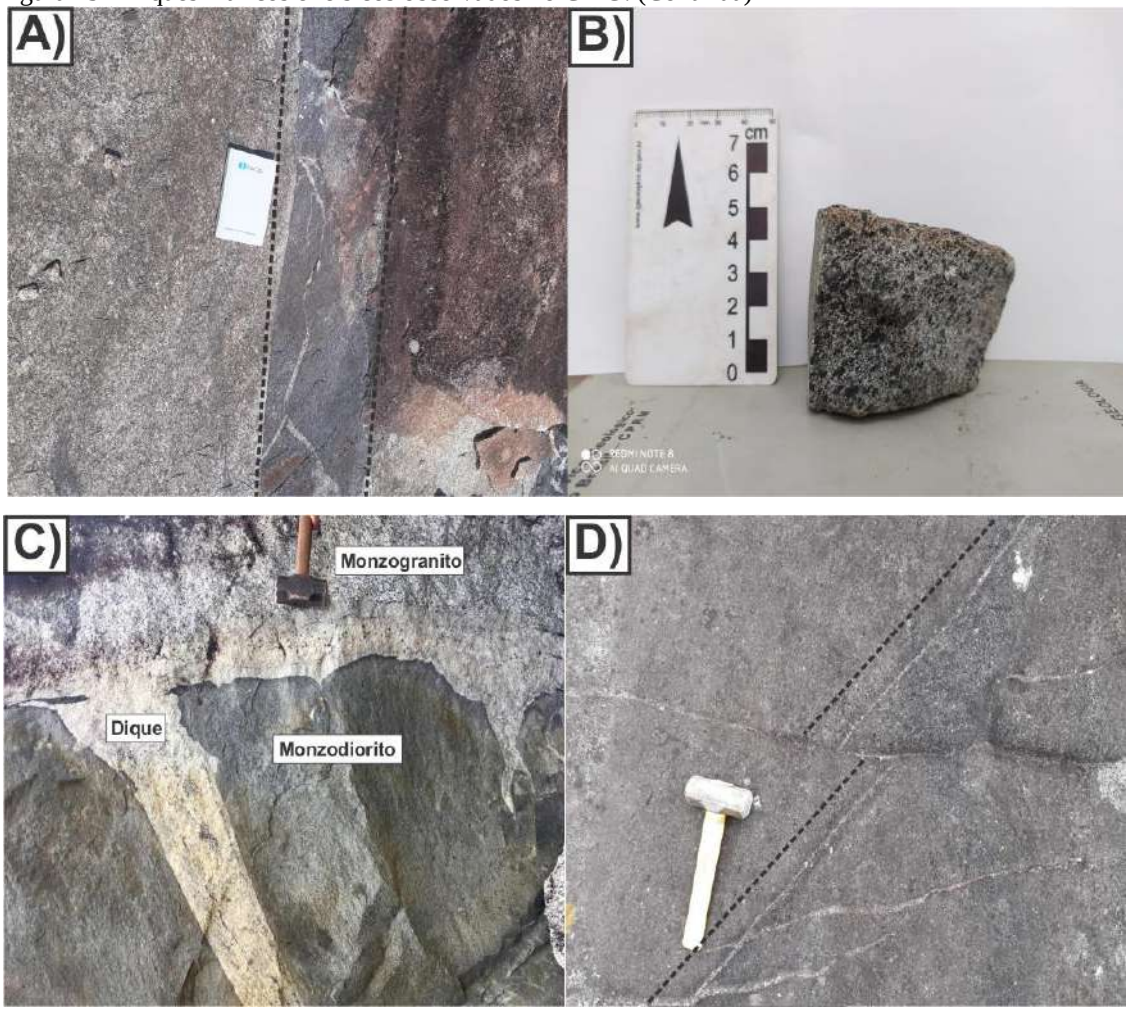
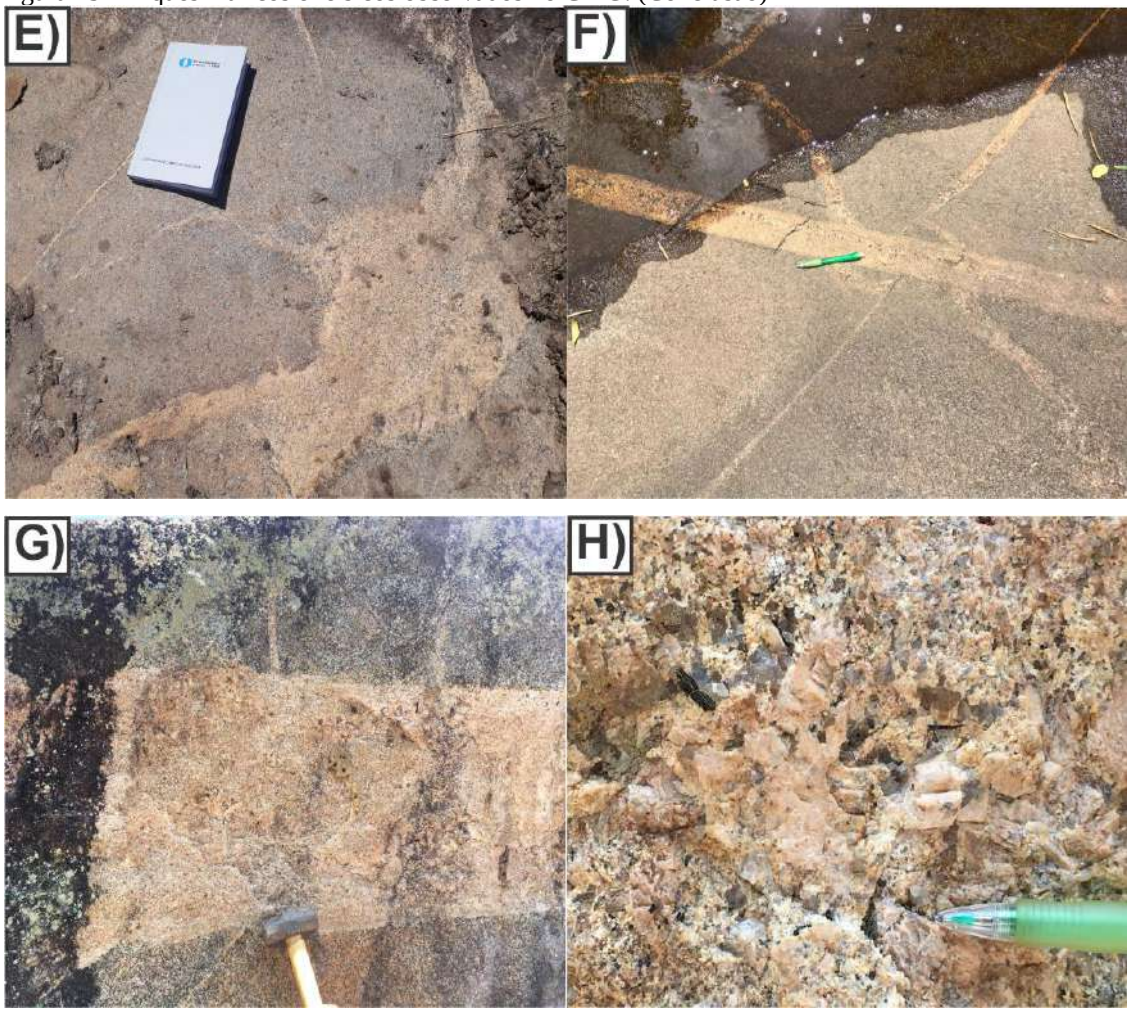


Figura 19 - Diques máficos e félsicos observados no CIFG. (Conclusão)



Legenda: (A)- Dique máfico no observado no interior do plúton; (B) - Amostra de mão representativa do dique máfico;(C) - Dique hololeucocrática com feições de assimilação; (D) - Dique granítico tardio apresentando movimentação; (E) - Dique granítico tardio com formato irregular;(F) - Intrusões graníticas tardias em diferentes direções e cortando entre si;(G) -Dique pegmatítico no interior do Parque Estadual de Forno Grande; (H) - Cristais de K-feldspato e biotita em detalhe.
Fonte: O autor, 2020.

3.2. **Feições macro- e microscópicas de mistura de magmas**

A granitogênse pós-colisional, reconhecida como Supersuíte G5 no Orógeno Araçuaí, tem como característica principal a bimodalidade dos corpos intrusivos, que exibem um zonamento inverso marcado por núcleos máficos e bordas graníticas, separados por extensas faixas de mistura química e mecânica (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000).

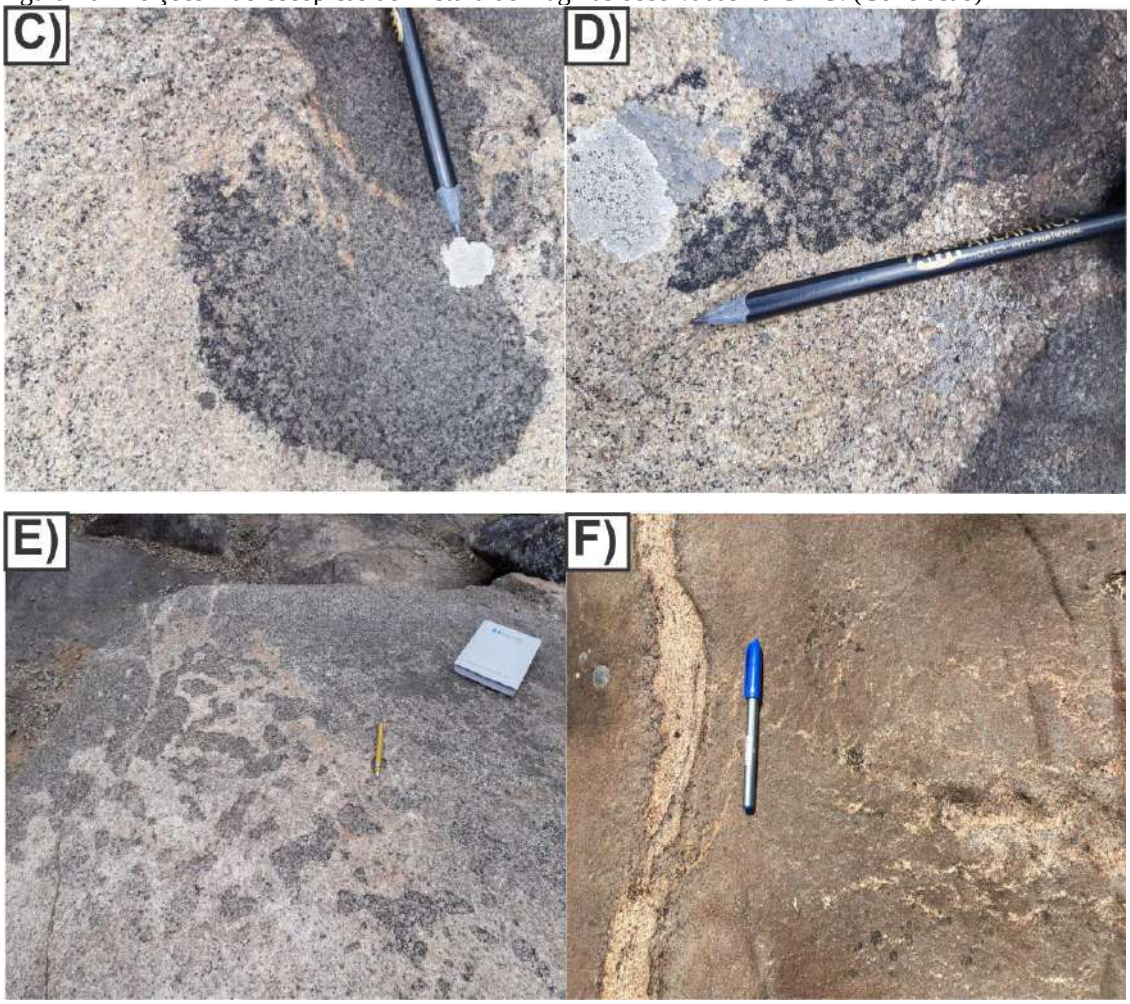
No Complexo Intrusivo Forno Grande a forma como esses diferentes litotipos se relacionam é perfeitamente observada durante o mapeamento, sendo possível um entendimento da história e evolução magmática do plúton.

A interação entre o monzogranito e o quartzo-monzodiorito pode ser observada em todo o plúton, por vezes ocorrendo o predomínio de um em relação ao outro. As feições observadas entre os dois litotipos são importantes para entender como se deu a interação entre os magmas de diferentes composições. Por todo o plúton são observadas feições que caracterizam mistura de magma, como descreve HIBBARD (1995).

Intrusões graníticas sinuosas (*net-veined*) ou em formas de bolsões (Figura 20 A e B) são comuns por todo corpo, e no Parque Estadual Forno Grande são muito frequentes principalmente onde o magma máfico é dominante. As injeções graníticas compostas por quartzo e feldspato apresentam granulação grossa. Os contatos entre os dois litotipos são interdigitados, formando margens com crenulações e bordas de reação de até 5 mm com biotita essencialmente e anfibólio e magnetita subordinadamente formando pequenas zonas de *mixing* (Figura 20 C e D), sendo as crenulações indicativas do sentido em que o líquido foi resfriado. Por vezes essas injeções tardias individualizam as porções máficas como se fossem gotas que se acumulam e formam feições do tipo *pillow-like* (Figura 20 E). Outra feição característica entre essa interação é a fragmentação que ocorre nos contatos entre os dois litotipos contrastantes (Figura 20 F) formando contatos interdigitados e por vezes esses contatos não ficam definidos.

Figura 20 - Feições macroscópicas de mistura de magmas observadas no CIFG. (Continua)

Figura 20 - Feições macroscópicas de mistura de magmas observadas no CIFG. (Conclusão)



Legenda: (A) e (B) - Intrusões graníticas sinuosas no monzodiorito (net-veined); (C) e (D) - Bordas de reação no contato entre o quartzo-monzodiorito e as intrusões graníticas; (E) - Feição do tipo *Pillow-Like*; (F) - Feições de fragmentação no contato entre o quartzo-monzodiorito e a intrusão granítica.
Fonte: O autor, 2020.

É muito comum no corpo intrusivo a presença de enclaves microgranulares máficos (MME). Os enclaves exibem algumas variações de acordo com o tipo de rocha e textura em que estão inseridas e essas características dos enclaves microgranulares máficos revelam muitas informações a respeito dos processos existentes no Forno Grande.

Os enclaves microgranulares máficos apresentam uma ampla variação textural (Figura 21 A e B), como mudança sutil na granulação (muito fina a fina), textura sal e pimenta dada pela presença de quartzo e minerais máficos, presença ou não de aglomerados minerais e até índice de cor. A granulação fina pode indicar também um rápido resfriamento do magma máfico devido ao contraste de temperatura com o magma félsico. Nas bordas do plútonos enclaves máficos costumam aparecer com formatos mais angulosos podendo indicar que o magma máfico sofreu resfriamento muito rápido no momento da intrusão. Nas porções mais interiores do plúton eles costumam aparecer com formatos mais arredondados, elípticos ou até em formato

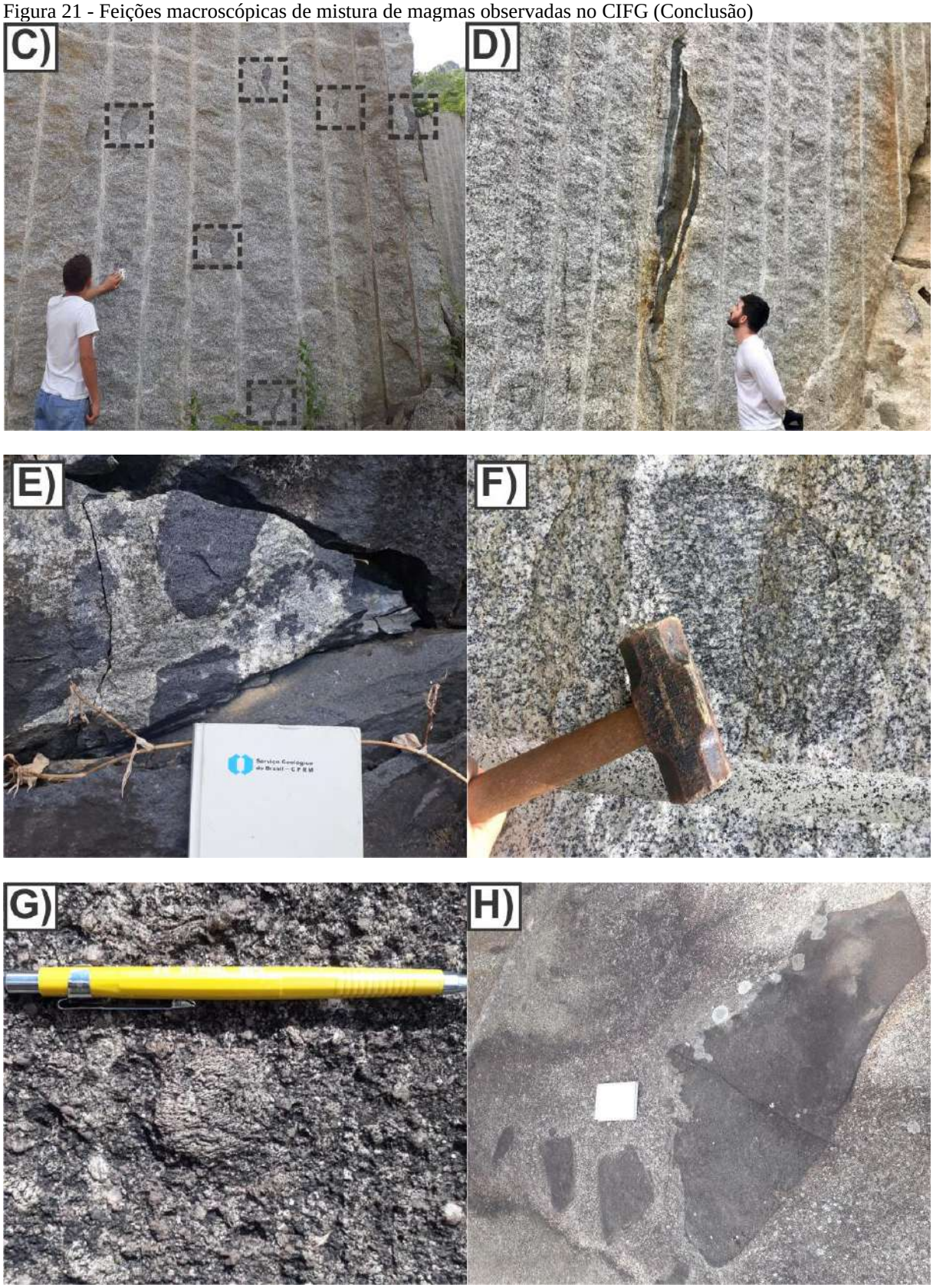
de gotas e com contatos com a rocha predominante (monzogranito) mais irregular (Figura 21C, D e E).

A presença de xenocristais de K-feldspato, muitas vezes tabulares, é outra característica em alguns desses enclaves, mostrando até certo alinhamento, caracterizando assim um possível fluxo ígneo (Figura 21F). Alguns xenocristais são arredondados (Figura 21 G) e apresentam em alguns casos textura coronítica. A presença de xenocristais de K-feldspato nos enclaves microgranulares máficos são indicativos de mistura do tipo *mingling*, e indicam que os fenocristais do monzogranito migraram mecanicamente para o pulso máfico. O aspecto arredondado evidencia o desequilíbrio do sistema, sendo possível observar em alguns deles texturas coroníticas. Outra evidência de mistura que esses xenocristais apresentam, são zonas de inclusão de minerais máficos (biotita e hornblenda) dentro dos cristais de K-feldspato.

Trilhas de enclaves microgranulares máficos (*backdiking*) no monzogranito porfirítico são também evidências de *mingling* e podem ser observados principalmente no Parque Estadual Forno Grande (Figura 21 H).

Figura 21 - Feições macroscópicas de mistura de magmas observadas no CIFG (Continua)

Figura 21 - Feições macroscópicas de mistura de magmas observadas no CIFG (Conclusão)



Legenda: (A) e (B) - Enclaves máficosmicrogranulares angulosos; (C), (D) e (E) - Enclaves microgranularesmáficos com formato arredondado, elíptico ou em gota; (F) - Presença de xenocristais orientados de K-feldspato no monzodorito evidenciando fluxo magmático; (G) -Xenocristal arredondado de K-feldspato no monzodiorito; (H) - Trilhas de enclaves máficos na porção granítica (*Backdiking*).

Fonte: O autor, 2020.

As feições de *mingling* no plúton são bem comuns e o contraste reológico entre os diferentes litotipos por vezes fica muito bem marcado. Num corte de pedreira localizado na porção sudeste tem-se um monzogranito com um grande enclave máfico e entre eles há uma considerável diminuição da granulação do monzogranito (Figura 22 A), indicando que houve uma barreira térmica que fez com que o monzogranito diminuísse sua granulação ao entrar em contato com magma máfico mais quente.

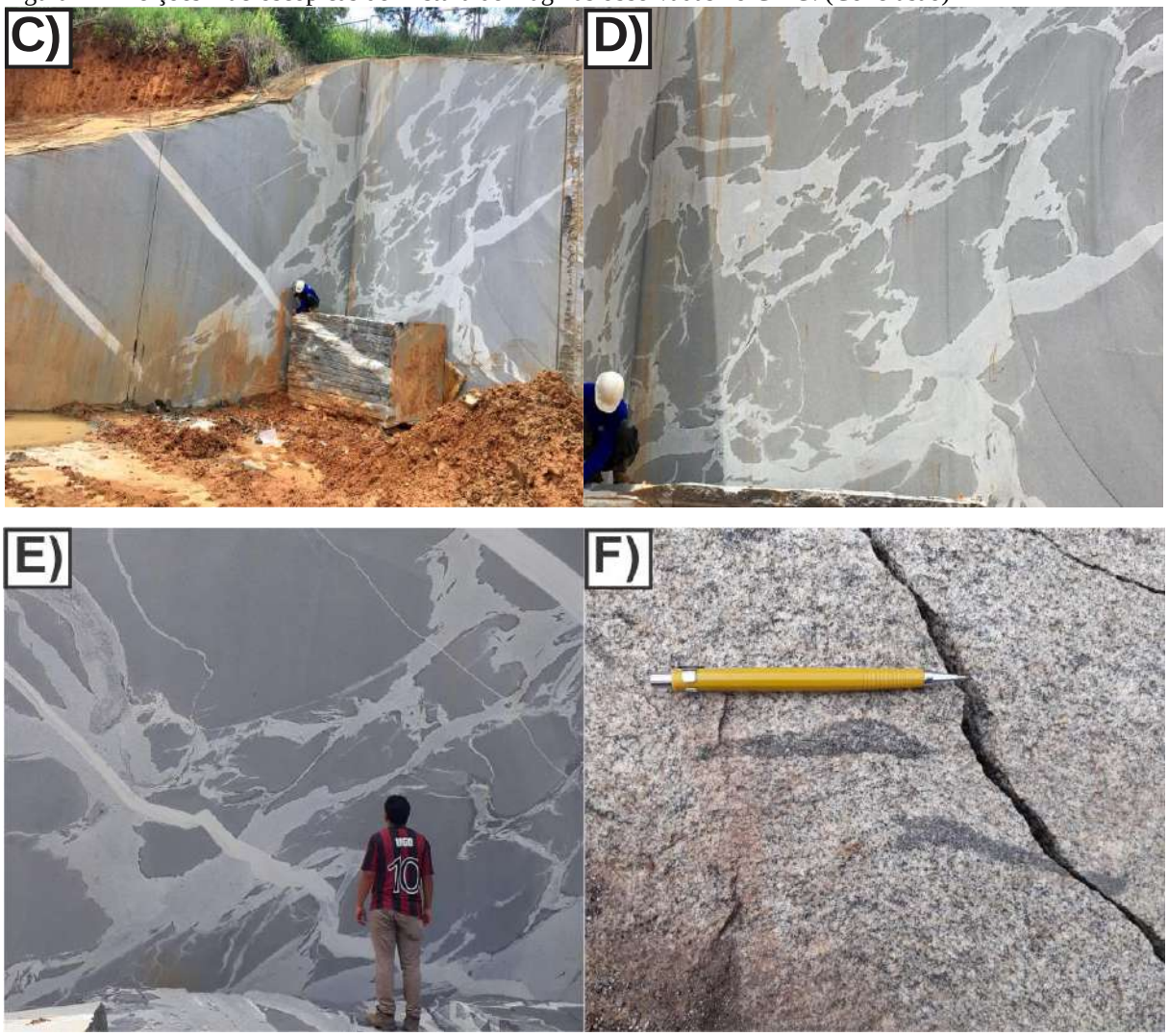
Outra feição típica de mistura é a presença de *Box Works*, que são superfícies convexas formadas por intemperismo e erosão dos enclaves microgranularesmáficos que são mais susceptíveis aos processos exógenos do que o monzogranito (Figura 22 B).

Na pedreira Zardo Granitos, localizada também na borda oeste do plúton, é possível observar a interação entre o monzogranito e o quartzo-monzodiorito e ainda um dique hololeucocráticotardio, formando típicas feições agmatíticas (Figura 22 C, D e E) e semelhantes à descrita por Bayer et al. (1987) para o Complexo Intrusivo Santa Angélica.

Os *schilierens* são muito comuns por todo o plúton, representando enclaves que foram parcialmente consumidos no magma granítico restando apenas os cristais de biotita que por serem mais refratários não são consumidos (Figura 22F).

Figura 22 - Feições macroscópicas de mistura de magmas observadas no CIFG. (Continua)

Figura 22 - Feições macroscópicas de mistura de magmas observadas no CIFG. (Conclusão)



Legenda: (A) - Feição *mingling* evidenciando o contraste térmico entre os litotipos; (B) - Feição do tipo *Box Works*; (C),(D) e (E) - Feições agmatíticas em corte de pedreira; (F) - *Schlierens.*
Fonte: O autor, 2020.

Microscopicamente foram identificadas algumas texturas indicativas de mistura de magmas de acordo com Hibbard (1995). Segundo o autor, nenhuma dessas texturas consideradas isoladamente, pode indicar a existência de mistura de magmas, mas a descrição delas em conjunto se torna o grande indicativo dessa interação de magmas contrastantes.

A zonação (Figuras 23 A, B, C, D, E) é uma característica comum nos cristais de plagioclásio, sendo muito comum nas rochas máficas a intermediárias (granodiorito, quartzo-monzodiorito e diorito) e um pouco mais restrito no monzogranito. O plagioclásio nas rochas máficas a intermediárias aparece como microfenocristais e é comum observar o núcleo normalmente mais alterado indicando assim uma composição mais rica em cálcio, enquanto a sua borda não apresenta qualquer tipo de alteração, indicando um caráter mais sódico. Também

relacionada à zonação se tem a inversão cristalina dos cristais de plagioclásio, sendo reconhecida como sintaxia (Figura 23 F, G e H).

Figura 18 - Feições microscópicas relativas a mistura de magmas no CIFG (continua)

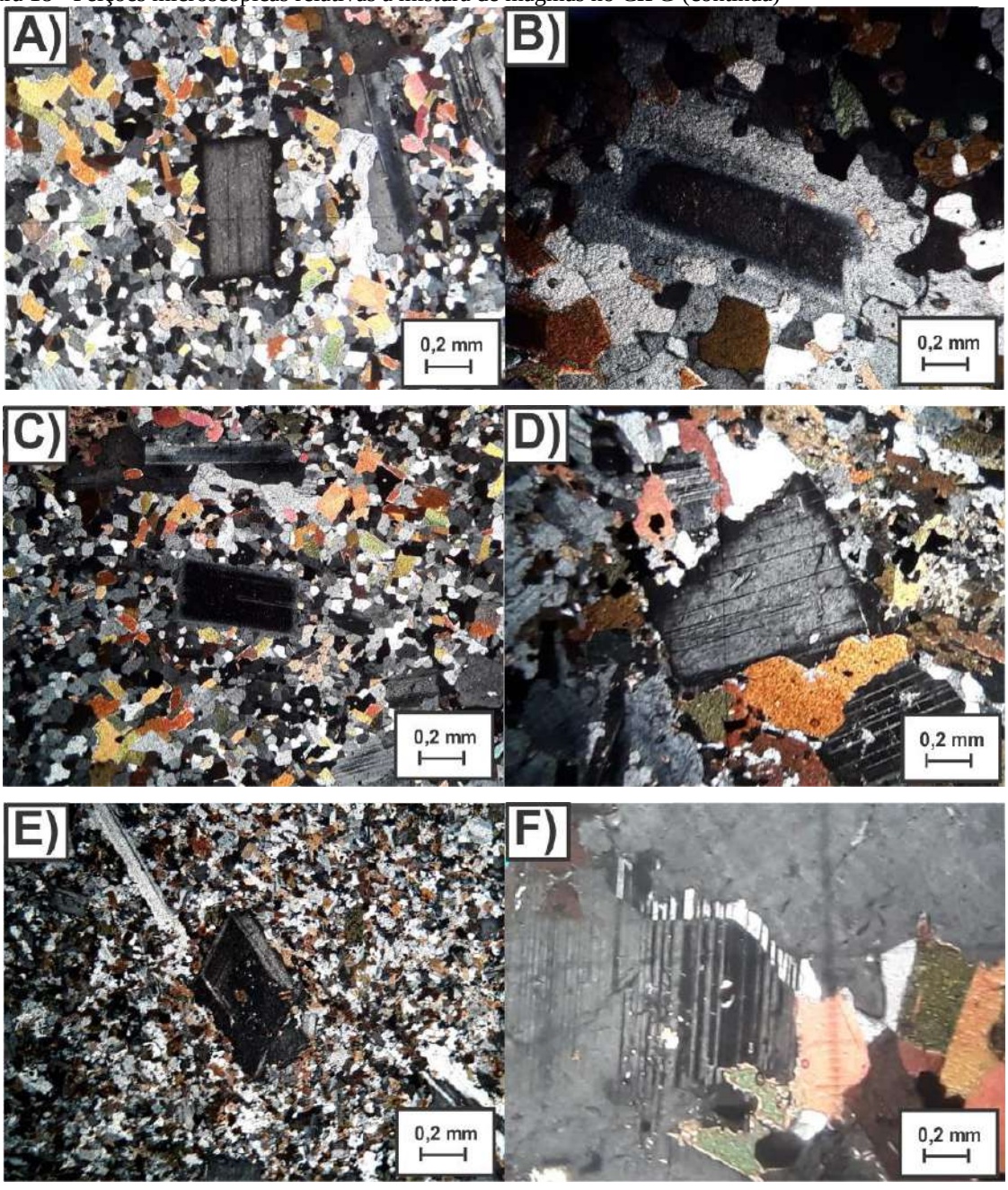
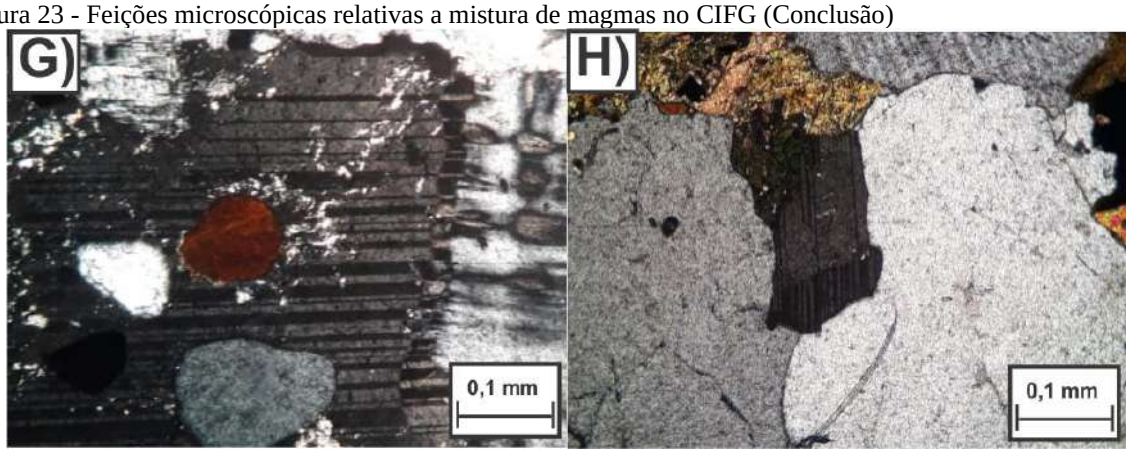


Figura 23 - Feições microscópicas relativas a mistura de magmas no CIFG (Conclusão)



Legenda: (A), (B), (C), (D) e (E) - Zonação composicional nos cristais de plagioclásio noslitotipos quartzo-monzodiorito, granodiorito e diorito; (F), (G) e (H) - Feição de inversão cristalina nos cristais de plagioclásio (sintaxia).
Fonte: O autor, 2020.

A textura *synnesius* é outra textura relacionada à zonação e está relacionada à incorporação de cristais de plagioclásio num líquido magmático formando um único cristal, sendo assim é comum observar diferentes direções de geminação no mesmo cristal, e a extinção não se propaga de maneira uniforme (Figura 24 A e B). Os cristais de microclina, típicos do monzogranito por vezes exibem esse tipo de zonação.

Também relacionado à mistura é comum observar cristais de plagioclásio subarredondados/ovóides (Figura 24C e D). Por vezes a geminação é totalmente ou parcialmente destruída, caracterizando assim a textura *Box Cellular*, que é típica de desequilíbrio envolvendo dissolução e reprecipitação relacionada a dois magmas contrastantes colocados em contato ao mesmo tempo. O plagioclásio, proveniente do magma máfico e originalmente mais cálcico, quando em contato com o magma félsico, torna-semais sódico, restando pequenos pedaços de plagioclásio cálcico envoltos por plagioclásio sódico (Figura 24 E, F, G e H).

Figura 19 - Feições microscópicas relativas a mistura de magmas no CIFG (Continua)

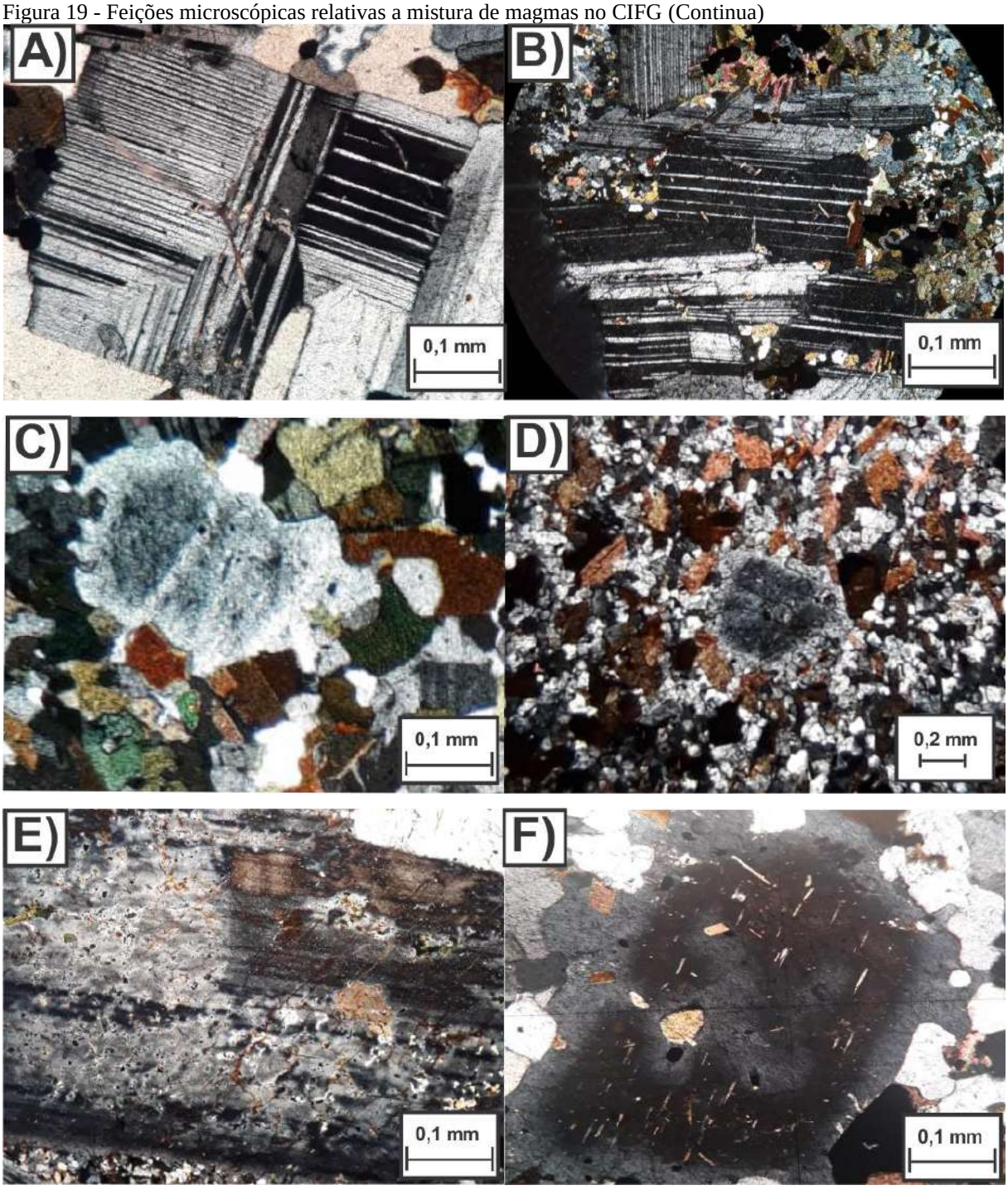
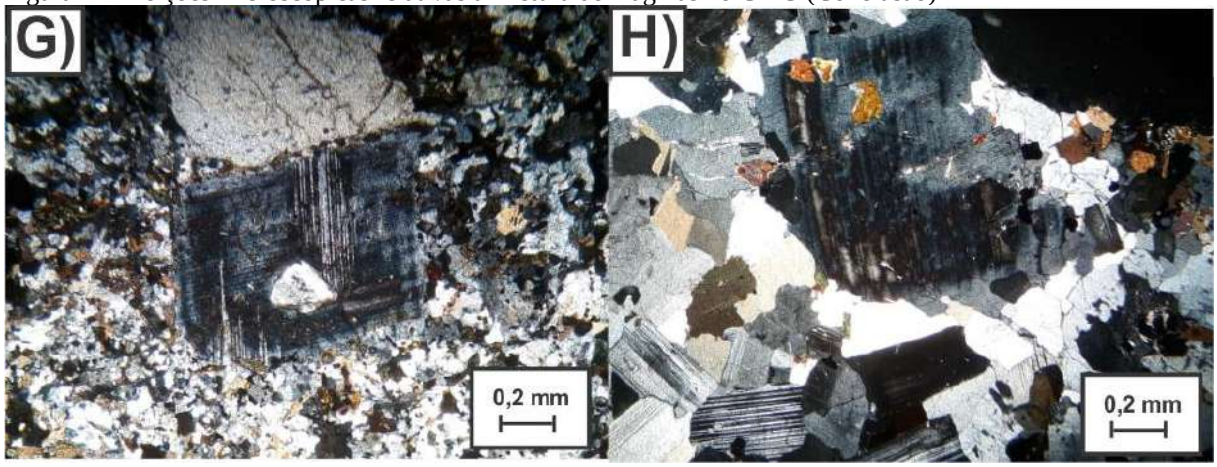


Figura 24 - Feições microscópicas relativas a mistura de magmas no CIFG (Conclusão)



Legenda: (A) e (B) - Textura synnesius apresentada pelos cristais de plagioclásio; (C) e (D) - Cristais de plagioclásio ovóides/subarredondados; (E), (F), (G) e (H) - Textura do tipo *Box Cellular* nos cristais de plagioclásio.
Fonte: O autor, 2020.

Uma fina coroa de minerais de biotita e hornblenda ao redor de plagioclásio é também comum nas amostras analisadas (Figura 25 A e B). Agregados máficos formando *clots* contendo a paragênese biotita + hornblenda + titanita + opacos é outra textura bem comum (Figura 25 C e D), além de plaquetas de ,,,,biotita em forma de lâminas com cortes na seção basal, indicando crescimento limitado (*blade biotite*), alongadas em apenas uma direção e não duas. Inclusões aciculares de apatita (Figura 25 E e F) são mais um indicativo de mistura e sugerem um rápido resfriamento do sistema magmático. Outra feição característica é o quartzo ocelar, que consiste num cristal de quartzo com um manto de minerais máficos rodeando um cristal relativamente grande de quartzo (Figura25G e H)

Figura 25 - Feições microscópicas relativas à mistura de magmas no CIFG (Continua)

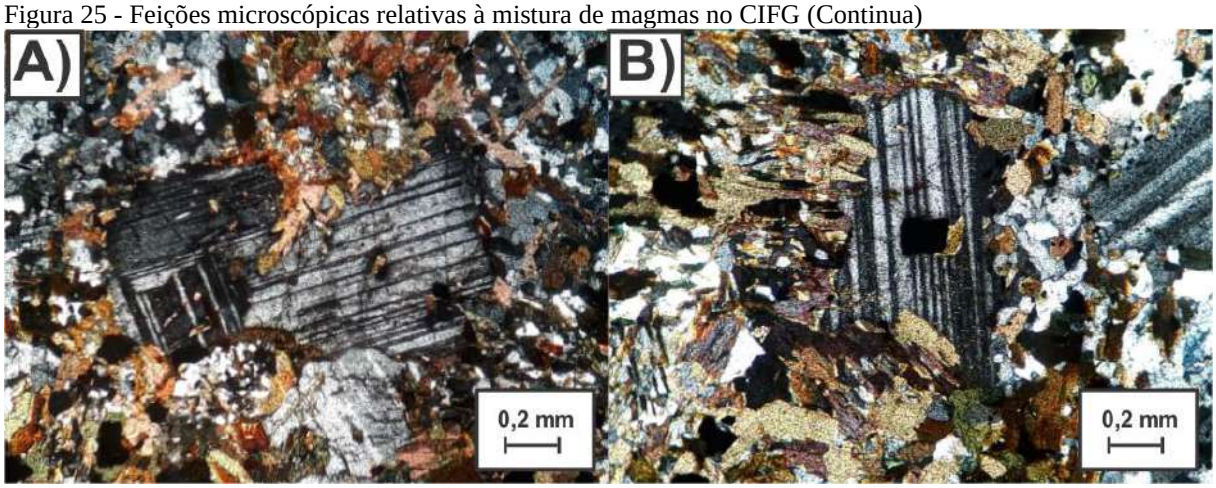
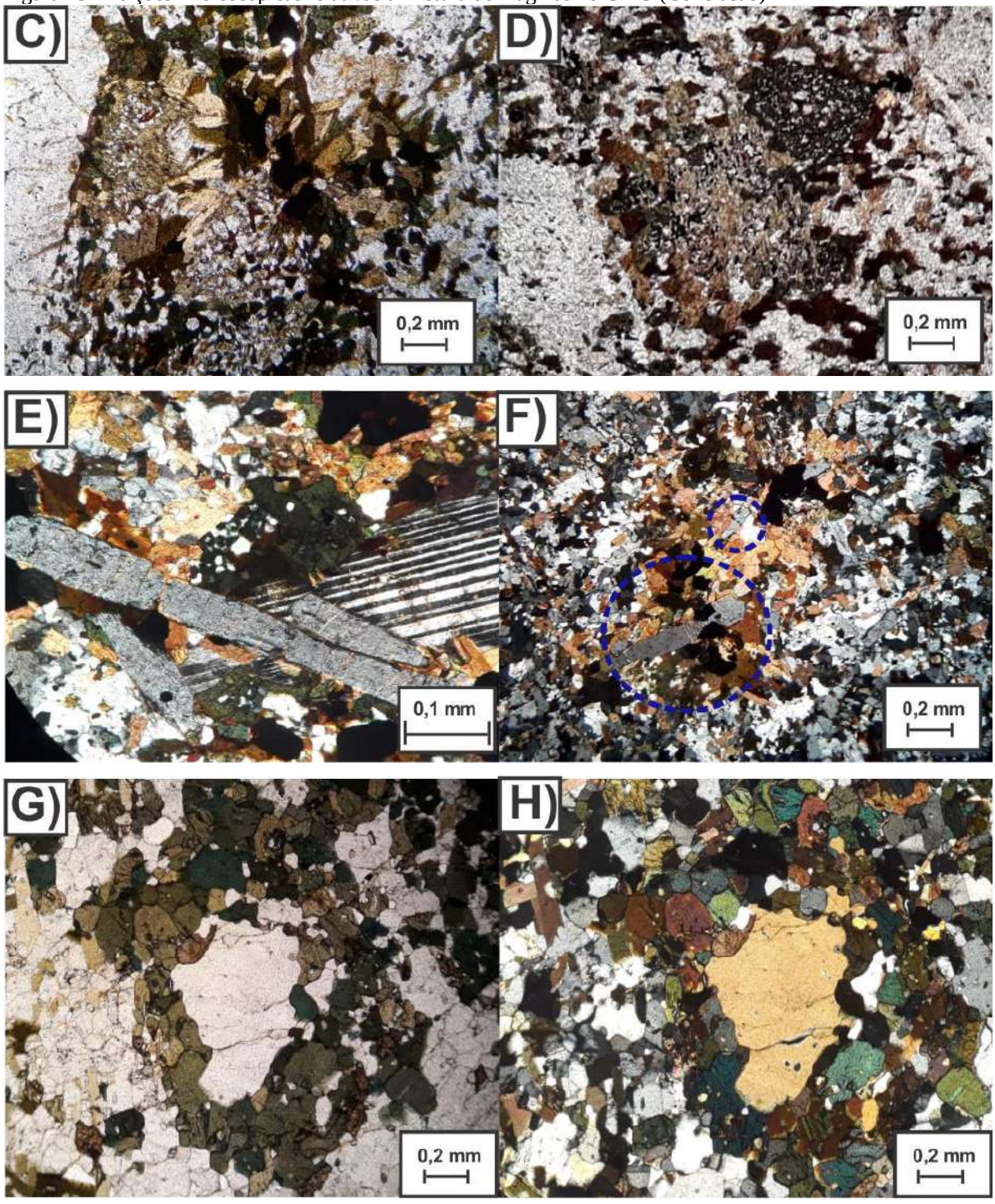


Figura 25 - Feições microscópicas relativas à mistura de magmas no CIFG (Conclusão)



Legenda: (A) e (B) - Coroa de minerais máficos rodeando cristal de plagioclásio; (C) e (D) –*Clots* máficos com paragênse biotita+hornblenda+titanita+opacos; (E) e (F) - Cristais aciculares de apatita; (G) e (H) - Quartzo ocelar rodeado de anfibólio e biotita.

Fonte: O autor, 2020.

3.3. **Monzogranito**

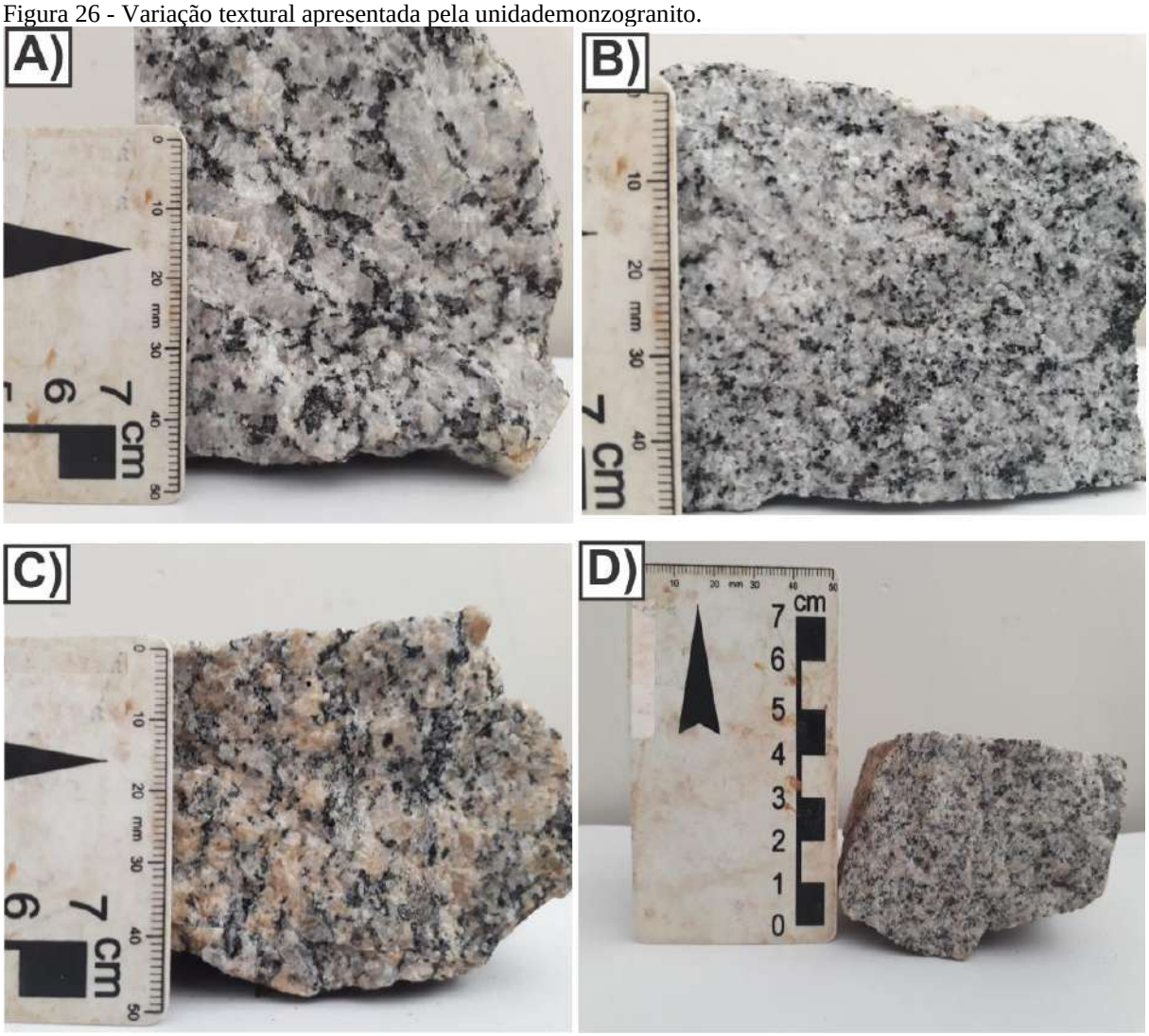
3.3.1. Caracterização do litotipo

O monzogranito é o litotipo predominante nas bordas do plúton, mas também ocorre de maneira mais restrita no interior do plúton e sempre associado ao quartzo-monzodiorito. Esse litotipo ocorre geralmente nas regiões de maior topografia, porém não se restringe a isso. Outra característica do monzogranito é sua variação textural, sem grandes variações composicionais, caindo geralmente no campo do sienogranito.

O monzogranito apresenta uma variação de granulação, podendo ser de fino a grosso - >1 mm a <5 mm- na matriz; com ou sem fenocristais de K-feldspato, textura inequigranular seriada de matriz fina a média e inequigranular porfirítica, podendo apresentar textura de fluxo magmático dada pela orientação dos fenocristais de feldspato. Apresenta enclaves da rocha encaixante e rochas máficas. A mineralogia do monzogranito é composta por: feldspatos (K-feldspato e plagioclásio), quartzo, biotita, titanita (por vezes reconhecida a olho nu) e magnetita (diagnosticada com o auxílio de um imã de mão).

As mudanças texturais são referentes à variação de granulação da matriz e/ou presença/ausência de fenocristais, sendo importante salientar que também há mudança no tamanho dos fenocristais em diferentes locais do plúton. Essa mudança textural é marcada por todo corpo e facilmente diagnosticada em escala de afloramento. A textura inequigranular seriada de matriz fina a média é observada mais comumente nas bordas do plúton. A textura inequigranular porfirítica é observada por quase toda extensão do plúton, ocorrendo principalmente na porção centro-sul e um pouco mais para o interior do plúton. O monzogranito inequigranular seriado apresenta granulação fina a média, com intervalos que variam de < 1 mm até 4 mm. O monzogranito inequigranular porfirítico apresenta fenocristais que chegam até 6 cm, matriz de granulação entre 1 mm até 5 mm, a variação de tamanho dos fenocristais de K-feldspato é muito varável por todo o corpo intrusivo. A figura 26 (A e B) apresenta as diferentes variações texturais macroscópicas observadas pelo monzogranito. Outra característica marcante, é que na porção norte do maciço os cristais de K-feldspato do monzogranito apresentam coloração rosa/avermelhada (Figura 26 C e D) provavelmente devido à oxidação, com substituição em pequenas taxas de Al^{+3} para Fe^{+3}.

Figura 26 - Variação textural apresentada pela unidademonzogranito.



Legenda: (A) - O monzogranitoporfirítico apresenta fenocristais de K-feldspato que chegam a 6cm e apresentam fluxo magmático. (B) - O monzogranito inequigranular seriada apresenta cristais de até 4 mm. (C) – Monzogranito porfirítico com fenocristais de K-feldspato com coloração rosa/avermelhada; (D) – Monzogranito inequigranular seriada da porção norte do maciço com pequenos cristais de K-feldspato com coloração rosa/avermelhada.

Fonte: O autor, 2020.

3.3.2. Petrografia

Microscopicamente, sua mineralogia é caracterizada por: microclina, ortoclásio, plagioclásio, quartzo e biotita como os minerais essenciais, titanita, hornblenda (em alguns casos), e apatita, zircão, allanita, opacos são os acessórios (Figura 27). Sericita, clorita, carbonatos e muscovita são frutos de processos secundários. Do ponto de vista textural, é comum observartexturas poiquilítica e mimerquítica, e do ponto de vista estrutural, foliação de

fluxo magmático é observado em algumas lâminas, com orientação dos microfenocristais de K-feldspato.

Figura 27 - Diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) com amostras do litotipo descrito, mostrando tratar-se de rochas de composição predominantemente monzogranítica.

Fonte: O autor, 2020.

O K-feldspato apresenta hábito tabular, variando de idiomórfico a hipidiomórfico. Apresenta textura poiquilítica com inclusões de cristais arredondados como quartzo, cristais de plagioclásio, apatita e biotita. A microclina apresenta típica geminação tartan (Figura 28 A). Por vezes, alguns poucos cristais apresentam geminação difusa (Figura 28 B), uma característica da microclina evidenciando que houve triclinização na fase álcali feldspática devido ao polimorfismo de ordenamento, onde o resfriamento lento dos cristais possibilitou que os íons que originalmente estavam mais irregulares selecionassem sítios específicos na estrutura tornando-a mais ordenada. Logo, se trata de cristais de ortoclásiotriclinizadoque apresentam na maioria das vezes sericitização e no centro de alguns cristais ocorrem manchas de contornos bem definidos e de coloração cinza, além de caráter fortemente pertítico. As inclusões apresentam diversas formas podendo ser arredondadas, prismático-tabulares e de diferentes tamanhos, sendo normalmente, quartzo, biotita, titanita, apatita e opacos.

O plagioclásio apresenta hábito prismático e idiomórfico, apresentando típica geminação polissintética e *carlsbard*, com evidente sericitização e inclusões das mais variadas como quartzo e apatita. Outra característica observada em algumas lâminas, como ocorre com a microclina, é a presença de um material pulverizado normalmente no centro do cristal, mas

ocorrendo também em outras porções, de coloração cinza e que mascara a geminação, no caso do plagioclásio às vezes a geminação é quase destruída por completo restando pequenos traços dela. O plagioclásio também apresenta zonação, mostrando uma variação entre a borda e o núcleo do cristal, provavelmente albita (Figura 28 C). Há alteração para muscovita e sericita. O plagioclásio também se apresenta poiquilítico (Figura 28 D), com inclusões de quartzo, biotita, titanita, opacos e apatita.

Os cristais de quartzo ocorrem como cristais arredondados a subarredondados e xenomórficos, muitas das vezes apresentam-se inclusos nos feldspatos. Em algumas lâminas estes cristais apresentam extinção ondulante. Outra característica comum é a presença de mimerquita (Figura 28 E) quando o contato dos cristais de plagioclásio com K-feldspatoapresenta um intercrescimento de cristais vermiformes de quartzo que se projetam a partir do plagioclásio para dentro do K-feldspato.

A biotita ocorre como cristais lamelares com cores variando do amarelo ao marrom escuro e exibindo pleocroísmo em todos os matizes do castanho. Os cristais agrupam-se em um conjunto de palhetas onde também é possível definir planos de clivagem em uma direção (010, 100 ou 110). Nos cortes perpendiculares à seção basal (001) o pleocroísmo não é fortemente caracterizado e a cor é inexoravelmente marrom escura (Figura 28 F). É frequente nas biotitas a presença de halos pleocroicos, devido à inclusão de cristais de zircão e allanita, principalmente. Sob luz polarizada pode-se notar tons de rosa, amarelo, verde e cor de interferência anômala marrome possuem típica extinção mosqueada. Apresenta alteração para clorita, observada em suas bordas, típica coloração verde e agrupada com os cristais de titanita e opacos. Aparece tanto em aglomerados máficos quanto dispersos.

A titanita apresenta tonalidade marrom claro e alto relevo, fraturas e em raros casos clivagem em duas direções. Seu hábito é losangularquando o corte é na seção basal (Figura 28 G), em alguns casos pseudo-losangulares, mas na maioria dos casos granular. Apresenta birrefringência em tons laranja e verde, azul e marrom. Ocorre de forma agregada a biotita, opacos e hornblenda, quando presente. Apresenta algumas inclusões.

A apatita está sempre associada às aglomerações de biotita, opacos e titanita. Aparecem sob a forma de cristais prismáticos alongados, incolores e de relevo moderado.

Os minerais opacos assumem formas hipidiomórficas quadradas, por vezes xenomórficas ovaladas (Figura 28 H), ocorrendo sempre associados aos cristais de biotita e titanita e por vezes inclusos em biotita. Apresentam-se com diferentes intervalos, ficando maiores quando em contato com a titanita podendo supor ser ilmenita, onde o suporte de Ti dos cristais de titanita levaria ao crescimento desses cristais. Muitos deles apresentam-se

parcialmente opacos, mas quando se cruza os nicóis eles assumem sua forma completamente ou parcialmente isotrópica.

A allanita apresenta-se prismática e também anédrica, relevo alto e levemente pleocróica, variando em tons amarelo e marrom (Figura 28 I). Os cristais prismáticos não se apresentam metamíctitos, os anédricos sim, sendo também observada nesses cristais uma zonaçãoprinciplamente na borda, onde quando se cruzam os nicóis o centro fica isotrópico e só as bordas apresentam as típicas cores de final de primeira ordem. O cristal não metamíctito, apresenta birrefringência de primeira ordem em cor cinza. Os cristais de allanita estão sempre em contato com os cristais de biotita, titanita, clorita e opacos.

O zircão ocorre comocristais prismáticos alongados hipidiomórficos e idiomórficos associados aos cristais de biotita e titanita (Figura 28 J).

A clorita também formada por processos secundários reconhecida pelo seu pleocroísmo verde intenso a amarelado e cor de birrefringência anômala, ocorre esporadicamente na rocha, se apresentando como cristais xenomórficos a hipidiomórficos de contorno irregulares. Muitas vezes, ocorrem nas bordas de cristais de biotita, identificado facilmente pelo contraste da cor e pleocroísmo apresentado por ambos os cristais.

A sericitaapresenta-se cobrindo os grãos de feldspatos com granulação fina, xenomórfica, coloração rosa, azul e amarela. Ocorre como produto da alteração dos feldspatos por processo de sericitização, sendo formada por hidratação posterior a cristalização da rocha.

Figura 28 - Composição mineralógica e aspectos texturais microscópicos da unidade monzogranito. (Continua)

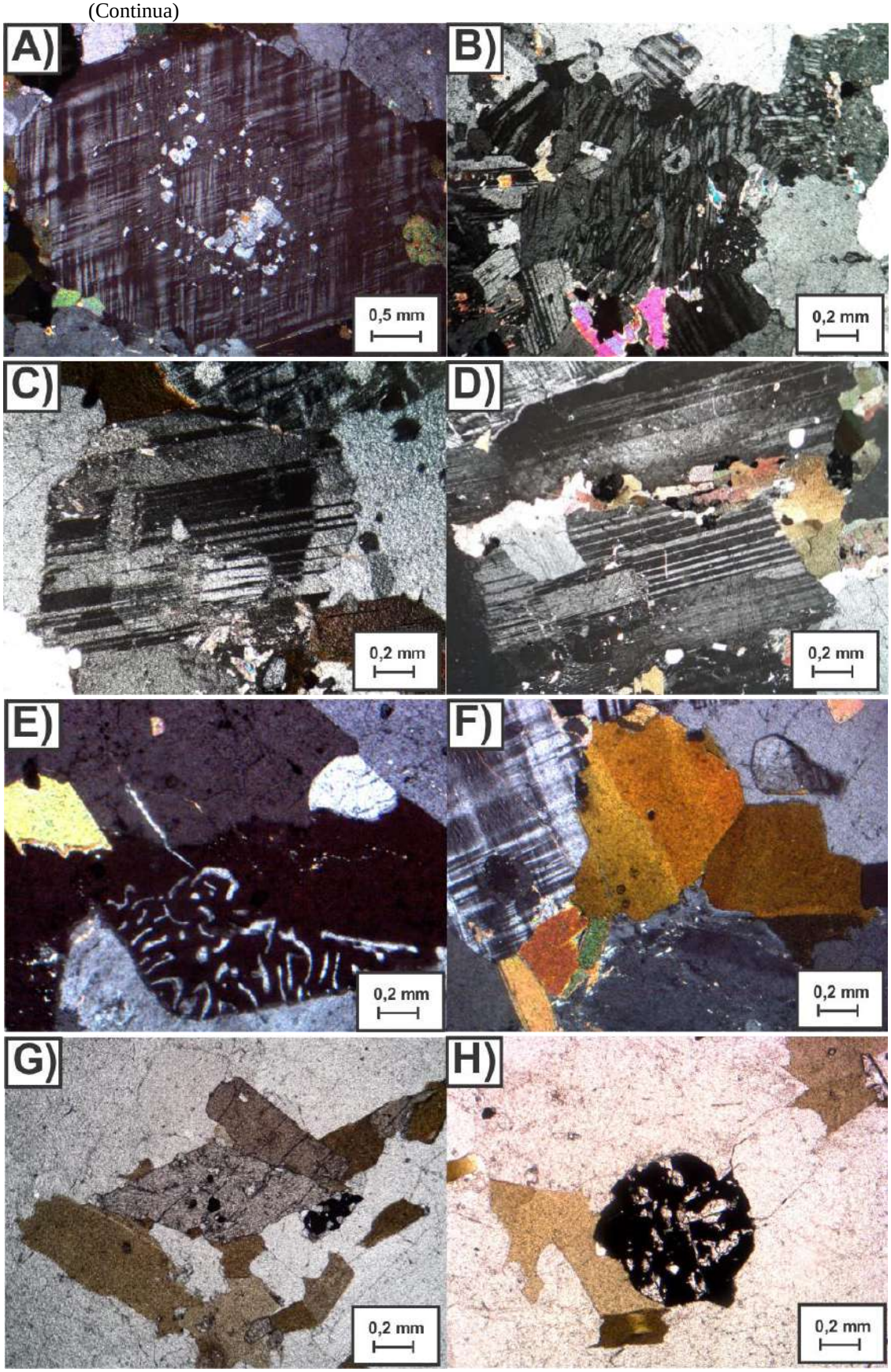
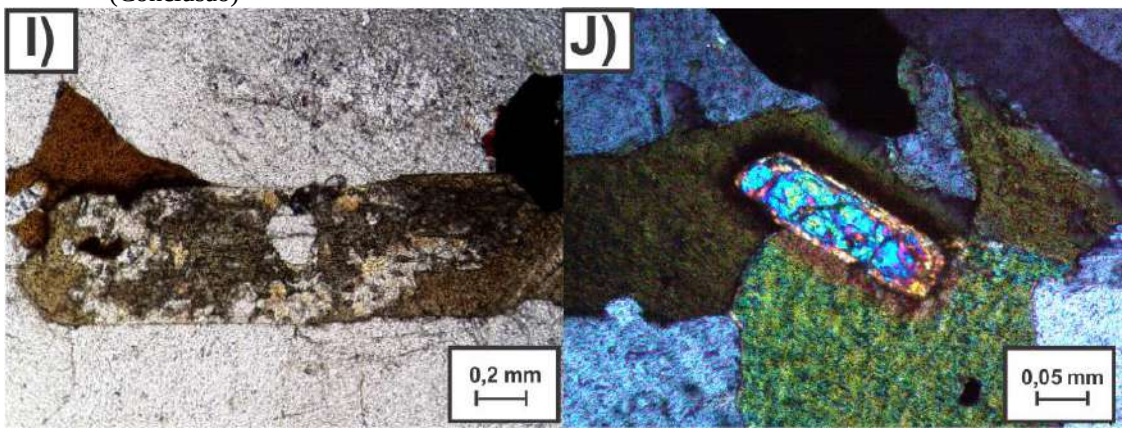


Figura 28 - Composição mineralógica e aspectos texturais microscópicos da unidade monzogranito. (Conclusão)



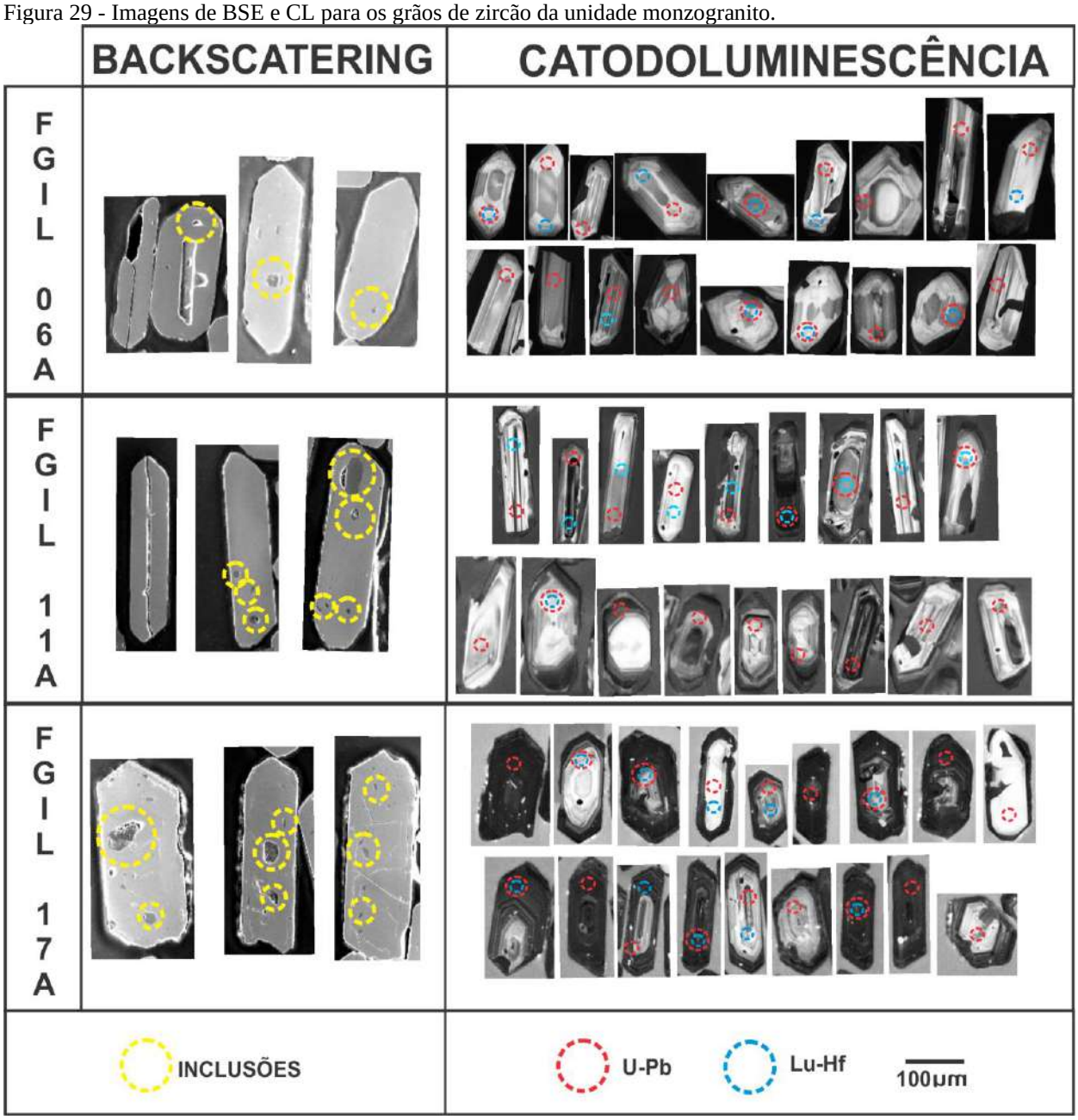
Legenda: (A) - Cristal de microclinapoiquilític (luz polarizada); (B) - Geminação difusa evidenciando processo de triclinização (luz polarizada); (C) - Cristal de plagioclásio zonado (luz polarizada); (D) - Cristal de plagioclásio poiquilítico (luz polarizada); (E) - Mimerquita (luz polarizada); (F) - Biotita com corte na seção basal (luz polarizada); (G) - Titanita losangular (luz plano polarizada); (H) - Cristal de opaco arredondado com inclusão de minerais (luz plano polarizada); (I) - Cristal de allanita com zonação em uma de suas bordas (luz plano polarizada); (J) - Cristal de zircão idiomórfico (luz polarizada).
Fonte: O autor, 2020.

3.3.3. Geocronologia U-Pb

As amostras selecionadas para datação do monzogranito foram FGIL 06 A, 11 A e 17 A. Os zircões observados em lupa são subédricos a euédricos, incolores e transparentes a translúcidos. As imagens de catodoluminescência e de elétrons retro-espalhados (BSE) auxiliaram no planejamento dos pontos analisados, levando em consideração diversas estruturas internas como zonações, fraturas, além de características físicas como hábito e a forma das zonações.

Nas imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) foi possível identificar diversas inclusões e fraturas. Nas imagens de catodoluminescência foi possível observar que quase a totalidade dos grãos apresenta zonamento oscilatório, característica intrínseca de rochas magmáticas (Figura 29). As amostras também apresentam grandes quantidades de núcleos herdados sendo alguns deles escolhidos para a datação.

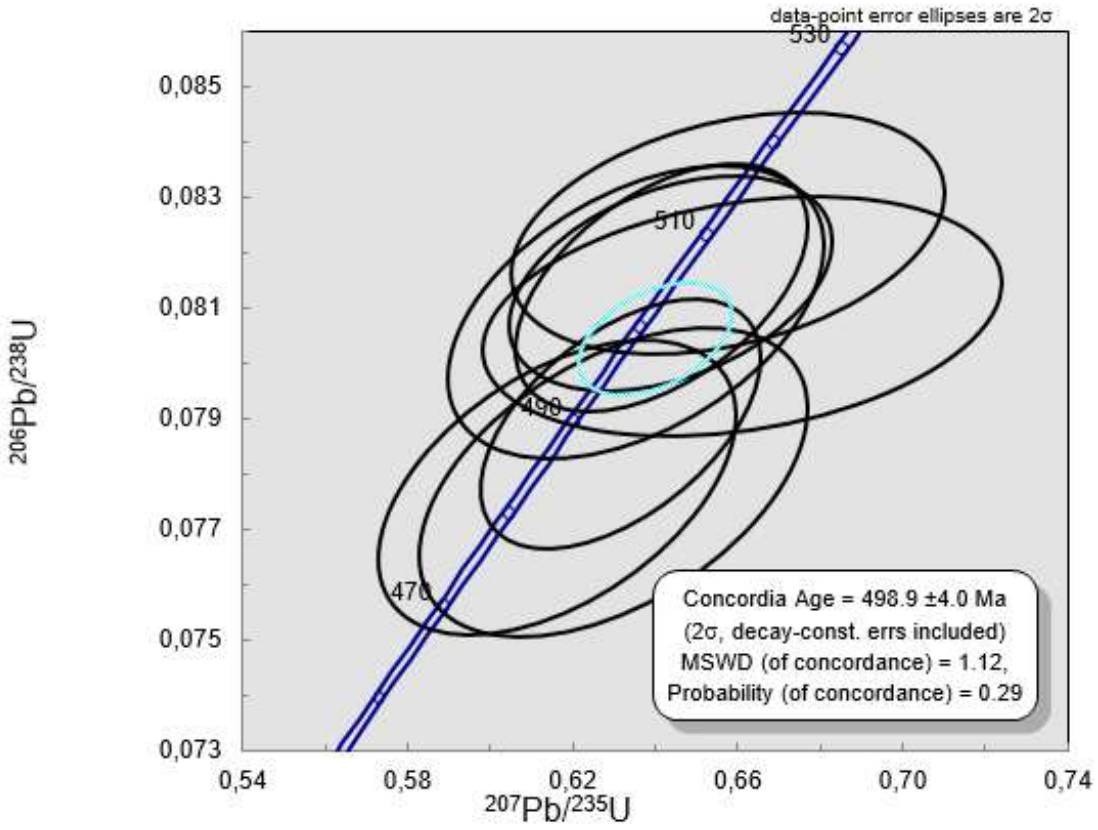
Figura 29 - Imagens de BSE e CL para os grãos de zircão da unidade monzogranito.



Legenda: Imagens de *backscatering* (BSE) e catodoluminescência das amostras FGIL 06 A, 11 A e 17 A.
Fonte: O autor, 2020.

A amostra FGIL 06 A fornece uma idade de cristalização de 498,9 ± 4,0 Ma no diagrama de concórdia, MSWD = 1,12 e razão Th/U variando de 1,11 a 2,08, característica de grãos magmáticos (Figura 30, Tabela 2).

Figura 30 - Diagrama Concórdia da amostra FGIL 06 A.



Fonte: O autor, 2020.

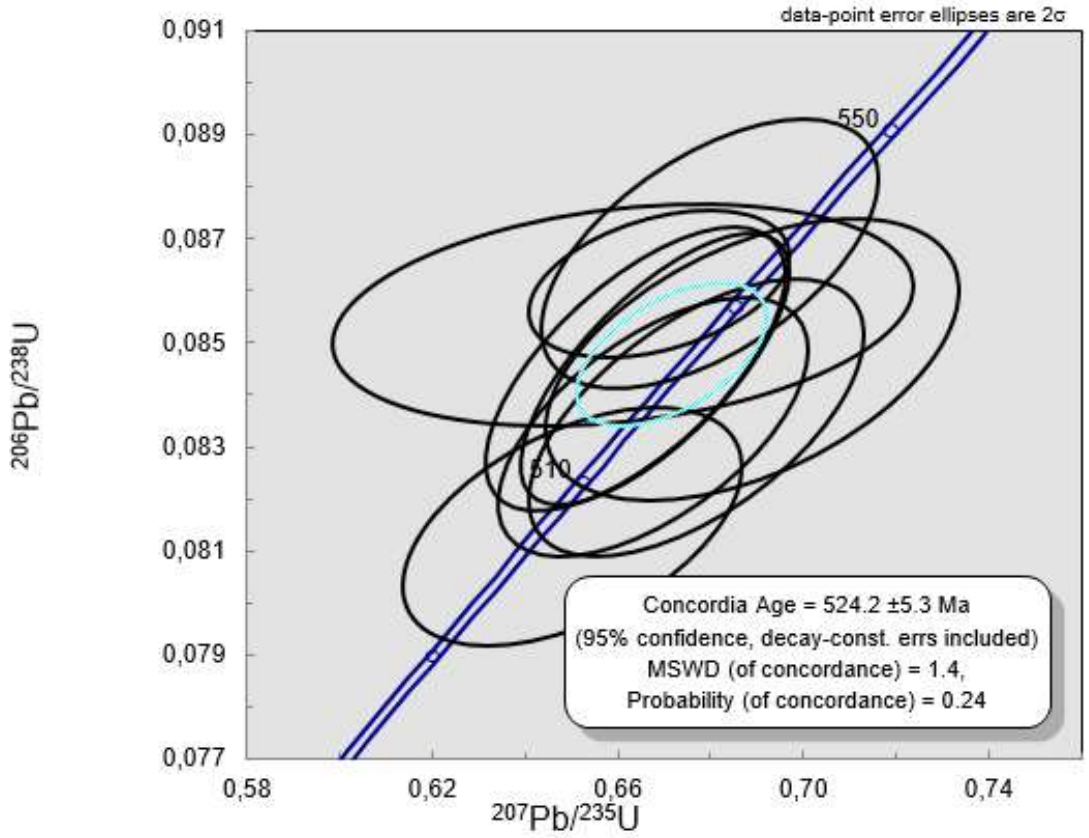
Tabela 2 - Valores U-Pb da amostra FGIL 06 A.

						Isotoperatios[c]							Ages (Ma)						
Spot number	f_{206}[a]	**Pb ppm**	**Th ppm**	**U ppm**	**Th/U[b]**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s [%]**	**Rho[d]**	$^{207}Pb/^{206}Pb$[e]	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	**1 s abs**	**% Conc[f]**
FGIL 6A (A) 01	0,0157	3	30	22	1,35	0,6355	5,86	0,0809	2,66	0,46	0,0570	5,21	502	13	500	29	490	26	102
FGIL 6A (A) 02	0,0212	3	37	22	1,66	0,6299	6,13	0,0778	2,93	0,48	0,0587	5,39	483	14	496	30	555	30	87
FGIL 6A (A) 03	0,0166	3	47	28	1,66	0,6163	5,74	0,0777	2,80	0,49	0,0575	5,01	483	14	488	28	510	26	95
FGIL 6A (A) 04	0,0064	5	59	38	1,56	0,6438	4,98	0,0815	1,95	0,39	0,0573	4,58	505	10	505	25	504	23	100
FGIL 6A (A) 05	0,0078	6	93	49	1,89	0,6612	7,76	0,0809	2,18	0,28	0,0593	7,45	501	11	515	40	578	43	87
FGIL 6A (A) 06	0,0104	4	46	34	1,36	0,7059	8,92	0,0827	2,07	0,23	0,0619	8,68	512	11	542	48	671	58	76
FGIL 6A (A) 07	0,0046	4	58	35	1,67	0,6413	4,51	0,0814	2,25	0,50	0,0572	3,91	504	11	503	23	498	19	101
FGIL 6A (A) 08	0,0064	8	131	63	2,08	0,6576	6,52	0,0823	2,18	0,33	0,0579	6,14	510	11	513	33	527	32	97
FGIL 6A (A) 09	0,0067	5	53	47	1,11	0,6316	4,40	0,0789	2,33	0,53	0,0581	3,73	490	11	497	22	532	20	92
FGIL 6A (B) 01	0,0134	3	46	29	1,58	0,5582	7,56	0,0769	1,74	0,23	0,0527	7,36	478	8	450	34	314	23	152
FGIL 6A (B) 02	0,0033	3	51	27	1,88	0,5705	6,93	0,0793	1,87	0,27	0,0522	6,67	492	9	458	32	293	20	168
FGIL 6A (B) 03	0,0063	6	89	54	1,67	0,5830	3,94	0,0790	1,59	0,40	0,0536	3,60	490	8	466	18	352	13	139
FGIL 6A (B) 04	0,0100	4	49	30	1,61	0,5577	6,04	0,0777	2,04	0,34	0,0520	5,68	483	10	450	27	287	16	168
FGIL 6A (B) 05	0,0119	4	50	30	1,64	0,5514	5,87	0,0786	1,60	0,27	0,0509	5,65	488	8	446	26	237	13	206
FGIL 6A (B) 06	0,0108	4	58	31	1,90	0,5631	6,28	0,0794	2,44	0,39	0,0514	5,78	493	12	454	28	260	15	190
FGIL 6A (B) 07	0,0100	5	62	38	1,63	0,6333	6,22	0,0762	2,47	0,40	0,0603	5,71	473	12	498	31	614	35	77
FGIL 6A (B) 08	0,0177	4	55	32	1,69	0,5787	5,19	0,0790	2,80	0,54	0,0531	4,37	490	14	464	24	333	15	147
FGIL 6A (B) 09	0,0345	3	49	28	1,79	0,5233	6,90	0,0789	1,68	0,24	0,0481	6,70	490	8	427	30	103	7	476

Fonte: O autor, 2020.

A amostra FGIL 11 A fornece uma idade de cristalização de 524.2 ± 5,3 Ma no diagrama de concórdia, MSWD = 1,4 e razão Th/U entre 0,31 a 1,74, tipicamente magmáticos (Figura 31, Tabela 3).

Figura 31 - Diagrama Concórdia da amostra FGIL 11 A.



Fonte: O autor, 2020.

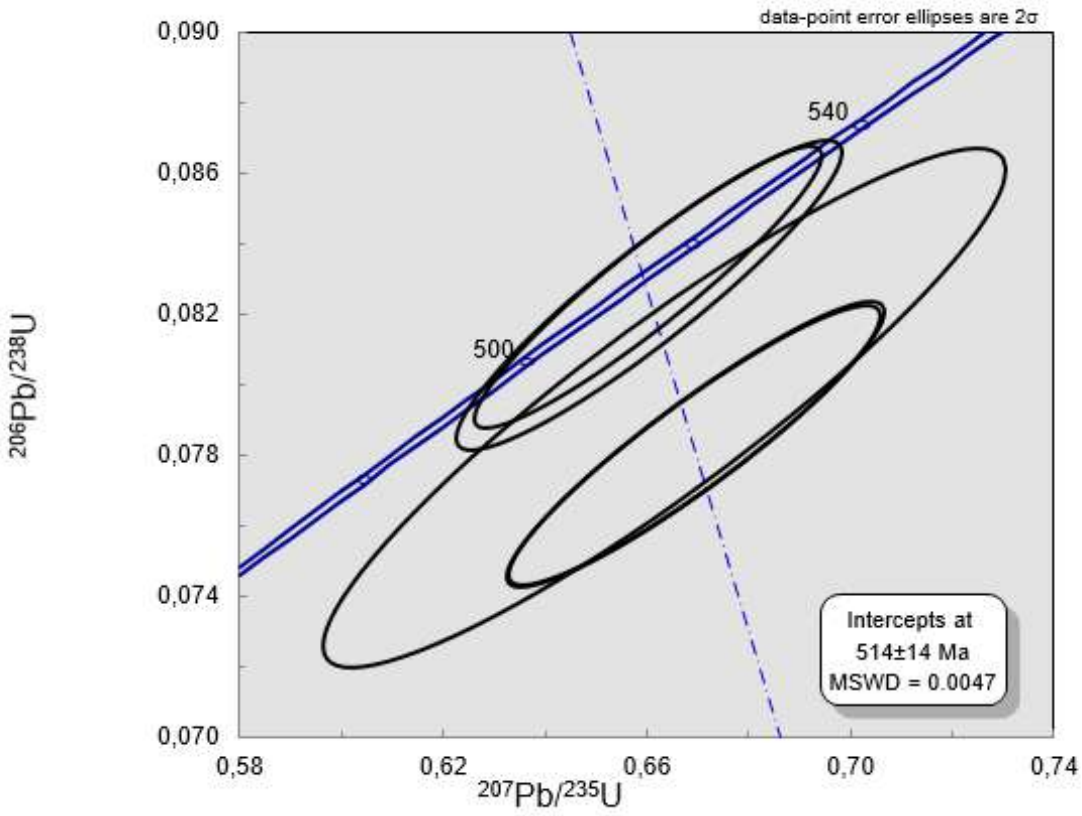
Tabela 3 - Valores U-Pb da amostra FGIL 11 A.

						Isotoperatios[c]							Ages (Ma)						
Spot number	f_{206}[a]	**Pb ppm**	**Th ppm**	**U ppm**	**Th/U[b]**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s [%]**	**Rho[d]**	$^{207}Pb/^{206}Pb$[e]	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	**1 s abs**	**% Conc[f]**
FGIL 11 A (A) 01	0,0055	7	23	73	0,32	0,6688	3,44	0,0861	1,33	0,39	0,0563	3,17	533	7	520	18	465	15	115
FGIL 11 A (A) 02	0,0646	14	118	104	1,14	1,3532	6,15	0,0964	1,12	0,18	0,1018	6,05	593	7	869	53	1658	100	36
FGIL 11 A (A) 03	0,0085	7	85	57	1,48	0,6163	3,86	0,0792	1,75	0,45	0,0564	3,44	491	9	488	19	470	16	105
FGIL 11 A (A) 04	0,0239	2	22	14	1,50	0,6329	9,41	0,0812	2,74	0,29	0,0566	9,00	503	14	498	47	474	43	106
FGIL 11 A (A) 05	0,0066	9	129	76	1,70	0,6501	4,59	0,0815	2,30	0,50	0,0579	3,97	505	12	509	23	525	21	96
FGIL 11 A (A) 06	0,0096	7	39	75	0,51	0,7582	4,46	0,0919	3,39	0,76	0,0599	2,90	567	19	573	26	598	17	95
FGIL 11 A (A) 07	0,0091	4	49	32	1,54	0,6871	4,54	0,0927	2,38	0,52	0,0538	3,87	571	14	531	24	362	14	158
FGIL 11 A (A) 08	0,0135	5	64	37	1,72	0,6611	7,72	0,0855	2,02	0,26	0,0561	7,45	529	11	515	40	455	34	116
FGIL 11 A (A) 09	0,0238	2	24	22	1,12	0,5802	7,24	0,0748	1,79	0,25	0,0563	7,01	465	8	465	34	462	32	101
FGIL 11 A (B) 01	0,0030	11	144	85	1,70	0,6681	3,55	0,0845	2,54	0,71	0,0573	2,48	523	13	520	18	505	13	104
FGIL 11 A (B) 02	0,0052	8	70	70	1,00	0,6799	4,36	0,0867	2,44	0,56	0,0569	3,61	536	13	527	23	487	18	110
FGIL 11 A (B) 03	0,0056	8	65	73	0,90	0,6637	4,00	0,0845	2,65	0,66	0,0570	3,00	523	14	517	21	490	15	107
FGIL 11 A (B) 04	0,0051	12	150	95	1,59	0,6770	4,35	0,0836	2,60	0,60	0,0588	3,49	517	13	525	23	558	19	93
FGIL 11 A (B) 05	0,0470	8	98	56	1,74	0,9909	8,02	0,0759	2,96	0,37	0,0947	7,46	471	14	699	56	1523	114	31
FGIL 11 A (B) 06	0,0293	7	59	57	1,04	0,9968	7,22	0,0854	2,80	0,39	0,0847	6,65	528	15	702	51	1308	87	40
FGIL 11 A (B) 07	0,0028	17	214	136	1,57	0,6676	4,08	0,0834	2,44	0,60	0,0581	3,28	516	13	519	21	532	17	97
FGIL 11 A (B) 08	0,0086	6	65	47	1,38	0,6890	5,31	0,0847	2,62	0,49	0,0590	4,62	524	14	532	28	568	26	92
FGIL 11 A (B) 09	0,0071	8	94	70	1,34	0,7252	4,16	0,0839	2,51	0,60	0,0627	3,32	519	13	554	23	699	23	74

Fonte: O autor, 2020.

A amostra FGIL 17 Afornece uma idade de cristalização de 514 ± 14 Ma no diagrama de concórdia, MSWD = 0,0047 e razão Th/ U entre 0,37 e 1,40, característica de grãos magmáticos (Figura 32, Tabela 4).

Figura 32 - Diagrama Concórdia para a amostra FGIL 17 A.



Fonte: O autor, 2020.

Tabela 4 - Valores U-Pb da amostra FGIL 17 A.

						Isotoperatios[c]							Ages (Ma)						
Spot number	f_{206}[a]	**Pb ppm**	**Th ppm**	**U ppm**	**Th/U[b]**	**^{207}Pb/ ^{235}U**	**1 s [%]**	**^{206}Pb/ ^{238}U**	**1 s [%]**	**Rho[d]**	**^{207}Pb/ ^{206}Pb[e]**	**1 s [%]**	**^{206}Pb/ ^{238}U**	**1 s abs**	**^{207}Pb/ ^{235}U**	**1 s abs**	**^{207}Pb/ ^{206}Pb**	**1 s abs**	**% Conc[f]**
FGIL 17 A (A) 01	0,7867	5	40	63	0,63	1,0451	6,12	0,1095	3,66	0,60	0,0692	4,91	670	25	726	44	905	44	74
FGIL 17 A (A) 02	5,3611	54	124	205	0,60	6,7763	21,02	0,0941	19,94	0,95	0,5224	6,64	580	116	2083	438	4306	286	13
FGIL 17 A (A) 03	0,0571	13	146	126	1,16	0,8779	4,96	0,0633	3,86	0,78	0,1005	3,11	396	15	640	32	1634	51	24
FGIL 17 A (A) 04	0,0136	31	175	300	0,58	0,7752	7,43	0,0826	4,03	0,54	0,0681	6,25	511	21	583	43	871	54	59
FGIL 17 A (A) 05	0,4508	67	127	173	0,73	8,7244	6,48	0,1548	4,64	0,72	0,4087	4,53	928	43	2310	150	3941	179	24
FGIL 17 A (A) 06	0,0076	29	299	240	1,24	0,7606	2,80	0,0898	1,91	0,68	0,0614	2,06	554	11	574	16	654	13	85
FGIL 17 A (A) 07	0,1640	23	150	176	0,85	1,9627	6,41	0,0766	2,64	0,41	0,1858	5,84	476	13	1103	71	2705	158	18
FGIL 17 A (A) 08	0,0075	18	160	153	1,04	0,7248	4,94	0,0854	1,98	0,40	0,0616	4,53	528	10	553	27	660	30	80
FGIL 17 A (A) 09	0,0568	32	178	278	0,64	1,2095	8,91	0,0860	1,62	0,18	0,1020	8,76	532	9	805	72	1660	145	32
FGIL 17 A (B) 01	0,0065	16	142	132	1,07	0,7157	3,85	0,0874	3,27	0,85	0,0594	2,03	540	18	548	21	582	12	93
FGIL 17 A (B) 02	0,0196	17	81	181	0,44	0,8999	4,77	0,0935	3,38	0,71	0,0698	3,37	576	19	652	31	923	31	62
FGIL 17 A (B) 03	0,0228	6	87	45	1,94	0,7115	4,42	0,0842	2,73	0,62	0,0613	3,48	521	14	546	24	650	23	80
FGIL 17 A (B) 04	0,0062	23	240	164	1,46	0,7938	5,08	0,0957	4,61	0,91	0,0602	2,12	589	27	593	30	609	13	97
FGIL 17 A (B) 05	0,0252	23	221	206	1,07	0,8777	6,69	0,0836	3,68	0,55	0,0762	5,58	517	19	640	43	1099	61	47
FGIL 17 A (B) 06	0,0059	25	291	174	1,67	0,7755	5,20	0,0951	4,41	0,85	0,0592	2,76	586	26	583	30	573	16	102
FGIL 17 A (B) 07	0,0062	85	603	753	0,80	0,8240	5,98	0,0963	5,33	0,89	0,0621	2,71	592	32	610	36	677	18	87
FGIL 17 A (B) 08	0,0067	50	424	520	0,82	0,6329	7,08	0,0734	6,82	0,96	0,0625	1,92	457	31	498	35	692	13	66
FGIL 17 A (B) 09	0,0037	92	742	770	0,96	0,8163	6,86	0,0998	6,45	0,94	0,0593	2,35	613	40	606	42	579	14	106

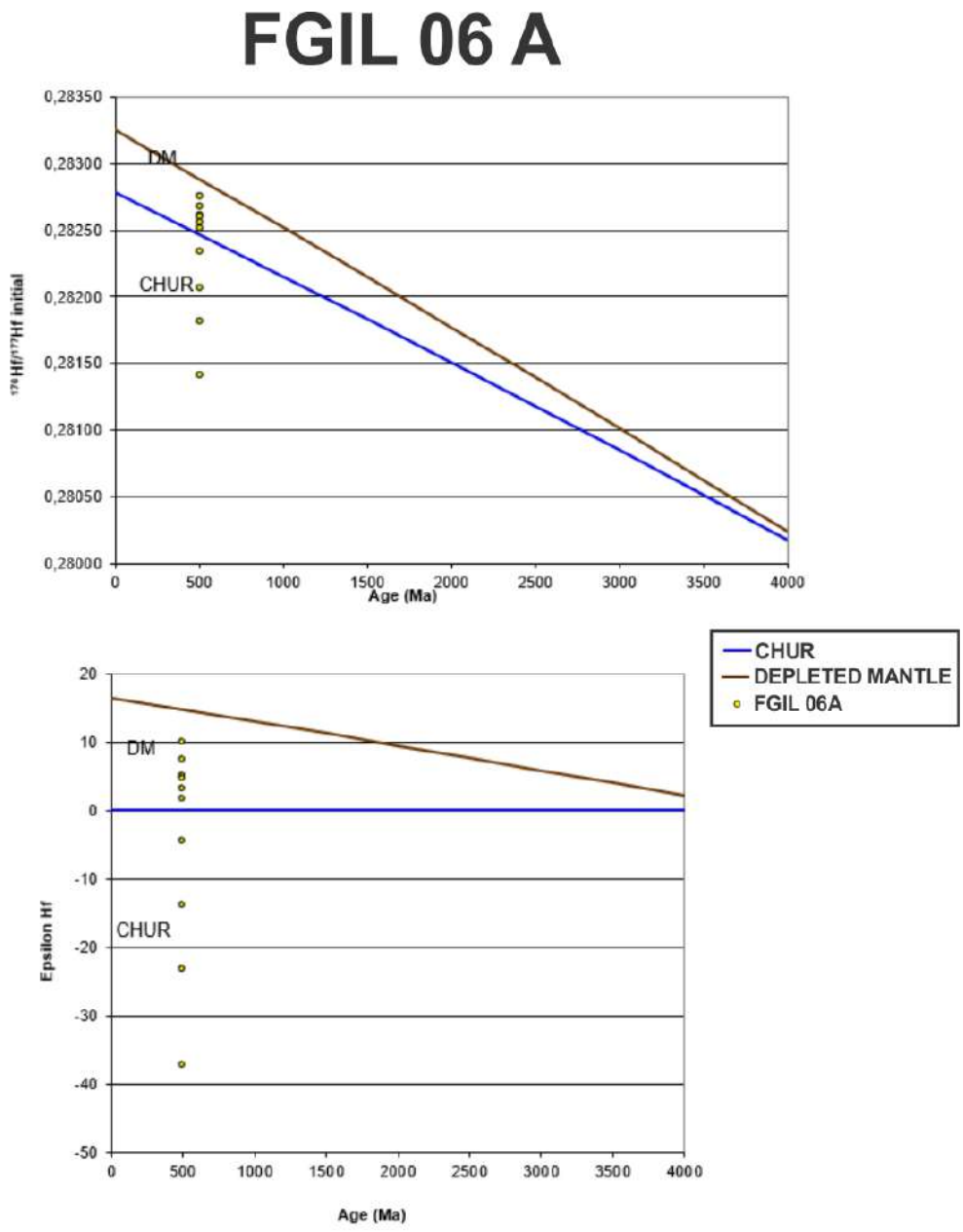
Fonte: O autor, 2020.

3.3.4. Geoquímica Isotópica Lu-Hf

O estudo dos isótopos de Lu-Hfteve como objetivo principal, a caracterização das fontes geradoras dos magmas das rochas analisadas através do parâmetro ε_{Hf} e idades mínimas de extração desses magmas no manto (T_{DM}). As idades U-Pb em zircão são consideradas como a idade de cristalização do magma, enquanto os isótopos de Lu-Hf permitem distinguir fontes juvenis, onde rochas geradas a partir da fusão do manto em uma determinada idade apresentam ε_{Hf} (t) positivo, e rochas geradas a partir da fusão de crosta apresentam ε_{Hf} (t) negativo.

Na amostra FGIL 06 A, foram analisados 10 grãos de zircão. Apresentam razão $^{176}Hf/^{177}Hf$ variando de 0,281417 a 0,282677, os valores de ε_{Hf} (t) entre 10,73 e -36,62 (Figura 33, Tabela 5). As idades T_{DM} crustais possuem boa correlação com os valores de ε_{Hf} (t). Os ε_{Hf} (t) positivos que variam entre 2,35 a 10,73 possuem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais jovens, entre 0,75 a 1,23 Ga e os ε_{Hf} (t) negativos que variam de -3,80 a -36,62 exibem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais antigas entre 1,58 a 3,40 Ga.

Figura 33 - Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf}x Idades de cristalização (Ma) da amostra 06 A.



Fonte: O autor, 2020.

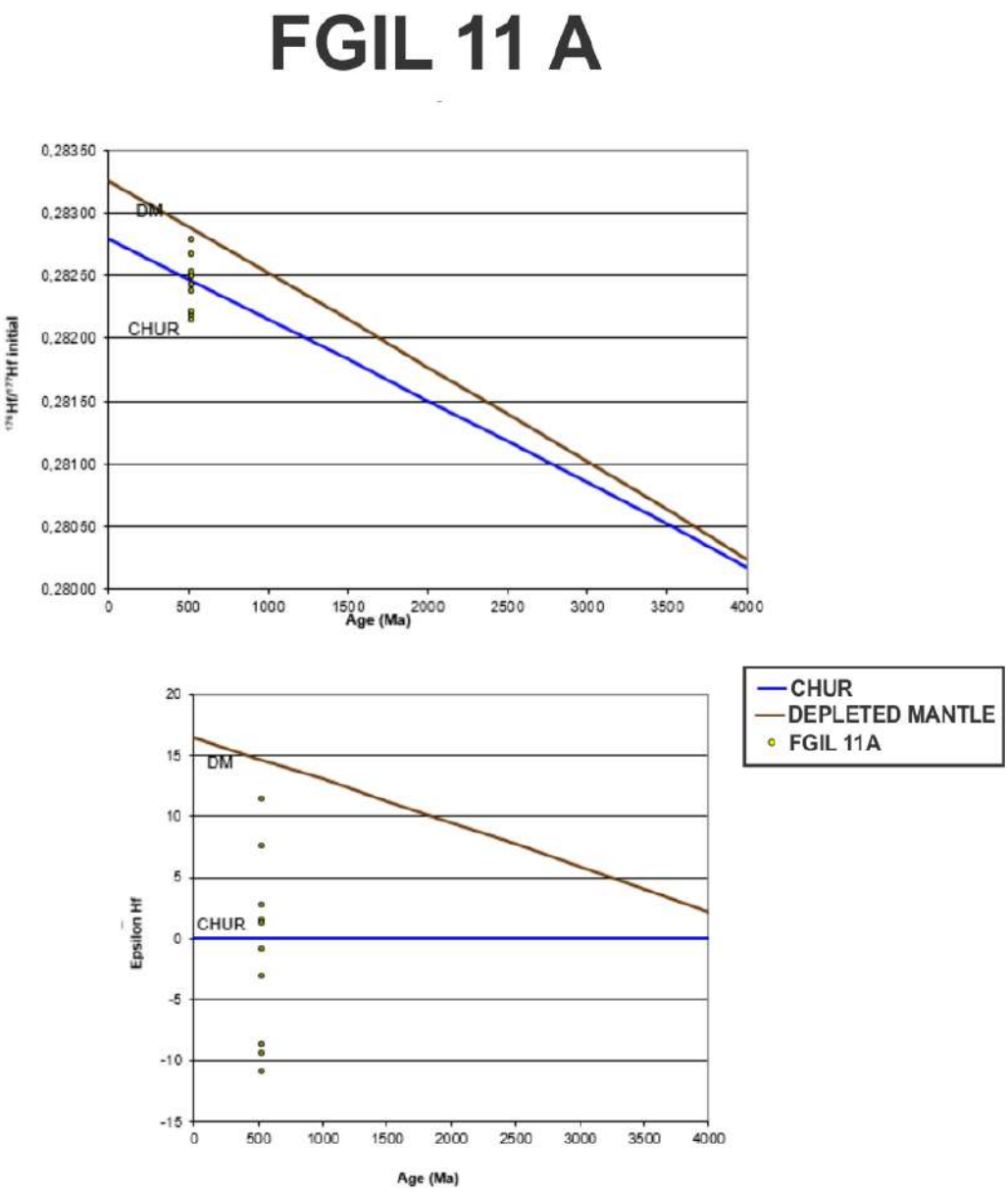
Tabela 5 - Valores Lu-Hf da amostra FGIL 06 A.

	U/Pb		**Sample (Present Day ratios)**				**Chur**	**DM**	**Sample InitialRatios**				**DM Model Age (Ga)**	**%corr**	**Crustal Residence**
Sample	**Age (Ma)**	**±2s**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$**	**±2SE**	**$^{176}Lu/^{177}Hf$**	**±2SE**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**eHf(0)**	**eHf(t)**	**±2SE**		**corr**	
FGIL 06 A 01	498	8	0,28235	6,65E-05	6,17E-04	9,60E-06	0,282451	0,282864	0,282344	-15,39	-3,8	0,12	1,58	12	1050
FGIL 06 A 02	498	8	0,282622	8,72E-05	7,36E-04	1,10E-05	0,282451	0,282864	0,282615	-5,75	5,81	0,17	1,04	15	505
FGIL 06 A 03	498	8	0,28261	5,15E-05	6,97E-04	9,00E-06	0,282451	0,282864	0,282603	-6,18	5,4	0,15	1,06	12	529
FGIL 06 A 04	498	8	0,281419	7,70E-05	2,87E-04	2,50E-06	0,282451	0,282864	0,281417	-48,29	-36,62	0,88	3,4	4	2870
FGIL 06 A 05	498	8	0,282763	1,18E-04	8,65E-04	2,90E-06	0,282451	0,282864	0,282754	-0,79	10,73	0,2	0,75	17	224
FGIL 06 A 06	498	8	0,282525	8,39E-05	7,54E-04	2,70E-05	0,282451	0,282864	0,282517	-9,2	2,35	0,12	1,23	15	702
FGIL 06 A 07	498	8	0,282083	1,03E-04	5,70E-04	2,10E-05	0,282451	0,282864	0,282077	-24,82	-13,22	0,7	2,11	10	1579
FGIL 06 A 08	498	8	0,282684	9,31E-05	7,67E-04	1,20E-05	0,282451	0,282864	0,282677	-3,56	7,99	0,25	0,91	15	381
FGIL 06 A 09	498	8	0,282565	7,51E-05	7,24E-04	8,20E-06	0,282451	0,282864	0,282558	-7,78	3,79	0,1	1,15	14	620
FGIL 06 A 10	498	8	0,281819	7,25E-05	4,62E-04	3,40E-06	0,282451	0,282864	0,281815	-34,14	-22,52	0,51	2,63	8	2095

Fonte: O autor, 2020.

Na amostra FGIL 11 A, foram analisados 10 grãos de zircão. Apresentam razão $^{176}Hf/^{177}Hf$ variando de 0,281335 a 0,282754, os valores de ε_{Hf} (t) entre 12, 6 e -39,6 (Figura 34, Tabela 6). As idades T_{DM} crustais possuem boa correlação com os valores de ε_{Hf} (t). Os ε_{Hf} (t) positivos que variam entre 1,59 a 12,7 possuem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais jovens, entre 1,28 a 0,64 Ga e os ε_{Hf} (t) negativos que variam de -0,76 a -39,5 e exibem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais antigas entre 3,56 a 1,41 Ga.

Figura 34 - Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf}x Idades de cristalização (Ma)da amostra 11A.



Fonte: O autor, 2020.

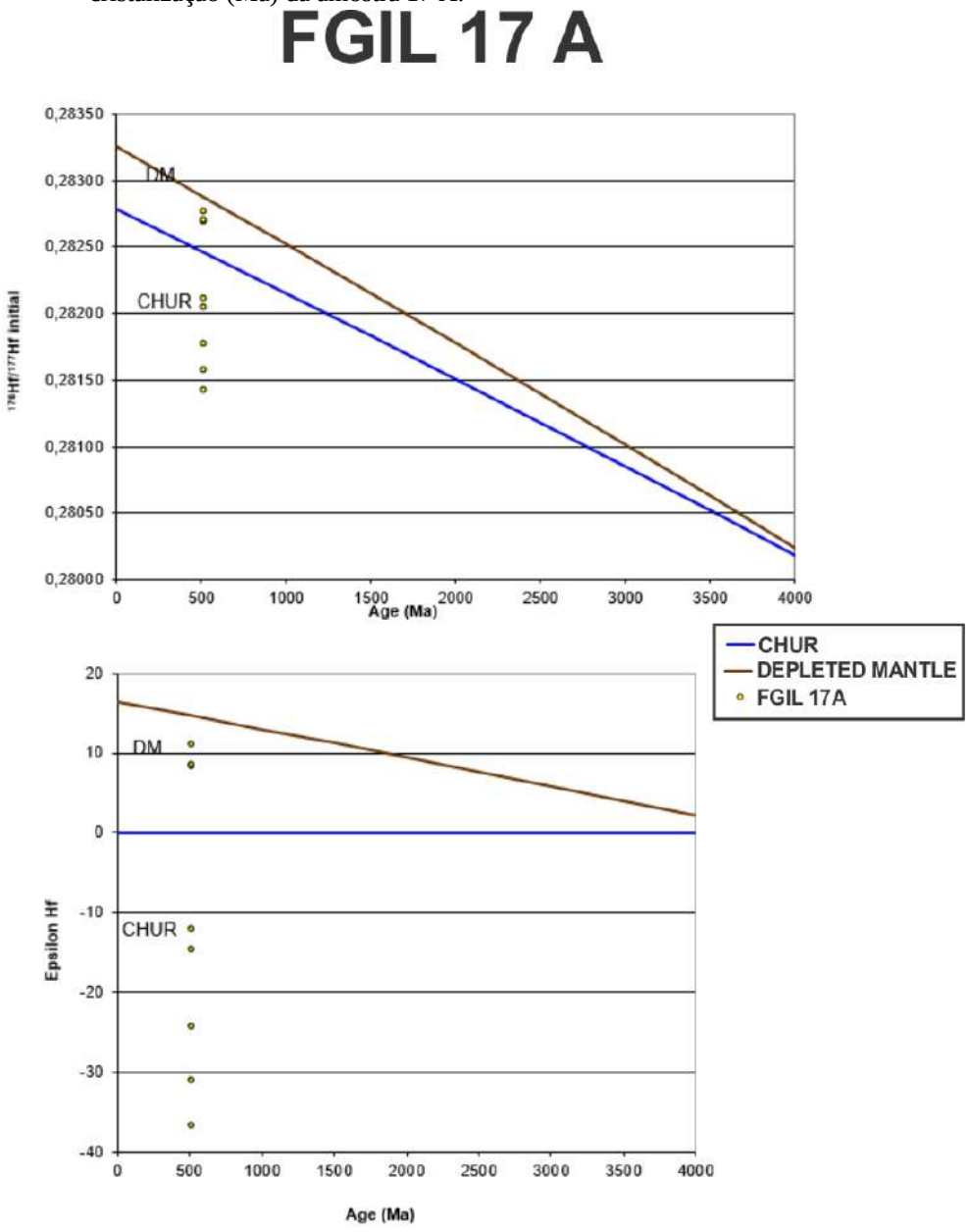
Tabela 6 - Valores Lu-Hf da amostra FGIL 11 A

	U/Pb		**Sample (Presentdayratios)**				**Chur**	**DM**	**Sample InitialRatios**				**DM Model Age (Ga)**	**%corr**	**Crustal Residence**
Sample	**Age (Ma)**	**±2s**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$**	**±2SE**	**$^{176}Lu/^{177}Hf$**	**±2SE**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**eHf(0)**	**eHf(t)**	**±2SE**		**corr**	
FGIL 11 A 01	524	10	0,282383	1,08E-04	1,51E-03	1,20E-05	0,282451	0,282864	0,282368	-14,21	-2,93	0,08	1,53	23	1001
FGIL 11 A 02	524	10	0,282827	1,40E-04	1,76E-03	7,70E-05	0,282451	0,282864	0,28281	1,49	12,7	0,8	0,64	29	111
FGIL 11 A 03	524	10	0,282689	1,84E-04	2,19E-03	1,30E-05	0,282451	0,282864	0,282667	-3,39	7,67	0,2	0,93	36	399
FGIL 11 A 04	524	10	0,282162	6,60E-05	1,59E-03	4,10E-05	0,282451	0,282864	0,282146	-22,04	-10,8	0,49	1,97	25	1443
FGIL 11 A 05	524	10	0,281343	2,46E-05	7,60E-04	1,30E-05	0,282451	0,282864	0,281335	-51	-39,5	1,44	3,56	12	3027
FGIL 11 A 06	524	10	0,282514	9,58E-05	1,84E-03	3,10E-05	0,282451	0,282864	0,282496	-9,58	1,59	0,06	1,28	27	745
FGIL 11 A 07	524	10	0,281612	2,51E-04	8,20E-04	7,30E-06	0,282451	0,282864	0,281604	-41,46	-29,97	0,86	3,04	13	2506
FGIL 11 A 08	524	10	0,282448	1,33E-04	1,90E-03	2,10E-05	0,282451	0,282864	0,282429	-11,91	-0,76	0,02	1,41	31	878
FGIL 11 A 09	524	10	0,281597	6,34E-05	7,70E-04	8,40E-07	0,282451	0,282864	0,281589	-42,03	-30,52	0,62	3,07	11	2536
FGIL 11 A 10	524	10	0,281837	1,31E-04	8,47E-04	1,20E-05	0,282451	0,282864	0,281829	-33,51	-22,02	0,75	2,6	12	2068

Fonte: O autor, 2020.

Na amostra FGIL 17 A, foram analisados 10 grãos de zircão (Tabela). Apresentam razão $^{176}Hf/^{177}Hf$ variando de 0,281423 a 0,282999, os valores de ε_{Hf} (t) entre 19,4 a -36,39 (Figura 35, Tabela 7). As idades T_{DM} crustais possuem boa correlação com os valores de ε_{Hf}(t). Os ε_{Hf} (t) positivos que variam entre 8,66 a 11,36 possuem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais jovens, entre 0,72 a 0,87 Ga e os ε_{Hf} (t) negativos que variam de -11,77 a -36,39 exibem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais antigas entre 2,03 a 3,39 Ga.

Figura 35 - Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf}x Idades de cristalização (Ma) da amostra 17 A.



Fonte: O autor, 2020.

Tabela 7 - Valores Lu-Hf da amostra FGIL 17A

	U/Pb		Sample (Presentdayratios)				Chur	DM	Sample InitialRatios				DM Model Age (Ga)	%corr	Crustal Residence
Sample	Age (Ma)	±2s	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)	$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)	$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)	eHf(0)	eHf(t)	±2SE			
FGIL 17 A 01	514	8	0,281432	1,78E-04	9,03E-04	4,8E-06	0,282451	0,282864	0,281423	-47,84	-36,39	0,77	3,39	13	2857
FGIL 17 A 02	514	8	0,282703	4,72E-04	7,87E-04	2,8E-06	0,282451	0,282864	0,282695	-2,89	8,66	0,18	0,87	15	343
FGIL 17 A 03	514	8	0,283006	1,01E-04	9,95E-04	3,3E-06	0,282451	0,282864	0,282997	7,83	19,32	0,36	0,26	15	-270
FGIL 17 A 04	514	8	0,281594	5,50E-05	9,72E-04	1,6E-05	0,282451	0,282864	0,281584	-42,13	-30,69	0,97	3,08	14	2546
FGIL 17 A 05	514	8	0,282710	9,84E-05	8,53E-04	2,8E-05	0,282451	0,282864	0,282702	-2,64	8,89	0,43	0,86	13	329
FGIL 17 A 06	514	8	0,283011	1,36E-04	1,24E-03	3,3E-06	0,282451	0,282864	0,282999	8,00	19,40	0,35	0,25	20	-275
FGIL 17 A 07	514	8	0,281780	8,27E-05	8,27E-04	2,1E-05	0,282451	0,282864	0,281772	-35,54	-24,05	0,99	2,71	13	2180
FGIL 17 A 08	514	8	0,282784	8,93E-05	1,25E-03	3,0E-05	0,282451	0,282864	0,282772	-0,03	11,36	0,45	0,72	21	188
FGIL 17 A 09	514	8	0,282056	8,32E-05	9,78E-04	1,2E-05	0,282451	0,282864	0,282046	-25,78	-14,33	0,40	2,17	16	1640
FGIL 17 A 10	514	8	0,282130	6,45E-05	1,13E-03	1,5E-05	0,282451	0,282864	0,282118	-23,18	-11,77	0,34	2,03	16	1498

Fonte: O autor, 2020.

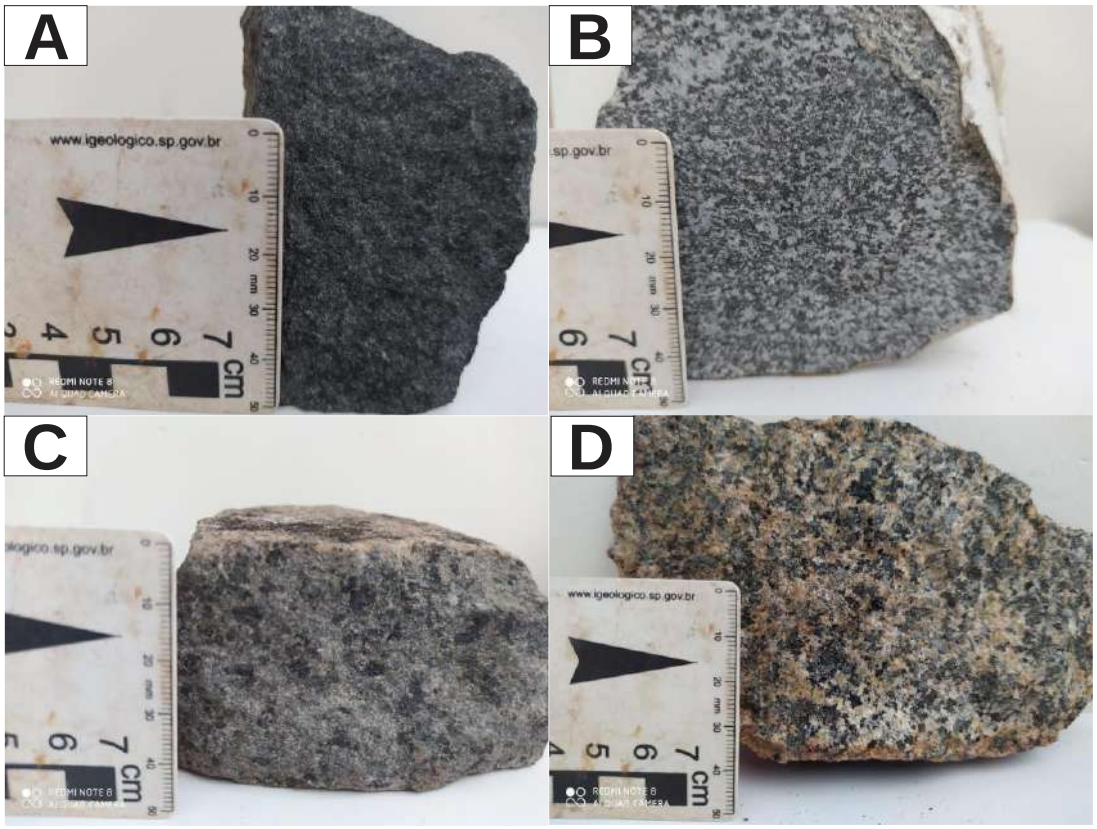
3.4. **Rochas máficas a intermediárias**

3.4.1. Caracterização do litotipo

O quartzo-monzodiorito é o litotipomáfico que ocorre de forma mais generalizada no plúton. Normalmente está associada ao monzogranito nos afloramentos, entretanto, na porção centro-sul é comum observar a maior presença de afloramentos apenas do quartzo-monzodiorito. O quartzo-monzodiorito também apresenta uma leve variação textural passando de inequigranular fino para inequigranular fino a médio. De forma restrita há uma leve variação composicional para granodiorito. No núcleo do plúton aflora o diorito. Essa rocha é cinza, melanocrática, apresentando aglomerados de minerais máficos arredondados de até 5 cm e granulação grossa. Apresenta-se nos afloramentos quase sempre bem intemperizada.

O quartzo-monzodiorito é mesocrático a melanocrático (Figura 36 A), com cores variando do cinza em tons escuros até o preto, na maioria das vezes equigranular de granulação fina com os cristais não ultrapassando 1 mm, também é comum observar a textura inequigranular seriada com granulação variando de fina a média com os cristais não ultrapassando 3 mm. Raramente são observados pequenos aglomerados félsicos, os mais comuns são aglomerados máficos que não ultrapassam os 5 mm. A biotita em alguns casos pode estar levemente orientada. A mineralogia consiste em: biotita, quartzo, feldspato e magnetita (reconhecida com auxílio de um imã de mão). O granodiorito apresenta-se mesocrático, com tons de cinza, a granulação é de fina a média e há maior presença de minerais félsicos como quartzo (Figura 36 B). O diorito é melanocrático de coloração cinza e granulação grossa, apresentando aglomerados de máficos com biotita e anfibólio (Figura 36 C). É comum encontrá-lo alterado (Figura 36 D)

Figura 36 - Variação textural e composicional apresentada pelas rochas máficas presentes no Complexo Intrusivo Forno Grande.

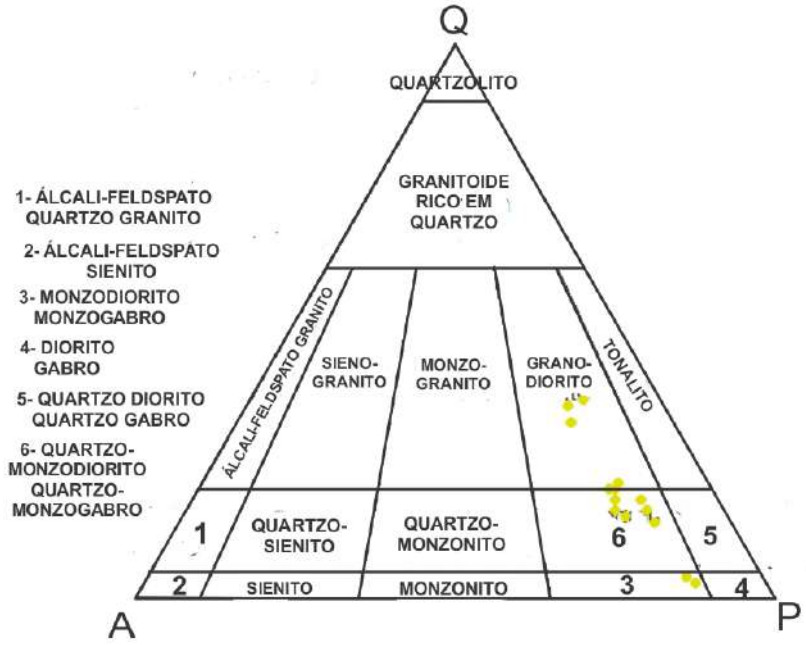


Legenda: (A) - Quartzo-monzodiorito; (B) -Granodiorito; (C) - Diorito e (D) - Diorito alterado.
Fonte: O autor, 2020.

3.4.2. Petrografia

De forma geral, microscopicamente essas rochas se caracterizam por sua granulação inequigranular seriada e porfirítica. As texturas comuns são poiquilítica e mimerquíticas. Estruturalmente é possível notar em alguns casos a orientação dos cristais de biotita. Aglomerados são comuns sempre ocorrendo entre os cristais de biotita, titanita, hornblenda e opacos. A mineralogia consiste em: plagioclásio, quartzo, biotita, ortoclásio, hornblenda, titanita, opacos e apatita, mudando a proporção desses minerais nos diferentes litotipos (Figura 37).

Figura 37 - Diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) para as rochas máficas e intermediária, caindo nos campos do granodiorito, quaertzo-monzodiorito e diorito.



Fonte: O autor, 2020

O plagioclásio apresenta-se idiomórfico a hipidiomórfico, com hábito tabular nos cristais menores a prismático/ripoforme nos fenocristais e levemente orientado na mesma direção da biotita sugerindo fluxo magmático. A geminação polissintética é característica (Figura 38 A), ecarlsbard (Figura 38 B). Inclusões são frequentes, tanto de biotita, quartzo e apatitasendo mais comuns no núcleo do cristal que por vezes parece estar “destruído” com pequenas partes da geminação na borda dos grãos. O plagioclásio também apresenta saussuritização (Figura 38 C). Uma característica marcante dos fenocristais de plagioclásio nessa unidade é zonamento composicional (Figura 38 D, E e F).

A biotita apresenta-se majoritariamente lamelar e por poucas vezes tabular. Apresenta coloração marrom e pleocroísmo em diferentes tons de marrom/castanho (tricoica). Os cortes na seção basal mascaram um pouco esse pleocróismo e os cristais apresentam cores de interferência anômala, mas essa é uma característica bem restrita. A biotita forma agregados junto aos cristais de anfibólio (hornblenda), opacos e titanita. Apresenta típica extinção mosqueada e cores de interferência verde, rosa, laranja e amarelo. A biotita apresenta orientação de fluxo magmático e é o principal mineral máfico da rocha.

O quartzo apresenta-se xenomórfico e poligonizado, principalmente em seus contatos. Apresenta-se disperso na matriz.

O ortoclásio apresenta-se subidiomórfico, sem macla, coloração cinza de primeira ordem e é reconhecido através da alteração para sericita e também por seu caráter pertítico.

Os cristais de titanita são xenomórficos e seu hábito característico é granular, podendo aparecer em forma pseudo-losangular. Apresenta relevo alto, fraco pleocroísmo marrom claro/castanho, cores acastanhadas e ocorrem em aglomerados junto à biotita, hornblenda e opacos (Figura 38 G). Por vezes ocorrem inclusões de opacos na titanita. Apresenta birrefringência anômala marrom e por vezes tons esbranquiçados. Possuem inclusões de apatita, biotita e quartzo.

A hornblenda apresenta-se hipidiomórfica a xenomórfica, com hábito majoritariamente granular e mais restrito prismático. Apresenta pleocroísmo em tons de verde claro a escuro e castanho podendo se tratar da hastingsita. Ocorre em aglomerados com a biotita, titanita e opacos sendo menos frequentemente dispersos na matriz (Figura 38 H). Apresentam cor de interferência verde anômala devido à absorção que fica mascarada no mineral, por vezes apresenta cores amareladas. Devido ao corte na seção prismática, a hornblenda não apresenta a típica clivagem em duas direções, sendo observada apenas uma. Seus cristais geralmente são de contornos bem corroídos, produto da desestabilização, com formação detexturasimplectítica com o quartzo.

Os minerais opacos ocorrem das mais variadas formas podendo ser arredondados, tabulares e anédricos e é comum observá-los em aglomerados com os minerais máficos.

Figura 38 - Composição mineralógica e aspectos texturais microscópicos das unidades máficas a intermediárias. (Continua)

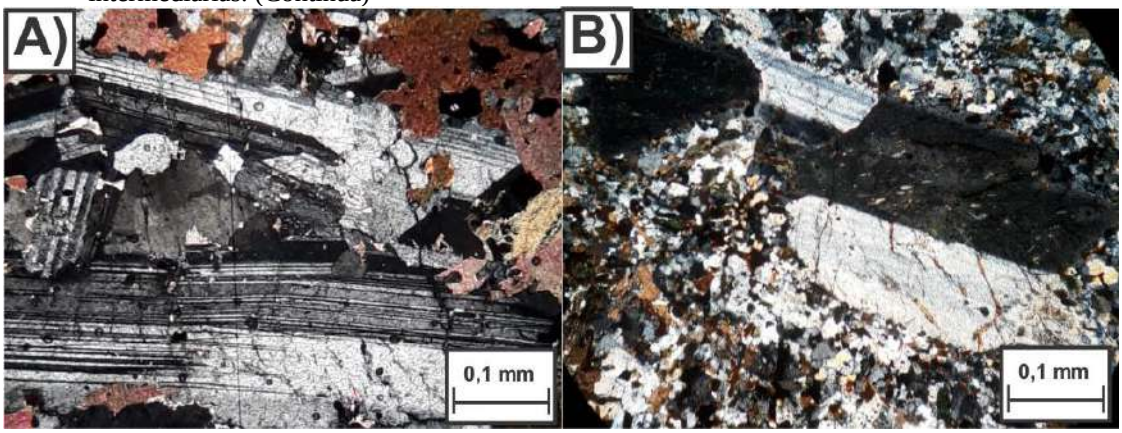
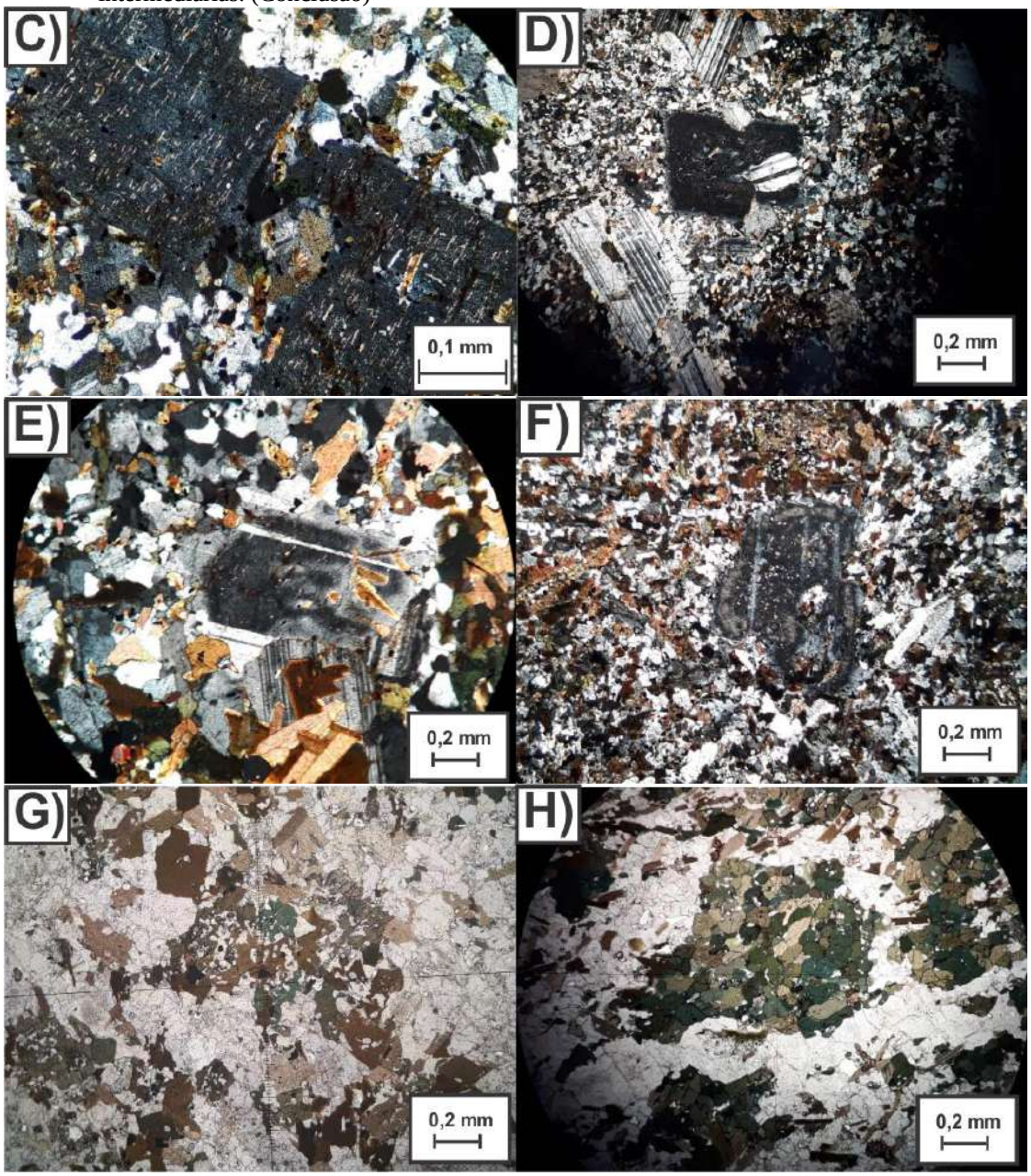


Figura 20 - Composição mineralógica e aspectos texturais microscópicos das unidades máficas a intermediárias. (Conclusão)



Legenda: (A) - Geminação polissintética no cristal de plagioclásio; (B) - Geminação Carlsbard em cristal de plagioclásio; (C) - Saussuritização em cristal de plagioclásio; (D), (E) e (F) - Zonação nos cristais de plagioclásio; (G) - Biotita formando aglomerados com cristais de titanita, opacos e hornblenda; (H) - Cristais de hornblenda ocorrendo em aglomerados.

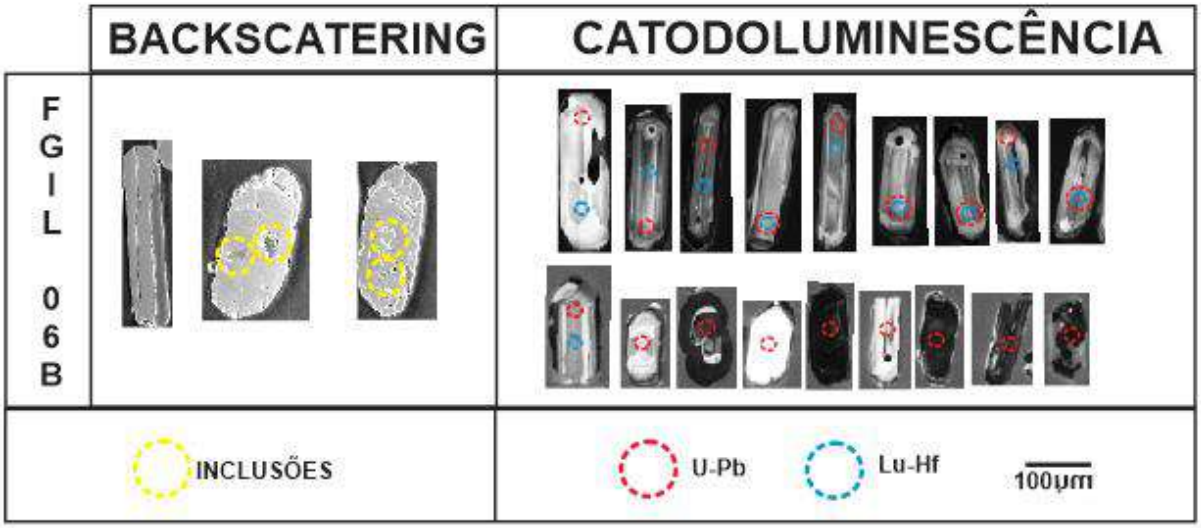
Fonte: O autor, 2020.

3.4.3. Geocronologia U-Pb

A amostra selecionada para datação das rochas máficas a intermediárias foi a FGIL 06 B (quartzo-monzodiorito). Os zircões observados em lupa são subédricos a euédricos, incolores

e transparentes a translúcidos. Nas imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) foi possível identificar diversas inclusões e fraturas. Nas imagens de catodoluminescência foi possível observar que quase a totalidade dos grãos apresenta zonamento oscilatório, característica intrínseca de rochas magmáticas (Figura 39). As amostras também apresentam grandes quantidades de núcleos herdados.

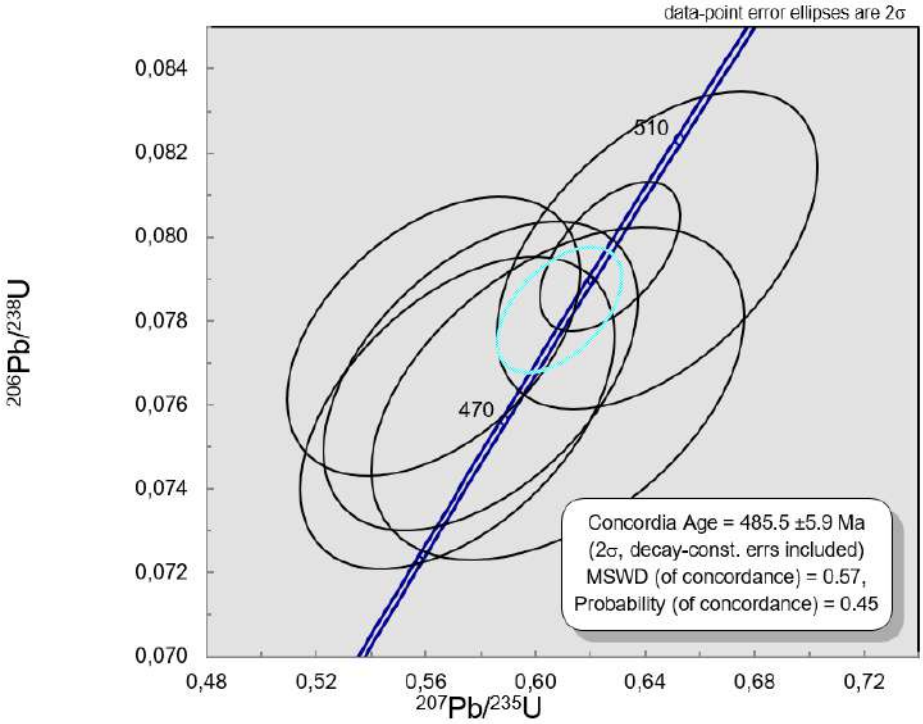
Figura 39 - Imagens de BSE e CL de grãos de zircão representativos das amostras FGIL 06 B.



Fonte: O autor, 2020.

A amostra FGIL 06 Bfornece uma idadede cristalização de 485,5 ± 5,9 Ma no diagrama de concórdia, MSWD = 0,57 e razão Th/U variando de 0,14 a 1,59 (Figura 40, Tabela 8).

Figura 21 - Diagrama Concórdia para a amostra FGIL 06 B.



Fonte: O autor, 2020.

Tabela 8 - Valores U-Pb da amostra FGIL 06 B

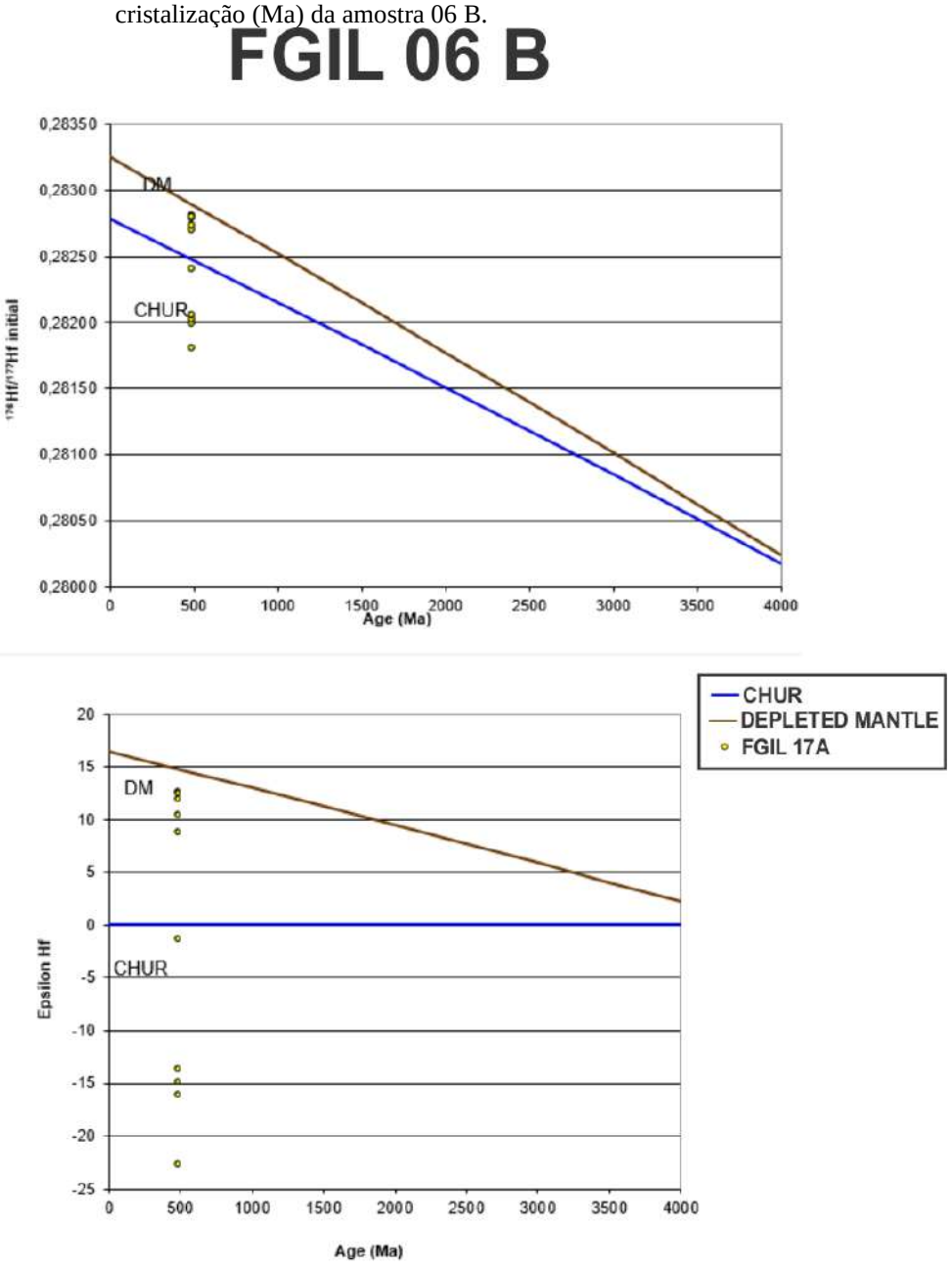
						Isotoperatios[c]							Ages (Ma)						
Spot number	f_{206}[a]	**Pb ppm**	**Th ppm**	**U ppm**	**Th/U[b]**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s [%]**	**Rho[d]**	$^{207}Pb/^{206}Pb$[e]	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	**1 s abs**	**% Conc[f]**
FGIL 06B (A) 01	0,0139	3	36	23	1,61	0,5158	9,75	0,0777	4,02	0,41	0,0482	8,88	482	19	422	41	107	10	451
FGIL 06B (A) 02	0,0070	7	96	67	1,43	0,6081	9,15	0,0763	4,25	0,47	0,0578	8,10	474	20	482	44	523	42	91
FGIL 06B (A) 03	0,0052	9	122	79	1,55	0,6586	7,64	0,0823	3,29	0,43	0,0580	6,89	510	17	514	39	530	37	96
FGIL 06B (A) 04	0,0054	5	77	50	1,53	0,5716	8,18	0,0758	4,01	0,49	0,0547	7,13	471	19	459	38	399	28	118
FGIL 06B (A) 05	0,0108	6	83	54	1,54	0,5627	7,76	0,0776	3,50	0,45	0,0526	6,92	482	17	453	35	310	21	155
FGIL 06B (A) 06	0,0081	6	74	62	1,18	0,5799	8,08	0,0767	3,93	0,49	0,0548	7,06	476	19	464	38	406	29	117
FGIL 06B (A) 07	0,0086	5	59	46	1,27	0,6168	8,86	0,0834	3,47	0,39	0,0536	8,15	517	18	488	43	355	29	145
FGIL 06B (A) 08	0,0031	14	130	136	0,96	0,6443	7,42	0,0797	3,87	0,52	0,0586	6,32	494	19	505	37	554	35	89
FGIL 06B (A) 09	0,0142	4	63	40	1,59	0,7265	9,05	0,0758	3,73	0,41	0,0695	8,24	471	18	555	50	914	75	52
FGIL 06B (B) 01	0,0026	20	96	210	0,46	0,6462	2,80	0,0817	1,88	0,67	0,0574	2,07	506	10	506	14	507	10	100
FGIL 06B (B) 02	0,0077	12	164	104	1,58	0,6700	3,89	0,0795	1,69	0,43	0,0611	3,50	493	8	521	20	642	23	77
FGIL 06B (B) 03	0,0020	70	17	125	0,14	12,0455	5,05	0,5109	4,84	0,96	0,1710	1,46	2661	129	2608	132	2567	38	104
FGIL 06B (B) 04	0,0096	6	87	48	1,80	0,6270	3,33	0,0795	1,83	0,55	0,0572	2,79	493	9	494	16	498	14	99
FGIL 06B (B) 05	0,0119	28	310	483	0,64	0,5297	8,05	0,0573	4,75	0,59	0,0670	6,50	359	17	432	35	839	55	43
FGIL 06B (B) 06	0,0162	11	151	99	1,53	0,7234	8,63	0,0783	1,64	0,19	0,0670	8,47	486	8	553	48	837	71	58
FGIL 06B (B) 07	0,0378	2	10	20	0,53	0,7478	5,17	0,1072	1,53	0,30	0,0506	4,93	657	10	567	29	222	11	296
FGIL 06B (B) 08	0,0043	44	416	446	0,93	0,6858	5,70	0,0834	3,84	0,67	0,0597	4,21	516	20	530	30	591	25	87
FGIL 06B (B) 09	0,0072	60	378	640	0,59	0,7841	5,97	0,0910	4,83	0,81	0,0625	3,51	561	27	588	35	691	24	81

Fonte: O autor, 2020.

3.4.4. Geoquímica Isotópica Lu-Hf

Na amostra FGIL 06 B, foram analisados 10 grãos de zircão (Tabela). Apresentam razão $^{176}Hf/^{177}Hf$ variando de 0,281810 a 0,282806, os valores de ε_{Hf} (t) entre 12,57 e -22,7 (Figura 41, Tabela 9). As idades T_{DM} crustais possuem boa correlação com os valores de ε_{Hf} (t). Os ε_{Hf} (t) positivos que variam entre 8,79 a 12,57possuem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais jovens, entre 0,65 a 0,86 Ga e os ε_{Hf} (t) negativos que variam de -1,34 a -22,7 exibem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais antigas entre de 1,44 a 2,64 Ga.

Figura 41 - Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf}x Idades de cristalização (Ma) da amostra 06 B.



Fonte: O autor, 2020.

Tabela 9 - Valores Lu-Hf da amostra FGIL 06 B

	U/Pb		Sample (Presentdayratios)				Chur	DM	Sample InitialRatios				DM Model Age (Ga)	%corr	Crustal Residence
Sample	**Age (Ma)**	**±2s**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$**	**±2SE**	**$^{176}Lu/^{177}Hf$**	**±2SE**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**eHf(0)**	**eHf(t)**	**±2SE**			
FGIL 06 B 01	485	8	0,281815	1,93E-04	5,16E-04	4,6E-06	0,282451	0,282864	0,281810	-34,31	-22,70	0,56	2,64	10	2106
FGIL 06 B 02	485	8	0,282708	1,98E-04	8,72E-04	8,5E-06	0,282451	0,282864	0,282699	-2,73	8,79	0,23	0,86	17	335
FGIL 06 B 03	485	8	0,282001	7,07E-05	5,14E-04	1,5E-05	0,282451	0,282864	0,281996	-27,73	-16,11	0,71	2,27	10	1740
FGIL 06 B 04	485	8	0,282793	5,87E-05	8,39E-04	7,5E-06	0,282451	0,282864	0,282785	0,28	11,81	0,29	0,69	16	162
FGIL 06 B 05	485	8	0,282814	9,43E-05	8,42E-04	2,3E-05	0,282451	0,282864	0,282806	1,03	12,57	0,54	0,65	17	119
FGIL 06 B 06	485	8	0,282039	2,11E-04	6,87E-04	3,0E-05	0,282451	0,282864	0,282032	-26,39	-14,84	0,88	2,20	12	1669
FGIL 06 B 07	485	8	0,282420	8,05E-05	6,76E-04	1,4E-05	0,282451	0,282864	0,282413	-12,91	-1,34	0,05	1,44	13	911
FGIL 06 B 08	485	8	0,282752	9,93E-05	8,39E-04	1,8E-05	0,282451	0,282864	0,282744	-1,16	10,37	0,38	0,77	16	245
FGIL 06 B 09	485	8	0,282070	7,73E-05	5,28E-04	2,3E-05	0,282451	0,282864	0,282065	-25,29	-13,68	0,80	2,13	9	1604
FGIL 06 B 10	485	8	0,282816	1,72E-05	1,19E-03	2,8E-05	0,282451	0,282864	0,282804	1,09	12,50	0,49	0,65	19	122

Fonte: O autor, 2020.

3.5. **Dique Hololeucocrático**

3.5.1. Caracterização do litotipo

O dique hololeucocrático ocorre na borda oeste do plúton, cortando o monzogranito (FGIL 6A) e o quartzo-monzodiorito (FGIL 6B) (Figura 42 A e B). O dique de coloração branca apresenta espessura de 30 centímetros. O dique apresenta enclaves máficos microgranulares (Figura 42 C), além de pequenas linhas de minerais máficos (Figura 42 D), ambos provenientes da interação do dique com as rochas que ele corta. Nocontato com os outros litotipos presente forma-se uma borda de reação com presença de minerais máficos como biotita e anfibólio, além da presença de magnetita (Figura 42E e F).

Figura 42 - Aspectos macroscópicos do dique hololeucocrático (Continua)

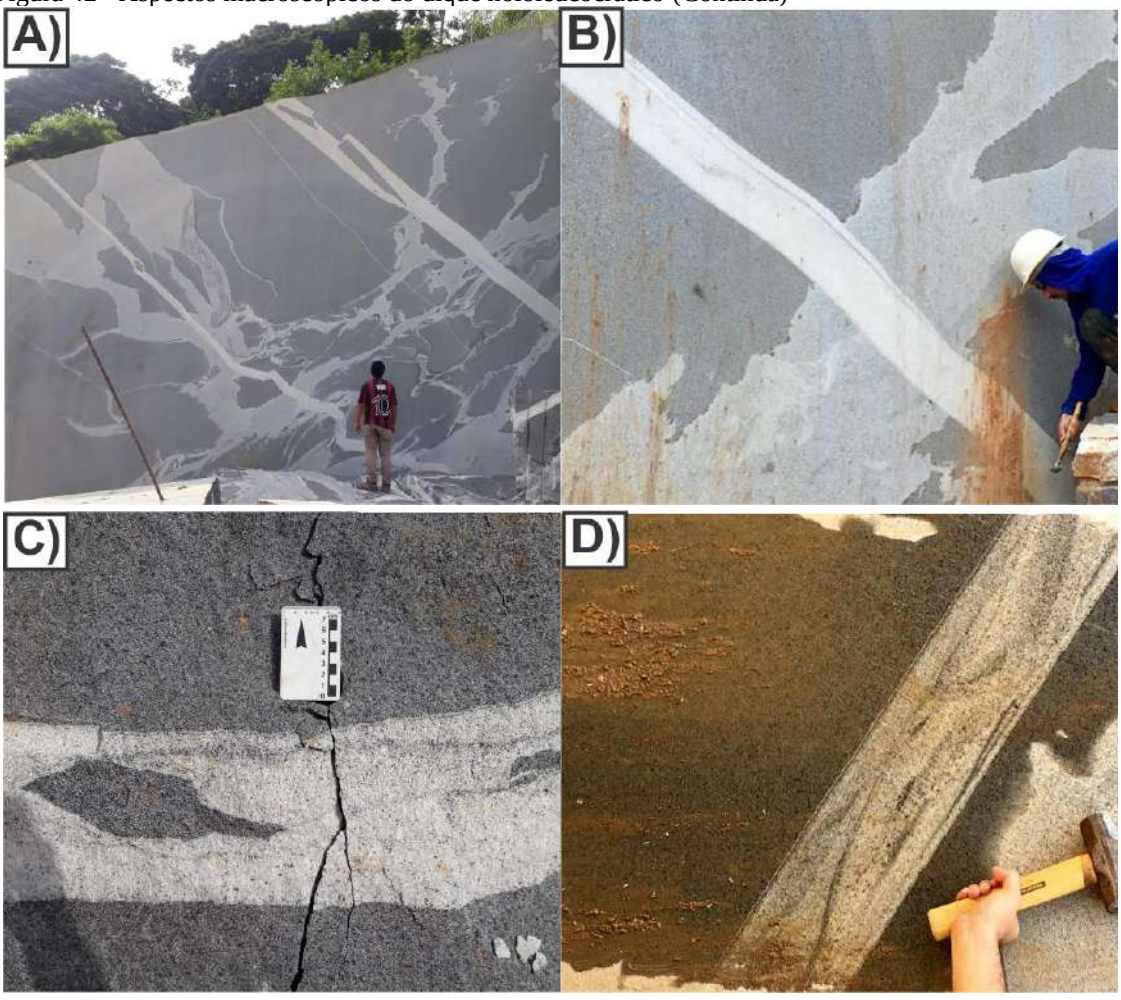
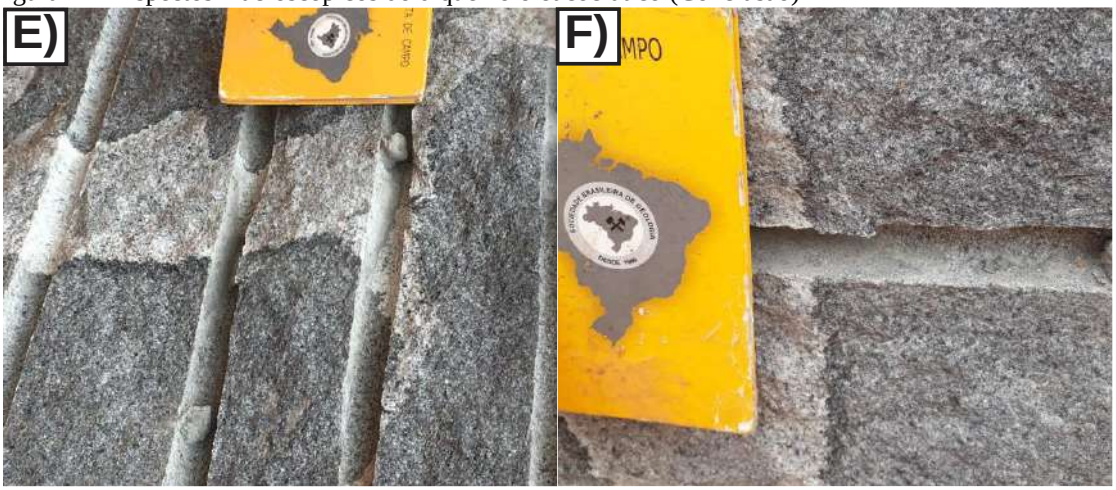


Figura 42 - Aspectos macroscópicos do dique hololeucocrático (Conclusão)



Legenda: (A) e (B) - Dique hololeucocrático cortando o monzogranito e o quartzo-monzodiorito; (C) - Enclaves do quartzo-monzodiorito presentes no dique; (D) - Linhas de minerais máficos no dique hololeucocrático; (E) e (F) – Borda de reação formada no contato entre o dique hololeucocrático e o quartzo-monzodiorito.
Fonte: O autor, 2020.

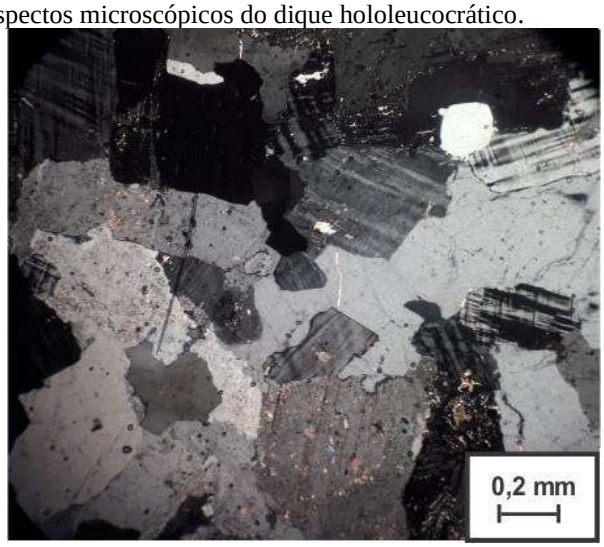
3.5.2. Petrografia

Microscopicamente a rocha apresenta-se holocristalina, fanerítica, equigranular, granulação média. Apresenta textura poiquilítica e mimerquita. No que diz respeito à mineralogia tem-se: Microclina, Plagioclásio, Quartzo, Biotita, Ortoclásio, Sericita, Carbonatos e Opacos.

O K-feldspato apresenta-se incolor sob luz plano polarizada e relevo baixo. A microclina tem hábito é quadrático-tabular, variando de idiomórfico a hipidiomórfico. Apresenta textura poiquilítica com inclusões de grãos arredondados como quartzo, muscovita e carbonatos. Apresenta por vezes em alguns poucos grãos com geminação difusa característica da microclina, evidenciando que houve triclinização (Figura 42), e na maioria dos grãos a macla tartan é bem desenvolvida. Apresenta na maioria das vezes sericitização e no centro de alguns cristais aparecem manchas de contornos bem definidos e de coloração cinza (Figura 43). O ortoclásio apresenta-se incolor e de relevo baixo. Apresentam hábito prismático hipidiomórfico a xenomórfico ausentes de geminação. O quartzo apresenta-se incolor e de relevo baixo. O hábito é de grãos granulares e xenomórfico, muita das vezes apresenta-se incluso. A biotita ocorre como cristais lamelares com cores variando do amarelo ao marrom escuro. Os minerais opacos assumem formas hipidiomórficas quadradas, por vezes xenomórficas ovaladas. A

sericita apresenta-se cobrindo os grãos de feldspatos com granulação fina, xenomórfica, coloração rosa, azul e amarela. Ocorre como produto da alteração dos feldspatos por processo de sericitização, sendo formada por hidratação posterior a cristalização da rocha (Figura 43).

Figura 22 - Aspectos microscópicos do dique hololeucocrático.

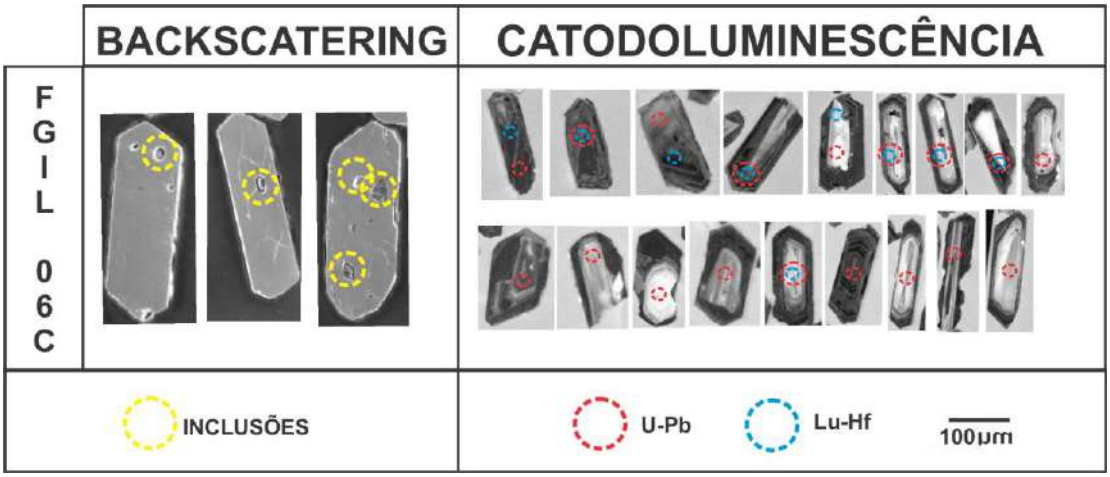


Legenda: Cristais de K-feldspato (ortoclásio e microclina) exibindo intensa sericitização e cristais de microclina exibindo geminação difusa.
Fonte: O autor, 2020.

3.5.3. Geocronologia U-Pb

A amostra selecionada para datação foi a FGIL 06 C. Os zircões observados em lupa são subédricos a euédricos, incolores e transparentes a translúcidos. Nas imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) foi possível identificar diversas inclusões e fraturas. Nas imagens de catodoluminescência foi possível observar que quase a totalidade dos grãos apresenta zonamento oscilatório, característica intrínseca de rochas magmáticas (Figura 44). As amostras também apresentam grandes quantidades de núcleos herdados.

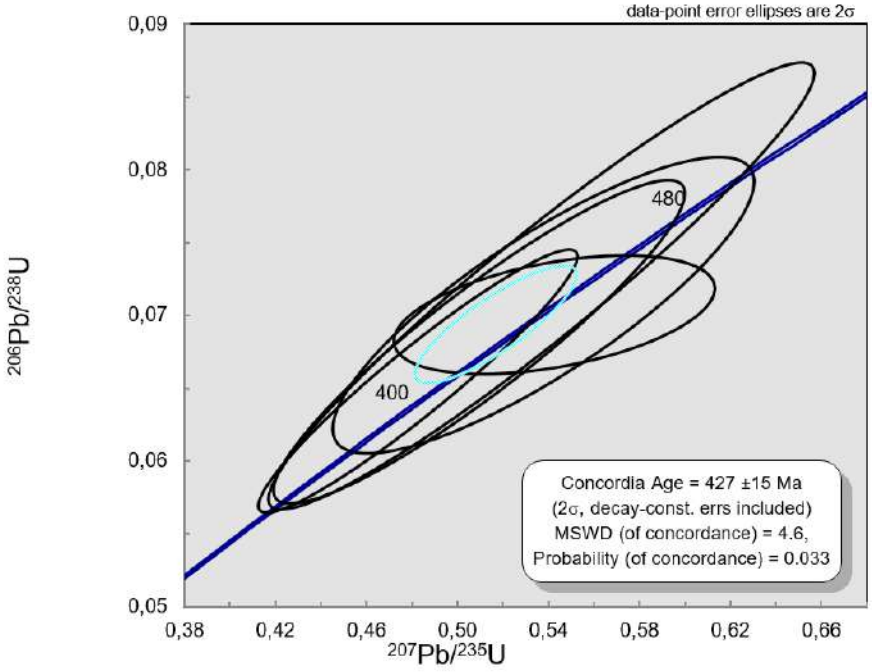
Figura 23 - Imagens de BSE e CL de grãos de zircão representativos das amostras FGIL 06 C.



Fonte: O autor, 2020.

A amostra FGIL 06 C, fornece uma idade de cristalização de427 ± 15 Ma no diagrama de concórdia, MSWD = 4,6 e razão Th/U variando de 0,37 a 2,8 (Figura 45, Tabela 10).

Figura 45 - Diagrama Concórdia para a amostra FGIL 06 C.



Fonte: O autor, 2020

Tabela 10 – Valores U-Pb da amostra FGIL 06 C

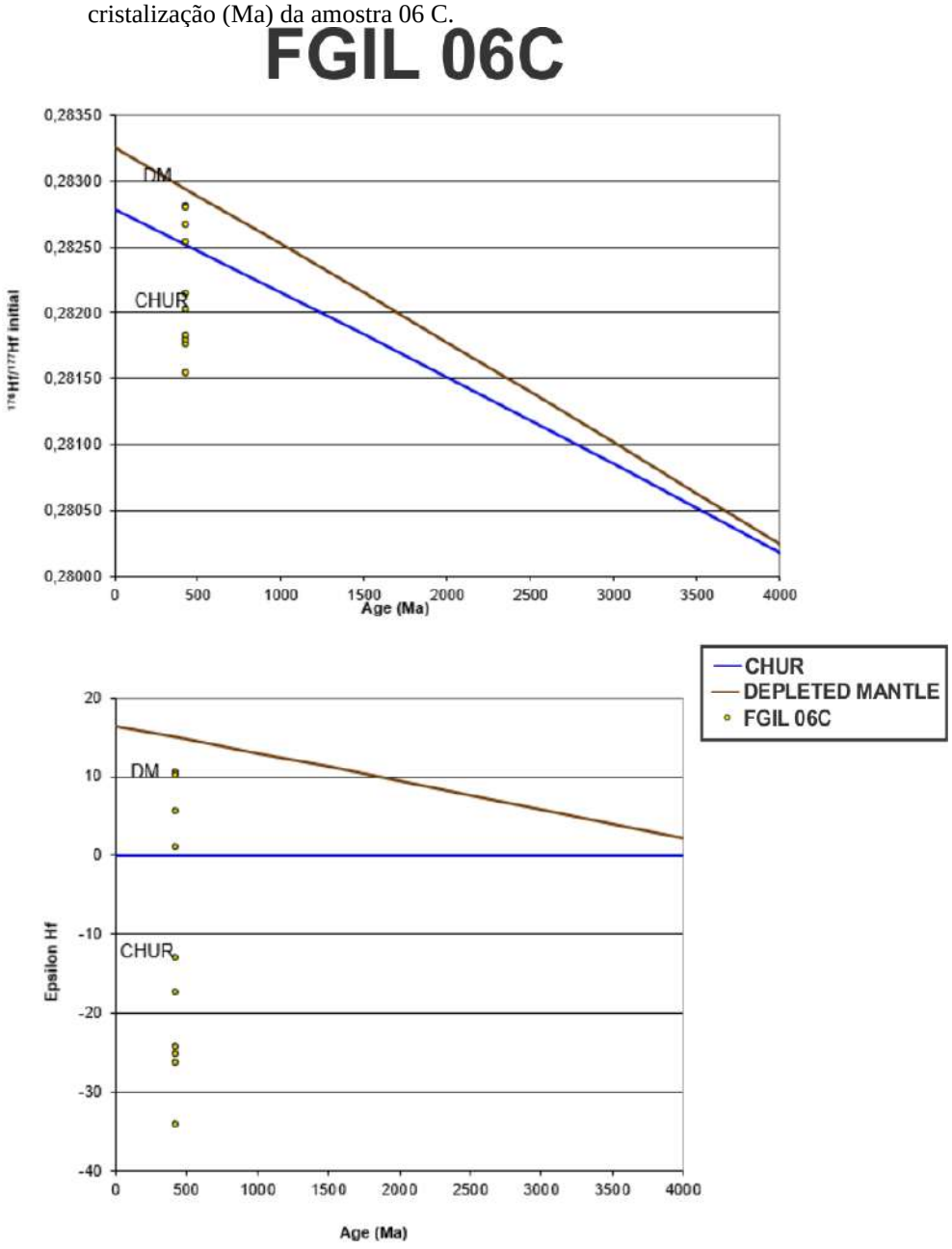
						Isotoperatios[c]							Ages (Ma)						
Spot number	f_{206}[a]	**Pb ppm**	**Th ppm**	**U ppm**	**Th/U[b]**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s [%]**	**Rho[d]**	$^{207}Pb/^{206}Pb$[e]	**1 s [%]**	$^{206}Pb/^{238}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{235}U$	**1 s abs**	$^{207}Pb/^{206}Pb$	**1 s abs**	**% Conc[f]**
FGIL 06C (A) 1	0,0252	3	20	35	0,59	1,1862	8,17	0,1564	7,20	0,88	0,0550	3,87	937	67	794	65	412	16	227
FGIL 06C (A) 2	0,4313	19	206	271	0,76	0,7446	23,54	0,0790	23,23	0,99	0,0684	3,81	490	114	565	133	880	34	56
FGIL 06C (A) 3	0,2585	7	37	113	0,33	0,8757	12,33	0,1042	10,81	0,88	0,0609	5,93	639	69	639	79	637	38	100
FGIL 06C (A) 4	1,1748	15	59	212	0,28	1,7823	8,54	0,1683	6,30	0,74	0,0768	5,76	1003	63	1039	89	1116	64	90
FGIL 06C (A) 5	0,2706	5	26	79	0,33	0,6436	26,00	0,0733	24,45	0,94	0,0637	8,84	456	112	505	131	730	65	62
FGIL 06C (A) 6	0,1925	49	621	433	1,43	0,7074	25,17	0,0736	24,72	0,98	0,0697	4,77	458	113	543	137	920	44	50
FGIL 06C (A) 7	0,0337	3	22	27	0,79	0,5368	18,27	0,0720	17,42	0,95	0,0541	5,50	448	78	436	80	374	21	120
FGIL 06C (A) 8	0,0069	32	1233	437	2,82	0,5676	12,45	0,0655	11,80	0,95	0,0628	3,98	409	48	456	57	702	28	58
FGIL 06C (A) 9	0,0145	70	543	681	0,80	0,7072	9,62	0,0747	7,94	0,83	0,0687	5,43	464	37	543	52	889	48	52
FGIL 06C (B) 1	0,0436	97	1022	1057	0,97	0,6404	2,79	0,0746	1,71	0,61	0,0623	2,20	464	8	503	14	684	15	68
FGIL 06C (B) 2	0,0495	10	80	147	0,55	0,4980	24,79	0,0662	24,21	0,98	0,0546	5,35	413	100	410	102	395	21	105
FGIL 06C (B) 3	0,3511	3	22	27	0,82	0,6727	8,51	0,0890	5,05	0,59	0,0548	6,86	550	28	522	44	405	28	136
FGIL 06C (B) 4	0,0133	7	52	113	0,46	0,4825	11,86	0,0655	11,25	0,95	0,0534	3,76	409	46	400	47	347	13	118
FGIL 06C (B) 5	0,7744	3	20	39	0,51	0,5378	14,10	0,0707	11,76	0,83	0,0552	7,77	440	52	437	62	419	33	105
FGIL 06C (B) 6	0,0635	45	524	645	0,81	0,5425	10,66	0,0700	4,74	0,44	0,0562	9,55	436	21	440	47	460	44	95
FGIL 06C (B) 7	0,4611	11	94	216	0,43	0,6779	25,11	0,0786	19,64	0,78	0,0626	15,65	487	96	526	132	694	109	70
FGIL 06C (B) 8	0,1032	56	564	769	0,73	0,4724	11,40	0,0595	8,01	0,70	0,0576	8,11	373	30	393	45	515	42	72
FGIL 06C (B) 9	0,2351	4	26	59	0,44	0,5094	14,51	0,0682	13,33	0,92	0,0542	5,73	425	57	418	61	379	22	112

Fonte: O autor, 2020.

3.5.4. Geoquímica Isotópica

Na amostra FGIL 06 C, foram analisados 10 grãos de zircão. Apresentam razão $^{176}Hf/^{177}Hf$ variando de 0,281546 a 0,282810, os valores de ε_{Hf} (t) entre 12,7 e -32,04 (Figura 46, Tabela 11). As idades T_{DM} crustais possuem boa correlação com os valores de ε_{Hf} (t). Os ε_{Hf} (t) positivos que variam entre 3,25 e 12,7 possuem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais jovens, entre 0,64 a 1,18 Ga e os ε_{Hf} (t) negativos que variam de -10,80 a -36,62 exibem idades de extração mantélica (T_{DM}) mais antigas entre de 1,97 a 3,15 Ga.

Figura 46 - Gráfico com valores de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial x idade de cristalização (Ma) e ε_{Hf} x Idades de cristalização (Ma) da amostra 06 C.



Fonte: O autor, 2020.

Tabela 11 - Valores Lu-Hf da amostra FGIL 06 C

	U/Pb		**Sample (Present Day ratios)**				**Chur**	**DM**	**Sample InitialRatios**				**DM Model**	%	**Crustal**
Sample	**Age (Ma)**	**±2s**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$**	**±2SE**	**$^{176}Lu/^{177}Hf$**	**±2SE**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**$^{176}Hf/^{177}Hf$ (t)**	**eHf(0)**	**eHf(t)**	**±2SE**	**Age (Ga)**	**corr**	**residence**
FGIL 06 C 01	427	10	0,282558	1,21E-04	1,56E-03	1,4E-05	0,282451	0,282864	0,282543	-8,02	3,25	0,09	1,18	24	651
FGIL 06 C 02	427	10	0,282827	1,40E-04	1,76E-03	7,7E-05	0,282451	0,282864	0,282810	1,49	12,70	0,80	0,64	29	111
FGIL 06 C 03	427	10	0,282689	1,84E-04	2,19E-03	1,3E-05	0,282451	0,282864	0,282667	-3,39	7,67	0,20	0,93	36	399
FGIL 06 C 04	427	10	0,282162	6,60E-05	1,59E-03	4,1E-05	0,282451	0,282864	0,282146	-22,04	-10,80	0,49	1,97	25	1443
FGIL 06 C 05	427	10	0,281554	7,29E-04	8,05E-04	9,0E-06	0,282451	0,282864	0,281546	-43,54	-32,04	1,05	3,15	13	2620
FGIL 06 C 06	427	10	0,282038	1,75E-04	1,63E-03	1,7E-05	0,282451	0,282864	0,282022	-26,41	-15,19	0,45	2,22	23	1689
FGIL 06 C 07	427	10	0,281780	1,52E-04	7,08E-04	1,6E-06	0,282451	0,282864	0,281773	-35,55	-24,02	0,52	2,71	11	2178
FGIL 06 C 08	427	10	0,282820	2,20E-04	1,91E-03	4,3E-05	0,282451	0,282864	0,282801	1,24	12,40	0,52	0,66	31	128
FGIL 06 C 09	427	10	0,281810	1,08E-03	8,00E-04	1,1E-05	0,282451	0,282864	0,281802	-34,46	-22,96	0,83	2,65	12	2120
FGIL 06 C 10	427	10	0,281837	1,31E-04	8,47E-04	1,2E-05	0,282451	0,282864	0,281829	-33,51	-22,02	0,75	2,60	12	2068

Fonte: O autor, 2020.

4. **DISCUSSÕES**

O objetivo desta investigação foi compreender o magmatismo pós-colisional relacionado ao colapso orogênico no Orógeno Araçuaí. Neste contexto do final da evolução do orógeno, plútons zonados foram intrudidos ao longo de uma faixa seguindo a costa atlântica do sudeste do Brasil nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo.

A ausência de deformação, bem como a natureza bimodal doslitotipos investigados apontam para um ambiente extensional para a colocação desse plúton (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000). Este processo pode ter começado logo após o processo de colisão e ocorreu durante o colapso orogênico. Dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf podem ajudar a desvendar as fontes e os processos magmáticos envolvidos na origem deste magmatismo e feições particulares que atingiram a crosta.

Desta forma, os resultados de petrografia, geocronologia U-Pb e isótopos de Hf permitem contribuir com quatro aspectos na formação dos corpos intrusivos pós-colisionais do Orógeno Araçuaí. Inicialmente são discutidas as relações faciológicas dos litotipos presentes no corpo intrusivo e suas encaixantes. O segundo aspecto, o processo magmático que resultou na mistura de magmas, através de trabalhos de campo e dos estudos petrográficos. O terceiro aspecto analisado compreende a aplicação dos resultados U-Pb e Lu-Hf para a evolução crustaldo Orógeno Araçuaí. O quarto aspecto relevado neste trabalho é o do significado deste magmatismo. Por último são discutidasas perspectivas tectônicas, em termos de posicionamento de nível crustal e inferências sobre a evolução tectônica dos orógenos Araçuaí e Ribeira.

4.1. **Carcaterizaçãode campo do Complexo Intrusivo Forno Grande**

O Complexo Intrusivo Forno Grande é um plúton elíptico e zonado que define um relevo escarpado e montanhoso, cujo estudo é favorecido por afloramentos em lajedos, encostas de morros e cortes onde ocorre explotação de rochas ornamentais em pedreiras ativas ou abandonadas. Este estudo permitiu concluir que este plúton é composto por rochas máficas e intermediárias (granodiorito, quartzo-monzodiorito e diorito) que afloram de forma mais abundante na parte central e sul do plúton e rochas monzograníticas nas bordas do corpo

intrusivo, além de feições texturais características de mistura *mingling* e *mixing*. O mapeamento faciológico foi realizado de acordo com a proposta feita por Ulbrich et al. (2001), levando em consideração mineralogia, textura, estruturas, relações de contatos entre as diferentes fácies dentro do plúton e com as suas encaixantes.

O monzogranito predomina nas bordas do corpo e apresenta variações texturais entre inequigranular seriada de matriz fina a média e inequigranular porfirítico. Enclaves máficos são comuns e sempre ocorrem associados ao granito. As rochas máficas e intermediárias ocorrem nas porções interiores do plúton e variam composicionalmente de diorito a granodiorito. O diorito é predominante no núcleo do maciço, enquanto na porção centro-sul do maciço há presença do quartzo-monzodiorito como salienta Meyer (2017), mas que neste trabalho foi observado também uma variação composicional para termos mais granodioríticos, evidenciando uma variação composcional nessa unidade. O quartzo-monzodiorito também está presente na forma de enclaves microgranulares no monzogranito.

OCIFG ocorre intrudindo rochas encaixantes compostas por orto e paragnaisses de grau metamórfico entre anfibolito a granulito, além de mármores e rochas calciossilíticas (VIEIRA et al. 2014). A diferenciação em campo entre as rochas do plúton e as encaixantes além dos aspectos petrográficos e estruturais, se dá tamnbém do ponto de vista geomorfológico. Para as rochas do maciço observam-se relevos mais íngremes, montanhosos e escarpados, enquanto as rochas encaixantes o relevo é mais colinoso, na forma de morros e morrotes. A presença de xenólitos da encaixante foi mapeada ao longo de todo o corpo intrusivo e estão relacionados ao ortognaisse tonalítico Alto Guandu que são as principais rochas encaixantes. Esses xenólitos são parcialmente consumidos e possuem como constituintes principais os minerais máficos como magnetitae anfibólio, além de exibirem foliação dada pelos cristais de biotita. Por outro lado, no Complexo Intrusivo Forno Grande, a presença de foliação é marcada pelos cristais de biotita e pelos fenocristais tabulares de K-feldspato, esão interpretados como resultado de fluxo ígneo.

4.2. **Os processos magmáticos de *mingling* e *mixing***

Os processos de mistura de magma são reportados na literatura e interpretados como um importante processo de evolução em muitos sistemas magmáticos. Estes processos são documentados através de evidências estruturais, petrográficas e geoquímicas que registram

contínua atividade em câmaras magmáticas que produzem magmas que podem ser composicionalmente semelhantes ou diferentes (BARBARIN. 1992; CHAPPEL. 1996; DE CAMPOS et al. 2004, 2016; DIDIER. 1982; HIBBARD. 1981; JANOUSEK et al. 2000, 2004; LIU et al 2013; PERUGINI & POLI. 2012; SIAL et al. 1998; SLUNA et al. 2019; VENCE. 1965; VERNON. 1984; ZHANG et al. 2016, ZHANG et al. 2017). Quando os magmas envolvidos são semelhantes, a mistura é homogeneizada de forma a dificultar o seu reconhecimento. Porém, quando os magmas mostram contrastes composicionais significativos (como viscosidade e densidade), a mistura pode ser restrita, exceto sob condições dinâmicas caracterizadas por convecções turbulentas (DE CAMPOS et al. 2008, 2015).

4.2.1. Feições macroscópicas de mistura de magmas

O contraste em relação à temperatura e composição química de magmas diferentes gera variadas reações de desequilíbrio. O Complexo Intrusivo Forno Grande tem como característica principal a bimodalidade dos corpos intrusivos, que exibem um zonamento inverso marcado por núcleos máficos e bordas graníticas, separados por extensas faixas de mistura química e mecânicadosdiferentes litotipos. As feições de mistura foram observadas nos trabalhos de campo, e sua descrição permite um melhor entendimento da história e evolução magmática do plúton.

Os enclaves máficos microgranulares (MME) representam a principal evidência de mistura. O termo enclave magmático é utilizado para identificar uma porção discreta de um magma dentro de um magma hospedeiro, com uma composição diferente, sendo também reconhecidos na literatura como enclaves microgranitoides, enclaves magmáticos máficose enclaves magmáticos (BACON, 1986; BARBARIN, 1990, 2005; DIDIER, 1973; DIDIER et al. 1982; DIDIER; BARBARIN, 1991; PERUGINI& POLI, 2012; VERNON 1984, 1990). No CIFG os enclaves são muito observados nas rochas monzograníticas, apresentando contornos muito bem definidos, podendo também existir contatos irregulares, crenulados e engolfamentos com bordas de reação, gerando por vezes pequenas faixas de *mixing*evidenciando o contraste textural, composicional e das fontes magmáticas (Figura 21). Por vezes esses enclaves formam trilhas (*backdiking*) no monzogranito e quando erodidos formam *box works* (Figuras 21 e 22). Os enclaves angulosos são mais restritos, e evidenciam um rápido resfriamento no momento da intrusão.

Na porção sul do maciço e central, onde há um predomínio de rochas máficas a intermediárias ocorrem complexos de complexosde intrusões graníticos em rede (*net-veined*), veios félsicos sinuosos, massas globulares semelhantes à *pillows* (textura *pillow-like*) do magma máfico no magma félsico (Figura 20).

Outra feição descrita tanto por Hibbard (1981) e Vernon (1983) são os arredondamentos dos cristais (corrosão). No CIFG eles são observados através dos xenocristais de K-feldspato que migram mecanicamente do monzogranito para os enclaves microgranulares (Figura 21). Feições agmáticas e *schilierens* (Figura 22) como descritas por Bayer et al. (1987) para o Complexo Intrusivo Santa Angélica também são comumente observadas no CIFG.

4.2.2. Feições Microscópicas de Mistura de Magmas

As feições microscópicas indicativas de mistura de magmas em conjunto corroboram com a interação de magmas de características físico-químicas distintas. Entre estas feições ressalta-se a zonação nos cristais de plagioclásio (Figura 23) mais comum no granodiorito quartzo-monzodiorito e diorito e mais restrito no monzogranito. O plagioclásio ocorre como fenocristais e os padrões de zoneamento observados evidenciam um desequilíbrio podendo estar relacionado a uma mudança no ambiente de cristalização quanto a um resfriamento muito rápido. Logo, são observadas texturas como zoneamentos sugerindo bordas mais sódicas e núcleos mais cálcicos, onde os núcleos mais alterados corroboram para uma composição mais anortítica, configurações do tipo *boxy cellular* relacionados à superarefecimento, inversão cristalina (sintaxia), *synnesius*, além de cristais arredondados (Figura 23 e 24).

A textura poiquilítica é muito observada principalmente nos cristais de feldspato, podendo também ocorrer comumente no quartzo e está relacionada com a entrada de um magma máfico numa câmara magmática félsica com alguns cristais formados, mas com abundância ainda de líquido (Figura 23). Normalmente observam-se inclusões de biotita, quartzo, hornblenda, apatita e opacos. Também é comum observar zonas preferenciais de inclusão, normalmente no núcleo, evidenciando mais uma vez no caso do plagioclásio uma diferença composicional de núcleo e borda (Figura 25).

Aglomerados (*clots*) de minerais máficos são muito comuns nas rochas máficas a intermediárias, embora sejam vistos de forma restrita no monzogranito (Figura 25). Eles apresentam a paragênese biotita+hornblenda+titanita+opacos+apatita e são normalmente

arredondados. Por vezes essa associação mineral ocorre manteando os cristais de plagioclásio e cristais de quartzo, dando origem à textura ocelar (Figura 25). A textura quartzo ocelar consiste em um cristal de quartzo relativamente grande, com inclusão de pequenos cristais de minerais máficos na sua borda. A mistura de dois sistemas, um mais félsico com cristais precoces de quartzo e outro mais máfico contendo pequenos cristais de hornblenda e biotita principalmente, gerados por resfriamento, justapõe quartzo e os minerais máficos.

Os cristais de apatita aciculares (Figura 25) ocorrem alongados com hábito acicular ao invés do hábito tabular, normalmente associados a diferentes minerais como plagioclásio, quartzo e os clotsmáficos corroboram para duas fontes distintas, onde a apatita forma-se durante um rápido resfriamento no sistema.

De acordo Hibbard (1991, 1995) uma só textura não pode ser considerada um indicativo de mistura de magmas e sim um conjunto de texturas, fato observado no CIFG. Vernon (1991) também chama atenção para microestruturas indicativas de mistura, como a granulação fina nos enclaves e que no CIFG é muito comum nas rochas máficas e intermediárias, onde predominam fenocristais de plagioclásio e a matriz apresenta granulação fina. Esse contraste de granulação resulta de um desequilíbrio térmico, que produz cristalização rápida, devido ao alto grau de resfriamento do magma.

4.3. **Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Lu-Hf**

4.3.1. Idades U-Pb

As intrusões magmáticas formadas durante o Cambro-Ordoviciano no Orógeno Araçuaí-Ribeira ocorrem ao longo da costa atlântica sudeste do Brasil. Estas intrusões graníticas foram foco de inúmeros estudos focados em investigar a importância geotectônica e o significado desse magmatismo pós colisão. Para melhor entender as etapas finais do orógeno Neoproterozóico em questão, a aplicação das técnicas geocronológicas passa a ter importância para definir a época de intrusão, além de fontes e ambientes tectônicos.

Cinco novos dados U-Pb obtidos em cristais de zircão confirmam o pico de produção de magma em torno de 500 ± 15 Ma, variando de 527 ± 3 Ma a 427 ± 5 Ma (Figura 47). Os três primeiros foram realizados em grãos de zircão do componente monzogranítico, uma análise em

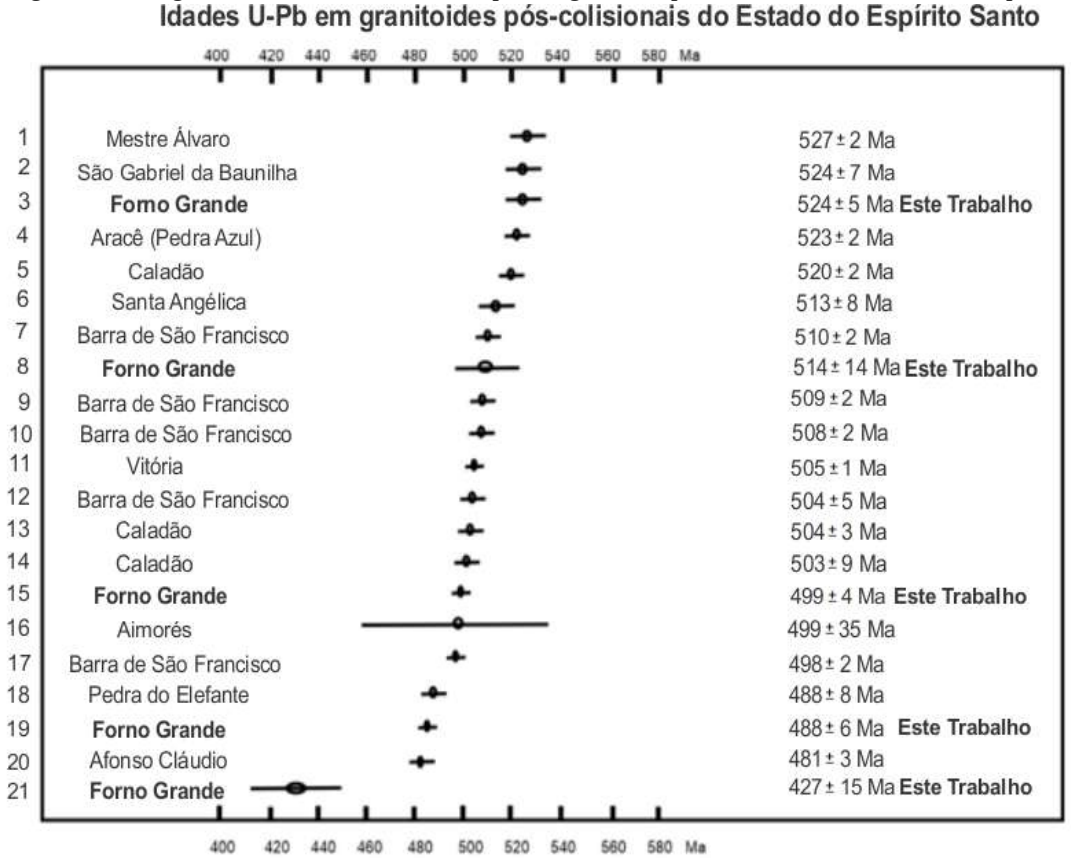
amostra máfica (quartzo-diorito) e uma análise em amostra de dique hololeucocrático. Para cada amostra, os resultados U-Pb mais concordantes foram utilizados para as análises Lu-Hf, cujos resultados estão apresentados na Tabela 12.

Tabela 12 - Resumo dos dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf para este trabalho.

AMOSTRA	ROCHA	U-PB (Ma)	ERRO	MSWD	$^{176}Hf/^{177}Hf$	ε_{Hf} (t)	IDADES T_{DM} (Ga)
FGIL06A	Monzogranito	498,9	4,0	1,12	0,281417 a 0,282677	10,73 e -36,62	0,75 a 3,40
FGIL11 A	Monzogranito	524	5	1,4	0,281335 a 0,282754,	12,7 e -39,5	0,64 a 3,56
FGIL17 A	Monzogranito	514	14	0,0047	0,281423 a 0,282999	11,36 a -36,39	0,72 a 3,39
FGIL 06 B	Qtz-Monzodiorito	486	6	0,57	0,281810 a 0,282806	12,57 e -22,7	0,65 a 2,64
FGIL 06 C	Dique	427	15	4,6	0,281546 a 0,282810	12,7 e -32,04	0,64 a 3,15

Fonte: O autor, 2020.

Figura 47 - Diagrama de idades U-Pb dos corpos magmáticos pós-colisionais no estado do Espírito Santo.



Nota: As cinco novas idades aqui reportadas e os dados da literatura indicam um pico ao redor de 500 Ma. Sendo os dados da literatura: Aranda et al. (2018); Araújo et al. (2020); Belém (2014); De Campos et al. (2016); Gonçalves et al. (2016); Gradim et al. (2014); Martins et al. (2004); Melo et al. (2020); Mello (2000); Noce et al. (2000) e Serrano et al. (2018).

Fonte: O autor, 2020.

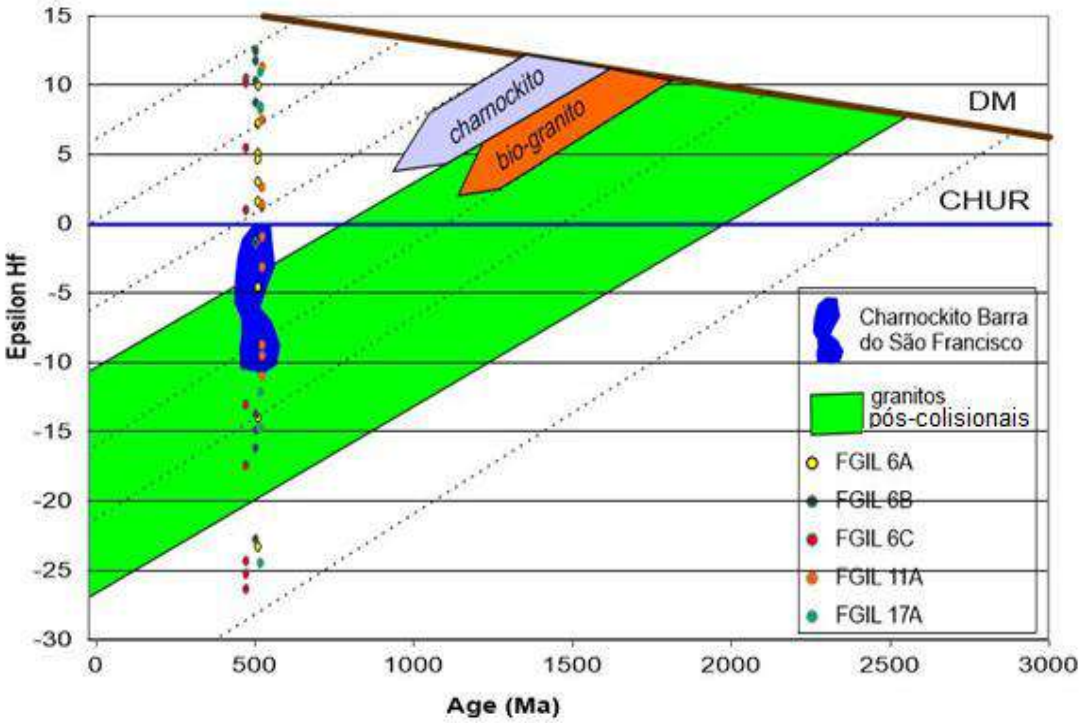
4.3.2. Interpretação das análises isotópicas

Os resultados das cinco amostras estão plotados no diagrama da Figura 47 e mostram uma similaridade com as idades publicadas na literatura para os corpos pós-colisionais do Orógeno Araçuaí (ARANDA et al. 2018; ARAÚJO et al. 2020; BELÉM 2014; DE CAMPOS et al. 2016; GONÇALVES et al. 2016; GRADIM et al. 2014; MARTINS et al. 2004; MELO et al. 2020; MELLO 2000; NOCE et al. 2000 e SERRANO et al. 2018), com exceção da amostra de dique hololeucrocrático, que apresenta uma idade 70 Ma mais jovem. Estes resultados são coerentes com os dados de campos, que mostram contatos discordantes onde os diques cortam as outras litofacies do Complexo Intrusivo Forno Grande. Este resultado sugere que a duração do evento térmico responsável pelo magmatismo pós-colisional permaneceu ativo por um longo período, de forma que o processo de colapso do orógeno tenha se mantido ativo por pelo menos 70 Ma, até o Ordoviciano.

Os resultados de isótopos de Lu-Hfdas cinco amostras estão plotados no diagrama da Figura 48 juntamente com dados da literatura (ARANDA et al. 2018; ARAÚJO et al. 2020; MELO et al. 2020). Os resultados aqui reportados mostram uma variação mais ampla dos valores de ε_{Hf}, com valores que variam de -27 a +13. Estes resultados são coerentes com rochas magmáticas produzidas por misturas de magma mantélicos e magmas crustais. Neste sentido, as rochas máficas aqui estudadas apresentam valores ε_{Hf} positivos (+13) e valores negativos (-23) sugerindo que a fonte mantelica não apresenta uma composição depletada típica, mas tem feições de enriquecimento. Um componente mantélico enriquecido é reconhecido por De Campos et al. (2016) através de dados litogeoquímicos, corroborando com os dados isotópicos aqui reportados.

Os resultados de isótopos de Hf para as rochas félsicas (monzogranito e dique hololeucocrático) tambem apresentam ampla variação de valores de ε_{Hf}, (entre 12,7 e -39,35 e 12,7 e -32,04 respectivamente), sugerindo que os magmas félsicos apresentam um componente mantélico. No diagrama da Figura 48 são plotados os dados de isótopos de Hf para as rochas pós-colisionais reportadas na literatura, cujos valores de ε_{Hf} são negativos. Os valores de ε_{Hf} reportados por Melo et al. (2020) estão entre -10 e -0,5, sugerindo um componente crustal também para a instrusão Barra do São Francisco. Nesta intrusão as rochas compostas por biotita granito apresentam uma fonte mais crustal e as rochas charnockiticas apresentam uma assinatura crustal com participação do manto na formação dos magmas que deram origem a estas rochas

Figura 48 - Diagrama comparando os dados de Lu–Hf das amostras estudadas e dados da literatura.

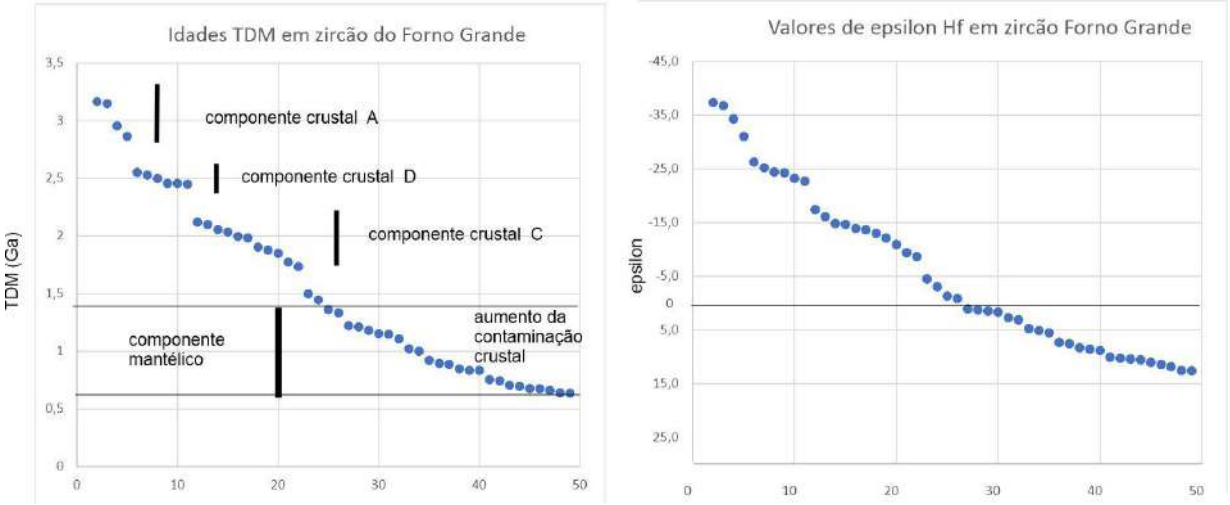


Nota: Dados reportados por Aranda et al. (2018); Araújo et al. (2020); Martins et al. (2004); Belém (2014); De Campos et al. (2016); Gonçalves et al. (2016); Gradim et al. (2014); Melo et al. (2020); Mello (2000); Noce et al. (2000) e Serrano et al. (2018).
Fonte: O autor, 2020.

Em adição, o diagrama da Figura 48 permite identificar amostras que indicam idades T_{DM} mais antigas do que as amostras reportadas na literatura. Estes dados isotópicos de Hf mostram uma fonte crustal mais antiga para a formação do magma gerador das rochasaqui estudadas, indicando fontes crustais com idade de extração mantélica de ate 3,3 Ga. Desta forma, no diagrama da Figura 49 pode-se observar diversas fontes para as rochas graníticas aqui estudadas. Um reservatório mantélico aparece com proeminência, sugerindo constituir um reservatório importante para a origem dos magmas bem como a fonte do calor responsável pela fusão das rochas crustais. Em adição, o diagrama da Figura 52 indica diversas relações de proporção entre a fonte mantélica e os reservatórios crustais na formação dos magmas geradores dos granitos. Pode-se sugerir também a existência de mais de uma fonte crustalcom diferentes assinaturas isotópicas de Hf, com respectivos valores de ε_{Hf}. Neste sentido o diagrama sugere a existência de três fontes crustais distintas. A primeira com idades arqueanas (T_{DM} entre 3,5 e 2,8 Ga) e valores de ε_{Hf} entre -37 e -30 (crustal componente A); uma segunda fonte crustal com T_{DM} entre 2,6 Ga e 2,4 Ga e valores de ε_{Hf} entre -26 e -22 (crustal componente B); a terceira com idades T_{DM} entre 2,2 Ga e 1,7 Gae valores de ε_{Hf} entre -17 e -8 (crustal componente C). Pode-se observar tambem no diagrama da Figura 49 um gap entre os pontos de cada tipo de

fonte crustal corroborando com a hipótese de diversas fontes com idades de extração mantélica distintas.

Figura 49 - Diagramas de Idades T_{DM} e de valores de épsilon para as amostras do CIFG.



Fonte: O autor, 2020.

4.4. **Implicações Tectônicas**

A evolução do Orógeno Araçuaí leva em conta um espessamento da crosta ao final do evento colisional seguido pelo colapso gravitacional com o desenvolvimento de bacias de retro-arco (VANDERHAEGHE, 2012; ROSENBAUM et al. 2008). O mecanismo ativador do colapso gravitacional orogênico é, portanto, uma mudança do processo de aproximação das placas para a divergência das placas causando uma inversão nas forças tectônicas. Os possíveis mecanismos do colapso são tração basal entre camadas litosféricas e o aumento da mobilidade do cinturão orogênico devido à duplicação da espessura da crosta que pode ser acompanhado da remoção da raiz do manto litosférico.

Os estudos realizados nestas intrusões pós-colisionais (denominadas de Supersuíte G5) permitem interpretar sua origem em segmentos mais profundos do cinturão orogênico. Na ausência de deformação compressional tardia, com corpos isotrópicos em escala regional a microscópica, mostrando ainda estruturas magmáticas preservadas. Neste sentido, os dados aqui reportados corroboram com o colapso gravitacional, e são posteriores aos eventos de subducção e de colisão. Estas estruturas extensionais são localizadas ao longo de grandes zonas de cisalhamento dextral formadas após o evento de colisão (ALKMIN et al. 2006; MARKASH

et al. 2006; HEILBRON et al. 2008) e condicionam estes corpos plutônicos, porém ser afetar sua orientação.

A literatura descreve uma importante reciclagem da crosta continental no término do arco magmático do Rio Doce, de forma que em perfil perpendicular às estruturas do orógeno ocorre um aumento progressivo na contribuição de material metassedimentar em direção ao interior do continente, possivelmente em níveis crustais progressivamente mais elevados e associados ao aumento da espessura crustal. As interpretações deste padrão (conforme discutido por De Campos et al. 2016) favorecem um cenário relacionado à subducção de leste para oeste, em que magmas metaluminosos são produzidos nas margens continentais, enquanto magmas peraluminosos (com menor contribuição de fontes mantélicas) são gerados no interior do continente por meio de reciclagem crustal e fusão substancial de rochas metassedimentares.

Considerando que o Orógeno Araçuaí – Congo Ocidental se desenvolveu em um ambiente confinado que inclui o fechamento de uma bacia com assinatura ensialica (PEDROSA-SOARES et al. 1992, 1998, 2001, 2008; ALKMIN et al. 2006; QUEIROGA et al. 2007), pode-se sugerir que o magmatismo pós-colisional tenha se desenvolvido na porção quase totalmente ensiálica do orógeno, com menor influência de magmas derivados do manto.

Mesmo assim, este magmatismo de múltiplos estágios gerados pela descompressão resultado do colapso (e delaminação), registra uma proporção importante de contribuição mantélica associados a magmas de origem crustal, com idades variando entre 530 a 480 Ma, sugerindo um importante mecanismo de *underplating* e delaminaçãocrustal durante o colapso do Orógeno Araçuaí ((DE CAMPOS et al. 2004, 2016; PEDROSA-SOARES et al. 20011).

4.5. **O Significado do Evento Magmático Pós-Colisional**

O segmento do Orógeno Araçuaí focado neste trabalho compreende as rochas que se formaram posteriormente ao principal estágio colisional e deformacional do orógeno brasiliano nesta região, que durou entre 630 a 580 Ma (GRADIM et al. 2014; PEDROSA-SOARES et al. 2008, 2011). Durante o episódio de colisão, o metamorfismo atingiu a fácies granulito e, devido ao dobramento e cavalgamentos subsequentes, causou espessamento crustal considerável (GRADIM et al. 2014). Na região central do cinturão, a intrusão de grandes batólitos relacionados ao arco magmático (NOVO et al. 2010; TEDESCHI et al. 2016) compostos por intrusões tonalíticas a granodioríticas. O metamorfismo da fácies anfibolito a granulito que foi

resultado da colisão entre o Cráton do São Francisco e o fragmento cratônico Congo, ocorreu em torno de 585 Ma, quase que sincronicamente (~10 Ma) dos corpos intrusivos relacionados à subducção. Estes magmas intrudiram uma crosta continental de composição principalmente pelítica com sequências ricas em carbonato e quartzo, depositados respectivamente de ambientes marinhos distais e proximais.

Quando a deformação colisional cessou, na época do Cambro-Ordiviciano, um novo processo magmático se instalou, incluindo um evento térmico regional iniciado cerca de 500 ± 30 Ma. Vários plútons zoneados cortaram os gnaisses para e ortoderivados previamente formados. Esta suíte é caracterizada por composições que variam de gabro a granito e corresponde ao último evento magmático observado no orógeno.

Estes plutonspós-colisionais apresentam uma feição bimodal, com corpos de natureza toleiítica (Jacutiga), cálcio-alcalinos de médio a alto K (CISA, Várzea Alegre, Alfredo Chaves, Iconha, Castelo, Pedra Azul) com mudanças gradacionais em composições alcalinas (Venda Nova, Conceição de Muqui e Torre) ((DE CAMPOS et al. 2004, 2016; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000). Uma feição característica desses plútons compreende a complexidade e a singularidade de suas estruturas internas e a evidência bem marcada de mistura de magma. A interação entre magmas ácidos e básicose intermediários é claramente observada em afloramentos. As diferenças nos tipos de rochas expostas e na intensidade dos processos de *mixing*/*mingling* de magma na área foram consideradas descritas petrograficamente e sugerem a hibridização durante a mistura em diferentes níveis crustais durante a colocação (WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2002).

Dados de isótopos de Hf em rochas básicas pós-colisionais do orógeno apontam para uma fonte de manto depletada com valores de ε_{Hf} entre +10 e -15. Em adição a esta interpretação, pode-se sugerir que durante a fase de subducção pode ter ocorrido contaminação crustal suficiente no manto que pode explicar os padrões de isótopos de Hf, sugerindo desta forma a existência de um manto enriquecido como fonte dos magmas pós-colisionais. Assim, o processo de delaminação de uma crosta paleoproterozóica ou mesmo mais antiga pode ser responsável pelos valores muito negativo de ε_{Hf} (t) indicando a entrada de magma juvenil no evento magmático pós-colisional.

A intrusão de plútons com idades semelhantes ao longo de um corredor tectônico ao longo de toda a costa atlântica do Brasil teve como gatilho tectônico a fragmentação da crosta oceânica em subducção, seguida do colapso que resultou em uma zona de relaxamento crustal linear paralela ao complexo central metamórfico do orógeno (PEDROSA-SOARES et al. 2007, 2011). Esta área de esforços extensionais promoveu uma facilidade para a intrusão dos magmas

básicos formados pelafusão parcial de um manto astenosférico e de magmas crustais gerados pelo calor fornecido pela ascenção do manto. Neste sentido, o processo de descompressão da crosta inferior forneceu calor suficiente para a anatexia crustal. Assim, variações nas condições de pressão resultado dos componentes de CO_2/H_2O tiveram como produtos a fusão de e a geração de magmas de afinidades geoquímicas do tipo I e A2 graníticos que então interagiram com magmas de manto (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; MELO et al. 2020; MENDES et al 2002, 2005, 2012). A intrusão foco deste estudo é um bom exemplo da mistura observado no magmatismo pós-colisional.

A sua extensão segue para sul até todo o cinturão da Ribeira ao longo de um corredor tectónico de magnitude continental. Ele descreve um grande evento magmático e tectônico em torno de 500 Ma. O surgimento de magmas mantélicos, provavelmente ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis pré-existentes, pode ser resultado do aumento no gradiente geotérmico, induzindo um derretimento crustal em maior intensidade. Um processo de delaminação gradativa da crosta origina derretimentos com diferentes idades do modelo, que então se misturam (processo de contaminação) com magmas de fontes de manto enriquecido. Ao final do processo, magmas mantélicos com ε_{Hf} menos negativo são contemporâneos com granitos com maiores proporções de componentes crustais.

CONCLUSÕES

As observações de campo e petrográficas, juntamente com os resultados do estudo isotópico e geocronológico dos granitóides que formam a intrusão do Complexo Intrusivo Forno Grande levam às seguintes conclusões:

1. O magmatismo pós-colisional aqui investigado é o resultado da interação cíclica entre o manto e de magmas anatéticos crustais. A distribuição de corpos intrusivos deste magmatismo ocorre ao longo de uma faixa que se estende do sul do estado do Rio de Janeiro (VALERIANO et al. 2011, 2016) até o estado do Espírito Santo, podendo se estender até o estado de São Paulo (AZEVEDO SOBRINHOet al. 2011; JANASI et al. 2012). Os dados aqui reportados somados com os relatados na literatura indicam uma correlação entre todos esses plútons. Evidência isotópica para a intrusão de magma derivado do manto juvenil de 530 Ma a 480 Ma pode sugerir que o processo gerador deste magmatismo pode ter migrado no tempo ao longo do orógeno.

2. Os corpos pós-colisionais são intrudidos ao longo de uma faixa de direção NE-SW relativamente estreita paralela a linha de costa. Este alinhamento pode ser interpretadocomo resultado do rompimento da placa oceânica em subducção no estágio final do orógeno (WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2002). Magmas máficos derivados de manto previamente enriquecido foram colocados dentro da crosta inferior e forneceram calor suficiente para causar um evento de anatexia da crosta terrestre. Mudanças consequentes nas condições de temperatura e pressão volátil originaram magmas graníticos a charnockíticos que se misturaram com os magmas mantélicos ao longo da crosta.

3. Petrograficamente, os granitóides correspondem a rochas monzograníticas a gaabros, cujos estudos geoquímicos na literatura indicam composição ligeiramente peraluminosas, cálcicas a cálcicas-alcalinas, de médio a alto K (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; MEDEIROS. 2013; MEYER. 2017; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 1986, 1987, 1997, 2000 e 2002), eneste aspecto semelhantes aos leucogranitos do tipo himalaiano.

4. As idades de zircão U – Pb obtidas indicam que as rochas estudadas se desenvolveram entre 518 Ma e 474 Ma posteriormente ao evento metamórfico regional que afetou o orógeno entre 589 Ma e 555 Ma.

5. A composição isotópica Lu-Hf também aponta para um forte envolvimento da crosta continental e de fontes mantélicas na geração dos granitóides estudados.

6. A hipótese da fragmentação da litosfera oceânica em subducção compreende um modelo é sugerido na literatura durante a colisão continente-continente (BONIN, et al. 2004)

pode ser utilizado para explicar o magmatismo pós-colisional representado pelas rochas estudadas. Neste sentido, após a quebra da placa oceânica, a ação do manto astenosférico quente já enriquecido pode ter favorecido a delaminação crustal e o consequente colapso.

Desta forma, as rochas aqui estudadas são compostas por granitoides de médio a alto K (DE CAMPOS et al. 2004, 2016; MEDEIROS. 2013; MEYER. 2017; WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 1986, 1987, 2000, 2002) foram então intrudidos ao longo de uma faixa NE e SW. Este processo ocorreu em diferentes episódios de fusão parcial da crosta continental com a participação do manto enriquecido em diferentes profundidades ou com diferentes graus de fusão parcial.

REFERÊNCIAS

ALKIMIN, F.F; MARSHAK, S; PEDROSA-SOARES, A.C; PERESG.G; CRUZ, S.C.P; WHITTINGTON, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149:43 – 63.

ALKIMIN, 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.

ALKIMIN, F. F; KUCHENBECKER, M; REIS, H. L. S; PEDROSA-SOARES, A. C; 2017. The Araçuaí belt.In: Heilbron, M., Cordani, U.G, Alkmim F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil. Regional Geology Reviews, *Springer International Publishing Co*., pp. 255–276.

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira De Geociências*, 7(4): 349– 364.

ARANDA, R. O; CHAVES, A. O; MEDEIROS JÚNIOR, E. B; VENTURINI JUNIOR, R. 2020. Petrology of the Afonso Cláudio Intrusive Complex: New insights for the Cambro-Ordovician post-collisional magmatismo in the Araçuaí-West Congo Orogen, Southeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 98: 19p.

ARAÚJO, C.; PEDROSA-SOARES, A.; LANA, C.; DUSSIN, I.; QUEIROGA, C.; SERRANO, P.; MEDEIROS-JUNIOR, E. 2020. Zircon in emplacementbordersof post-collisional plutons compared to country rocks: A study on morphology, internal texture, U–Th–Pb geochronology and Hf isotopes (Araçuaí orogen, SE Brazil). *Lithos*, v. 352-353, p. 105252.

AZEVEDO SOBRINHO, J.M; JANASI, V.A; SIMONATTI, A; HEMANN, L.M; SANTORO, J; DINIZ, H.N. 2011. The Ilha Anchieta Quartz Monzonite: the southern most expression of Ca. 500 Ma post-collisional magmatism in the Ribeira Belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83(3): 891-906.

BABINSKI, M; PEDROSA-SOARES, A.C; TRINDADE, R.I.F; MARTINS, M; 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.

BACON, C.R. 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 91: 6091-6112.

BARBARIN, B. 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 17.747–17.756.

BARBARIN, B. & DIDIER, J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 145–153.

BARBARIN, B. 2005, Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts: *Lithos*, v. 80, p. 155–177.

BAYER, B; SCHIMIDT-THOMÉ, R; WEBER-DIEFENBACH, K.; HORN, H.A. 1987. Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton – an example. *Geologische Rubdschau*, **76(2):** 357 – 371.

BELÉM, J. 2014. Geoquímica, geocronologia e context geotectônico do magmatismo máficos associado ao feixe de fraturas Colatina, Estado do Espírito Santo. Ph.D thesis. Universidade Federal de Minas Gerais. 138 f.

BERTOTTI, A.L.; CHEMALE, JR. F.; KAWASHITA K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, 40(2): 117-127.

BLACK, L.P., GULSON, B.L. 1978. The age of the MudTank Carbonatite, Strangways Range, NorthernTerritory. B.M.R. J. *Austral. Geol. Geophys*., 3: 227–232.

BLICHERT-TOFT, J. 2008. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500. *Chem. Geol*., v. 253, n. 3-4, p. 252-257.

BONIN, B.; ETHIEN, R.; GERBE, M.C.; COTTIN, J.Y.; FÉRAUD, G.; GAGNEVIN, D.; GIRET, A.; MICHON, G.; MOINE, B. 2004. The Neogene to Recent Rallier-du-Batynestedring complex, Kerguelen Archipel-ago (TAAF, Indian Ocean): stratigraphy revisited, implications for cauldron subsidence. In: Breitkreuz, C., Petford, N. (Eds.), Physical Geology of High-Level Magmatic Systems. *Geological Society*, London, Special Publication, vol. 234, pp. 125–149.

BRITO-NEVES, B. B; CORDANI, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Reseach*, 53: 23 – 40.

BRONZE, R. J. M. 2014. Mapeamento geologic e caracterizaçãopetrográfica do Complexo Intrusivo Mimoso do Sul (MaciçoJacutinga e Torre) e das rochasencaixantes, regiãosul do Espírito Santo. Seminário de Graduação. Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Geologia, Alegre, 61 f.

CHAPPELL, B. W. 1996. Magma Mixing and the Production of Compositional Variation within Granite Suites: Evidence from the Granites of Southeastern Australia. *Jornal of Petrology*, 37(3):449 – 470.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. 2018. Disponível em: http://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/sobre_geosgb.html. Acessado em nov 2018.

CORFU, F.; HOSKIN, P.W.O.; KINNY, P. 2003. Atlas of zircon textures: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53, n. 1: 469-500.

COSTA-DE-MOURA, J.; WIEDEMANN, C. M.; NASCIMENTO R. C. C.; VRIEND S.; SILVA, D. B. M DA. 1997. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Complexo Intrusivo de Pedra Azul, Espírito Santo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, vol. 69, n° 1.

COSTA-DE-MOURA, J.; WIEDEMANN, C. M.; WALLFASS, C. M.; VAN WESTREN, W. 1999. O Plúton de Pedra Azul: a estrutura do maciço intrusivo e suas rochas encaixantes. Domingos Martins, Espírito Santo, Brasil. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Simpósio Internacional de Tectônica da SBG, Lençóis (Ba). *Anais*, p.129-131

DE CAMPOS, C. P; MENDES, J. C; LUDKA I. P; MEDEIROS S. R; COSTA-DE-MOURA, J; WALFASS, C.M. 2004. A review of the brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatismo. *Journal of the Virtual Explorer*.17: 1-39.

DE CAMPOS, C. P.; PERUGINI, D.; DINGWELL D. B.; CIVETTA, L.; FEHR T. K. 2008. Heterogeneities in Magma Chambers: insights from the behavior of major and minor elements during mixing experiments with natural alkaline melts. *Chemical Geology,* 256:131–145.

DE CAMPOS C. P.; MEDEIROS S.R.; MENDES J.C.; PEDROSA-SOARES A.C.; DUSSIN I.; LUDKA I.P.; DANTAS E.L. 2016. Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): snapshots from a post-collisional event. *Journal of South American Earth Sciences*, 68:248-268.

DEGLER, R.; PEDROSA-SOARES, A.C.; DUSSIN, I.; QUEIROGA, G.; SCHULZ, B. 2017. Contrasting provenance and timing of metamorphism from paragneisses of the Araçuaí-Ribeira orogenic system, Brazil: Hints for Western Gondwana assembly. *Gondwana Research*, 51: 30-50.

DIDIER, J. 1973. Granitesandtheir enclaves: The bearingof enclaves ontheoriginof granites: *Developments in Petrology*. Amsterdam, Elsevier, 393 p.

DIDIER, J.; DUTHOU, J. L.; Lameyre, J. 1982 Mantle and crustal granites: Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 14, p. 125–132

DIDIER, J.; BARBARIN, B. 1991, The differenttypesof enclaves in granites—Nomenclature, in Didier, J., and Barbarin, B., eds., Enclaves and Granite Petrology, *Developments in Petrology*, Amsterdam, Elsevier, p. 19–24

FARIA, T. G. 2013. Caracterização petrográfica e geoquímica do complexo intrusivo de mimoso do sul (Maciço das Torres e Jacutinga), região sul do Espírito Santo. *Monografia* (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre. 72f.

FÉBOLI, W, L (Org). 1993. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Domingos Martins. Folha SF.24-V-A-III. Estado do Espírito Santo. Escala 1:100.000., DNPM/CPRM.

FETTES, D; DESMOND, J. 2007. IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.

GERALDES, M.C. 2010. *Introdução à geocronologia*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 146p.

GERDES, A.; ZEH, A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of Amorican metasediment in central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 47-61.

GONÇALVES, L.; FARINA, F.; LANA, C.; PEDROSA-SOARES, A.C.; ALKIMIN, F.; NALINI, H. 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, 129-148.

GONÇALVES, L.; ALKIMIN, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.C.;DUSSIN, I., VALERIANO, C., LANA, C., TEDESCHI, M. 2016. Granites of the intracontinental termination of a magmatic arc: An example from the Ediacaran Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *Gondwana Research*, vol 36, p 439-459.

GONÇALVES, L.; ALKMIM, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.; GONÇALVES, C. C.; VIEIRA, V. 2017. From the plutonic root to the volcanic roof of a continental magmatic arc: a review of the Neoproterozoic Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, vol107, p 337-358.

GOUVEA, L. P.; MEDEIROS, S.R.; MENDES, J. C.; SOARES, C. C. V..; ABREU, R. M.; MELO, M.G. 2020. Magmatic activity period and estimation of P-T metamorphic conditions of pre-collisional opx-metatonalite from Araçuaí-Ribeira orogens boundary, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, vol 99, 102506.

GRADIM C.; RONCATO J.; PEDROSA-SOARES A.C.; CORDANI U.; DUSSIN I.; ALKMIM F.F.; QUEIROGA G.; JACOBSSOHN 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.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS-NETO M.C., SILVA L.C., TROUW R., JANASI V.A. 2004. Província Mantiqueira. *In:* V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. Editora Beca, São Paulo, p.: 203 – 234.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J. ; TUPINAMBA, M.; SIGA, O. ; TROUW, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Braziland its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. Geological Society Special Publication, v. 294, p. 211-237.

HEILBRON M., CORDANI U. G., ALKMIN F.F (Org). 2017. São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Springer*. 326 p.

HIBBARD, M.J.1981. The magma mixing origin of mantled feldspars: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 76, p. 158–170.

HIBBARD, M.J.1995. Petrography to Petrogenesis. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NewJersey: 587p.

HOSKIN, P.W.O., AND SCHALTEGGER, U. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53, n. 1: 27-62.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. 2018. Disponível em: https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html. Acessado em nov 2018.

INSTITUTO ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE – IEMA. 2018. Disponível em https://iema.es.gov.br. Acessado em nov 2018.

INSTITUTO JONES DOS SANTOS NEVES – IJSN. 2018. Disponível em: http://www.ijsn.es.gov.br/mapas/. Acessado em nov 2018.

JACKSON, S.E., PEARSON, N.J., GRIFFIN, W.L., BELOUSOVA, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geol*., 211: 47–69.

JANOUŠEK, V., BOWES, D.R., BRAITHWAITE, C. AND ROGERS, G. 2000. Microstructural and mineralogical evidence for limited involvement of magma mixing in the petrogenesis of a Hercynian high-K calc-alkaline intrusion: the Kozárovice granodiorite, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91, 15–26.

JANOUŠEK, V., BRAITHWAITE, C.J.R., BOWES, D.R. AND GERDES, A. 2004. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calcalkaline granitoids: na integrated petrographic and geochemical study of the Sávaza intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 78, 67–99.

KUCHENBECKER, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; BABINSKI, M.; FANNING, M. 2015. Detrital zircon age pattern sand provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research*, 266: 12-26.

LIU, L.; QIU, J.-S.; & LI, Z. 2013. Origin of mafic microgranular enclaves (MMEs) and their host quartz monzonites from the Muchen pluton in Zhejiang Province, Southeast China: Implications for magma mixing and crust–mantle interaction. *Lithos*, 160-161, 145–163.

LUDKA, I. P. 1991. Geologia, Petrologia e Geoquímica do Complexo Intrusivo Jacutinga-Torre, Mimoso do Sul, ES. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 279 f.

LUDWING, K. R. 2012. User's manual for Isoplot 3.75: A geochronological tool kit for Microsoft excel. *Special Publication 5*. Berkeley Geochronological Center, Berkeley.

MACEDO, L.M.I. 2017. Caracterização Petrográfica do Maciço Alto Chapéu, Castelo – ES. Seminário de Graduação. UFES. Alegre, Espírito Santo.

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. In: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais, Anais 5° Simpósio de Geologia. Belo Horizonte, *Boletim* n° 10, 171-174.

MARKASH, S; ALKIMIN, F. F; WHITTINGTON, A; PEDROSA-SOARES, A. C. 2006. Extensional collapse in the neoproterozoic Araçuaí Orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of a symmetric crenulation clevage. Journal of Structural Geology, 28: 129-147.

MARTINS, V. T. S.; TEIXEIRA, W.; NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. 2004. Sr and Nd characteristicsof brasiliano/pan-african granitoid of the plutons of the Araçuaí Orogen, southeastern Brazil: tectonicimplications. *Gondwana Research*, 7, 75-89.

MEDEIROS, J.D.C., 2013. Caracterização petrográfica e litogeoquímica do Batólito Forno Grande, Castelo, Espírito Santo. Monografia (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, 96 f.

MEDEIROS, S.R.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M.; VRIEND, S. Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea Alegre, in the Ribeira Mobile Belt, Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 73(1), p. 99-119. 2001.

MEDEIROS, S.R.; WIEDEMANN, C.M.; MENDES, J.C.2000. Post-collisional magmatism in the Araçuaí-Ribeira Mobile belt: geochemical and isotopic study of the Várzea Alegre intrusive complex (VAIC), ES, Brazil. Revista Brasileira de Geociências 1, 30-34.

MELO, M.G.; STEVENS, G.; LANA, C.; PEDROSA-SOARES, A.C.; FREI, D.; ALKMIM, F.F.; ALKMIN, L.A. 2016. Two cryptic anatectic events within a syn-collisional granitoid from the Araçuaí orogen (southeastern Brazil): Evidence from the polymetamorphic Carlos Chagas batholith. *Lithos*, 277: 51-71.

MELO, M.G.; LANA, C.; STEVENS, G.; PEDROSA-SOARES, A.C.; GERDES, A.; ALKMIN, L.A.; NALINI, H.A.; ALKMIM, F.F. 2017. Assessing the isotopic evolution of S-type granites of the Carlos Chagas batholith, SE Brazil: clues from U-Pb, Hf isotopes, Ti geothermometry and trace element composition of zircon. *Lithos*, 284-285, 730-750.

MELO, M. G; LANA, C.; STEVENS, G.; HARTWIG, M. E.; PIMENTA, M. S.; NALINI JR, H. A. 2020. Deciphering the source of multiple U–Pb ages and complex Hf isotope composition in zircon from post-collisional charnockite-granite associations from the Araçuaí orogen (southeastern Brazil). *Journalof South American Earth Sciences*. 102792.

MELLO, F. M. 2000. Litogeoquímica e Química Mineral do Maciço Charnockítico Aimorés-MG. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MELLO, F. M DE; MACHADO, R; BILAL, E. 2011. Petrografia e Geoquímica do Complexo Charnockítico de Aimorés: um exemplo de plutonismo pós-orogênico do Cinturão Araçuaí/Ribeira. *Geologia USP*. Série Cientifica, São Paulo, IGc-USP, v. 11, n. 1, p. 33-57.

MENDES J. C.; MCREATH I.; WIEDEMANN C. M.; FIGUEIREDO M. C. H. 1997. Charnocktóides do Maciço de Várzea Alegre: Um Novo Exemplo do Magmatismo

Cálcioalcalino de Alto-k no Arco Magmático do Espírito Santo. Revista Brasileira de Geociências, v.27, p.13-24.

MENDES J. C., WIEDEMANN C. M.; MCREATH I. 2002. Norito e Charnoenderbitos da Borda do Maciço Intrusivo de Venda Nova, Espiríto Santo. Anuário do Instituto de Geociências- UFRJ, v.25

MENDES, J.C., MEDEIROS, S.R., MCREATH, I., DE CAMPOS, C.M.P., 2005. Cambro-Ordovician magmatism in SE Brazil: U-Pb ages, combined with Sr and Nd Isotopic data of charnockitic rocks from the Varzea Alegre complex. Gondwana Research 8, 337-345.

MENDES, J.C. & DE CAMPOS, C.M.P., 2012. Norite and charnockites from the Venda Nova Pluton, SE Brazil: Intensive parameters and some petrogenetic constraints. *Geoscience Frontiers*, 3: 789-800.

MEYER, A. P. 2017. Geologia e geoquímica da porção sul do Maciço Castelo-ES. *Tese de doutorado* - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas Rio Claro, 143 f.

MURAD, A. 1992. Geologia, Petrografia e Geoquímica (Elementos maiores, menores e alguns traços) do Maciço Intrusivo de Conceição de Muqui-ES. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 192 f.

NOCE, C.M.; MACAMBIRA, M.J.; PEDROSA-SOARES, A.C. 2000. Chornology of Neoproterozóico- Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira De Geologia*, 30: 25 – 29.

NOCE, C.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; PIUZANA, D.; ARMSTRONG, R.; LAUX, J.H.; DE CAMPOS, C.M.; MEDEIROS, S.R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo state, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, 34: 587-592.

NOVO T. A.; NOCE C.M.; PEDROSA-SOARES A.C.; BATISTA G. 2011. Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na regiãodo Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 19(2): 70 -77.

NOVO, T.A.; PEDROSA-SOARES, A.; VIEIRA, V.S.; DUSSIN, I.; SILVA, L.C., 2018. The Rio Doce Group revisited: An Ediacaran arc-related volcano-sedimentary basin, Araçuaí orogen (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 85: 345-361.

PEDROSA-SOARES,A. C.; WIEDEMANN, C. M.; FERNANDES, M. J. S.; FARIA, L. F.; FERREIRA, J. C. H. 1999. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí Belt, eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira De Geociências*, 29(1): 59 – 66.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE C. M.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M.; PINTO, C. P. 2001. The Araçuaí– West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307 – 323.

PEDROSA-SOARES, A. C.; CASTAÑEDA, C.; QUEIROGA, G.; GRADIM C.; BELÉM J.; ROCANTO, J.; NOVO, T.; DIAS P.; GRADIM D.;MEDEIROS S.;JACOBSSOHN T.;BABINSKI M.; VIEIRA V. 2006. Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no Espírito Santo (18° - 19'-41" - 40° 30'W). *Geonomos*, 16: 97 – 111.

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. *Geonomos*, 15(1): 01 – 16.

PEDROSA-SOARES, A.C.; ALKMIM, F.F.; TACK, L.; NOCE, C.M.; BABINSKI, M.; SILVA, L.C.; MARTINS-NETO, M.;2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí West Congo Orogen. In: Pankhurst, J.R., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J.(eds.) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. *Geological Society of London, Special Publications*, 294: 153-172.

PEDROSA-SOARES,A.C.; CAMPOS, C.;NOCE, C. M.;SILVA, L. C.; ROCANTO, J.; NOVO, T.;MEDEIROS, S.;CASTAÑEDA, C.; QUEIROGA, G.; DANTAS, E.; DUSSIN, I.;ALKMIM, F. F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources (SE Brazil). *Geological Society*, 350: 25- 51.

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.

PERUGINI, D; POLI, G. 2012, The mixingof magmas in plutonic and volcanic envorinments: Analogies and differences: *Lithos*, v. 153, p. 261–277

PUPIN J.P. 1980. Zircon and granite petrology. Mineralogy and Petrology, 73: 207 – 220.

QUEIROGA, G.; 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.; PEDROSA–SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; ALKMIM, F.F.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.; MARTINS, M.; CASTAÑEDA, C.; SUITA, M.T.F.; PRICHARD, F.;2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U–Pbzircon dating of a plagiogranite. Geonomos, 15: 61–65.

RICHTER, F.; LANA, C.; STEVENS, G.; BUICK, I.; PEDROSA-SOARES, A.C.; ALKMIM, F.F.; CUTTS, K.2016. Sedimentation, metamorphism and granite generation in a back-arc region: records from the Ediacaran Nova Venécia Complex (Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil). *Precam brianResearch*, 272: 78–100.

ROSENBAUM, G. M.; GASPARON, F. P.; LUCENTE, A.; PECCERILLO, M. S.; MILLER. 2008. Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism, *Tectonics*, 27.

SERRANO, P.; PEDROSA-SOARES, A.C.; MEDEIROS JR, E.B.; FONTE-BOA, T.; ARAUJO, C.; DUSSIN, I.; QUEIROGA, G.N.; LANA C. 2018. A-type Medina batholith and post-collisional anatexis in the Araçuaí orogen (SE Brazil). *Lithos,* 320-321:515-536.

SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; FALLICK, A. E.; CRUZ, J. M. 1998. Amphibole-richclots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 11, No. 5, pp. 457- 471.

SIGNORELLI, N (Org). 1993. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Afonso Cláudio. Folha SF.24-V-A-II. Estados do Espírito Santo e Minas Gerais. Escala 1:100.000., DNPM/CPRM.

SILVA, J. N. DA (Org). 1993. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Cachoeiro de Itapemirim. Folha SF.24-V-A-V. Estado do Espírito Santo. Escala 1:100.000., DNPM/CPRM.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research,* 136: 203–240.

SISTEMA INTEGRADO DE BASES GEESPACIAIS DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO – GEOBASES. 2018. Disponível em: https://geobases.es.gov.br/. Acessado em: nov 2018.

SLUNA, J, D & BAGIŃSKI, B. 2019. Magma mingling textures in granitic rocks of the eastern part of the Strzegom-SobótkaMassif (Polish Sudetes). *Acta Geologica Polonica,* Vol. 69, No. 1, pp. 143–160

STRECKEISEN, F. 1976. Plutonic rocks, classificationand nomenclature recommendedbythe IUGS subcommission on the Systematics of igneous Rocks. *Geotimes*, p. 26-30

TEDESCHI, M.; NOVO, T.; PEDROSA-SOARES, A.C.; DUSSIN, I.; TASSINARI, T.; SILVA, L.C.; GONÇALVES, L.; ALKMIM, F.F.; LANA, C.; FIGUEIREDO, C.; DANTAS, E.; MEDEIROS, S.; DE CAMPOS, C.; CORRALES, F.; HEILBRON, M. 2016. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí- Ribeira orogenic system, SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences,* 68: 167–186

TEMPORIM, F. A.; TRINDADE, R. I. F.; TOHVER, E.; SOARES, C. C.; GOUVÊA, L. P.; EGYDIO-SILVA, M.; AMARAL, C. A. D.; SOUZA JR, G. F. 2020. Magnetic fabric and geochoronology of a Cambrian “isotropic” pluton in the Neoproterozoic Araçuaí orogen. *Tectonics*, v. 39, p. 1-30.

TROMPETTE, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). 1994. Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, A.A. Balkema, 350 p.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; SILVA, L.G.E.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomus*, v. 15(1), p. 67-79.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; JUNIOR, R.P.; DIOS, F.B.; MACHADO, N.; SILVA, L.G.E.; ALMEIDA, J.C.H. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, v. 21, p. 422-438.

ULBRICH, H. H. G. J.; VLACH, S. R. F.; JANASI, V. A. 2001 O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 163-172.

VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; SIMONETTI, A.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L.G. 2011. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 416-428.

VALERIANO, C.M.; MENDES, J.C.; TUPINAMBÁ, M.; BONGIOLO, E.; HEILBRON, M.; JUNHO, M.C.B. 2016.Cambro-Ordovician post-collisional granites ofthe Ribeira Belt, SE-Brazil: A case of terminal magmatismof a hot orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 416-428.

VANDERHAEGHE, O. 2012. The thermal mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: a reappraisal of the orogenic cycle. Journal of Geodynamics, 56: 124-145.

VENCE, J. A. 1965. Zoning in Igneous Plagioclase: PatchyZoning. J Geol., 73:636 651

VERNON, R. H. 1983. Restitc, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Walts, 116:* 77-103.

VERNON, R.H.1984. Microgranitoid enclaves in granites: Globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment: Nature, v. 309, p. 438–439.

VERNON, R.H.1990, Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence: *Journal of Geophysical Research*, v. 95; p. 17, 849–17, 859.

VIEIRA, V.S. 2007. Significado do Grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí.*PhD Thesis*, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 117 p.

VIEIRA, V. S (Org). 1997. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Cachoeiro de Itapemirim. Folha SF.24-V-A. Estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Escala 1:250.000., DNPM/CPRM.

VIEIRA, V. S.; DE MENEZES R. G.(Orgs.). 2015. Geologia e recursos minerais do Estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais. Belo Horizonte: CPRM.

WERNICK, E. Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo, SP: UNESP, 2004. 655 p. ISBN 8571395284

WHITTINGTON, A.G.; CONNELLY, J.; PEDROSA-SOARES, A.C.; MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F. 2001. Collapse and melting in a confined orogenic belt: Preliminary results from the Neoproterozoic Araçuaí belt of eastern Brazil. *American Geophysical Union Meeting*, 82: 1181 – 1182.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M.; BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; LUDKA, I. P.; SCHMIDT-THOMÉ, R.; DIEFENBACH, K. W. 1986. Maciços Intrusivos do Sul do Espírito Santo e seu Contexto Regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1): 24-37.

WIEDEMANN, C. M.; PENHA, H. M.; SCHMIDT-THOMÉ, R. 1987. Granitoids of Espírito Santo and Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 674-689.

WIEDEMANN, C.; MENDES, J. C.; MOURA, J. C.; COSTA NASCIMENTO, R. C.; LUDKA, I.P. 1997. Granitoids of the Espírito Santo magmatic arc. International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, *Anais*, Salvador, Brasil.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M.; LUDKA, I. P.; MEDEIROS, S. R.; MENDES, J. C., COSTA-DE-MOURA, J. 2000. Arquitetura de plútons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira. *Geonomos*, 15(1): 25 – 38.

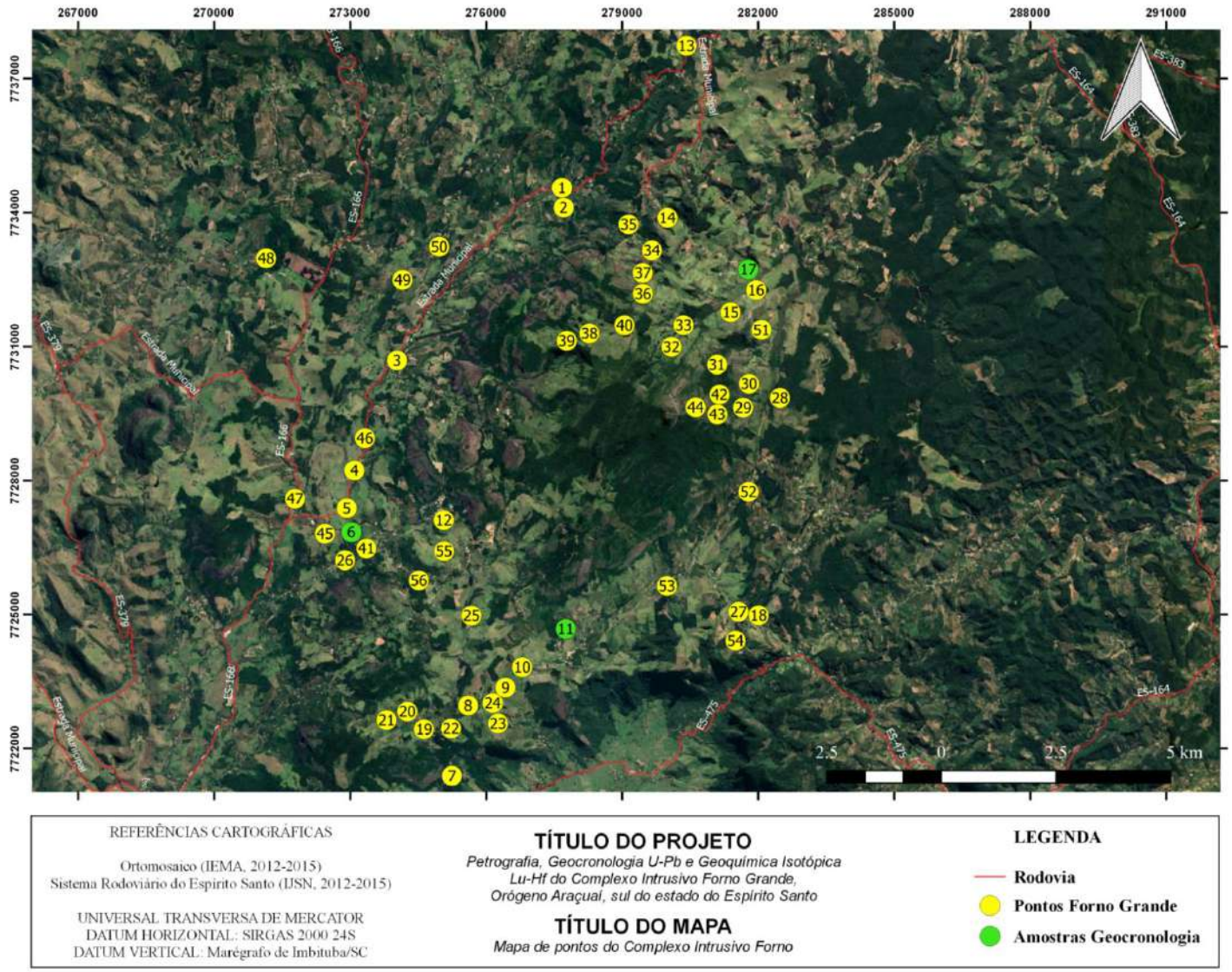
WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M.; MEDEIROS, S. R.; MENDES, J. C.; LUDKA, I. P.; MOURA, J.C. 2002. Architecture of Late Orogenic Plutons in the Aracuaí-Ribeira Folded Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, 5(2): 381 – 399.

WINTER J.D. (2010). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Pearson, Second Edition: p 383-391.

ZANON, M. 2013. Geologia do Maciço Santa Angélica e suas encaixantes (Espírito Santo). Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais.

ZANON, M. L.; CHAVES, A. DE O.; RANGEL, C. V. G. T.; GABURO, L.; PIRES, C., R. 2015. Os aspectos geológicos do Maciço Santa Angélica (ES): uma nova abordagem. *Brazilian Journal of Geology*, 45(4): 609-63.

ZHANG, J.; WANG, T.; CASTRO, A.; ZHANG, L.; SHI, X.; THONG, Y.; ZHANG, Z.; GUO, L.; YANG, Q.; IACCHERI, L, M. 2016. Multiple Mixing and Hybridization from Magma Sourceto Final Emplacement in the Permian Yamatu Pluton, the Northern Alxa Block, China. Journal of Petrology, 2016, Vol. 57, No. 5, 933–980.

ZHANG, S. H.; ZHAO, Y. 2017. Cogenetic origin of mafic microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids: The Permian plutons in the northern North China Block. Geosphere, v. 13, no. 2, p. 482–517.

APÊNDICE– Mapa de pontos do Complexo Intrusivo Forno Grande.