

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA E GEOCRONOLOGIA DE ROCHAS
ECLOGÍTIAS DA NAPPE DE PASSOS (MG) NA FAIXA BRASÍLIA**

Lorenzo Tebaldi Capelane

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Rio Claro (SP)

2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

LORENZO TEBALDI CAPELANE

CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA E
GEOCRONOLOGIA DE ROCHAS ECLOGÍTIAS DA
NAPPE DE PASSOS (MG) NA FAIXA BRASÍLIA

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro,
da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau
de Geólogo.

Rio Claro - SP
2022

C238c Capelane, Lorenzo Tebaldi
Caracterização Metamórfica e Geocronologia de Rochas Eclogíticas da Nappe de Passos (MG) na Faixa Brasília / Lorenzo Tebaldi
Capelane. -- Rio Claro, 2022
85 p.

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) -
Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e
Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: George Luiz Luvizotto

1. Eclogito. 2. Nappe de Passos. 3. Coesita. 4. Geocronologia U-Pb.
5. Alta Pressão. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

LORENZO TEBALDI CAPELANE

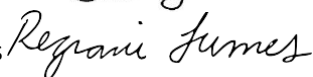
CARACTERIZAÇÃO METAMÓRFICA E
GEOCRONOLOGIA DE ROCHAS ECLOGÍTICAS DA
NAPPE DE PASSOS (MG) NA FAIXA BRASÍLIA

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Comissão Examinadora

George Luiz Luvizotto (orientador) 

George William Clemence Junior 

Regiane Andrade Fumes 

Rio Claro, ____ de ____ de ____.



Assinatura do(a) aluno(a)



assinatura do(a) orientador(a)

Dedico este trabalho aos meus queridos pais, Antonio Carlos e Rita.

Agradecimentos

Primeiro de tudo, gostaria de agradecer minha família, que após muitos esforços fizeram este sonho se tornar realidade. Ao meu pai, Antonio Carlos, a minha mãe, Rita, e a minha irmã Ayra, um muito obrigado pelo carinho, amor e apoio. Agradeço o apoio dos meus irmãos Rodrigo, Thiago, Andreza, e aos meus sobrinhos.

Agradeço a Deus por praticamente tudo e à Nossa Senhora por ter guiado e iluminado minha trajetória até aqui.

À minha namorada Sophia e toda sua família, especialmente meu sogro Silvio e minha sogra Elaine, por terem me acompanhado ao longo destes anos, pelo carinho, e por terem me apoiado em diversas etapas da vida.

Ao meu orientador, George, por ter acreditado em mim e ter me proporcionado diversas oportunidades durante o curso. Grato pelo seu apoio, motivações e todo o conhecimento que compartilhou comigo no decorrer dos trabalhos. Obrigado também pela paciência.

À minha turma Basálcool, por todos os momentos, felicidades, dificuldades, campos inesquecíveis e festas que compartilhamos.

Em especial, gostaria de agradecer meus amigos-irmãos, Joojóólogos, Daniel (Daniboy), Felipe (Salsicha), Gustavo (Hérnia), Lucas (Formiga), Matheus (Tcc), Matheus (Fischer), Wesley (Formol) e, agregadas Carol (Chevette), Isabela (Isa), Sabrina (Brandão) e Vitória (Nesfit), por tudo que fizeram por mim até hoje, pelas conversas, apoio, estudos e pelas diversas risadas.

A todos que me auxiliaram na execução deste trabalho. À Profa. Adriana Alves pelas análises no Raman. À toda equipe que me ajudou na datação dos zircões, Daniel Godoy, George Clemence, Nayara e Rodrigo Cerri. À Regiane Fumes, pela ajuda com o projeto. À Juliana Okubo por ter me ajudado a encontrar os zircões na lupa.

Agradeço meu primo, Wagner Lozano, carinhosamente chamado de “primão”, por todas as caronas e conversas que tivemos de Rio Claro a Monte Alto.

Agradeço pelo financiamento e dois anos de bolsa de iniciação científica, processo nº 2019/20667-6, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP).

Ao Prof. Toninho, Antônio Celso de Arruda Campos (in memorian), por ter despertado minha paixão pela geologia e ter me guiado até aqui, serei eternamente grato por sua motivação.

A todos os funcionários e professores da UNESP de Rio Claro, muito obrigado!

RESUMO

Ocorrências de rochas máficas com granada e clinopiroxênio, interpretadas como retroeclogitos, ocorrem entre unidades metassedimentares do Grupo Araxá, na Nappe de Passos, na Faixa Brasília Meridional, na região de São Sebastião do Paraíso (MG). Estas rochas apresentam típica textura de reequilíbrio pós-pico bórico, com a formação de simplectitos compostos por clinopiroxênio secundário e plagioclásio, além de coronas de plagioclásio e hornblenda ao redor dos cristais de granada. Rochas máficas são utilizadas como marcadores de zonas de subducção em orógenos colisionais, principalmente unidades de fácies eclogito. Em virtude disso, a reconstituição das condições de pressão, temperatura e geocronologia são essenciais para entender a geotectônica convergente e formação destas rochas. A determinação das condições de pico de pressão não pode ser feita com base na composição química atual devido ao retrometamorfismo e superimposição metamórfica. Por isso, este trabalho caracterizou inclusões contidas em rutilo e zircão para investigar a ocorrência de minerais de alta ou ultra alta pressão, tendo em vista que estes possuem estrutura cristalina resistente que registram a história P-T-t. Foram aplicadas técnicas analíticas de detalhe como Microscopia Eletrônica de Varredura, Espectroscopia por Dispersão de Energia e Espectroscopia Raman e constatou que as fases minerais remetem a condições de alta pressão, entre 12 e 15 kbar e não ultra alta pressão pela ausência de coesita em meio as inclusões. Por microsonda eletrônica, verificou-se através da análise por elementos traço que as amostras se distinguem entre si, com uma de alto Nb e outra de baixo Nb, que sugerem protólitos alternativos para um mesmo litotipo. Com geotermômetro Zr-no-rutilo, foram investigadas temperaturas de formação em $738 \pm 23^\circ\text{C}$. Idades obtidas em núcleos de zircão por U-Pb (LA-ICP-MS) apontam idade do metamorfismo para estes eclogitos em $657,0 \pm 30,3$ Ma. Duas principais idades foram caracterizadas para o protólito máfico destas rochas, uma do Mesoproterozoico de $1415,7 \pm 15,4$ Ma e outra do Paleoproterozoico referente a $2077,5 \pm 11,9$ Ma. A idade distinta dos protólitos sugere possíveis interpretações do que estas rochas representavam antes do metamorfismo em fácies eclogito, tais como lascas ou fragmentos de crosta oceânica incorporada em metassedimentos do Grupo Araxá ou paleo-diques que intrudiram o embasamento.

Palavras-chave: Eclogito. Nappe de Passos. Coesita. Geocronologia U-Pb. Alta pressão.

ABSTRACT

Occurrences of mafic rocks with garnet and clinopyroxene, interpreted as retro-eclogites, occur between metasedimentary units of the Araxá Group, in Passos Nappe, at Southern Brasília Belt, in the region of São Sebastião do Paraíso (MG). These rocks have a typical post-baric peak rebalancing texture, with the formation of symplectites composed of secondary clinopyroxene and plagioclase, in addition to plagioclase and hornblende coronas around the garnet crystals. Mafic rocks are used as subduction zone markers in collisional orogens, mainly eclogite facies units. Because of this, the reconstitution of pressure, temperature and geochronology conditions are essential to understand the convergent geotectonics and formation of these rocks. The determination of peak pressure conditions cannot be made based on the current chemical composition due to the metamorphic retro-metamorphism and superimposition. Therefore, this work characterized inclusions contained in rutile and zircon to investigate the occurrence of high or ultra-high pressure minerals, considering that they have a resistant crystal structure that records the P-T-t history. Detailed analytical techniques such as Scanning Electron Microscopy, Energy Dispersion Spectroscopy and Raman Spectroscopy were applied and found that the mineral phases refer to high pressure conditions, between 12 and 15 kbar and not ultra-high pressure due to the absence of coesite inclusions. By electronic microprobe, it was verified through trace element analysis that the samples are distinguished from each other, with one of high Nb and another of low Nb, which suggest alternative protoliths for the same lithotype. With a *Zr-in-rutile* geothermometer, formation temperatures were investigated at $738 \pm 23^\circ\text{C}$. Ages obtained in zircon cores by U-Pb (LA-ICP-MS) indicate age of metamorphism for these eclogites at 657.0 ± 30.3 Ma. Two main ages were characterized for the mafic protolith of these rocks, one Mesoproterozoic of 1415.7 ± 15.4 Ma, and the other of Paleoproterozoic referring to 2077.5 ± 11.9 Ma. The distinct age of the protoliths suggests possible interpretations of what these rocks represented before the metamorphism in eclogite facies, such as slivers or fragments of oceanic crust embedded in metasediments of the Araxá Group or paleo-dykes that intruded the basement.

Keywords: Eclogite. Nappe de Passos. Coesite. U-Pb Geochronology. High pressure.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Localização e acesso à São Sebastião do Paraíso (MG) a partir da cidade de Rio Claro (SP). Fonte: Extraído de Luvizotto (2003).	11
Figura 2 - Componentes básicos do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Fonte: Extraído de Dedavid <i>et al.</i> (2007), adaptado de Kestenbach (1994).	13
Figura 3 - Diagrama de concórdia U-Pb por Wetherill (1956) para dados apresentados por Arhens (1955). Fonte: Extraído de Dicken (2005).	19
Figura 4 - Desenho esquemático de espectrômetro de massa de fonte gasosa. Fonte: Extraído de Sato (2002).	20
Figura 5 - Mapa geológico da área de estudos com as localizações das amostras: SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D. Fonte: Modificado de Luvizotto (2003).	22
Figura 6 - Fotomicrografia das seções polidas com cristais de rutilo das amostras estudadas. Montagem feita em resina epóxi.	25
Figura 7 - Fotomicrografia da seção polida com cristais de zircão das amostras estudadas. Montagem feita em resina epóxi.	25
Figura 8 - Esquema com as unidades tectônicas do Brasil Central, com destaque para a Província Tocantins com as faixas Brasília, Paraguai e Araguaia. Fonte: Extraído de Valeriano <i>et al.</i> (2004), modificado de Almeida <i>et al.</i> (1981).	30
Figura 9 - Principais domínios tectônicos e estruturas da Província Tocantins. XG – Sistema Xambioá–Gurupi; LT – Lineamento Transbrasiliano; IP – Inflexão dos Pirineus; MB – Lineamento Morporá– Novo Brasil; NM – Nappe Maratá; SP – Sistema Paraná; NA – Nappe de Araxá ; NP – Nappe de Passos; NG – Nappe Socorro-Guaxupé. Fonte: Extraído de Bizzi <i>et al.</i> (2003) e adaptado de Navarro (2019), modificado de Fuck (1990), Hasui (2012).	31
Figura 10 - Mapa estrutural da Faixa Brasília com a delimitação dos domínios tectônicos. Localidades: P - Palmeirópolis; A - Arraias; U - Uruaçu; Ni-Niquelândia; Co-Colinas; DF - Distrito Federal; Pi - Pirenópolis; Go - Goiânia; Pj - Piracanjuba; CN - Caldas Novas; Pa - Paracatu; Um - Unaí; Ar - Araxá; L - Luz; Pas - Passos; F - Formiga. FBS: Faixa Brasília Setentrional. FBM: Faixa Brasília Meridional. Fonte: modificado de Schobbenhaus <i>et al.</i> (1984) e Bizzi <i>et al.</i> (2003).	33
Figura 11 - Mapa geológico simplificado da Nappe de Passos, com a localização da área de estudos. Municípios: L – Laje. C – Capetinga. CS – Cássia. S – São Sebastião do Paraíso. D – Delfinópolis. P – Passos. V – Vargem Bonita. A – Alpinópolis. CR – Carmo do Rio Claro. G –	

Guapé. CT – Cristais. B – Boa Esperança. IL – Illicínea. PI – Piumhi. CP – Capitólio. Fonte: Extraído de Luvizotto (2003), modificado de Simões (1995).	35
Figura 12 - Coluna litoestratigráfica do Grupo Araxá na Nappe de Passos com a espessura aparente das unidades devido ao efeito deformacional. Fonte: Simões (1995), adaptado de Hartung <i>et al.</i> (2020).	37
Figura 13 – Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra de retroeclogito SSP-ER-01, com granulação grossa inequigranular.	39
Figura 14 – Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra de retroeclogito SSP-ER-3B, com granulação fina a média equigranular.	40
Figura 15 – Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra de retroeclogito SSP-ER-5D, com granulação média a grossa inequigranular.	40
Figura 16 - Imagens BSE de grãos de zircão com as principais inclusões minerais observadas. (A) SSP-ER-3B; (B) SSP-ER-5D.	43
Figura 17 - Imagens BSE de cristais de rutilo com insclusões minerais. (A)	45
Figura 18 - Imagens BSE dos cristais de rutilo com inclusões de polimorfo de SiO ₂ . (A) SSP-ER-01; (B) SSP-ER-5D. Também ocorrem inclusões de acículas de ilmenita (<i>ilmenite needles</i>) em B.	45
Figura 19 – Inclusões em rutilos, imagem BSE obtida por MEV-EDS. A – Inclusão de polimorfo de quartzo e ao redor actinolita. B – Inclusões de plagioclásio, anortita e solução sólida entre labradorita-bytownita.	46
Figura 20 – Espectro Raman de inclusões de SiO ₂ em rutilo e zircão de rochas eclogíticas. .	47
Figura 21 – Fotomicrografia (imagem BSE) de segmento da lâmina SSP-ER-01, que exhibe a matriz da rocha (simplectito) com cristais de rutilo.	48
Figura 22 – Cristal de rutilo (imagem BSE) incluso na granada, com inclusões de ilmenita e titanita.	48
Figura 23 – Cristais de rutilo na matriz das amostras SSP-ER-3B e SSP-ER-5D, com acículas de ilmenita. Ilm – ilmenita; Rt – rutilo.	49
Figura 24 – Cristal de rutilo com corona de titanita incluso na granada, com inclusão de hornblenda na amostra SSP-ER-5D. Grt – granada; Hbl – hornblenda; Rt – rutilo; Ttn – titanita.	49
Figura 25 – Diagramas boxplot para elementos traço nas três amostras de eclogito. Q1 – 25%; Q3 – 75%. Método quartil por interpolação. Concordância de 95%. No eixo das ordenadas os valores em ppm e nas abcissas os elementos químicos. (a), (c) e (e) – rutilos inclusos em granada. (b), (d) e (f) – rutilos contidos na matriz simplectítica.	54

Figura 26 – Diagrama de dispersão das concentrações de Nb por Cr. Triângulo vermelho – concentrações de rutilos de SSP-ER-01; círculo verde – SSP-ER-3B; quadrado azul – SSP-ER-5D; Fonte: Adaptado de Meinhold <i>et al.</i> (2008).	56
Figura 27 – Diagrama ternário dos elementos traço por Cr, V e Nb para as amostras de eclogito. Vermelho – SSP-ER-01; verde – SSP-ER-3B; azul – SSP-ER-5D.....	56
Figura 28 - Diagrama de boxplot com a distribuição da temperatura obtida por Zr-no-rutilo nas três amostras estudadas. Q1 – 25%; Q2 – 50% (mediana); Q3 – 75%. Método quartil por interpolação. Concordância de 95%.	58
Figura 29 – Imagens dos grãos de zircão da amostra SSP-ER-3B, à esquerda imagens composicionais (BSE - COMPO) e à direita a imagem de catodoluminescência, escala de 50µ. A e B – intensa metamictização e bordas com alta luminescência; C – núcleo interno não diferenciado e bordas com alta luminescência; D – ligeiro zoneamento e bordas com alta luminescência.	59
Figura 30 – Fotomicrografias de zircão da amostra SSP-ER-5D com evidente zoneamento oscilatório, à esquerda imagens composicionais (BSE - COMPO) e à direita a imagem de catodoluminescência (Ir), escala de 50µ. A – Zoneamento oscilatório e microfraturas radiais; B – Núcleo subédrico com média a alta luminescência; C – Núcleo euédrico com intensa luminescência; D – Zoneamento oscilatório com núcleo de média luminescência.	60
Figura 31 – Fotomicrografias com imagens de catodoluminescência de zircões dos retroeclogitos da amostra SSP-ER-3B. A análise foi feita a partir da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com correção por ^{204}Pb . Diâmetro do <i>pit</i> de 25 µm.	61
Figura 32 - Fotomicrografias com imagens de catodoluminescência de zircões dos retroeclogitos da amostra SSP-ER-5D. A análise foi feita a partir da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com correção por ^{204}Pb . Diâmetro do <i>pit</i> de 25 µm.	62
Figura 33 – Diagrama de concórdia (elipses de erro 2σ) para o sistema U-Pb em zircões da amostra de retroeclogito SSP-ER-3B, com os dados de intercepto superior e inferior.....	63
Figura 34 – Diagrama de concórdia (elipses de erro 2σ) para o sistema U-Pb em zircões da amostra de retroeclogito SSP-ER-5D, com os dados de intercepto superior e inferior.....	63
Figura 35 - Fotomicrografias com imagens de catodoluminescência de zircões metamictizados dos retro-eclogitos da amostra SSP-ER-5D. Zircões com núcleo recristalizado e fraturas concêntricas. A análise foi feita a partir da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com correção por ^{204}Pb . Diâmetro do <i>pit</i> de 25 µm.	64

LISTA DE TABELAS

Tabela 2 - Isótopos de U e Th com as abundâncias, meias vidas e constantes de decaimento. Adaptado de Faure (1986).	17
Tabela 1 - Amostras de retroeclogito catalogadas.	22
Tabela 3 - Relação do número de fases minerais inclusas em grãos de rutilo nas amostras SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D. Na ausência de inclusões, foi marcado com um hífen (-).44	
Tabela 4 - Elementos traço em rutilos da amostra SSP-ER-01. Mtx – rutilos inclusos na matriz da rocha. Incl – rutilos inclusos em granada.	51
Tabela 5 - Elementos traço em rutilos da amostra SSP-ER-3B. Fonte: Autor. Mtx – rutilos inclusos na matriz da rocha. Incl – rutilos inclusos em granada.	52
Tabela 6 - Elementos traço em rutilos da amostra SSP-ER-5D. Fonte: Autor. Mtx – rutilos inclusos na matriz da rocha. Incl – rutilos inclusos em granada.	53
Tabela 7 - Relação estatística dos dados de elementos traço para cada amostra investigada. Concentrações médias dos elementos traço em ppm, mediana e desvio padrão.	57

LISTA DE ABREVIATURAS

Ab	albita
Amp	anfibólio
An	anortita
Ap	apatita
Aug	augita
Bt	biotita
Ccp	calcopirita
Cpx	clinopiroxênio
Di	diopsídio
Grt	granada
Hbl	hornblenda
Hem	hematita
Ilm	ilmenita
Mnz	monazita
Ms	muscovita
Omp	onfacita
Phl	flogopita
Pl	plagioclásio
Po	pirrotita
Py	pirita
Qtz	quartzo
Rt	rutilo
Ttn	titanita
Tur	turmalina
Zrn	zircão

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVAS	9
1.1	Localização e vias de acesso	11
2.	OBJETIVOS	12
3.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	13
3.1	Análise por MEV/EDS	13
3.2	Espectroscopia Raman	14
3.3	Correlação estatística	15
3.4	Geotermometria Zr-no-rutilo.....	16
3.5	Caracterização por catodoluminescência (CL).....	16
3.6	Datação U/Pb por LA-ICP-MS	17
3.6.1	Sistema U-Th-Pb em zircão.....	17
3.6.2	LA-ICP-MS	19
4.	MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO	21
4.1	Levantamento bibliográfico e seleção de dados pré-existentes	21
4.2	Análise petrográfica	22
4.3	Produção de concentrado mineral, separação e montagem dos grãos em pastilhas de resina	23
4.4	Análise por MEV/EDS	26
4.5	Análise por Espectroscopia Raman	26
4.6	Análise por Microsonda Eletrônica.....	26
4.6.1	Geotermometria Zr-no-rutilo	27
4.6.2	Análise sistemática de inclusões em rutilo de diferentes texturas.....	27
4.6.3	Análise de elementos traço em rutilo.....	27
4.6.4	Caracterização por catodoluminescência (CL) em zircão	28
4.7	Datação U/Pb por LA-ICP-MS	28
5.	GEOLOGIA REGIONAL	30
5.1	Província Tocantins.....	30
5.2	Faixa Brasília	32
5.3	Nappe de Passos.....	34
5.4	Grupo Araxá	35
6.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	39
6.1	Descrição petrográfica e metamorfismo.....	39

6.2	Análise por MEV/EDS	42
6.3	Análise por Espectroscopia Raman	46
6.4	Análise sistemática de inclusões em rutilo de diferentes texturas.....	47
6.5	Análise de elementos traço em rutilo e geotermômetro Zr-no-rutilo	50
6.6	Caracterização por meio de catodoluminescência em zircão	58
6.7	Datação U-Pb por LA-ICP-MS em zircão.....	61
7.	CONCLUSÕES.....	68
	REFERÊNCIAS	70

1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVAS

Na região de São Sebastião do Paraíso, sudoeste de Minas Gerais, afloram rochas máficas de alta pressão (HP) que são descritas como retroeclogitos. Estas ocorrências estão contidas no Grupo Araxá, unidade principal na Nappe de Passos, na Faixa Brasília Meridional, no contexto da Província Tocantins.

As primeiras ocorrências destas rochas foram descritas por Hoppe *et al.* (1985), que as relatou como rochas básicas com granada e clinopiroxênio, interpretadas como eclogitos retrometamórficos. Posteriormente, Luvizotto (2003), discorreu sobre a caracterização metamórfica da Nappe de Passos nessa região com foco para os eclogitos. A classificação destas rochas como retroeclogitos é fundamentada nas texturas de reequilíbrio metamórfico pós-pico bórico, tais como simplectitos e coronas, texturas evidentes em todos os retroeclogitos. A textura simplectítica é composta de clinopiroxênio secundário e plagioclásio, formados a partir da reação retrometamórfica em clinopiroxênio primário rico em sódio. Enquanto a textura coronática ocorre ao redor de cristais de granada, uma corona interna mais fina de plagioclásio em contato com granada e uma espessa mais externa, de hornblenda. Nas cercanias da área de estudo, ocorrências de eclogitos também foram abordadas, como na região norte de Pouso Alegre (CHOUDHURI *et al.*, 1978; CAMPOS NETO & CABY, 1999), Liberdade (TROUW *et al.*, 2013), Varginha (TEDESCHI *et al.*, 2017) e a noroeste do distrito de Santa Cruz do Prata (MG), também no Grupo Araxá (LEME, 2019).

A determinação das condições de pico metamórfico destas rochas é complexa, dada a composição química mineral que passou por reações retrometamórficas ao longo da exumação tectônica. Condições de pressão e temperatura dos retroeclogitos de São Sebastião do Paraíso (MG), foram definidas por Santos *et al.* (2021), com pico de temperatura em 725 ± 30 °C, associados à pressão mínima de aproximadamente 16 kbar. Na área de estudo, ainda não foram descritos registros minerais que indiquem condições de cristalização ultra-alta pressão (UHP), somente alta pressão (HP) em granulitos-HP (FUMES *et al.*, 2021). A existência ou não de minerais que indiquem HP ou UHP em retroeclogitos, contribui para interpretação da formação das unidades do Grupo Araxá, além de auxiliar sobre o entendimento da evolução geológica da Faixa Brasília. Coelho *et al.* (2017) e Tedeschi *et al.* (2017) discutem se as ocorrências de retroeclogitos da Faixa Brasília Meridional foram formados em ambiente de colisão ou subducção, respectivamente. No entanto, esses trabalhos não reportaram minerais indicativos de HP/UHP.

Eclogitos comumente são utilizados como marcadores de zonas de subducção em orógenos colisionais. Diversos trabalhos indicam a associação de eclogitos com granulitos de alta pressão a zonas de sutura em orógenos colisionais, que retratam zonas de subducção profunda de crosta oceânica e continental. A título de exemplo, a associação de granulitos U(HP) e eclogitos a oeste do Cráton Africano, durante a orogenia Pan-Africana (BLACK *et al.*, 1994; AGBOSSOUMONDÉ, 1998; CABY, 2003; ATTOH & MORGAN, 2004; AGBOSSOUMONDÉ *et al.*, 2004).

Minerais acessórios como rutilo e zircão podem preservar fases minerais inclusas, e estas permitem a identificação do pico metamórfico da rocha. Portanto, a análise e caracterização destas inclusões minerais são de suma importância para buscar minerais indicativos de HP e/ou UHP. Por definição, minerais acessórios ocorrem em pequena porcentagem da rocha, por isso é interessante realizar o estudo em concentrado mineral. A identificação de coesita, polimorfo de SiO₂ gerado em condições de pressão acima de 25 kbar e ~ 700°C, inclusa em rutilos ou zircões em retroeclogitos, evidencia que essas rochas foram geradas em contexto de subducção a UHP, em profundidades maiores que 70 km. Chopin *et al.* (1991) foram os primeiros a investigarem inclusões de coesita em concentrado mineral. Desta forma, os autores caracterizam a formação das rochas estudadas em pressões superiores à 28 kbar (UHP), com profundidade de formação em cerca de 90 km. Posteriormente Hart *et al.* (2016) encontraram inclusões de coesita em rutilo de eclogitos do maciço de Dora Maira, na Itália. Os autores identificaram a fase mineral através de uma visualização prévia por MEV/EDS e posterior Espectroscopia Raman.

Através da técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer*), Santos *et al.* (2021) dataram os retroeclogitos de São Sebastião do Paraíso (MG) pelo método U-Pb aplicado em rutilos em lâmina petrográfica, e calcularam a idade de ca. 579 ± 23 Ma. Contudo, ainda não foram feitas datações em zircão nestes eclogitos.

Trabalhos de Hoppe *et al.* (1985), Luvizotto (2003) e Santos *et al.* (2021) não reportaram minerais indicativos de ultra alta pressão para os retroeclogitos da região de São Sebastião do Paraíso (MG). Apesar da ocorrência dessas fases minerais ser incerta, técnicas adequadas para a identificação dessas ocorrências não foram aplicadas anteriormente. Deste modo, o presente trabalho visa solucionar esta problemática, a partir da análise e aplicação de métodos apropriados, com o propósito de interpretar o ambiente geotectônico de formação dos retroeclogitos e verificar implicações na tectônica convergente que atuaram na Faixa Brasília Meridional.

1.1 Localização e vias de acesso

A área de estudo está localizada na porção sudoeste do estado de Minas Gerais e a noroeste do município de São Sebastião do Paraíso. A área abrange os arredores da cidade de São Sebastião do Paraíso (MG). A distância entre a cidade de Rio Claro (SP) e São Sebastião do Paraíso (SP) é de aproximadamente 226 km. O trajeto mais rápido à São Sebastião do Paraíso a partir de Rio Claro pode ser feito pela SP-191, seguindo-se até Araras onde se tem acesso à SP-330 sentido Pirassununga. Na região de Pirassununga, segue-se pela BR-369 e BR-267 até Casa Branca, em seguida pela SP-340 / MG-449 até São Sebastião do Paraíso, passando por Mococa e Monte Santo de Minas. A Figura 1 indica as vias de acesso de Rio Claro a São Sebastião do Paraíso.



Figura 1- Localização e acesso à São Sebastião do Paraíso (MG) a partir da cidade de Rio Claro (SP). Fonte: Extraído de Luvizotto (2003).

2. OBJETIVOS

O presente trabalho foca seus estudos em ocorrências de retroeclogitos da Nappe de Passos e tem como objetivo identificar a possível presença de inclusões minerais em cristais de rutilo e zircão, que indiquem condições ultra-alta pressão, bem como a datação U-Pb de zircão. Os resultados contribuirão com a compreensão da geração destas rochas, no contexto da tectônica convergente que atuou nas rochas da Nappe de Passos. Como objetivo específico, verificar a proveniência das ocorrências de retroeclogito a partir da geocronologia, com a investigação da idade do protólito. metamorfismo e interpretar se representam um mesmo litotipo no Grupo Araxá.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Análise por MEV/EDS

O funcionamento do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) consiste na emissão de um feixe de elétrons de diâmetro pequeno na superfície de determinado material. A fonte de elétrons é um filamento de tungstênio (W) aquecido, que opera em tensões de aceleração de em torno de 1 a 50 kV. O feixe é acelerado pela tensão entre o filamento e o ânodo, e focalizado sobre a amostra por lentes eletromagnéticas num ponto menor que 4 nm. Estes elétrons ao incidirem, interagem com os elétrons da superfície da amostra, ponto-a-ponto, de modo a realizar uma varredura completa que produzem elétrons e fótons. Este sinal de elétrons e fótons é recolhido por dois tipos de detectores, um de elétrons secundários (SE) e outro de elétrons retroespalhados (BSE), que transformam os sinais captados em imagens de alta resolução. Os componentes do MEV estão expostos na Figura 2.

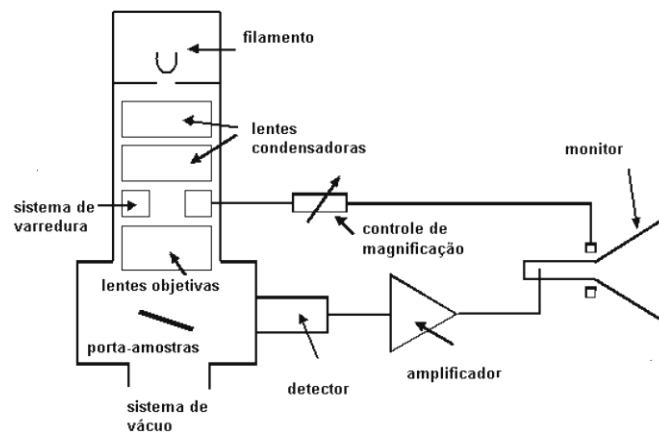


Figura 2 - Componentes básicos do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Fonte: Extraído de Dedavid *et al.* (2007), adaptado de Kestenbach (1994).

O detector de elétrons secundários (*secondary electron* – SE) são de baixa energia (<50 eV) e formam imagens de alta resolução (3-5 nm) da topografia da superfície da amostra. O detector de elétrons retroespalhados (*backscattering electron* – BSE) possui energia entre 50 eV até a energia de um elétron primário. Neste caso, os elétrons com maior energia sofrem espalhamento elástico, que se limitam à superfície da amostra, os de menor energia captam informações mais penetrantes na amostra e geram uma imagem de composição, através do contraste em função do número atômico dos elementos presentes (DEDAVID *et al.*, 2007). Com a finalidade de analisar a química das inclusões e as caracterizar, foi utilizado o detector EDS, que forneceu microanálise semi-quantitativa da química das inclusões. A detecção por

elétrons secundários (SE) permite analisar a forma da superfície dos cristais polidos, por isso, foi utilizada para a distinção entre cavidades e fases minerais escuras.

3.2 Espectroscopia Raman

A espectroscopia Raman é um método de análise não destrutiva que fornece informações estruturais e químicas do material, através da sua vibração gerada pela oscilação induzida por uma fonte de energia, no caso uma fonte de luz excitadora monocromática (laser). Esta técnica baseia-se no espalhamento inelástico da luz pela matéria, onde uma onda eletromagnética atinge a superfície de um material, a qual parte é refletida e a outra transmitida para o interior do material. Uma fração da parte transmitida é absorvida em forma de calor e a outra é retransmitida na forma de luz espalhada, que apresenta frequência distinta da luz incidente. O processo deste fenômeno é designado como espalhamento Raman. O equipamento coleta a radiação espalhada em unidade de frequência dos modos vibracionais do material pelas diferenças dos espectros de radiação entre o incidente e o espalhado, denominado como deslocamento Raman (*Raman shift*), expresso em cm^{-1} . A resposta é dada por meio de espectros Raman, onde no eixo das abcissas está o deslocamento Raman (cm^{-1}) e no eixo das ordenadas a intensidade espectral (u.a.) que dependem de parâmetros experimentais.

Para a investigação de inclusões de SiO_2 contidos nos cristais de rutilo e zircão, foram realizadas análises no pico observado na região aproximada de 521 cm^{-1} , nas amostras de seções polidas (*mounts*) não metalizadas. O estudo foi associado a um conjunto de referências, para comparar o espectro dos materiais descritos pela literatura com o espectro obtido das amostras. Em complemento, o Raman foi aplicado também para diferenciação de inclusões de plagioclásio, e para reforçar a identificação dos tipos de anfibólio. Para esta finalidade, a análise foi qualitativa, com um conjunto amostral representativo. Ao todo foram explorados sete cristais, destes, quatro grãos de rutilo e três grãos de zircão, onde foram feitos diversos *spots* em cada inclusão.

Distintos polimorfos de quartzo podem ser determinados de acordo com seu espectro Raman, estes são: quartzo- α ; quartzo- β ; tridimita; cristobalita; coesita; e stishovita. Dentre os polimorfos, o de interesse é a coesita, que é formada a partir de 20 kbar de pressão, que evidencia que o retroeclogito foi formado sob ultra alta pressão. O principal pico Raman da coesita ocorre em aproximadamente 521 cm^{-1} , segundo Boyer *et al.* (1985). Na investigação de Hart *et al.* (2016) foram encontradas inclusões de coesita em rutilos de eclogitos, em que os autores apontam um alto pico no espectro de 523 cm^{-1} , com dois menores picos em 270 cm^{-1} e

179 cm^{-1} . Dessa maneira, os picos típicos de deslocamento Raman (*raman shift*) para coesita estão entre 521-523 cm^{-1} .

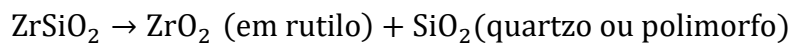
3.3 Correlação estatística

A fim de estabelecer correlações estatísticas gerais entre as concentrações de elementos traço e identificar possíveis proporcionalidades, estes foram investigados através de coeficientes de correlação. Preliminarmente, para aplicação de métodos de correlação, foi verificado se os dados quantitativos seguem distribuição normal. Distribuição normal ou gaussiana, trata-se de um parâmetro estatístico em que os dados podem ser ajustados em uma curva normal apropriada (DEVORE, 2006). Através do teste de normalidade de Shapiro-Wilk, valores que compreendem coeficiente $p > 0,05$ possuem distribuição normal. O teste de correlação de Spearman é aplicável para relacionar variáveis quantitativas sem distribuição normal entre si, bem como relacionar variáveis sem distribuição normal com outras que possuem distribuição normal. Além disso, o método de Spearman também é utilizado para dados que possuem distribuições não lineares. Para correlação entre duas variáveis quantitativas com distribuição normal, o teste de correlação ideal é o teste de Pearson. Nessa circunstância, a maioria das correlações foram estabelecidas segundo o método de Spearman, e as demais utilizaram o método de Pearson.

Os testes de correlação de Spearman e Pearson fornecem valores do coeficiente de correlação entre duas variáveis, denominado de rho ou r. O valor de rho são valores decimais que variam entre -1 e +1. Quanto mais próximo os valores de rho são dos extremos -1 e +1, mais forte a correlação é, e quanto mais próximo de 0, consequentemente mais fraca. Coeficientes r negativos demonstram correlações negativas, isto é, variáveis inversamente proporcionais. Coeficientes r positivos expressam correlações positivas, que são diretamente proporcionais. A definição dos coeficientes de correlação estatística para rho, são: 0,00 a 0,19 – correlação bem fraca; 0,20 a 0,39 – correlação fraca; 0,40 a 0,69 – correlação moderada; 0,70 a 0,89 – correlação forte; e 0,90 a 1,00 – correlação muito forte (LIRA, 2004). Ambos os testes de correlação foram aplicados sem diferenciar as amostras, apenas efetuando a separação entre elementos traço em rutilos da matriz e os rutilos da granada.

3.4 Geotermometria Zr-no-rutilo

Cristais de rutilo (TiO_2) são cristalizados em rochas metamórficas de assembléia mineral com rutilo-quartzo-zircão, em metamorfismo de grau médio a alto, temperaturas de 430 a 1100 °C e sob alta pressão > 7 kbar (MEINHOLD *et al.*, 2008), como no caso dos retroeclogitos estudados. A estrutura cristalina de cristais de rutilo contém concentrações de ZrO_2 devido a partição ou desequilíbrio de zircão, que compõem o sistema mineral $\text{TiO}_2\text{-ZrO}_2\text{-SiO}_2$, que é expressa pela reação química (ZACK *et al.*, 2004):



Por isso, a partir do conteúdo de zircônio (Zr) em grãos de rutilo, é possível estimar a temperatura de formação do mineral. Assume-se que a atividade ideal de Si e Zr está contida em um sistema tamponado. A equação utilizada para o cálculo de temperatura através de geotermômetro ZIR é a de Tomkins *et al.* (2007):

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = \frac{83,9 + 0,410 P}{0,1428 - R \ln \Phi} - 273$$

Em que, T (°C) configura a temperatura em graus celsius, P é a pressão em kbar assumida a 15 kbar, R equivale a constante de gás (0,0083144) e Φ é a concentração pontual de Zr no rutilo em ppm. O erro estimado de temperatura neste método é de 30 °C.

3.5 Caracterização por catodoluminescência (CL)

A análise por CL baseia-se no fenômeno eletromagnético no qual raios catódicos (elétrons) incidem em um material cristalino, e o mesmo ao ser bombardeado emite certa luminescência por meio de fótons. Os fótons são partículas que representam a luz ou radiações eletromagnéticas, e estes ao serem refletidos são captados pelo equipamento de catodoluminescência, que gera uma imagem. O imageamento por catodoluminescência é uma técnica analítica de detalhe que fornece informações ópticas do material.

Através do imageamento realizado por catodoluminescência (CL) em microsonda eletrônica, a morfologia dos cristais de zircão foi caracterizada com base na literatura. Pupin (1980) propôs um diagrama tipológico para os grãos de zircão, que estabeleceu populações de acordo com o crescimento relativo dos cristais. O autor relacionou a temperatura de

cristalização dos zircões com o alongamento dos prismas, e a composição química com a formação de pirâmides. Varva (1993) apresentou um método quantitativo para descrever a evolução morfológica dos grãos de zircão. Portanto, a descrição foi baseada nos autores citados.

O sobrecrecimento dos cristais de zircão é originado pela intercalação de bandas (halos) pobres e ricas em elementos radioativos, como U, Th e ETRs, onde a intensidade de luminescência dos halos é inversamente proporcional à razão dos teores de Th/U, enquanto a alta luminescência indica alto teor de U. Nesse contexto, foram geradas imagens de CL de metade dos zircões contidos na malha total, ou seja, aproximadamente 120 grãos dos 240 totais. Como o núcleo dos grãos em essência é mais rico em U e Th, o imageamento por CL serve de apoio para reconhecer estes núcleos herdados e permitem o reconhecimento de múltiplas gerações de zircões, bem como zonas de maior luminescência e estabelecer *pits* em datações por U/Pb.

3.6 Datação U/Pb por LA-ICP-MS

3.6.1 Sistema U-Th-Pb em zircão

O sistema de datação U-Th-Pb foi utilizado pela primeira vez para datações radiométricas no século XX. O método para fornecimento de idades por U/Pb, referente ao sistema U-Th-Pb, parte do princípio do decaimento de isótopos radiogênicos como U e Th, para isótopos estáveis de Pb. O urânio apresenta-se na forma de três isótopos naturais radioativos, o ^{234}U , ^{235}U e ^{238}U , o tório radioativo ocorre de modo primário como ^{232}Th , os demais isótopos de Th são oriundos do decaimento de U. Estes isótopos instáveis apresentam tempo de meia vida definidos, bem como constantes de decaimento/desintegração, como expresso na Tabela 2.

Tabela 1 - Isótopos de U e Th com as abundâncias, meias vidas e constantes de decaimento. Adaptado de Faure (1986).

Isótopo	Abundância	Meia-vida em anos ($t_{1/2}$)	Constante de decaimento (λ)
^{238}U	99,2743	$4,468 \cdot 10^9$	$1,55125 \cdot 10^{-10}$
^{235}U	0,720	$0,7038 \cdot 10^9$	$9,8485 \cdot 10^{-10}$
^{234}U	0,0057	$2,47 \cdot 10^5$	$2,806 \cdot 10^{-6}$
^{232}Th	100,00	$14,01 \cdot 10^9$	$4,9475 \cdot 10^{-11}$

A partir do decaimento do isótopo radioativo de ^{238}U , são gerados diversos outros isótopos intermediários específicos com tempo de meia-vida curta, que formam uma série de decaimento radioativo até o isótopo de ^{206}Pb . Este decaimento ocorre por meio da emissão de 8 partículas α e de 6 partículas β . O ^{235}U , decai para ^{207}Pb pela emissão de 7 partículas α e 4 partículas β , enquanto o ^{232}Th emite 6 partículas α e 4 β , que decai para ^{208}Pb . Com o conhecimento das constantes de decaimento isotópicas e a abundância dos elementos na amostra, cada uma das séries de decaimento pode ser utilizada como um sistema de datação. Para este trabalho, serão usadas as séries de decaimento de ^{238}U e ^{235}U , para ^{206}Pb e ^{207}Pb , respectivamente (GERALDES, 2010).

O zircão (ZrSiO_4) devido às suas vantagens para o método de datação, é o mineral preferencial para realização de datações geocronológicas do sistema U-Pb. Isto se dá pelo zircão ser um mineral rico em U e pobre em Pb, pois o cristal não incorpora Pb^{2+} devido ao seu raio iônico e diferenças de carga iônica. O zircão apresenta elevada resistência à processos retrometamórficos e intempéricos, que o torna ideal para a datação dos retroeclogitos do presente trabalho. Além disso, o mineral também compreende idades de eventos policíclicos nos seus halos de sobrecrecimento, com diversas implicações geocronológicas e interpretativas.

Cálculos geocronológicos obtidos através dos métodos $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ são discordantes, devido a perdas ou ganhos de Pb, U, e Th nas séries de decaimento em virtude à abertura do sistema U-Pb. Com o objetivo de contornar este problema, após Arhens (1955), Wetherill (1956) conceituou o Diagrama de Concórdia, que expressa pontos de idades concordantes obtidas por geocronologia das duas séries de decaimento de U-Pb citadas anteriormente. O diagrama de concórdia de U-Pb consiste em um diagrama com a razão isotópica filho/pai de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ nas ordenadas e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ nas abscissas (Figura 3).

Em resumo, qualquer ponto definido na curva concórdia retrata a mesma idade em ambos os sistemas U-Pb, e sua configuração depende da diferença de meia vida dos dois sistemas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. A curva é calibrada em intervalos de 500 Ma, onde são plotados os dados analíticos. A reta que une os dois pontos t_1 e t_2 que intercepta a curva de concórdia, é designada como reta discórdia, que representa a dispersão causada pela perda parcial de Pb durante a cristalização do mineral, que, portanto, pode ser criada a partir dos resultados analíticos de grãos de zircão que tiveram perda de Pb na estrutura cristalina. As idades dos interceptos t_1 relatam a idade de cristalização da rocha e a idade t_2 advém de eventos térmicos metamórficos superimpostos.

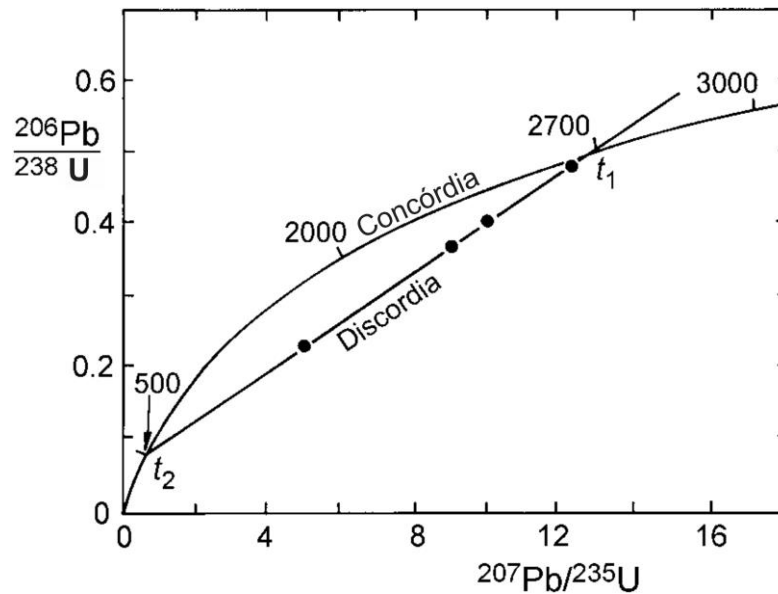


Figura 3 - Diagrama de concórdia U-Pb por Wetherill (1956) para dados apresentados por Arhens (1955). Fonte: Extraído de Dicken (2005).

3.6.2 LA-ICP-MS

Com relação ao sistema U-Th-Pb, na geocronologia usualmente são utilizadas quatro principais técnicas analíticas para obtenção de idades. São estas as técnicas de: Ionização Termal com Diluição Isotópica (*Isotopic Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry*, ID-TIMS, TIMS ou DI); Microsonda Iônica (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*, SHRIMP); Evaporação Térmica (Pb-Pb evaporação); e Espectrômetro de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado com Sistema de Ablação por Laser (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*, LA-ICP-MS). Neste trabalho foi utilizado a metodologia de datação por LA-ICP-MS.

A espectrometria de massa com fonte de plasma (ICP-MS) é constituído por três componentes principais, um feixe de íons gerado por uma fonte de plasma de argônio (Ar), um analisador de massas magnético (AM) e um sistema de detecção (Figura 4). O ICP-MS tem como vantagens a realização de análises multielementares de elementos traço, baixos limites de detecção que permitem adquirir respostas a partir de baixas quantidades de Pb, identificação simplificada dos espectros, determinação da razão isotópica dos elementos e rápida aquisição de resultados.

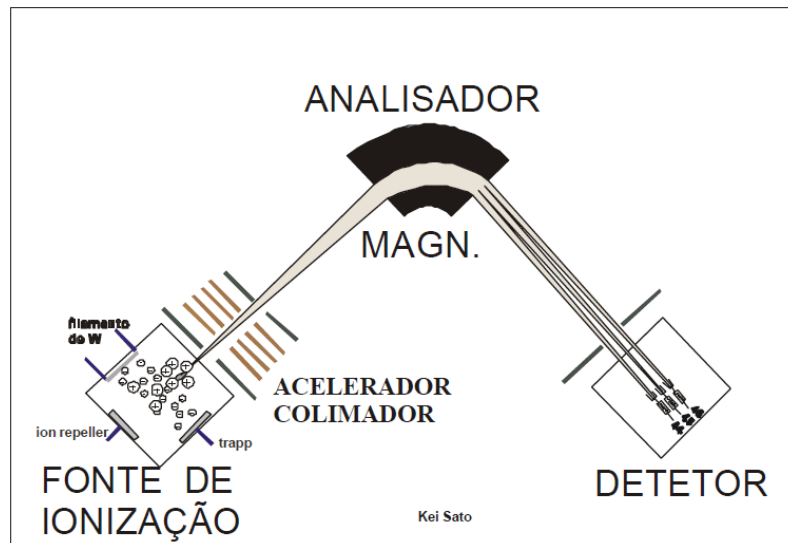


Figura 4 - Desenho esquemático de espectrômetro de massa de fonte gasosa. Fonte: Extraído de Sato (2002).

A técnica de ICP-MS acoplada a um equipamento acessório de sistema de ablação/abrasão a laser (LA), permite a microanálise de minerais sem quaisquer tratamentos químicos e de forma direta, *in situ*, com o bombardeio do feixe de laser na superfície mineral. Os pontos de medição onde o laser incide, são denominados de *pits* ou crateras e variam de tamanhos entre 200 nm a 25 µm, ao incidirem na amostra, efetuam ablação e retiram componentes que são carregados por fluxo de gás Ar ou He. A interpretação dos dados e razões isotópicas de U/Pb que serão obtidas por LA-ICP-MS, são fundamentadas nos diagramas de concórdia.

4. MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

Os materiais, métodos e etapas deste trabalho de conclusão de curso foram desenvolvidos no Departamento de Geologia (DG), do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da UNESP, câmpus de Rio Claro (SP). O desenvolvimento da monografia contou com o apoio da infraestrutura do departamento, o qual dispôs de quase todos os materiais e métodos utilizados. Para as análises de microespectroscopia Raman, foi empregado o equipamento de Espectômetro Raman do Laboratório Multiusuário de Cristalografia Estrutural (LaMuCrEs), do Instituto de Física de São Carlos (IFSC), do câmpus da USP, São Carlos (SP).

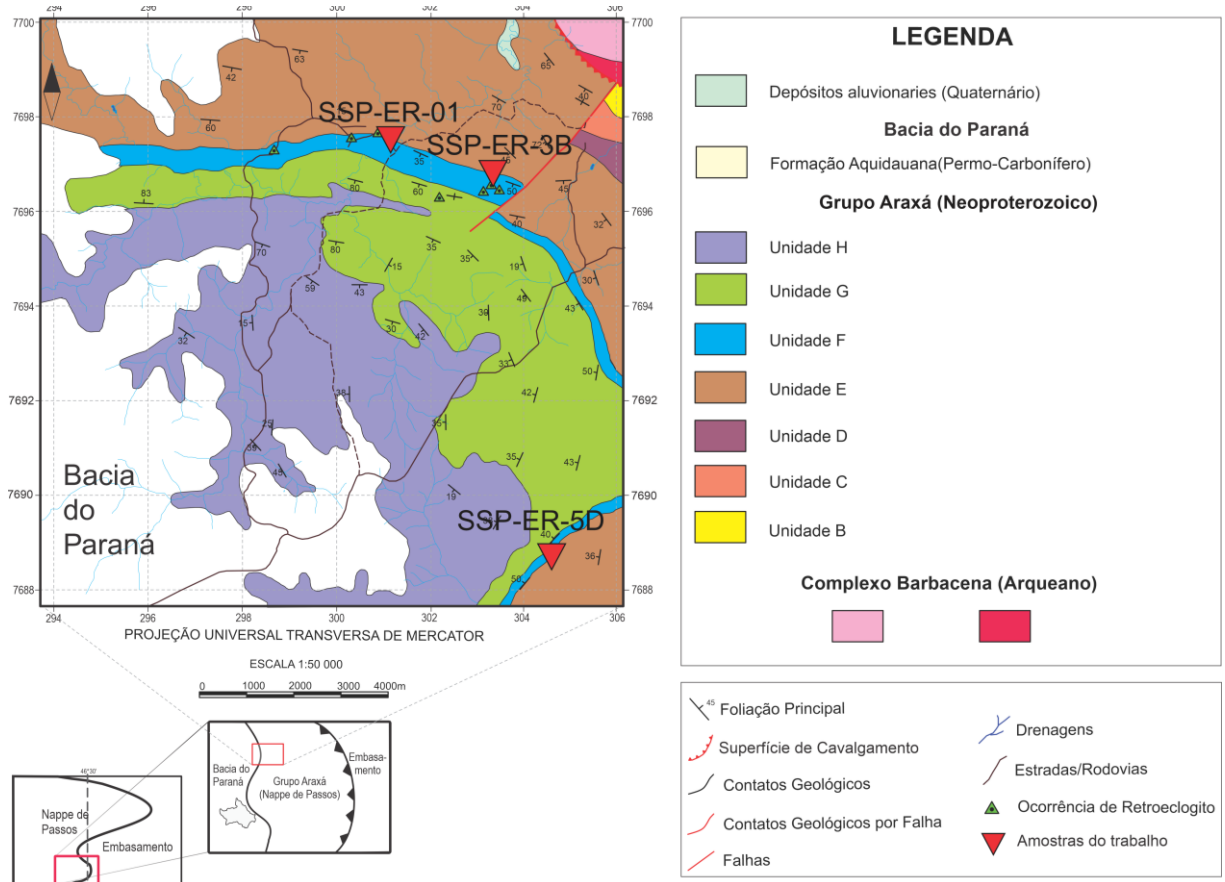
4.1 Levantamento bibliográfico e seleção de dados pré-existent

Durante todas as etapas de desenvolvimento da monografia foram feitos levantamentos bibliográficos sobre a área de estudo e de dados relacionados à temas relevantes para a pesquisa científica. Nesta etapa foram lidas e discutidas publicações sobre a área de estudo e de áreas relacionadas, que contribuíram para o levantamento de dados e discussão dos resultados obtidos. Para tal, foram consultadas referências do acervo bibliográfico disponível no Departamento de Geologia (DG / UNESP, Câmpus de Rio Claro), na biblioteca da UNESP (Câmpus de Rio Claro), e bases online, tais como: Google Scholar; PPEGeo (Portal de Periódicos Eletrônicos em Geociências); portal de Periódicos CAPES; P@rthenon (domínio Unesp); SciELO; Science Direct; Scopus; e Web of Science.

As amostras de rochas retroeclogíticas de São Sebastião do Paraíso (MG) pertencem ao acervo do orientador desta monografia, que foram coletadas em projetos anteriores, que afloram entre as unidades estratigráficas E e F do Grupo Araxá na Nappe de Passos (segundo proposta de Simões, 1995). As amostras e lâminas petrográficas foram selecionadas e catalogadas. Não foi necessária a realização de trabalhos de campo, pois o material disponível já foi suficiente para o desenvolvimento da monografia. As amostras do acervo estão apresentadas na Tabela 1, com as coordenadas UTM dos pontos de coleta, são elas SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D. O mapa geológico da Figura 5 apresenta a localização de coleta das amostras de retroeclogito no sul da Nappe de Passos, os pontos foram plotados através do software ArcGIS 10.5 (ArcMap).

Tabela 2 - Amostras de retroeclogito catalogadas.

Amostras	Assembléia mineral	Minerais acessórios	Coordenadas X e Y (UTM, WGS 84)	
SSP-ER-01	Grt-Qtz-Hbl-Pl-Di	Rt-Zrn-Ap-Ilm-Ttn	301088	7697751
SSP-ER-3B	Grt-Qtz-Hbl-Pl-Di	Rt-Zrn-Ap-Ilm-Ttn	303455	7697025
SSP-ER-5D	Grt-Qtz-Hbl-Pl-Di	Rt-Zrn-Ap-Ccp	304522	7688772

**Figura 5** - Mapa geológico da área de estudos com as localizações das amostras: SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D. Fonte: Modificado de Luvizotto (2003).

4.2 Análise petrográfica

Com o intuito de realizar a caracterização petrográfica, foi utilizado microscópio petrográfico com luz refletida e luz transmitida e polarizada para análise das lâminas petrográficas das amostras de retroeclogito. O microscópio de luz transmitida e polarizada binocular é do modelo Carl Zeiss Jena e o microscópio de luz refletida monocular é o modelo Carl Zeiss Jena – Jenalab Pol. As lâminas delgadas de SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D

já haviam sido confeccionadas pelo orientador, através do laboratório de laminação pertencente ao DG da UNESP.

A luz refletida foi necessária para a identificação de minerais opacos, importante para a petrografia dessas rochas, tendo em consideração que um dos minerais analisados, o rutilo, possui elevado índice de refração, que o faz quase opaco. Enquanto a luz transmitida e polarizada permitiu a identificação e descrição dos demais minerais contidos na trama petrográfica, que compõem a assembléia mineralógica. Para a obtenção de fotomicrografias das lâminas, foi acoplado um sistema de câmera à lente do microscópio petrográfico junto ao computador para o processamento das imagens geradas num sistema de microscopia óptica de alta resolução.

4.3 Produção de concentrado mineral, separação e montagem dos grãos em pastilhas de resina

Com o intuito de obter concentrado de minerais pesados não magnéticos, como rutilo e zircão, cerca de 20 kg de amostras de retroeclogito foram processadas. A etapa inicial focou na cominuição das rochas, desenvolvido no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia da UNESP.

As amostras foram inicialmente serradas com serra diamantada e em seguida britadas num britador de mandíbulas. O material britado passou por um processo de moagem com posterior sequência de peneiramentos. Após peneirado em granulometria de 80 mesh com inclinação de 60°, a fração fina passou por separação gravimétrica numa batéia automatizada. A parcela que contém os minerais pesados, ou seja, de densidade superior à 2,8 g/cm³, foi retirada e em seguida passou por separação magnética para remoção do material magnético. O separador magnético utilizado é o separador magnético isodinâmico Frantz, que foi responsável pelo recolhimento e exclusão da fração dos minerais magnéticos. A fração de minerais pesados não-magnéticos passou por nova fase de separação, a separação por meio denso. Nesta etapa, foi utilizado bromofórmio (CHBr₃), líquido denso de base orgânica com densidade de 2,89 g/cm³. A fração de interesse, com densidade relativa superior à do líquido afundam na coluna (rutilo com densidade de aproximadamente 4,18-4,25g/cm³ e zircão com 4,6-4,7 g/cm³), e são retirados dos demais minerais leves.

O concentrado pesado não-magnético gerado nas etapas anteriores passou por separação manual para seleção dos grãos de rutilo e zircão. As frações que contém zircão e rutilo das três amostras de retroeclogito foram selecionadas com o auxílio de uma lupa estereoscópica e armazenadas em tubos.

Aproximadamente 300 grãos de rutilo foram separados para cada uma das amostras SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D, somando 900 grãos no total. Em comparação com o rutilo os grãos de zircão são em menor abundância na rocha, em vista disso, a quantidade de cristais selecionados foi inferior. Na amostra SSP-ER-01, não foram encontrados grãos de zircão, para a amostra SSP-ER-3B, foram selecionados cerca de 50 grãos e para SSP-ER-5D, 192 grãos.

Para análise dos cristais em MEV/EDS, Microsonda Eletrônica e Espectrômetro Raman, os grãos selecionados foram montados em uma base cilíndrica de resina epóxi, em acordo com os procedimentos laboratoriais do DG/IGCE.

Para a montagem dos grãos foram realizados os seguintes procedimentos: retirada dos grãos do tubo e colocação em placa de Petri de vidro sob lupa estereoscópica; colagem de rutilo e zircão alinhados de forma regular em fita adesiva do tipo *Kapton Tape*; fixação da fita adesiva na base de molde acrílico; colocação breve dos moldes em estufa a 40-50 °C para esticar a fita com os grãos contidos; posicionamento de molde cilíndrico de teflon sobre a fita adesiva; preparação da resina epóxi; preenchimento do molde com a resina epóxi; colocação breve (cerca de 1 minuto) dos moldes em vácuo para remoção de bolhas de ar; secagem e cura da resina em estufa a 40 °C por aproximadamente sete dias.

Após a cura da resina, a superfície dos moldes contendo os cristais foi polida, tendo o objetivo de expor o núcleo dos minerais, que gerou quatro seções polidas. O polimento baseou-se na passagem manual dos moldes por sequência de lixas úmidas e pastas diamantadas, para finalização do polimento, utilizou-se polimento automático.

Para cada uma das amostras de retroeclogito foi feito uma seção polida com 300 rutilos (Figura 6), e para zircão, as duas amostras (SSP-ER-3B e SSP-ER-5D) estão contidas numa única seção polida com malhas para cada amostra (Figura 7).

Para as análises realizadas em MEV/EDS e Microsonda Eletrônica, as seções polidas e as lâminas delgadas necessitaram ser metalizadas por película de carbono de aproximadamente 250 Å, através do método de evaporação de alto vácuo. A finalidade da película de carbono é fornecer superfície eletricamente condutiva, para a amostra reagir com o feixe de elétrons dos equipamentos e a proteger da acumulação de campos elétricos estáticos.



Figura 6 - Fotomicrografia das seções polidas com cristais de rutilo das amostras estudadas. Montagem feita em resina epóxi.

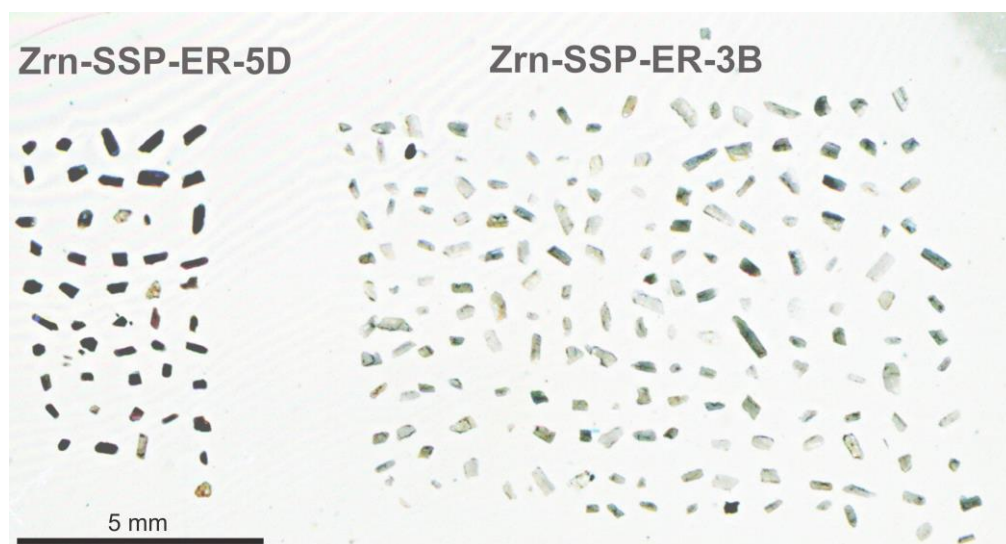


Figura 7 - Fotomicrografia da seção polida com cristais de zircão das amostras estudadas. Montagem feita em resina epóxi.

4.4 Análise por MEV/EDS

O equipamento utilizado nesta etapa pertence ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura, do Departamento de Geologia (DG) do IGCE. O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) do laboratório é do modelo JEOL JSM 6010LA, equipado com detectores de elétrons secundários (SE), de elétrons retroespalhados (BSE) e Espectrômetro de Energia Dispersiva (*Energy Dispersive System* - EDS). A voltagem de aceleração foi ajustada em 15 kV. A distância de trabalho utilizada foi 10 mm. Como não há detector de corrente, o ajuste foi baseado nas imagens e no tempo morto do detector de EDS.

Com o propósito de identificar as inclusões/fases minerais em rutilo e zircão, as seções polidas passaram por detalhado processo de análise química por EDS. Para o registro por meio de imageamento dos grãos que contam com as fases minerais inclusas, foi utilizado o detector de BSE. Obteve-se imagens das três malhas de rutilo para SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D e mais duas malhas de zircão em SSP-ER-3B e SSP-ER-5D contidas em uma única seção polida.

4.5 Análise por Espectroscopia Raman

Análises de Espectroscopia Raman foram realizadas com o Espectômetro Raman contido no Laboratório Multiusuário de Cristalografia Estrutural (LaMuCrEs), do Instituto de Física de São Carlos (IFSC), do câmpus da USP, São Carlos (SP). O equipamento utilizado é o sistema de espectroscopia Raman Horiba LabRAM HR Evolution UV-VIS-NIR (200-2200 nm), e conta com três feixes de laser de 532, 633 e 785 nm. Para o trabalho, incidiu-se somente os feixes de diâmetro de 532 e 633 nm a fim de se obter maior escala de detalhe, e o foco nos cristais foi feito a partir de objetivas com aumento de 50x a 100x. Para obtenção e tratamento dos dados, os softwares utilizados foram LabSpec 6, CrystalSleuth e Microsoft Excel 2016.

4.6 Análise por Microsonda Eletrônica

Para a execução da análise sistemática de inclusões em rutilos de diferentes texturas, análise de elementos traço em rutilo, geotermômetro de Zr-no-rutilo e catodoluminescência, foi empregado Microsonda Eletrônica. O equipamento utilizado para estas análises é da marca JEOL, modelo JXA-8230 EPMA Superprobe, e pertencente ao Laboratório de Microsonda do

Departamento de Geologia (DG), Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), da UNESP, Rio Claro (SP). O aparelho conta com detectores de elétrons secundários (SE), de elétrons retroespalhados (BSE), Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS), e é equipado com cinco detectores de dispersão de energia de ondas (WDS). A tensão de aceleração usada foi de 20 kV e a corrente da amostra em 80 nA. Para a calibração da contagem de concentração, foram utilizados os rutilos padrões Sy e R10 (LUVIZOTTO *et al.*, 2009). Os elementos Si, Al, Cr e Fe usaram a linha $K\alpha$, Ti a linha $K\beta$, e para os elementos Sb, Sn, W, Ta, Nb e Zr a linha $L\alpha$. O tempo de contagem na posição dos picos foi de 300 segundos para Si, Al, Nb e Zr, 150 segundos para Cr, Sb, Sn, W, Ta e Fe, e 30 segundos em Ti. O tempo de background foi de 150 segundos em Si, Al, Nb e Zr, 15 segundos para Ti, e 50 para os demais elementos. Com limite de detecção 2σ .

4.6.1 Geotermometria Zr-no-rutilo

Nas análises de geotermometria por Zr em rutilo, designada comumente na literatura como Zr-no-rutilo ou ZIR, os conteúdos de Zr foram medidos através da Microsonda Eletrônica e os intervalos de temperatura para os diferentes pontos foram gerados e corrigidos. Com o equipamento calibrado corretamente para a investigação, aplicou-se termometria em 96 pontos de diferentes rutilos nas três amostras de eclogito estudadas no presente projeto (nas lâminas delgadas metalizadas).

4.6.2 Análise sistemática de inclusões em rutilo de diferentes texturas

Para a identificação e caracterização das fases minerais inclusas em rutilo, e investigação da sua relação com a textura da rocha estudada, utilizou-se o Espectrômetro por Energia Dispersiva (EDS) da Microsonda Eletrônica, aplicado em lâminas petrográficas metalizadas, referentes às amostras SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D. Para esta etapa, foi feita microanálise qualitativa das inclusões minerais, as quais foram selecionadas nas regiões de maior representatividade das lâminas delgadas petrográficas.

4.6.3 Análise de elementos traço em rutilo

A microsonda eletrônica forneceu análises químicas quantitativas, que na presente monografia foram utilizadas para quantificação de elementos traço em cristais de rutilo contidos

nas lâminas delgadas metalizadas das amostras SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D. Os elementos de interesse quantificados em ppm foram: Si, Al, Cr, V, Sb, Sn, W, Ta, Hf, Fe, Zr, Nb e Ti. O equipamento usado possui um limite mínimo de detecção (DL), respectivo para cada elemento traço, são estes: Si – 33 ppm; Al – 23 ppm; Cr – 62 ppm; V – 58 ppm; Sb – 134 ppm; Sn – 123; W – 156 ppm; Ta – 144 ppm; Hf – 139 ppm; Fe – 48 ppm; Zr – 64 ppm; Ti – 90 ppm. Alguns elementos traço como antimônio (Sb), estanho (Sn) e tungstênio (W), possuem quantia inferior ao limite de detecção da microsonda eletrônica, por isso, eventualmente não puderam ter sido quantificados. Para fins comparativos, a análise de elementos traço foi separada em cristais de rutilo da matriz e cristais inclusos em granada, que totalizaram 96 pontos de investigação. Destes, 52 foram feitos na matriz e 44 inclusos na granada.

Com o intuito de processar e desenvolver os dados coletados, foi utilizado o software Microsoft Excel (2016) da Microsoft, para propósitos estatísticos de correlação, o software de tratamento de dados estatísticos JAMOV (1.6.23), e para elaboração de diagramas ternários e do tipo boxplot utilizou-se o Past 3.07b.

Os diagramas de caixa, ou boxplots, fornecem informações da estatística descritiva dos elementos, tais como valores mínimo, máximo, primeiro quartil (Q1), segundo quartil (Q2 ou mediana) e terceiro quartil (Q3). Além disso, permite visualizar a dispersão dos elementos traço para cada espaço amostral, amplitude dos dados, valores discrepantes (*outliers*) e simetria.

4.6.4 Caracterização por catodoluminescência (CL) em zircão

Para datação por U-Pb pelo método LA-ICP-MS, os grãos de zircão montados em resina passaram pelo processo de caracterização por catodoluminescência (CL) em Microsonda Eletrônica. Para tal, a seção polida contendo grãos de zircão de SSP-ER-3B e SSP-ER-5D precisou de revestimento por uma fina película de carbono através de um metalizador de alto vácuo no Departamento de Geologia, IGCE, Unesp câmpus de Rio Claro (SP). O método de catodoluminescência adotado é um sistema analítico de CL acoplado na Microsonda Eletrônica. O sistema utilizado foi o Hamamatsu H8259 CL, com Astronomik L-RGB Type 2C blue filter (380 a 520 nm).

4.7 Datação U/Pb por LA-ICP-MS

Antes de realizar o ensaio *in situ*, a amostra de zircão foi desmetalizada e limpa com HNO₃ 3% e água ultra pura. Para a datação isotópica por LA-ICP-MS, foi utilizado o

equipamento do Laboratório de Espectrometria de Massa de Alta Resolução com Plasma Indutivamente Acoplado do Departamento de Geologia, IGCE, da UNESP, Rio Claro (SP). O espectrômetro de massa de alta resolução é do modelo Element II – Thermo Scientific. O sistema de ablação a laser conta com o equipamento Teledyne com comprimento de onda de 193 nm. O diâmetro da cratera de análise utilizado foi de 25 μm , com 10 Hz de frequência de repetição, fluência de 8,44 J/cm². O tempo total de leitura do equipamento foi de 55 segundos, com 15 segundos de leitura de background, 35 segundos de platô e mais 5 segundos de washout. A calibração foi realizada em acordo com os padrões de certificação do zircão 91500, GJ-1 o zircão padrão primário, referência de 609 Ma (JACKSON *et al.*, 2004) e GJ-2 o padrão secundário.

No total, 103 grãos de zircão foram analisados por LA-ICP-MS pelo sistema U-Pb, 59 grãos para a amostra SSP-ER-3B e 44 para a SSP-ER-5D. Em cada grão foram feitos dois pontos de análise de 25 μm de diâmetro, um no núcleo do zircão, para obter informações sobre a cristalização primária do cristal, e um na borda, para verificar eventos posteriores de recristalização. Destes 103 grãos, 107 *spots* foram feitos em SSP-ER-3B e 87 *spots* em SSP-ER-5D, que totalizam 194 pontos analisados. Especificamente, foram feitos 43 *spots* na borda e 44 *spots* no núcleo de cristais de zircão da amostra SSP-ER-5D, e na amostra SSP-ER-3B, 49 e 58 em borda e núcleo, respectivamente.

Para o processamento inicial e redução dos dados brutos obtidos, foi utilizado o *software* Iolite v4, junto ao plugin VizualAge, que emprega métodos analíticos. A partir deste, realizou-se a correção do fracionamento por ²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb e por Andersen. A correção que apresentou os melhores resultados foi a por ²⁰⁴Pb, tendo em vista que este isótopo não é radiogênico. Com o intuito de reduzir ainda mais os dados e apurar a análise analítica, usou-se o Isoplot R, uma ferramenta online de código aberto (VERMEESCH, 2018). que permite a plotagem das razões isotópicas em diversos diagramas, onde o principal usado foi o de Concórdia de Wetherill.

5. GEOLOGIA REGIONAL

5.1 Província Tocantins

A região sudeste da Plataforma Sul-Americana é constituída por três grandes províncias tectônicas: São Francisco, Tocantins e Mantiqueira (ALMEIDA, 1977; ALMEIDA *et al.*, 1981). A Província Tocantins (Figura 8) é uma unidade litotectônica ou sistema orogênico de direção preferencial N-S, localizada na região central do Brasil. A unidade foi originada durante ciclo orogênico Brasileiro - Pan Africano (Neoproterozoico), com a colisão de três crátons, são estes, Cráton Amazônico a oeste, Cráton São Francisco a leste e Cráton Paranapanema a sudoeste (ALMEIDA *et al.*, 1977).

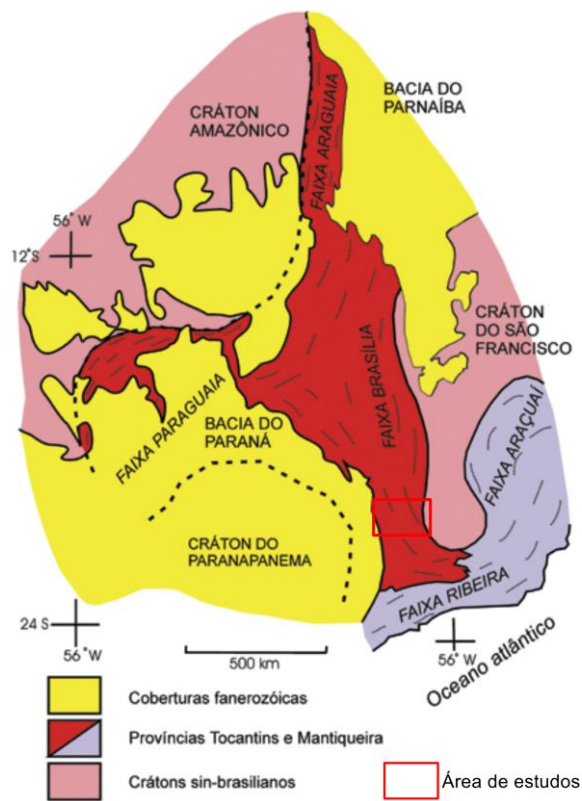


Figura 8 - Esquema com as unidades tectônicas do Brasil Central, com destaque para a Província Tocantins com as faixas Brasília, Paraguai e Araguaia. Fonte: Extraído de Valeriano *et al.* (2004), modificado de Almeida *et al.* (1981).

O ciclo orogênico responsável pela formação desta província entre 1000-500 Ma, refere-se ao período de amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental (UNRUG, 1992; BRITO NEVES *et al.*, 1999; CAMPOS NETO, 2000). A Província Tocantins (Figura 9) compreende três faixas ou cinturões orogênicos de evolução diacrônica, as faixas Paraguai-

Araguaia que circundam o Cráton Amazônico no limite leste, e a Faixa Brasília no limite oeste, que bordejia o Cráton São Francisco (ALMEIDA *et al.*, 1981).

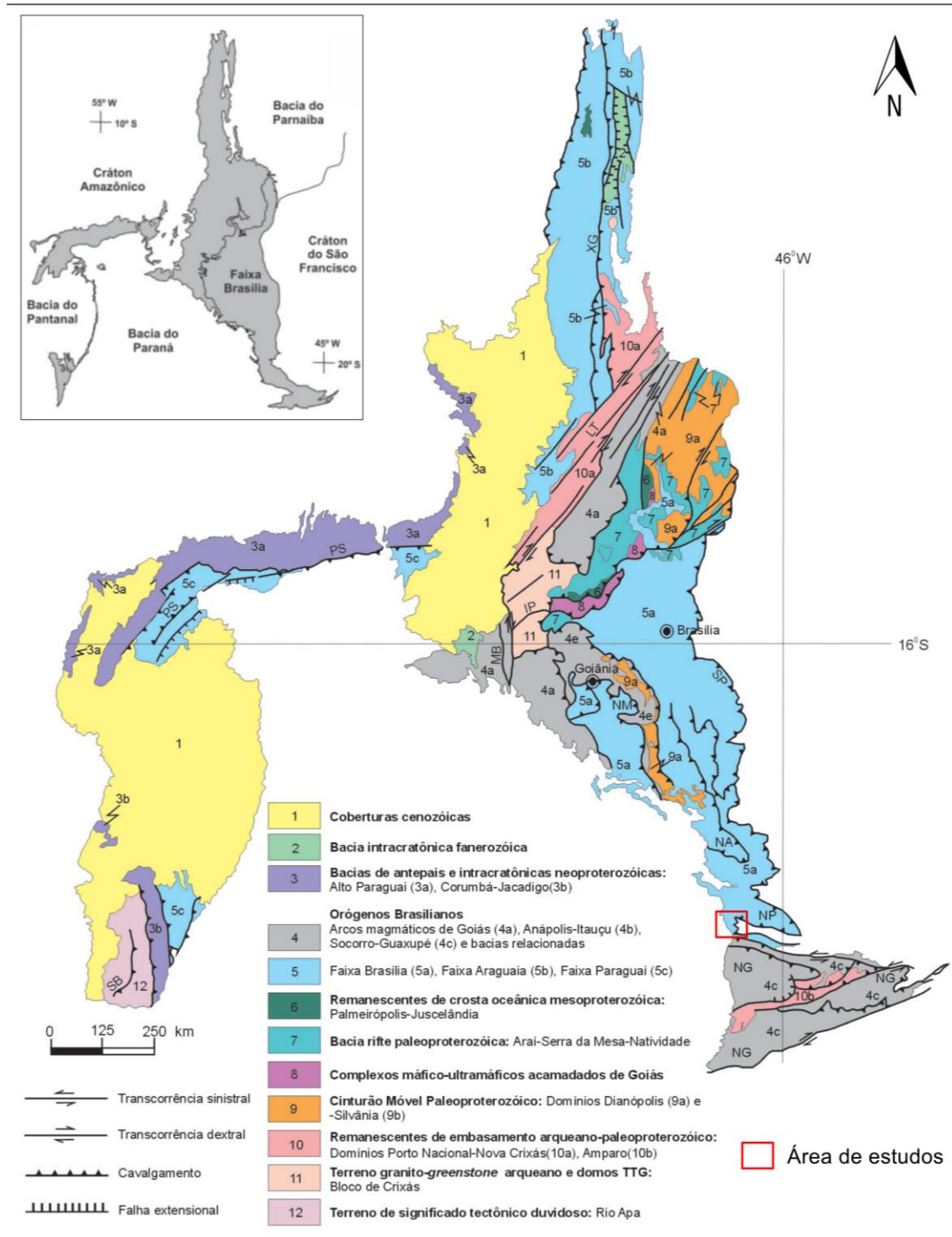


Figura 9 - Principais domínios tectônicos e estruturas da Província Tocantins. XG – Sistema Xambioá–Gurupi; LT – Lineamento Transbrasiliiano; IP – Inflexão dos Pirineus; MB – Lineamento Morporá– Novo Brasil; NM – Nappe Maratá; SP – Sistema Paraná; NA – Nappe de Araxá; NP – Nappe de Passos; NG – Nappe Socorro-Guaxupé. Fonte: Extraído de Bizzi *et al.* (2003) e adaptado de Navarro (2019), modificado de Fuck (1990), Hasui (2012).

5.2 Faixa Brasília

A Faixa Brasília, Cinturão de Dobramentos Brasília ou Orógeno Brasília, é a principal unidade tectônica da Província Tocantins, situada na porção oriental (FUCK, 1994; DARDENNE, 2000). Caracteriza-se por um conjunto de terrenos num sistema de dobras e estruturas de empurrão de escala crustal e cisalhamentos, gerados pela convergência a leste do Cráton São Francisco. A faixa possui aproximadamente 1.200 km de extensão em direção preferencial N-S, e abrange desde o sul do estado de Tocantins até a porção oeste de Minas Gerais, limitada pela Província Mantiqueira a sudeste e a oeste pela Bacia do Paraná (UHLEIN *et al.*, 2012). O cinturão orogênico compreende sequências metassedimentares de margem passiva e rochas metavulcanossedimentares, que foram deformadas durante a colagem Brasileira no Neoproterozoico. Este evento deformacional deu origem a diversos sistemas de dobramentos, estruturas de empurrão e imbricamentos no sentido do Cráton São Francisco (FONSECA, *et al.*, 1995). A Faixa Brasília, é dividida em três grandes domínios tectônicos (Figura 10) separados por superfícies sub-horizontais de cavalgamento, são estes os domínios Interno, Externo e Cratônico (SIMÕES & VALERIANO, 1990; VALERIANO & SIMÕES, 1997; VALERIANO *et al.*, 2000).

O Domínio Interno corresponde a porção alóctone estruturalmente superior aos outros domínios tectônicos, originada no último evento de empilhamento tectônico, há cerca de 590 Ma. O setor norte do Domínio Interno compreende duas nappes, a de Araxá e a de Passos, onde ambos os compartimentos são representados pelas unidades litoestratigráficas de baixo a alto grau metamórfico do Grupo Araxá. O setor sul consiste nas nappes Socorro Guaxupé, Luminárias, Varginha, Carmo da Cachoeira e São Tomé (FUCK, 1994; VALERIANO *et al.*, 1995, 2004).

O Domínio Externo está situado estruturalmente entre os domínios Interno e Cratônico, com *trend* principal WNW, a leste das nappes de Araxá, Passos e Luminárias. Apresenta sequências metassedimentares imbricadas num cinturão de dobras e empurrões de antepaís caracterizado por rochas de fácies xisto verde (FUCK, 1994). Segundo Valeriano *et al.* (2004), no setor norte ocorrem os grupos Ibiá, Canastra e o embasamento granito-greenstone do Maciço de Piumhi, no setor sul inclui parte do Grupo Andrelândia e o embasamento alóctone.

O Domínio Cratônico autóctone compreende parte do sudoeste do Cráton São Francisco, composto por terrenos arqueanos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico (2,2 a 2,0 Ga), coberturas fanerozoicas e pré-cambrianas. O domínio cratônico engloba parte do Grupo Bambuí, bem como seu embasamento autóctone (DARDENNE, 1978; VALERIANO *et*

al., 1995), o Complexo Barbacena (CAVALCANTE *et al.*, 1979; VALERIANO *et al.*, 1995) e a leste tem continuidade na infraestrutura do Cráton São Francisco (FIGUEIREDO, 1991).

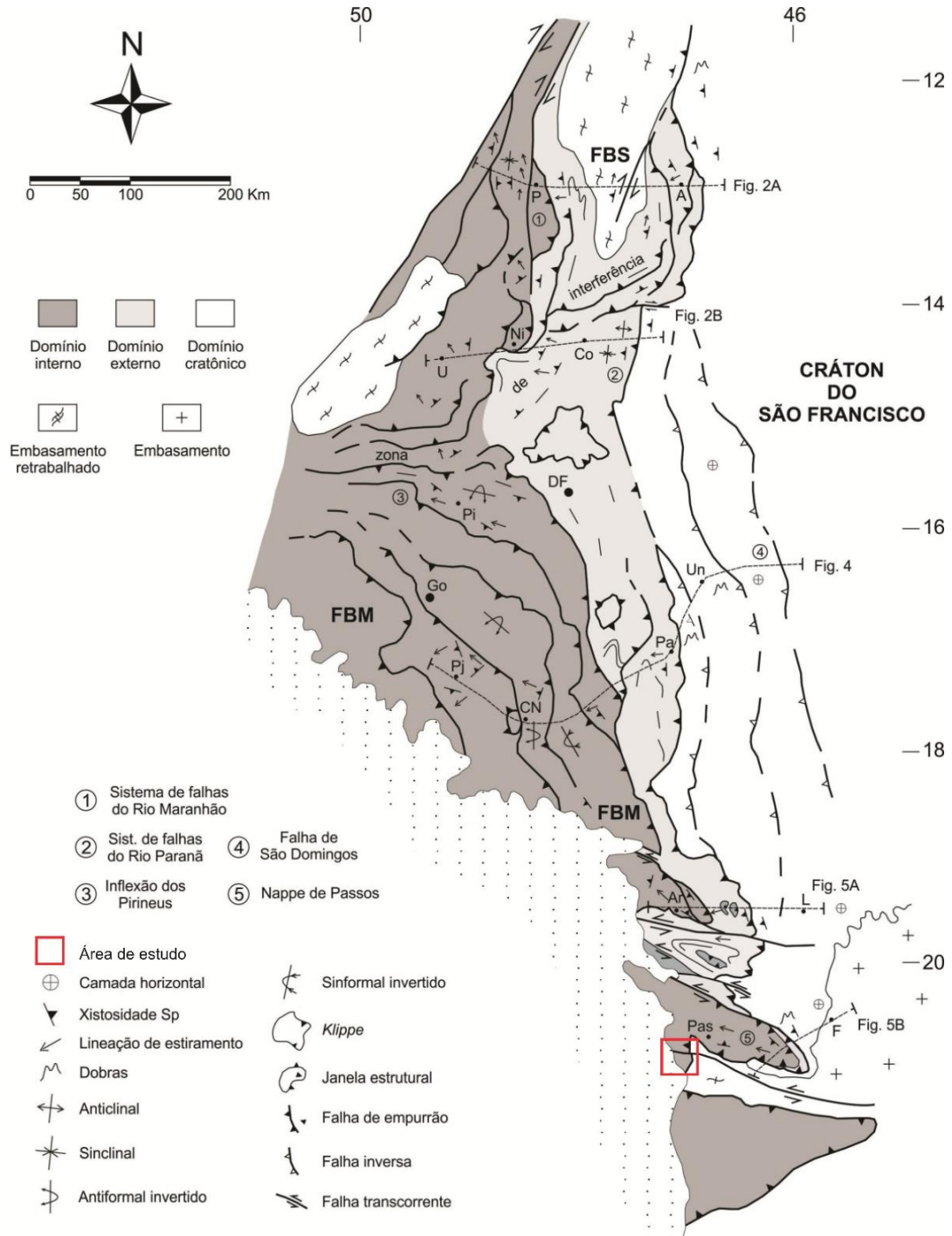


Figura 10 - Mapa estrutural da Faixa Brasília com a delimitação dos domínios tectônicos. Localidades: P - Palmeirópolis; A - Arraías; U - Uruaçu; Ni-Niquelândia; Co-Colinas; DF - Distrito Federal; Pi - Pirenópolis; Go - Goiânia; Pj - Piracanjuba; CN - Caldas Novas; Pa - Paracatu; Um - Unaí; Ar - Araxá; L - Luz; Pas - Passos; F - Formiga. FBS: Faixa Brasília Setentrional. FBM: Faixa Brasília Meridional. Fonte: modificado de Schobbenhaus *et al.* (1984) e Bizzi *et al.* (2003).

A Faixa Brasília apresenta compartimentação tectônica dividida em duas ramificações de características deformacionais e metamórficas distintas, a Faixa Brasília Setentrional (FBS), de orientação NE e a Faixa Brasília Meridional (FBM), de orientação NW (UHLEIN *et al.*, 2012).

A Faixa Brasília Setentrional é constituída por compartimentos de constituição distinta e feições em escala de faixa de dobramento de direção preferencial N-S e abrange parte do estado de Goiás e Tocantins (FONSECA *et al.*, 1995). A FBS é limitada pelo Arco Magmático do Oeste de Goiás e pelo Maciço Goiano pelo Sistema de Falhas de cavalgamento Rio Maranhão (BARBOSA *et al.*, 1969; FONSECA, 1996), e a sul pela Megaflexura dos Pirineus com estruturas direção NW-SE e E-W (COSTA & ANGEIRAS, 1971).

A Faixa Brasília Meridional ou Orógeno Brasília Meridional, caracteriza-se por um cinturão de dobras e empurrões, com empilhamentos tectônicos e nappes. As nappes representam estruturas de cavalgamento com descontinuidades sub-horizontais, formadas por rochas metassedimentares de margem passiva sanfranciscana imbricadas tectonicamente em direção ao Cráton São Francisco, aproximadamente há 640 Ma (ALMEIDA *et al.*, 1981; UHLEIN *et al.*, 2012). Segundo Valeriano *et al.* (2004) a faixa demonstra estrutura do tipo *fold-and-thrust belt* com idades deformacionais que variam entre 650 e 580 Ma.

5.3 Nappe de Passos

A Nappe de Passos (NP), do Domínio Interno, representa uma unidade tectono-estratigráfica que cavalga sobre as outras unidades do Domínio Externo e Cratônico. Foi definida primordialmente por Teixeira & Danni (1978) e Schmidt & Fleischer (1978), e posteriormente evidenciada por diversos outros trabalhos, com destaque para Simões (1995), que investigou a evolução tectonometamórfica da nappe. A NP denota uma estrutura alongada com direção preferencial aproximada E-W, está limitada a norte por uma zona de cisalhamento subvertical sinistral e a sul por zonas de cisalhamentos verticais do Cavalgamento de Campo do Meio (SIMÕES, 1995; MORALES, 1993). A área de estudos está demonstrada na NP na Figura 11.

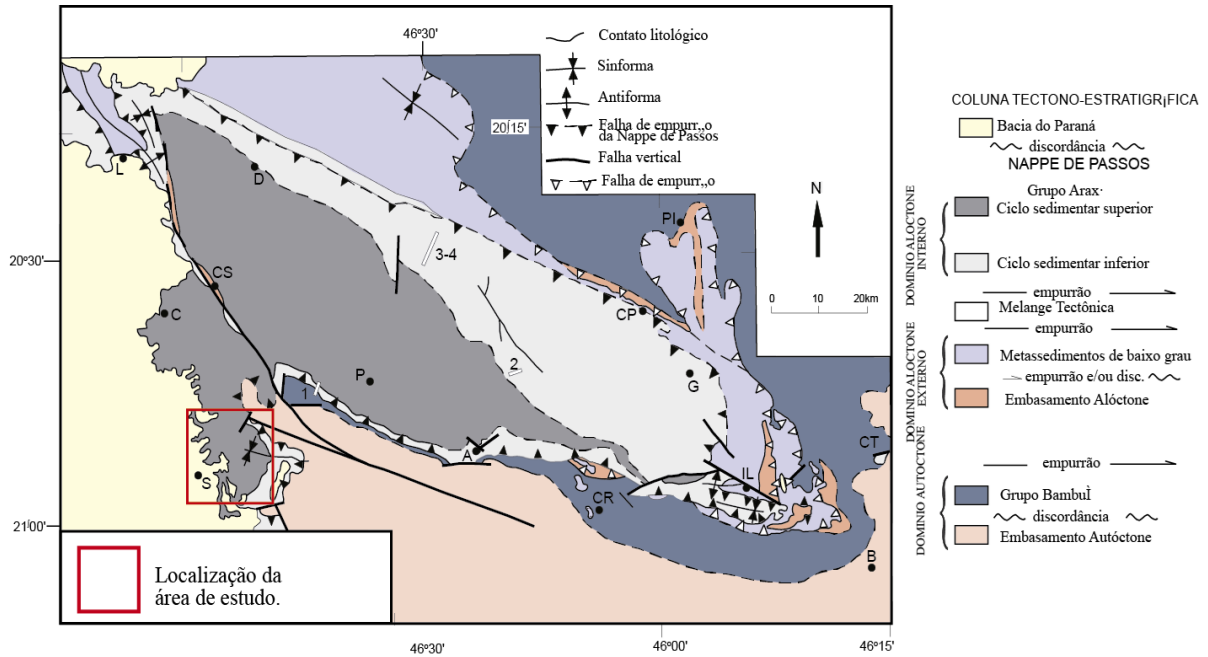


Figura 11 - Mapa geológico simplificado da Nappe de Passos, com a localização da área de estudos. Municípios: L – Laje. C – Capetinga. CS – Cássia. S – São Sebastião do Paraíso. D – Delfinópolis. P – Passos. V – Vargem Bonita. A – Alpinópolis. CR – Carmo do Rio Claro. G – Guapé. CT – Cristais. B – Boa Esperança. IL – Illicínea. PI – Piumhi. CP – Capitólio. Fonte: Extraído de Luvizotto (2003), modificado de Simões (1995).

A unidade litoestratigráfica característica da Nappe de Passos é o Grupo Araxá, dividida por Simões (1995) em nove subunidades. É constituída por metassedimentos intercalados com rochas metabásicas e quartzitos nas porções inferiores. A NP conta com gradiente metamórfico invertido, com unidades que variam desde a zona da biotita, fácies xisto verde, na porção basal, até rochas de fácies anfibolito superior a granulito de alta pressão (FUMES *et al.*, 2021) localizadas mais ao topo. Simões (1995) aponta que a inversão metamórfica foi ocasionada pela inversão das isothermas geradas durante a subducção, sob metassedimentos em fases iniciais do Ciclo Brasileiro. Esta trajetória metamórfica seguiu-se com rápida exumação e as rochas foram sobrepostas ao Cráton São Francisco, que posteriormente preservou a inversão das isothermas.

5.4 Grupo Araxá

Esta unidade litoestratigráfica interpretada como uma lasca tectônica, a princípio foi designada como Formação Araxá (BARBOSA, 1955), e posteriormente definida como um grupo (BARBOSA *et al.*, 1970). É composta por sequências neoproterozoicas de metassedimentos intercalados com metavulcânicas associadas, onde são caracterizados mica xistos, quartzitos e metabasitos. Os sedimentos foram previamente depositados num contexto

de plataforma continental distal, e mélanges ofiolíticas evidenciam a absorção de metabásicas oceânicas durante a colisão (VALERIANO *et al.*, 1997).

A composição mineralógica das subunidades reflete o contexto metamórfico, com fácies que variam desde xisto verde e anfibolito superior a granulito, além de metabasitos de origem continental e do tipo E-MORB (VALERIANO *et al.*, 1997).

Oliveira *et al.* (1983) mapearam a Folha São Sebastião do Paraíso e definiram o Grupo Araxá em cinco principais unidades sem implicações estratigráficas: Plaf – filitos com lentes de metacalcários; PlaQ – quartzitos, muscovita quartzitos e granada-cianita quartzitos; Plax – micaxistos, granada-mica xistos, granada-cianita-mica xistos; Plag – granada gnaisses, granada-cianita gnaisses com intercalações de quartzitos e anfibolitos; Plav – biotita gnaisses com epidoto e/ou muscovita, intercalado com xistos.

Zanardo (1992) propôs uma subdivisão do Grupo Araxá na Nappe de Passos baseado em análises microestruturais, estratigráficas e petrográficas. O estudo do autor, considerou a porção inferior da Nappe de Passos, na região de São Sebastião do Paraíso (MG), local de estudos da presente monografia. Foram nove as unidades descritas, da base para o topo: XA – filitos, clorita-sericita xistos com grãos de carbonatos e fragmentos de feldspato, e lentes de mármore finos; XQ – xistos e micaxistos intercalados, metagrauvacas, mármore e fosforitas silicificadas; Q – quartzitos, quartzito micaxistos e micaxistos; MXQ – quartzitos micáceo, quartzito xistos e micaxistos; AX – lentes de anfibólito xistos; GX – gnaisses miloníticos ou blastomiloníticos, xistos feldspáticos, micaxistos, quartzito xistos e quartzitos subordinados; XQA – granada cianita xistos com raras estauroilita, quartzito xistos, quartzitos, anfibolitos, lentes de rochas calciossilicáticas, mármore e retroeclogitos; Gnd – gnaisses sienograníticos e tonalíticos, micaxistos, quartzitos, quartzitos micáceo com granada e cianita, com metaultrabásicas e anfibolitos subordinados; GQA – gnaisses, gnaisses graníticos, gnaisses quartzosos, quartzitos, granada-cianita xistos feldspáticos, anfibolitos e rochas calciossilicáticas.

Simões (1995) estabeleceu uma divisão do Grupo Araxá em nove unidades na Nappe de Passos, de A à I (Figura 12), separadas em dois ciclos deposicionais. As unidades A, B e C compõem o Ciclo Depositional Inferior, caracterizada por quartzitos e metapelitos, essencialmente metapsamitos de origem matura. As unidades de D a I, definem o Ciclo Depositional Superior, com paragnaisses de origem sedimentar imatura e micaxistos. Posteriormente, Luvizotto (2003) reconheceu o mesmo empilhamento litotectônico de Simões (1995), e discorreu sobre o gradiente metamórfico invertido da NP. Diante do exposto, o autor retratou que as rochas no Ciclo Depositional Inferior (unidades A, B e C) possuem pico

metamórfico em 450 °C e 6 kbar, enquanto as unidades superiores do Ciclo Depositional Superior (unidades D e I) apresentam condições de pico em 800 a 850 °C e pressão entre 10 e 14 kbar. Sobretudo, retroeclogitos ocorrem na região de contato entre as unidades E e F, e a maioria em lentes na Unidade F, com 725 ± 30 °C e pressão de aproximadamente 16 kbar (SANTOS *et al.*, 2021).

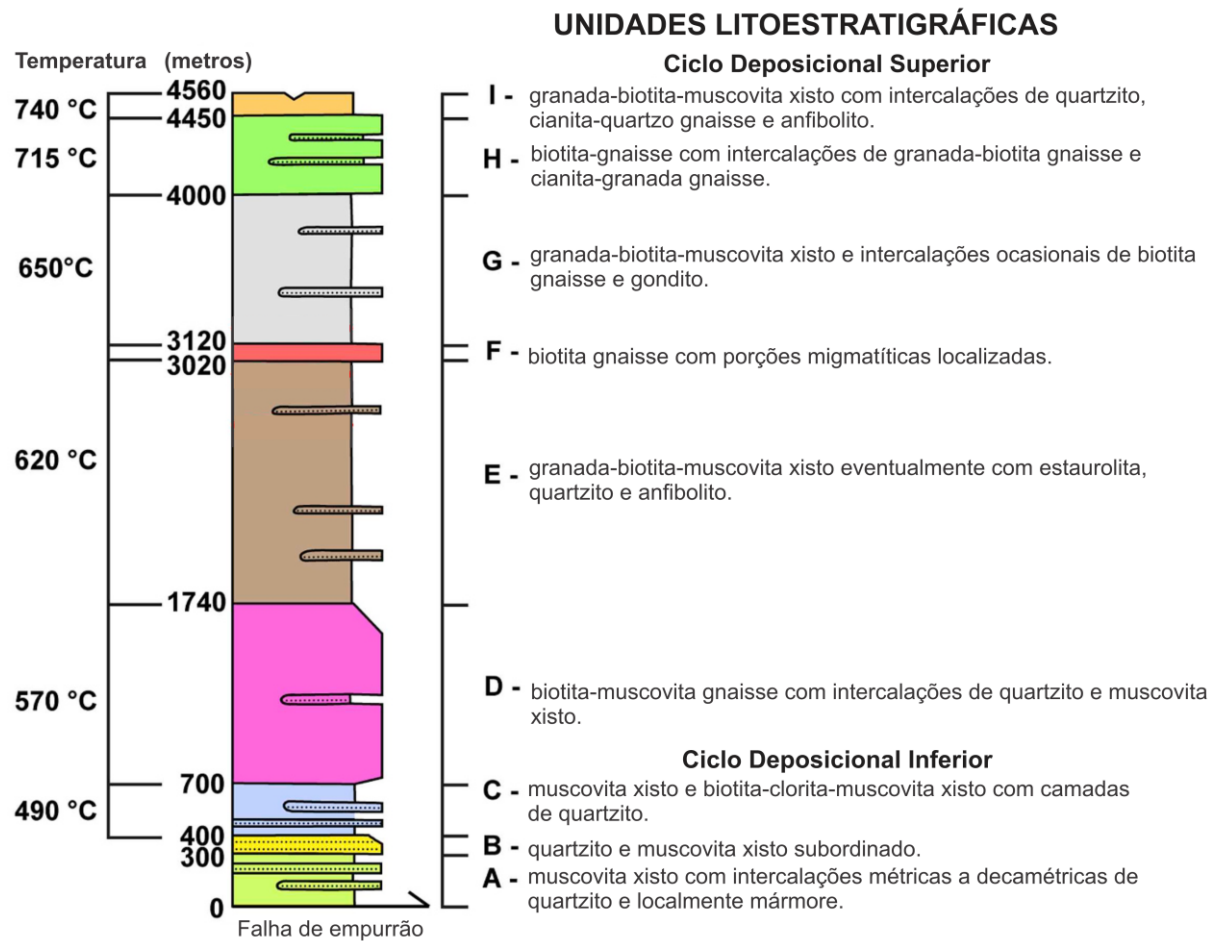


Figura 12 - Coluna litoestratigráfica do Grupo Araxá na Nappe de Passos com a espessura aparente das unidades devido ao efeito deformacional. Fonte: Simões (1995), adaptado de Hartung *et al.* (2020).

Com relação ao contexto metamórfico, análises microestruturais indicaram que o auge do metamorfismo ocorreu na principal fase de deformação (D2), que precedeu o transporte tectônico da nappe em porções crustais mais rasas. Esta segunda fase foi responsável pela formação da foliação principal, que é cronocorrelata ao cavalgamento da Nappe de Passos sobre as outras unidades. A fase D2 foi seguida de outras duas fases geradoras de dobramentos D3 e D4, estas precedentes ao retrometamorfismo (SIMÕES, 1995).

O retrometamorfismo (RM) relaciona-se com a fase de reequilíbrio metamórfico depois da colocação final da NP (SIMÕES, 1995; ZANARDO *et al.*, 1996; LUVIZOTTO, 2003). As

principais reações retrometamórficas foram responsáveis pela formação de biotita e clorita a partir de granada; biotita, clorita e epidoto a partir de anfibólio; saussuritização do plagioclásio gerando albita; ilmenita e rutilo desenvolvendo titanita; e formação de clorita sobre retrometamorfismo da biotita. Simões (1995) apontou também uma fase retrometamórfica sin-D2, que podem ter sido pós-D2 (LUVIZOTTO, 2003) com reações metamórficas que desenvolveram ilmenita, actinolita, epidoto e anfibólio a partir de rutilo, hornblenda, plagioclásio + anfibólio e clinopiroxênio, respectivamente.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Descrição petrográfica e metamorfismo

As três amostras (SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D) apresentam estrutura e composição mineralógica semelhante. Essencialmente o que diferencia as amostras é a granulação dos minerais formadores de rocha e a ocorrência de distintos minerais secundários. As Figuras 13, 14 e 15, representam fotomicrografias das lâminas delgadas analisadas SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D, respectivamente. A lâmina de SSP-ER-01 exibe granulação grossa (4-16 mm) inequigranular, enquanto as outras duas amostras SSP-ER-3B e 5D apresentam granulação fina (0,1-1 mm) equigranular, e média (1-4 mm) inequigranular, respectivamente. Os minerais possuem dimensões milimétricas a centimétricas, com xistosidade evidente em todas as três amostras. A foliação tectônica contínua que compõe a xistosidade é marcada por cristais de anfibólio e porfiroblastos de granada, portanto, exibe textura de orientação granonematoblástica.

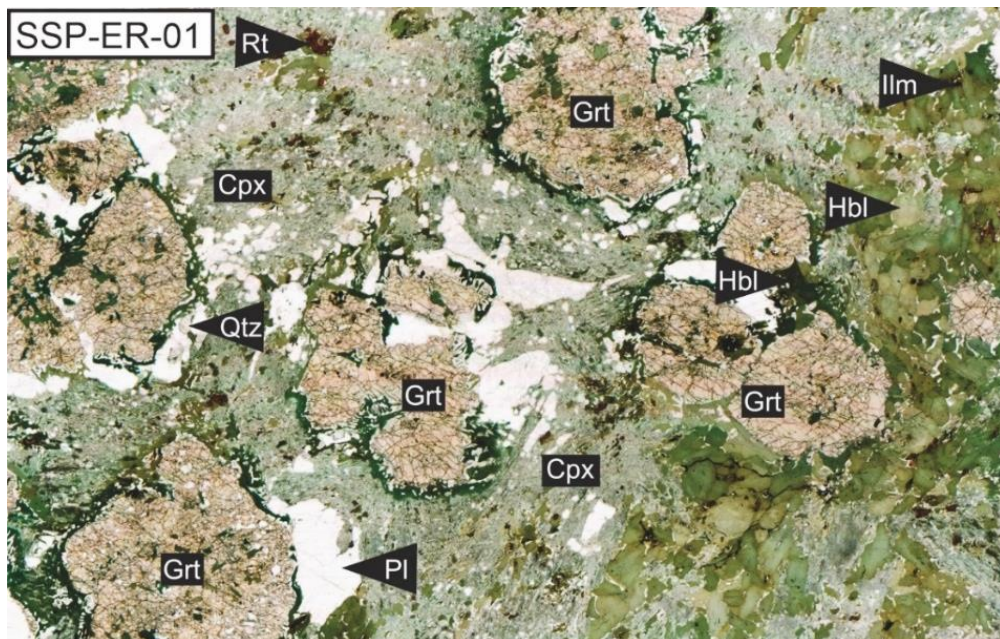


Figura 13 – Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra de retroeclogito SSP-ER-01, com granulação grossa inequigranular.

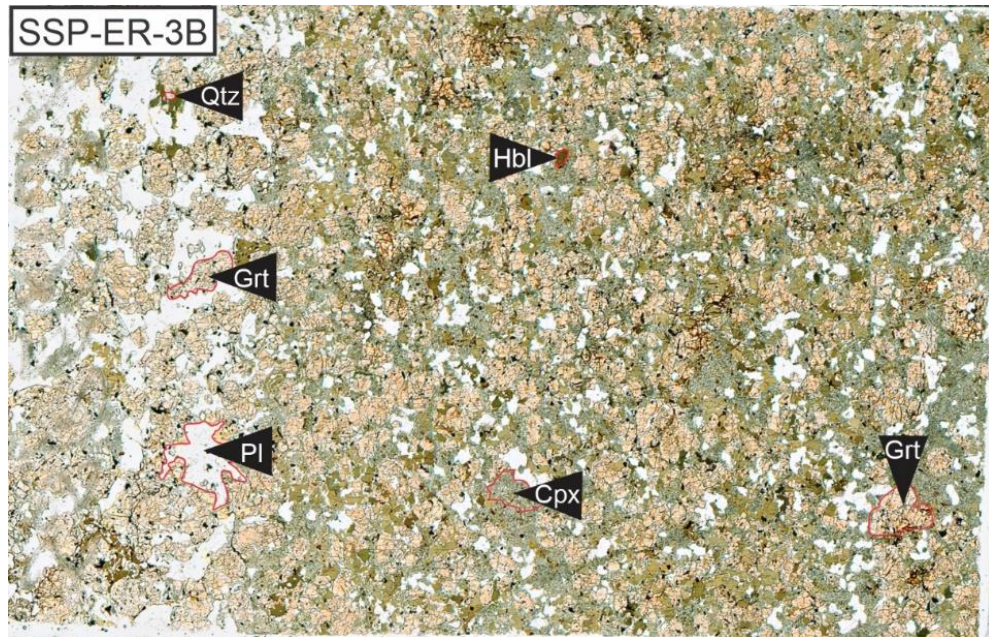


Figura 14 – Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra de retroeclogito SSP-ER-3B, com granulação fina a média equigranular.

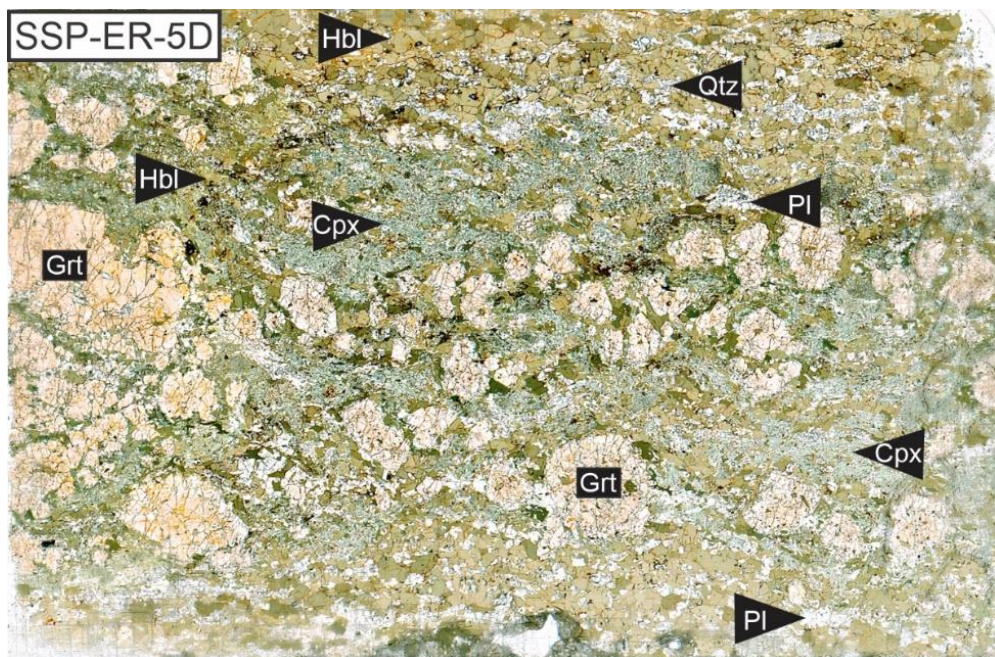
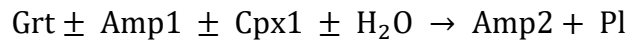


Figura 15 – Fotomicrografia de lâmina delgada da amostra de retroeclogito SSP-ER-5D, com granulação média a grossa inequigranular.

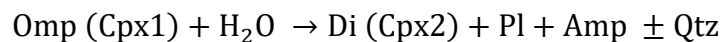
As granadas de hábito granular são poiquiloblásticas com coloração rósea, de formato subédrico a euédrico, estão moderadamente a intensamente fraturadas, possuem tamanho milimétrico a centimétrico (aproximadamente $> 5\text{mm}$) na amostra SSP-ER-01, e tamanho inferior nas amostras SSP-ER-3B e 5D, com dimensões gerais milimétricas. Ocorrem mudanças de tonalidade sutis ao longo dos cristais de granada, que variam de cor rosa escuro no núcleo para rosa mais claro nas bordas que denotam zoneamento gerado possivelmente por reações

químicas retrometamórficas. Diversas inclusões contidas na granada como rutilo, feldspato, apatita, quartzo e zircão estão ligeiramente orientadas. Os porfiroblastos (Grt) exibem texturas coronáticas nos seus limites, com duas fases de coronas. Em contato direto com a granada ocorre a corona primária, que é constituída por uma fina camada de plagioclásio ($< 0,05$ mm), que pode até ser borda de reação. A corona secundária envolve a corona de plagioclásio, e é composta por uma camada mais espessa de hornblenda ($< 1,5$ mm). As granadas exibem contatos retilíneos a irregulares com os minerais subédricos, e estão em contatos irregulares com os minerais anédricos. Esta textura coronática em granada, pode ser expressa segundo a reação retrometamórfica (WATERS, 2003; LANARI *et al.*, 2013):



A hornblenda do grupo dos anfibólios, ocorre na cor verde-escuro, demonstra pleocroísmo em cor verde-claro, verde-escuro e verde-sálvia, ocorre em formato predominantemente anedral. A Hbl está contida na textura coronática da granada como a camada mais espessa da corona, ocorre também na trama petrográfica como cristais dispersos e isolados de dimensões milimétricas, em contatos irregulares com os demais minerais da lâmina.

A principal textura de desequilíbrio metamórfico analisada são os simplectitos com intercrescimentos de diopsídio e plagioclásio. Os simplectitos de clinopiroxênio secundário (diopsídio) e plagioclásio típicos destas rochas, foram formados a partir do clinopiroxênio primário (onfacita), segundo a seguinte reação (WATERS, 2003; LANARI *et al.*, 2013):



O diopsídio é de cor verde-claro, de formato anedral a subedral, com dimensões milimétricas e está na textura de simplectito com o plagioclásio. Em geral apresenta-se em contatos retilíneos com os demais piroxênios e contatos lobados a irregulares com plagioclásios.

O plagioclásio é incolor, subedral a anedral, com dimensões milimétricas, e não possui geminações evidentes. Situa-se também nas texturas de desequilíbrio, junto ao diopsídio em contatos lobulados a irregulares que constituem simplectitos, e ocorre também no entorno da granada em contato irregular. Cristais de quartzo de hábito granular estão dispersos em toda a lâmina delgada, possuem dimensões milimétricas, são incolores e anedrais. Os grãos de quartzo de maior tamanho ocorrem dentro da granada e os de menor dimensão estão localizados no

simplectito de Cpx e Pl. Em maioria, estão em contatos interlobados com os outros minerais da trama, e em contatos retilíneos com outros grãos de quartzo.

O mineral acessório mais recorrente na rocha é o rutilo, que são bordejados por titanita como provável textura coronática sobretudo na amostra SSP-ER-5D. Os grãos de rutilo são euedrais, de textura idioblástica, cor vermelho amarronzado e por vezes é opaco, com maioria dos grãos de tamanho milimétrico, de aproximadamente $> 1\text{mm}$ na amostra SSP-ER-01 e tamanho médio $0,1\text{ mm}$ nas outras duas amostras, e aparece também nas três amostras como inclusões em granada e hornblenda. Alguns cristais de rutilo apresentam geminações lamelares e nas amostras SSP-ER-01 e SSP-ER-5D são orientados segundo a direção da xistosidade, enquanto na amostra SSP-ER-3B os rutilos não estão orientados.

O zircão também ocorre como mineral acessório constituinte nas amostras de retroeclogito, de forma subedral e euedral, incolor e de dimensões milimétricas, com diversos grãos metamíticos de halo pleocróico. Está incluso em vários minerais, como rutilo, granada, anfibólio e por vezes no clinopiroxênio. É raramente encontrado como um cristal isolado, com tamanho de aproximadamente $0,1\text{ mm}$, de dimensão pouco maior do que quando incluso. Um fator importante a ser tratado é que apesar de não terem sido encontrados grãos zircão no concentrado mineral da amostra SSP-ER-01, alguns poucos grãos de zircão foram visualizados na lâmina petrográfica desta. Tal fato pode estar relacionado ao seu tamanho, que provavelmente impossibilitou a identificação e separação manual dos cristais no concentrado, ou até mesmo provocou perdas no processo de separação.

Há poucos minerais opacos na lâmina identificados por meio de luz refletida, que ocorrem como minerais acessórios. Os opacos da amostra SSP-ER-01 consistem em ilmenita, titanita e rutilo. A ilmenita foi observada como inclusão dentro dos porfiroblastos de granada. Na amostra SSP-ER-3B, há ilmenita granular de tamanho milimétrico associada à rutilo e titanita. Enquanto na amostra SSP-ER-5D, além de rutilo, foi observado a presença de calcopirita de cor amarela, subidioblástico, de tamanho milimétrico e associada ao rutilo.

6.2 Análise por MEV/EDS

Os principais critérios para análise das fases minerais foram a sua quantidade e representatividade na amostra. Devido à grande quantidade de inclusões minerais nos grãos de zircão, a investigação quantitativa é inviável, por isso, avaliou-se a representatividade das fases minerais.

Após investigações integrais por EDS do interior dos grãos de zircão, constatou-se um padrão de fases minerais, que foram analisados de forma qualitativa. O tamanho das inclusões varia, com fases minerais de tamanho próximo de 5 μm a até maiores que 50 μm . As principais fases minerais analisadas nos grãos de zircão são: dióxido de silício (SiO_2) que aparecem na maioria dos grãos minerais; biotita ($\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})^2$); apatita $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$; polimorfos de aluminossilicatos (cianita-sillimanita, Al_2SiO_5); rutilo (TiO_2); monazita $((\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th}) \text{PO}_4)$; plagioclásio $((\text{Na}, \text{Ca})\text{Al}(\text{Si}, \text{Al})\text{Si}_2\text{O}_8)$; diopsídio ($\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$); hornblenda $((\text{Na}, \text{K})_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_5(\text{Si}_6\text{Al}_2)_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{O})_2$); e fluorita (CaF_2). Fotomicrografias com as fases minerais inclusas em zircão estão apresentadas na Figura 16. Destaca-se que, em contrapartida às amostras de rutilo possuírem poucas inclusões de SiO_2 , nos cristais de zircão, a maioria das fases minerais inclusas são de SiO_2 .

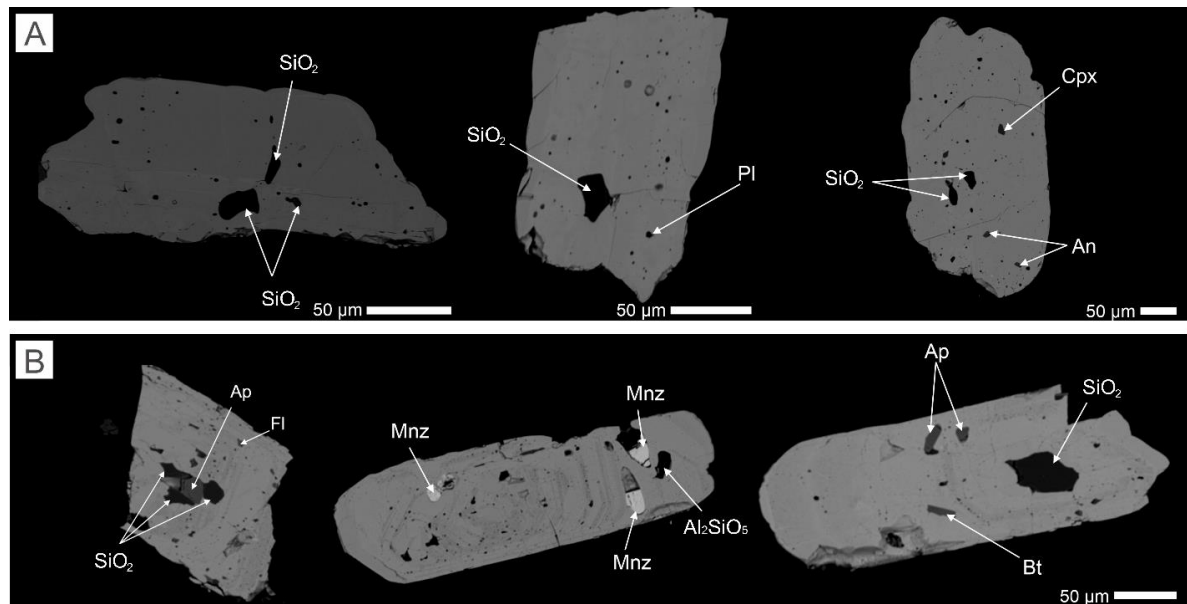


Figura 16 - Imagens BSE de grãos de zircão com as principais inclusões minerais observadas. (A) SSP-ER-3B; (B) SSP-ER-5D.

Como o rutilo possui uma quantidade de inclusões relativamente baixa quando comparada aos grãos de zircão, foi feita uma pesquisa quantitativa de todas as fases minerais inclusas em rutilo. Como resultado em quantidade de inclusões minerais para cada uma das amostras de rutilo, obteve-se: 68 inclusões em 52 grãos de rutilo na amostra SSP-ER-01; 43 inclusões contidas em 32 grãos na amostra SSP-ER-3B; 69 inclusões minerais em 46 grãos da amostra SSP-ER-5D; que totalizaram 180 inclusões minerais de um total de 130 grãos de rutilo. Desse modo, a amostra SSP-ER-01 demonstra que 17,3% dos grãos possuem inclusões, enquanto nas amostras SSP-ER-3B e SSP-ER-5D, a quantidade total de grãos com inclusões

compõem 10,7% e 15,3%, respectivamente. Destes, as fases minerais encontradas são actinolita/hornblenda, ilmenita, titanita, zircão, anortita, plagioclásio sódico-cálcico, augita, apatita, turmalina, pirita, calcopirita, pirrotita, muscovita, flogopita, hematita e polimorfo de quartzo que foi diferenciado por espectroscopia Raman. Algumas das inclusões em rutilo estão apresentadas na Figura 17. A Tabela 3 exibe as fases minerais caracterizadas em cada uma das seções polidas de rutilo e seu respectivo total somado, em ordem decrescente de quantidade.

Em contrapartida com as amostras de zircão possuem inúmeras inclusões de SiO_2 , nos cristais de rutilo foram encontradas somente duas. A principal fase mineral buscada foi a de dióxido de silício (SiO_2), a qual foi encontrada unicamente nas amostras SSP-ER-01 e SSP-ER-5D, como inclusão em apenas dois grãos de um total de 900 analisados (0,23% do total de grãos). As duas inclusões de SiO_2 possuem dimensões semelhantes, de aproximadamente 50 a 60 μm . Ambas as inclusões de SiO_2 estão em conjunto com outra fase mineral, como pode ser visto na Figura 18. No cristal de rutilo da amostra SSP-ER-01, há inclusão de titanita dentro da inclusão de SiO_2 , enquanto em SSP-ER-5D a inclusão de SiO_2 é bordejada por hornblenda.

Tabela 3 - Relação do número de fases minerais incluídas em grãos de rutilo nas amostras SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D. Na ausência de inclusões, foi marcado com um hífen (-).

Fases Minerais	Fórmula química mineral	Número de inclusões		
		SSP-ER-01	SSP-ER-3B	SSP-ER-5D
hornblenda (Hbl)	$(\text{Na}, \text{K})_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_5(\text{Si}_6\text{Al}_2)_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{O})_2$	26	5	26
ilmenita (Ilm)	$\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$	12	12	17
titanita (Ttn)	CaTiSiO_5	17	6	1
zircão (Zrn)	ZrSiO_4	5	11	-
anortita (An)	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	2	4	9
albita (Ab)	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	1	2	1
plagioclásio indif. (Pl)	$(\text{Na}_{1-0,9}, \text{Ca}_{0-0,1})\text{Al}(\text{Al}_{0-0,1}, \text{Si}_{1-0,9})\text{Si}_2\text{O}_8$	-	-	3
augita (Aug)	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$	-	2	5
apatita (Ap)	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$	-	1	2
turmalina (Tur)	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Li})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Mg})_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{O}, \text{O}, \text{H}, \text{F})_4$	2	-	-
pirita (Py)	FeS_2	-	-	1
calcopirita (Ccp)	CuFeS_2	1	-	-
pirrotita (Po)	$\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$	-	-	1
muscovita (Ms)	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH}, \text{F})_2$	-	-	1
flogopita (Phl)	$\text{KMg}_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$	1	-	-

hematita (Hem)	Fe_2O_3	-	-	1
dióxido de silício	SiO_2	1	-	1
TOTAL		68	43	69

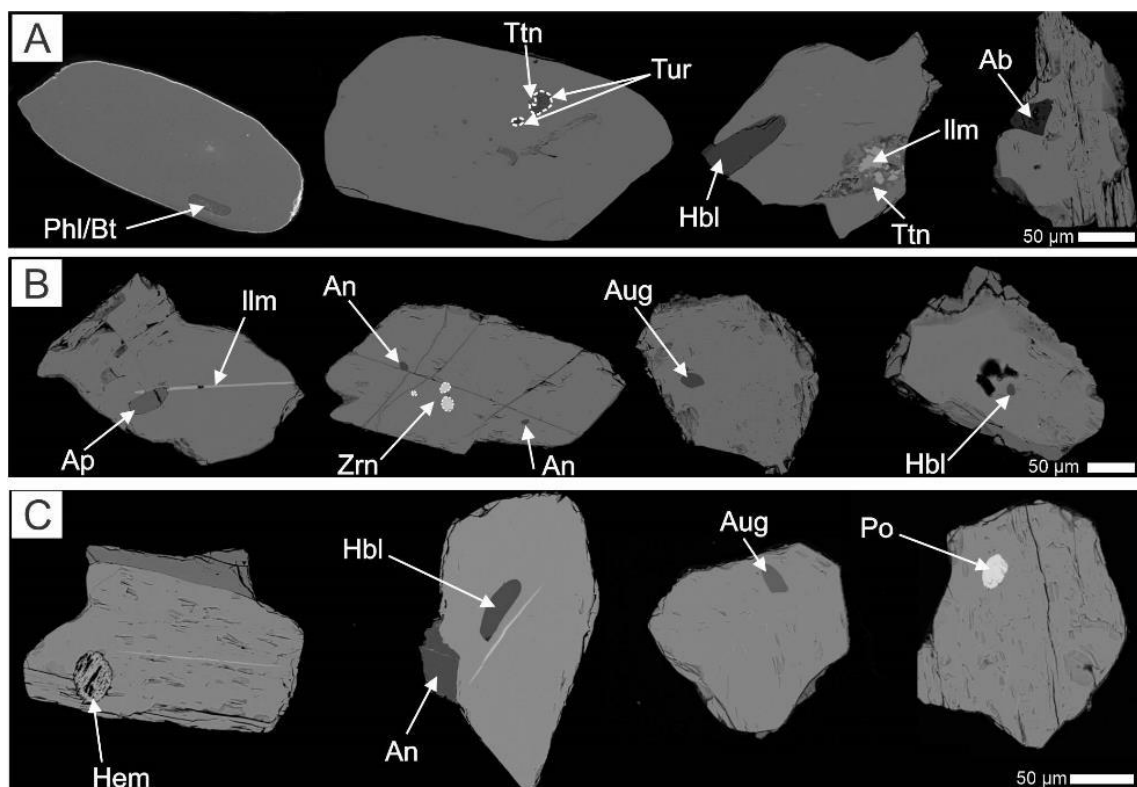


Figura 17 - Imagens BSE de cristais de rutilo com inclusões minerais. (A) SSP-ER-01; (B) SSP-ER-3B; (C) SSP-ER-5D.

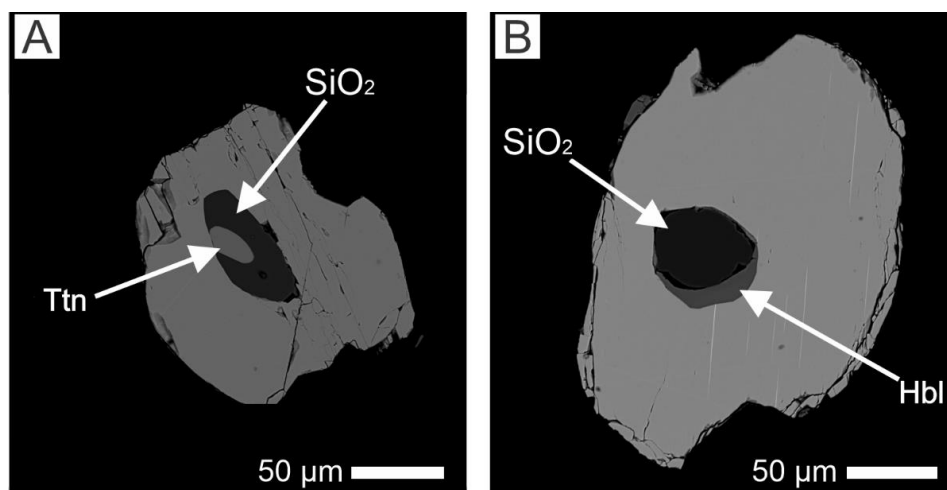


Figura 18 - Imagens BSE dos cristais de rutilo com inclusões de polimorfo de SiO_2 . (A) SSP-ER-01; (B) SSP-ER-5D. Também ocorrem inclusões de acículas de ilmenita (*ilmenite needles*) em B.

6.3 Análise por Espectroscopia Raman

Grãos representativos de rutilo e de zircão com inclusões de SiO_2 foram caracterizados, das amostras SSP-ER-01, SSP-ER-3B e SSP-ER-5D. Além de inclusões de SiO_2 , foram investigadas inclusões de anfibólio e plagioclásio, para determinação exata dos minerais do grupo respectivo. O clino-anfibólio anteriormente tratado como hornblenda, apresentou pico de 532 cm^{-1} , espectro típico de actinolita ou pargasita (Figura 19a). Segundo o contexto mineralógico a qual a rocha contém, é mais provável que o anfibólio incluído em rutilos e zircões seja actinolita, evidências de pargasita provavelmente devem se tratar de interferências da química mineral. As inclusões de plagioclásio que foram encontradas em rutilos foram diferenciadas pelo seu espectro Raman, num grão da amostra SSP-ER-5D, visualiza-se duas inclusões, uma interna de anortita e em seu entorno solução sólida entre labradorita e bytownita (Figura 19b).

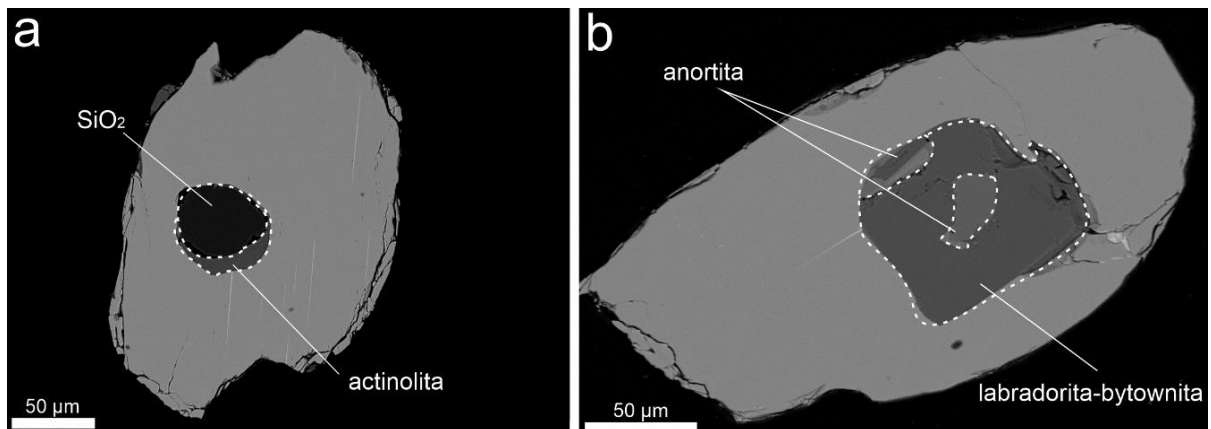


Figura 19 – Inclusões em rutilos, imagem BSE obtida por MEV-EDS. A – Inclusão de polimorfo de quartzo e ao redor actinolita. B – Inclusões de plagioclásio, anortita e solução sólida entre labradorita-bytownita.

As inclusões de polimorfos SiO_2 identificadas em rutilos e zircões das amostras de retroeclogito, apresentam pico do sinal espectral em 462 cm^{-1} , com dois menores picos em 203 cm^{-1} e 125 cm^{-1} , e com outro pico incipiente em 610 cm^{-1} detectado apenas em rutilos (Figura 20).

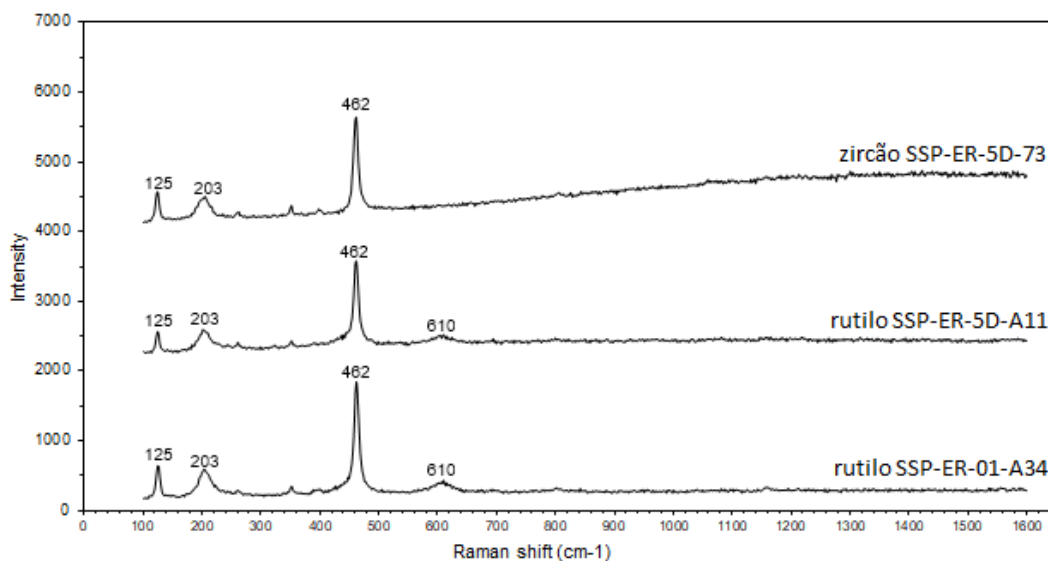


Figura 20 – Espectro Raman de inclusões de SiO₂ em rutilo e zircão de rochas eclogíticas.

Consequentemente, constatou-se que o polimorfo de quartzo não se trata de coesita, e por isto, os retroeclogitos do Grupo Araxá não foram contextualizados em pressões superiores à 25 kbar. Os picos típicos do deslocamento Raman para quartzo- α são de 467 cm⁻¹ e o do quartzo- β é de 464 cm⁻¹, com dois picos menores de aproximadamente 129 e 205 cm⁻¹. Nesse cenário, as análises obtidas por espectroscopia Raman do polimorfo de quartzo, caracterizam o polimorfo como quartzo- α e/ou quartzo- β . O pico tênue em 610 cm⁻¹ trata-se apenas da interferência do rutilo com a inclusão de quartzo, tendo em vista que o pico principal do rutilo é 610 cm⁻¹.

6.4 Análise sistemática de inclusões em rutilo de diferentes texturas

O principal critério para a análise das fases minerais inclusas em rutilos de diferentes texturas foi distingui-las entre duas áreas texturais principais: na matriz da rocha e os inclusos nas granadas. A matriz da rocha é caracterizada por textura granonematoblástica, e principalmente texturas retrometamórficas de intercrescimento, como simplectitos resultantes do desequilíbrio do clinopiroxênio primário, responsável por gerar clinopiroxênio secundário e plagioclásio. As granadas poiquiloblásticas demonstram inclusões sem orientações e dispersas no cristal. Caracterizam-se por texturas em coronas de plagioclásio e hornblenda, que integram coronas duplas. A corona primária em contato direto com granada, é composta por plagioclásio, enquanto a corona secundária mais espessa é de hornblenda, e situa-se sobre o plagioclásio. Um fator a ser observado é que nas lâminas delgadas de SSP-ER-01 e SSP-ER-5D, a maior parte dos rutilos situados na matriz possuem corona de titanita.

A escolha dos rutilos para análise de inclusões é fundamentada na sua capacidade de registrar fases minerais do início de cristalização da rocha. No total, cerca de 100 grãos foram analisados. A maioria das inclusões contidas nos núcleos de rutilo são: acículas de ilmenita orientadas, titanita, plagioclásio, zircão, polimorfo de quartzo e actinolita. Os rutilos da amostra SSP-ER-01 apresentam fases minerais de ilmenita, titanita e quartzo. A Figura 21 exibe cristais de rutilo com acículas de ilmenita na matriz simplectítica. Destes minerais, os rutilos da matriz predominantemente apresentam inclusões de ilmenita com titanita subordinada. As fases minerais inclusas em rutilos nas granadas são semelhantes aos da matriz (Figura 22), com ilmenita, titanita e polimorfo de SiO_2 .

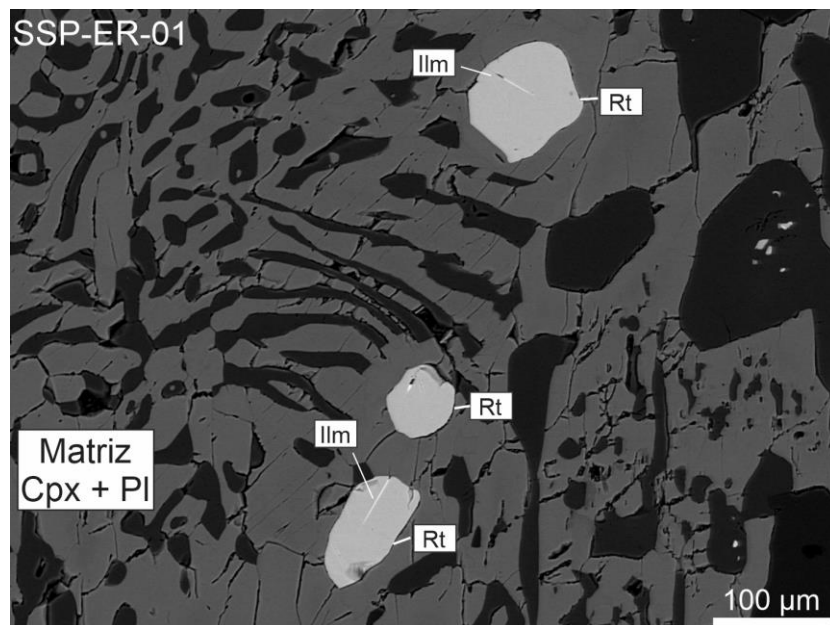


Figura 21 – Fotomicrografia (imagem BSE) de segmento da lâmina SSP-ER-01, que exibe a matriz da rocha (simplectito) com cristais de rutilo.

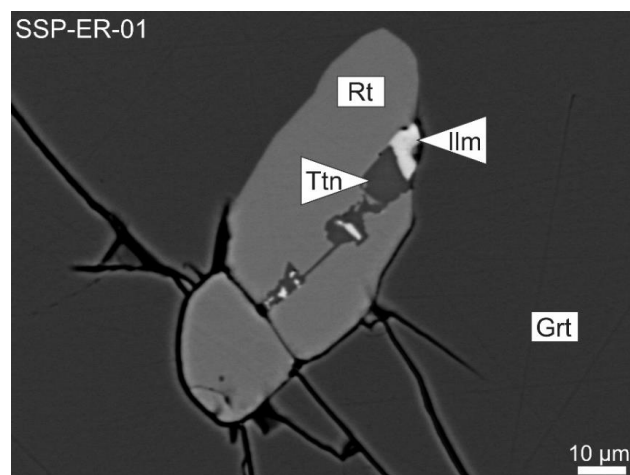


Figura 22 – Cristal de rutilo (imagem BSE) incluído na granada, com inclusões de ilmenita e titanita.

Em SSP-ER-3B, as principais fases minerais incluídas em rutilo são ilmenita, plagioclásio, actinolita e titanita. Das fases minerais incluídas em rutilos da matriz, identificou-se apenas ilmenitas em acículas (Figura 23a), enquanto os rutilos incluídos nos núcleos de granada possuem além de inclusões de ilmenita, também plagioclásio, actinolita e titanita. Na amostra SSP-ER-5D, as inclusões destoam pouco se comparadas com as demais amostras. As inclusões encontradas nos rutilos da matriz são somente ilmenitas (Figura 23b), tal como na amostra SSP-ER-3B. Além do hábito em acículas de ilmenita, formas circulares irregulares de ilmenita também foram notados. Enquanto para os rutilos incluídos em granadas nesta lâmina delgada, as fases minerais são constituídas de hornblenda e ilmenita. Ao contrário de demais amostras, rutilos contidos na granada possuem corona de titanita (Figura 24). A titanita que é frequentemente observada bordejando os cristais de rutilo, indica substituição retro-metamórfica.

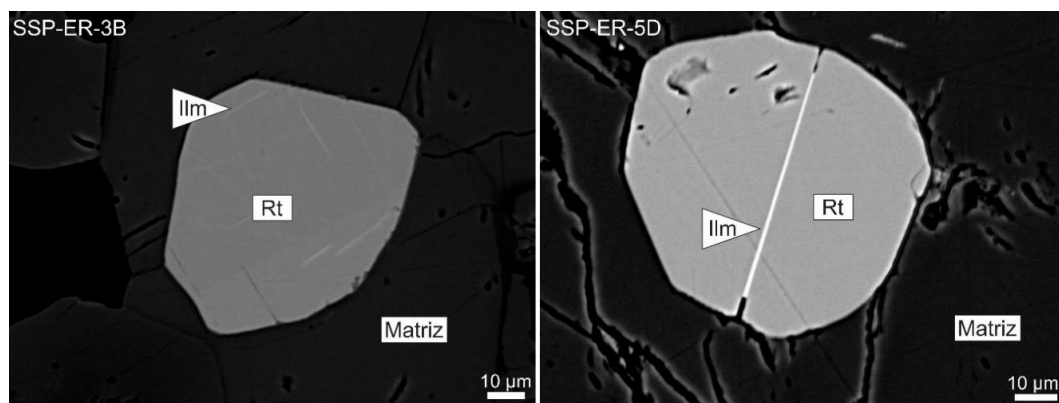


Figura 23 – Cristais de rutilo na matriz das amostras SSP-ER-3B e SSP-ER-5D, com acículas de ilmenita. Ilm – ilmenita; Rt – rutilo.

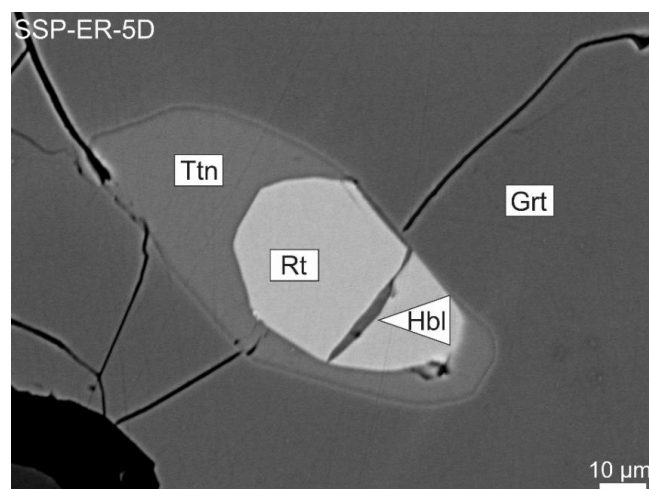


Figura 24 – Cristal de rutilo com corona de titanita incluído na granada, com inclusão de hornblenda na amostra SSP-ER-5D. Grt – granada; Hbl – hornblenda; Rt – rutilo; Ttn – titanita.

É notável que grãos de rutilo na matriz possuem maior quantidade de inclusões de ilmenita, quando comparados aos rutilos inclusos em granadas. Evidentemente, fases minerais em rutilos contidos nas granadas apresentam maior variedade e complexidade. Polimorfos de SiO_2 foram identificados em apenas um dos grãos de rutilo analisados na granada. Isso ocorre possivelmente por se tratar de uma inclusão incomum. Além disso, inclusões de plagioclásio são exclusivas nos rutilos contidos na granada.

6.5 Análise de elementos traço em rutilo e geotermômetro Zr-no-rutilo

Os dados de química mineral obtidos para as amostras estudadas estão apresentados nas tabelas 4, 5 e 6.

Os elementos traço exibem intensa variação do seu conteúdo, como: Si (35-407 ppm); Al (24-1.446 ppm); Cr (140-2.171 ppm); V (442-2.372 ppm); Ta (147-204 ppm); Fe (1.208-14.018 ppm); Zr (157-642 ppm); Nb (98-1.572 ppm); Ti (553.753-564.428 ppm, que correspondem a 55,37-56,44 %). Háfnio apresentou somente dois dados em todas as amostras, 141 ppm em SSP-ER-01 e 145 ppm em SSP-ER-5D). E os que ficaram abaixo do limite de detecção não puderam ser avaliados, como Sb (< 134 ppm), Sn (< 123 ppm) e W (< 156 ppm).

Foram gerados diagramas boxplot para cada amostra (Figura 25), com a separação dos dados obtidos entre os rutilos da matriz e os inclusos em granada. Mais de um ponto de análise foi feito em parte dos grãos. Nos grãos com múltiplas análises a concentração de elementos traço se mantém relativamente homogênea, com poucas exceções em variações de Cr e Fe intra-grão. Há maior variação de concentrações nos elementos traço um grão para o outro, principalmente entre grãos da matriz e inclusos em granada. Na amostra SSP-ER-01, dois rutilos inclusos em núcleos de granada registraram concentrações de Si de 290 e 407 ppm, tendo em vista que a média total em Si é de 87 ppm, e a maioria registra quantidades de em torno de 30 a 70 ppm. Na mesma amostra, em rutilo da matriz, uma concentração de Al muito superior à média contido nos cristais foi evidenciada, com um pico de 1446 ppm.

Tabela 4 - Elementos traço em rutilos da amostra SSP-ER-01. Mtx – rutilos inclusos na matriz da rocha. Incl – rutilos inclusos em granada.

Pontos de análise	Si	Al	Cr	V	Sb	Sn	W	Ta	Hf	Fe	Zr	Nb
ER01_1-4 mtx	56	43	-	-	-	-	-	-	-	2561	319	276
ER01_1-5-mtx	69	25	167	-	-	-	-	-	-	1356	360	279
ER01_1-5-mtx	-	46	140	-	-	-	-	-	-	2840	373	315
ER01_3-2-mtx	-	681	565	1211	-	-	-	-	-	2550	380	384
ER01_5-5-mtx	-	34	571	1582	-	-	-	-	-	1834	344	338
ER01_6-7-mtx	-	45	958	1367	-	-	-	-	-	2622	546	616
ER01_7-1-mtx	-	-	454	1975	-	-	-	-	-	2578	252	246
ER01_7-2-mtx	47	-	438	1748	-	-	-	-	-	2589	365	391
ER01_7-3-mtx	56	-	493	1509	-	-	-	-	-	2292	348	325
ER01_7-4-1-mtx	105	30	698	1964	-	-	-	-	-	2878	398	403
ER01_7-4-2-mtx	-	-	654	1831	-	-	-	153	-	2457	357	323
ER01_7-4-3-mtx	73	50	697	1923	-	-	-	-	-	2710	422	437
ER01_7-5-1-mtx	-	1446	873	1857	-	-	-	-	-	2183	361	302
ER01_7-5-1-mtx	-	91	870	1721	-	-	-	-	-	2245	385	354
ER01_7-6-mtx	-	-	755	1853	-	-	-	-	-	1710	290	274
ER01_8-1-1-mtx	-	-	703	1265	-	-	-	-	-	2372	235	252
ER01_8-1-2-mtx	-	56	693	1280	-	-	-	-	-	2315	266	228
ER01_8-1-3-mtx	-	24	723	1334	-	-	-	-	-	2371	302	246
ER01_8-1-4-mtx	-	-	625	1154	-	-	-	-	-	2529	274	254
ER01_1-1-incl	61	24	-	-	-	-	-	-	-	2577	269	276
ER01_1-2-incl	35	-	844	-	-	-	-	-	-	2576	311	253
ER01_1-3-incl	48	-	842	2126	-	-	-	-	-	3467	218	232
ER01_2-1-incl	71	-	691	1918	-	-	-	-	-	3493	158	217
ER01_2-2-1-incl	218	51	419	1425	-	-	-	-	-	5125	308	230
ER01_2-2-2-incl	79	31	557	1741	-	-	-	-	-	3835	288	267
ER01_2-2-3-incl	76	31	585	1578	-	-	-	-	-	3394	266	199
ER01_2-3-incl	165	50	253	804	-	-	-	-	-	5525	447	246
ER01_3-1-incl	-	-	729	1830	-	-	-	-	-	2838	196	242
ER01_4-1-1-incl	104	26	1181	2169	-	-	-	-	-	3171	202	268
ER01_4-2-incl	269	-	1042	2372	-	-	-	-	-	2056	241	256
ER01_4-3-incl	97	26	1149	2125	-	-	-	-	-	3555	226	209
ER01_5-1-1-incl	-	28	422	1493	-	-	-	-	-	14018	214	226
ER01_5-1-2-incl	85	-	372	1582	-	-	-	-	-	3753	227	355
ER01_5-2-incl	-	24	460	1724	-	-	-	-	-	2749	292	330
ER01_5-3-1-incl	-	-	405	1448	-	-	-	-	-	2021	289	280
ER01_5-3-2-incl	63	-	362	1661	-	-	-	147	-	3026	282	296
ER01_5-4-incl	-	24	504	1537	-	-	-	-	-	2750	254	274
ER01_6-1-1-incl	-	-	520	2072	-	-	-	204	-	2145	324	302
ER01_6-1-1-incl	-	-	538	2229	-	-	-	-	-	2583	348	280
ER01_6-2-incl	48	36	606	1463	-	-	-	-	-	3977	157	239
ER01_6-3-incl	-	28	896	1739	-	-	-	-	-	3057	169	309
ER01_6-4-1-incl	407	-	640	1837	-	-	-	-	-	2802	256	233
ER01_6-4-2-incl	290	-	728	1880	-	-	-	-	-	2842	324	252
ER01_6-5-incl	-	49	872	1454	-	-	-	-	-	2626	561	271
ER01_6-6-incl	-	-	1077	1874	-	-	-	-	141	2709	452	325

(1) Limite de detecção (DL) dos elementos traço: Si -33 ppm; Al – 23 ppm; Cr – 62 ppm; V – 58 ppm; Sb – 134 ppm; Sn – 123 ppm; W – 156 ppm; Ta – 144 ppm; Hf – 139 ppm; Fe – 48 ppm; Zr – 64 ppm; Nb – 64 ppm; Ti – 90 ppm.

Tabela 5 - Elementos traço em rutilos da amostra SSP-ER-3B. Fonte: Autor. Mtx – rutilos inclusos na matriz da rocha. Incl – rutilos inclusos em granada.

Pontos de análise	Si	Al	Cr	V	Sb	Sn	W	Ta	Hf	Fe	Zr	Nb
ER03_1-1-mtx	-	99	340	599	-	-	-	-	-	2727	518	1157
ER03_1-2-mtx	-	91	289	616	-	-	-	-	-	3582	474	1363
ER03_2-1-1-mtx	-	52	439	1129	-	-	-	-	-	2639	414	1106
ER03_2-1-2-mtx	-	43	459	1185	-	-	-	-	-	2475	381	1073
ER03_2-1-3-mtx	-	227	420	1213	-	-	-	-	-	3078	383	1019
ER03_3-1-1-mtx	-	101	331	1280	-	-	-	-	-	2257	451	1011
ER03_3-1-2-mtx	-	377	346	1290	-	-	-	-	-	2215	438	1046
ER03_3-1-3-mtx	-	38	344	1544	-	-	-	-	-	2392	511	1082
ER03_3-1-4-mtx	-	48	315	1298	-	-	-	177	-	2592	471	1044
ER03_4-4-mtx	-	86	381	921	-	-	-	-	-	3984	526	1473
ER03_4-5-mtx	37	237	255	713	-	-	-	-	-	3960	495	1511
ER03_4-6-mtx	-	54	344	1099	-	-	-	-	-	2500	375	868
ER03_4-7-1mtx	-	31	264	1280	-	-	-	-	-	2819	501	1353
ER03_4-7-2mtx	-	37	300	951	-	-	-	-	-	2794	464	1055
ER03_5-4-1-mtx	-	480	572	1647	-	-	-	161	-	2131	358	1395
ER03_5-4-1-mtx	-	187	580	1374	-	-	-	191	-	1543	431	1193
ER03_5-4-1-mtx	-	126	529	1571	-	-	-	-	-	1615	384	1096
ER03_5-5-mtx	-	388	496	1345	-	-	-	-	-	2765	506	1572
ER03_6-1-mtx	36	422	760	1871	-	-	-	-	-	1779	461	1184
ER03_1-3-incl	-	43	594	1458	-	-	-	-	-	3579	418	905
ER03_1-4-incl	43	87	543	992	-	-	-	-	-	4939	359	748
ER03_1-5-incl	-	33	714	1350	-	-	-	-	-	2544	462	1044
ER03_4-1-incl	-	123	596	1486	-	-	-	-	-	2134	387	938
ER03_4-2-1-incl	38	86	285	1220	-	-	-	-	-	3718	354	939
ER03_4-2-2-incl	82	107	302	1239	-	-	-	-	-	4029	351	956
ER03_4-3-incl	39	36	264	442	-	-	-	-	-	3676	642	1572
ER03_5-1-incl	35	62	526	1476	-	-	-	-	-	3269	494	1297
ER03_5-2-incl	57	119	430	1074	-	-	-	149	-	4336	329	1249
ER03_5-3-1incl	-	237	367	1360	-	-	-	-	-	3646	369	1408
ER03_5-3-2incl	50	438	353	1442	-	-	-	-	-	3109	397	1367
ER03_5-3-3incl	71	115	323	1682	-	-	-	-	-	2449	326	1361
ER03_6-2-incl	-	95	460	1409	-	-	-	-	-	3144	497	1292

Tabela 6 - Elementos traço em rutilos da amostra SSP-ER-5D. Fonte: Autor. Mtx – rutilos inclusos na matriz da rocha. Incl – rutilos inclusos em granada.

Pontos de análise	Si	Al	Cr	V	Sb	Sn	W	Ta	Hf	Fe	Zr	Nb
ER05-1-1-mtx	50	-	459	638	-	-	-	-	-	2167	375	257
ER05-1-2-mtx	-	-	445	710	-	-	-	-	-	1862	321	273
ER05-1-3-mtx	54	36	487	521	-	-	-	-	-	1977	347	276
ER05-2-1-mtx	39	65	1245	796	-	-	-	-	-	1471	372	468
ER05-2-2-mtx	-	53	1400	1071	-	-	-	-	-	1368	363	290
ER05-2-3-1-mtx	-	54	1152	1505	-	-	-	-	-	1312	337	249
ER05-2-3-2-mtx	-	51	1110	1236	-	-	-	-	-	1280	361	300
ER05-4-1-1-mtx	-	40	446	896	-	-	-	-	-	3009	330	413
ER05-4-1-2-mtx	-	32	503	733	-	-	-	-	-	2784	358	427
ER05-5-2-mtx	-	35	317	782	-	-	-	-	-	3234	393	211
ER05-5-3-1-mtx	-	530	1102	1196	-	-	-	-	-	1208	352	364
ER05-5-3-2-mtx	66	44	1107	1032	-	-	-	-	145	1337	348	393
ER05-5-3-3-mtx	86	39	934	1276	-	-	-	-	-	2977	346	434
ER05-5-3-4-mtx	83	73	912	1191	-	-	-	-	-	1949	374	358
ER05-6-1-mtx	-	58	1232	868	-	-	-	-	-	1611	362	502
ER05-3-1-incl	39	80	2171	1119	-	-	-	-	-	3328	386	434
ER05-5-1-incl	-	226	617	1633	-	-	-	-	-	2516	328	98
ER05-6-2-incl	-	37	1935	1328	-	-	-	-	-	1494	326	264
ER05-6-3-incl	77	43	811	1121	-	-	-	-	-	2281	349	246
ER05-6-4-incl	-	191	884	1144	-	-	-	-	-	2362	399	195

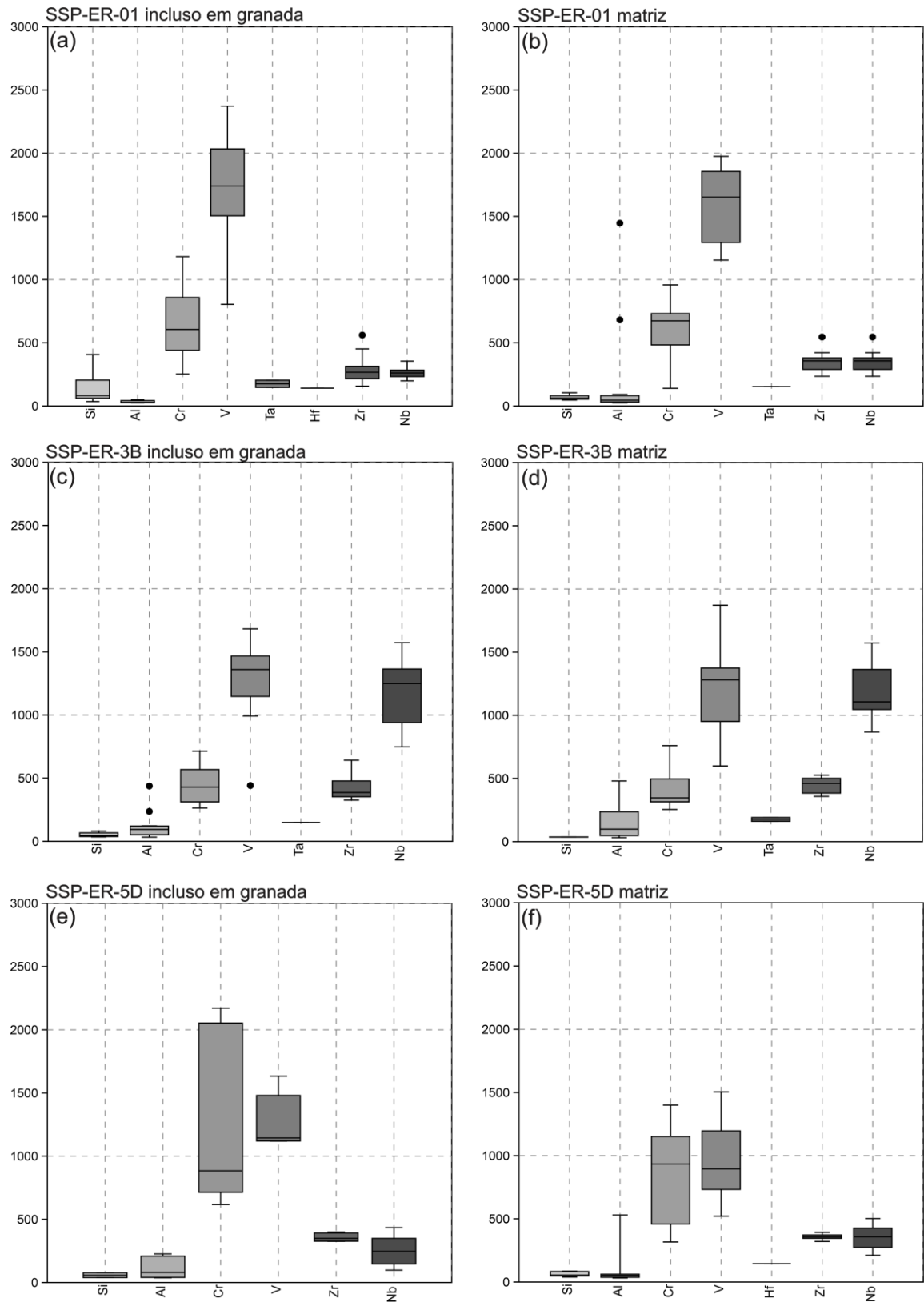


Figura 25 – Diagramas boxplot para elementos traço nas três amostras de eclogito. Q1 – 25%; Q3 – 75%. Método quartil por interpolação. Concordância de 95%. No eixo das ordenadas os valores em ppm e nas abcissas os elementos químicos. (a), (c) e (e) – rutilos incluídos em granada. (b), (d) e (f) – rutilos contidos na matriz simplectítica.

Quantidades de Cr são relativamente constantes, entre 400-900 ppm, com exceção a dois rutilos inclusos em granada da amostra SSP-ER-5D, que apresentaram 1935 e 2171 ppm. A amostra SSP-ER-3B compreende quantias superiores de nióbio nos rutilos, com valores acima de 1000 ppm, enquanto demais rutilos exibem médias de 518 ppm e 481 ppm em SSP-ER-01 e SSP-ER-5D, respectivamente. Em contraparte, o menor valor registrado foi em rutilo incluso na granada de SSP-ER-5D, com apenas 98 ppm de Nb. Análises que registram maior quantia de Cr, como em SSP-ER-01 e SSP-ER-5D, demonstram menor quantidade de Nb, o que sugere proporção inversa entre estes elementos traço. SSP-ER-3B apresenta menor Cr, e consequentemente alto Nb. Nesse cenário, V e Zr mantiveram quantias em ppm relativamente regulares.

Para fins comparativos entre a quantidade de elementos traço nos grãos de rutilo da matriz e os inclusos em granada, foi feita a média dos valores obtidos, bem como demais relações estatísticas para cada uma das amostras, que constam na Tabela 7. Elementos traço abaixo do limite de detecção (Sb, Sn e W) e Ti, não foram considerados.

Podem ser visualizadas diferenças nas concentrações médias entre os rutilos inclusos em granada e os rutilos na matriz do eclogito. A média da quantidade de Si, Cr, V e Fe são superiores nos grãos de rutilo contidos nas granadas, em todas as amostras. O Fe presente nos inclusos em granada possuem aproximadamente 1000 ppm a mais se comparados com o teor de Fe nos rutilos da matriz. Assim como o ferro, o V nos rutilos inclusos também demonstram concentrações superiores, de aproximadamente 200 ppm. As médias de Al, Zr e Nb ocorrem em maiores quantidades nos rutilos encontrados na matriz. Hf e Ta apresentaram variação incipiente entre os elementos traço dos rutilos da matriz e os inclusos em granada. No sentido de diferenciar rutilo oriundos de rochas metamáficas e metapelíticas, Meinhold *et al.* (2008), plotou a concentração de Nb nas abcissas e Cr nas ordenadas (Figura 26). Deste modo, os autores definem protólitos de acordo com o conteúdo em ppm destes elementos químicos. A amostra SSP-ER-3B demonstrou alto Nb com relação às duas outras amostras, o que possivelmente sugere um protólito de origem metapelítica. No entanto, cristais de rutilo possuem alta capacidade de incorporar elementos, a partir de mecanismos de substituição com compensação de carga (REZNITSKY *et al.*, 2017). Aulbach *et al.* (2008) propõem que altas assinaturas de Nb em eclogitos ocorrem devido a eventos metassomáticos durante a residência da rocha na litosfera subcontinental. Porém, estes autores utilizam a razão Nb/Ta > 19,9 como razão indicativa de metassomatismo. A amostra SSP-ER-3B exhibe valores de razão Nb/Ta entre 5,2 a 10,9 o que não indicaria enriquecimento de Nb por metassomatismo.

Os dados dos elementos químicos Nb, Cr e V que apresentam certa filiação foram plotados num diagrama ternário para verificação das diferenças dos litotipos entre as três amostras (Figura 27). O diagrama demonstrou que o eclogito SSP-ER-01 e o SSP-ER-5D são semelhantes, o que os difere é que o SSP-ER-5D apresenta maior conteúdo de Cr. Nesse cenário, o eclogito SSP-ER-3B diferencia dos dois, com mais Nb e menos Cr. Nesse cenário, o eclogito SSP-ER-3B diferencia dos dois, com mais Nb e menos Cr.

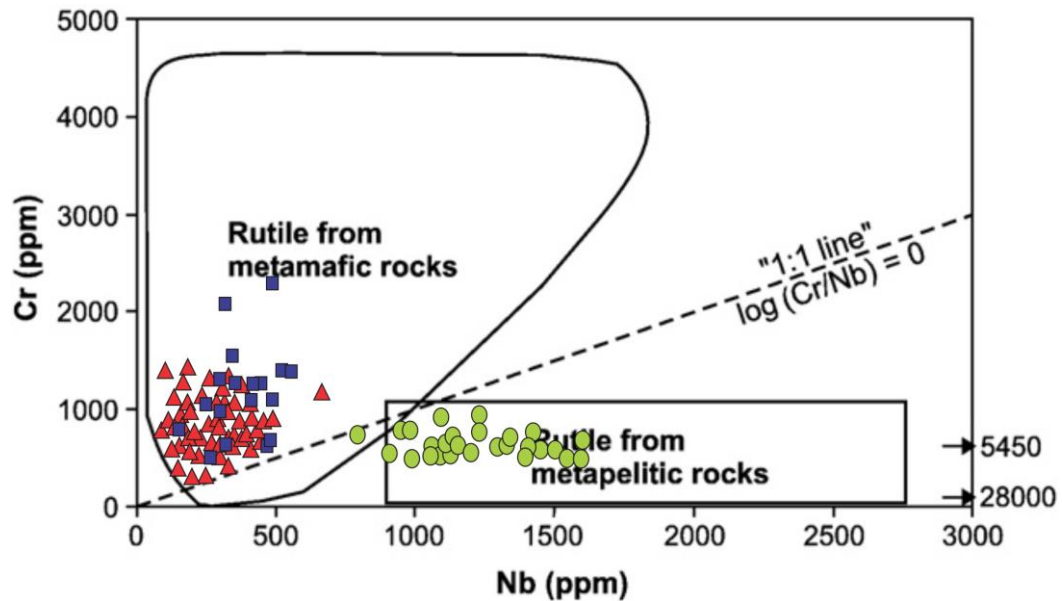


Figura 26 – Diagrama de dispersão das concentrações de Nb por Cr. Triângulo vermelho – concentrações de rutilos de SSP-ER-01; círculo verde – SSP-ER-3B; quadrado azul – SSP-ER-5D; Fonte: Adaptado de Meinhold *et al.* (2008).

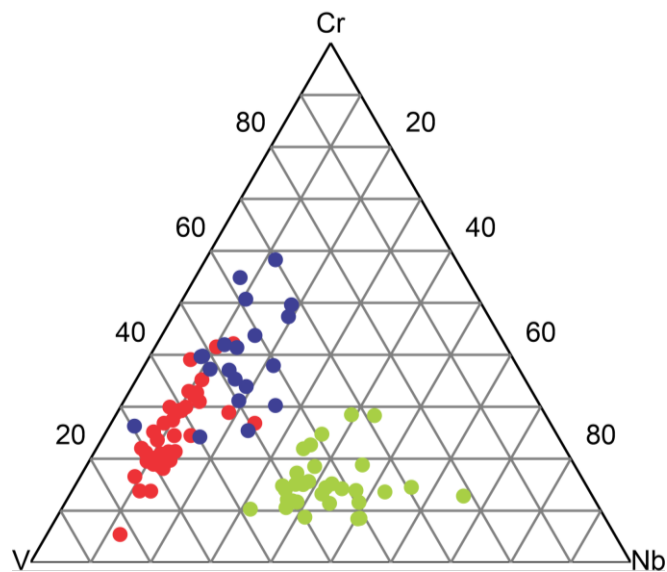


Figura 27 – Diagrama ternário dos elementos traço por Cr, V e Nb para as amostras de eclogito. Vermelho – SSP-ER-01; verde – SSP-ER-3B; azul – SSP-ER-5D.

Tabela 7 - Relação estatística dos dados de elementos traço para cada amostra investigada. Concentrações médias dos elementos traço em ppm, mediana e desvio padrão.

		Si	Al	Cr	V	Ta	Hf	Fe	Zr	Nb
SSP-ER-01	Média da matriz	68	214	615	1598	153	-	2368	346	329
	Média dos inclusos	132	33	668	1753	176	-	3564	280	264
	MÉDIA TOTAL	114,6	120	645,8	1691,4	168	-	3059,2	307,9	291,3
	Mediana da matriz	62,5	45,5	673,5	1651,5	153	-	2497	357	315
	Mediana dos inclusos	82	28	606	1740	175,5	-	2934	267,5	261,5
	MEDIANA TOTAL	74,5	34	640	1731,5	153	-	2626	292	274
	Desvio Padrão (DP)	88,3	233,2	273,1	620,3	42,9	-	1840,9	90,3	73,1
SSP-ER-3B	Média da matriz	37	164	409	1207	176	-	2624	450	1190
	Média dos inclusos	52	122	443	1279	149	-	3429	414	1160
	MÉDIA TOTAL	48,8	147	422,5	1236,1	169,5	-	2950,6	435,2	1117,4
	Mediana da matriz	36,5	99	346	1280	177	-	2592	461	1106
	Mediana dos inclusos	46,5	95	430	1360	149	-	3579	387	1249
	MEDIANA TOTAL	41	97	374	1285	169	-	2779,5	434,5	1131,5
	Desvio Padrão (DP)	24,6	133,3	134,3	325,5	57,2	-	817,2	71,5	216,2
SSP-ER-5D	Média da matriz	61	85	857	963	-	145	1970	356	348
	Média dos inclusos	58	115	1284	1269	-	141	2396	358	247
	MÉDIA TOTAL	60,2	93,7	963,5	1039,8	-	143	2076,4	356,4	322,6
	Mediana da matriz	54	51	934	896	-	145	1862	358	358
	Mediana dos inclusos	58	80	884	1144	-	141	2362	349	246
	MEDIANA TOTAL	54	52	923	1095	-	143	1963	355	295
	Desvio Padrão (DP)	33	118,2	494,3	292,7	-	20,4	704,4	22,3	105

Com a intenção de designar correlações estatísticas, os únicos elementos que seguem distribuição normal, são vanádio, tântalo e zircônio (V, Ta e Zr). Portanto, para a relação de V - Ta, V - Zr e Ta - Zr, utilizou-se o método de correlação de Pearson.

Após a aplicação dos testes de correlação pelos métodos de Spearman e Pearson, correlações fortes foram verificadas somente entre Ta e Si, com correlação forte negativa, $\rho = -0,802$, e Ta com Fe em correlação forte negativa, $\rho = -0,714$. No entanto, as correlações fortes com tântalo, provavelmente ocorreram devido à ausência das quantidades abaixo do limite de detecção não captadas pela microsonda eletrônica, e por isso, devem ser desconsideradas. Nb e Zr com $\rho = +0,692$, possuem correlação no limite moderado-forte positivo, e se considerado apenas o conteúdo de Nb e Zr contido nos rutilos da matriz, a correlação pode ser considerada forte, com $r = +0,770$, enquanto em Nb e Zr nos rutilos inclusos

em granada, a correlação é ainda mais fraca ($r = + 0,559$). Valores de correlação moderada podem também ser relevantes para este trabalho. Com a correlação entre V e Zr pelo método de Pearson, obteve-se $r = -0,448$, uma correlação moderada negativa. Ti e Si também foram estabelecidos a partir de correlação moderada negativa, com $\rho = - 0,441$. A correlação entre Nb e Al é moderada positiva, com $\rho = + 0,481$.

A geotermometria Zr-no-rutilo sugeriu temperaturas entre mínimo e máximo de $621 \pm 23^\circ\text{C}$ a $738 \pm 23^\circ\text{C}$, não havendo valores destoantes. A média registrada geral é de $684 \pm 23^\circ\text{C}$, para inclusos em granada $675^\circ\text{C} \pm 27^\circ\text{C}$ e os inclusos na matriz $691 \pm 16^\circ\text{C}$. O pico de temperatura para rutilos na matriz do retroeclogito foi de $723 \pm 16^\circ\text{C}$ e nos rutilos inclusos em granada $738 \pm 27^\circ\text{C}$. Portanto, o pico de temperatura obtido pela geotermometria de Zr no rutilo é de $738 \pm 23^\circ\text{C}$. A Figura 28 mostra um gráfico boxplot com a distribuição de temperatura das três amostras de retroeclogito.

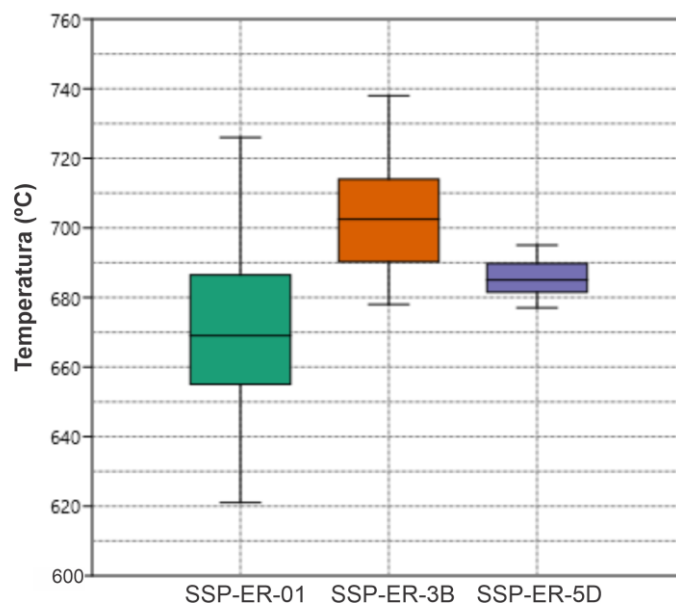


Figura 28 - Diagrama de boxplot com a distribuição da temperatura obtida por Zr-no-rutilo nas três amostras estudadas. Q1 – 25%; Q2 – 50% (mediana); Q3 – 75%. Método quartil por interpolação. Concordância de 95%.

6.6 Caracterização por meio de catodoluminescência em zircão

A morfologia dos zircões apresenta variações internas e externas, com cristais de cor cinza escuro, cinza claro e bege. Os cristais são, em sua grande maioria, prismáticos bipiramidais euédricos a subédricos. A amostra SSP-ER-3B denota mais cristais de formatos subédricos, enquanto em SSP-ER-5D, há predomínio de euédricos. Os zircões são

caracterizados por hábito prismático, de faces $\{100\} \gg \{110\}$, $\{100\}$, e bipirâmides de face $\{101\}$, segundo o índice tipológico de Pupin (1980).

Os zircões são predominantemente alongados, com pirâmides tipicamente subarredondadas. Estão microfraturados, com fraturas transversais irregulares que perfazem o cristal, fraturas radiais ao redor do núcleo e algumas longitudinais e/ou oblíquas que não se estendem até por todo o mineral. Diversas inclusões ocorrem nos grãos, algumas destas estão localizadas paralelas ao zoneamento mineral e foram caracterizadas em tópicos anteriores. Na amostra SSP-ER-3B os núcleos internos são subédricos e apresentam nenhum (Figura 29a, b e c) ou baixo zoneamento com médio grau de metamictização (Figura 29d). O zoneamento oscilatório regular, é gerado pela alternância de bandas ricas e pobres em U, Th e ETRs, onde as bandas com maior luminescência apresentam menor teor de U e Th. Os núcleos são por vezes ausentes ou irregulares e convolutos (Figura 29c). Em comparação com o núcleo, as bordas dos zircões nesta amostra exibem maior luminescência (Figura 29a, b, c e d).

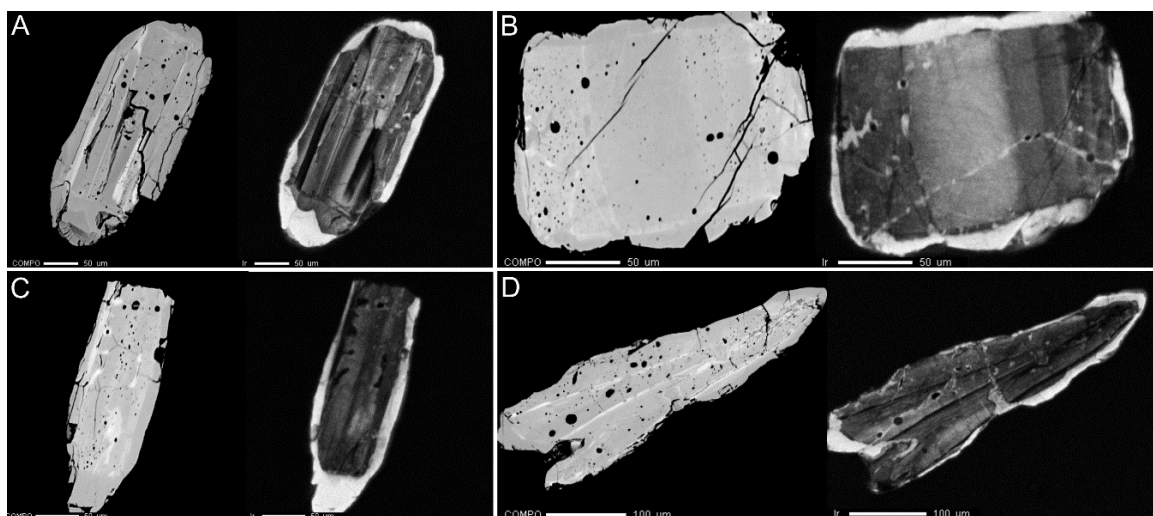


Figura 29 – Imagens dos grãos de zircão da amostra SSP-ER-3B, à esquerda imagens composicionais (BSE - COMPO) e à direita a imagem de catodoluminescência, escala de 50µ. A e B – intensa metamictização e bordas com alta luminescência; C – núcleo interno não diferenciado e bordas com alta luminescência; D – ligeiro zoneamento e bordas com alta luminescência.

Os cristais de zircão da amostra SSP-ER-5D foram definidos com núcleos internos subédricos bem delimitados e forte zoneamento oscilatório (Figura 30a, b e d), com poucos de zoneamento oscilatório regular. Apresenta maior grau de metamictização em comparação com a amostra SSP-ER-3B. O núcleo do zircão demonstra maior luminosidade em CL (Figura 30c), que progressivamente diminui para as bordas do mineral, mas em alguns cristais as margens exibem maior luminosidade (Figura 30b). Verifica-se que as bordas dos grãos de zircão da amostra SSP-ER-3B exibem maior luminescência por CL, o que indica empobrecimento de U

nos últimos estágios de recristalização. Enquanto para a amostra SSP-ER-5D, o núcleo herdado dos grãos de zircão mostra maior luminescência, com baixos teores de U no centro do mineral, com posterior enriquecimento evidenciado pela baixa luminosidade das bordas.

Este núcleo, é mostrado com diversas fraturas concêntricas e não concêntricas (Figura 30a), com preenchimento de material de maior luminescência. Além disso, apresenta marcas intensas de recristalização interna. Ambos estes fatores são ocasionados pela metamictização no zircão (CORFU *et al.*, 2003).

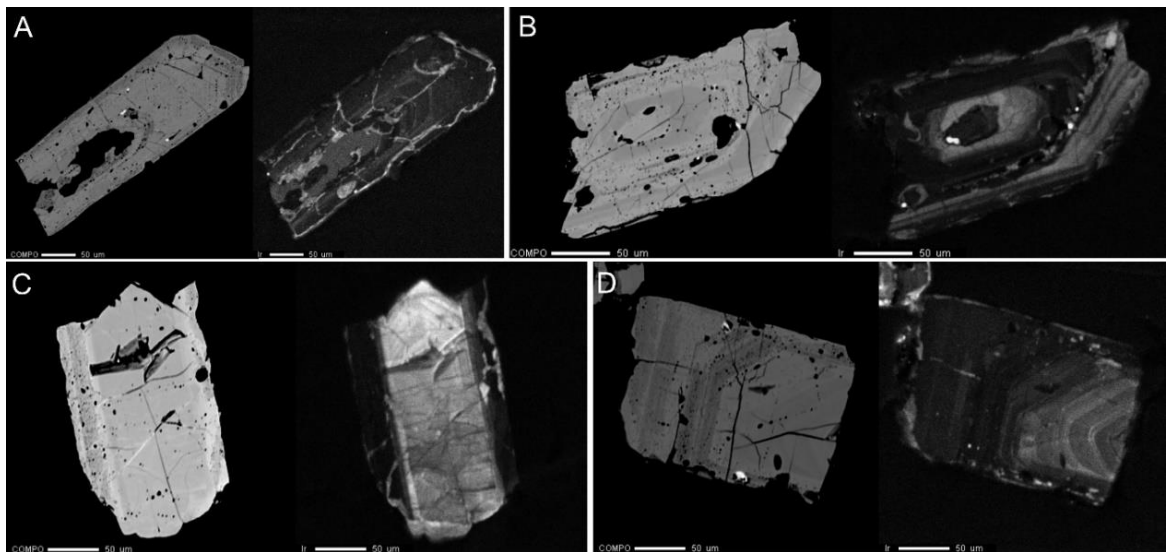


Figura 30 – Fotomicrografias de zircão da amostra SSP-ER-5D com evidente zoneamento oscilatório, à esquerda imagens composicionais (BSE - COMPO) e à direita a imagem de catodoluminescência (Ir), escala de 50μ. A – Zoneamento oscilatório e microfraturas radiais; B – Núcleo subédrico com média a alta luminescência; C – Núcleo euédrico com intensa luminescência; D – Zoneamento oscilatório com núcleo de média luminescência.

A baixa variação das formas dos cristais indica baixa interferência de fatores externos durante a cristalização, mas a alta variação na textura interna aponta diversos episódios de recristalização metamórfica com deformações superimpostas e metamictização (CORFU *et al.*, 1984). As bordas dos zircões arredondadas podem ter sido formadas pela reabsorção de zircão por fluidos insaturados intergranulares, que gerou a superfície de corrosão responsável por arredondar as arestas e vértices das pirâmides (HOSKIN & BLACK, 2000).

O estudo tipológico de Pupin (1980), evidencia que como a temperatura é o principal fator para crescimento relativo dos zircões, a alta temperatura de cristalização nos zircões dos retroeclogitos proporcionou o desenvolvimento de prismas alongados. A alta razão Al/Na+K, proposta pela tipologia dos zircões, sugere magma de origem mantélico.

6.7 Datação U-Pb por LA-ICP-MS em zircão

Após o processamento inicial dos dados, foi necessário realizar um tratamento posterior para obtenção de idades mais acuradas nos grãos de zircão. Em virtude disso, alguns critérios foram aplicados para refino da análise e redução dos dados discordantes. Um dos principais critérios aplicados para redução dos dados foi o cálculo de concordância das idades médias, obtidas pelas razões isotópicas com correção por ^{204}Pb . Este cálculo é feito a partir da idade média corrigida de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dividido pela idade média corrigida de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, multiplicado por 100, com o resultado em porcentagem. Imagens de catodoluminescência dos núcleos de zircões datados para as amostras SSP-ER-3B e SSP-ER-5D estão nas figuras 31 e 32, respectivamente.

SSP-ER-3B

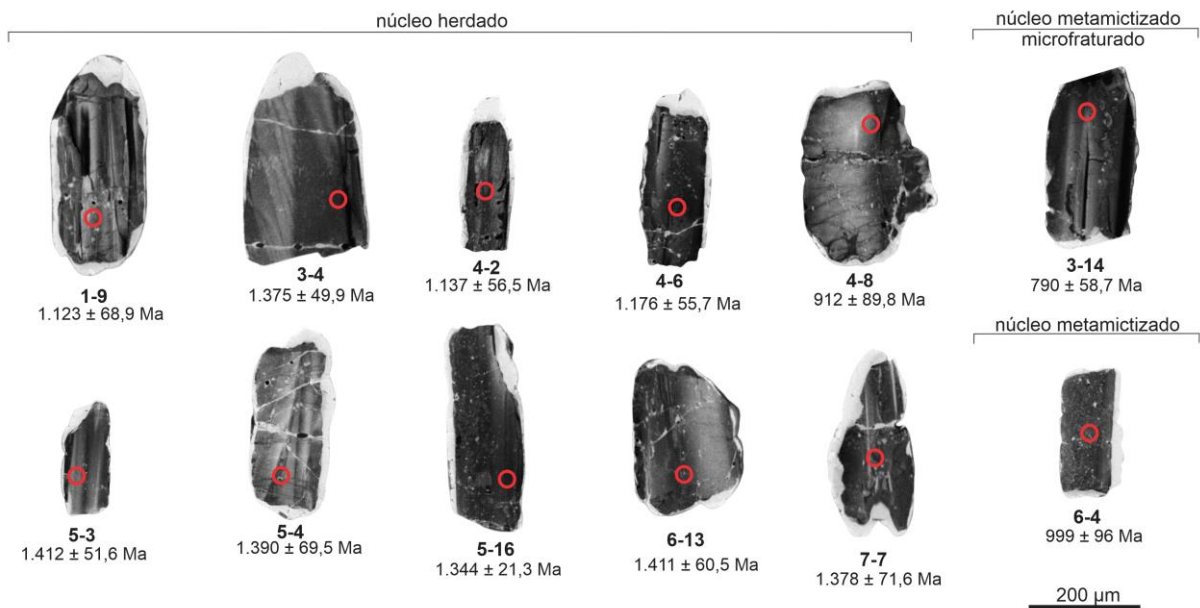


Figura 31 – Fotomicrografias com imagens de catodoluminescência de zircões dos retroeclogitos da amostra SSP-ER-3B. A análise foi feita a partir da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com correção por ^{204}Pb . Diâmetro do *pit* de 25 μm .

Inicialmente, na amostra SSP-ER-5D, foram excluídos dados com elipses de erro 2σ que indicaram altas variações. Dentre os dados com baixo erro que restaram, idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ menores que 500 Ma, discordantes e que evidenciam perda de chumbo, também foram removidos. Devido à alta discordância dos dados gerados nesta amostra, foram considerados os dados que apresentaram concordâncias superiores à 50%, por isso, apresentou maior MSWD. Em SSP-ER-3B, dados com concordâncias $> 90\%$ foram mantidos, e foram removidas as elipses de alto erro (2σ). A partir disso os dados de núcleo e borda foram plotados

em diagramas de Concórdia de Wetherill (Figura 34 e 35), com as razões de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ por $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. O tamanho do *spot* (25 μm de diâmetro) do laser não permitiu analisar a borda de recristalização dos zircões. Assim, o resultado obtido das bordas mistura os dados de idade entre borda e núcleo, por isso foram feitos pontos de análise somente no núcleo.

SSP-ER-5D

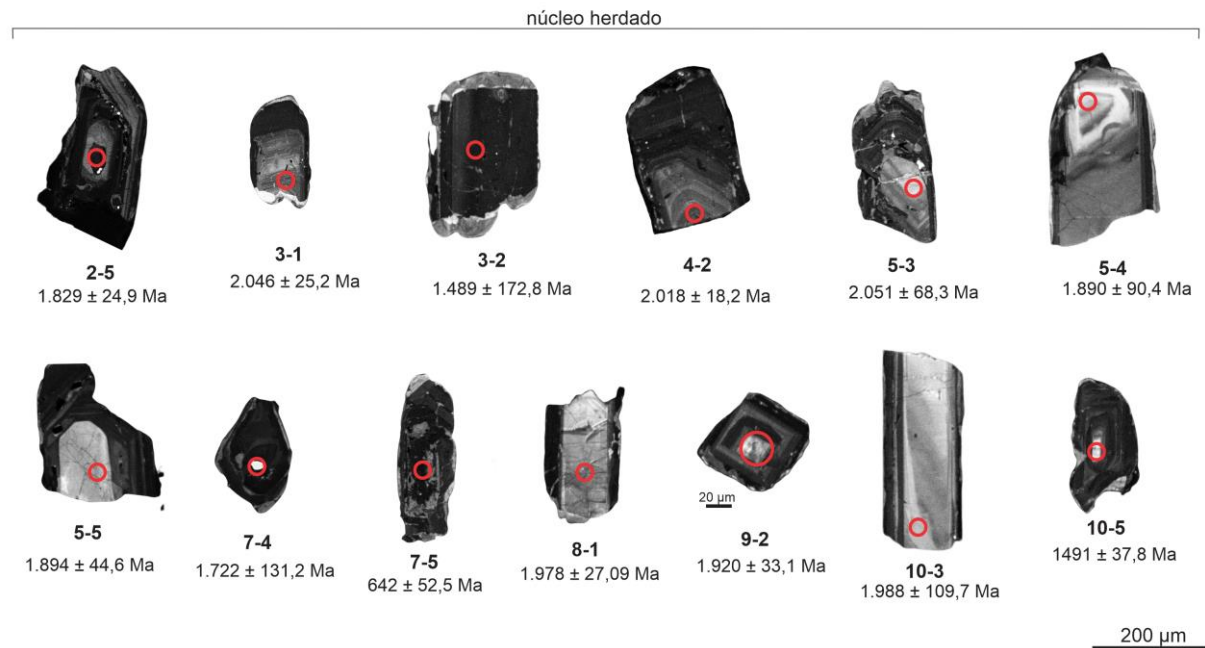


Figura 32 - Fotomicrografias com imagens de catodoluminescência de zircões dos retroeclogitos da amostra SSP-ER-5D. A análise foi feita a partir da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com correção por ^{204}Pb . Diâmetro do *pit* de 25 μm .

A discórdia plotada no diagrama de concórdia gerado através de 43 dados para SSP-ER-3B (Figura 34), apontou idades do intercepto superior de $1415,7 \pm 15,4$ Ma, e intercepto inferior de $657,0 \pm 30,3$ Ma. Em SSP-ER-5D (Figura 35), a partir de 21 dados, o intercepto superior indicou idade de $2077,5 \pm 11,9$ Ma, e o intercepto inferior $505,07 \pm 9,45$ Ma. Considera-se que o intercepto superior se refere à idade de cristalização do protólito ígneo máfico do eclogito, em 2,07 (Paleoproterozoico) e 1,4 Ga (Mesoproterozoico), e a idade do intercepto inferior de 657 ± 30 Ma provavelmente remete ao metamorfismo neoproterozoico da nappe.

Verificou-se de acordo com as razões isotópicas, que diversos dados demonstraram idades discordantes devido a perda de chumbo radiogênico nos zircões, tanto em SSP-ER-3B, quanto em SSP-ER-5D, sobretudo nesta segunda amostra. O Pb radiogênico pode ser facilmente perdido devido às baixas energias de ligação do material, além de serem sensíveis a influências termais e particularmente fluidos adjacentes (MEZGER & KROGSTAD, 1997).

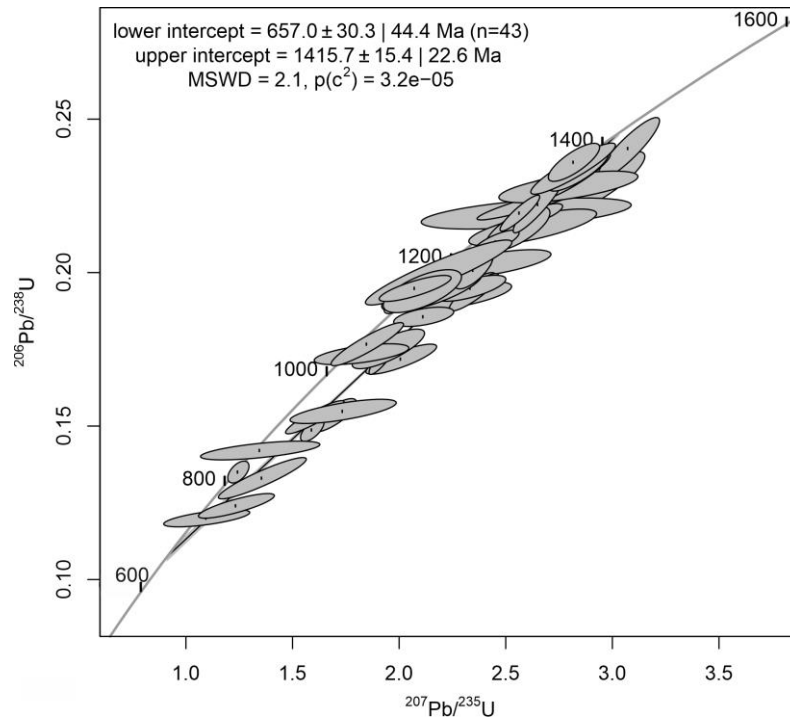


Figura 33 – Diagrama de concórdia (elipses de erro 2σ) para o sistema U-Pb em zircões da amostra de retroeclogito SSP-ER-3B, com os dados de intercepto superior e inferior.

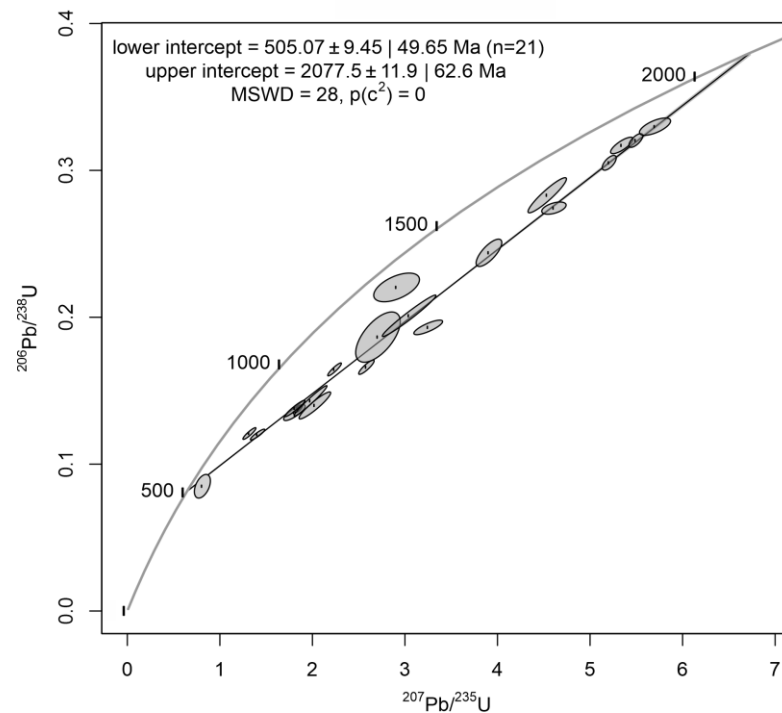


Figura 34 – Diagrama de concórdia (elipses de erro 2σ) para o sistema U-Pb em zircões da amostra de retroeclogito SSP-ER-5D, com os dados de intercepto superior e inferior.

Diante disso, a perda de chumbo ocorre naturalmente no zircão por difusão. Apesar disso, o principal fator que faz o zircão perder Pb radiogênico é a metamictização, que envolve além da difusão, a recristalização do material (CORFU *et al.*, 2003). A metamictização pode

resultar na descontinuação do zoneamento concêntrico oscilatório dos zircões, que origina zoneamentos irregulares e convolutos durante eventos tardios ou resfriamento pós-magmáticos (CORFU *et al.*, 2003). Este fator ocasiona a perda de chumbo por meio de fraturamentos, difusão e recristalização do núcleo. O fraturamento concêntrico observado em diversos zircões da amostra SSP-ER-5D são formados através da expansão de volume de domínios de alto U, que fratura domínios pobres em U, por ação radiogênica. As fraturas são então preenchidas por material luminescente, isto é, pobre em U (HOLAND & GOTTFRIED, 1995).

Além do mais, a perda de chumbo que gera idades discordantes por U-Pb, pode ser derivado de múltiplos eventos metamórficos de crescimento do zircão, considerando a sua sensibilidade a superimposições termais. Em temperaturas superiores a 1000 °C a perda é gradual e baixa, em temperaturas entre 600 e 650 °C a perda de chumbo se intensifica ainda mais com acréscimo da metamictização, e ocorre pela recristalização do retículo danificado, abaixo de 600 °C, a perda de chumbo é ainda mais intensa e ocorre por metamictização e alteração química (MEZGER & KROGSTAD, 1997). O processo de recristalização local dos núcleos é intensificado pela metamictização, onde há dissolução do material pré-existente seguido de reprecipitação de fluido.

Assim, devido à perda de chumbo radiogênico em decorrência da metamictização e difusão dos zircões, Mezger & Krogstad (1997) alegam que para a datação de U-Pb nestes cristais afetados, o intercepto inferior da discórdia não apresenta ou apresenta pouco significado geológico. Fazendo-se necessário coletar mais informações geocronológicas. Deste modo, torna-se desconsiderável o intercepto inferior do diagrama feito para SSP-ER-5D, em consequência da metamictização. Alguns zircões metamictizados datados estão na Figura 33.

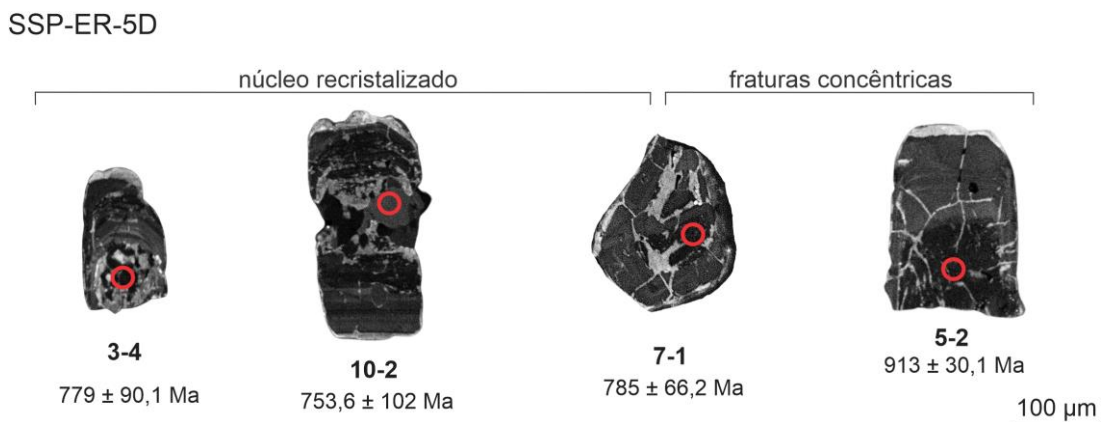


Figura 35 - Fotomicrografias com imagens de catodoluminescência de zircões metamictizados dos retro-eclogitos da amostra SSP-ER-5D. Zircões com núcleo recristalizado e fraturas concêntricas. A análise foi feita a partir da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com correção por ^{204}Pb . Diâmetro do *pit* de 25 µm.

A Faixa Brasília trata-se de um complexo orogênico Neoproterozoico que ocorreu entre 900-600 Ma, que envolveu subducção, atividade ígnea e acreção de terrenos (PIMENTEL, 2016). Os eclogitos situados do Grupo Araxá, da Nappe de Passos, na Faixa Brasília Meridional configuram unidades máficas estabelecidas em meio a sequências metassedimentares de origem sedimentar de margem passiva depositada na margem do Cráton São Francisco. Estas unidades do Grupo Araxá retratam depósitos sin-orogênicos Brasileiros de *back-arc* ou *fore-arc* formados com a colisão do CSF e o Bloco Paranapanema, durante o fechamento do oceano Goiás-Farusiano (PIMENTEL, 2016). A Faixa Brasília Meridional possui diversos imbricamentos tectônicos com superposição estrutural de foliações, que remetem a eventos polifásicos com idade de deformação entre 650-580 Ma (VALERIANO *et al.*, 2004; 2008).

Ocorrências de retroeclogitos na FBM em contatos tectônicos onde o domínio interno das nappes se confunde com o domínio interno registram metamorfismo de alto grau. O intervalo de 600-630 Ma reflete o pico metamórfico da Nappe de Passos (PIUZANA *et al.*, 2003; UHLEIN *et al.*, 2012; PIMENTEL, 2016).

Santos *et al.* (2021) dataram rutilos da Nappe de Passos pelo sistema U-Pb em LA-ICP-MS e caracterizaram 579 ± 23 Ma no intercepto inferior, interpretado como a idade de resfriamento mineral. Análogo ao trabalho anterior, Fumes *et al.* (2021) dataram rutilos por U-Pb em granulitos da NP e obtiveram idade de resfriamento em ca. 590 Ma, relacionado ao estágio retrógrado final. A idade do metamorfismo obtida do intercepto inferior dos zircões da amostra de retroeclogito SSP-ER-3B, de 657 ± 30 Ma, assemelha-se ao registro de outros retroeclogitos localizados em nappes vizinhas na Faixa Brasília Meridional (TROUW, 2008; RENO *et al.*, 2009; CAMPOS NETO *et al.*, 2011; COELHO *et al.*, 2017; TEDESCHI *et al.*, 2017). Dados cronocorrelatos advém de retroeclogitos da Nappe de Liberdade, Nappe de Andrelândia, Nappe de Varginha, e também do Complexo de Pouso Alegre. Estes com idade do metamorfismo próximo à principal fase de deformação (D2), de 631 ± 4 Ma na Nappe de Passos (VALERIANO, 2004). Fumes *et al.* (2021) registraram condições do pico metamórfico em ca. 635 Ma, em monazitas de granulitos de alta pressão da Nappe de Passos.

Na Nappe de Liberdade e Nappe de Andrelândia, que podem ser consideradas equivalentes laterais das nappes de Três Pontas-Varginha e Carmo da Cachoeira, Reno *et al.* (2009) obtiveram intercepto inferior em zircões de retroeclogitos de 678 ± 29 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ utilizando HR-SIMS e LA-ICP-MS). Campos Neto *et al.* (2011) caracterizaram zircões de 699 ± 25 Ma (SHRIMP) em eclogitos da Nappe de Liberdade. Coelho *et al.* (2017) dataram em 625 ± 6 Ma em zircões de retroeclogitos na Nappe de Andrelândia (U-Pb em SHRIMP). A sudeste da Nappe de Passos, no Complexo de Pouso Alegre, Tedeschi *et al.* (2017) registraram

metamorfismo de 603 ± 7 Ma (SIMS e LA-ICP-MS) em zircões de retroeclogitos. Trouw (2008) datou zircões de eclogitos da Nappe de Varginha (SHRIMP) e obteve entre 670 a 620 Ma.

Trouw (2008) interpreta que as rochas eclogíticas da Nappe de Liberdade apresentam possível auge de pressão no período pré-colisional da Faixa Brasília em 670 Ma, e 620 Ma correspondem ao pico metamórfico principal. Reno *et al.* (2009) interpretam que a idade do intercepto inferior (678 ± 29 Ma) remete ao período de eclogitização, tal como Coelho *et al.* (2017), mas em 625 Ma, ocasionada sob tectônica burial devido a subducção continental. Tedeschi *et al.* (2017) que denotaram metamorfismo em 603 ± 7 Ma, afirmam que esta idade não remete à formação dos eclogitos durante subducção, mas provavelmente à colisão continental.

Em suma, a idade obtida do intercepto inferior para os retroeclogitos (SSP-ER-3B) do Grupo Araxá da Nappe de Passos (657 ± 30 Ma), podem significar a idade da eclogitização, o que remete à idade de subducção tectônica, durante o pico metamórfico por volta de 630 Ma (entre 625-640 Ma).

A idade do protólito ígneo máfico obtido do intercepto superior da discórdia dos zircões de SSP-ER-3B apontam idade de cristalização durante o Mesoproterozoico ($1415,7 \pm 15,4$ Ma). Idades de cristalização ígnea de 1.4 Ga obtidas em rochas na área de estudos exprimem um provável evento ígneo máfico pouco conhecido no Cráton São Francisco (TROUW, 2008). Contudo, diversos autores registraram eclogitos na FBM com idades semelhantes no intercepto superior, tais como: $1.513 \pm 17,1$ Ma por SIMS e LA-ICP-MS no Complexo Pouso Alegre (TEDESCHI *et al.*, 2017); 1.400 Ma por SHRIMP na Nappe de Varginha (TROUW, 2008); 1.500-1.450 Ma por SHRIMP na Nappe de Andrelândia (COELHO *et al.*, 2017); 1.480-1.150 Ma por Sm-Nd na Nappe de Liberdade (CAMPOS NETO *et al.*, 2011).

Nesse contexto, diversos enxames de diques máficos se estabeleciam em episódios extensionais e transtensionais durante o Paleo e o Mesoproterozoico. A título de exemplo, diques máficos de 1,5-1,3 Ga no embasamento da Bacia de Andrelândia (RIBEIRO *et al.*, 2013), e unidades metabásicas e meta-vulcanossedimentares de 1,5-1,4 Ga (SIGA *et al.*, 2011a, b) do domínio Apiaí associada à Faixa Ribeira. Portanto, diversos autores interpretam o protólito destes eclogitos como paleodiques máficos que intrudiram o embasamento Paleoproterozoico do CSF que foram retrabalhados pela orogênese Brasileira (VALLADARES *et al.*, 2004; COELHO *et al.*, 2017). Esta evidência de protólitos dos eclogitos com 1,5 e 1,45 Ga poderia ser um indicativo de que a crosta subductou durante o evento colisional (COELHO *et al.*, 2017).

Dados geocronológicos (ID-TIMS e LA-MC-ICPMS) de zircões detríticos de rochas dos grupos Andrelândia, Canastra e Araxá apontam idades mesoproterozoicas, ca. 1,6-1,2 Ga (VALERIANO *et al.*, 2004). Estes, são interpretados como estruturas de magmatismo anorogênicos que se desenvolveram ao longo do sistema de rifteamento Mesoproterozoico (BRAUN *et al.*, 1993; TEIXEIRA *et al.*, 1993) que se estabeleceram sob o Grupo Bambuí. Porém, Valeriano *et al.* (2004) também sugerem que as prováveis fontes mesoproterozoicas equivalem a porções crustais do Cráton São Francisco que estão localizadas na sua respectiva margem ocidental, sobreposta pelos domínios alóctones (interno e externo) da Faixa Brasília.

Outros eclogitos encontrados no embasamento das nappes da FBM, datam fontes ígneas paleoproterozoicas e arqueanas (HEILBRON *et al.* 1989; PETERNEL, 2005; PETERNEL *et al.*, 2005; TROUW *et al.*, 2008). Estas, estão em concordância com o intercepto superior da amostra SSP-ER-5D, de $2.077,5 \pm 11,9$ Ma, Paleoproterozoico, interpretado como o protólito ígneo do retroeclogito. Valeriano *et al.* (2004) também registraram dados geocronológicos de zircão (ID-TIMS e LA-MC-ICPMS) no intervalo de 2,2-2,0 Ga na Nappe de Passos, que remontam à orogenia Transamazônica. Silva *et al.* (2019) apontam diversas fontes do Rhyaciano (2,1 Ga) em rochas metassedimentares (LA-ICP-MS, U-Pb e Lu-Hf) na Nappe de Passos e no Grupo Canastra, com algumas contribuições do Statheriano e Neoarqueano. Estes sugerem evidências de um terreno Paleoproterozoico na margem sudoeste do CSF, que pode representar margens retrabalhadas dos crátons São Francisco e Paranapanema, com acreção de crosta juvenil (SILVA *et al.*, 2019). Possivelmente o eclogito da amostra SSP-ER-5D, advém de fontes paleoproterozoicas semelhantes e podem ser oriundos do embasamento da nappe.

Estudos interpretaram que os atuais anfibolitos (retroeclogitos) do Grupo Araxá possivelmente são lascas tectônicas de fundo oceânico que foram incorporados nos metassedimentos (PIUZANA *et al.*, 2003a). Em concordância, acredita-se que retroeclogitos da Nappe de Liberdade, também são fragmentos de crosta oceânica. Para a rocha investigada neste trabalho, as amostras SSP-ER-3B e SSP-ER-5D apresentam distinções em sua geocronologia, com protólitos de idades divergentes. Estas, podem representar lascas ou fragmentos de crosta-oceânica ou até então, paleo-diques mesoproterozoicos.

7. CONCLUSÕES

A presente monografia acrescentou novas concepções sobre a proveniência e metamorfismo das lentes de retroeclogitos localizados a sul da Nappe de Passos, bem como a respeito de seu protólito. Os eclogitos retrometamórficos representativos do Grupo Araxá, localizados nas unidades E e F, de ocorrência na região de São Sebastião do Paraíso (MG), foram investigados segundo métodos adequados de análise de inclusões minerais. O material produzido, além de ser utilizado para fomentar discussões sobre a atividade geotectônica da nappe, foi útil para acrescentar quanto à geocronologia destes litotipos e apresentar novas análises químicas quantitativas. As principais conclusões obtidas com este trabalho são as seguintes:

- A inclusão de SiO_2 em rutilo e zircão, foi constatada como quartzo- α e quartzo- β , e não coesita tal como pressuposto. Desta forma, a identificação de tal polimorfo demonstrou que a rocha foi formada em condições de HP, entre 12 e 15 kbar. Ou até então, as condições de UHP não ficaram registradas na rocha devido ao resfriamento lento destas rochas;
- A técnica de geotermômetro Zr-no-rutilo definiu temperatura de cristalização em $738 \pm 23^\circ\text{C}$, coerente com a formação de eclogitos;
- A geocronologia por U-Pb em núcleos de zircões dos retroeclogitos apontaram idades da eclogitização durante o Neoproterozoico da FBM em $657,0 \pm 30,3$ Ma, durante a subducção. Esta subducção ocorreu na margem do CSF para oeste, entre as paleoplacas São Franciscana e Paranapanema. As idades dos protólitos ígneos registraram idades mesoproterozoicas e paleoproterozoicas, de $1415,7 \pm 15,4$ Ma e $2077,5 \pm 11,9$ Ma. Em síntese, o protólito possivelmente representa lascas ou fragmentos de crosta oceânica incorporados nos metassedimentos do Grupo Araxá durante a convergência tectônica, ou até mesmo paleodiques mesoproterozoicos metamorfizados em fácies eclogito.
- As principais fases minerais observadas, como titanita, plagioclásio e actinolita, pertencem à associação mineral pós-pico bórico, pois são constituintes de texturas retrometamórficas, tais como coronas e simplectitos. Desta forma, foram formadas durante a exumação dos retroeclogitos;
- Análise por elementos traço em rutilos apontaram informações relevantes, que sugerem assinaturas geoquímicas diferentes para eclogitos situados numa mesma porção litoestratigráfica. As amostras SSP-ER-01 e SSP-ER-5D compartilham mesmas

características, com baixo Nb, alto Cr e V, enquanto SSP-ER-03 se distingue por alto Nb e baixo Cr e V.

- As fases minerais de rutilos da matriz e os rutilos inclusos em porfiroblastos de granada, apresentaram poucas diferenças, tais como acículas de ilmenita, mais frequentes nos rutilos contidos na matriz e inclusões de plagioclásios restritas aos rutilos da granada.

Diante do exposto, os dados geocronológicos dos núcleos dos zircões foram de suma importância para entender a geotectônica e origem destes eclogitos, mas os dados de borda poderiam trazer novas discussões. Para tal, seria necessário efetuar a datação por SHRIMP, que apresenta locais de análise de tamanho suficiente para investigar a borda pouco espessa dos zircões. Com o intuito de verificar com precisão se as ocorrências de retroeclogito representam um mesmo litotipo, análises de química de rocha total seriam importantes para incluir novas interpretações.

REFERÊNCIAS

- AGBOSSOUMONDÉ, Y. The Ultrabasic Complexes of the Pan-African Belt in Togo (Agou-Atakpame Axis, South Togo) Petrologic, Mineralogical and Geochemical Study. 1998. Tese de Doutorado. Ph. D. Dissertation, Université Jean Monnet, St. Etienne. AGUE, J. J.; ECKERT, J. O. Precipitation of rutile and ilmenite needles in garnet: Implications for extreme metamorphic conditions in the Acadian Orogen, U.S.A. **American Mineralogist**, v. 97, n. 5–6, p. 840–855, 2002.
- AGBOSSOUMONDÉ, Y.; GUILLOT, S.; MÉNOT, R.-P. Pan-African subduction–collision event evidenced by high-P coronas in metanorites from the Agou massif (southern Togo). **Precambrian Research**, v. 135, n. 1-2, p. 1-21, 2004.
- AHRENS, L. H. Implications of the Rhodesia age pattern. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 8, n. 1-2, p. 1-15, 1955.
- ALMEIDA, F. F. M. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; DE BRITO NEVES, B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- ATTOH, K.; MORGAN, J. Geochemistry of high-pressure granulites from the Pan-African Dahomeyide orogen, West Africa: constraints on the origin and composition of the lower crust. **Journal of African Earth Sciences**, v. 39, n. 3-5, p. 201-208, 2004.
- AULBACH, S. O'REILLY, S. Y.; GRIFFIN, W.; PEARSON, N. J. Subcontinental lithospheric mantle origin of high niobium/tantalum ratios in eclogites. **Nature Geoscience**, v. 1, n. 7, p. 468-472, 2008.
- BERLANGA, G.; ACOSTA-MAEDA, T. E.; SHARMA, S. K.; PORTER, J. N.; DERA, P.; SHELTON, H.; TAYLOR, G. J.; MISRA, A. K. Remote Raman spectroscopy of natural rocks. **Applied Optics**, v. 58, n. 32, p. 8971-8980, 2019.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Brasília: CPRM, 2003. Escala 1:2.500.000. Sistema de Informações Geográficas - SIG.
- BLACK, R.; Latouche, L., Liégeois, J. P., Caby, R., & Bertrand, J. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). **Geology**, v. 22, n. 7, p. 641-644, 1994.
- BOYER, H.; SMITH, D. C.; CHOPIN, C.; LASNIER, B. Raman microprobe (RMP) determinations of natural and synthetic coesite. **Physics and Chemistry of Minerals**, v. 12, n. 1, p. 45-48, 1985.
- BRAUN, O. P.; MARTINS, M.; OLIVEIRA, W. J. Continuidade das seqüências rifteanas sob a Bacia do São Francisco constatada por levantamentos geofísicos em Minas Gerais. **SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco**, v. 2, p. 164-166, 1993.

BRITO NEVES, B. B. D.; CAMPOS NETO, M. D. C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. **Episodes Journal of International Geoscience**, v. 22, n. 3, p. 155-166, 1999.

BUCHER, K.; FREY, M. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer Science & Business Media, 2002.

CABY, Renaud. Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis. **Journal of African Earth Sciences**, v. 37, n. 3-4, p. 133-159, 2003.

CAMPOS NETO, M. D. C.; CABY, R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 97, n. 1-2, p. 3-26, 1999.

CAMPOS NETO M. D. C.; DA COSTA, M. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. **Tectonic Evolution of South America**, 2000.

CAMPOS NETO, M. D. C.; CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. **Tectonics**, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000.

CAMPOS NETO, M. D. C.; BASEI, M. A. S.; DE ASSIS JANASI, V.; MORAES, R. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: an Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, n. 4, p. 393-406, 2011.

CHOPIN, C.; HENRY, C.; MICHARD, A. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. **European Journal of Mineralogy**, v. 3, n. 2, p. 263–292, 1991.

COELHO, M. B.; TROUW, R. A. J.; GANADE, C.E.; VINAGRE, R.; MENDES, J. C.; SATO K. Constraining timing and P-T conditions of continental collision and late overprinting in the Southern Brasília Orogen (SE-Brazil): U-Pb zircon ages and geothermobarometry of the Andrelândia Nappe System. **Precambrian Research** v. 292, p. 194 – 215, 2017.

CORFU, F.; WALLACE, H.; WOOD, J.; AYRES, L. D. U-Pb geochronology of greenstone belts of northwestern Ontario: Comparison of the Red Lake belt with the North Spirit and Favourable Lake belts; **GAC-MAC Joint Annual Meeting**, London, Ontario, Program with Abstracts, p. 54. 1984.

CORFU, F. HANCHAR, J. M.; & HOSKIN, P. W. O. Atlas of Zircon Textures. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, n. 1, 469–500. 2003.

CRUZ-URIBE, A. M.; FEINEMAN, M. D.; ZACK, T.; JACOB, D. E. Assessing trace element (dis) equilibrium and the application of single element thermometers in metamorphic rocks. **Lithos**, v. 314, p. 1-15, 2018.

DE ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.

DARDENNE M. A. The Brasília fold belt. In: International Geological Congress, 31, **Tectonic evolution of South America**, p. 854. 2000.

DEDAVID, A. B.; GOMES, I. C.; MACHADO, G. **Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores**. EdiPUCRS, 2007.

DE SOUSA, F. S. **Caracterização morfológica e tipológica dos zircões do diopsídio Norito Pium, gnaiss Bom Jesus, suítes Pedra Branca e Planalto, Subdomínio de Transição, Província Carajás**, p. 61, 2015.

DEVORE, J. L.; CORDEIRO, M. T. A. **Probabilidade e Estatística: para Engenharia e Ciências**. 6. ed. Câmara Brasileira do Livro, São Paulo: Cengage Learning, 2006. 708 p.

FAURE, G. Isotope systematics in two-component mixtures. **Principles of isotope geology**, p. 141-153, 1986.

FETT, A. **Element verteilung zwischen Granat, Klinopyroxen und Rutil in Eklogiten** - Experiment und Natur PhD Dissertation, Universität Mainz. 1995.

FONSECA, M. A.; DARDENNE, M. A.; UHLEIN, A. FAIXA BRASÍLIA SETOR SETENTRIONAL: ESTILOS ESTRUTURAIS E ARCABOUÇO TECTÔNICO. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p. 12, 1995.

FUCK, R. A. **Dobramentos neoproterozoicos da margem Ocidental do Cráton do São Francisco: revisão**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXVI, Natal, 1990. Anais. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v. 1, 288-289.

FUMES, R. A.; LUVIZOTTO, G. L.; MORAES, R.; LANARI, P.; VALERIANO, C. D. M.; ZACK, T.; CADDICK, M. J.; SIMÕES, L. S. A. Petrochronology of high-pressure granulite facies rocks from Southern Brasília Orogen, SE Brazil: Combining quantitative compositional mapping, single-element thermometry and geochronology. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 40, n. 3, p. 517-552, 2021.

GERALDES, M. C. **Introdução à Geocronologia**. Série textos no 7 ed. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. v. ix. p. 146.

HARTUNG, RAFAEL F.; SIMÕES, L. S.; TROUW, R. A.; SILVA, A. J. Growth mechanism of garnet megaporphyroblasts of the Passos Nappe, Southern Brasília Orogen, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 102, p. 102649, 2020.

JACKSON, S. E.; PEARSON, N. J.; GRIFFIN, W. L.; BELOUSOVA, E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. **Chemical geology**, v. 211, n. 1-2, p. 47-69, 2004.

LEME, T. G.; NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C. Petrografia, química mineral e geotermobarometria de retroeclogito no Grupo Araxá na região da Zona de Cisalhamento Varginha, sudoeste de Minas Gerais. **Geociências**, v. 38, n. 2, p. 297-313, 2019.

HART, E.; STOREY, C.; BRUAND, E.; SCHERTL, H. P.; ALEXANDER, B. D. Mineral inclusions in rutile: A novel recorder of HP-UHP metamorphism. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 446, p. 137-148, 2016.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Sistema Orogênico Tocantins. Geologia do Brasil**, p. 289-325, 2012.

HEILBRON, M.; GONCALVES, M. L.; TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; TROUW, R. A.; PADILHA, A. V. Geochronology between the regions of Lavras, Sao Joao del Rei, Lima Duarte and Caxambu (Brazil). Geocronologia da regioao entre Lavras, Sao Joao Del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**; (Brazil), v. 61, n. 2, 1989.

HEMLEY, R. J. Pressure dependence of Raman spectra of SiO₂ polymorphs: a-quartz, coesite, and stishovite. **High-pressure research in mineral physics**, p. 347-359, 1987.

HOLLAND, H. D.; GOTTFRIED, D. The effect of nuclear radiation on the structure of zircon. **Acta Crystallographica**, v. 8, n. 6, p. 291-300, 1955.

HOPPE, A.; KLEIN, H.; CHOUDHURY, A.; SCHMIDT, W. Eclogitos pré-cambrianos no sudoeste de Minas Gerais. **Simpósio de Geologia de Minas Gerais**, v. 4, p. 180-192, 1985.

HOSKIN, P. W. O.; BLACK, L. P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon: SOLID-STATE RECRYSTALLIZATION OF ZIRCON. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 18, n. 4, p. 423-439, 2000.

HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J.; DEER, W. **An introduction to the rock-forming minerals**. London, UK: Longman, 3 ed. p. 696, 1992.

KESTENBACH, H. J.; BOTTA FILHO, W. J. **Microscopia eletrônica: transmissão e varredura**. São Paulo: ABM, 1994.

KILIÇ, A. D. Investigation of zircon by CL (Cathodoluminescence) and Raman Spectroscopy. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 44, p. 042006, out. 2016.

KOTOWSKI, J.; NEJBERT, K.; OLSZEWSKA-NEJBERT, D. Rutile Mineral Chemistry and Zr-in-Rutile Thermometry in Provenance Study of Albian (Uppermost Lower Cretaceous) Terrigenous Quartz Sands and Sandstones in Southern Extra-Carpathian Poland. **Minerals**, v. 11, n. 6, p. 553, 2021.

LANARI, P.; RIEL, N.; GUILLOT, S.; VIDAL, O.; SCHWARTZ, S., PÊCHER, A.; HATTORI, K. H. Deciphering high-pressure metamorphism in collisional context using microprobe mapping methods: Application to the Stak eclogitic massif (northwest Himalaya). **Geology**, v. 41, n. 2, p. 111-114, 2013.

LIANG, Y.; MIRANDA, C. R.; SCANDOLO, S. Infrared and Raman spectra of silica polymorphs from an ab initio parametrized polarizable force field. **The Journal of chemical physics**, v. 125, n. 19, p. 1-9, 2006.

LIRA, S. A. **Análise de correlação: abordagem teórica e de construção dos coeficientes com aplicações**. 196f. 2004. Tese de Doutorado. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-

Graduação em Métodos Números em Engenharia. Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2004.

LIRA, S. A.; CHAVES NETO, A. Coeficientes de correlação para variáveis ordinais e dicotômicas derivados do coeficiente linear de Pearson. **Ciência & Engenharia**, v. 15, n. 1/2, p. 45-53, 2006.

LUDWIG, K. R. On the treatment of concordant uranium-lead ages. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 62, n. 4, p. 665-676, 1998.

LUVIZOTTO, G. L. **Caracterização metamórfica das rochas do grupo Araxá na região de São Sebastião do Paraíso, Sudoeste de Minas Gerais**. 2003. xvi, 185 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2003.

LUVIZOTTO, G. L.; ZACK, T.; MEYER, H. P.; LUDWIG, T.; TRIEBOLD, S.; KRONZ, A.; MÜNKER, C.; STOCKLI, D.F.; PROWATKE, S.; KLEMME, S.; JACOB, D.E.; VON EYNATTEN, H. Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. **Chemical Geology**, v. 261, n. 3-4, p. 346-369, 2009.

LUVIZOTTO, G.; SIMOES, L. S. A.; MORAES, R.; DE SOUZA, D. M.; CARNEIRO, H. P. High-Pressure Granulite facies rocks from the Passos Nappe in São Sebastião do Paraíso. In: 12 Simpósio de Geologia do Sudeste, Nova Friburgo. **Anais do 12 Simpósio de Geologia do Sudeste**. 2011.

LUVIZOTTO, G. L.; ZACK, T.; DE SOUZA, D. M.; SIMÕES, L. S. A.; SILVESTRE, M. D.; Pseudosections and Zr-In- Rutile Thermometry Applied to Granulite Facies Rocks From Passos Nappe, São Sebastião do Paraíso - Mg. In: **47º Congresso Brasileiro de Geologia**, Salvador. 2014.

LUVIZOTTO, G. L.; FUMES, R. A.; MORAES, R.; FERRAZ, E. R. M. P-T constraints on high- pressure granulites from southern Brazilian Belt: Ti-in-Quartz and Zr-in-Rutile thermometry. In: **Goldschmidt – Abstracts**. 2017.

MEINHOLD, G.; ANDERS, B.; KOSTOPOULOS, D.; & REISCHMANN, T. Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: An example from Chios Island, Greece. **Sedimentary Geology**, v. 203, n. 1–2, p. 98–111, 2008.

MEZGER, K.; KROGSTAD, E. J. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. **Journal of metamorphic Geology**, v. 15, n. 1, p. 127-140, 1997.

OSBORNE, Z. R; THOMAS, J. B.; NACHLAS, W. O.; BALDWIN, S. L.; HOLYCROSS, M. E.; SPEAR, F. S.; WATSON, E. B. An experimentally calibrated thermobarometric solubility model for titanium in coesite (Titanic). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 174, n. 4, p. 1-13, 2019.

PEARCE, J. A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 19, n. 2, p. 290–300, 1973.

PETERNEL, R. M. N. **A zona de superposição entre as Faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais.** Unpublished PhD Thesis. Instituto de Geociências–UFRJ (257 pp.), 2005.

PETERNEL, R.; TROUW, R. A. J.; SCHMITT, R. S. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 35, n. 3, p. 297-310, 2007.

PATON, C.; WOODHEAD, J. D.; HELLSTROM, J. C.; HERGT, J. M.; GREIG, A.; MAAS, R. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v 11, n. 3, p. 36, 2010.

PATON, C., HELLSTROM, J., PAUL, B., WOODHEAD, J. AND HERGT, J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. **Journal of Analytical Atomic Spectrometry**, v. 26, n. 12, p. 2508, 2011.

PETRUS, J. A.; KAMBER, B. S. VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 36, n. 3, p. 247-270, 2012.

PIMENTEL, M. M. A evolução tectônica da Faixa Brasília, Brasil central: uma abordagem geocronológica e isotópica. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 67-82, 2016.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. **Precambrian Research**, v. 125, n. 1-2, p. 139-160, 2003.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data. **Precambrian Research**, v. 125, n. 3-4, p. 245-273, 2003.

PUPIN, J. P. Zircon and granite petrology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 73, n. 3, p. 207–220, 1980.

RÅHEIM, A.; GREEN, D. H. P, T paths of natural eclogites during metamorphism — a record of subduction. **Lithos**, v. 8, n. 4, p. 317–328, 1975.

REED, S. J. B. **Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology (2nd ed.)**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 107-148. 2005.

RENO, B. L.; BROWN, M.; KOBAYASHI, K.; NAKAMURA, E.; PICCOLI, P. M.; TROUW, R. A. Eclogite–high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. **Journal of the Geological Society**, v. 166, n. 6, p. 1013-1032, 2009.

REZNITSKY, L. Z.; SKLYAROV, E. V.; SUVOROVA, L. F.; BARASH, I. G.; KARMANOV, N. S. V–Cr–Nb–W-Bearing Rutile in Metamorphic Rocks of the Slyudyanka Complex, Southern Baikal Region. **Geology of Ore Deposits**, v. 59, n. 8, p. 707-719, 2017.

RIBEIRO, A.; TEIXEIRA, W.; DUSSIN, I. A.; ÁVILA, C. A.; NASCIMENTO, D. U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages of the São João del Rei and Carandaí basins: new evidence of intermittent Proterozoic rifting in the São Francisco paleocontinent. **Gondwana Research**, v. 24, n. 2, p. 713-726, 2013.

SANTOS, C. A.; LUVIZOTTO, G. L.; MORAES, R.; FUMES, R. A.; ZACK, T. Metamorphism of retroeclogites from the Passos Nappe, Southern Brasília Orogen. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, p. 103625, 2021

SATO, K.; KAWASHITA, K. Espectrometria de massas em geologia isotópica. **Geologia USP. Série Científica**, v. 2, p. 57-77, 2002.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais**, Escala 1:2. 500.000. Brasília: DNPM. 1984.

SIGA JUNIOR, O., BASEI, M. A. S.; NUTMAN, A. P.; SATO, K.; MCREATH, I., PASSARELLI, C. R.; LIU, D. Extensional and collisional magmatic records in the Apiaí Terrane, south-southeastern Brazil: integration of geochronological U-PB Zircon ages. **Geologia USP-Série Científica**, p. 149, 2011.

SIGA, O.; STIPP BASEI, M.A., SATO, K.; PASSARELLI, C.R.; NUTMAN, A.; MCREATH, I.; DOS PRAZERES, JOSÉ.; FILHO, H. Calymnian (1.50–1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south southeastern Brazil: zircon ages and Nd–Sr isotopic geochemistry. **J. South Am. Earth Sci**, v. 32, p. 301–308. 2011.

SILVESTRE, M; D. **Datação por U-Pb em rutilos de rochas de metamorfismo de alta pressão do grupo Araxá na região de São Sebastião do Paraíso-MG**. p. 64, 2013.

SILVA, A; J. C. A.; SIMÕES, L. S. A.; DUFRANE, S. A. Tectonic implications of U-Pb ages of detrital zircon grains in metasedimentary rocks of the northwestern sector of the Passos Nappe, southern Brasília Belt, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 95, p. 102293, 2019.

SILVA, A. J. C. A.; SIMÕES, L. S. A.; DUFRANE, S. A.; ALKMIN, L. A. S.; CERRI, R. I. U–Pb ages of detrital zircon grains for the Canastra Group and Passos Nappe units and U–Pb and Lu–Hf isotope analyses from orthogneisses: Provenance and tectonic implications, southern Brasília Belt, Brazil. **Precambrian Research**, v. 346, p. 105771, 2020.

SIMÕES, L. S. A. **Evolução tectonometamórfica da nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais**. 1995. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

SIMÕES, L. S. A.; VALERIANO C. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília; estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 36. 1990.

SOUSA, M.; SANT’OVAIA, H.; TASSINARI, C. C. G.; NORONHA, F. Geocronologia U-Pb (SHRIMP) e Sm-Nd do ortogneisse biotítico do Complexo Metamórfico da Foz do Douro (NW de Portugal). **Comunicações geológicas**, v. 101, p. 225-228, 2014.

TEDESCHI, M.; LANARI, P.; RUBATTO, D.; PEDROSA-SOARES A.; HERMANN, J.; DUSSIN, I.; PINHEIRO, M. A. P.; BOUVIER, A. S.; BAUMGARTNER L. Reconstruction of multiple PTt stages from retrogressed mafic rocks: Subduction versus collision in the Southern Brasília orogen (SE Brazil). **Lithos**, v. 294, p. 283-303, 2017.

TEIXEIRA, L. B.; MARTINS, M.; BRAUN, O. P. G. Evolução geológica da Bacia do São Francisco com base em sísmica de reflexão e métodos potenciais. **SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco**, v. 2, p. 179-181, 1993.

TOMKINS, H. S.; POWELL, R.; ELLIS, D. J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. **Journal of metamorphic Geology**, v. 25, n. 6, 703-713. 2007.

TROUW, C. C. **Mapeamento da Folha Virgínia-MG, Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e interpretação geotectônica**. Tese de Doutorado. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2008.

TROUW R. A. J.; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A.; HEILBRON, M.; VINAGRE, R.; DUFFLES, P.; TROUW, C.C.; FONTAINHA, M.; KUSSAMA, H.H. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **J. S. Am. Earth Sci.**, v. 48, p. 43-57, 2013.

UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional E Meridional. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012.

UNRUG, R. The supercontinent cycle and gondwanaland assembly: Component cratons and the timing of suturing events. **Journal of Geodynamics**, v. 16, n. 4, p. 215–240. 1992.

VALERIANO, C. M.; SIMÕES, L. S. A. Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília belt. **Brazilian Journal of Geology**, v. 27, n. 1, p. 99-110, 1997.

VALERIANO C, TEIXEIRA W, HEILBRON M, SIMÕES L. Southern Brasília belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brazilian orogeny. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 195-199, 2000.

VALERIANO, M. N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C. S.; SEER, H.; SIMÕES, L. S. A. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. **Precambrian Research**, v. 130, n. 1-4, p. 27-55, 2004.

VALERIANO C. M.; PIMENTEL, M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.; TROUW, R. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 197-210, 2008.

VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions south of the São Francisco Craton, Brazil: implications for the evolution of Proterozoic basins. **Gondwana Research**, v. 7, n. 4, p. 913-921, 2004.

VAVRA, G. A guide to quantitative morphology of accessory zircon. **Chemical Geology**, v. 110, n. 1–3, p. 15–28, 1993.

VERMEESCH, P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. **Geoscience Frontiers**, v. 9, n. 5, p. 1479-1493, 2018.

WATERS, D.; MARTIN, H. N. **PT path from Cpx-Hbl-Pl symplectites**. 2003. Disponível em: <<http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/index.html>>.

WETHERILL, G. W. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 9, n. 5-6, p. 290-292, 1956.

WETHERILL, G. W. Discordant Uranium-Lead ages, Part I. **American Geophysical Union Transaction**, v. 37, p. 320-326. 1956.

WETHERILL, G. W. Discordant uranium-lead ages: 2. Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. **Journal of Geophysical Research**, v. 68, n. 10, p. 2957-2965, 1963.

WETHERILL, G. W. **Radioactive decay constants and energies in Handbook of physical constants, revised edition**: Geol. Soc, S.E. Clarke (ed.), p. 514-519, 1966.

WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American mineralogist**, v. 95, n. 1, p. 185-187, 2010.

ZACK, T.; KRONZ, A.; FOLEY, S. F.; RIVERS, T. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. **Chemical Geology**, v. 184, n. 1–2, p. 97–122, 2002.

ZACK, T.; LUVIZOTTO, G. L. Application of rutile thermometry to eclogites. **Mineralogy and Petrology**, Austria, n. 88, p. 69-85, 2006.

ZACK, T.; KOOIJMAN, E. Petrology and Geochronology of Rutile. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, n. 1, p. 443–467, 2017.

ZANARDO, A. **Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG)**. Rio Claro, 288p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), 1992.