

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

**PETROCRONOLOGIA DE GRANULITOS E MIGMATITO DE
TEMPERATURA ULTRA-ALTA DA *NAPPE* GUAXUPÉ NAS REGIÕES
DE CACONDE E SÃO JOSÉ DO RIO PARDO (SE, BRASIL)**

Otávio Sant' Anna Gonçalves Silva

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Rio Claro/SP - 2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

OTAVIO SANT’ ANNA GONÇALVES SILVA

PETROCRONOLOGIA DE GRANULITOS E MIGMATITO DE
TEMPERATURA ULTRA-ALTA DA *NAPPE* GUAXUPÉ NAS REGIÕES DE
CACONDE E SÃO JOSÉ DO RIO PARDO (SE, BRASIL)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Câmpus de Rio Claro, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Rio Claro - SP

2022

S586p Silva, Otavio Sant' Anna Gonçalves
Petrocronologia de granulitos e migmatito de temperatura ultra-alta da nappe Guaxupé nas regiões de Caconde e São José do Rio Pardo (SE, Brasil) / Otavio Sant' Anna Gonçalves Silva. -- Rio Claro, 2022
192 p. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: George Luiz Luvizotto

1. Petrocronologia. 2. Orógeno Brasília Meridional. 3. Modelagem de equilíbrio de fases. 4. Geotermometria de elementos traço. 5. Geocronologia de monazita. 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.

OTAVIO SANT' ANNA GONÇALVES SILVA

PETROCRONOLOGIA DE GRANULITOS E MIGMATITO DE
TEMPERATURA ULTRA-ALTA DA *NAPPE* GUAXUPÉ NAS REGIÕES DE
CACONDE E SÃO JOSÉ DO RIO PARDO (SE, BRASIL)

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Câmpus
de Rio Claro, como parte dos requisitos para a
obtenção do grau de Mestre em Geociências e Meio
Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto (orientador)
IGCE / UNESP / Rio Claro (SP)

Profa. Dra. Mahyra Ferreira Tedeschi
IGC / UFMG / Belo Horizonte (MG)

Prof. Dr. Rafael Gonçalves da Motta
CCET / UFRN / Natal (RN)

Conceito: Aprovado

Rio Claro (SP), 22 de novembro de 2022

AGRADECIMENTOS

À toda minha família, especialmente aos meus pais, Dulcy e Clovis, por todo o amor e apoio ao longo de toda essa caminhada, desde o início da graduação, em 2015, até a finalização deste mestrado.

Ao Prof. Dr. George Luvizotto pela orientação, paciência e amizade durante todos estes anos em que trabalhamos juntos, desde a *Nappe* de Passos, em 2019, até a *Nappe* Guaxupé, em 2020-2022.

À Profa. Dra. Regiane Fumes por me ajudar com as modelagens, com os geotermômetros e pela paciência em ouvir minhas lamúrias durante os momentos mais turbulentos do trabalho. Ao Prof. Dr. Marcos Aurélio F. de Oliveira por disponibilizar seu acervo de amostras e mapas para o desenvolvimento do trabalho e também pelas conversas agradáveis e esclarecedoras sobre a área de estudo. Ao Prof. Dr. Renato Moraes por auxiliar nas interpretações petrográficas junto aos diagramas de fase, pelos ensinamentos sobre rochas metamórficas de alto grau e pelas correções/sugestões feitas na qualificação que, com certeza, auxiliaram na melhora significativa do trabalho. Ao Prof, Dr. Luiz Simões pelos ensinamentos sobre microtectônica e geotectônica da Orógeno Brasília e pela amizade construída desde a viagem à Passos (MG), em 2019.

À banca examinadora, Profa. Dra. Mahyra Tedeschi e Prof. Dr. Rafael Motta, por todas as sugestões e correções feitas que auxiliaram na melhoria do trabalho final e no meu desenvolvimento como geólogo e pesquisador.

Agradeço de todo o coração aos amigos maravilhosos com quem convivi diariamente ao longo desta jornada de mestrado e com quem dividi momentos de alegria e tristeza: Matheus (Chupeta), Mari, Laura, Rafa e Gabi. Aos antigos membros da saudosa Rep. Kaizuka (Beck, Bigode, Chupeta, Job, Mundrongo, Ponce, Silte e Will) por serem os melhores amigos que uma pessoa poderia querer!

À turma XLVI do curso de geologia UNESP (Turmalinda), em especial aos grandes amigos Caxaxa, Prozac e Amanda.

A todos do grupo Petrochronics pelas discussões e trocas de experiências que, com certeza, auxiliaram e incentivaram o meu desenvolvimento pessoal e acadêmico. Sem eles, eu não estaria onde estou.

À Patti Smith por ser uma pessoa e artista incrível, que me serve de inspiração pessoal nos momentos de incerteza. Às bandas Wolf Alice e Paramore por me ajudarem a entender que

está tudo bem não estar bem tempo todo.... Ao J. R. R. Tolkien por ter criado o universo maravilhoso de “O Senhor dos Anéis”, que sempre me emociona e inspira.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

Granulitos e migmatitos são rochas metamórficas de alto grau, formadas em contextos geológicos diversos, como zonas de convergência de placas tectônicas, rifts continentais, hot-spots e zonas adjacentes a grandes intrusões graníticas profundas. Desvendar o registro metamórfico (trajetórias P - T - t) destas rochas é fundamental para a compreensão de processos geodinâmicos relacionados a formação, evolução e exumação de orógenos. A *nappe* Socorro-Guaxupé corresponde a uma unidade tectono-estratigráfica neoproterozoica, localizada na porção sul do Orógeno Brasília Meridional (SE, Brasil), que hospeda uma ampla variedade de rochas ígneas (granitoides e rochas da série charnockítica) e metamórficas de alto grau (granulitos e migmatitos diversos). Sua gênese remonta aos estágios de convergência entre os paleocrátons São Francisco e Paranapanema, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental, no Neoproterozoico. Estudos recentes apontam que as rochas da *nappe* Guaxupé (bloco setentrional da *nappe* Socorro-Guaxupé) foram submetidas a um metamorfismo de temperatura ultra-alta (*UHTM*; i.e., $T \geq 900$ °C) durante a evolução do orógeno. No entanto, a maioria destes estudos foram empreendidos nos segmentos mais basais da *nappe* e, por isso, o metamorfismo nos demais níveis crustais carece de mais detalhamento. Além disso, até o momento, não há consenso sobre quando foi iniciado o *UHTM* nem sobre o modelo geotectônico que melhor explica como tais temperaturas extremas foram atingidas. Neste trabalho, é definida uma trajetória metamórfica P - T - t horaria a partir da investigação de granulitos com dois piroxênios (hornblenda granulito máfico e pargasita granulito félsico) e migmatito metapelítico (biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico) das regiões de São José do Rio Pardo e Caconde (segmento centro-noroeste da *nappe* Guaxupé) utilizando (i) mapas composicionais e de temperatura, (ii) modelagem de equilíbrio de fases, (iii) geotermometria de elementos traço (Zr-no-rutilo e Ti-no-quartzo) e (iv) geocronologia U-Th- P_T em monazita. As paragêneses de pico metamórfico correspondem a $Opx + Cpx + Amp + Pl \pm Ilm$ nos granulitos e $Grt + Qz + Pl + Rt$ no migmatito metapelítico; demais fases como quartzo e feldspato potássico no granulito félsico e sillimanita, biotita, feldspato potássico e ilmenita no migmatito metapelítico correspondem a associações retrometamórficas. Nas amostras, predominam as texturas indicativas de retrometamorfismo, tais como uralitização dos piroxênios, substituição da ilmenita por magnetita, substituição da granada por biotita, intercrescimento de sillimanita + quartzo ($\pm$ biotita) a partir de feldspato potássico e granada e substituição de rutilo por ilmenita. A condição P - T de pico metamórfico (aproximadamente 975-1030 °C e 9,0-9,5 kb) foi determinada com base na sobreposição dos campos de estabilidade interpretado para as

paragêneses de pico das amostras e no cruzamento das isopletras de Al (iv) em orto e clinopiroxênio e Ti em anfibólio do granulito máfico. Após o pico metamórfico, é interpretado que o sistema foi submetido a sutil descompressão, seguida de resfriamento quase-isobárico até atingir condições de fácies anfibolito, em aproximadamente 750 °C e 7,0 kb. Idades próximas ao pico metamórfico, de *ca.* 642 ± 22 a 638 ± 19 Ma, são indicadas por núcleos de monazitas com alto Y. Já a idade do resfriamento, de *ca.* 627 ± 6 , Ma foi inferida utilizando a média das idades obtidas em domínio com baixo-Y/alto-Th. O registro metamórfico levantado nestas rochas sugere que as condições de temperatura ultra-alta foram alcançadas provavelmente em regime de colisão continental, no qual foi edificado um Extenso Orógeno Quente (*LHO: Large Hot Orogen*). Neste contexto, a *nappe* Socorro-Guaxupé teria sido sobreaquecida quase-homogeneamente no núcleo do orógeno por conta principalmente de calor radioativo (decaimento de U, Th e K) advindo de material migmatítico remobilizado e sua exumação (junto aos demais compartimentos tectônicos do Orógeno Brasília Meridional) teria ocorrido somente após seu resfriamento até condições de fácies anfibolito.

Palavras-chave: Petrocronologia; Orógeno Brasília Meridional; Modelagem de equilíbrio de fases; Geotermometria de elementos traço; Geocronologia de monazita

ABSTRACT

Granulites and migmatites are high-grade metamorphic rocks formed in many geological settings, such as boundaries of convergent plates, continental rifts, hot-spots and zones near large plutonic intrusions. Unraveling the metamorphic record (P - T - t paths) in these rocks is pivotal to understanding the geodynamic processes of formation, evolution and exhumation of orogens. The Socorro-Guaxupé nappe is a neoproterozoic tectonostratigraphic terrain, located in the southernmost part of the Southern Brasília Orogen (SE, Brazil), that host a wide variety of igneous (granitoid and rocks in the charnockite series) and high-grade metamorphic rocks (granulites and migmatites). Its formation dates to the stages of convergency between the São Francisco and Paranapanema paleocratons, during the assembly of the West Gondwana, in the Neoproterozoic. Recent studies show that rocks from the Guaxupé nappe (which is the northern lobe of the Socorro-Guaxupé nappe) reached ultra-high temperature metamorphic conditions (UHTM; i.e., $T \geq 900$ °C). However, most of these studies were carried out in the basal portion of the nappe; therefore, more detailed investigations are needed on the metamorphism in other crustal levels. Furthermore, the age of the beginning of UHTM and the geotectonic model that could better explain how such extreme temperatures were reached is still a matter of debate. In this contribution, it is described a clockwise metamorphic P - T - t path based on investigations of two-pyroxene granulites (hornblende mafic granulite and pargasite felsic granulite) and metapelitic migmatite (biotite-garnet migmatite with sillimanite and K-feldspar) from the São José do Rio Pardo e Caconde region (northwest-central portion of the Guaxupé nappe) by using (i) compositional and temperature maps, (ii) phase equilibrium modeling, (iii) single-trace element geothermometers (Zr-in-rutile and Ti-in-quartz) and (iv) monazite U-Th-Pt geochronology. Peak metamorphic assemblages are Opx + Cpx + Amp + Pl $\pm$ Ilm in granulites and Grt + Qz + Pl + Rt in metapelitic migmatite; other phases such as quartz and K-feldspar in felsic granulite and sillimanite, biotite, K-feldspar and ilmenite in metapelitic migmatite correspond to retrograde assemblages. In these samples, retrograde textures are dominant, such as uralitization of former pyroxenes, replacement of ilmenite by magnetite, replacement of garnet by biotite, intergrowth of Sil + Qz ($\pm$ Bt) after garnet and K-feldspar and replacement of rutile by ilmenite. Metamorphic peak condition (ca. 975-1030 °C and 9.0-9.5 kb) was obtained based (i) on the overlap of the stability fields interpreted for peak assemblages of the samples and (ii) in the crossing of Al (iv) in ortho and clinopyroxene and Ti in amphibole isopleths from the mafic granulite. After the metamorphic peak, it is interpreted that the system was submitted to weak decompression followed by near-isobaric cooling until amphibolite facies conditions

(ca. 750 °C and 7.0 kb). Near metamorphic peak ages, of ca. 642 ± 22 to 638 ± 19 Ma, were yielded by Y-rich cores of monazite from the metapelitic migmatite sample. A cooling age of ca. 627 ± 6 Ma was inferred using the mean of the ages yielded by Y-poor/Th-rich domains. The metamorphic record presented by the samples suggests that ultra-high temperature conditions were reached in a continental collision setting, which produced a Large Hot Orogen. In this case, the Guaxupé nappe may have been heated almost homogeneously in the orogenic core mainly by radiogenic heat (decay of U, Th and K) from remobilized anatectic material and its exhumation may have occurred (together with other tectonostratigraphic sheets of the Southern Brasília Orogen) soon after its cooling to amphibolite facies conditions.

Keywords: Petrochronology; Southern Brasília Orogen; Phase Equilibrium Modelling; Single-trace element geothermometry; Monazite geochronology

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Modelos esquemáticos propostos para a estruturação de **(a)** margens continentais ativas do tipo-andino e **(b)** de orógenos colisionais continentais. Extraído de Zhang et al. (2019). 4
- Figura 2** – Diagrama P-T com a projeção das fácies metamórficas sob a perspectiva da **(a)** petrologia e da **(b)** geodinâmica. Relação entre os eixos de pressão (kb) e profundidade (km) é estabelecido considerando um material geológico com densidade de 2,8 g/cm³. Abreviações: Lg = baixo grau; Gr = fácies xisto verde; Am = fácies anfibolito; Gn = fácies granulito; Bl = fácies xisto azul; E-HPG = fácies eclogito / granulito de alta pressão; UHPM = metamorfismo de pressão ultra-alta; UHTM = metamorfismo de temperatura ultra-alta. Extraído de Brown (2014). 6
- Figura 3** – Mapa de localização das folhas São José do Rio Pardo (SF-23-V-C-VI-1) e Caconde (SF-23-V-C-VI-2). **(a)** Mapa com a projeção das principais vias de acesso e zonas urbanas adjacentes, desde Rio Claro (SP) até a área de estudo. **(b)** Mapa de relevo da área de estudo. 11
- Figura 4** - Esboço das províncias estruturais brasileiras, com destaque para a Província Tocantins, localizada no segmento central do território brasileiro. **(a)** Reconstrução paleogeográfica do Gondwana Ocidental, a cerca de ca. 500 Ma. Modificado de Wang et al. (2019). **(b)** Principais Províncias Estruturais do território brasileiro. Extraído de Alkmim (2015). **(c)** Mapa geotectônico do Cráton São Francisco e de seus orógenos adjacentes. Extraído de Marimon, Trouw e Dantas (2020). 21
- Figura 5** - Mapa simplificado de terrenos tectono-estratigráficos do Orógeno Brasília, com destaque para a área de estudo, que está inserida no segmento centro-noroeste da nappe Guaxupé (contorno aproximado). Redesenhado de Brito Neves, Fuck e Pimentel (2014), Fuck et al. (2017), Valeriano et al. (2004) e Rocha et al. (2018). 24
- Figura 6** – Mapa de unidades tectônicas do Orógeno Brasília Meridional, com destaque para a área de estudo. Retângulo inferior direito corresponde a uma reconstrução esquemática de parte do Gondwana Ocidental, com um indicativo da localização da porção sul do Orógeno Brasília Meridional. Legenda: 1. Bacias fanerozóicas; 2. Sequências de cobertura proterozóica; 3. Orógenos neoproterozóicos; 4. Embasamento cratônico. Extraído de Cioffi et al. (2019). 26
- Figura 7** - **(a)** Mapa metamórfico do Orógeno Brasília Meridional e Orógeno Ribeira. Linha tracejada amarela desenha o contorno da nappe Guaxupé. Extraído de Trouw et al. (2013). **(b)** Projeção dos compartimentos crustais de acordo com os registros báricos do metamorfismo na nappe Guaxupé. Extraído de Zanardo et al. (2006). 27
- Figura 8** – Perfil WSW-ENE esquemático do setor sul do Orógeno Brasília Meridional, com a representação das unidades tectono-estratigráfica bem como falhas de empurrão, responsáveis por justapor estas unidades em posições crustais mais rasas. Perfil confeccionado de acordo com a seção desenhada na Figura 6. Redesenhado de Campos Neto (2000). 29
- Figura 9** – **(a)** Mapa estrutural esquemático do setor sul do Orógeno Brasília Meridional e do Orógeno Ribeira, onde estão projetados os principais sentidos de transporte tectônico sucedido durante as colagens diacrônica que formaram ambos os orógenos. Flechas pretas representam o sentido de transporte do Orógeno Brasília enquanto as flechas vermelhas representam o sentido de transporte do Orógeno Ribeira. Extraído de Trouw et al. (2013). **(b)** Projeção das lineações de estiramento nos segmentos meridional do Orógeno Brasília e central do Orógeno Ribeira, os quais são afetados principalmente pela Zona de Cisalhamento Campo do Meio (lineação de estiramento 3) e pelo Sistema Transcorrente Parnaíba do Sul (lineação de estiramento 2). Lineação de estiramento (1) corresponde a deformações condicionadas pela formação do Orógeno Araçuá. Extraído de Hasui et al. (2012). 30
- Figura 10** – Modelo de evolução tectônica proposto para o Orógeno Brasília Meridional, desde o estágio inicial de subducção até o estágio de colisão continental. **(a)** Desenvolvimento da margem passiva do Cráton São Francisco (SFC) e do arco magmático na margem continental do Cráton

Paranapanema (PP). (b) Evolução do arco de Guaxupé, desenvolvimento de uma bacia de forearc e subducção dos sedimentos de margem passiva. (c) Estágio de colisão continental associada a processos de anatexia e metamorfismo. Modelo extraído de Coelho et al. (2017). Idades dos estágios tectônicos adaptadas segundo Campos Neto et al. (2020).	36
Figura 11 – Mapa geológico de sub-detálhe da região de São José do Rio Pardo e Caconde (SP-MG), com a localização das amostras estudadas. Redesenhado de Campos Neto et al. (1988) e Zanardo (1992).....	40
Figura 12 – Aspectos gerais do hornblenda granulito máfico (#MFO228). (a) Foto da amostra de mão, tirada perpendicularmente em relação à seção de corte. (b) Imagem escaneada da seção polida com a localização do domínio selecionado para a confecção dos mapas composicionais e obtenção da LBC para a confecção dos diagramas de fase isoquímicos. (c) Mapa de fases minerais do domínio indicado em (b).....	48
Figura 13 – Fotomicrografias do granulito máfico [#MFO228 em (a-e) e #MFO162b em (f)]. (a) Textura granoblástica poligonal, caracterizada por contatos retilíneos entre enstatita, diopsídio, hornblenda e bytownita. Linhas vermelhas desenhm os contatos poligonalizados entre as fases; tracejados rosas desenhm os contatos retilíneos. (b) Diopsídio e (c) enstatita parcialmente uralitizados. (d) Patch feldspático, constituído por cristais de bytownita, bordejado por hornblenda formada a partir da substituição parcial dos piroxênios adjacentes. (e) Cristais de hornblenda e diopsídio ricos em inclusões lobuladas de bytownita, adjacentes a um Patch feldspático, formado por bytownita rica em finas inclusões de diopsídio e apatita. Inclusões de bytownita em hornblenda apresentam continuidade ótica com o Patch adjacente. (f) Cristais porfiroblásticos de hornblenda, rico em inclusões de piroxênios e pirta (textura poiquiloblástica). Sigla: Bytw = bytownita.	49
Figura 14 – Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos (LEAKE et al., 1997), com a projeção das composições dos anfibólios nos granulitos (a) máfico (#MFO228) e (b) félsico (#MFO217a). Círculos preenchidos representam as composições dos anfibólios obtidas pelas análises pontuais em Microsonda Eletrônica. Os diagramas de densidade, confeccionados no XMapTools, representam pixels que constituem os mapas composicionais quantitativos de anfibólios. Regiões com maior densidade correspondem a composição mais frequente dos pixels no diagrama.....	50
Figura 15 - Mapas composicionais de hornblenda no hornblenda granulito máfico (#MFO228).	51
Figura 16 – Diagramas de classificação de piroxênios (MORIMOTO, 1988) com a projeção das análises de piroxênios nos granulitos máfico (#MFO228) e félsico (#MFO217a). (a) Diagrama binário Q-J de classificação química (Q = Mg+Fe+Ca e J = 2*Na). (b) Diagrama ternário Ca-Mg-Fe para nomenclatura de piroxênios.	52
Figura 17 - Mapas composicionais de piroxênios no hornblenda granulito máfico (#MFO228).	53
Figura 18 – Fotomicrografias do granulito máfico (#MFO228). (a) Patch feldspático, formado por cristais de bytownita, no qual estão inseridas finas inclusões subhedricas a anhedricas de diopsídio. (b) Faixas félsicas compostas por bytownita bordejando um cristal de hornblenda anhedral com inclusões de plagioclásio. Estas faixas também hospedam finas inclusões de diopsídio. Sigla: Bytw = bytownita.	54
Figura 19 – Diagrama de classificação de feldspatos, com a projeção da composição dos cristais de plagioclásio e feldspato potássico analisados nos granulitos máfico (#MFO228) e félsico (#MFO217a).	55
Figura 20 - Mapas composicionais de bytownita no hornblenda granulito máfico (#MFO228).	55
Figura 21 – Aspectos gerais do pargasita granulito félsico (#MFO217a). (a) Foto da amostra de mão, tirada perpendicularmente em relação à seção de corte. (b) Imagem escaneada da seção polida, com a localização do domínio selecionado para a confecção dos mapas composicionais. (c) Mapa de fases minerais do domínio indicado em (b).	57

- Figura 22** – Fotomicrografias do granulito félsico [#MFO217a em (a-b, d) e MFO217b em (c)]. **(a)** Agregados máficos, formados por cristais de piroxênios, por vezes uralitizados, que caracterizam a textura nematogranoblastica típica da amostra e marcam a anisotropia da rocha, junto aos demais minerais félsicos (feldspatos e quartzo). **(b)** Inclusões lobuladas de andesina e quartzo em cristais de piroxênio que, por vezes, atribuem a estes um caráter poiquiloblástico. Inclusões félsica não apresentam continuidade ótica com os grãos da matriz. **(c)** Faixas intersticiais formadas por feldspatos e quartzo em meio aos grãos máficos (pargasita, piroxênios e biotita) que, aparentemente, mimetizam a morfologia de seus contatos. **(d)** Textura poligonalizada que caracteriza a relação de equilíbrio entre os diopsídio e enstatita, com presença de andesina intersticial. Sigla: Andes = andesina. 58
- Figura 23** – Mapas composicionais de andesina no pargasita granulito félsico (#MFO217a). 59
- Figura 24** – Fotomicrografias e imagens de elétrons retro-espalhados do granulito félsico [#MFO217a em (a-e) e MFO217b em (f)]. **(a)** Fotomicrografias com luz transmitida e **(b)** luz refletida de lamelas de magnetita em clinopiroxênio (destacado com contorno tracejado amarelo). **(c)** Lamelas de ortopiroxênio em diopsídio e **(d)** lamelas de clinopiroxênio em enstatita. **(e)** Cristal de enstatita com inclusões de quartzo, diopsídio, andesina e ilmenita. **(f)** Inclusão aparente de diopsídio em biotita sobrecrecida em pargasita e enstatita. 60
- Figura 25** – Mapas composicionais de diopsídio no pargasita granulito félsico (#MFO217a). 61
- Figura 26** – Mapas composicionais de enstatita no pargasita granulito félsico (#MFO217a). 62
- Figura 27** – Mapas composicionais de pargasita no pargasita granulito félsico (#MFO217a). 63
- Figura 28** – Fotomicrografias e imagens de elétrons retro-espalhados do granulito félsico [#MFO217a em (a-e) e MFO217b em (f)]. **(a)** e **(b)** Fotomicrografia à nicóis descruzados e cruzados, respectivamente, de um filme de feldspato potássico (contorno pontilhado em amarelo) bordejando parcialmente um cristal anedral de quartzo, ambos associados com plagioclásio da matriz. **(c)** Fotomicrografia com luz refletida e **(d)** imagem de elétrons retro-espalhado de feições de exsolução em cristais de ilmenita, definidas por finas lamelas descontínuas de magnetita. **(e)** Cristal anedral de ilmenita parcialmente substituído por magnetita. **(f)** Relação de substituição parcial de clinopiroxênio por biotita marrom. Uralitização do clinopiroxênio também pode ser observada no canto superior esquerdo da foto. 65
- Figura 29** – Aspectos gerais do biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Foto do afloramento no qual a amostra foi coletada. **(b)** Foto da amostra de mão, tirada perpendicularmente em relação à seção de corte. **(c)** Imagem escaneada da lâmina polida, com a localização do domínio selecionado para a confecção dos mapas composicionais e de fases minerais (retângulo vermelho). **(d)** Mapa de fases minerais do domínio indicado em (c). 67
- Figura 30** – Fotomicrografias do biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Relação de contato interlobado entre cristais de quartzo, que sugerem processo de recristalização de limite de grão sob alta temperatura (GBM). **(b)** Cristal de quartzo com extinção ondulante, que sugere processo de deformação cristalo-plástica intracristalina dos cristais e, conseqüentemente, redirecionamento dos eixos cristalográficos. **(c)** e **(d)** Cristal de plagioclásio com macla carlsbad e rico em antiperitas com morfologias diversas. 68
- Figura 31** - Diagrama de classificação de feldspatos, com a projeção das composições de plagioclásio (quadrado) e feldspato potássico (triângulo) no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b). 69
- Figura 32** - Mapas composicionais de plagioclásio no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b). 69
- Figura 33** – Fotomicrografias do biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** e **(b)** Grãos subhedrais a euhedrais de granadas poiquiloblásticas (ricas em inclusões de quartzo lobulado ou arredondado e biotita arredondada), bordejadas por cristais sobrecrecidos de sillimanita ($\pm$ biotita). Fraturas estão normalmente preenchidas por sillimanita e/ou muscovita. Em (b), no canto superior direito, ocorre um cristal de granada cujo núcleo é rico

em inclusões finas (N) mas a borda é praticamente livre de inclusões (B). **(c)** Feição de substituição parcial das bordas de granada por feldspato e biotita, o que sugere processo de retrometamorfismo sob presença de melt hidratado. **(d)** Inclusões arredondadas de quartzo em granada com contatos retilíneos, por vezes poligonalizados, que indicam equilíbrio das fases incluídas entre si e entre o grão hospedeiro..... 70

Figura 34 – Caráter químico de granada no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Mapas de fases minerais. Tracejado corresponde ao perfil químico A – A' expresso em (b). **(b)** Perfil químico de granada em relação aos principais membros-finais. **(c-f)** Mapas composicionais quantitativos de granada. 71

Figura 35 – Fotomicrografias do biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Cristal de feldspato potássico (microclínio com maclas em xadrez), associado com cristais de plagioclásio e quartzo da matriz, que hospeda raras mimerquitas de quartzo. **(b)** Relação de substituição parcial de biotita da matriz por ilmenita anedral. **(c)** Intercrescimento retrometamórfico de sillimanita e biotita euhedrais junto à quartzo anedral, associados à feldspatos. **(d)** Faixas nematogranoblásticas intercrescidas, formadas por Sil3+Qz3 que interconectam cristais de granada. À esquerda, é observado um cristal de granada texturalmente zonado uma vez que seu núcleo (N) é rico em inclusões de Qz2+Bt3 enquanto a borda (B) é praticamente livre de inclusões. **(e)** e **(f)** Presença de cristais de sillimanita incluídos nas bordas externas de uma granada poiquiloblástica (Sil4) bem como cristais de sillimanita presentes na matriz (Sil2). No canto superior direito em (e), é observado um sobrescrescimento de cristais anedrais de ilmenita em granada. 74

Figura 36 – Concentrações de Ti em quartzo no pargasita granulito félsico (#MFO217a). **(a)** Mapa de fases minerais. **(b)** Diagrama boxplot com a projeção das concentrações, em ppm, de Ti em cristais quartzo. Limites superiores e inferiores do gráfico (whiskers) definem o intervalo no qual ocorrem 90% dos valores de concentração de titânio. Limites superiores e inferiores dos retângulos representam os terceiros e primeiros quartis, respectivamente. Reta horizontal dentro do retângulo representa a mediana dos valores de concentração e a reta tracejada representa a média. **(c)** Mapa composicional de Ti em quartzo (em ppm). 76

Figura 37 - Imagens de elétrons retro-espalhados dos cristais de analisados no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b), com a localização dos pontos analisados e suas respectivas concentrações de Zr, em ppm. 77

Figura 38 – Concentrações de Zr em rutilos no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Diagrama boxplot com a projeção das concentrações, em ppm, de Zr em cristais rutilo. Limites superiores e inferiores dos gráficos (whiskers) definem os intervalos nos quais ocorrem 90% dos valores de concentração de zircônio. Limites superiores e inferiores dos retângulos representam os terceiros e primeiros quartis, respectivamente. Retas horizontais dentro dos retângulos representam a mediana dos valores de concentração e as retas tracejadas representam as médias. **(b)** Concentrações de Zr plotados separadamente para cristais de rutilo incluídos em granada e para rutilos da matriz. 78

Figura 39 – Concentrações de Ti em quartzo no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Mapa de fases minerais. **(b)** Diagrama boxplot com a projeção das concentrações, em ppm, de Ti em cristais quartzo. **(c)** Mapa composicional de Ti em quartzo (em ppm). 79

Figura 40 – **(a)** Diagrama de equilíbrio de fases confeccionado a partir da LBC do hornblenda granulito máfico (#MFO228). Campo destacado em amarelo corresponde a paragênese de pico metamórfico interpretado para a rocha. Contornos coloridos correspondem as curvas nas quais a moda das principais fases é zero. Curvas pontilhadas correspondem às isopletras de proporção de melt. **(b-e)** Isopletra de proporção, em volume %, das principais fases minerais da amostra..... 83

Figura 41 – **(a)** Diagrama de equilíbrio de fases confeccionado a partir da LBC do hornblenda granulito máfico (#MFO288). **(b-g)** Isopletras de composição das principais fases minerais da amostra. Zonas hachuradas correspondem à composição dos minerais na amostra. 84

- Figura 42** - Diagramas T-P-MO de equilíbrio de fases calculados para o pargasita granulito félsico (#MFO217a). **(a)** Diagrama T-MO calculado para uma pressão constante de 9,0 kb. **(b)** Diagrama T-MO calculado para uma pressão constante de 7,0 kb. **(c)** Diagrama P-MO calculado para uma temperatura constante de 950 °C. Linhas tracejadas vermelhas correspondem à composição adotada para a confecção do diagrama P-T..... 87
- Figura 43** - **(a)** Diagrama *P-T* de equilíbrio de fases confeccionado a partir da composição de rocha-total do pargasita granulito félsico (#MFO217a). Campo destacado em azul corresponde a paragênese de pico metamórfico interpretado para a amostra. Contornos coloridos correspondem as curvas nas quais a moda das principais fases é zero. Tracejados representam isopletras de proporção de *melt*. *valor de oxigênio (em mol%) não normalizado para 100%. **(b-g)** Isopletra de proporção das principais fases minerais da amostra, em volume %. 88
- Figura 44** – Diagramas T-P-XO₂ de equilíbrio de fases calculados para o biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Diagrama T-MO confeccionado para uma pressão constante de 9,0 kb. **(b)** Diagrama P-MO confeccionado para uma temperatura constante de 850 °C. Linha tracejada vermelha corresponde à composição adotada para a confecção do diagrama P-T..... 92
- Figura 45** – **(a)** Diagrama de equilíbrio de fases confeccionado a partir da LBC do biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). Campo destacado em rosa corresponde ao campo da paragênese de pico metamórfico interpretado para a amostra. Contornos coloridos correspondem as curvas nas quais a moda das principais fases é zero. *valor de oxigênio (em mol%) não normalizado para 100%. **(b-g)** Isopletra de proporção das principais fases minerais da amostra, em volume %..... 93
- Figura 46** – **(a)** Diagrama de equilíbrio de fases confeccionado a partir da LBC do biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(b-e)** Isopletras de composição das principais fases minerais da amostra. Zonas hachuradas transparentes correspondem a composição dos minerais analisados na amostra. Campo tracejado corresponde a zona de intersecção das isopletras que representam a composição das granadas na amostra. 94
- Figura 47** – Isopletras do geotermômetro Zr-no-rutilo, projetadas para todas as análises de rutilo no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico, usando as calibrações de **(a)** Tomkins, Powell e Ellis (2007) e **(b)** Kohn (2020). **(c)** Projeção das principais isopletras no diagrama de equilíbrio de fases, considerando a calibração de Tomkins, Powell e Ellis (2007).96
- Figura 48** – Geotermômetro Ti-no-quartzo no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico. **(a)** Diagrama de Fases com a projeção das isopletras de proporção de quartzo e isopletras de Ti-no-quartzo, confeccionadas com base na calibração de Thomas et al. (2010) (considerando $a_{\text{TiO}_2} = 1,0$). Círculo azul-escuro corresponde ao cruzamento entre as isopletras de Ti-no-quartzo e isopletras de proporção de quartzo. **(b-c)** Mapas de temperatura de quartzo confeccionado a partir da padronização do mapa de Catodo Luminescência (considerando $a_{\text{TiO}_2} = 1,0$), sob condições de pressão constante: **(b)** P = 7,0 kb e **(c)** P = 9,0 kb. 97
- Figura 49** – Projeção das isopletras de Ti-no-quartzo no pargasita granulito félsico, confeccionadas com a calibração de Thomas et al. (2010) e utilizando diferentes valores de atividade de TiO₂..... 98
- Figura 50** - **(a)** Diagrama de Equilíbrio de Fases do pargasita granulito félsico com a projeção das isopletras de proporção de quartzo e isopletras de Ti-no-quartzo, confeccionadas com base na calibração de Thomas et al. (2010) (para $a_{\text{TiO}_2} = 0,5$). **(b-c)** Mapas de temperatura de quartzo confeccionado a partir da padronização do mapa de Catodo Luminescência (para $a_{\text{TiO}_2} = 0,5$), sob condições de pressão constante: **(b)** P = 9,0 kb e **(c)** P = 7,0 kb..... 100
- Figura 51** – Temperaturas de biotita no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico. **(a)** Mapa de fases minerais. **(b)** Diagrama de fases isoquímico da amostra com a projeção das temperatura (aproximadas) das biotitas e isopletras do geotermômetro Ti-no-quartzo. **(c)** Mapa de temperatura da biotita com base no geotermômetro de Henry, Guidotti e Thomson (2005).... 102

- Figura 52** – Exemplos representativos de mapas composicionais de Th, Y e U em monazitas no migmatito metapelítico. **(a-b)** Monazitas composicionalmente homogêneas, enriquecidas em Th e empobrecidas em Y. **(c-j)** Monazitas com composição heterogênea. **(c-d)** Monazita com núcleo enriquecido em Y e U que fornecem idades semelhantes às bordas. **(e)** Mapa de elétrons retro-espalhado da monazita Mnz1, no qual é reconhecido um nítido zoneamento concêntrico e abrupto. **(f-j)** Cristais de monazita com núcleos enriquecidos em Y que fornecem idades mais jovens que as bordas enriquecidas em Th. Círculos brancos correspondem à circunferência do spot da análise. 104
- Figura 53** – Diagramas de variação das idades obtidas para os cristais de monazita no migmatito metapelítico e seus respectivos erros (2σ) associados. **(a)** Variação das idades obtidas para os núcleos ricos em Y e pobres em Th. **(b)** Idades obtidas para os domínios ricos em Th e pobres em Y. **(c)** Variação de todas as idades obtidas na amostra. Limite das idades dos estágios geotectônicos na nappe Guaxupé definidos de acordo com Campos Neto et al. (2020). **(d)** Diagrama de densidade probabilística mostrando a distribuição das idades de monazita para os dois principais domínios identificados e para todos os valores. 105
- Figura 54** – Trajetória metamórfica *P-T* inferida a partir da integração dos dados de petrografia e de geotermobarometria obtidos nos granulitos máfico (#MFO228) e félsico (#MFO217a) e no migmatito metapelítico (#OS14b). Trajetória inferida é caracterizada por um pico metamórfico junto a descompressão, seguido de um resfriamento predominante até condições de fácies anfibolito alto. 113
- Figura 55** – Diagrama *P-T* de fácies metamórficas com a projeção das isopletras de valores máximos, mínimos e de terceiro-quartil do geotermômetro Zr-no-rutilo (em vermelho) e de valores máximos e mínimos do geotermômetro Ti-no-quartzo (em azul) na amostra de migmatito metapelítico. Círculo branco representa o ponto de intersecção entre a isopletra de terceiro quartil do Zr-no-rutilo e a isopletra de valor máximo do Ti-no-quartzo. Base do diagrama de fácies metamórficas extraído de Bucher e Grapes (2011). 115
- Figura 56** – Idades de monazitas integradas a história metamórfica (trajetória *P-T-t*) no migmatito metapelítico. **(a)** Diagrama de variação de todas as idades obtidas para o Domínio II (em azul) junto a projeção das idades representativas dos domínios I (em amarelo) e III (em rosa). **(b)** Trajetória *P-T-t* com a projeção do diagrama de equilíbrio de fases do migmatito metapelítico e isopletras de moda de granada. Campo destacado em amarelo corresponde ao pico do metamorfismo interpretado para estas amostras. 125
- Figura 57** – **(a)** Modelos de orógenos colisionais em função da variação da temperatura (*T*) e da magnitude do tectonismo (*M*). Extraído de Beaumont et al. (2006) e Jamieson e Beaumont (2013). **(b)** Diagrama *T-M* com a projeção dos principais modelos de orógenos quentes e sua variação em função de parâmetros como presença de melt, velocidade de convergência (e consequente velocidade de espessamento crustal) (*Vp*) e produção de calor radioativo (*A*). Extraído de Jamieson et al. (2011). 127
- Figura 58** – Diagrama *P-T* com a projeção da trajetória metamórficas proposta para as rochas da área de estudo (trajetória laranja) junto a outras trajetórias inferidas para distintas regiões da nappe Guaxupé. Base do diagrama extraído de Palin e Dyck (2021). 128

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** – Valores de pressão e temperatura obtidos a partir da aplicação de métodos termobarométricos não convencionais aplicados em rochas nos diferentes níveis crustais da nappe Guaxupé, representados pelas unidades propostas por Campos Neto e Caby (2000). Siglas: UM = Unidade Metatexítica; UD = Unidade Diatexítica; UG = Unidade Granulítica. 34
- Tabela 2** – Valores obtidos com o geotermômetro Ti-no-quartzo para o pargasita granulito félsico (#MFO217a), considerando diferentes valores de atividade de TiO_2 , para valores pressões constantes de 7,0 e 9,0 kb. 99
- Tabela 3** – Análise química de piroxênios no hornblenda granulito máfico (#MFO228) e pargasita granulito félsico (#MFO217a) com a quantidades de óxidos (em %) e cátions (c.p.f.u.) em cada ponto analisado, calculados com base em 6 oxigênios. 149
- Tabela 4** - Análise química de anfibólio no hornblenda granulito máfico (#MFO228) e pargasita granulito félsico (#MFO217a) com a quantidades de óxidos (em %) e de cátions (c.p.f.u.) em cada ponto analisado, calculados com base em 22 oxigênios (O) e 2 hidróxidos (OH). 159
- Tabela 5** – Análise química de feldspatos no hornblenda granulito máfico (#MFO228), no pargasita granulito félsico (#MFO217a) e no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b) com a quantidades de óxidos (em %), cátions (c.p.f.u.) e proporção dos membros finais em cada ponto analisado. Cátions por unidade de fórmula foram calculados com base em 8 oxigênios. 165
- Tabela 6** - Análise química de granada no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b) com a quantidades de óxidos (em %), de cátions (c.p.f.u.) e a proporção dos membros finais em cada ponto analisado. Cátions por unidade de fórmula foram calculados com base em 12 oxigênios. 175
- Tabela 7** - Análise química de biotita no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b) com a quantidades de óxidos (em %) e de cátions (c.p.f.u.) em cada ponto analisado. Cátions por unidade de fórmula foram calculados com base em 11 oxigênios. 178
- Tabela 8** – Análise química de quartzo e geotermometria de elementos traço (Ti em quartzo) no pargasita granulito félsico (#MFO217a) e no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b), empregando a calibração de Thomas et al. (2010). Q6 corresponde ao padrão analisado para o controle de qualidade das análises na amostra. 182
- Tabela 9** – Análise química de cristais de rutilo no migmatito metapelítico (#OS14b) com a concentração de cada elemento (em ppm), em cada ponto analisado. R10 e Sy correspondem aos padrões empregados para o controle de qualidade das análises na amostra. 184
- Tabela 10** – Geotermometria de elemento traço (Zr-no-rutilo) no migmatito metapelítico (#OS14b), empregando as calibrações de Tomkins, Powell e Ellis (2007) e Kohn (2020). 186
- Tabela 11** – Análise química de cristais de monazita no migmatito metapelítico (#OS14b) com a concentração de elementos (em ppm) em cada ponto analisado. Moacir corresponde aos padrões empregados para controle de qualidade das análises na amostra. 188
- Tabela 12** – Dados de geocronologia U-Th-Pb_T de monazita no migmatito metapelítico (#OS14b). 191

LISTA DE ABREVIACES DE MINERAIS

Ab	Albita	Fs	Ferrossilita	Pl	Plagioclásio
Alm	Almandina	Fsp	Feldspato	Prp	Piropo
Aug	Augita	Grs	Grossularia	Qz	Quartzo
Amp	Anfibólio	Grt	Granada	Rt	Rutilo
An	Anortita	Hbl	Hornblenda	Sil	Sillimanita
And	Andaluzita	Ilm	Ilmenita	Sps	Espessartita
Bt	Biotita	Kfs	Feldspato potássico	Spr	Safirina
Chl	Clorita	Ky	Cianita	St	Estaurolita
Cpx	Clinopiroxênio	Mnz	Monazita	Ttn	Titanita
Crd	Cordierita	Ms	Muscovita	Uv	Uvarovita
Di	Diopsídio	Ol	Olivina	Zrn	Zircão
Ep	Epidoto	Opx	Ortopiroxênio		
En	Enstatita	Or	Ortoclásio		

Fonte: Warr (2021).

SUMÁRIO

CAPÍTULO I: APRESENTAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

1.1	INTRODUÇÃO.....	3
1.1.1	Caracterização de terrenos granulíticos de temperatura ultra-alta.....	5
1.1.2	Influência de fases anatéticas na gênese das condições de alta temperatura.....	7
1.1.3	Granulitos no estudo da crosta inferior: métodos de análise e limitações.....	8
1.2	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA DO TRABALHO	10
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE ESTUDOS.....	10
1.4	MATERIAIS E MÉTODOS	11
1.4.1	Etapa preliminar.....	12
1.4.1.1	Revisão bibliográfica.....	12
1.4.1.2	Revisão cartográfica	13
1.4.2	Etapa de campo.....	13
1.4.3	Etapa de escritório e laboratório	14
1.4.3.1	Preparo das amostras	14
1.4.3.2	Descrições petrográficas.....	14
1.4.3.3	Química mineral e mapas composicionais por Microsonda Eletrônica.....	15
1.4.3.4	Tratamento dos dados.....	16
1.4.3.4.1	Confecção e padronização dos mapas composicionais	16
1.4.3.4.2	Diagramas de Equilíbrio de Fases	16
1.4.3.4.3	Geotermobarometria de elementos traço: Zr em rutilo e Ti em quartzo	18
1.4.3.4.4	Datação U-Th-Pb _T em monazita.....	18

CAPÍTULO II: REVISÃO DO QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1	CONTEXTO TECTÔNICO DA PROVÍNCIA TOCANTINS.....	20
2.1.1	Evolução e compartimentação do Orógeno Brasília.....	22
2.1.1.1	A <i>nappe</i> Socorro-Guaxupé	24
2.1.1.1.1	Subdivisões da <i>nappe</i> Guaxupé	27
2.1.1.1.2	Aspectos estruturais regionais.....	29
2.1.1.1.3	Dados geocronológicos	31
2.1.1.1.4	Metamorfismo e dados termobarométricos	32
2.1.1.1.5	Gênese e evolução da <i>nappe</i> Guaxupé	35

CAPÍTULO III: REVISÃO DO QUADRO GEOLÓGICO LOCAL

3.1	CARACTERIZAÇÃO DOS LITOTIPOS DA ÁREA DE ESTUDO	39
3.1.1	Unidade Metatexítica.....	40
3.1.2	Suíte Charnockítica de São José do Rio Pardo	41
3.1.3	Unidade Diatexítica	42
3.2	FASES DE DEFORMAÇÃO.....	43
3.3	METAMORFISMO E MIGMATIZAÇÃO	44

CAPÍTULO IV: APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

4.1	DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS E QUÍMICA MINERAL.....	47
4.1.1	Granulito máfico (amostras MFO228 e MFO162b)	47
4.1.2	Granulito félsico (amostras MFO217a, MFO217b e MFO180c)	56
4.1.3	Biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (amostra OS14b)	66
4.2	QUÍMICA MINERAL DE ELEMENTOS TRAÇO.....	75
4.2.1	Pargasita granulito félsico (#MFO217a).....	75
4.2.1.1	Titânio em quartzo.....	75
4.2.2	Biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b)	77
4.2.2.1	Zircônio em rutilo.....	77
4.2.2.2	Titânio em quartzo.....	78
4.3	DIAGRAMAS DE EQUILÍBRIO DE FASES.....	80
4.3.1	Hornblenda granulito máfico (#MFO228).....	80
4.3.2	Pargasita granulito félsico (#MFO217a).....	85
4.3.3	Biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b)	89
4.4	GEOTERMOMETRIA DE ELEMENTOS TRAÇO	95
4.4.1	Geotermômetro Zr-no-rutilo	95
4.4.2	Geotermômetro Ti-no-quartzo	96
4.4.3	Geotermômetro Ti-na-biotita	101
4.5	IDADES U-Th-Pb _T DE MONAZITA.....	102

CAPÍTULO V: DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

5.1	DISCUSSÕES.....	106
5.1.1	Metamorfismo na <i>nappe</i> Guaxupé: trajetória <i>P-T-t</i>	106
5.1.1.1	Considerações sobre os aspectos petrográficos das amostras	106
5.1.1.2	Considerações sobre os dados geotermobarométricos e trajetória <i>P-T</i>	111
5.1.1.2.1	Significado dos geotermômetros Zr-no-Rutilo e Ti-no-Quartzo	114
5.1.1.2.2	Integração e significado dos geotermômetros Ti-no-Quartzo e Ti-na-Biotita..	120
5.1.1.3	Geocronologia U-Th-Pb _T e elementos traço em monazita: significado das idades	121
5.1.2	Implicações tectônicas na geração do metamorfismo de <i>UHT</i> na <i>nappe</i> Guaxupé	125
5.1.2.1	Fonte de calor para o sobreaquecimento da <i>nappe</i> Guaxupé.....	130
5.2	CONCLUSÕES.....	131
	REFERÊNCIAS	134

ANEXO I	148
ANEXO II.....	181
ANEXO III	187

CAPÍTULO I: APRESENTAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

A petrologia metamórfica corresponde ao segmento das geociências direcionado ao estudo da gênese e evolução de rochas metamórficas, definidas como produtos da transformação em estado sólido de rochas que, quando submetidas a mudanças nas condições físico-químicas de sua formação, sofrem mudanças estruturais, texturais, mineralógicas e, por vezes, químicas. Muitas destas transformações são desencadeadas pela busca do sistema-rocha em atingir um novo equilíbrio de acordo com as novas condições físico-químicas. Como consequência, ocorre a transformação da associação mineral pretérita que, em virtude da mobilização e reação de elementos químicos no estado sólido e/ou sub-sólido, é transformada em uma nova associação de fases em equilíbrio, ou paragênese metamórfica.

Dois dos principais parâmetros que condicionam a magnitude dos processos metamórficos são pressão (P) e temperatura (T) que, por sua vez, apresentam estreita relação com a atividade tectônica, principalmente em regimes compressivos associados a ambientes de limites entre placas litosféricas, tais como zonas de subducção ou zonas de colisão continental (BUCHER; GRAPES, 2011).

Uma abordagem recentemente adotada no estudo da gênese e evolução de rochas ígneas e metamórficas é a petrocronologia que atua na correlação de sequências de reações, associações petrogenéticas e dados geoquímicos à dados geocronológicos fornecidos, normalmente, por minerais resistentes as alterações químicas, tais como zircão (RUBATTO, 2017), monazita (ENGI, 2017), rutilo (ZACK; KOOLJMAN, 2017), titanita (KOHN, 2017), granada (BAXTER; CADDICK; DRAGOVIC, 2017), entre outros. Esta abordagem é adotada a fim de determinar e caracterizar as trajetórias P - T - t de um ou mais eventos metamórficos (ENGI; LANARI; KOHN, 2017; YAKYMCHUK; CLARK; WHITE, 2017).

Segundo Bohlen (1987), a caracterização de uma trajetória P - T - t , associada a um modelo termal, permite reconhecer quantitativamente a história termobarmétrica de um cinturão orogênico e, a partir disso, inferir um modelo de evolução tectônica.

Arcos magmáticos continentais (Figura 1a) são associados a contextos de subducção da crosta oceânica concomitante a colocação e derivação de material magmático nos diversos níveis da crosta continental de uma margem ativa. Esse ambiente geodinâmico é marcado por uma evolução metamórfica regional de baixo dP/dT (evolução do tipo abukuma-sambagawa)

devido a existência de altos gradientes geotérmicos, que variam desde 25 a 50 °C/km (KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2008). Já em contextos de colisão continental (Figura 1b), o processo de espessamento crustal promove uma atuação mais efetiva dos regimes compressivos que, conseqüentemente, submetem os litotipos uma evolução metamórfica regional de médio dP/dT (evolução barroviana) (BOHLEN, 1987).

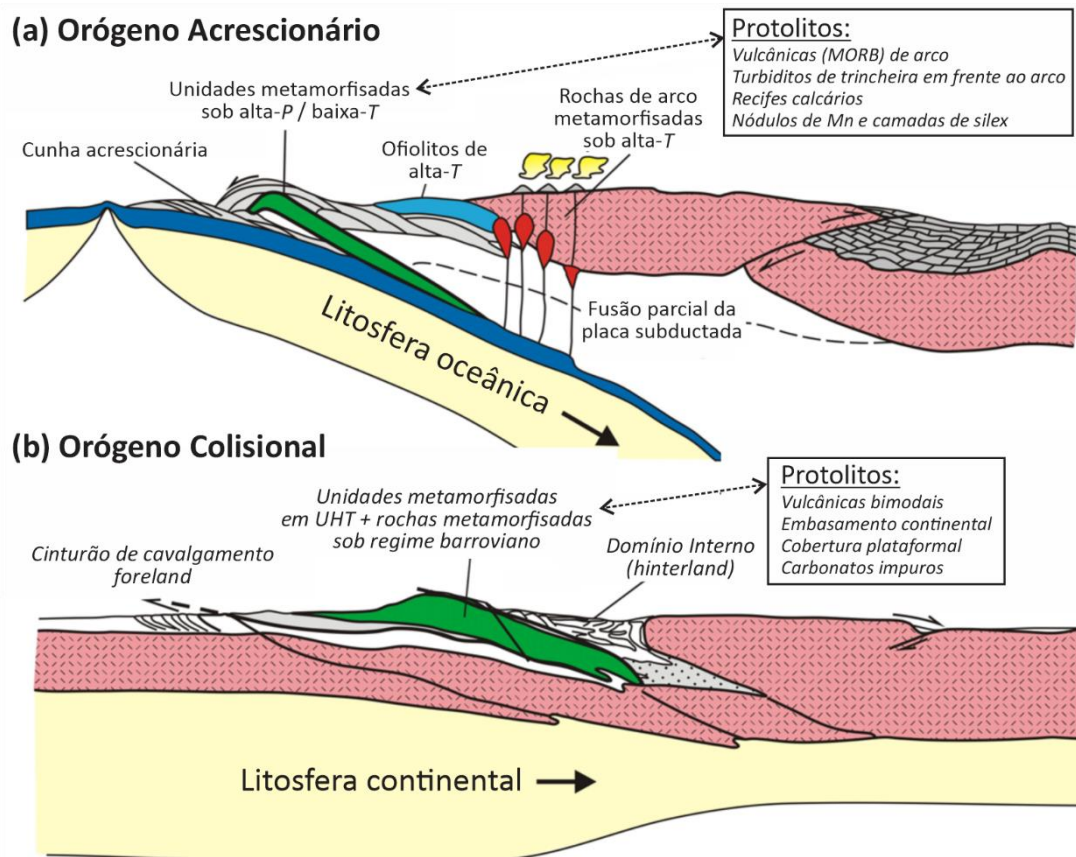


Figura 1 – Modelos esquemáticos propostos para a estruturação de (a) margens continentais ativas do tipo-andino e (b) de orógenos colisionais continentais. Extraído de Zhang *et al.* (2019).

No território brasileiro, são frequentes os cinturões metamórficos pré-cambrianos que comportam associações litológicas derivadas de arcos magmáticos continentais que foram, posteriormente, retrabalhados em estágios de orogênese colisional do mesmo ciclo. Uma destas associações é reconhecida no terreno granulito-migmatítico localizado na porção nordeste do estado de São Paulo e sudoeste do estado de Minas Gerais. As rochas reconhecidas nessa região fazem parte de um terreno alóctone, de escala regional, designado *nappe* Guaxupé, que corresponde ao bloco setentrional da *nappe* Socorro-Guaxupé (CAMPOS NETO *et al.*, 1984), no limite sul do Orógeno Brasília Meridional.

Segundo Campos Neto e Figueiredo (1995), a origem das rochas que constituem a *nappe* Socorro-Guaxupé está relacionada a formação de um arco magmático continental do tipo-

andino (Figura 1) na borda continental do Cráton Paranapanema e que foi, posteriormente, submetido a retrabalhamento crustal em decorrência da colisão continental frontal deste junto ao Cráton São Francisco, durante o Ciclo Brasileiro. Esse último regime tectônico colisional promoveu a formação de um cinturão orogênico que estabeleceu o quadro estrutural e metamórfico predominante nas rochas da área de estudo.

Na *nappe* Guaxupé, são frequentemente reconhecidas associações metamórficas cujas análises termobarométricas indicam a existência de um evento metamórfico de temperatura ultra-alta (*UHTM: ultra-high temperature metamorphism*), isto é, que atingiu condições térmicas superiores a 900 °C, sob regime de pressão de 7,0 a 14,0 kb (*e.g.*, DEL LAMA *et al.*, 2000; LEME; NAVARRO; ZANARDO, 2020; MOTTA *et al.*, 2021; ROCHA *et al.*, 2017, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2018).

Inserida na porção centro-noroeste da *nappe* Guaxupé, no limite nordeste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais, a região de Caconde e São José do Rio Pardo, objeto de estudo do presente trabalho, foi descrita como um terreno granulito-gnaiss-migmatítico, constituído por rochas orto e paraderivadas, metamorfisadas em fácies granulito. Na área, predominam migmatitos e gnaisses diversos associados com quartzito, rochas da série charnockítica, granulitos (félsico a máfico), mármore dolomítico e rocha cálcio-silicática (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985; FREITAS, 2006; OLIVEIRA *et al.*, 1983; JULIANI; SCHORSCHER; BELJAVSKIS, 1984; MORALES *et al.*, 1992; OLIVEIRA, 1973; OLIVEIRA; ALVES, 1974).

1.1.1 Caracterização de terrenos granulíticos de temperatura ultra-alta

Terrenos granulíticos são caracterizados por uma pluralidade de litotipos, embora os termos mais frequentes sejam ortognaisses (máficos e félsicos) e paragnaisses de composição pelítica, quartzítica e cálcio-dolomítica (HARLEY, 1989). Muitas das rochas crustais que foram submetidas a um metamorfismo de alto grau sofreram fusão parcial, o que permite atribuir uma correlação genética entre rochas metamórficas e corpos graníticos derivados de anatexia, os quais são frequentes nesses terrenos (VIELZEUF *et al.*, 1990). Esses apontamentos vão ao encontro dos de Fyfe (1973), que propôs que os granulitos correspondem a resíduos de litotipos pretéritos, ou parentais, que sofreram desidratação em decorrência da anatexia de fases hidratadas, normalmente de composição granítica / quartzo-feldspática.

Segundo Bohlen (1991), a gênese desses terrenos está normalmente associada a eventos metamórficos regionais sucedidos em contextos geológicos diversos, tais como em zonas de convergência de placas tectônicas, rifts continentais, hot-spots e zonas adjacentes a grandes

intrusões graníticas profundas (batólitos), nos quais o metamorfismo pode atingir temperaturas superiores a 700 °C e pressões entre 4,0 a 12,0 kb. No entanto, a gênese da maioria dos terrenos granulíticos está relacionada a ambientes tectônicos nos quais são identificadas anomalias térmicas, as quais são mais frequentemente reconhecidas em zonas de colisão continental uma vez que nesses ambientes são registradas grandes perturbações das geotermas continentais (MORAES, 2013).

Um dos ramos que recebeu destaque nos últimos 20 anos no âmbito dos terrenos metamórficos de alto grau são as associações metamórficas de temperatura ultra-alta (UHT), as quais são caracterizadas por registrar condições de temperatura superiores a 900 °C e pressão em torno de 7,0 a 13,0 kb (HARLEY, 1998) (Figura 2).

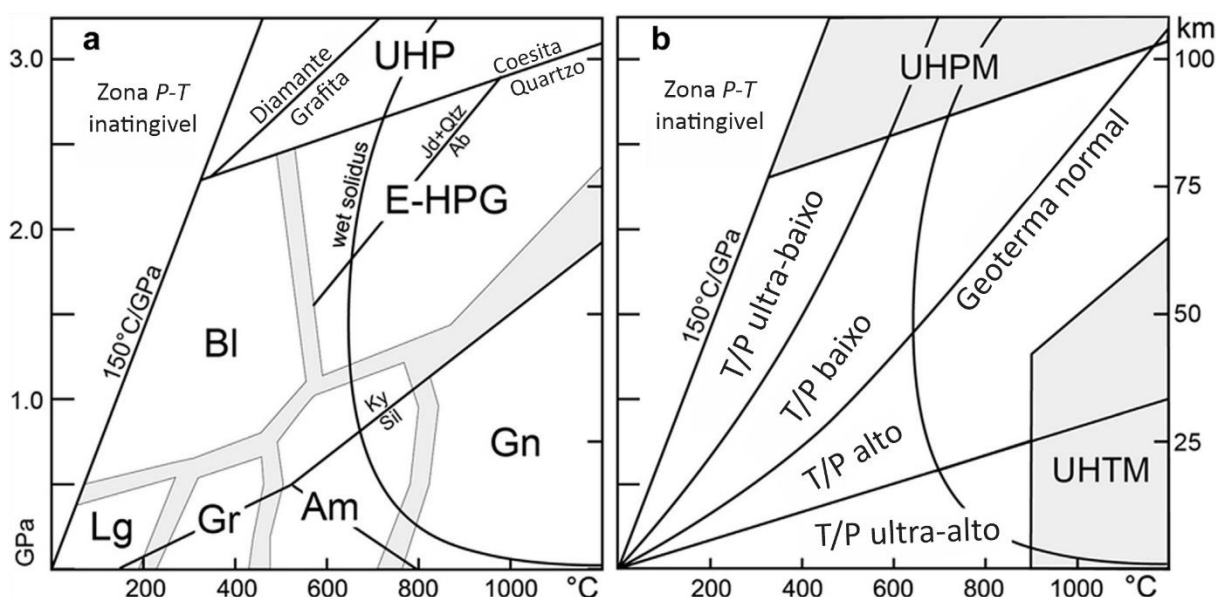


Figura 2 – Diagrama P-T com a projeção das fácies metamórficas sob a perspectiva da (a) petrologia e da (b) geodinâmica. Relação entre os eixos de pressão (kb) e profundidade (km) é estabelecido considerando um material geológico com densidade de 2,8 g/cm³. Abreviações: Lg = baixo grau; Gr = fácies xisto verde; Am = fácies anfibolito; Gn = fácies granulito; Bl = fácies xisto azul; E-HPG = fácies eclogito / granulito de alta pressão; UHPM = metamorfismo de pressão ultra-alta; UHTM = metamorfismo de temperatura ultra-alta. Extraído de Brown (2014).

As associações metamórficas de temperatura ultra-alta são identificadas pelas paragéneses diagnósticas safirina + quartzo, ortopiroxênio (aluminoso) + sillimanita + quartzo, espinélio + quartzo e associações com ossumilita em rochas de composição pelítica e clinopiroxênio + granada + escapolita + wollastonita em rochas calciossilicáticas (HARLEY, 1998; KELSEY, 2008; MORAES, 2013).

A gênese dos terrenos granulítico de temperatura ultra-alta está atrelada a processos metamórficos regionais sucedidos em zonas de convergência de placas tectônicas,

principalmente nas quais há a formação de orógenos acrescionários e/ou continentais (KELSEY; HAND, 2015) (Figura 1). Segundo Stuwe (2007) e Brown (2007a, 2010b), os ambientes tectônicos capazes de gerar condições de temperaturas extremas são caracterizados por gradientes geotérmicos superiores a 75 °C/kb (considerando uma crosta continental com densidade média de aproximadamente 2,8 g/cm³, que não foi submetida a esforços compressivos adicionais).

Os registros geocronológicos obtidos nas províncias metamórficas que registram condições de temperatura ultra-alta indicam que sua gênese está provavelmente associada à atividades tectônicas responsáveis pela formação de supercrátons (*e.g.*, Superior e Sclavia, ocorrida no neoarqueano) e supercontinentes (*e.g.*, Nuna, Rodinia e Gondwana, sucedidas no Orosiano, no Ecstasiano ao Steniano e no Ediacarano ao Cambriano Inferior, respectivamente) (BROWN, 2006, 2007a).

1.1.2 Influência de fases anatéticas na gênese das condições de alta temperatura

A difusibilidade térmica em condições de maior profundidade da crosta é menor do que a dos segmentos mais rasos (WHITTINGTON; HOFMEISTER; NABELEK, 2009). Por conta disso, é normalmente necessária a presença de grandes fontes térmicas, ao longo de um extenso intervalo de tempo, a fim de submeter a crosta inferior às condições de temperatura alta ou ultra-alta. Esta situação é acentuada pela frequente presença de material anatético no sistema, uma vez que a energia fornecida pela fonte térmica é, em grande parte, consumida pelas reações endotérmicas de fusão parcial do material parental, o que prejudica a dispersão do calor e, consequentemente, o sobreaquecimento do sistema.

No entanto, materiais residuais em terrenos metamórficos submetidos a múltiplas fases térmicas com geração, segregação e extração de fundido anatético tornam-se, consequentemente, mais susceptíveis a atingir temperaturas extremas uma vez que esses adquirem menor potencial de produzir um novo fundido durante o evento metamórfico seguinte (CLARK *et al.*, 2011; VIELZEUF *et al.*, 1990).

Portanto, condições metamórficas de temperatura ultra-alta são mais facilmente alcançadas em ambientes tectônicos nos quais o calor consegue ser propagado de forma eficaz e por um amplo intervalo de tempo (KELSEY; HAND, 2015). Essas características são frequentemente atribuídas a zonas de regimes colisionais, nas quais o material rochoso mais refratário (e menos propenso a fusão parcial) é submetido a uma longa residência crustal

(superior a *ca.* 40 Myr), em condição de crosta média ou inferior, junto a um alto gradiente geotermal e sob baixas taxa de erosão.

1.1.3 Granulitos no estudo da crosta inferior: métodos de análise e limitações

Terrenos metamórficos de alto grau são janelas de investigação que fornecem acesso à crosta inferior, onde ocorrem os principais processos geológicos responsáveis pela formação e evolução da crosta continental durante episódios de orogênese (HARLEY, 1989).

O estudo de rochas granulíticas na determinação das condições *P-T* de eventos tectono-metamórficos é frequentemente empregado uma vez que as altas temperaturas as quais as rochas foram submetidas favorecem a difusão química entre os minerais, o que possibilita de forma mais efetiva o equilíbrio termodinâmico do sistema de acordo com as condições metamórficas (CHERNIAK; MANCHESTER; WATSON, 2007). Além disso, rochas de alto grau são frequentemente constituídas por minerais empregados em estudos termobarométricos, tais como piroxênio e granada, além de apresentar associações diagnósticas como granada + cordierita + silimanita + quartzo, granada + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo e granada + rutilo + ilmenita + silimanita + quartzo, cujos comportamentos ao longo de uma evolução *P-T* foram experimentalmente determinados (HARLEY, 1989).

No entanto, é necessário estar atento aos problemas envolvendo o estudo de rochas de alto grau. De acordo com alguns autores (*e.g.*, MORAES *et al.*, 2015; PATTISON *et al.*, 2003), após atingir o pico metamórfico, estas rochas são submetidas a retrometamorfismo que, normalmente, é caracterizado por resfriamento lento. Tal condição, associada também à presença de líquido silicático, derivados da anatexia de litotipos parentais, viabiliza a sucessão de novas reações de difusão entre minerais presentes nas fases residuais, principalmente os ferro-magnesianos. Isso ocorre uma vez que a presença da fases fundidas hidratada promove o consumo de minerais Fe-Mg da paragênese do ápice metamórfico por meio, normalmente, de reações de hidratação que modificam a química desses minerais e, conseqüentemente, fazem com que esses passem a registrar condições retrometamórficas (MORAES *et al.*, 2002). Por isso, é inadequado o uso de *geotermobarômetros convencionais* (POWELL; HOLLAND, 2008) para o estudo de rochas de alto grau metamórfico. Em contrapartida, alguns autores (*e.g.*, HARLEY, 1998; KELSEY, 2008; MOTTA *et al.*, 2021; PATTISON *et al.*, 2003; ROCHA *et al.*, 2017) apontam que o comportamento geoquímico do Al é um indicador mais acurado das condições térmicas do ápice metamórfico, principalmente quando esse está relacionado ao par mineral ortopiroxênio-granada, uma vez que a difusibilidade desse elemento sob altas

temperaturas é menor do que a do Mg e do Fe. Além desse, outros autores (*e.g.*, CLARK *et al.*, 2011, 2019; HARLEY, 2008; KELSEY; HAND, 2015; LEI; XU, 2018) propõem também a utilização de métodos “não-convencionais” na determinação da evolução metamórfica de rochas de alto grau, tais como a *geotermobarometria de elementos traço* e/ou a *modelagem metamórfica por diagrama de equilíbrio de fases*.

A geotermobarometria de elementos traço foi estabelecida com o avanço das técnicas analíticas que permitiram a determinação de elementos *in situ* (*e.g.*, Microsonda Eletrônica e espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente, ou ICP-MS). Os geotermômetros mais frequentemente empregados na literatura para o estudo de rochas metamórficas de alto grau são aqueles baseados no comportamento dos elementos traço Zr e Ti na associação em equilíbrio rutilo + zircão + quartzo, como os geotermômetros Zr-no-rutilo (KOHN, 2020; TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007; ZACK; MORAES; KRONZ, 2004), Ti-no-zircão (WATSON; WARK; THOMAS, 2006) e Ti-no-quartzo (THOMAS *et al.*, 2010, 2015; WARK; WATSON, 2006). Segundo alguns autores (*e.g.*, CLARK *et al.*, 2011, 2019; HARLEY, 2008; KELSEY; HAND, 2015; LEI; XU, 2018), esses geotermômetros são apropriados no estudo de rochas metamorfisadas em alto grau em virtude da baixa mobilidade desses elementos sob condições retrometamórficas, o que permite com que haja um maior potencial de preservação de condições de alto grau metamórfico.

Já a modelagem metamórfica é empregada nos estudos petrológicos com o intuito de confeccionar modelos diretos (*Forward Models*), que são representados como diagramas de equilíbrio de fases (YAKYMCHUK, 2017) ou pseudosseções (POWELL; HOLLAND; WORLEY, 1998). Estes são confeccionados com base na composição química específica de uma amostra de rocha (*bulk composition*) e em um banco de dados termodinâmico internamente consistente, os quais são inseridos em *softwares* capazes de realizar cálculos termodinâmicos baseados em equações não-lineares, tal como realizado pelo THERMOCALC (POWELL; HOLLAND, 1988), ou nos princípios da Energia Livre de Gibbs, tal como realizado pelo Theriak-Domino (DE CAPITANI; BROWN, 1987; DE CAPITANI; PETRAKAKIS, 2010). Esse método tem o potencial de prever as distintas associações minerais estáveis ao longo de uma evolução metamórfica em função de parâmetros como P , T e X_{sys} (composição do sistema) (DUESTERHOEFT; LANARI, 2020; MORAES *et al.*, 2015).

No entanto, a utilização deste método é limitada na reconstrução da trajetória progressiva em contextos nos quais os litotipos foram submetidos a fusão parcial e segregação de fundido uma vez que esses processos geram profundas mudanças geoquímicas na rocha e,

consequentemente, causam o distanciamento entre a composição do litotipo parental e a composição do litotipo neoformado (MORAES *et al.*, 2015).

Uma forma de contornar este problema é reintegrar a composição do fundido à composição do material residual. Esta abordagem, adotada em alguns estudos petrológicos de rochas que foram submetidas a fusão parcial (*e.g.*, BARTOLI, 2017; INDARES; WHITE; POWELL, 2008; LASALLE; INDARES, 2014), permite a reconstrução da trajetória progressiva do metamorfismo com base na composição aproximada do protólito pré-anatexia.

1.2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA DO TRABALHO

O presente trabalho é desenvolvido a fim de atingir os seguintes objetivos:

- Caracterizar a trajetória *P-T-t* registrada pelas rochas orto e paraderivadas na região das Folhas Caconde e São José do Rio Pardo, relacionando os aspectos da petrografia a dados de química mineral, geotermobarometria e geocronologia;
- Propor interpretações tectônicas com base no comportamento dos parâmetros termobarométricos, considerando, no entanto, as restrições espaciais do trabalho.

O trabalho é justificado pelo potencial de sofisticar a caracterização do metamorfismo registrado nas rochas de Caconde e São José do Rio Pardo, fornecendo uma trajetória *P-T-t* com base em novos dados petrológicos e geocronológicos. Os resultados obtidos também contribuem para a compreensão da gênese e evolução local dessas rochas e para sua integração junto ao contexto evolutivo regional/tectônico proposto na literatura.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE ESTUDOS

A área de estudo compreende as Folhas São José do Rio Pardo (SF-23-V-C-VI-1) e Caconde (SF-23-V-C-VI-2), as quais são limitada pelas latitudes 21°30' e 21°45'S e longitudes 47°00' e 46°30'W (Datum WGS 84), perfazendo uma área de aproximadamente 1437 km², que se estende, em sua maioria, no segmento nordeste do estado de São Paulo e, em menor extensão, sudoeste do estado de Minas Gerais (Figura 3).

A partir de Rio Claro (SP), a área de estudo pode ser alcançada ao acessar inicialmente a BR-364 (Rodovia Washington Luiz) em direção a sudoeste, até o viaduto entre Cordeirópolis e Limeira, de onde deve ser tomada a BR-050 (Rodovia Anhanguera), em direção ao município de Pirassununga, a norte. Nesse, deve-se desviar o trajeto para nordeste e acessar a BR-369, em direção ao município de Casa Branca. Em Casa Branca, é possível tomar dois caminhos:

permanecer na BR-369 em direção a São José do Rio Pardo ou virar para sudeste e acessar a BR-267 (Rodovia Vital-Brazil) até Vargem Grande do Sul e, de lá, acessar a SP-344 até a região de Caconde (Figura 3a).

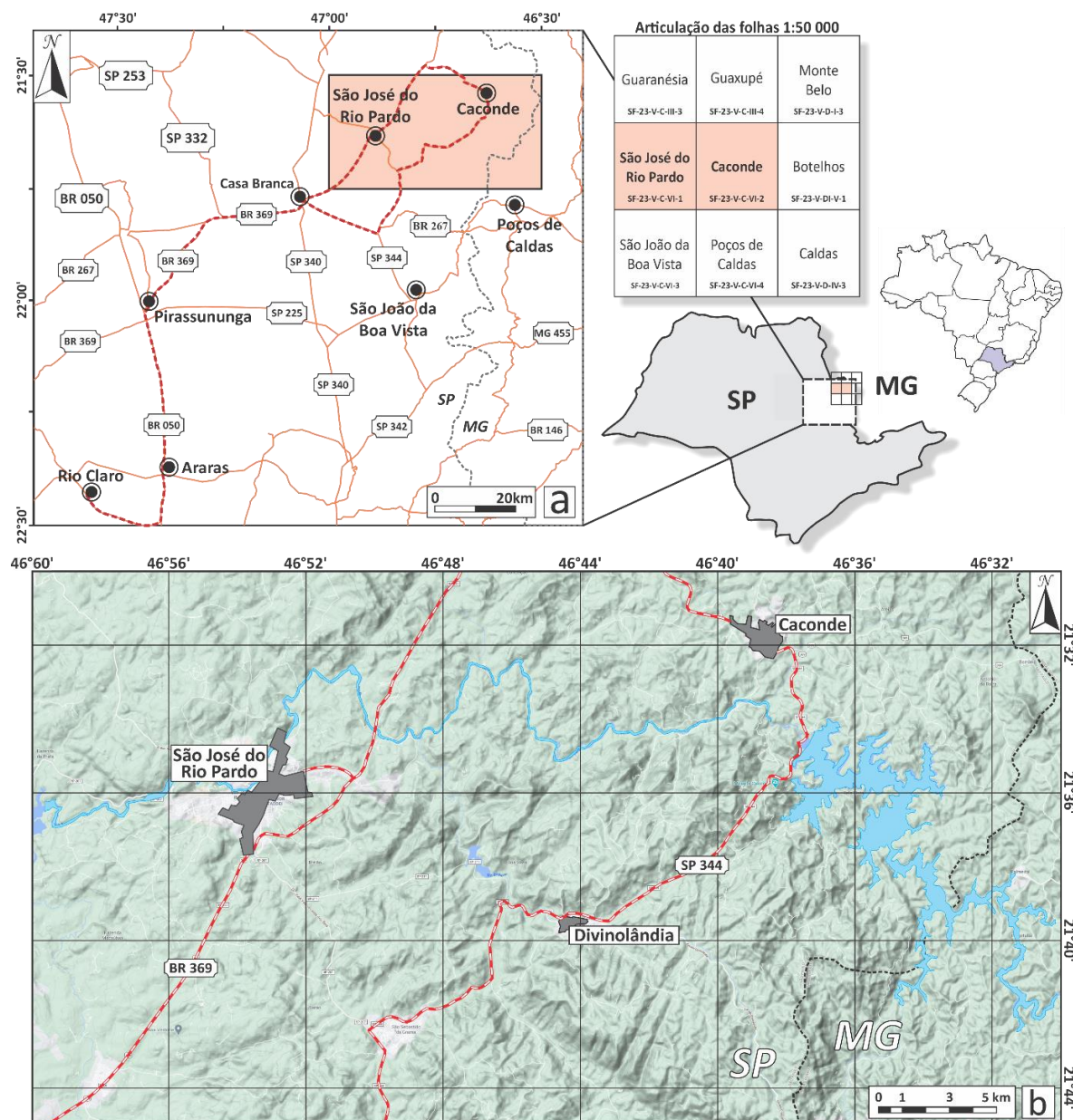


Figura 3 – Mapa de localização das folhas São José do Rio Pardo (SF-23-V-C-VI-1) e Caconde (SF-23-V-C-VI-2). (a) Mapa com a projeção das principais vias de acesso e zonas urbanas adjacentes, desde Rio Claro (SP) até a área de estudo. (b) Mapa de relevo da área de estudo.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho foi desenvolvido junto aos profissionais e às instalações do Departamento de Geologia, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), campus de Rio Claro (SP).

Os trabalhos foram desenvolvidos em três etapas principais: (I) uma preliminar, direcionada ao levantamento bibliográfico e cartográfico sobre o contexto geológico regional e local, bem como à revisão dos principais métodos utilizados para a obtenção de dados. Incluiu também o levantamento catalográfico de amostras disponibilizadas previamente pelo Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira, atualmente professor voluntário do Departamento de Geologia (IGCE/UNESP); (II) uma etapa referente à atividade de campo realizada nas regiões de Caconde e São José do Rio Pardo (SP) com enfoque na coleta de amostras e descrição dos litotipos; e (III) uma etapa direcionada aos trabalhos laboratoriais e de escritório nos quais houve a aquisição e interpretação de dados, realizados em paralelo à redação da dissertação.

1.4.1 Etapa preliminar

1.4.1.1 Revisão bibliográfica

Foram consultados artigos e monografias desenvolvidos com ênfase na caracterização geológica local de Caconde e São José do Rio Pardo (*e.g.*, CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985; FREITAS, 2006; OLIVEIRA *et al.*, 1983; JULIANI; SCHORSCHER; BELJAVSKIS, 1984; MORALES *et al.*, 1992; OLIVEIRA, 1973; OLIVEIRA; ALVES, 1974), de áreas adjacentes (*e.g.*, JANASI, 1992; MORALES; OLIVEIRA; ZANARDO, 1988), bem como dos aspectos geológicos regionais (*e.g.*, CAMPOS NETO, 1991, 2000; JANASI, 1999; MORALES, 1993; ZANARDO, 1992; CAMPOS NETO *et al.*, 2004, 2011; CAMPOS NETO; CABY, 1999, 2000; entre outros).

Foram também consultados trabalhos com ênfase na aplicação de geotermobarometria convencional em rochas da *nappe* Guaxupé (*e.g.*, DEL LAMA *et al.*, 2000; GARCIA; CAMPOS NETO, 2003; OLIVEIRA; ALVES, 1976; OLIVEIRA; HYPOLITO, 1978; OLIVEIRA; RUBERTI, 1979; SANTOS, 1987, entre outros) assim como trabalhos mais recentes com ênfase na aplicação de métodos geocronológicos e geotermobarométricos não convencionais (*e.g.*, MELO, 2009; LEME; NAVARRO; ZANARDO, 2020; MOTTA *et al.*, 2021; NASCIMENTO; OLIVEIRA, 2012; ROCHA *et al.*, 2017; TEDESCHI *et al.*, 2018; entre outros).

Para o entendimento dos modelos e processos tectônicos, metamórficos e magmáticos sucedidos em regimes colisionais, foram consultados livros didáticos (*e.g.*, BUCHER; GRAPES, 2011; KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2008; SAWYER, 2008; STÜWE, 2007) e artigos científicos (*e.g.*, BOHLEN, 1987, 1991; BROWN, 2001, 2007b, 2010, 2014; CLARK

et al., 2011; ENGI; LANARI; KOHN, 2017; ENGLAND; THOMPSON, 1986, 1984; HARLEY, 1989, 1998, 2008; KELSEY, 2008; KELSEY; HAND, 2015; STERN, 2002; YAKYMCHUK; CLARK; WHITE, 2017, entre outros).

Para as abreviações de minerais expressas neste trabalho, são adotadas as siglas propostas por Warr (2021), as quais estão expostas no tópico pré-textual “Lista de Abreviações de Minerais”.

1.4.1.2 Revisão cartográfica

A revisão cartográfica teve início com a vetorização do mapa topográfico das Folhas São José do Rio Pardo e Caconde, disponíveis no site do IBGE, e do mapa geológico confeccionado por Campos Neto *et al.* (1988) e Zanardo (1992). Estes foram vetorizados, e posteriormente integrados, com o uso do *software* CorelDRAW 2019.

Os traçados representativos de estradas e rodovias fornecidos pelo mapa topográfico do IBGE foram atualizados de acordo com imagens de satélite disponibilizadas pelo *software* Google Earth Pro a fim de auxiliar na localização e mobilidade durante a etapa de campo. Além disso, essa consulta possibilitou a seleção de áreas de interesse para coleta de amostras, visando conferir um maior dinamismo ao trabalho de campo.

1.4.2 Etapa de campo

A primeira campanha da etapa de campo ocorreu nos dias 20 e 21 de novembro de 2020 e teve como foco a coleta de amostras representativas das unidades de interesse e o reconhecimento da área, tanto em relação aos aspectos geológicos como aos aspectos de infraestrutura da região (acessos às rodovias e estradas de terra, presença de fazendas, plantações, afloramentos, entre outros).

A segunda campanha de campo foi realizada no dia 26 de maio de 2021 e teve ênfase na coleta amostras em localizações nas quais já haviam sido previamente descritas exposições de rochas metamórficas portadoras de minerais índices do metamorfismo de alto grau, tais como granulito com plagioclásio + anfibólio + clinopiroxênio + ortopiroxênio ± granada ± quartzo ± feldspato potássico ± biotita, rochas metapelíticas com quartzo + plagioclásio + feldspato potássico + granada + biotita ± silimanita ± cordierita e rochas cálcio-silicáticas com quartzo + clinopiroxênio + granada + escapolita + wollastonita.

Nessas campanhas de campo, foram utilizados os seguintes materiais: lupa, caderneta, martelo petrográfico, bússola *Clar*, mapas topográficos e geológicos e imagens de satélite e GPS. Para o georeferenciamento dos pontos visitados, foi adotado o sistema cartográfico UTM, Datum WGS84, e as coordenadas dos pontos foram adquiridas com o uso do aplicativo *GPS Essentials* em aparelhos celulares que utilizam o sistema operacional *Android*.

1.4.3 Etapa de escritório e laboratório

Essa etapa foi direcionada ao preparo e análise das amostras de rochas coletadas em campo bem como à aquisição de dados por elas fornecidos. Para tanto, foram adotados quatro procedimentos principais: confecção de lâminas delgadas, descrições petrográficas, análise de química mineral e tratamento dos dados.

1.4.3.1 Preparo das amostras

As amostras coletadas durante a atividade de campo foram catalogadas com as siglas “OS” enquanto as amostras do acervo do Professor Marcos Aurélio F. de Oliveira foram catalogadas com as siglas “MFO”.

As amostras selecionadas foram direcionadas a confecção de lâminas delgadas. As seções de corte foram definidas, em sua maioria, paralelas a lineação mineral e perpendiculares a foliação principal (quando possíveis a identificação dessas feições). Algumas dessas lâminas passaram por processos de metalização com carbono a fim de, posteriormente, serem analisadas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e na Microsonda Eletrônica.

1.4.3.2 Descrições petrográficas

As descrições petrográficas das lâminas delgadas foram realizadas com o auxílio de dois equipamentos: um microscópio petrográfico de luz transmitida e um microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca JEOL, modelo JSM-6010 LA, instalado no Departamento de Geologia (IGCE/UNESP).

O uso do microscópio petrográfico de luz transmitida objetivou a descrição das características microestruturais, dos principais minerais índices e de suas relações texturais a fim de reconhecer as paragêneses metamórficas, as prováveis reações que ocorreram durante o metamorfismo e os principais mecanismos de deformação responsáveis por modificar a

petrotrama das rochas. Já com o Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), foram realizadas análises qualitativas e semi-quantitativas (espectrometria por dispersão de energia – EDS) das lâminas delgadas a fim de reconhecer feições texturais específicas, inclusões, fases acessórias e zoneamentos composicionais nos minerais de interesse.

1.4.3.3 Química mineral e mapas composicionais por Microsonda Eletrônica

As análises pontuais de química mineral foram empreendidas por meio de uma Microsonda Eletrônica (EPMA) da marca JEOL, modelo JXA-8230 superprobe, instalada no Departamento de Geologia (IGCE/UNESP), a fim de obter as concentrações de elementos maiores e menores nos principais minerais índices do metamorfismo, tais como ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio, feldspato potássico, granada e biotita, bem como elementos traço em quartzo e em fases acessório, como rutilo e monazita. Além das análises pontuais, também foram confeccionados mapas composicionais semi-quantitativos de domínios representativos em três lâminas polidas de litotipos distintos: amostras MFO228 (hornblenda granulito máfico), MFO217a (pargasita granulito félsico) e OS14b (biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico).

As análises pontuais foram empreendidas nos minerais metamórficos formadores de rocha utilizando um feixe de elétrons com diâmetro de 5,0 μm , sob condições de aceleração de 15 kV e corrente de 20 nA. O tempo de contagem foi de 10 s para os elementos maiores (5 s para o *background*) e 20 s para os elementos menores (10 s para o *background*). Os elementos analisados foram Si, Al, Na, Ba (apenas nos feldspatos), Mg, Ca, Cr, K, Ti (exceto nos feldspatos), Fe e Mn.

Os mapas composicionais foram definidos com formatos retangulares e tamanhos de 6,943mm X 7,423mm, 4,465mm X 9,953mm e 6,838mm X 4,691mm para as seções polidas das amostras MFO228, MFO217a e OS14b, respectivamente. Para sua confecção, foi utilizado um feixe de elétrons com diâmetro de 5,0 a 9,0 μm , sob condições de aceleração de 15 kV, corrente de 100 nA, tempo de permanência (*dwell time*) de 90 ms e *step size* de 7,0 a 9,0 μm .

Análises pontuais de elementos traço foram empreendidas em cristais de rutilo da amostra OS14b e em cristais de quartzo das amostras MFO217a e OS14b. Para o rutilo, foram seguidos os procedimentos propostos por Luvizotto *et al.* (2009a), sob condições de um feixe focado com aceleração de 20 kV e corrente de 80 nA. Os elementos analisados foram Si, Al, Cr, V, Sb, Sn, W, Ta, Hf, Fe, Zr, Ni e Ti e os padrões foram obtidos dos materiais de referência R10 e Sy (LUVIZOTTO *et al.*, 2009). As análises em quartzo foram realizadas segundo os

procedimentos Wark e Watson (2006), utilizando um feixe com aceleração de 15 kV e corrente de 200 nA e o padrão empregado para o controle de qualidade das medições de Ti foi o material de referência Q6.

1.4.3.4 Tratamento dos dados

1.4.3.4.1 Confeção e padronização dos mapas composicionais

Os cálculos das fórmulas estruturais dos minerais analisados, com exceção do anfibólio, foram realizados com o auxílio do *software* Ax62, desenvolvido por Tim Holland. A fórmula estrutural do anfibólio, por sua vez, foi calculada com o auxílio de uma planilha Excel elaborada e disponibilizada por Locock (2014). Os membros finais dos minerais analisados foram calculados seguindo os procedimentos indicados em Deer, Howie e Zussman (2013).

Os mapas composicionais obtidos por análise de Microsonda Eletrônica foram inseridos à interface do *software* XMapTool 3.4 e 4.0 (LANARI *et al.*, 2014), onde as fases minerais foram discriminadas, com base nas diferentes contagens de cada elemento fornecido pelos diferentes minerais. Em seguida, as análises pontuais também foram integradas junto ao XMapTool e, ao empregar a função da padronização manual para os elementos em todas as fases minerais, os mapas composicionais semi-quantitativos foram convertidos para mapas quantitativos, tal como descrito em Lanari *et al.* (2019), que empregaram essa conversão seguindo os procedimentos proposto por De Andrade *et al.* (2006).

1.4.3.4.2 Diagramas de Equilíbrio de Fases

Os Diagramas de Equilíbrio de Fases foram confeccionados a partir: (1) da composição local dos mapas quantitativos (EPMA), obtida para os domínios selecionados nas lâminas polidas do granulito máfico (#MFO228) e migmatito metapelítico (#OS14b); e (2) da composição de rocha total do granulito félsico (#MFO217a), publicada por Oliveira, Alves e Kihara (1993). A composição local dos domínios selecionados em seção polida é aqui designada como LBC (*local bulk composition*) (LANARI; ENGI, 2017).

Os domínios foram selecionados de acordo com as orientações de Lanari e Engi (2017) e Lanari e Duesterhoeft (2019) a fim de: (I) obter uma integração mais consistente entre observações petrográficas, resultados geotermobarométricos e diagramas de equilíbrio de fases uma vez que esses são obtidos a partir de um mesmo volume de rocha; e (II) tentar recuperar

condições metamórficas (P - T) mais acuradas ao restringir o escopo das análises à domínios menores (inferiores a escala de uma lâmina) nos quais as reações metamórficas ocorreram efetivamente (*effective bulk composition* ou *reactive bulk composition*) e que, porventura, tenham preservado as condições de equilíbrio.

Os Diagramas de Equilíbrio de Fases foram confeccionados utilizando o *software* Theriak-Domino (DE CAPITANI; BROWN, 1987; DE CAPITANI; PETRAKAKIS, 2010), com base nas composições obtidas para as amostras e em um banco de dados internamente consistente. Para os granulitos, foi utilizado o banco de dados de Holland e Powell (2011) (td-6axNCKFMASHTOm45), compilado pelo Dr. Douglas K. Tinkham, com os seguintes modelos de atividade: ortopiroxênio (WHITE *et al.*, 2014; WHITE; POWELL; JOHNSON, 2014), granada, biotita, muscovita, clorita (WHITE; POWELL; JOHNSON, 2014), fundido líquido (*melt*), anfibólio, clinopiroxênio (modelo Aug) (GREEN *et al.*, 2016), olivina, epidoto (HOLLAND; POWELL, 2011) e feldspatos (HOLLAND; GREEN; POWELL, 2022), espinélio ((WHITE; POWELL; CLARKE, 2002) e ilmenita (WHITE *et al.*, 2000). Já para o migmatito metapelítico, foi também utilizado o banco de dados de Holland e Powell (2011) (td-ds62-mp50-05), compilado também pelo Dr. Douglas K. Tinkham, porém contendo os modelos de atividade de granada, biotita, ortopiroxênio, cordierita, estauroлита, clorita, cloritóide (WHITE *et al.*, 2014; WHITE; POWELL; JOHNSON, 2014), fundido líquido (*melt*), muscovita (mica branca) (WHITE *et al.*, 2014), feldspatos (HOLLAND; GREEN; POWELL, 2022), epidoto (HOLLAND; POWELL, 2011), safirina (WHELLER; POWELL, 2014), ilmenita (WHITE *et al.*, 2000) e espinélio (WHITE; POWELL; CLARKE, 2002).

A quantidade de água no sistema foi considerada em excesso em condições de subsolidus enquanto que, para as condições suprasolidus, foi estabelecido um valor fixo para cada amostra: $H_{fixed} = 1,66\%$ para o granulito máfico, $H_{fixed} = 1,73\%$ para o granulito félsico e $H_{fixed} = 0,82\%$ para o migmatito metapelítico. Estes valores foram obtidos a partir da quantidade de água nas fases sólidas hidratadas presentes na curva de *wet solidus*.

Para o granulito máfico (#MFO228), o Fe presente foi considerado todo como Fe^{2+} (*i.e.*, $Fe^{3+}/Fe_{total} = 0,00$) devido à ausência de fases portadoras de F^{3+} . Já para o granulito félsico (#MFO217a) e migmatito metapelítico (#OS14b), a quantidade de oxigênio foi definida com o auxílio de diagramas T - MO e P - MO com os quais foram selecionadas as composições para a modelagem de ambas as amostras: $MO = 0,018$ mol% para o granulito félsico e $MO = 0,003$ mol% para o migmatito metapelítico (valores em mol% não normalizados para 100%).

O sistema químico adotado em todos os diagramas foi o NCKFMASHTO (Na_2O - CaO - K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - TiO_2 - O_2). A concentração de MnO (wt%) em todas as

amostras é muito pequena (*i.e.*, menor que 0.02%) e, por isso, foi desconsiderada. Os intervalos de pressão e temperatura definidos para a confecção dos diagramas foram de 4,0 a 13,0 kb e 600 a 1200 °C, respectivamente, os quais foram estabelecidos considerando os estudos publicados na *nappe* Guaxupé.

1.4.3.4.3 Geotermobarometria de elementos traço: Zr em rutilo e Ti em quartzo

As análises de elementos traço em rutilo e quartzo foram realizadas para a aplicação dos geotermômetros Zr-no-rutilo e Ti-no-quartzo com base nas calibrações de Tomkins, Powell e Ellis (2007) e Thomas *et al.* (2010), respectivamente. A calibração proposta por Kohn (2020) para o geotermômetro Zr-no-rutilo também foi testada e forneceu resultados semelhantes aos de Tomkins, Powell e Ellis (2007). As diferenças de temperatura entre ambas as calibrações ocorrem na ordem de aproximadamente 5 a 15 °C, sendo que as menores variações são atribuídas às temperaturas mais baixas e as maiores variações, às temperaturas mais elevadas. Para a aplicação do geotermômetro Ti-no-quartzo na amostra OS14b, foi adotado $a_{\text{TiO}_2} = 1,0$ enquanto que, para a amostra MFO217a, foi adotado $a_{\text{TiO}_2} = 0,5$.

Mapas de catodoluminescência (CL) foram confeccionados utilizando a Microsonda Eletrônica do Departamento de Geologia (IGCE/UNESP), com o intuito de mapear a distribuição de Ti em cristais de quartzo. Para a obtenção desse mapa, foi utilizado um filtro azul acoplado ao detector, o qual permite correlacionar domínios de maior luminescência com maiores concentrações de Ti nos cristais de quartzo (*e.g.*, KENDRICK; INDARES, 2018; SPEAR; WARK, 2009). Com o mesmo método utilizado para os demais mapas composicionais, as intensidades de CL foram convertidas em concentração por meio da padronização com as análises pontuais de Ti em quartzo no *software* XMapTools, seguindo os procedimentos adotado por Fumes *et al.* (2021).

1.4.3.4.4 Datação U-Th-Pb_T em monazita

Os procedimentos de documentação dos cristais de monazita para datação U-Th-Pb_T em cristais monazita foram realizados, em sua maioria, conforme as recomendações de Williams *et al.* (2006). Os cristais de monazita foram selecionados de forma a contemplar as diferentes morfologias de monazita na amostra, tanto como cristais na matriz quanto como inclusões em granada.

Para todas as monazitas selecionadas, foram confeccionados mapas composicionais de alta resolução de Y, Th e U a fim de avaliar possíveis zonações em relação a estes elementos. Para isso, foi utilizada a Microsonda Eletrônica do Departamento de Geologia (IGCE/UNESP), empregando um feixe de elétrons com 10 μm , sob condições de aceleração de 15 kV, corrente de 100 nA, tempo de permanência (*dwell time*) de 100 ms e *step size* de 10 μm . As análises pontuais foram realizadas nos diferentes domínios indicados pelos zoneamentos de Y e Th, seguindo os procedimentos analíticos de Vlach (2010). Os cálculos das idades pontuais e dos erros associados foram realizados utilizando o procedimento descrito em Vlach e Gualda (2000). As idades foram seguidamente tratadas com o programa suplementar Isoplot (LUDWING, 2003).

CAPÍTULO II: REVISÃO DO QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

A gênese do terreno magmático-metamórfico reconhecido nas regiões de São José do Rio Pardo e Caconde remonta a episódios da colagem orogênica brasileira (BRITO NEVES; CAMPOS NETO; FUCK, 1999), inicialmente controlada por subducção, na qual houve a geração de arcos magmáticos continentais do tipo-andino, sucedida por episódios de colisão continental que, associado as demais orogêneses que se manifestaram neste ciclo, culminaram na amalgamação de fragmentos continentais e na formação do sistema orogênico Tocantins, o qual pertence à porção ocidental do supercontinente Gondwana (CAMPOS NETO *et al.*, 2004) (Figura 4a).

2.1 CONTEXTO TECTÔNICO DA PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins (Figura 4b,c) corresponde a um sistema orogênico de proporções continentais, definido inicialmente por Almeida (1968), cuja gênese está relacionada à amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental, ao final do Neoproterozoico, em virtude da acreção de paleocrátons durante o Ciclo Brasileiro, que perdurou desde 800 até 500 Ma (BRITO NEVES; CAMPOS NETO; FUCK, 1999; BRITO NEVES; CORDANI, 1991; BRITO NEVES; FUCK; PIMENTEL, 2014). A origem deste sistema orogênico sucedeu os episódios de tectogênese global, responsáveis pela fragmentação do supercontinente Rodínea em 900 a 800 Ma (CORDANI; BRITO NEVES; D'AGRELLA-FILHO, 2003; KRÖNER; CORDANI, 2003).

Inserida no contexto da atual Plataforma Sul-Americana, a Província Tocantins é bordejada a noroeste pelo Cráton Amazônico, a sudoeste pela Bacia do Paraná, a sul-sudoeste pela Província Mantiqueira, a leste pelo Cráton São Francisco e a nordeste pela Bacia do Parnaíba (Figura 4b). Segundo Strieder e Suita (1999), a gênese desse sistema orogênico está relacionada a interações colisionais entre quatro blocos continentais arqueano-paleoproterozoicos, cujos remanescentes são identificados atualmente como o Maciço de Goiás e os Crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema. Este último, no entanto, ocorre totalmente recoberto por rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Paraná e sua presença é reconhecida apenas por meio de dados geofísicos ou furos de sondagem profundos.

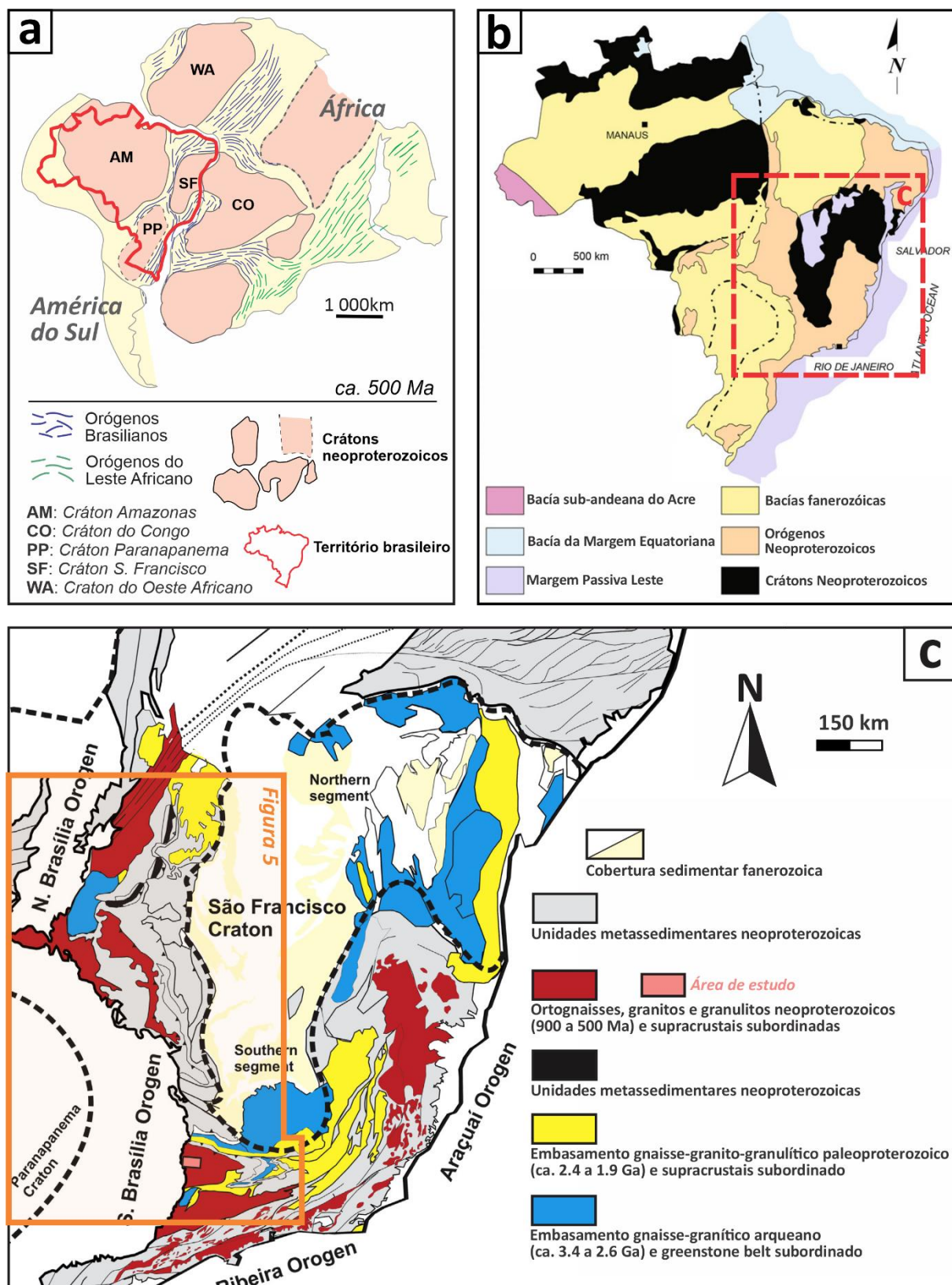


Figura 4 - Esboço das províncias estruturais brasileiras, com destaque para a Província Tocantins, localizada no segmento central do território brasileiro. **(a)** Reconstrução paleogeográfica do Gondwana Ocidental, a cerca de ca. 500 Ma. Modificado de Wang *et al.* (2019). **(b)** Principais Províncias Estruturais do território brasileiro. Extraído de Alkmim (2015). **(c)** Mapa geotectônico do Cráton São Francisco e de seus orógenos adjacentes. Extraído de Marimon, Trouw e Dantas (2020).

2.1.1 Evolução e compartimentação do Orógeno Brasília

O Orógeno Brasília (Figura 5) consiste em um cinturão orogênico ediacarano, posicionado no limite oeste-sudoeste do Cráton São Francisco, que se estende por mais de 1100 km pelo território brasileiro, perfazendo os estados de Minas Gerais, Goiás, Distrito Federal, Tocantins e, em menor extensão, São Paulo. A unidade dispõe de uma associação de terrenos e escamas de empurrão que convergem de oeste para leste, contra o Cráton São Francisco (VALERIANO *et al.*, 1995). A megaestrutura designada Inflexão dos Pirineus (ARAÚJO FILHO, 2000) secciona o Orógeno Brasília no âmbito estrutural em dois segmentos: um segmento setentrional, com *trend* estrutural NE associado a uma cinemática transpressiva dextral, e outro meridional, com *trend* estrutural SE associado a uma tectônica compressiva (VALERIANO *et al.*, 2000), no qual estão inclusas as rochas da área de estudo.

A relação entre os domínios tectono-estratigráficos regionais que constituem o Orógeno Brasília Meridional sugere que estes são produtos de uma evolução tectônica que remonta a interações colisionais entre o arco magmático da placa Paranapanema e a margem passiva da placa Sanfranciscana, que culminou posteriormente na colisão frontal entre as crostas continentais de ambos os paleocontinentes (CAMPOS NETO; CABY, 2000).

O Orógeno Brasília Meridional é constituído principalmente por espessas unidades metassedimentares bem como por rochas metaígneas e granitos subordinados (FUCK *et al.*, 2017; VALERIANO, 2017). Sua compartimentação foi proposta por Fuck (1994) e Fuck, Pimentel e D'el-Rey Silva (1994) que, de acordo com as características litológicas, grau metamórfico e estilo estrutural das diferentes unidades tectono-estratigráficas, definiram três principais domínios, de leste à oeste: *Domínio Cratônico* ou *de Antepaís*, *Domínio Externo* e *Domínio Interno*.

- *Domínio Cratônico* ou *de Antepaís*: corresponde à porção extremo leste do orógeno, onde ocorrem rochas do embasamento gnáissico arqueano-paleoproterozóico (Complexo Campos Gerais; *e.g.*, PINHEIRO; GUICE; MAGALHÃES, 2021) sobrepostas ao longo de grandes extensões por metassedimentos pelíticos a carbonáticos, neoproterozóicos e de baixo grau metamórfico (anquimetamorfismo) do Grupo Bambuí, depositados em bacia de antepaís sin-colisional na margem oeste do Cráton São Francisco (DARDENNE, 2000). Apresentam como característica estrutural principal falhas de empurrão sub-horizontais rasas e estilos deformacionais incipientes (VALERIANO *et al.*, 2004, 2008).

- *Domínio Externo*: corresponde ao domínio alóctone sobrejacente ao Domínio Cratônico. É constituído por associações metassedimentares meso- a neoproterozoicas, depositadas na

margem passiva oeste do Cráton São Francisco (PIMENTEL *et al.*, 2011; VALERIANO *et al.*, 2004) e metamorfasadas em baixo grau (fácies xisto verde, zonas da clorita à biotita) (SEER *et al.*, 2000; VALERIANO *et al.*, 2008). Na porção norte do orógeno, este domínio é representado pelos grupos Vazante, Canastra, Ibiá e Paranoá (DARDENNE, 2000) enquanto à sul, é representado pelo Sistema de *nappes* Carrancas e *nappe* Lima Duarte (*e.g.*, MARIMON *et al.*, 2021; WESTIN *et al.*, 2019) (Figura 5).

○ *Domínio Interno*: corresponde ao domínio alóctone superior do pacote tectono-estratigráfico, o qual exibe grau de deformação e metamorfismo mais intenso. Está localizado na porção oeste do Orógeno Brasília e configura um complexo de *nappes* tectonicamente sobrejacentes aos domínios Cratônico e Externo. É constituído (1) pelas sequencias metassedimentares do Grupo Araxá, à norte, e da *nappe* Andrelândia, à sul, e (2) pelos terrenos migmatito-granulíticos Complexo Anápolis-Itauçu, à norte, e *nappe* Socorro-Guaxupé, à sul, onde a área de estudo está inserida. As sequencias metassedimentares deste domínio derivam de sedimentos depositados na margem ativa do Cráton Paranapanema, durante os estágios de subducção pré-colisão continental (CAMPOS NETO *et al.*, 2004), e registram condições metamórficas de médio a alto grau (fácies anfibolito à granulito), sob regime de pressão relativamente alta (*e.g.*, CAMPOS NETO; CABY, 1999; COELHO *et al.*, 2017; FUMES *et al.*, 2019, 2021; GARCIA; CAMPOS NETO, 2003; MOTTA; MORAES, 2017). Já os terrenos granulíticos que correspondem ao Complexo Anápolis-Itauçu e *nappe* Socorro-Guaxupé são caracterizados por apresentar uma ampla variedade de litotipos, como metassedimentos, ortognaisses, migmatitos e granulitos diversos, metamorfasados em regime de alta/ultra-alta temperatura (BALDWIN *et al.*, 2005; DEL LAMA *et al.*, 2000; LEME; NAVARRO; ZANARDO, 2020; MORAES *et al.*, 2002; MOTTA *et al.*, 2021). O Complexo Anápolis-Itauçu é interpretado ora como o embasamento ora como a porção basal do Grupo Araxá enquanto a *nappe* Socorro-Guaxupé é interpretada como a raiz do arco magmático estabelecido na margem do Cráton Paranapanema (CAMPOS NETO; CABY, 2000).

Outras unidades com importância regional e que também constituem o Orógeno Brasília, porém apenas em seu segmento setentrional, são o Maciço de Goiás e o Arco Mágmatco de Goiás. O primeiro corresponde a uma exposição restrita de um terreno arqueano-*greenstone*-TTG (FUCK *et al.*, 2017) enquanto o segundo corresponde a um terreno juvenil cuja evolução remonta à formação de arcos de ilha pré-colisionais e formação de rochas vulcânicas primitivas em *ca.* 890-860 Ma (PIMENTEL; FUCK, 1992).

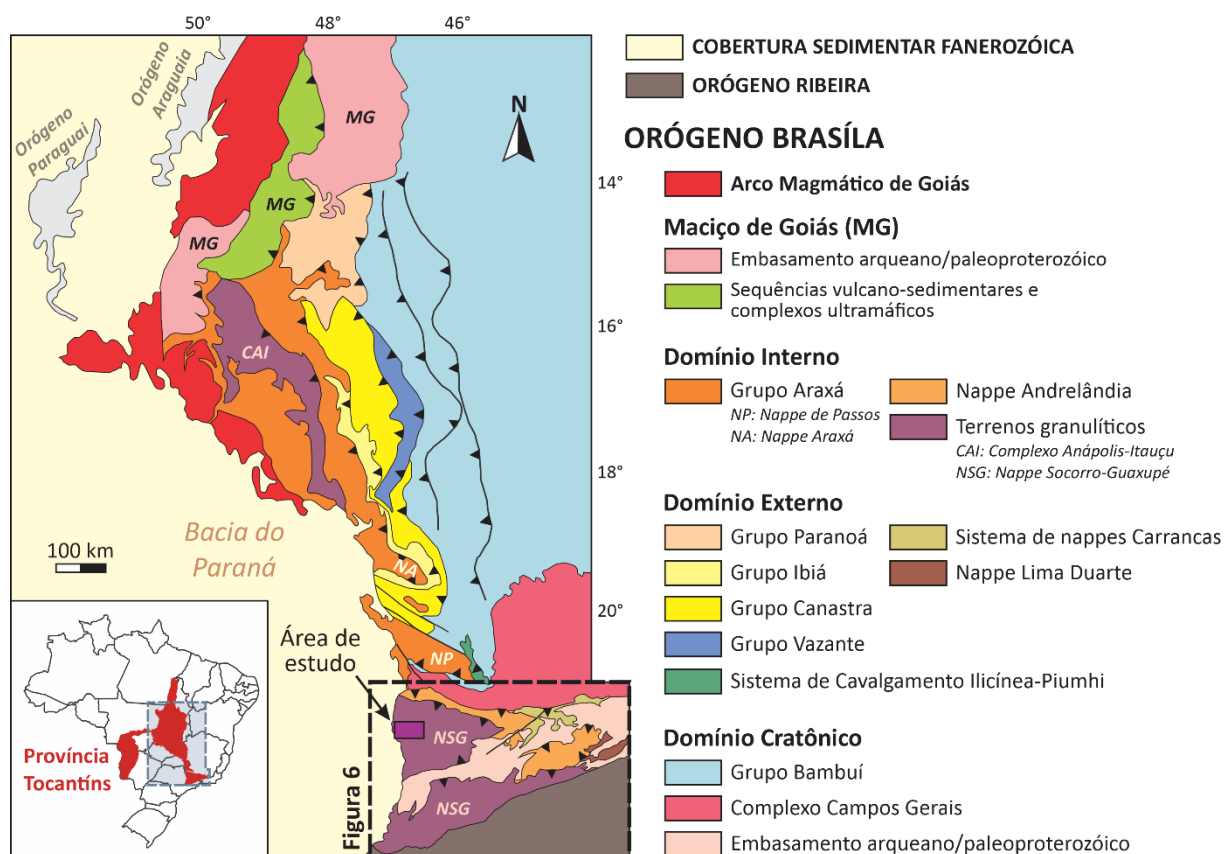


Figura 5 - Mapa simplificado de terrenos tectono-estratigráficos do Orógeno Brasília, com destaque para a área de estudo, que está inserida no segmento centro-noroeste da *nappe* Guaxupé (contorno aproximado). Redesenhado de Brito Neves, Fuck e Pimentel (2014), Fuck *et al.* (2017), Valeriano *et al.* (2004) e Rocha *et al.* (2018).

2.1.1.1 A *nappe* Socorro-Guaxupé

A unidade tectônica na qual a área de estudo está inserida apresenta um extenso registro na literatura. Este contexto foi inicialmente investigado durante os anos de 1950 e 1960 por Ebert e colaboradores, os quais foram responsáveis por descrever a morfologia da unidade de Guaxupé bem como suas relações com os conjuntos metassedimentares adjacentes.

Nas décadas seguintes, foram empreendidos trabalhos de mapeamento de sub-detalhe nos segmentos nordeste-oeste do estado de São Paulo e sul-sudoeste de Minas Gerais (*e.g.*, GOMES *et al.*, 1966; EBERT, 1968; EBERT; GONÇALVES, 1968; OLIVEIRA, 1973; OLIVEIRA; ALVES, 1974). Além destes, outros trabalhos de mapeamento regionais foram realizados na década de 1970 e, posteriormente, integrados por Cavalcante *et al.* (1979) e IPT (1981), nos quais foram descritas as principais unidades, associações litológicas e quadro estrutural/metamórfico regional.

Com o estabelecimento de modelos geotectônicos, a região de estudo passou a ser designada de maneiras distintas: Maciço Guaxupé (ALMEIDA *et al.*, 1976), Complexo Varginha (CAVALCANTE *et al.*, 1979; IPT, 1981), Cunha Guaxupé (WERNICK *et al.*, 1981),

Bloco São Paulo (HARALY; HASUI 1982), Associação Guaxupé (WERNICK; ARTUR, 1983), Sintaxe Guaxupé (EBERT; HASUI, 1998) ou Complexo Guaxupé (ARTUR, 1988; DEL LAMA *et al.*, 2000). De forma integrada, Campos Neto *et al.* (1984) propuseram a denominação *nappe* Socorro-Guaxupé, relacionando assim os dois blocos correspondentes ao domínio do arco magmático neste segmento regional.

Para o presente trabalho, a integração entre os blocos Guaxupé e Socorro não é adotada uma vez que os terrenos metamórficos abordados não contemplam as rochas da *nappe* Socorro, sendo assim preferida apenas a denominação *nappe* Guaxupé.

A *nappe* Guaxupé (Figura 6) está disposta em um formato aproximadamente triangular, com vértice mais proeminente voltado para leste. Ocorre limitada em uma área entre os paralelos 21° a 22°30'S e os meridianos 45° a 47°30'O, perfazendo a porção sudoeste de Minas Gerais e nordeste de São Paulo.

Autores como Campos Neto e Caby (1999, 2000) e Campos Neto *et al.* (2004) atestam que a *nappe* Guaxupé representa uma secção alóctone, de aproximadamente 15 km, da raiz de um antigo arco magmático neoproterozoico, de composição essencialmente granulito-granito-migmatítica. Sua origem remonta inicialmente a um magmatismo na margem continental ativa do Cráton Paranapanema, durante os estágios iniciais do Ciclo Brasileiro, entre *ca.* 790 a 640 Ma, sendo sucedida por uma etapa orogênica de colisão frontal com a placa Sanfranciscana, entre 630 a 600 Ma, a qual foi responsável por produzir as principais fases de deformação, metamorfismo e anatexia regional observadas atualmente nas rochas da região (CAMPOS NETO *et al.*, 2020).

A *nappe* Guaxupé é limitada, tanto a norte quanto a sul, por rampas laterais de alto ângulo (ou cinturões de cisalhamento) (EBERT; HASUI, 1998). A norte/nordeste, a *nappe* Guaxupé é limitada pelo Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (HASUI; OLIVEIRA, 1984; MORALES, 1993), de direção aproximadamente E-W, caracterizado por cinemática sinistral e constituído por associações supracrustais dos Grupos Araxá e Andrelândia; já a sul/sudeste, a unidade é limitada pelo Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (regionalmente designado Sistema Transcorrente Parnaíba do Sul) (EBERT *et al.*, 1991), de direção NE-SW, caracterizado por cinemática dextral e constituído por intercalações tectônicas de unidades Paleoproterozoicas (Complexo Pouso Alegre; CIOFFI *et al.*, 2016a, 2019) e Arqueanas (Complexo Amparo e Serra Negra; CIOFFI *et al.*, 2016b; OLIVEIRA *et al.*, 2019). A oeste, a *nappe* Guaxupé é recoberta por rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná.

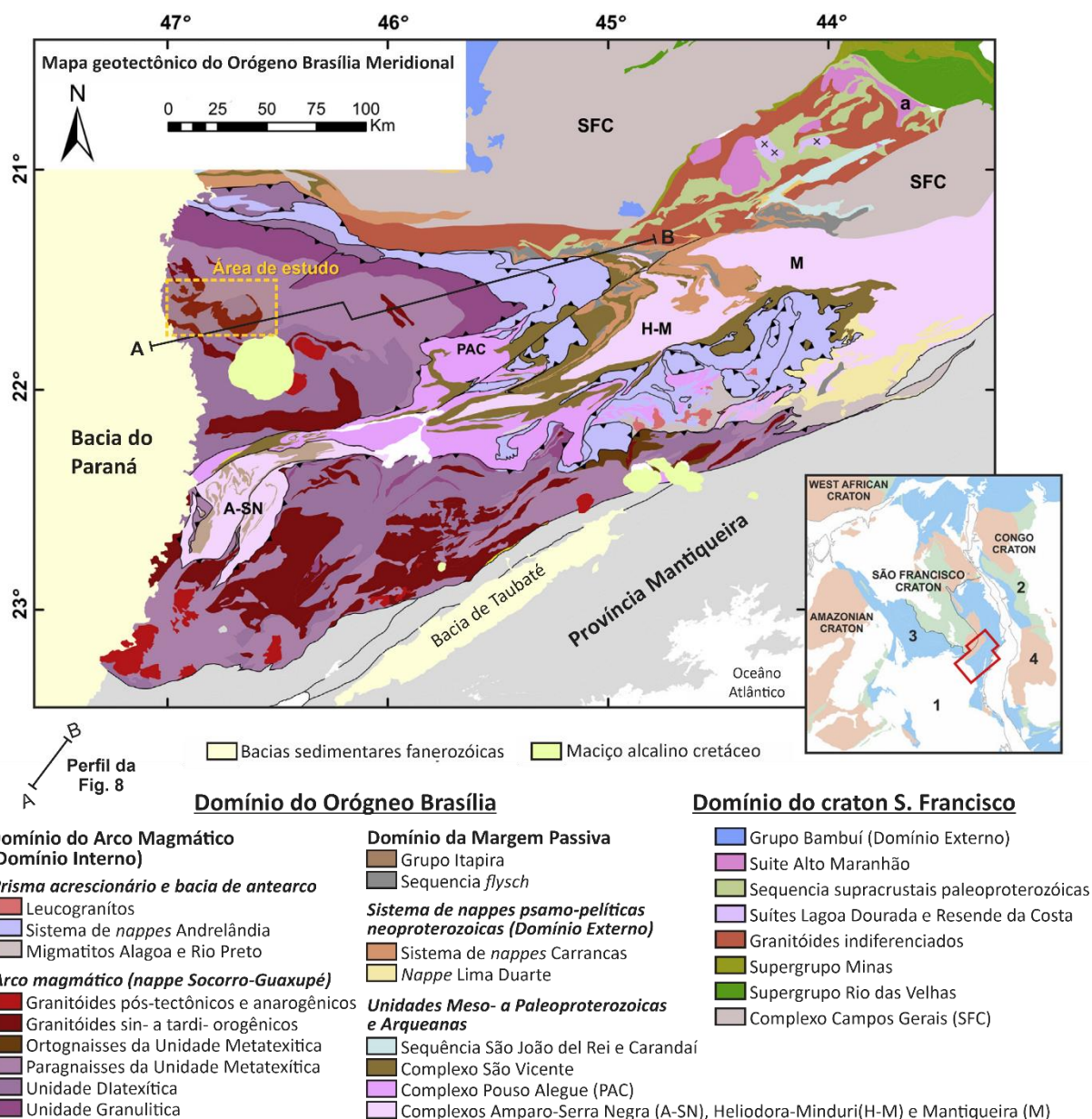


Figura 6 – Mapa de unidades tectônicas do Orógeno Brasília Meridional, com destaque para a área de estudo. Retângulo inferior direito corresponde a uma reconstrução esquemática de parte do Gondwana Ocidental, com um indicativo da localização da porção sul do Orógeno Brasília Meridional. Legenda: 1. Bacias fanerozóicas; 2. Sequencias de cobertura proterozóica; 3. Orógenos neoproterozóicos; 4. Embasamento cratônico. Extraído de Cioffi *et al.* (2019).

Segundo Zanardo *et al.* (2006), a *nappe* Guaxupé é constituída predominantemente por rochas ortoderivadas de natureza ácida a intermediária, intercaladas com rochas paraderivadas (de natureza pelítica, carbonática, psamítica, etc.), bem como rochas metamáficas e metaultramáficas subordinadas.

Hasui *et al.* (1984), Oliveira (1984) e Zanardo *et al.* (2006) descrevem que a maioria das exposições de rochas gnaulíticas da *nappe* Guaxupé ocorrem predominantemente em sua porção setentrional, enquanto que, em direção ao topo estrutural dessa unidade, a sudoeste, termos

como migmatitos, rochas de natureza supracrustal e rochas retrometamorfisadas em fácies anfibolito tendem a ocorrer de forma progressivamente mais frequentes (Figura 7a).

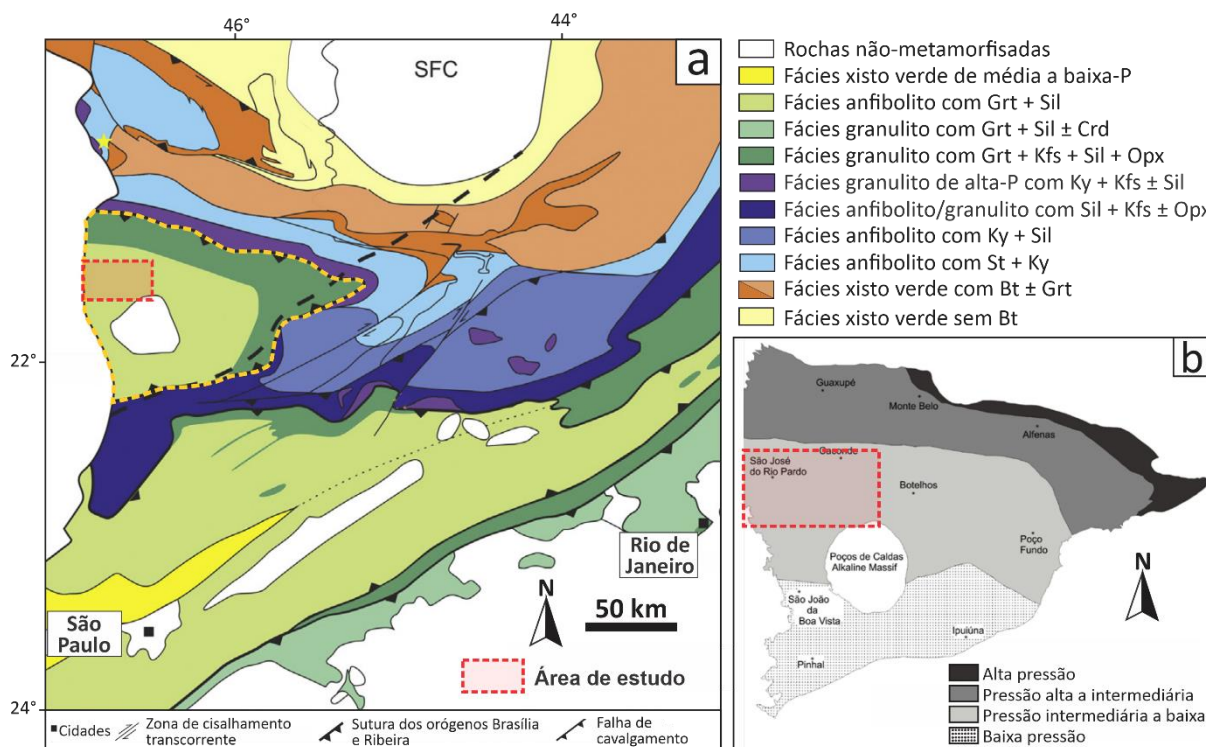


Figura 7 - (a) Mapa metamórfico do Orógeno Brasília Meridional e Orógeno Ribeira. Linha tracejada amarela desenha o contorno da *nappe* Guaxupé. Extraído de Trouw *et al.* (2013). **(b)** Projeção dos compartimentos crustais de acordo com os registros báricos do metamorfismo na *nappe* Guaxupé. Extraído de Zanardo *et al.* (2006).

Associado aos terrenos metamórficos, são também reconhecidas intrusões graníticas de afinidade crustal, geradas a partir da fusão de material oriundo dos diversos níveis da estratigrafia crustal da *nappe*, sendo contemporâneos ao início do metamorfismo principal e do evento anatético regional, derivados da etapa orogênica (JANASI, 1999).

2.1.1.1.1 Subdivisões da *nappe* Guaxupé

Algumas subdivisões regionais foram propostas na literatura, tal como a de Janasi (1992), na qual foram discriminadas as unidades *Faixa Alfenas*, *Complexo Caconde*, *Complexo Pinhal* e *Associações Graniotóides*. No entanto, a subdivisão mais frequentemente adotada na literatura até o momento é a proposta por Campos Neto e Caby (2000), na qual são discernidas três unidades, da base para o topo: *Unidade Granulítica*, *Unidade Diatexitica* e *Unidade Metatexitica*. Os contatos entre estas são reconhecidos na porção centro-norte da *nappe*,

exibindo caráter gradacional e orientação aproximadamente paralela ao *trend* estrutural E-W/NW-SE do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (Figura 6).

- *Unidade Granulítica*: corresponde ao termo inferior do conjunto, com aproximadamente 3,0 km de espessura. A unidade é constituída essencialmente por granulitos (máfico e félsico) com granada, associados a leucossoma enderbitico a charnockitico e, localmente, a intrusões sin-metamórficas de gnaiss gabro-noritico. Os granulitos máficos apresentam assinatura toleítica, ao passo que os granulitos félsicos apresentam afinidade cálcio-alcalina e composição intermediária (CAMPOS NETO *et al.*, 1996; JANASI, 1999). Ocorrem associados a batólitos graníticos cálcio-alcalinos potássicos, pré-colisionais.

- *Unidade Diatexitica*: unidade ora designada como *Ortognaisse Diatexitico* (e.g., CIOFFI *et al.*, 2019; ROCHA *et al.*, 2018); ocorre sobreposta a unidade anterior. É constituída predominantemente por corpos descontínuos de migmatitos estromáticos, metaluminosos, com alternância entre mesossoma de composição toleítica a diorítica, constituído por hornblenda-biotita-ortopiroxênio gnaiss, e melanossoma constituído essencialmente por biotita e hornblenda, além de ocorrências subordinadas de leucossoma com composição trondhjemitica-toleítica na forma de veios centimétricos a métricos. Estão também associados com granitóides cinza a róseos, deformados, com textura porfirítica, derivados da anatexia de fontes metaluminosas a peraluminosas.

- *Unidade Metatexitica*: unidade ora designada como *Paragnaisse Metatexitico* (e.g., CIOFFI *et al.*, 2019; ROCHA *et al.*, 2018); corresponde ao termo superior da sequência, que registra condições metamórficas e de anatexia que decrescem em direção ao topo estrutural, a sudoeste. Compreende predominantemente metassedimentos migmatizados, tais como granada-sillimanita-biotita gnaiss / migmatito metapelítico, associado a leucossoma com granada e biotita, que grada para xisto peraluminoso em direção ao topo, onde passa a ocorrer localmente intercalado com leucossoma muscovítico. De forma subordinada, ocorrem também intercalações de sillimanita-muscovita quartzito feldspático, gnaiss cálcio-silicático, mármore dolomítico, hornblenda gnaiss e intrusivas máficas.

Uma compartimentação distinta foi esboçada por Del Lama *et al.* (2000) na qual foram discriminados três domínios, definidos com base nas condições barométricas do metamorfismo registrados nas rochas. Posteriormente, Zanardo *et al.* (2006) complementaram esta divisão, considerando ainda um quarto compartimentos crustal de mais baixa pressão (Figura 7b).

Os autores delinearam esta compartimentação de “domínios báricos” com base no desaparecimento da cordierita na paragênese dos metassedimentos aluminosos e na ocorrência progressivamente mais frequente de granada em rochas metapelíticas e granulitos em direção a

norte, principalmente nos segmentos mais próximos à zona de sutura Alterosa, que limita o setor setentrional da *nappe* Guaxupé.

2.1.1.1.2 Aspectos estruturais regionais

A *nappe* Guaxupé ocorre tectonicamente sobreposta ao embasamento constituído por terrenos supracrustais representados pelos Complexos Itapira e Amparo, a sul, e pelos metassedimentos de margem ativa e passiva do sistema de *nappes* Andrelândia e Carrancas, respectivamente, a norte e a leste (Figura 8).

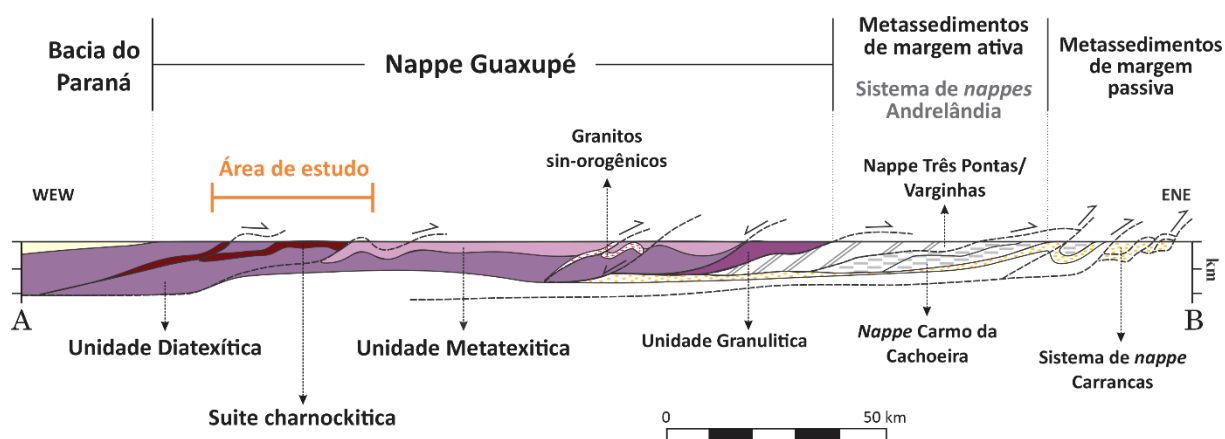


Figura 8 – Perfil WSW-ENE esquemático do setor sul do Orógeno Brasília Meridional, com a representação das unidades tectono-estratigráfica bem como falhas de empurrão, responsáveis por justapor estas unidades em posições crustais mais rasas. Perfil confeccionado de acordo com a seção desenhada na Figura 6. Redesenhado de Campos Neto (2000).

Um dos primeiros autores a caracterizar as estruturas da *nappe* Guaxupé foi Hasui (1983), que atribuiu para a foliação principal e para as lineações de estiramento uma origem atrelada a deformações provocadas por cisalhamento simples, com baixo ângulo de mergulho, de caráter dúctil, sucedida sob condições de alta temperatura.

As rochas da *nappe* Guaxupé encontram-se, no geral, estruturadas como corpos tabulares (CAMPOS NETO *et al.*, 1988), com mergulho regional sub-horizontal ou de baixo ângulo, com direção SW, associado a uma foliação metamórfica, frequentemente blastomilonítica, paralela ao bandamento composicional e aos contatos litológicos. Localmente, estas feições apresentam ondulações que configuram dobras abertas a isoclinais ou arranjos anastomosados (CAMPOS NETO; CABY, 2000; DEL LAMA *et al.*, 2000; ZANARDO *et al.*, 2006). Segundo Janasi (1992), a foliação principal sofre inflexões para NNE em segmentos associados às zonas de cisalhamento de alto ângulo nas adjacências da *nappe* Guaxupé.

Indicadores cinemáticos em feições assimétricas reconhecidas nas lineações minerais e de estiramento, orientadas ora para ENE, na porção leste, ora para WNW, na porção oeste, evidenciam que a *nappe* foi submetida a uma deformação não-coaxial, com transporte de topo para leste, paralelamente à borda sul do Cráton São Francisco (CAMPOS NETO *et al.*, 2011) (Figura 9a).

De maneira distinta, Zanardo *et al.* (2006) reconhecem uma sequência diacrônica de duas fases de transporte tectônico: uma indicando transporte de SE para NW, referente a colocação da *nappe* sobre as demais unidades tectonoestratigráficas a norte, e outra indicando transporte de oeste para leste, relacionada a implantação dos cinturões de cisalhamento adjacentes.

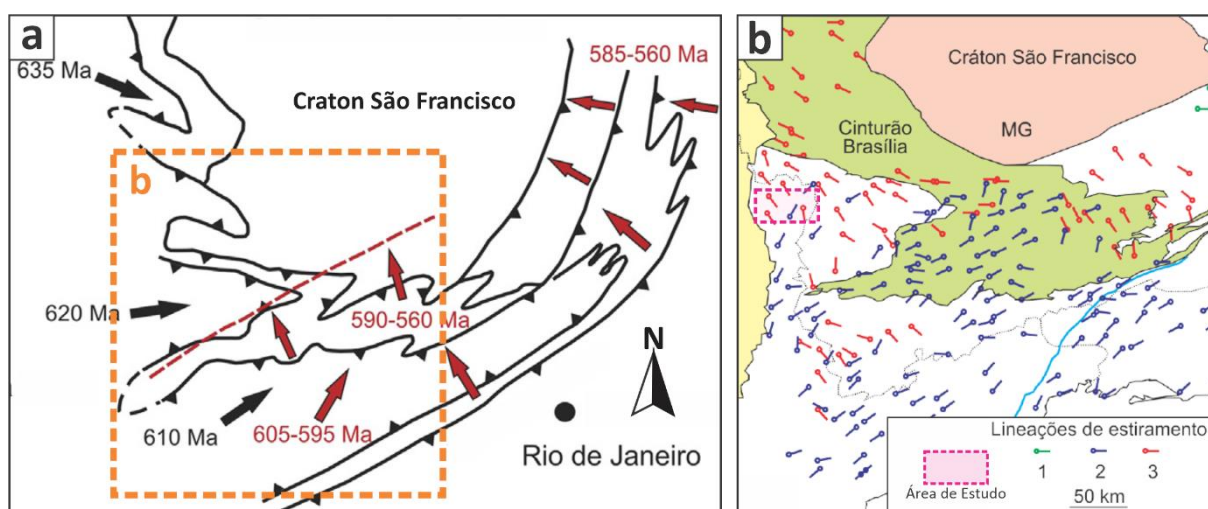


Figura 9 – (a) Mapa estrutural esquemático do setor sul do Orógeno Brasília Meridional e do Orógeno Ribeira, onde estão projetados os principais sentidos de transporte tectônico sucedido durante as colagens diacrônica que formaram ambos os orógenos. Flechas pretas representam o sentido de transporte do Orógeno Brasília enquanto as flechas vermelhas representam o sentido de transporte do Orógeno Ribeira. Extraído de Trouw *et al.* (2013). **(b)** Projeção das lineações de estiramento nos segmentos meridional do Orógeno Brasília e central do Orógeno Ribeira, os quais são afetados principalmente pela Zona de Cisalhamento Campo do Meio (lineação de estiramento 3) e pelo Sistema Transcorrente Parnaíba do Sul (lineação de estiramento 2). Lineação de estiramento (1) corresponde a deformações condicionadas pela formação do Orógeno Araçuai. Extraído de Hasui *et al.* (2012).

Já Hasui (2010) considera que as lineações com direção NW-SE estão relacionadas a formação da Zona de Cisalhamento Campo do Meio ao passo que as lineações de direção preferencial NE-SW têm relação com a estruturação do Sistema Transcorrente Parnaíba do Sul, o qual foi instituído posteriormente. Segundo o autor, as lineações com direção NW-SE são mais frequentes na porção meridional do Orógeno Brasília ao passo que as lineações NE-SW, embora também reconhecidas neste segmento, são mais características na estruturação do Orógeno Ribeira (Figura 9b).

2.1.1.1.3 Dados geocronológicos

O metamorfismo da *nappe* Guaxupé foi inicialmente abordado em trabalhos desenvolvidos nas décadas de 1950 até 1970, nos quais foram descritas as primeiras associações litológicas de alto grau metamórfico. Neste período, anterior à profusa aplicação de métodos de geocronologia isotópica, era difundida a concepção de que grande parte dos terrenos metamórficos de alto grau no território brasileiro foram gerados por eventos geológicos Arqueanos a Paleoproterozóicos (*e.g.*, ARTUR; WERNICK, 1984; FIORI; WERNICK; BETTENCOURT, 1978; WERNICK; ARTUR, 1983). No entanto, com o desenvolvimento de métodos geocronológicos robustos, novas interpretações foram propostas.

Um dos primeiros autores a empregar métodos geocronológicos nas rochas da *nappe* Guaxupé foi Oliveira (1973) que utilizou dois métodos para datar rochas coletadas na região de São José do Rio Pardo: os métodos K-Ar e Rb-Sr. Com o método K-Ar, o autor obteve idades de *ca.* 677 a 666 Ma em anfibolito enquanto com o método Rb-Sr em leucognaisse, foi obtida uma idade de *ca.* 620 Ma.

Na década de 1980, Oliveira *et al.* (1986), Campos Neto *et al.* (1988) e Artur (1988) obtiveram novos dados geocronológicos em granulitos e migmatitos da *nappe* Guaxupé. No primeiro trabalho, foram obtidas idades de 780 Ma, por meio do método U-Pb em zircão, e 600 Ma, por meio do método Rb-Sr em hornblenda granulito. O segundo, com base na datação Rb-Sr, forneceu idades de 930 ± 16 Ma para o metamorfismo principal da região e 1,30 Ga para o evento tectônico pré-orogênico. Já o terceiro trabalho, também por meio do método Rb-Sr, apresentou dois conjuntos de idades, sendo o primeiro referente ao Ciclo Transamazônico (*ca.* 2,20 a 1,80 Ga) e o segundo, ao Brasiliano (*ca.* 565 ± 35 a 560 ± 20 Ma).

No trabalho subsequente de Basei *et al.* (1995), os autores utilizaram os métodos U-Pb e Pb-Pb em zircões de rochas charnockíticas da região de Divinolândia e obtiveram idades de *ca.* 630 ± 16 Ma a 625 ± 7 . Com estes dados, os autores propuseram que o metamorfismo principal de alto grau na *nappe* Guaxupé teria sido estabelecido durante o Ciclo Brasiliano e não no Transamazônico, tal como interpretado anteriormente.

Nos levantamentos geocronológicos seguintes, nos quais houve enfoque na aplicação do método U-Pb(-Th) em zircão e monazita, as idades obtidas para o metamorfismo nos diversos níveis da estratigrafia crustal foram equivalentes às obtidas por Basei *et al.* (1995): 688 a 597 ± 17 Ma (JANASI, 1999; JANASI, 2002); 641 ± 1 a 620 ± 2 Ma (HACKSPACHER *et al.*, 2004); $639,6 \pm 3,7$ Ma (MELO, 2009); $638,4 \pm 4,8$ a $629,2 \pm 6,1$ Ma (Nascimento, 2010); 621 ± 16 a 608 ± 4 Ma (MORA; CAMPOS NETO; BASEI, 2014), entre outros.

Na última década, a petrocronologia despontou como uma abordagem frequentemente adotada nas investigações geocronológicas na *nappe* Guaxupé. Estudos envolvendo datação U-Pb, isótopos Lu-Hf e elementos traço de zircão em granulitos e migmatitos indicam a existência de três estágios tectônicos consecutivos na *nappe* Guaxupé (*e.g.*, COSTA *et al.*, 2022; MORA; CAMPOS NETO; BASEI, 2014; MOTTA *et al.*, 2021; ROCHA *et al.*, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2018): o primeiro estágio, de *ca.* 790 a 640 Ma, seria referente a um magmatismo de arco, pré-colisão continental; o segundo, de *ca.* 640 a 610 Ma, seria referente à etapa de colisão continental, pico do metamorfismo e anatexia regional; já a terceira etapa, de *ca.* 610 a 590 Ma, seria relacionada ao resfriamento do orógeno e cristalização do *melt*.

A monazita também foi adotada na investigação petrocronológica de migmatito com ortopiroxênio e granada na *nappe* Guaxupé por meio de datação U-Th-Pb_T e sistemática de elementos traço (ROCHA *et al.*, 2017). Neste estudo, os autores reconheceram a existência de monazitas com as seguintes idades: *ca.* 631 ± 4 Ma, interpretada como registro do ápice metamórfico pré-anatexia regional; *ca.* 628 ± 4 Ma, relacionada à fase de descompressão e formação de *melt* por meio da quebra da biotita; e *ca.* 629 ± 4 a 601 ± 1 Ma, relacionadas ao resfriamento metamórfico e cristalização do *melt*.

Dados geocronológicos obtidos por Westin *et al.* (2021) pelo método Ar-Ar em cristais retrometamórficos de anfibólio e biotita em metatexito ortoderivado da *nappe* Guaxupé indicam que a exumação deste terreno foi rápida e que condições térmicas retrometamórficas de aproximadamente 300 °C foram atingidas em *ca.* 590-570 Ma. Estes resultados, segundo os autores, são compatíveis com as idades obtidas por Hackspacher *et al.* (2004) na *nappe* Guaxupé ao empregar o mesmo método e são compatível também com as idades do magmatismo pós-orogênico na *nappe* Socorro (*e.g.*, JANASI *et al.*, 2009; VINAGRE *et al.*, 2014).

2.1.1.1.4 Metamorfismo e dados termobarométricos

Nos trabalhos pioneiros de Morales, Oliveira e Zanardo (1988), Oliveira (1973), Oliveira e Alves (1974, 1976), Oliveira e Hypolito (1973, 1978), Oliveira e Ruberi (1979) e Oliveira *et al.* (1983) as condições metamórficas de alto grau foram reconhecidas por meio de associações minerais diagnósticas, com as quais foram estimados valores aproximados de temperatura e pressão, entre 660 a 760 °C e 5,3 a 6,6 kb.

Os trabalhos de Oliveira e Hypolito (1978) e Oliveira e Ruberti (1979) foram pioneiros em empregar análises termobarométricas a fim de caracterizar de forma quantitativa o metamorfismo nas rochas de São José do Rio Pardo e Caconde. Tomando como base as trocas

químicas de Fe-Mg entre os pares ortopiroxênio-clinopiroxênio em granulito bem como granada-cordierita e biotita-granada em paragnaisse, os autores obtiveram valores de temperatura e pressão de 740 a 883 °C e 5,9 a 6,3 kb. Nos estudos termobarométricos seguintes de Santos (1987), Choudhuri, Carvalho e Gomes (1990), Iyer *et al.* (1996) e Campos Neto e Caby (1999) foram reconhecidas condições térmicas equivalentes (758 a 850 °C) e condições báricas mais elevadas (7,0 a 8,5 kb).

No entanto, foi Del Lama, Zanardo e Oliveira (1997) que primeiramente identificaram condições de pressão e temperatura equivalentes à fácies granulito de temperatura ultra-alta em granada granulito da região de Guaxupé (MG), na porção norte da *nappe*. Nesse trabalho, os autores reconheceram condições *P-T* entre 950 a 960 °C e 12,5 a 13,0 kb, interpretadas como registros do equilíbrio do pico metamórfico, e 820 a 860 °C e 11,0 a 12,5 kb, indicativas da fase retrometamórfica. Valores equivalentes foram posteriormente inferidos também em granulitos de diferentes localidades no segmento basal da *nappe* Guaxupé por Campos Neto e Caby (2000) e Del Lama *et al.* (2000) que obtiveram, respectivamente: $T = 990 \text{ a } 995 \text{ }^{\circ}\text{C} / P = 12,0 \text{ kb}$ e $T = 710 \text{ a } 980 \text{ }^{\circ}\text{C} / P = 7,0 \text{ a } 14,0 \text{ kb}$.

A partir de estudos em mangerito, enderbito gnaisse e metapelito com estaurolita da unidade basal da *nappe* Guaxupé, Garcia (2001) identificou uma relação diacrônica entre os picos de pressão e temperatura, os quais sucederam de forma a caracterizar uma trajetória metamórfica anti-horária, tal como inferido anteriormente por Campos Neto e Caby (2000). A autora reconheceu para o equilíbrio do ápice térmico condições *P-T* de 865 °C e 11,2 kb; já para o equilíbrio do ápice bárico, que ocorreu posteriormente, foram obtidas condições *P-T* de 848 °C e 12,2 kb. Posteriormente, ao empregar novas técnicas de termobarometria por meio da integração de dados fornecidos pelos *softwares* THERMOCAL e TWQ, Freitas (2006) obteve para a região de Caconde valores de temperatura e pressão entre 760 a 870 °C e 6,5 a 8,0 kb, superiores aos resultados de Oliveira e Hypolito (1978) e Oliveira e Ruberti (1979) para a mesma região.

Os trabalhos seguintes foram desenvolvidos com ênfase na aplicação de métodos geotermobarométricos não convencionais. Os dados obtidos nestes trabalhos são apresentados na Tabela 1 a seguir:

Tabela 1 – Valores de pressão e temperatura obtidos a partir da aplicação de métodos termobarométricos não convencionais aplicados em rochas nos diferentes níveis crustais da *nappe* Guaxupé, representados pelas unidades propostas por Campos Neto e Caby (2000). Siglas: UM = Unidade Metatexítica; UD = Unidade Diatexítica; UG = Unidade Granulítica.

Autores	Unidade(s)	Litotipos estudados	Valores <i>P-T</i> (pico metamórfico)	Valores <i>P-T</i> (retrometamorfismo)	Método de cálculo geotermobarométrico
Oliveira, Arab e Melo (2008)	UM	Rocha cálcio-silicática	T: 944 °C P: 9,3 kb	T: 620-650 °C P: 5,4-6,5 kb	AveragePT (THERMOCALC) (POWELL; HOLLAND, 1988)
Melo (2009)	UD	Granulito máfico Grt-Crd-Sil gnaiss Grt granulito.	T: 830 °C P: 11,5 kb	T: 680 °C P: 6,0 kb	AveragePT (THERMOCALC) (POWELL; HOLLAND, 1988)
Nascimento e Oliveira (2012)	UM e UG	Opx tonalito Opx granito Granulito máfico	T: 900 °C P: 10,0 kb	-	- AveragePT (THERMOCALC) (POWELL; HOLLAND, 1988) - PTMAFIC (SOTO; SOTO, 1995)
Alexandre (2013)	UG e UD	Granulito Diatexitó	T: 850 a 950 °C P: 6,0 a 11,0 kb	-	- AveragePT (THERMOCALC) (POWELL; HOLLAND, 1988) - PTMAFIC (SOTO; SOTO, 1995)
Martinez (2015)	UG	Granulito félsico	T: 883 a 989 °C P: 12,0 a 13,7 kb	-	- AveragePT (THERMOCALC) (POWELL; HOLLAND, 1988) - PTMAFIC (SOTO; SOTO, 1995)
Rocha <i>et al.</i> (2017)	UM	Metatexitó com Opx-Grt	T: 1027 ± 108°C P: 11,7 a 14,0 kb	T: 865 ± 38 °C P: 8,9 ± 0,8	- Geotermômetro baseado na solubilidade de Al em Opx-Grt (PATTISON <i>et al.</i> , 2003) - Geotermômetro Ti-no-zircão (WATSON; WARK; THOMAS, 2006)
Rocha <i>et al.</i> (2018)	UG	Grt granulito	T: 900 °C P: 12,0 kb	T: 770 °C P: 10 kb	- Geotermômetro baseado na solubilidade de Al em Opx-Grt (PATTISON <i>et al.</i> , 2003) - Geotermômetro Ti-no-zircão (WATSON; WARK; THOMAS, 2006)
Leme, Navarro e Zanardo (2020)	UG	Gnaiss granulítico Granulito máfico	T: 1078 °C P: 14,8 kb	T: 800-930 °C P: 11,0-13,5 kb	- AveragePT (THERMOCALC) (POWELL; HOLLAND, 1988) - Geotermômetro baseado na solubilidade de Al em Opx-Grt (PATTISON <i>et al.</i> , 2003) - Geotermômetro Zr-no-rutilo (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007)
Motta <i>et al.</i> (2021)	UG e UD	Grt granulito félsico Granulito máfico	T: 900 a 1050 °C P: 9,0 a 12,0 kb	T: 870 °C P: 8,5-9,0 kb	- Modelagem de equilíbrio de fases (THERMOCALC) (POWELL; HOLLAND; WORLEY, 1998) - Geotermômetro baseado na solubilidade de Al em Opx-Grt (PATTISON <i>et al.</i> , 2003) - AveragePT (THERMOCALC) (POWELL; HOLLAND, 1988)
Tasco e Moraes (2022)	UG e UM	Granulitos máfico Granulito félsico Grt-Bt diatexitó schollen	T: 877 ± 50 a 1164 ± 171 °C P: 7,3 ± 0,9 a 11,5 kb	T: 727 a 966 °C	- Geotermômetro Ti-no-quartzo (THOMAS <i>et al.</i> , 2010) - AveragePT (THERMOCALC) (POWELL; HOLLAND, 1988) - PTMAFIC (SOTO; SOTO, 1995) - Deformação do eixo-c de quartzo (FALEIROS <i>et al.</i> , 2016)

2.1.1.1.5 Gênese e evolução da *nappe* Guaxupé

Modelo geotectônico

Até meados da década de 1980, muitos autores interpretavam a *nappe* Guaxupé como uma unidade tectônica arqueana, gerada em ambiente *catazonal* que, posteriormente, teria sido retrabalhados durante os ciclos de orogênese Transamazônico, em 2.0 Ga, e Brasileiro, em 600 Ma (ARTUR, 1988; ARTUR; WERNICK, 1984; WERNICK; ARTUR, 1983). Segundo estes autores, o primeiro ciclo foi responsável por gerar as foliações cataclásticas regionais enquanto o segundo provocou regenerações da crosta por acreção vertical, retrabalhamento crustal e anatexia regional.

No entanto, a partir do final da década de 1980 e início da década de 1990, nos trabalhos de Vasconsellos e Janasi (1989) e de Campos Neto (1991), foram reconhecidos indícios de um extenso magmatismo brasileiro, marcado principalmente pela presença de granitos cálcio-alcalinos do tipo-I cordilheirano. Com base nestas evidências, Campos Neto (1991) propôs para a *nappe* Socorro-Guaxupé uma origem atrelada a evolução de arcos magmáticos neoproterozóicos, gerados durante os estágios de subducção, pré-orogênese brasileira. Como um complemento a este modelo, Campos Neto e Caby (2000) propuseram que estes arcos magmáticos teriam sido gerados na margem continental do Cráton Paranapanema e que teriam condicionado um expressivo espessamento crustal.

Posteriormente, Campos Neto *et al.* (2004) atestaram que a *nappe* Guaxupé registra processos tectônicos mais antigos, rápidos e sucedidos sob condições mais quentes que as demais unidades adjacentes na porção sul do Orógeno Brasília Meridional. Os autores indicaram que a etapa de subducção, responsável pela geração do arco magmático, perdurou por *ca.* 45 Myr (entre *ca.* 670 a 625 Ma) ao passo que a etapa de colisão continental frontal, metamorfismo e deformação regional ocorreu de forma praticamente “instantânea”, no decorrer de *ca.* 7,0 Myr (entre 625 a 618 Ma).

No entanto, estudos geocronológicos recentes propõem a extensão temporal do estágio de arco magmático em até 150 Myr (Figura 10a-b) e a da colisão continental em até 40 Myr (Figura 10c) (MORA; CAMPOS NETO; BASEI, 2014; MOTTA *et al.*, 2021; ROCHA *et al.*, 2017, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2018; VINAGRE *et al.*, 2014).

Por meio da petrocronologia de zircão em metatexito, Costa *et al.* (2022) reconheceram idades ainda mais antigas que as previamente estipuladas, de até *ca.* 890 Ma, em zircões com assinaturas Lu-Hf moderadamente juvenis, as quais os autores atribuíram à (1) um magmatismo

sucedido nas etapas iniciais de formação do arco magmático continental ou, ainda, (2) à um magmatismo associado a um sistema de subducção intra-oceânico, até então não reconhecido na *nappe* Socorro-Guaxupé, porém presente no domínio do arco magmático na porção setentrional do orógeno (Arco Magmático de Goiás; *e.g.*, PIMENTEL; FUCK, 1992).

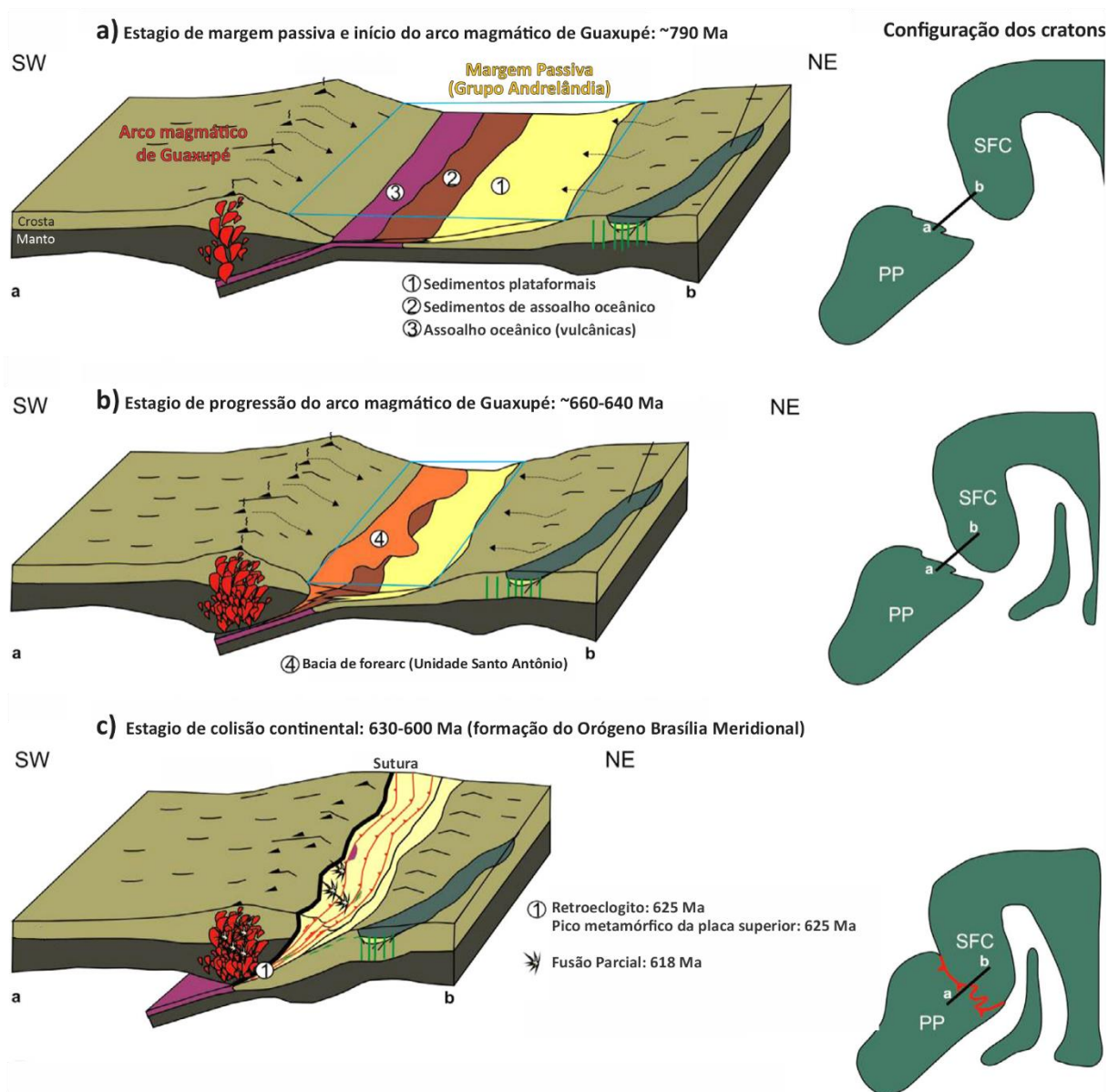


Figura 10 – Modelo de evolução tectônica proposto para o Orógeno Brasília Meridional, desde o estágio inicial de subducção até o estágio de colisão continental. **(a)** Desenvolvimento da margem passiva do Cráton São Francisco (SFC) e do arco magmático na margem continental do Cráton Paranapanema (PP). **(b)** Evolução do arco de Guaxupé, desenvolvimento de uma bacia de forearc e subducção dos sedimentos de margem passiva. **(c)** Estágio de colisão continental associada a processos de anatexia e metamorfismo. Modelo extraído de Coelho *et al.* (2017). Idades dos estágios tectônicos adaptadas segundo Campos Neto *et al.* (2020).

Fonte de calor

O expressivo fluxo térmico sucedido na *nappe* Socorro-Guaxupé é corroborado por evidências de um metamorfismo de temperatura ultra-alta (*i.e.*, $T \geq 900\text{ }^{\circ}\text{C}$) nos diversos estudos petrológicos empreendidos na *nappe* (*e.g.*, CAMPOS NETO; CABY, 2000; DEL LAMA *et al.*, 2000; DEL LAMA; ZANARDO; OLIVEIRA, 1997; JANASI, 2002; LEME; NAVARRO; ZANARDO, 2020; MOTTA *et al.*, 2021; NASCIMENTO; OLIVEIRA, 2012; OLIVEIRA; ARAB; MELO, 2008; ROCHA *et al.*, 2017, 2018; TASCO; MORAES, 2022; TEDESCHI *et al.*, 2018).

Em estudos conduzidos durante as décadas de 1990 e anos 2000, era admitido que a fonte do calor adicional que condicionou o sobreaquecimento da *nappe* durante o ciclo brasileiro procedia de intrusões magmáticas, provavelmente de natureza basáltica, derivadas do manto e que foram alojadas nas porções mais inferiores da crosta.

Freitas (2006) sugere que o alto regime térmico reconhecido na *nappe* pode ter sido condicionado (1) em virtude da proximidade a um arco magmático, (2) por incorporação de material com alta produção radiogênica ou ainda (3) pela somatória de processos sucedidos durante e após a colisão continental, tais como *alto fluxo térmico mantélico, dissipação mecânica da energia de deformação crustal, advecção de material quente em profundidades para porções intermediárias da crosta e condução de calor por relaxamento crustal*.

Alguns autores (*e.g.*, JANASI *et al.*, 2009; MORA; CAMPOS NETO; BASEI, 2014) defendem que o sobreaquecimento da *nappe* tenha sido causado por *underplating* em decorrência de delaminação da base da crosta continental, o que teria promovido a interação entre a crosta inferior (fria) e a astenosfera (quente) durante o estágio de orogênese.

Tedeschi *et al.* (2018) propuseram que a *nappe* Guaxupé foi submetida a condições de temperatura ultra-alta em virtude da contribuição de fatores que ocorreram durante a evolução tectônica, desde o estágio de arco magmático até a colisão frontal e formação de um orógeno colisional continental: (1) colocação de magmas basálticos e (2) espessamento crustal. Segundo estes autores, o processo de espessamento crustal teria condicionado a adição de calor não apenas por conta da colocação de magmas quentes, mas também pela mobilização de material radioativo que também foi responsável pelo sobreaquecimento do sistema.

Motta (2018) sugere um modelo semelhante, no qual o sobreaquecimento deste terreno teria sido condicionado pela combinação de dois fatores principais: o primeiro fator, predominante na geração de calor, seria a geração de líquido anatético nas porções inferiores da crosta que, posteriormente, teriam migrado para níveis crustais superiores, interagido com

fontes mais radiogênicas, e sobreaquecido as rochas desse terreno em virtude do decaimento radioativo promovido pela nova mistura. Já o segundo fator seria uma fonte de calor provavelmente de origem mantélica, a qual seria evidenciada pelo enriquecimento de Sr e ^{176}Hf radiogênico nos corpos de afinidade charnockítica das Suítes Paraguaçu e Divinolândia.

A cronologia do evento metamórfico de temperatura ultra-alta ainda é um assunto em discussão na literatura: alguns autores (*e.g.*, ROCHA *et al.*, 2017, 2018), defendem uma relação direta entre este evento metamórfico e a etapa de orogênese colisional seguida por anatexia regional. Já outros (*e.g.*, TEDESCHI *et al.*, 2018) vão de encontro a esta interpretação ao relacionar este metamorfismo de temperatura extrema já à fase de arco magmático anterior ao estágio de colisão continental.

CAPÍTULO III: REVISÃO DO QUADRO GEOLÓGICO LOCAL

Neste capítulo, é apresentada uma síntese da geologia das regiões de São José do Rio Pardo e Caconde, definida em grande parte nos mapeamentos de subdetalhe empreendidos por Campos Neto e Figueiredo (1985), Freitas (2006), Juliani, Schorscher e Beljavskis (1984), Morales *et al.* (1992), Morales, Oliveira e Zanardo (1988), Oliveira (1973), Oliveira e Alves (1974) e Oliveira *et al.* (1983). Nestes trabalhos, foram descritos os principais litotipos que compõem o arcabouço geológico local bem como as principais fases de deformação, metamorfismo e migmatização às quais os litotipos foram submetidos durante sua evolução na crosta continental.

3.1 CARACTERIZAÇÃO DOS LITOTIPOS DA ÁREA DE ESTUDO

As regiões que correspondem às folhas São José do Rio Pardo e Caconde estão inseridas no contexto geológico da porção centro-noroeste da *nappe* Guaxupé, no qual são reconhecidas associações de rochas metamorfasadas em alto grau (fácies granulito e anfibolito alto), tais como granulitos (félsicos e máficos), gnaisses e migmatitos. Os litotipos ocorrem intercalados ou tectonicamente imbricados entre si na forma de corpos lenticulares ou estratiformes (MORALES *et al.*, 1992) cujos contatos são predominantemente gradacionais (principalmente entre os litotipos migmatíticos) ou, menos frequentemente, abruptos (OLIVEIRA *et al.*, 1983).

Na região, são discriminados dois conjuntos litológicos principais (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985; MORALES *et al.*, 1992) (Figura 11): um conjunto constituído por sequencias paraderivadas intercaladas a metatexitos e outro formado por rochas ortoderivadas de natureza granítica e charnockítica. Intercalados a ambos os conjuntos litológicos, porém mais intimamente associados às sequencias paraderivadas (MORALES *et al.*, 1992; FREITAS, 2006), são também reconhecidas ocorrências restritas de corpos lenticulares ou camadas localizadas de rochas metamáficas (Figura 11).

Neste trabalho, o conjunto litológico caracterizado pelas intercalações de rochas paraderivadas e metatexitos e o conjunto ortoderivado granítico são interpretados como correlatos, respectivamente, às unidades Metatexítica e Diatexítica, tal como adotado por Mora (2013). Já o conjunto de rochas ortoderivadas da série charnockítica é interpretado como correspondente à Suíte Charnockítica de São José do Rio Pardo (CAMPOS NETO *et al.*, 1988).

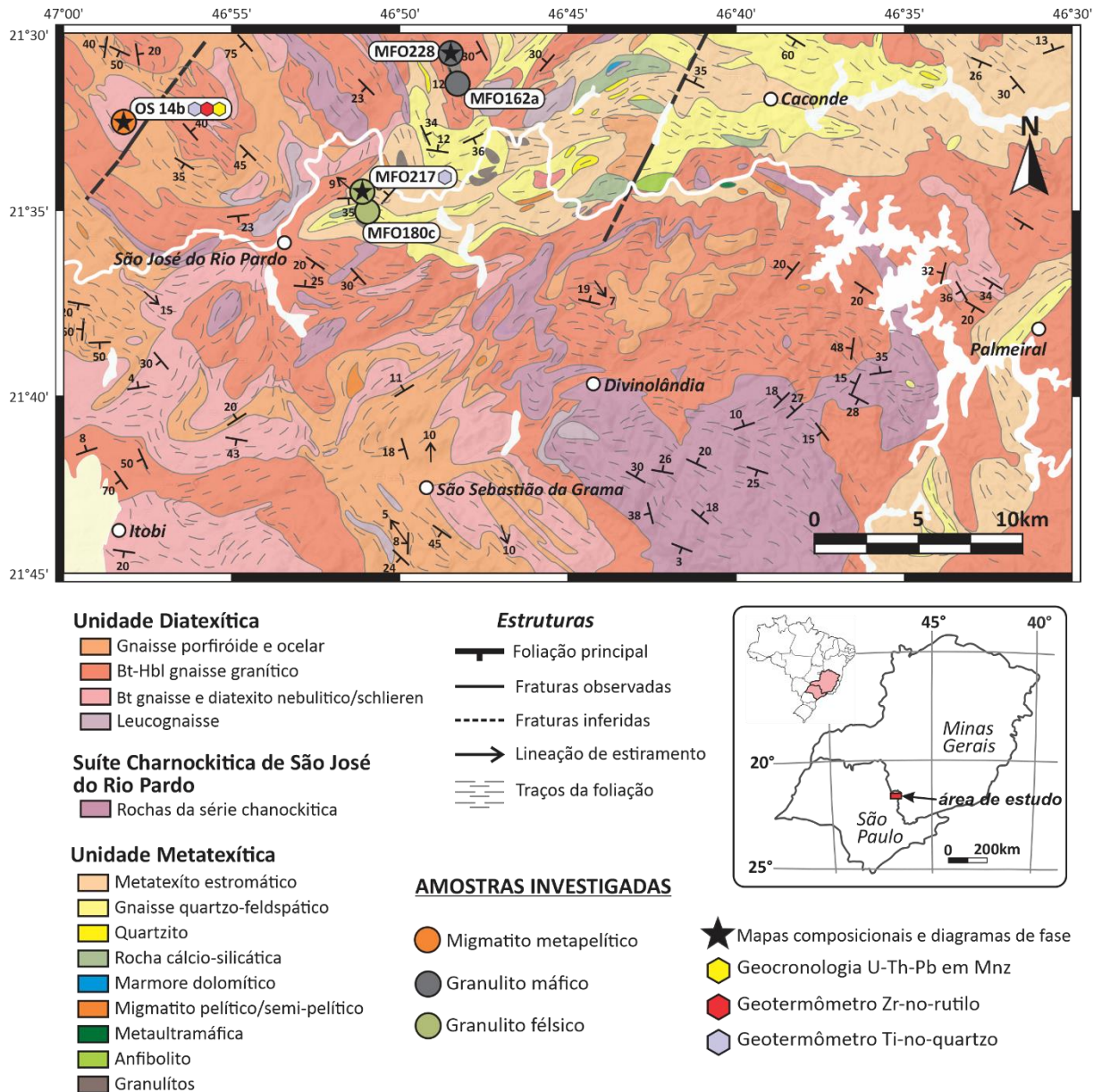


Figura 11 – Mapa geológico de sub-detulhe da região de São José do Rio Pardo e Caconde (SP-MG), com a localização das amostras estudadas. Redesenhado de Campos Neto *et al.* (1988) e Zanardo (1992).

3.1.1 Unidade Metatexitica

A Unidade Metatexitica ocorre nas porções centro-norte e nordeste da folha São José do Rio Pardo e nas porções norte, nordeste e leste da folha Caconde (Figura 11). A unidade compreende faixas contínuas, formadas por litotipos paraderivados, intercalados a metatexitos e a corpos restritos de rochas metamáficas e, raramente, metaultramáficas. Dentre as principais ocorrências que constituem as sequencias paraderivadas, são destacados os seguintes litotipos: ($\pm$ cordierita $\pm$ sillimanita) granada-biotita gnaiss, leucognaiss (гнаiss essencialmente quartzo-feldspático, com ausência ou presença muito rara de fases máficas), rocha

calciossilicática, quartzito e mármore dolomítico (JULIANI; SCHORSCHER; BELJAVSKIS, 1984; OLIVEIRA, 1973; OLIVEIRA; ALVES, 1974; OLIVEIRA *et al.*, 1983). Intercalados a estes são também identificadas rochas metamáficas e metaultramáficas, dispostas na forma de corpos lenticulares mapeáveis ou como intercalações estratiformes ou *boudins* localizados (Figura 11). Estes são descritos como anfibolito (frequentemente, contendo clinopiroxênio e, raramente, granada), granulito máfico (ocasionalmente, contendo granada) e rocha ultramáfica, que hospedam olivina fortemente serpentinizada (OLIVEIRA; ALVES; KIHARA, 1993; OLIVEIRA; HYPOLITO, 1978).

As rochas deste conjunto apresentam estrutura maciça a gnaissificada, marcada pela iso-orientação de minerais máficos (principalmente clinopiroxênio, anfíbolio e biotita), e pelo estiramento de cristais de quartzo e feldspato potássico nos termos mais quartzo-feldspáticos, tal como ocorre no leucogneisse (OLIVEIRA *et al.*, 1983). Bandamentos composicionais e texturais paralelos a foliação principal também são frequentemente reconhecidos nos litotipos da região, especialmente em granada-biotita gnaiss (OLIVEIRA; RUBERTI, 1979) e em rocha calciossilicática (OLIVEIRA; ALVES, 1976; OLIVEIRA; HYPOLITO, 1973).

Associadas a estas sequências, são descritas extensas ocorrências de metatexitos estromáticos, dobrados ou, raramente, com estruturas em rede (*net-structure metatexites*). No geral, estes são constituídos por intercalações entre segmentos leucocráticos, de composição granítica ou essencialmente quartzo-feldspática, e segmentos meso- a melanocráticos, de composição diorítica, granodiorítica, tonalítica e anfibolítica (OLIVEIRA *et al.*, 1983), os quais podem, localmente, hospedar granada (JULIANI; SCHORSCHER; BELJAVSKIS, 1984; FREITAS, 2006). A gradação para termos mais quartzítico também é um aspecto frequentemente reconhecido nesses litotipos (JULIANI; SCHORSCHER; BELJAVSKIS, 1984; OLIVEIRA; ALVES, 1974).

3.1.2 Suíte Charnockítica de São José do Rio Pardo

A Suíte Charnockítica de São José do Rio Pardo é constituída por agrupamentos de rochas ortoderivadas da série cálcio-alcálica, portadoras de ortopiroxênio, representadas por variedades ácidas a intermediárias (OLIVEIRA, 1973; OLIVEIRA; ALVES, 1974; OLIVEIRA *et al.*, 1983), que ocorrem, por vezes, associadas à litotipos graníticos da Unidade Diatexítica por meio de contatos difusos (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985; MORA, 2013).

Na área de estudo, o Maciço Divinolândia (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985; JANASI, 1997, 2002; OLIVEIRA; ALVES; KIHARA, 1993; OLIVEIRA *et al.*, 1983)

corresponde ao bloco da suíte charnockítica com maior extensão em área e compreende parte do segmento sul da folha Caconde. Este bloco apresenta um formato semianular, dobrado em um dos flancos (Figura 11). É constituído por termos charnockíticos intermediários, tais como ortopiroxênio monzonito, granito e tonalito, a intermediários alcalinos, tal como ortopiroxênio sienito (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985; OLIVEIRA *et al.*, 1983; MORALES *et al.*, 1992). Intercalados a estes, são também reconhecidas ocorrências localizadas de granulito máficos e anfibolito (OLIVEIRA; ALVES; KIHARA, 1993; OLIVEIRA *et al.*, 1983; MORA, 2013). Já o Maciço Mococa (CAMPOS NETO *et al.*, 1988; OLIVEIRA, 1973) corresponde ao bloco do segmento nordeste da suíte charnockítica, o qual corresponde a dois corpos lenticulares, orientados paralelamente segundo a estruturação regional NW-SE (Figura 11). Este bloco é constituído por associações litológicas semelhante ao Maciço Divinolândia. No entanto, neste são descritas ocorrências mais frequentes de termos alcalinos (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985).

No geral, estas rochas são granoblásticas, de cor cinza-esverdeada que, frequentemente, apresentam estruturas planares bem definida, descritas como uma foliação homogênea do tipo gnaissificação, marcada principalmente pela iso-orientação de cristais máficos e opacos.

3.1.3 Unidade Diatexítica

A Unidade Diatexítica se estende pelas porções oeste e centro-sul da folha São José do Rio Pardo e centro-sul-sudoeste da folha Caconde, o que corresponde ao conjunto litológico de maior extensão na área de estudo (Figura 11). Sua ocorrência é também relatada como corpos lenticulares, intercalados a litotipos da Unidade Metatexítica (OLIVEIRA; ALVES, 1974).

Esta unidade conta com uma ampla variedade de gnaisses e diatexitos róseos, predominantemente de composição granítica, dispostos ora de maneira continua ora descontínua, associados por vezes a intercalações estratiformes ou *boudins* de anfibolito e granulito máfico, semelhante aos descritos nos conjuntos litológicos anteriores. Estão presentes também corpos localizados de paragnaisse.

Regionalmente, os litotipos (desta unidade) que ocorrem com maior frequência na área de estudo são descritos como diatexitos nebulíticos e schlieren, caracterizados pelo predomínio de leucossoma granítico em detrimento ao melanossoma anfibolítico (OLIVEIRA; ALVES, 1974). O leucossoma róseo granítico é constituído essencialmente por quartzo, plagioclásio (oligoclásio) e feldspato potássico (microclínio), sendo esta última a fase predominante, por vezes ocorrendo como porfiroblastos. Além desses, a assembléia principal também é

constituída por anfíbolio e biotita em proporções modais subordinadas (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985; JULIANI; SCHORSCHER; BELJAVSKIS, 1984; OLIVEIRA; ALVES, 1974; OLIVEIRA *et al.*, 1983). Raramente, também são reconhecidas ocorrências localizadas de porfiroblastos de granada (FREITAS, 2006; MORA, 2013; OLIVEIRA; ALVES, 1974).

Já o mesossoma e melanossoma dessas rochas são termos subordinados dessa unidade. Apresentam composição diorítica a anfibolítica e são constituídos por associações contendo hornblenda pardo-esverdeada, plagioclásio (andesina; frequentemente antipertítico) e quartzo. Subordinadamente, também podem estar presentes biotita pardo-avermelhada e clinopiroxênio (OLIVEIRA; ALVES, 1974; OLIVEIRA *et al.*, 1983).

3.2 FASES DE DEFORMAÇÃO

O terreno granulito-gnaiss-migmatítico de São José do Rio Pardo e Caconde apresenta um complexo padrão estrutural, marcado por fases de deformação de caráter dúctil e rúptil. No entanto, neste tópico serão abordadas apenas as estruturas de caráter dúctil uma vez que estas são contemporâneas aos estágios tetônicos que condicionaram a formação das rochas metamórficas da região.

Embora não haja um consenso sobre as principais fases de deformação na área de estudo, é possível considerar a existência de, pelo menos, três fases principais de acordo com a literatura: Dn-1, Dn e Dn+1.

A primeira fase (Dn-1), reconhecida por Campos Neto e Figueiredo (1985) e Morales (1988), é definida com base em uma foliação e um bandamento composicional pretérito (Sn-1), fortemente transpostos pela deformação Dn. Ocorrem normalmente paralelizados em relação a foliação Sn, mas são individualizados localmente, em algumas zonas de charneiras das dobras intrafoliares Dn com base na isorientação de cristais de biotita e anfíbolio e no estiramento de cristais de quartzo (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985). Esta fase é descrita como cedo-tectônica (MORALES, 1988), cuja origem ocorreu sob condições de fácies anfíbolito pré-pico metamórfico (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985).

A segunda fase (Dn) exibe os padrões estruturais mais bem desenvolvidos e foi descrita pela maioria dos autores que trabalharam na região. Ela é descrita com base em padrões de deformação que afetam os litotipos da área de maneira heterogênea (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985).

Os principais padrões estruturais que permitiram o reconhecimento dessa fase são: foliação de transposição Sn e dobras isoclinais Dn. A foliação de transposição Sn é do tipo

gnaissificação, paralela a um bandamento composicional descontínuo e difuso que ocorre principalmente em migmatitos e paragneisses (OLIVEIRA; ALVES, 1974), e apresenta direção NW-SE com mergulho para S-SW, concordante com o padrão estrutural regional. É marcada principalmente pela deformação plástica e recristalização de cristais de quartzo, biotita, feldspatos, anfibólio e piroxênio (MORALES, 1988; OLIVEIRA *et al.*, 1983). Já as dobras Dn são isoclinais similares, contidas na foliação Sn (intrafoliais) e ocorrem ora transpostas ora desenhados por ela (OLIVEIRA *et al.*, 1983). Apresentam flancos bem desenvolvidos e adelgaçados além de charneiras arredondadas e espessadas (JULIANI; SCHORSCHER; BELJAVSKIS, 1984; MORALES, 1988; OLIVEIRA *et al.*, 1983). Estas estruturas afetam não apenas os litotipos regionais, mas também os *boudins* anfibolíticos (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985).

Provavelmente as rochas presentes na área de estudo foram submetidas a essa fase de deformação Dn logo após o ápice metamórfico uma vez que estas estruturas também afetam em grande parte os migmatitos de segunda fase (descritos no tópico a seguir) e a gênese destes, por sua vez, é atribuída já à fase retrometamórfica.

Já a terceira fase Dn+1 é marcada pela deformação incipiente, em escala mesoscópica, das estruturas anteriores, sem o desenvolvimento de uma nova foliação. Essa fase descreve ondulações suaves que inflecionam a foliação Sn, principalmente nas associações granito-charnockíticas (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985), onde são formadas dobras cilíndricas abertas e isopacas, ora com orientação NW-SE e eixo com caimento para SE (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1985) ora com orientação NNE e eixo com caimento para SSE (MORALES, 1988), mas ambos com plano axial subvertical. Estas estruturas podem também ser contemporâneas à zonas de cisalhamento tardi-tectônicas de alto ângulo, com deslocamento dextral, presentes na região de São João do Paraíso, nas quais ocorrem corpos graníticos lenticulares restritos, provavelmente de origem anatética (MORALES, 1988).

3.3 METAMORFISMO E MIGMATIZAÇÃO

De acordo com os trabalhos de mapeamento citados anteriormente e outros realizados com ênfase no estudo de litotipos metamórficos específicos (*e.g.*, OLIVEIRA; ALVES, 1976; OLIVEIRA; ALVES; KIHARA, 1993; OLIVEIRA; ARAB; MELO, 2008; OLIVEIRA; HYPOLITO, 1973, 1978; OLIVEIRA; RUBERTI, 1979), o conjunto litológico que compõe o terreno granulito-gnaiss-migmatítico de São José do Rio Paro e Caconde foi submetido a, pelo

menos, duas fases metamórficas principais, sucedidas consecutivamente durante os estágios tectônicos de edificação e exumação do Orógeno Brasília Meridional.

A primeira e mais importante fase (M1) é caracterizada por um metamorfismo regional de fácies granulito, desenvolvido anteriormente ou durante estágios iniciais de implantação da foliação regional principal, que condicionou a formação dos principais litotipos metamórficos paraderivados (*e.g.*, paragnaisse pelítico/semi-pelítico, leucognaisse, rocha calciossilicática, quartzito e mármore dolomítico) e ortoderivados (*e.g.*, granulitos e rochas ígneas da série charnockítica) bem como a formação de suas respectivas paragêneses diagnósticas: ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + anfibólio marrom em granulitos; granada + sillimanita + pertita ± cordierita ± espinélio em rocha metapelítica; e clinopiroxênio + wollastonita + escapolita + plagioclásio + granada em rocha cálciossilicática (*e.g.*, FREITAS, 2006; MORALES; OLIVEIRA; ZANARDO, 1988; OLIVEIRA, 1973; OLIVEIRA; ALVES, 1974, 1976; OLIVEIRA; ALVES; KIHARA, 1993; OLIVEIRA; HYPOLITO, 1973, 1978; OLIVEIRA; RUBERTI, 1979). Junto a essa associação metamórfica de alto grau também foi instituído o caráter granoblástico e o bandamento regional destas rochas (MORALES; OLIVEIRA; ZANARDO, 1988).

A intensidade desse metamorfismo também condicionou a anatexia inicial dos litotipos metamórficos e, conseqüentemente, permitiu a formação das primeiras fases de migmatitos. Estes, reconhecidos nas zonas não afetadas pela migmatização de segunda fase, apresentam normalmente estrutura estromática ou dobrada e são caracterizados pela escassez de feldspato potássico (em relação aos termos gerados na segunda fase) e por apresentar leucossoma cinza granodiorítico a monzogranítico e melanossoma diorítico a tonalítico (MELO; OLIVEIRA, 2013; MORALES, 1988; OLIVEIRA, 1984; OLIVEIRA *et al.*, 1983). Segundo Melo (2009), os migmatitos de primeira fase apresentam características geoquímicas que sugerem uma origem em ambiente de transição entre crosta inferior e superior.

A segunda fase de metamorfismo (M2), mais frequentemente reconhecida nos litotipos em direção à S-SW da *nappe* (HASUI *et al.*, 1984; OLIVEIRA, 1984), é descrita como uma fase associada ao retometamorfismo regional que atingiu condições de fácies anfibolito contemporaneamente à implantação da foliação regional principal. Esta fase é responsável pela transformação, ora parcial ora total, do granulito máfico em anfibolito e pela gênese dos litotipos diatexíticos graníticos à aplíticos. Nesta segunda fase de migmatização, o neossoma foi estabelecido de maneira concordante em relação à foliação principal, o que atribuiu o caráter bandado e gerou as estruturas nebulíticas nos diatexitos da unidade diatexitica (JULIANI; SCHORSCHER; BELJAVSKIS, 1984; MORALES, 1988; OLIVEIRA *et al.*, 1983). Estudos

geoquímicos empreendidos por Melo (2009) sugerem que estes migmatitos foram estabelecidos em um ambiente de crosta continental superior, onde foram formados produtos anatéticos essencialmente mais acídicos que os de primeira fase.

Os registros desse estágio retrometamórfico tem ocorrência disseminada, mas são mais prontamente identificados com base nas transformações mineralógicas sucedidas em litotipos granulíticos e em paragnaisse com granada e sillimanita. As principais transformações que indicam este estágio metamórfico são: transformação de ortopiroxênio e clinopiroxênio em hornblenda verde; transformação da hornblenda marrom em biotita parda; transformação do ortoclásio em microclínio e recristalização do feldspato potássico (microclínio) (MORALES; OLIVEIRA; ZANARDO, 1988; OLIVEIRA; ALVES, 1974; OLIVEIRA *et al.*, 1983).

Morales, Oliveira e Zanardo (1988) e Morales *et al.* (1992) reconheceram ainda uma terceira fase metamórfica, de fácies xisto verde, que ocorre restrita às proximidades das principais zonas de fraturas, onde são mais frequentemente reconhecidas as seguintes transformações mineralógicas: transformação do ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita para clorita e epidoto, passagem da biotita castanha para biotita verde e saussuritização do plagioclásio.

Outros litotipos como quartzito, mármore dolomítico e leucognaisse não apresentam mineralogia diagnóstica que possa fornecer informações a respeito das fases metamórficas e, por isso, não foram investigados nesse e nos outros trabalhos.

CAPÍTULO IV: APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Nesse capítulo, são apresentadas as descrições dos litotipos estudados e resultados da modelagem termodinâmica, geotermometria de elementos traço e geocronologia U-Th-Pb_T em monazita. Os dados de química mineral podem ser consultados no ANEXO I.

A localização dos litotipos investigados está exposta no mapa da Figura 11. As amostras de granulito máfico e granulito félsico foram coletadas da Unidade Metatexítica enquanto a amostra de biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico foi coletada da Unidade Diatexítica.

4.1 DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS E QUÍMICA MINERAL

4.1.1 Granulito máfico (amostras MFO228 e MFO162b)

As amostras de granulito máfico foram coletadas em lentes de rocha metamáfica, localizadas próximas ao limite norte da área de estudo (Figura 11). A rocha é cinza-escura/cinza-esverdeada, com estrutura maciça a fracamente gnáissica e que exhibe esparsos *patches* milimétricos a centimétricos, compostos por agrupamentos de cristais de plagioclásio e quartzo subordinado (Figura 12a).

O termo *patch* foi empregado por Sawyer (2008) para designar discretas porções macroscópicas de leucossoma formados em sítios restritos de uma rocha submetida a baixas taxas de fusão parcial. No entanto, para as descrições dos litotipos expostas a seguir, o termo *Patch* é adotado para se referir a um agrupamento de grãos félsicos, tanto em escala macro quanto microscópica, bordejados por cristais máficos e que podem ou não ser derivados da cristalização de *melt* não segregado.

O granulito máfico é constituído essencialmente por anfibólio (± 40 -45%), clinopiroxênio (± 25 -35%), ortopiroxênio (± 7 -13%) e plagioclásio (± 5 -15%). Quartzo e biotita ocorrem apenas na amostra MFO162b em proporção inferior a 5%. Pirita e apatita também ocorrem, mas como fases acessório.

A rocha exhibe uma fraca foliação (Sn) do tipo gnaissificação, marcada pela iso-orientação incipiente de anfibólio, piroxênios e plagioclásio (Figura 12b). Sua petrotrama caracteriza uma textura granoblástica lobulada (Figura 12c), formada predominantemente por cristais anedrais cuja granulação varia, no geral, de fina a média, embora também ocorram esparsos

porfiroblastos de anfibólio com granulação grossa, ricos em inclusões (textura poiquiloblástica) principalmente na amostra MFO162b.

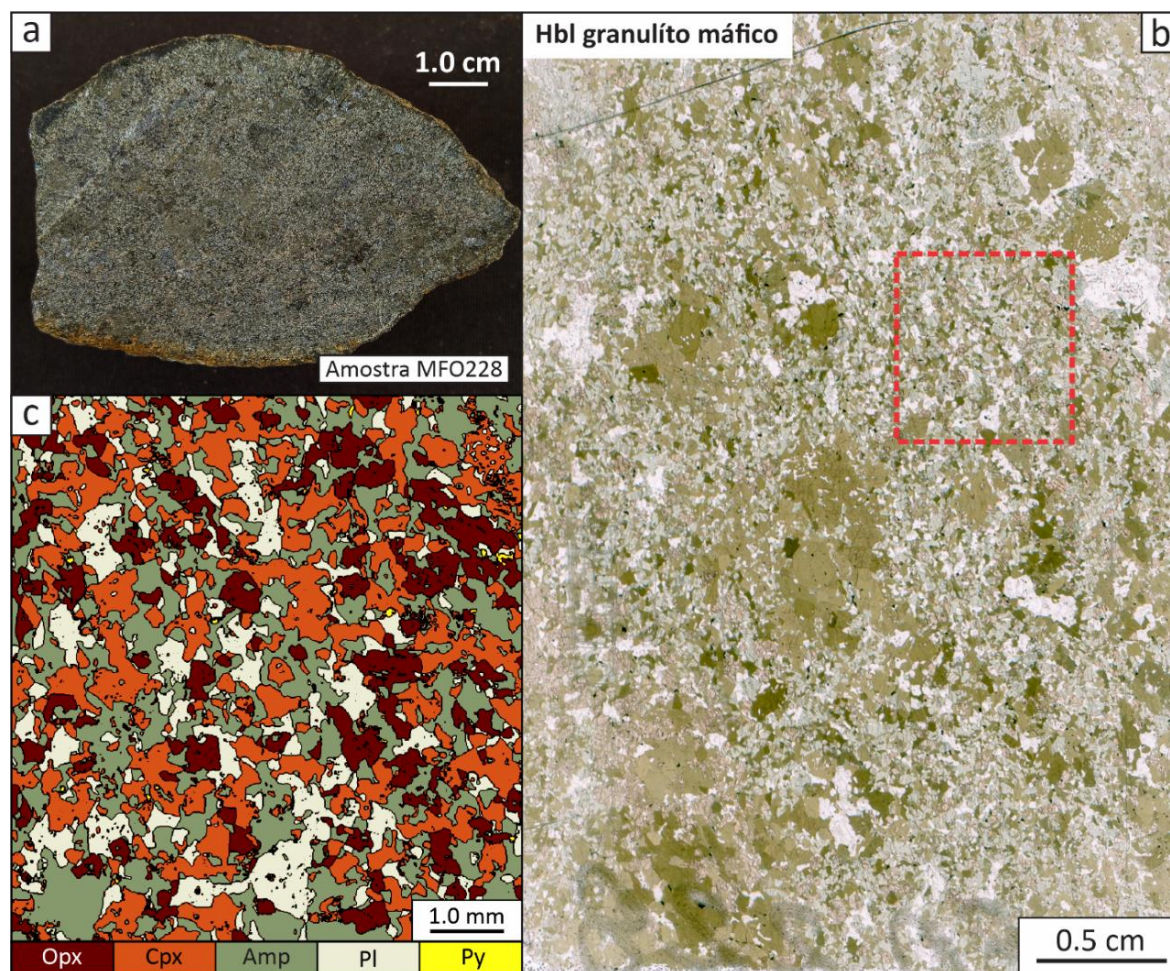


Figura 12 – Aspectos gerais do hornblenda granulito máfico (#MFO228). **(a)** Foto da amostra de mão, tirada perpendicularmente em relação à seção de corte. **(b)** Imagem escaneada da seção polida com a localização do domínio selecionado para a confecção dos mapas composicionais e obtenção da LBC para a confecção dos diagramas de fase isoquímicos. **(c)** Mapa de fases minerais do domínio indicado em (b).

O anfibólio é o mineral predominante na rocha. Ocorre como cristais anédricos, inequigranulares (granulação fina a grossa), com pleocroísmo intenso cuja coloração varia de verde-claro a verde-escuro. Seus contatos com as demais fases são predominantemente interlobados enquanto os contatos entre si são mais retilíneos. Muito raramente, os contatos junto aos piroxênios podem também ser retilíneos e configurar uma textura granoblástica poligonal (Figura 13a). Os cristais menores são normalmente formados a partir da substituição parcial ou total dos cristais de piroxênio (uralitização), tanto em suas nas bordas quanto nas porções centrais (Figura 13b-c) e podem, por vezes, mimetizar sua iso-orientação. Essa relação de substituição ocorre de maneira disseminada na rocha mas pode ocorrer associada às bordas dos *patches* ou de faixas félsicas, formadas por cristais de plagioclásio ($\pm$ quartzo) (Figura 13d).

Já os termos com granulação mais grosseira, caracterizados por vezes como porfiroblastos, não exibem iso-orientação e frequentemente configuram uma textura poquiloblástica, caracterizada pela frequente presença de inclusões de plagioclásio (Figura 13e) e, em menor proporção, de quartzo, ortopiroxênio e clinopiroxênio (Figura 13f). Podem ainda ocorrer como cristais finos e arredondados, inclusos em plagioclásio.

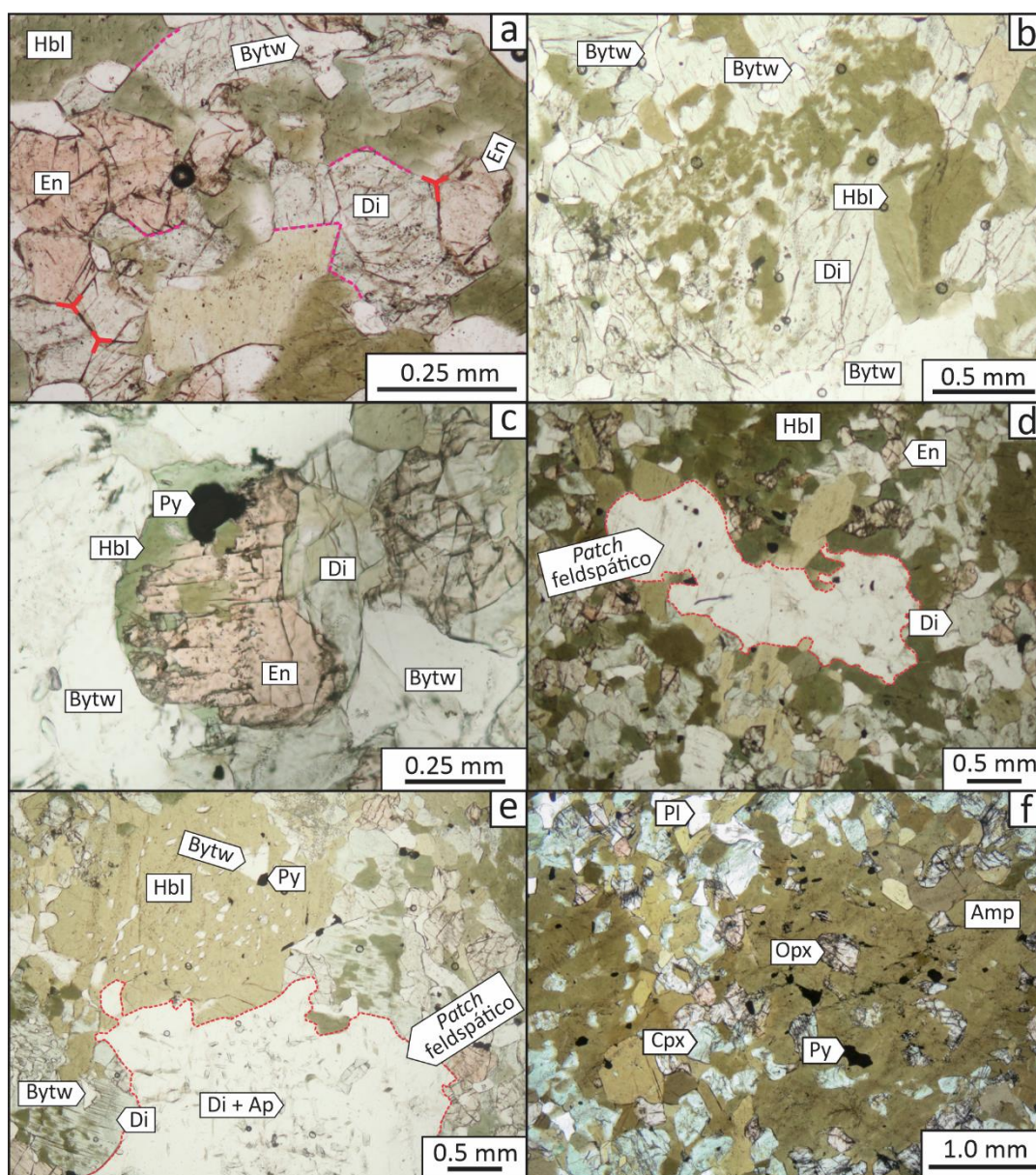


Figura 13 – Fotomicrografias do granulito máfico [#MFO228 em (a-e) e #MFO162b em (f)]. **(a)** Textura granoblástica poligonal, caracterizada por contatos retilíneos entre enstatita, diopsídio, hornblenda e bytownita. Linhas vermelhas desenhavam os contatos poligonalizados entre as fases; tracejados rosas desenhavam os contatos retilíneos. **(b)** Diopsídio e **(c)** enstatita parcialmente uralitizados. **(d)** Patch feldspático, constituído por cristais de bytownita, bordejado por hornblenda formada a partir da substituição parcial dos piroxênios adjacentes. **(e)** Cristais de hornblenda e diopsídio ricos em inclusões lobuladas de bytownita, adjacentes a um Patch feldspático, formado por bytownita rica em finas inclusões de diopsídio e apatita. Inclusões de bytownita em hornblenda apresentam continuidade ótica com o Patch adjacente. **(f)** Cristais porfiroblásticos de hornblenda, rico em inclusões de piroxênios e pirita (textura poquiloblástica). Sigla: Bytw = bytownita.

No granulito máfico, o anfibólio apresenta caráter cálcico ($\text{Ca}^B > 1,50 \text{ c.p.f.u.}$) e, segundo o critério de classificação propostos por Leake *et al.* (1997, 2004), é classificado como Mg-hornblenda com tendência a composição da tchermakita (Figura 14a).

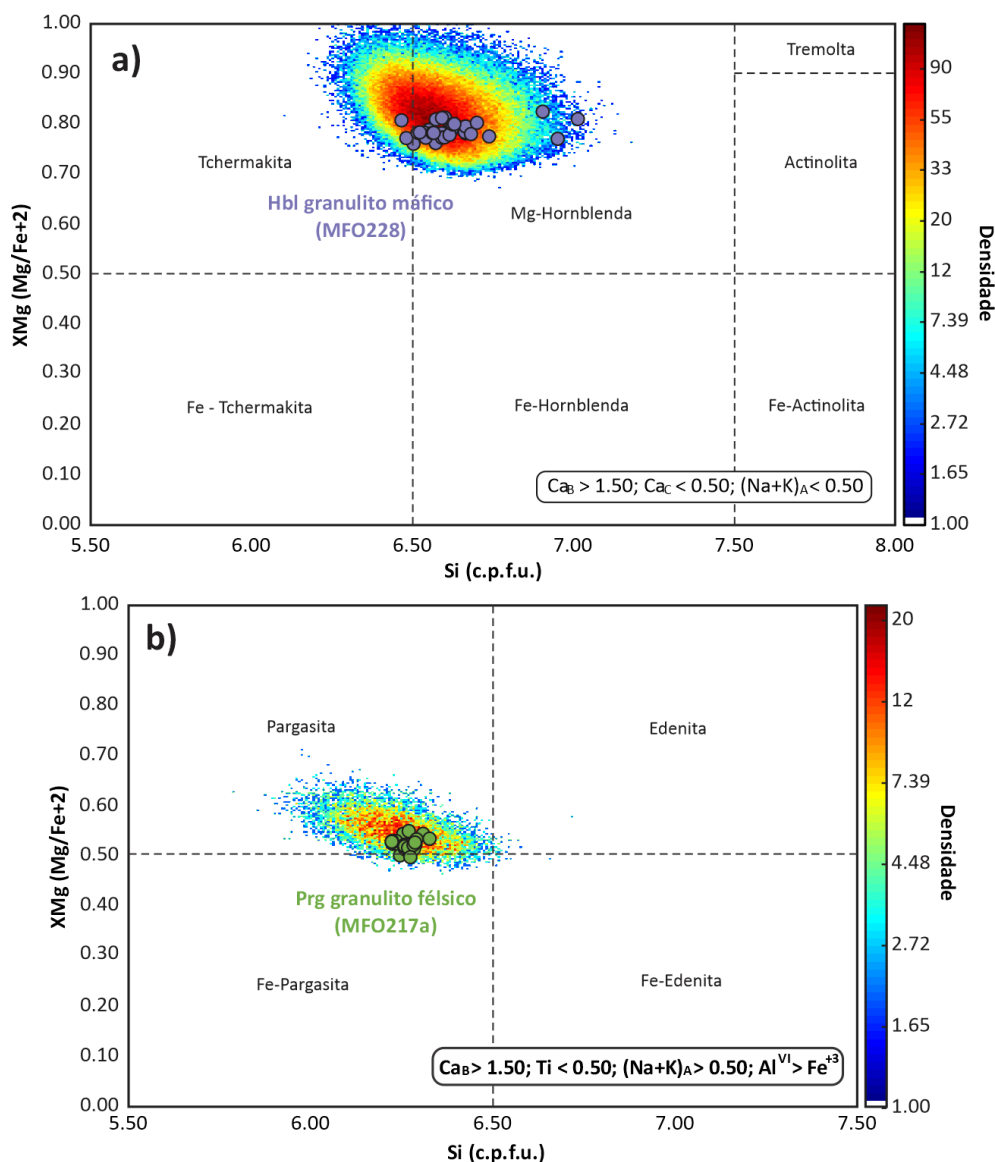


Figura 14 – Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos (LEAKE *et al.*, 1997), com a projeção das composições dos anfibólios nos granulitos (a) máfico (#MFO228) e (b) félsico (#MFO217a). Círculos preenchidos representam as composições dos anfibólios obtidas pelas análises pontuais em Microsonda Eletrônica. Os diagramas de densidade, confeccionados no XMapTools, representam pixels que constituem os mapas composicionais quantitativos de anfibólios. Regiões com maior densidade correspondem a composição mais frequente dos pixels no diagrama.

A hornblenda exibe valores de X_{Mg} entre 0,77 e 0,88, que configuram uma distribuição heterogênea, sem descrever um padrão de zonação química aparente (Figura 15a). O conteúdo de Si^{4+} varia entre 6,47 e 7,01 *c.p.f.u.* e os maiores teores tendem a ocorrer nos grãos mais finos e nos limites externos dos grãos maiores (Figura 15b). Os conteúdos de Al^{IV} e Ti variam de

0,99 a 1,53 e 0,07 a 0,16 *c.p.f.u.*, respectivamente, e suas distribuições descrevem padrões sutilmente concêntricos, nos quais as maiores concentrações ocorrem nas porções centrais dos cristais mais grosseiros (Figura 15c-d). O conteúdo de Al^{VI} varia entre 0,28 e 0,48 *c.p.f.u.* e sua distribuição é fracamente heterogênea, sem apresentar uma zonação química característica. Os conteúdos de Mg e $\text{Fe}^{2+}_{\text{(total)}}$ variam de 3,10 a 3,52 e 0,77 a 1,04 *c.p.f.u.*, respectivamente. Os teores de Ca^{B} e Na^{B} variam de 1,76 a 1,94 e 0,03 a 0,13 *c.p.f.u.*, respectivamente. Já os teores de Na^{A} e K^{A} variam, respectivamente, de 0,22 a 0,40 e 0,06 a 0,12 *c.p.f.u.*

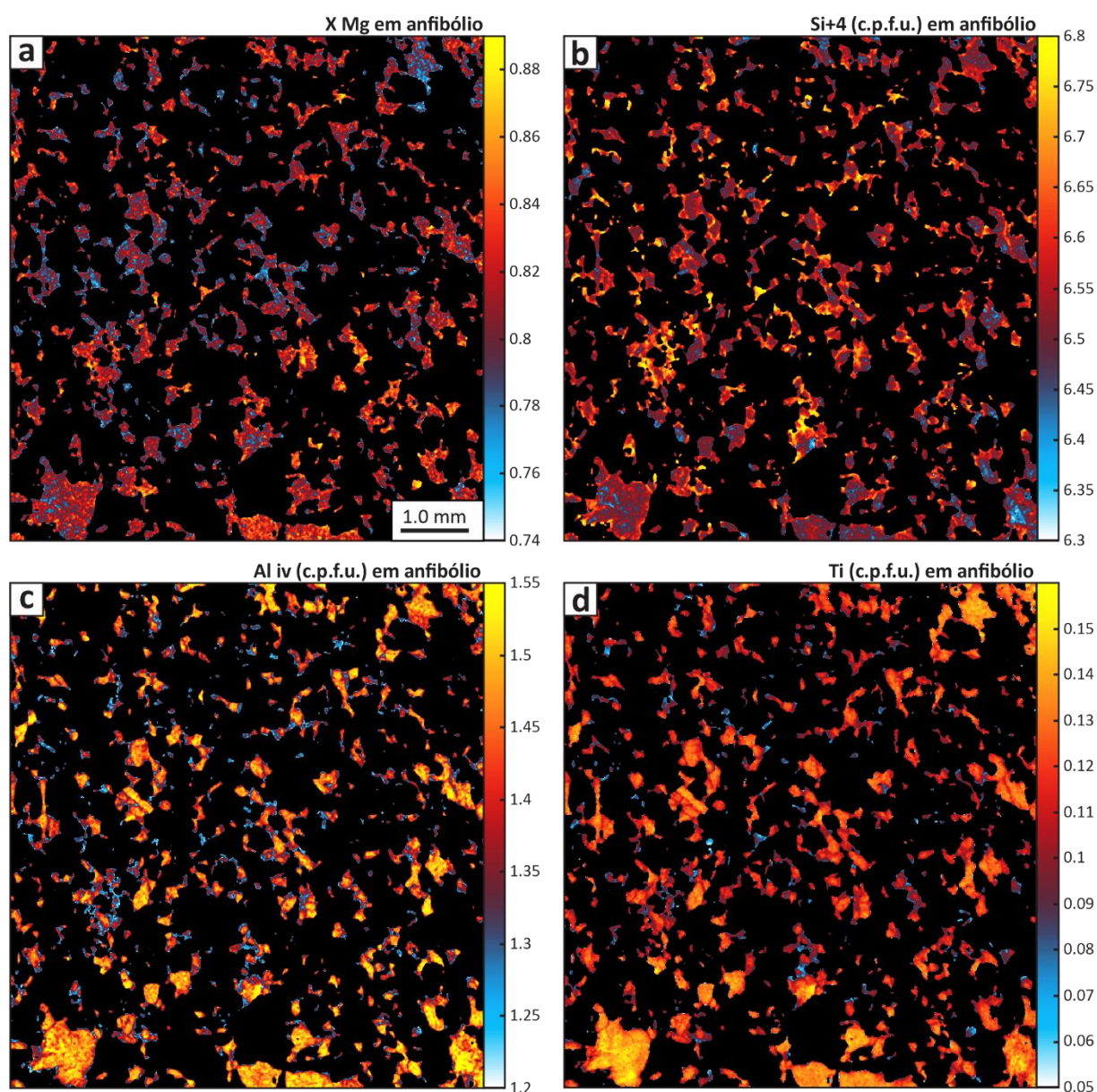


Figura 15 - Mapas composicionais de hornblenda no hornblenda granulito máfico (#MFO228).

O clinopiroxênio ocorre distribuído de maneira homogênea na rocha como cristais anedrais e inequigranulares, com granulação fina à média. Não são pleocróicos e apresentam

coloração verde-pálido, quase incolor. Ocorrem fracamente orientados paralelamente em relação a foliação principal, mas, por vezes, sua iso-orientação está mascarada devido à uralitização. Ocorre associado com o ortopiroxênio, plagioclásio e hornblenda por meio de contatos retilíneos a interlobados. Podem hospedar inclusões de plagioclásio e, menos frequentemente, de quartzo (em #MFO16b). Por vezes, o clinopiroxênio ocorre como inclusões arredondadas em hornblenda (Figura 13f) ou como “fragmentos” finos, euhedrais a subhedrais, inclusos em plagioclásio (Figura 18a).

O ortopiroxênio ocorre como cristais anédricos e equigranulares, com granulação predominantemente fina, embora também sejam reconhecidos termos com granulação média em proporções subordinadas e, menos frequentes ainda, termos com granulação grossa. Apresenta pleocroísmo intenso que varia das cores marrom à verde-pálido, semelhante à cor do clinopiroxênio. São fracamente iso-orientados mas, assim como o clinopiroxênio, tem sua anisotropia por vezes mascarada pelo processo de uralitização. Seus contatos com as demais fases minerais são retilíneos a arredondados. Em alguns casos, o ortopiroxênio configura uma textura granoblástica poligonal junto ao clinopiroxênio (Figura 13a); já com a hornblenda, essa relação também ocorre (Figura 13e), porém é menos frequente. No geral, são livres de inclusões mas, em contrapartida, ocorrem por vezes inclusos em cristais poiquiloblásticos de hornblenda (Figura 13f).

No granulito máfico, os piroxênios são quimicamente classificados dentro do sistema Quad, definido a partir da subdivisão química proposta por Morimoto (1988), no qual estão inseridos piroxênios com altos teores de Fe-Mg-Ca e baixos teores de Na (Figura 16a).

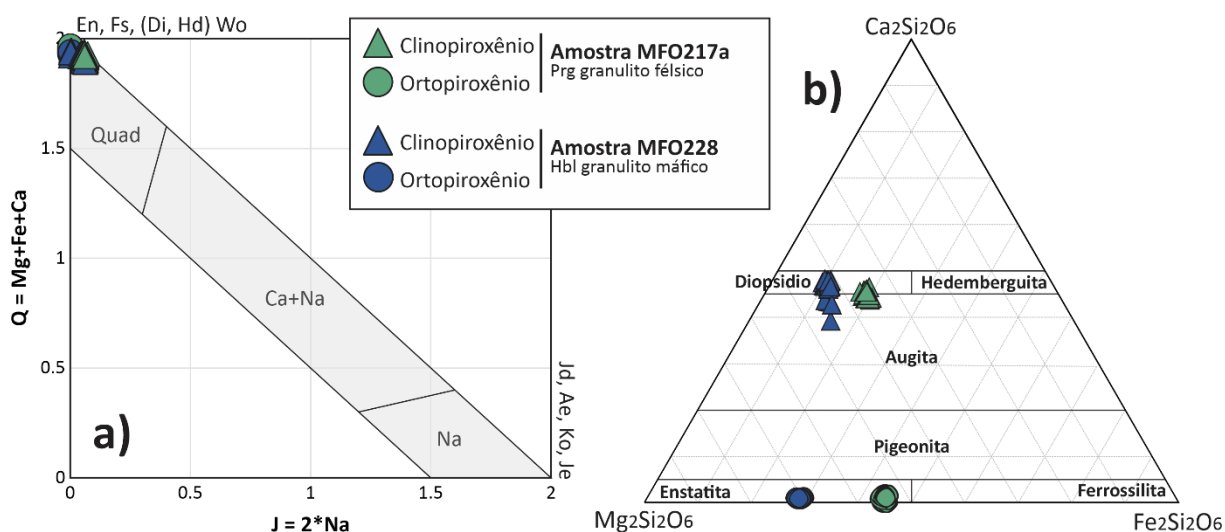


Figura 16 – Diagramas de classificação de piroxênios (MORIMOTO, 1988) com a projeção das análises de piroxênios nos granulitos máfico (#MFO228) e félsico (#MFO217a). **(a)** Diagrama binário Q-J de classificação química ($Q = \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ca}$ e $J = 2 * \text{Na}$). **(b)** Diagrama ternário Ca-Mg-Fe para nomenclatura de piroxênios.

O clinopiroxênio é classificado como diopsídio, com tendência à composição da augita (Figura 16b). Apresenta valores de X_{Mg} que variam de 0,75 e 0,85 e que descrevem um padrão fracamente zonado, no qual os teores mais baixos tendem a ocorrer nas porções centrais dos cristais e os teores mais elevados, nas bordas e em alguns grãos mais finos (Figura 17a). Os teores de Mg e Fe^{2+} variam, respectivamente, de 0,77 a 0,86 e 0,15 a 0,29 *c.p.f.u.* Seu conteúdo de Al^{IV} varia de 0,02 a 0,07 *c.p.f.u.*, sendo os maiores teores predominantes nas porções centrais dos cristais (Figura 17b). O conteúdo de Ca e Na varia de 0,74 a 0,93 e 0,02 a 0,03 *c.p.f.u.*, respectivamente, sendo que os maiores teores do primeiro tendem a ocorrer nas bordas externas dos cristais e enquanto os do segundo tendem a ocorrer nas porções centrais.

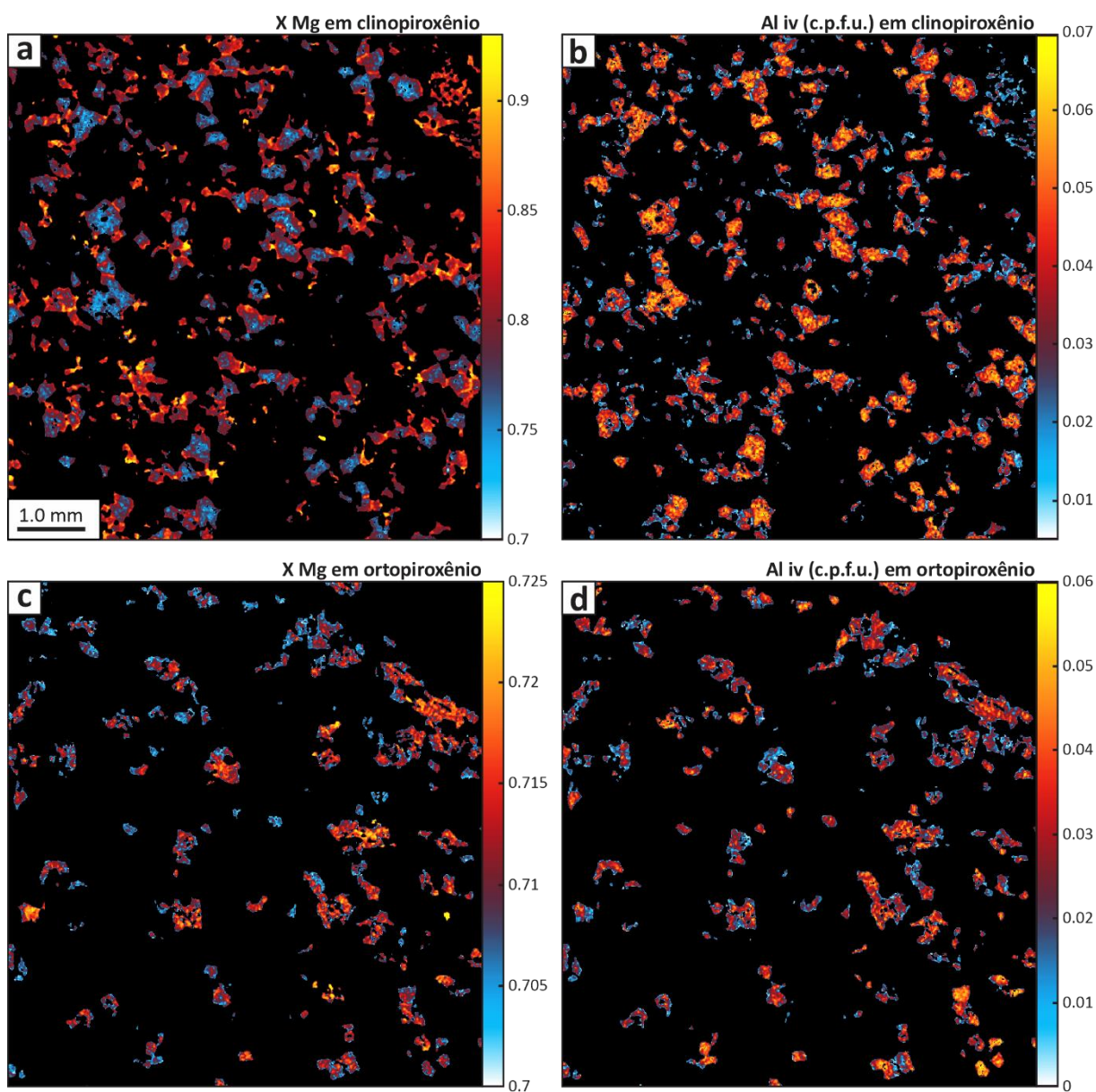


Figura 17 - Mapas composicionais de piroxênios no hornblenda granulito máfico (#MFO228).

Já o ortopiroxênio é classificado como enstatita (Figura 16b). Os teores de Mg e Fe^{2+} variam de 1,34 a 1,39 e 0,53 a 0,56 *c.p.f.u.*, respectivamente, e o conteúdo de X_{Mg} varia entre 0,70 e 0,72, sendo que os maiores valores tendem a ocorrer nas porções centrais dos grãos e os menores teores, nas bordas externas (Figura 17c). O conteúdo de Al^{IV} varia entre 0,01 e 0,06 *c.p.f.u.* e descreve um fraco zoneamento heterogêneo, no qual os teores ligeiramente mais elevados ocorrem nas porções centrais de alguns cristais (Figura 17d). O conteúdo de Al^{VI} varia, no geral, entre 0,03 e 0,06 *c.p.f.u.* e segue um padrão de distribuição heterogêneo e não concêntrico. Já o conteúdo de Ca varia entre 0,02 e 0,03 *c.p.f.u.*

O plagioclásio ocorre (1) como cristais isolados tanto nos interstícios dos cristais máficos quanto como inclusões arredondadas/lobuladas em cristais poiquiloblásticos de hornblenda (Figura 13e-f) ou (2) como agregados granoblásticos em *patches* (Figura 13d-e; Figura 18a) ou faixas leucocráticas que, frequentemente, contornam os cristais poiquiloblásticos de hornblenda (Figura 18b). No geral, são anedrais, inequigranulares, com granulação média a fina, e ocorrem fracamente iso-orientados. O plagioclásio está associado com os demais minerais por meio de contatos predominantemente interlobados, raramente retilíneos (Figura 13a). Quando presente como *patches*, os cristais de plagioclásio frequentemente hospedam inclusões de hornblenda, diopsídio e, menos frequentemente, apatita (Figura 13e; Figura 18a).

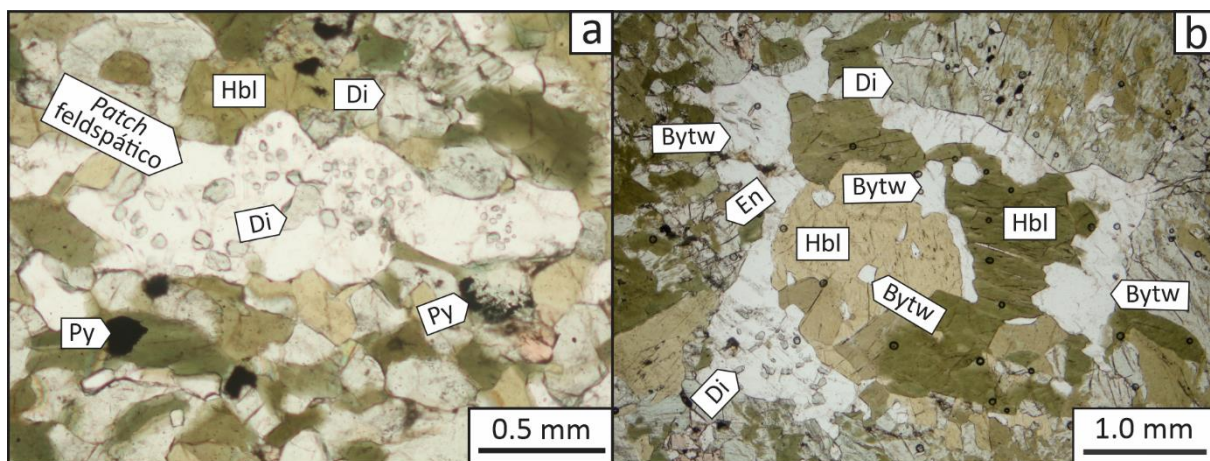


Figura 18 – Fotomicrografias do granulito máfico (#MFO228). **(a)** *Patch* feldspático, formado por cristais de bytownita, no qual estão inseridas finas inclusões subhedricas a anhedricas de diopsídio. **(b)** Faixas félsicas compostas por bytownita bordejando um cristal de hornblenda anedral com inclusões de plagioclásio. Estas faixas também hospedam finas inclusões de diopsídio. Sigla: Bytw = bytownita.

No granulito máfico, o plagioclásio é classificado como bytownita ($\text{An}_{78,25-83,67}$; $\text{Ab}_{15,31-21,54}$; $\text{Or}_{0,10-0,40}$; Figura 19), e as pequenas variações composicionais configuram fracas zonações não concêntricas (Figura 20). Os teores de Ca e Na variam entre 0,77 a 0,83 e 0,15 a 0,21, respectivamente. Os teores de K são inferiores a 0,01.

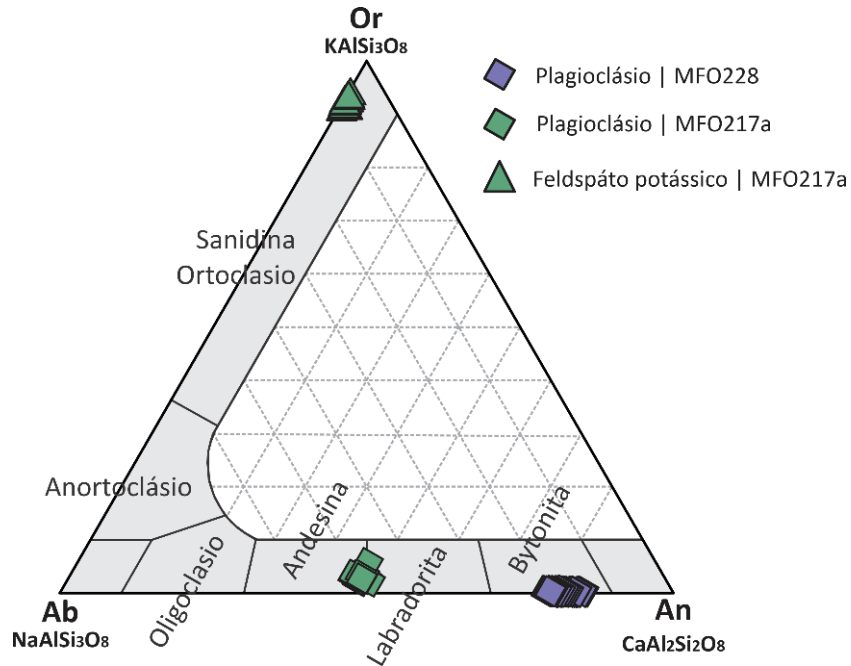


Figura 19 – Diagrama de classificação de feldspatos, com a projeção da composição dos cristais de plagioclásio e feldspato potássico analisados nos granulitos máfico (#MFO228) e félsico (#MFO217a).

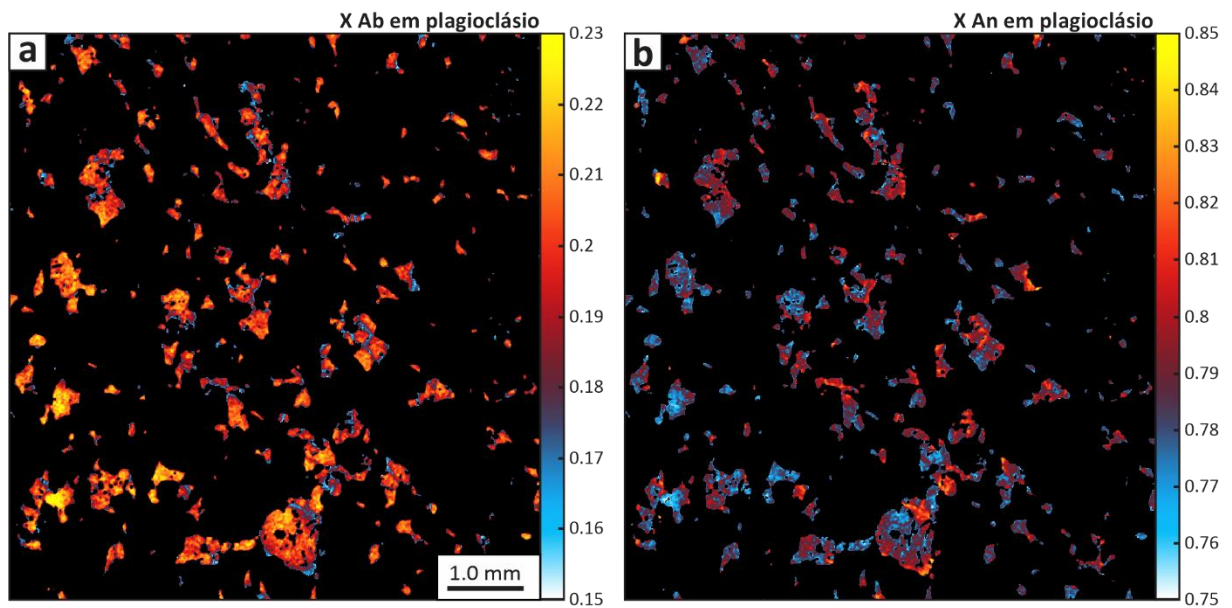


Figura 20 - Mapas composicionais de bytownita no hornblenda granulito máfico (#MFO228).

Os cristais de biotita estão presentes apenas de maneira subordinada na amostra MFO162b e ocorrem substituindo parcialmente as bordas de hornblenda e piroxênios. A pirita ocorre como finos cristais anedrais e equigranulares, que estão mais frequentemente associados com os minerais máficos, especialmente hornblenda e ortopiroxênio, por vezes os substituindo parcialmente. Já a apatita ocorre como cristais subhedrais a anedrais, muito finos, que estão associados quase que exclusivamente aos cristais de bytownita.

4.1.2 Granulito félsico (amostras MFO217a, MFO217b e MFO180c)

As amostras de granulito félsico foram coletadas na porção centro-oeste da área de estudo, próximas à margem sul/sudoeste do rio Pardo (Figura 11). Correspondem a uma rocha cinza-escuro a cinza-claro que, em escala macroscópica, apresenta uma foliação Sn do tipo gnaissificação, marcada pela iso-orientação de agregados leucocráticos centimétricos e agregados melanocráticos milimétricos a centimétricos, distribuídos como faixas descontínuas (Figura 21a).

A rocha é formada por plagioclásio ($\pm 30-40\%$), clinopiroxênio ($\pm 10-20\%$), ortopiroxênio ($\pm 7-15\%$), anfibólio ($\pm 5-20\%$), feldspato potássico ($\pm 5\%$), quartzo ($\pm 5\%$), opacos (magnetita e ilmenita; $\pm 3-7\%$), biotita ($\pm 1-3\%$) e apatita ($\pm 1\%$) (Figura 21b). Clorita e zircão ocorrem como fases acessórias em proporções inferiores a 1%.

O litotipo exibe uma foliação contínua, marcada pela iso-orientação de cristais máficos, principalmente piroxênios, anfibólio e opacos (Figura 21b-c; Figura 22a). Subordinadamente, agregados granoblásticos alongados, formados por feldspatos e quartzo, também auxiliam a delinear a anisotropia (Figura 21c). A petrotrama da rocha caracteriza uma textura granonematoblástica, formada por cristais anedrais cuja granulação varia de fina a média (Figura 22a).

O plagioclásio é a fase mineral predominante nas amostras e ocorre como cristais anhedricos a subhedricos e inequigranulares, cuja granulação varia de fina a média. Estão presentes principalmente como agregados granoblásticos alongados que separam os agrupamentos de minerais máficos (Figura 21b-c; Figura 22a). Seus contatos com as demais fases minerais são interlobados a curvos. Por vezes, podem ocorrer como inclusões lobuladas à arredondados nos piroxênios e nos minerais opacos (Figura 22b), como faixas intersticiais entre os minerais máficos, junto ao quartzo (Figura 22c) ou ainda ocorrer como finos filmes que bordejam cristais de quartzo. Seus contatos com os piroxênios e com o anfibólio podem, por vezes, desenhar terminações em cúspide. Frequentemente, o plagioclásio exibe maclas polissintéticas (geminção da albita) e, menos frequentemente, apresenta o par de geminações da albita e da periclina, que configuram um padrão semelhante ao do microclinio.

No pargasita granulito félsico (#MFO217a), o plagioclásio é classificado quimicamente como andesina, com tendência à composição da labradorita ($An_{44,89-47,98}$; $Ab_{48,52-52,04}$; $Or_{2,07-5,43}$) (Figura 19). Sua variação composicional em alguns cristais maiores configura um fraco zoneamento concêntrico, caracterizado por núcleos com maiores teores de anortita e bordas

com maiores teores de albita (Figura 23). A variação no conteúdo de Ca, Na e K no plagioclásio é de 0,39 a 0,46, 0,41 a 0,51 e 0,02 a 0,05 *c.p.f.u.*, respectivamente.

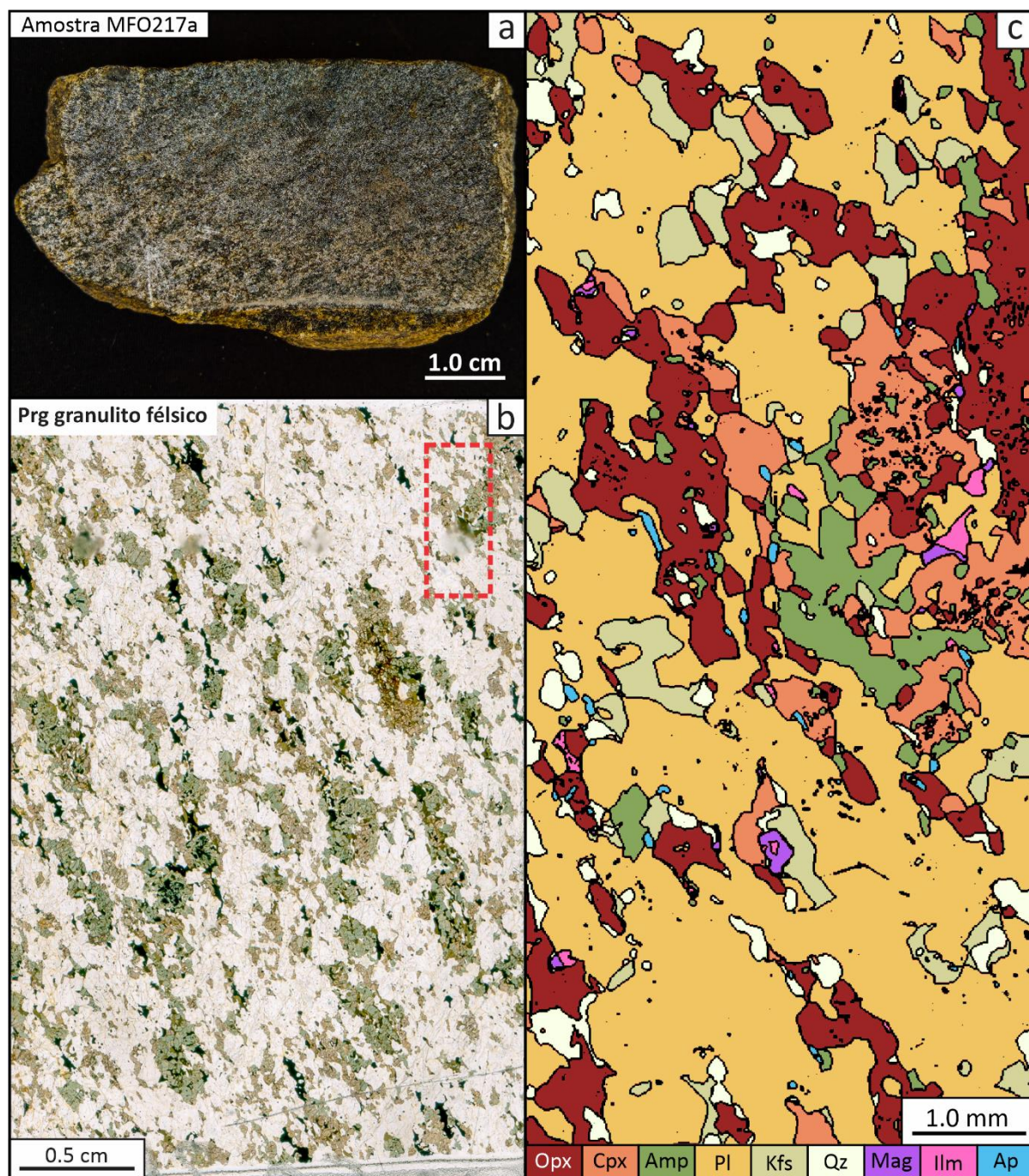


Figura 21 – Aspectos gerais do pargasita granulito félsico (#MFO217a). **(a)** Foto da amostra de mão, tirada perpendicularmente em relação à seção de corte. **(b)** Imagem escaneada da seção polida, com a localização do domínio selecionado para a confecção dos mapas composicionais. **(c)** Mapa de fases minerais do domínio indicado em (b).

O clinopiroxênio ocorre como cristais anhedricos e inequigranulares (granulação fina a média). Não são pleocróicos e sua cor é verde-pálido, tal como nas amostras de hornblenda granulito máfico. Estão intimamente associados com anfibólio, ortopiroxênio e minerais

opacos. Sua relação com o anfibólio é predominantemente de substituição (uralitização) e seus contatos são curvos a interlobados. Já com o ortopiroxênio, os contatos são mais retilíneos e, localmente, essa relação adquire caráter granoblástico poligonal (Figura 22d). Por vezes, podem apresentar lamelas de exsolução de óxido de ferro (Figura 24a-b) e de ortopiroxênio (Figura 24c) e hospedar inclusões de andesina ($\pm$ quartzo). Podem ocorrer também como exsoluções em ortopiroxênio (Figura 24d), como finos grãos prismáticos ou arredondados junto aos agrupamentos quartzo-feldspáticos e como inclusões em ortopiroxênio (Figura 24e) e biotita (Figura 24f).

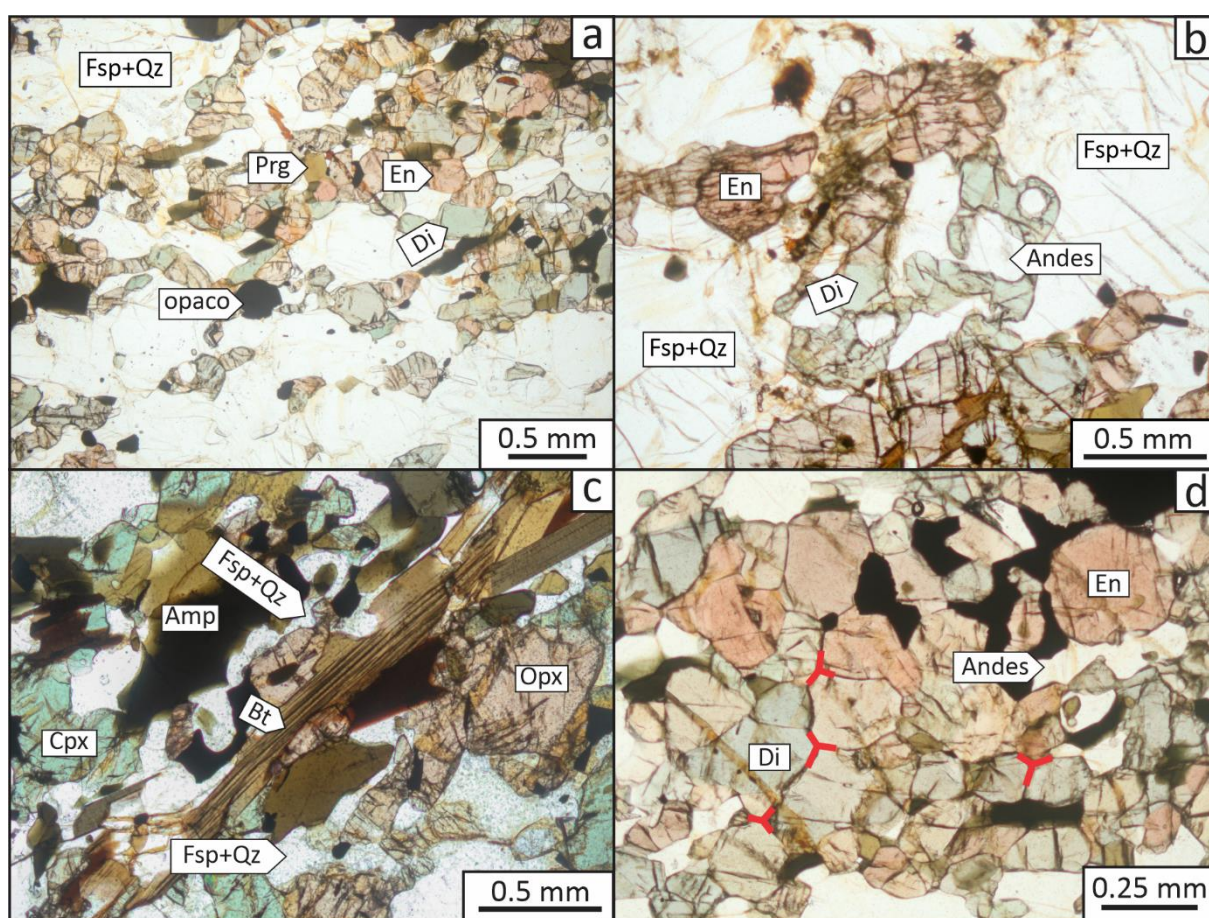


Figura 22 – Fotomicrografias do granulito félsico [#MFO217a em (a-b, d) e MFO217b em (c)]. **(a)** Agregados máficos, formados por cristais de piroxênios, por vezes uralitizados, que caracterizam a textura nematogranoblastica típica da amostra e marcam a anisotropia da rocha, junto aos demais minerais félsicos (feldspatos e quartzo). **(b)** Inclusões lobuladas de andesina e quartzo em cristais de piroxênio que, por vezes, atribuem a estes um caráter poiquiloblástico. Inclusões félsica não apresentam continuidade ótica com os grãos da matriz. **(c)** Faixas intersticiais formadas por feldspatos e quartzo em meio aos grãos máficos (pargasita, piroxênios e biotita) que, aparentemente, mimetizam a morfologia de seus contatos. **(d)** Textura poligonalizada que caracteriza a relação de equilíbrio entre os diopsídio e enstatita, com presença de andesina intersticial. Sigla: Andes = andesina.

O ortopiroxênio está predominantemente associado ao clinopiroxênio, anfibólio e opacos. Ocorrem como cristais granoblásticos inequigranulares finos, por vezes médios, com formato

anhedral a subhedral (Figura 22a e 22d). Assim como no granulito máfico, o ortopiroxênio é pleocróico e sua coloração varia de marrom-avermelhado a verde-pálido. Por vezes, ocorre parcialmente substituído por anfibólio e, com menor frequência, por clinopiroxênio e biotita (Figura 22b). Podem apresentar esparsas lamelas de clinopiroxênio (Figura 24d) e, por vezes, hospedar finas inclusões de andesina, quartzo, clinopiroxênio e ilmenita (Figura 24e). Tal como o clinopiroxênio, podem também ocorrer como finas inclusões equidimensionais nos agregados quartzo-feldspáticos.

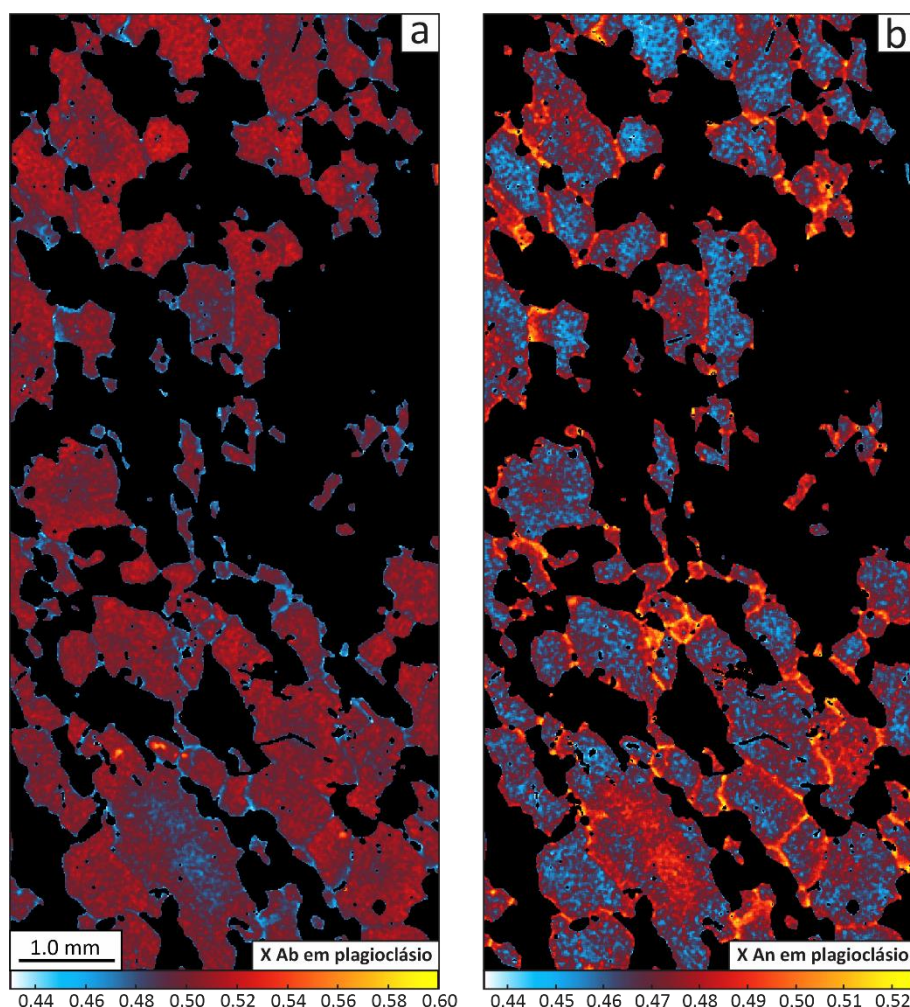


Figura 23 – Mapas composicionais de andesina no pargasita granulito félsico (#MFO217a).

Assim como no granulito máfico, os piroxênios no pargasita granulito félsico (#MFO217a) também são classificados quimicamente dentro do sistema Quad (MORIMOTO, 1988) (Figura 16a).

O clinopiroxênio nessa amostra é classificado como diopsídio, com uma fraca tendência à composição da augita (Figura 16b). Apresenta valores de X_{Mg} que variam entre 0,64 e 0,70 e que descrevem um fraco zoneamento heterogêneo, por vezes concêntrico (Figura 25a). Seu

conteúdo de Al^{IV} varia de 0,05 a 0,09 *c.p.f.u.*, sendo que os maiores teores tendem a predominar nas porções centrais dos cristais (Figura 25b); já as bordas externas dos grãos tendem a apresentar um franco empobrecimento e podem registrar teores de até 0,03 *c.p.f.u.* Os teores de Mg e Fe^{2+} variam, respectivamente, de 0,68 a 0,73 e 0,33 a 0,38 *c.p.f.u.* O conteúdo de Ca e Na varia de 0,84 a 0,90 e 0,03 a 0,04 *c.p.f.u.*, respectivamente, sendo que o primeiro configura uma distribuição homogênea enquanto o segundo tende a ocorrer com maiores teores nas porções centrais dos grãos, seguindo um comportamento equivalente ao do Al^{IV} (Figura 25c).

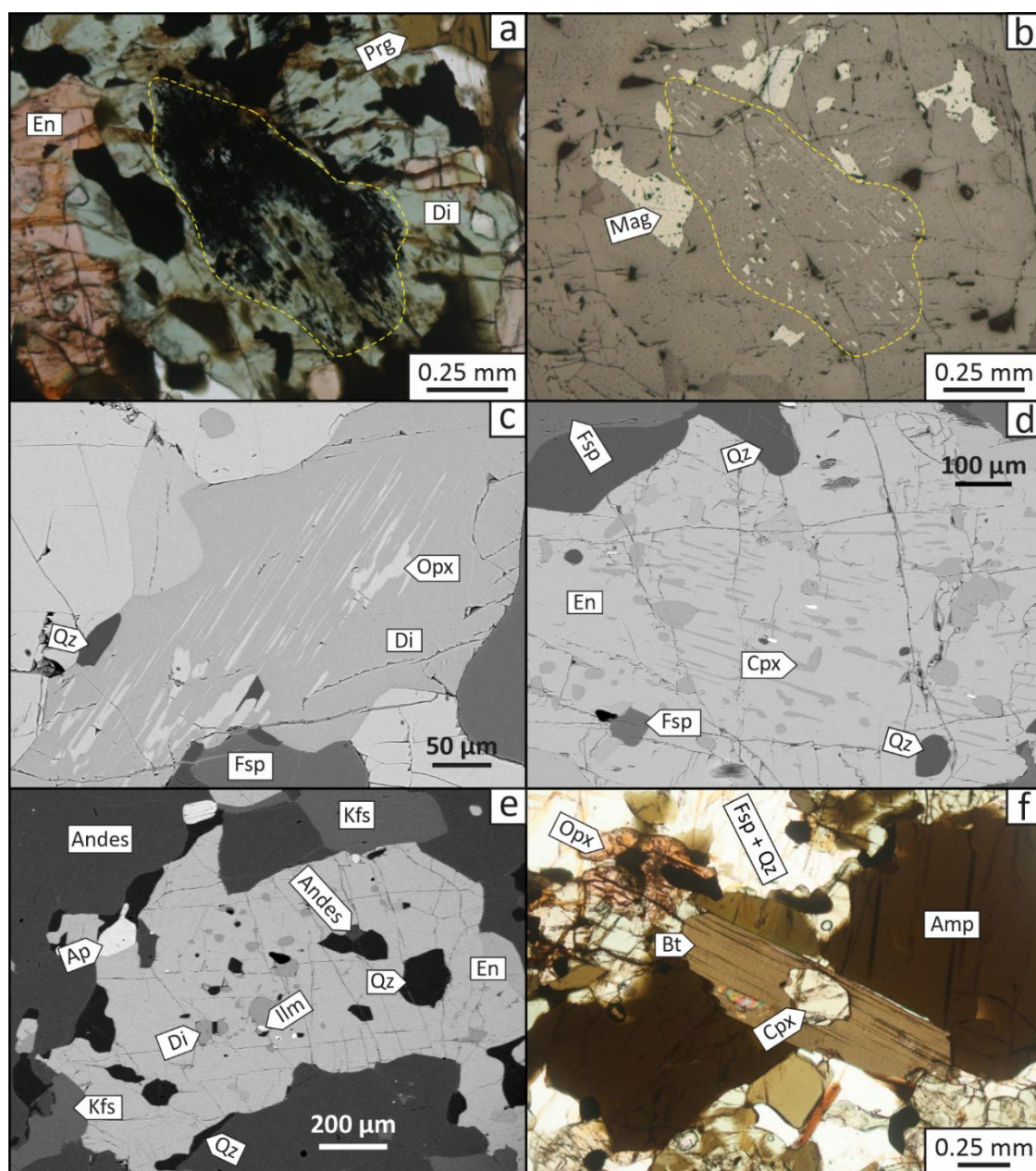


Figura 24 – Fotomicrografias e imagens de elétrons retro-espalhados do granulito félsico [#MFO217a em (a-e) e MFO217b em (f)]. (a) Fotomicrografias com luz transmitida e (b) luz refletida de lamelas de magnetita em clinopiroxênio (destacado com contorno tracejado amarelo). (c) Lamelas de ortopiroxênio em diopsídio e (d) lamelas de clinopiroxênio em enstatita. (e) Cristal de enstatita com inclusões de quartzo, diopsídio, andesina e ilmenita. (f) Inclusão aparente de diopsídio em biotita sobrecrecida em pargasita e enstatita.

O ortopiroxênio é classificado como enstatita, porém exibe maior tendência à composição da ferrossilita em comparação com o ortopiroxênio no granulito máfico (Figura 16b). Os teores de Mg e Fe^{2+} variam de 11,06 a 11,09 e 0,83 a 0,86 *c.p.f.u.*, respectivamente, e o conteúdo de X_{Mg} varia entre 0,54 e 0,58, descrevendo uma fraca zonação química não concêntrica (Figura 26a). Seu conteúdo de Al^{IV} varia de 0,01 a 0,04 *c.p.f.u.* e sua distribuição descreve uma sutil tendência às porções centrais dos grãos apresentarem teores maiores (Figura 26b). O conteúdo de Al^{VI} varia, no geral, entre 0,01 e 0,04 *c.p.f.u.* e sua distribuição é heterogênea, não concêntrica. Já o conteúdo de Ca é inferior a 0,04 *c.p.f.u.*

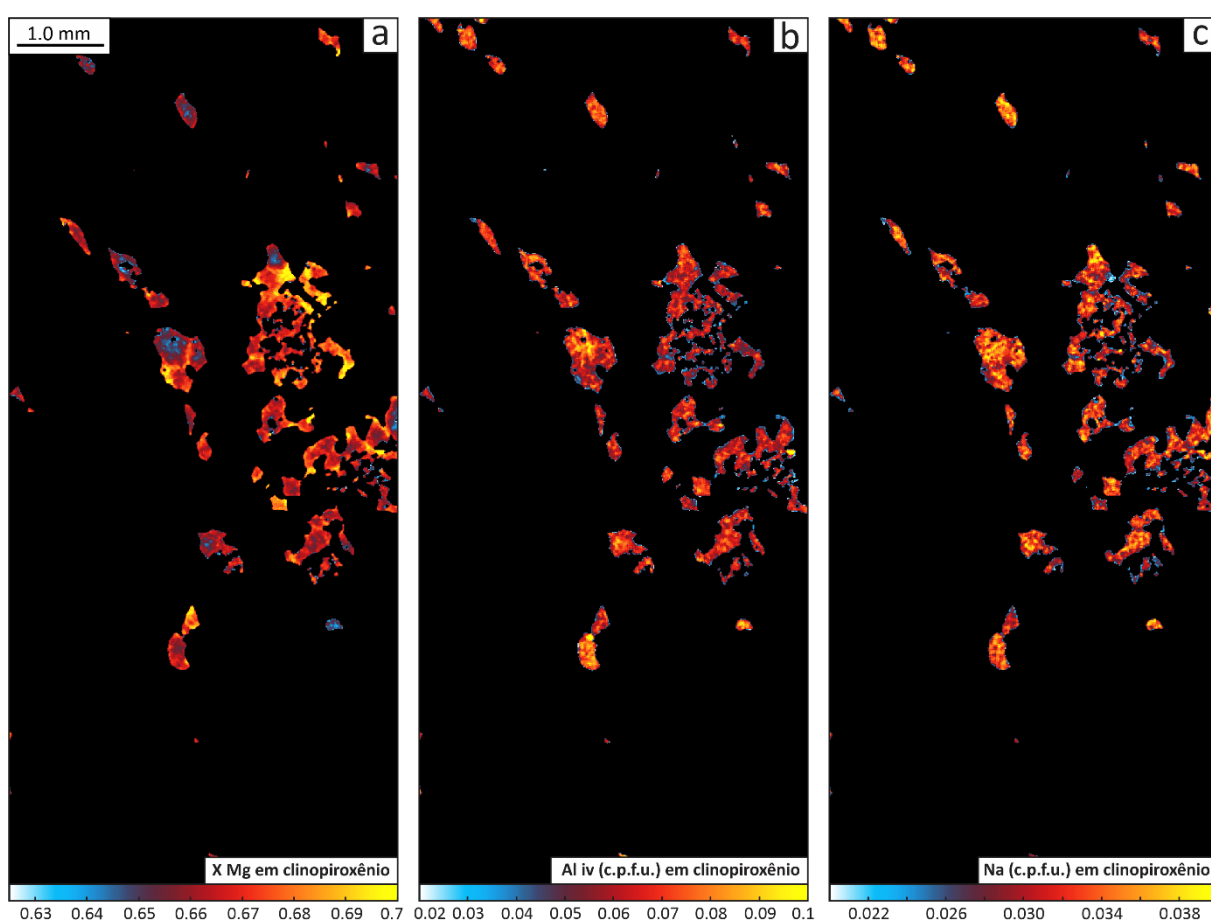


Figura 25 – Mapas composicionais de diopsídio no pargasita granulito félsico (#MFO217a).

O anfibólio ocorre predominantemente como uma fase formada a partir da substituição dos piroxênios mas, de maneira subordinada, também ocorre relacionada com estes por meio de contatos interlobados, levemente curvos e retilíneos, muito raramente poligonalizados. São cristais inequigranulares (granulação fina a média), com formato anhedrico, raramente subhedrico, que frequentemente mimetizam a morfologia e a iso-orientação dos piroxênios pretéritos. Hospedam menos inclusões em comparação com os piroxênios mas, assim como

estes, podem ocorrer de maneira subordinada como grãos finos e arredondados, dispersos como inclusões nos agrupamentos quartzo-feldspáticos.

No pargasita granulito félsico, o anfibólio também apresenta caráter cálcico ($\text{Ca}^{\text{B}} > 1,50$ c.p.f.u.), porém com conteúdo de $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}} \geq 0,500$, sendo assim quimicamente classificado como pargasita/Fe-pargasita (Figura 14b).

A pargasita é, no geral, quimicamente homogênea em relação aos seus principais elementos constituintes e as pequenas variações composicionais não descrevem zonações bem definidas. Apresenta valores de X_{Mg} de 0,48 a 0,52, cuja variação configura um padrão de distribuição heterogêneo que descreve uma zonação química não concêntrica (Figura 27a). O conteúdo de Si^{4+} e de Al^{IV} varia de 6,22 a 6,31 e 1,69 a 1,78 c.p.f.u., respectivamente (Figura 27b-c). Os valores de Ti e de Al^{VI} variam, respectivamente, de 0,23 a 0,30 e 0,32 a 0,44 c.p.f.u. (Figura 27d). O conteúdo de Mg e de Fe^{2+} varia de 2,11 a 2,29 e 1,89 a 2,14 c.p.f.u., respectivamente. O conteúdo de Ca^{B} e de Na^{B} é, respectivamente, de 1,86-1,92 e 0,03-0,06 c.p.f.u. Já o conteúdo de Na^{A} e de K^{A} varia de 0,21 a 0,35 e 0,36 a 0,72 c.p.f.u., respectivamente.

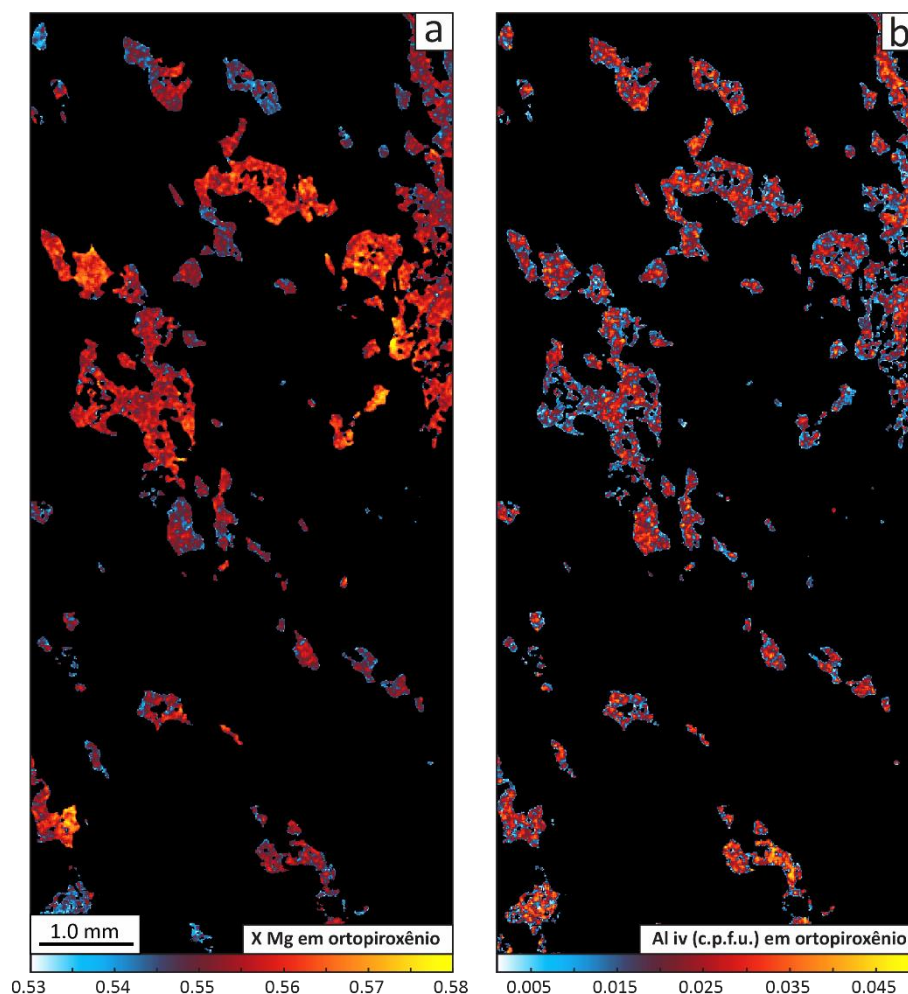


Figura 26 – Mapas composicionais de enstatita no pargasita granulito félsico (#MFO217a).

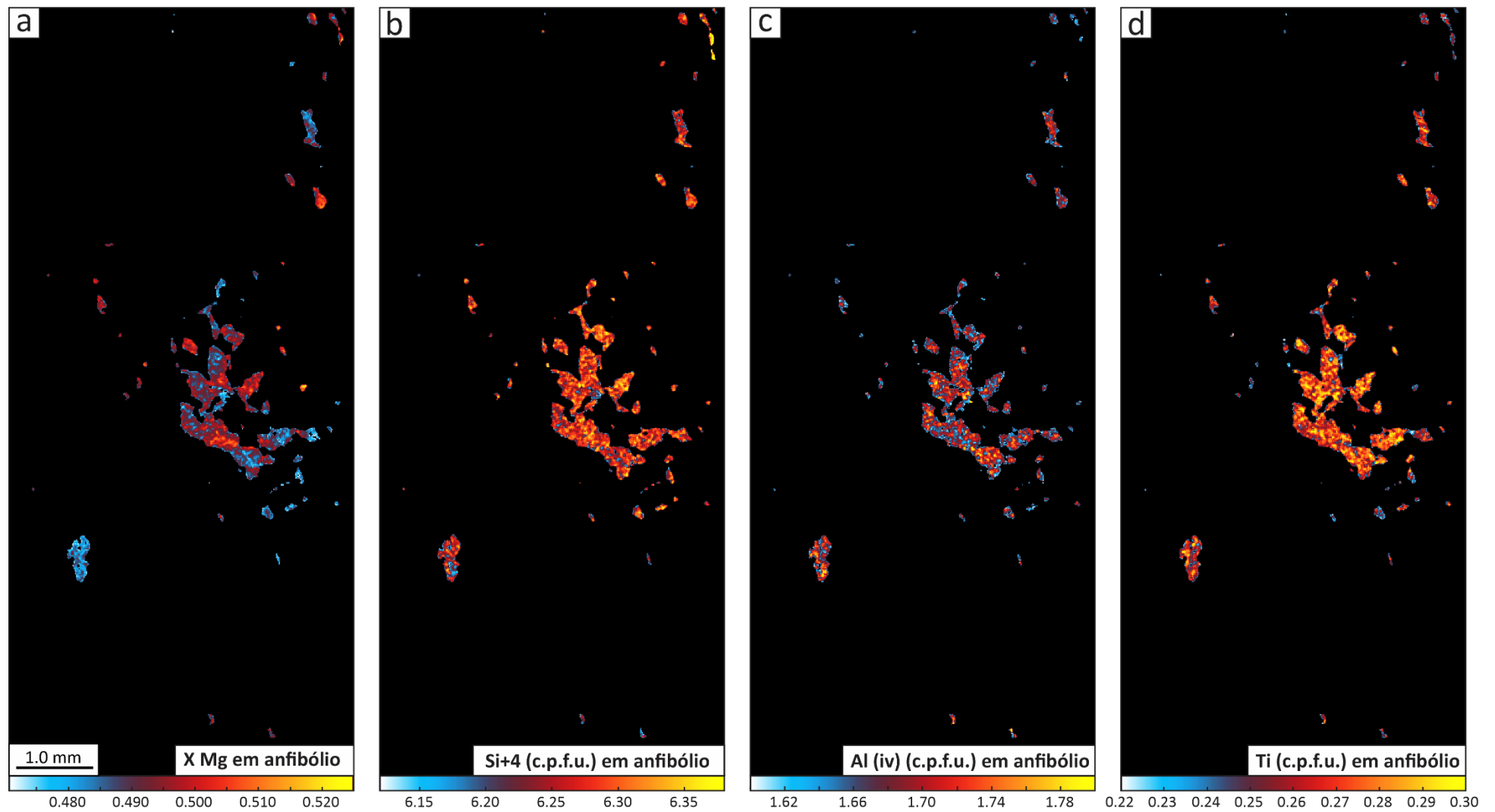


Figura 27 – Mapas composicionais de pargasita no pargasita granulito félsico (#MFO217a).

O feldspato potássico ocorre predominantemente na matriz como finos cristais anédricos, granoblásticos lobulares e fracamente iso-orientados. Está associado principalmente às porções intersticiais dos cristais de plagioclásio e quartzo, por vezes mimetizando a morfologia de suas bordas. Ocorrer majoritariamente como finos filmes, que bordejam parcialmente os cristais de plagioclásio e total ou parcialmente os cristais de quartzo (Figura 28a-b), os quais são interpretados como pseudomorfos de *melt* cristalizado. Menos frequentemente, bordejam também os cristais máficos, com os quais configuram contatos interlobados. Não apresentam maclas características.

Esta fase é classificada como ortoclásio ($An_{0,42-1,48}$; $Ab_{6,21-9,32}$; $Or_{89,94-93,16}$; Figura 19) e sua fraca heterogeneidade composicional descreve um sutil zoneamento não concêntrico em relação aos teores de Or e Ab. A variação no conteúdo de Na e K nessa fase é de 0,06 a 0,09 e 0,85-0,89 *c.p.f.u.*, respectivamente. Já seu teor de Ca é inferior a 0,01 *c.p.f.u.*

O quartzo ocorre como cristais granoblásticos finos, anedrais a subhedrais, equigranulares, equidimensionais e raramente iso-orientados. Estão distribuídos homogeneamente como grãos isolados (não formam agregados) principalmente na matriz, onde ocorre associado com os feldspatos. Frequentemente, bordejam cristais de enstatita como finos filmes lobulados, interpretados como pseudomorfos de *melt*, ou ocorrem como inclusões facetadas em diopsídio e enstatita (Figura 24d-e). Seus contatos com as demais fases minerais são levemente curvos a interlobados.

Opacos (ilmenita e magnetita) são anedrais, inequigranulares (granulação fina a média) e ocorrem intimamente associados às fases máficas. Por vezes, podem apresentar inclusões de andesina e pargasita. Frequentemente, a relação entre ambos é de substituição, sendo que, na maioria das vezes, a magnetita ocorre substituindo a ilmenita (Figura 28e). Raramente, os cristais de ilmenita apresentam também finas lamelas de magnetita (Figura 28c-d).

Biotita ocorre como cristais retrometamórficos que substituem ou sobrecrecem os piroxênios e a pargasita (Figura 28f). São anedrais, raramente subhedrais, e inequigranulares, com granulação fina a média. A biotita apresenta pleocroismo intenso e sua cor varia de marrom-esverdeado à verde-escuro (semelhante a cor da pargasita) (Figura 24e) ou marrom avermelhado a marrom-claro (Figura 28f). Por vezes hospedam finas inclusões arredondadas de pargasita, diopsídio, andesina e quartzo (Figura 24e). Os contatos entre si são retilíneos enquanto os contatos com as demais fases minerais são interlobados.

A apatita está mais frequentemente associada com quartzo e feldspatos. Ocorre como cristais prismáticos, euhedricos a subhedricos, por vezes geminados, e que sobrecrecem as fases máficas descritas anteriormente. Exibem orientação oblíqua à foliação principal. Clorita

ocorre apenas na amostra MFO180c como alterações incipientes nas bordas externas dos piroxênios e pargasita. O zircão ocorre muito raramente na amostra, mais frequentemente como inclusões arredondadas em ortopiroxênio. São, na maioria das vezes, muito finos ($< 0.5 \mu\text{m}$), mas termos maiores ($> 50 \mu\text{m}$) com hábito prismático também podem ocorrer raramente.

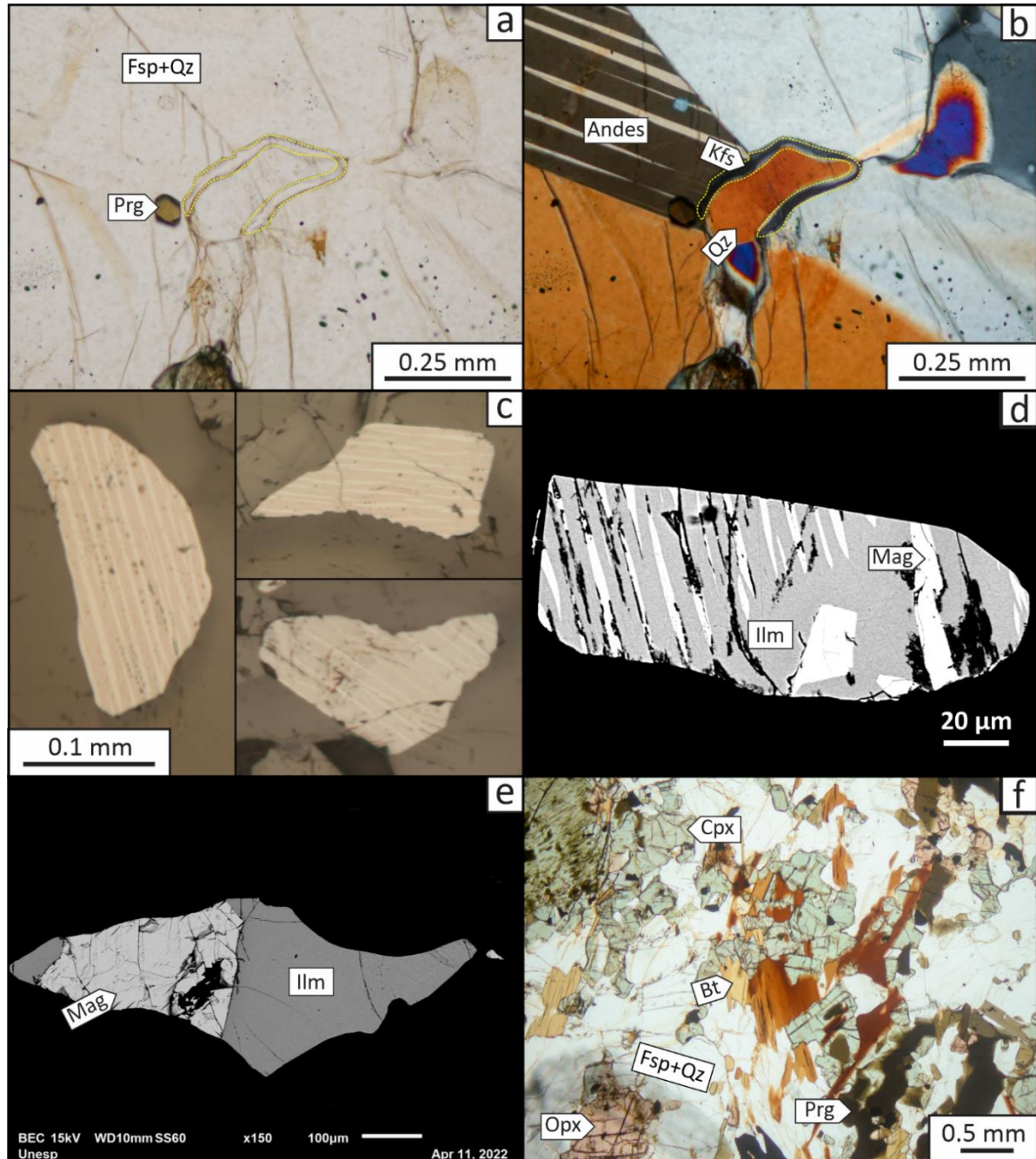


Figura 28 – Fotomicrografias e imagens de elétrons retro-espalhados do granulito félsico [#MFO217a em (a-e) e MFO217b em (f)]. (a) e (b) Fotomicrografia à nicóis descruzados e cruzados, respectivamente, de um filme de feldspato potássico (contorno pontilhado em amarelo) bordejando parcialmente um cristal anedral de quartzo, ambos associados com plagioclásio da matriz. (c) Fotomicrografia com luz refletida e (d) imagem de elétrons retro-espalhado de feições de exsolução em cristais de ilmenita, definidas por finas lamelas descontínuas de magnetita. (e) Cristal anedral de ilmenita parcialmente substituído por magnetita. (f) Relação de substituição parcial de clinopiroxênio por biotita marrom. Uralitização do clinopiroxênio também pode ser observada no canto superior esquerdo da foto.

4.1.3 Biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (amostra OS14b)

A amostra de biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico, genericamente designada como migmatito metapelítico, foi coletada de uma lente com dimensões métricas (Figura 29a), intercalada junto à ortogneisse da UD, na porção noroeste da área de estudo (Figura 11). Corresponde a um litotipo cinza-escuro/cinza-claro, fracamente foliado e que exhibe um bandamento composicional difuso e não retilíneo, definido pela intercalação de faixas melanocráticas centimétricas, ricas em biotita, e faixas leucocráticas centimétricas, mais quartzo-feldspáticas (Figura 29b).

A rocha é formada por quartzo ($\pm 40\%$), granada ($\pm 25\%$), plagioclásio ($\pm 15\%$), biotita ($\pm 8\%$), feldspato potássico ($\pm 5\%$), e sillimanita ($\pm 4\%$). Os principais acessórios são opacos (pirita e ilmenita) e rutilo, que ocorrem em proporções de 2% e 1%, respectivamente, enquanto apatita, monazita e zircão ocorrem de maneira subordinada, em proporções traço.

A petrotrama é formada por cristais anedrais a subhedrais, raramente euhedrais, e inequigranulares, cuja granulação varia de fina a grossa. Apresenta uma fraca foliação Sn do tipo gnaissificação, marcada pela iso-orientação incipiente de quartzo, sillimanita e biotita. Subordinadamente, a distribuição orientada dos cristais de granada também descreve a anisotropia. A rocha exhibe textura granoblástica, embora também ocorram cristais poquiloblásticos (granada), lepdoblásticos (biotita) e nematoblásticos (sillimanita) em menores proporções.

O quartzo é a fase mineral predominante e apresenta três formas distintas de ocorrência: a primeira e mais frequente é como cristais anédricos e inequigranulares (granulação fina a grossa) que constituem a maior parte da matriz (Qz1). Apresentam normalmente um eixo de maior alongação paralelo à direção da foliação principal e seus contatos com os demais minerais são predominantemente interlobados; já os contatos entre si são a retilíneos a interlobados e podem, por vezes, sugerir processo de recristalização por migração de limite de grão (GBR: *grain boundary migration*; PASSCHIER; TROUW, 2005) (Figura 30a). Ocasionalmente, também podem exhibir extinção ondulante (Figura 30b) e hospedar inclusões de feldspatos, biotita e sillimanita. Sua segunda forma de ocorrência é como inclusões em cristais de granada, onde adquirem formato mais arredondado (Figura 30b-d) ou lobulado e podem estar ou não interligados entre si e apresentar terminações em cúspide (Qz2). Nestes casos, ocorrem associados ou hospedam finos cristais arredondados de biotita e plagioclásio. Subordinadamente, o quartzo pode ocorrer também associado à sillimanita em trilhas/faixas sobrecrecidas (aparentemente) a partir de cristais de granada e feldspatos (Qz3).

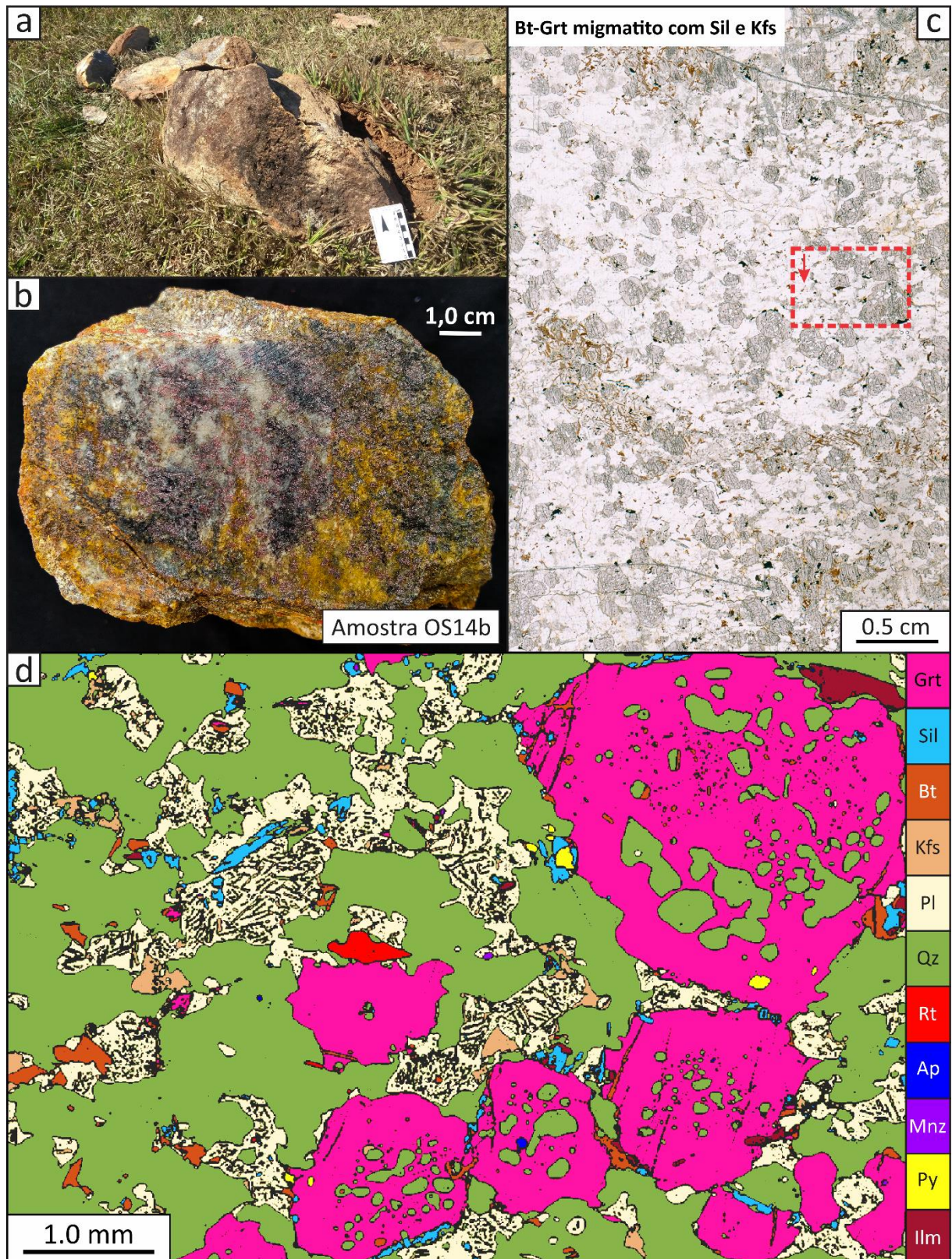


Figura 29 – Aspectos gerais do biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b). (a) Foto do afloramento no qual a amostra foi coletada. (b) Foto da amostra de mão, tirada perpendicularmente em relação à seção de corte. (c) Imagem escaneada da lâmina polida, com a localização do domínio selecionado para a confecção dos mapas composicionais e de fases minerais (retângulo vermelho). (d) Mapa de fases minerais do domínio indicado em (c).

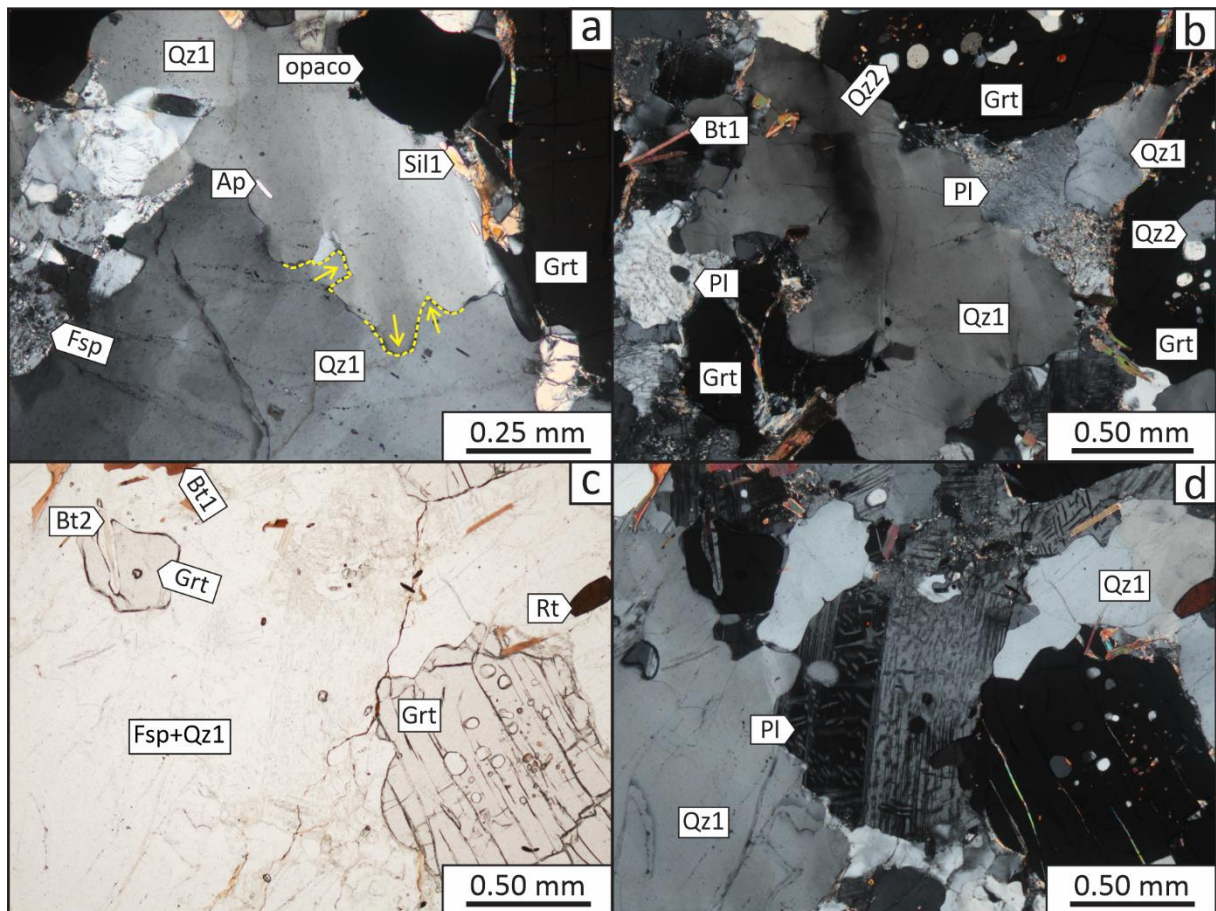


Figura 30 – Fotomicrografias do biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Relação de contato interlobado entre cristais de quartzo, que sugerem processo de recristalização de limite de grão sob alta temperatura (GBM). **(b)** Cristal de quartzo com extinção ondulante, que sugere processo de deformação cristaloelástica intracristalina dos cristais e, conseqüentemente, redirecionamento dos eixos cristalográficos. **(c)** e **(d)** Cristal de plagioclásio com macla carlsbad e rico em antipertitas com morfologias diversas.

O plagioclásio é frequentemente antipertítico (Figura 30c-d) e ocorre como cristais anedrais, inequigranulares (granulação fina a média) e não apresentam uma orientação preferencial bem definida. Sua ocorrência predominante é como uma fase constituinte da matriz e seus contatos com os demais minerais são retilíneos a interlobados. Subordinadamente, pode ocorrer como inclusões arredondadas em granada, onde ocorre associado com quartzo e biotita. Com frequência, exibe macla polisintética (maclas da albita) e, em menor proporção, macla carlsbad (Figura 30c-d). As antipertitas de feldspato potássico (provavelmente sanidina) formam, no geral, finos filmes sinuosos e retilíneos (Figura 30d) ou exsoluções com morfologia arredondada a ovalada. Muito raramente, podem ainda hospedar mimerquitas de quartzo.

Quimicamente, o plagioclásio nesta amostra é classificado como andesina ($An_{37,54-40,17}$; $Ab_{58,39-61,74}$; $Or_{0,72-1,53}$; Figura 31) e exibe teores de An mais baixos em comparação com plagioclásio da amostra MFO217a. O conteúdo de Ca, Na e K varia, respectivamente, de 0,36

a 0,4, 0,58 a 0,60 e 0,01-0,02 *c.p.f.u.* e sua distribuição nos cristais é homogênea, sem descrever zonações perceptíveis (Figura 32).

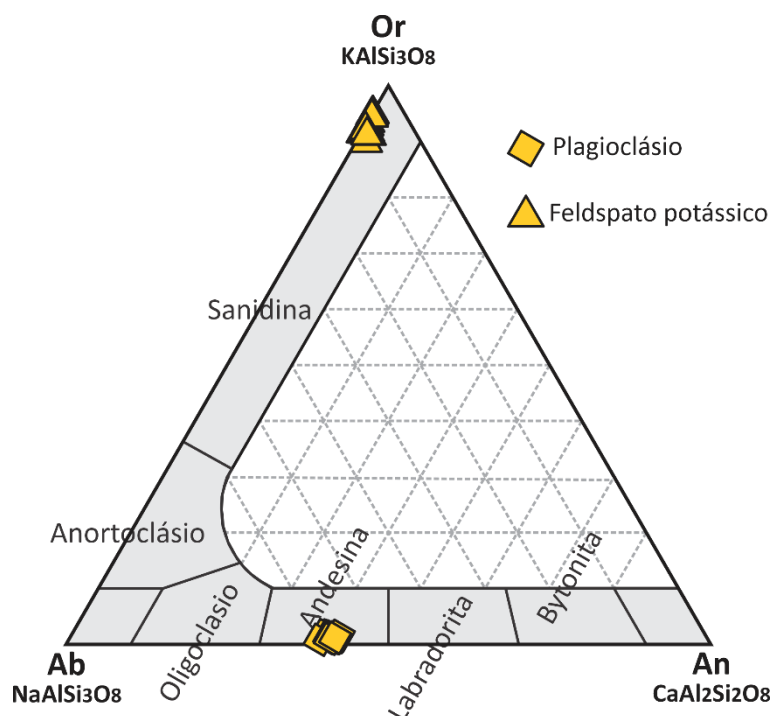


Figura 31 - Diagrama de classificação de feldspatos, com a projeção das composições de plagioclásio (quadrado) e feldspato potássico (triângulo) no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b).

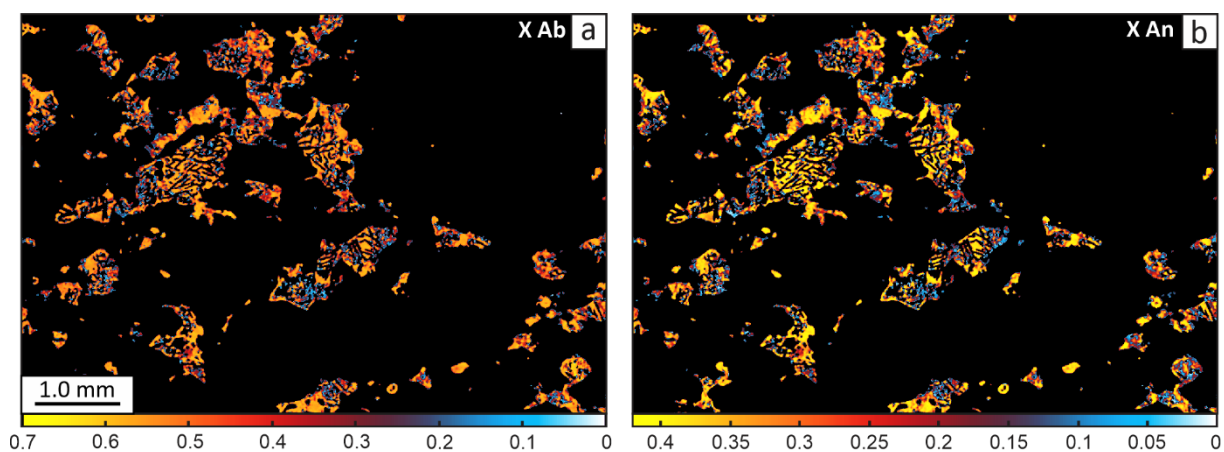


Figura 32 - Mapas composicionais de plagioclásio no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b).

A granada está distribuída heterogeneamente pela amostra e sua presença é ligeiramente mais frequente nos domínios ricos em biotita. Ocorre como cristais inequigranulares (granulação média a grossa), equidimensionais, com formato anédrico a subédrico (raramente euédrico; Figura 33a) e textura poiquiloblástica, caracterizada pela abundância de inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio (Figura 33a-b, d). Subordinadamente, podem hospedar ainda

inclusões de feldspato potássico, sillimanita, rutilo, monazita, zircão, opacos (pirita e ilmenita) e apatita. Por vezes, as inclusões podem descrever zonações texturais internas na granada visto que, em alguns grãos, ocorrem núcleos ricos em inclusões enquanto nas bordas, elas são menos frequentes (Figura 33b). Os grãos inclusos frequentemente descrevem contatos poligonalizados, principalmente entre os cristais de quartzo e entre quartzo e plagioclásio (Figura 33d). Seus contatos com os demais minerais, principalmente quartzo e plagioclásio, são interlobados a curvos. Em alguns casos, apresentam bordas substituídas por biotita e ilmenita (Figura 33c) e, com frequência, são bordejados por finos intercrescimentos de sillimanita ($\pm$ biotita), principalmente próximos aos cristais de feldspato (Figura 33a-b).

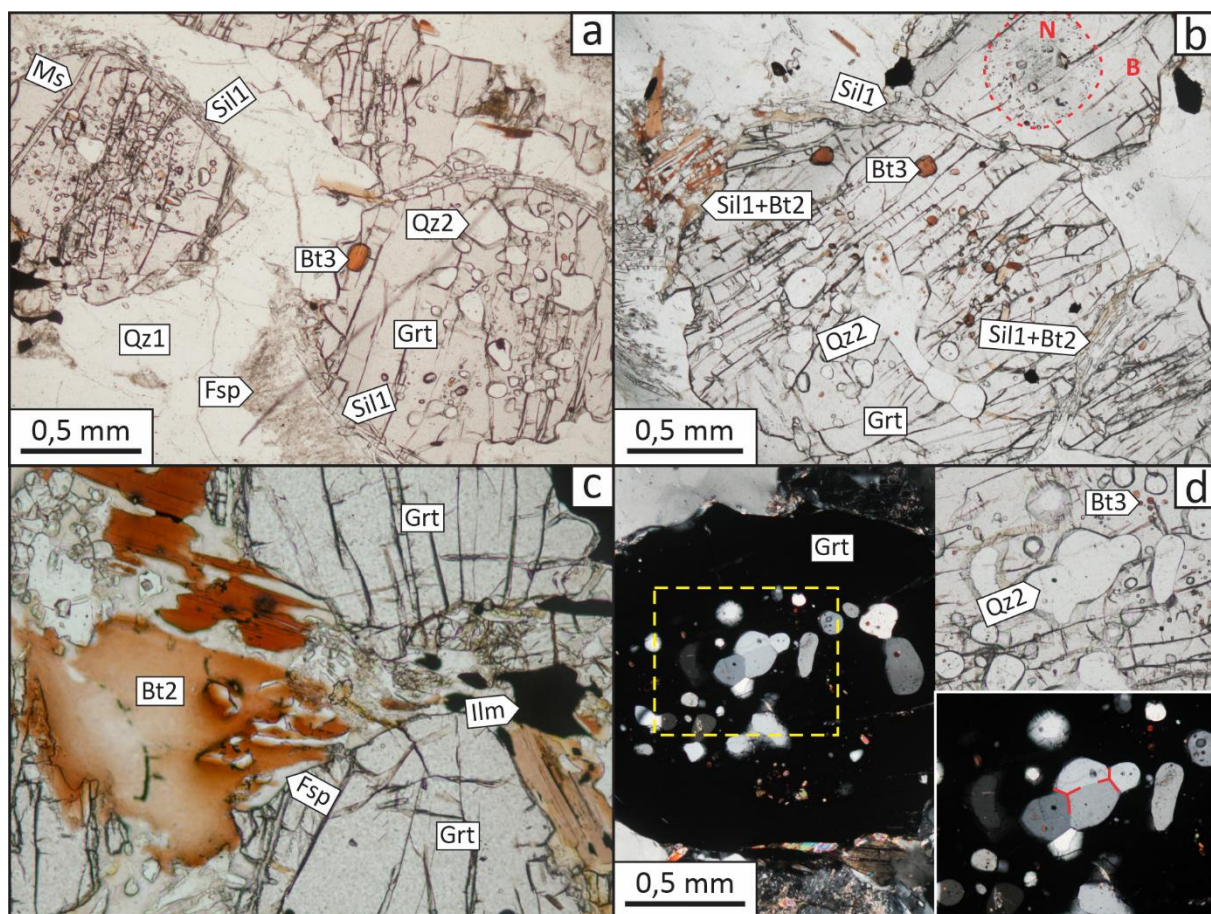


Figura 33 – Fotomicrografias do biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b). (a) e (b) Grãos subhedrais a euhedrais de granadas poiquiloblásticas (ricas em inclusões de quartzo lobulado ou arredondado e biotita arredondada), bordejadas por cristais sobrecrecidos de sillimanita ($\pm$ biotita). Fraturas estão normalmente preenchidas por sillimanita e/ou muscovita. Em (b), no canto superior direito, ocorre um cristal de granada cujo núcleo é rico em inclusões finas (N) mas a borda é praticamente livre de inclusões (B). (c) Feição de substituição parcial das bordas de granada por feldspato e biotita, o que sugere processo de retrometamorfismo sob presença de *melt* hidratado. (d) Inclusões arredondadas de quartzo em granada com contatos retilíneos, por vezes poligonalizados, que indicam equilíbrio das fases inclusas entre si e entre o grão hospedeiro.

Quimicamente, a granada apresenta uma composição relativamente homogênea em relação aos seus principais membros finais (piropo-Mg, almandina-Fe, espessartita-Mn,

grossulária-Ca, andradita- Fe^{3+} e uvarovita-Cr) (Figura 34b). Os grãos apresentam maiores conteúdos de almandina ($X_{\text{Alm}} = 0,58$ a $0,60$; Figura 34b-d) e piropo ($X_{\text{Prp}} = 0,35$ a $0,38$; Figura 34b-c) e baixos teores de grossulária ($X_{\text{Grs}} = 0,03$ a $0,04$; Figura 34b-f), espessartita ($X_{\text{Sps}} = 0,01$; Figura 34b-e), andradita ($X_{\text{Adr}} \leq 0,01$) e uvarovita ($X_{\text{Uv}} \leq 0,01$).

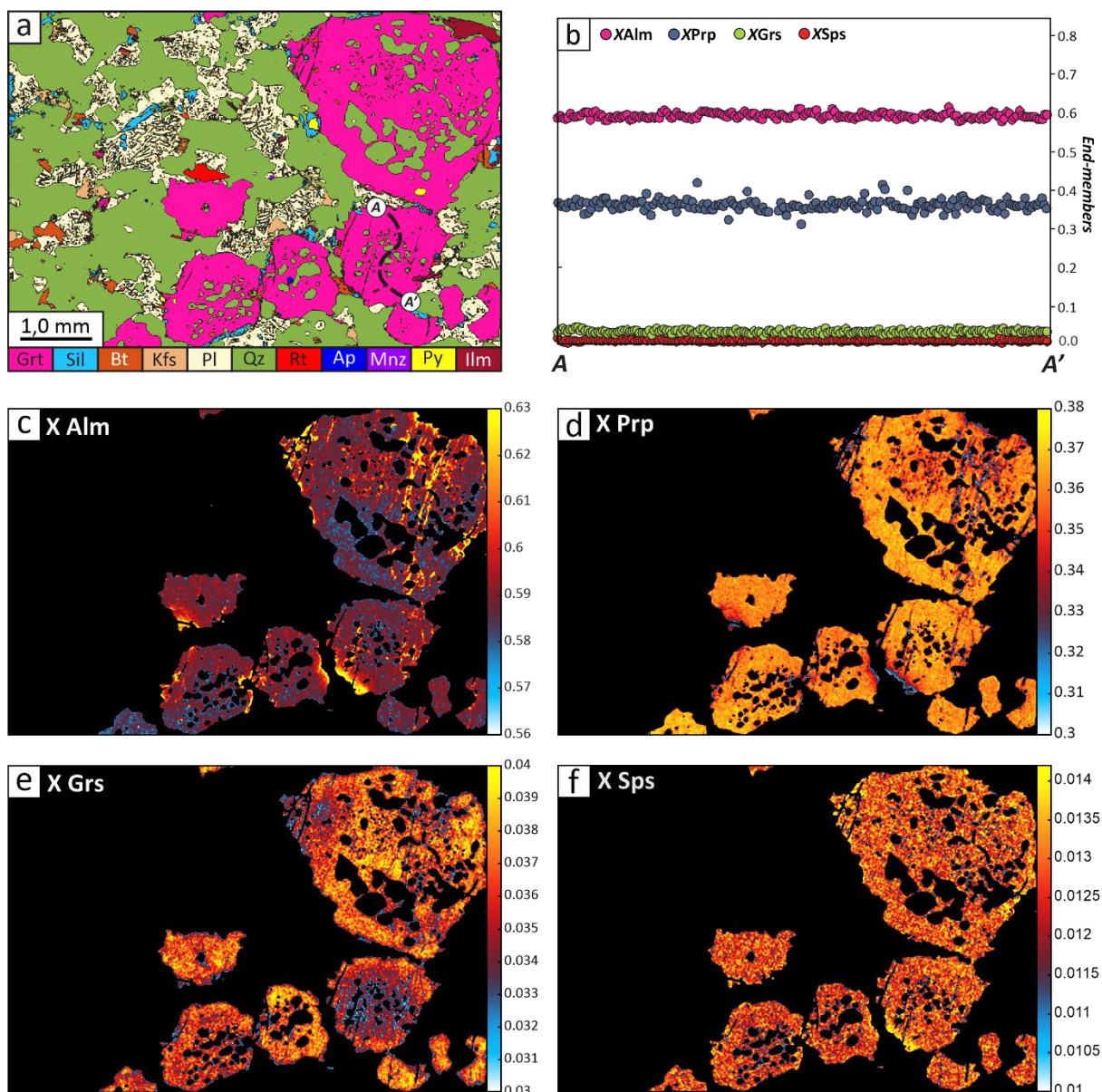


Figura 34 – Caráter químico de granada no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). (a) Mapas de fases minerais. Tracejado corresponde ao perfil químico A – A' expresso em (b). (b) Perfil químico de granada em relação aos principais membros-finais. (c-f) Mapas composicionais quantitativos de granada.

A variação composicional na granada não configura zonamentos sistemáticos, com exceção da grossulária que, em alguns grãos, descreve um fraco zoneamento concêntrico no qual é reconhecido um sutil aumento do seu teor em direção às bordas (Figura 34f). São também identificados sutis aumentos nos teores de almandina ($X_{\text{Alm}} \geq 0,62$) e espessartita ($X_{\text{Sps}} \geq 0,01$)

bem como diminuição nos teores de piropo ($X_{Prp} \geq 0,30$) nas porções próximas às fraturas e em algumas das bordas externas de granada que fazem contato com biotita (Figura 34c-d).

O feldspato potássico (microclínio) ocorre como uma fase frequentemente subordinada ao plagioclásio. Os cristais são anedrais (muito raramente subedrais a euedrais), equigranulares finos e não exibem iso-orientação aparente. Sua ocorrência é praticamente exclusiva às porções intersticiais ou adjacências dos grãos de plagioclásio, onde apresentam frequentemente morfologia lobular. Raramente apresenta maclas diagnósticas (maclas em xadrez) e/ou hospeda mimerquitas de quartzo, associadas com plagioclásio (Figura 35a).

Quimicamente, o feldspato potássico (tanto da matriz quanto das lamelas) exhibe composição semelhante ao da amostra MFO217a ($An_{0,10-1,64}$; $Ab_{5,19-8,97}$; $Or_{89,34-94,70}$) (Figura 31) e sua variação química não descreve zonações aparentes. Seu conteúdo de Na e K varia de 0,05 a 0,09 e 0,87 a 0,91 *c.p.f.u.*, respectivamente. Já seu conteúdo de Ca é inferior a 0,01 *c.p.f.u.*

Assim como a granada, a biotita também está distribuída heterogeneamente na rocha e sua presença é mais frequente nos domínios melanocráticos. Apresenta pleocroísmo intenso e sua coloração varia de marrom-avermelhado a marrom-claro. Seus contatos com os cristais de quartzo são retilíneos enquanto com os cristais de feldspatos e granada, são interlobados. Sua ocorrência predominante (Bt1) é como cristais inequigranulares (granulação fina a média), com formato euhedral a subhedral, associados à matriz junto aos cristais de quartzo e feldspato. Estes termos são classificados como annita, apresentam valores de X_{Mg} de aproximadamente 0,55 a 0,60 e teores de Ti de 0,60 a 0,75 *c.p.f.u.*

Com frequência, os cristais de biotita substituem parcialmente as bordas das granadas (Figura 33b-c), principalmente nos domínios mais melanocráticos, e preenchem suas fraturas; mais raramente, pode também substituir parcialmente bordas de ilmenita (Figura 35b). Estes termos (Bt2) são classificados quimicamente em dois tipos: o primeiro tipo é a biotita (annita) com maior tendência a siderofilita, que ocorre como alterações nas bordas e fraturas das granadas, normalmente próxima/associada aos feldspatos e à sillimanita. Exibe valores de X_{Mg} de aproximadamente 0,60 a 0,65 e teores de Ti de 0,15 a 0,30 *c.p.f.u.* O segundo tipo é a biotita classificada como flogopita, que ocorre como alterações nas fraturas das granadas, onde normalmente não está próxima aos minerais mais aluminosos (*e.g.*, feldspatos e sillimanita). Seus valores de X_{Mg} variam de aproximadamente 0,70 a 0,80, os teores de Ti vão de aproximadamente 0,10 a 0,23 *c.p.f.u.*

A biotita também ocorre como finas inclusões arredondadas em granada, associadas com quartzo e plagioclásio (Bt3) (Figura 33a, b, d). Nestes casos, a biotita é classificada como flogopita e apresenta valores de X_{Mg} de 0,75 a 0,80 e teores de Ti entre 0,40 e 0,73 *c.p.f.u.*

A sillimanita está presente como cristais prismáticos, equigranulares finos, raramente médios, com formatos subédricos a euédricos. Está distribuída de forma heterogênea ao longo da rocha e sua presença é mais frequentemente associada com quartzo, feldspatos, biotita e granada. Ocorre ora como finos agregados nematoblásticos intercrescidos junto ao quartzo ($\pm$ biotita) que, no geral, bordejam os cristais de granada e feldspatos (Sil1) (Figura 33a-c), ora como cristais prismáticos orientados paralelamente em relação a foliação principal junto à matriz (Sil2). Por vezes, os agregados nematoblásticos formam faixas contínuas que interconectam diferentes cristais de granada (Figura 35d). Muito raramente, a sillimanita pode ocorrer inclusive nas bordas externas de granadas como cristais isolados, isto é, não fazem contato com as demais fases inclusas (Sil3) (Figura 35e-f).

O rutilo está presente com maior frequência nos domínios leucocráticos, tanto associado à matriz como na forma de inclusões em granada e biotita. Ocorre como cristais subedrais, inequigranulares (granulação muito fina a fina), inequidimensionais (na maioria dos casos) e não apresentam uma orientação preferencial bem definida. Seus contatos com os demais minerais são retilíneos e, em alguns casos, suas bordas exibem aspecto corroído e/ou de reabsorção. Frequentemente, os cristais da matriz exibem finas lamelas de exsolução ou bordas de alteração formadas por ilmenita. Em casos menos frequentes, o rutilo também ocorre associado junto à biotita/clorita como alterações da ilmenita. No domínio leucocrático e nas inclusões, apresenta coloração avermelhada enquanto que, nos domínios melanocráticos mais biotíticos, passa a exibir coloração amarelada, talvez sugerindo alteração para adularia.

Os cristais opacos de ilmenita e pirita são anedrais a subedrais, fracamente iso-orientados e estão associados principalmente aos cristais de granada e biotita. A pirita tende a ocorrer como inclusões em granada enquanto a ilmenita ocorre com maior frequência na matriz quartzo-feldspática, ora substituindo rutilo, ora biotita. A muscovita ocorre exclusivamente preenchendo as fraturas nos cristais de granada. Zircão e monazita são subordinados e ocorrem como cristais muito finos, com formato predominantemente arredondado. Monazita ocorre tanto como inclusões em granada quanto na matriz, mas sua ocorrência mais frequente é junto ao segmento melanocrático mais ricos em biotita e granada.

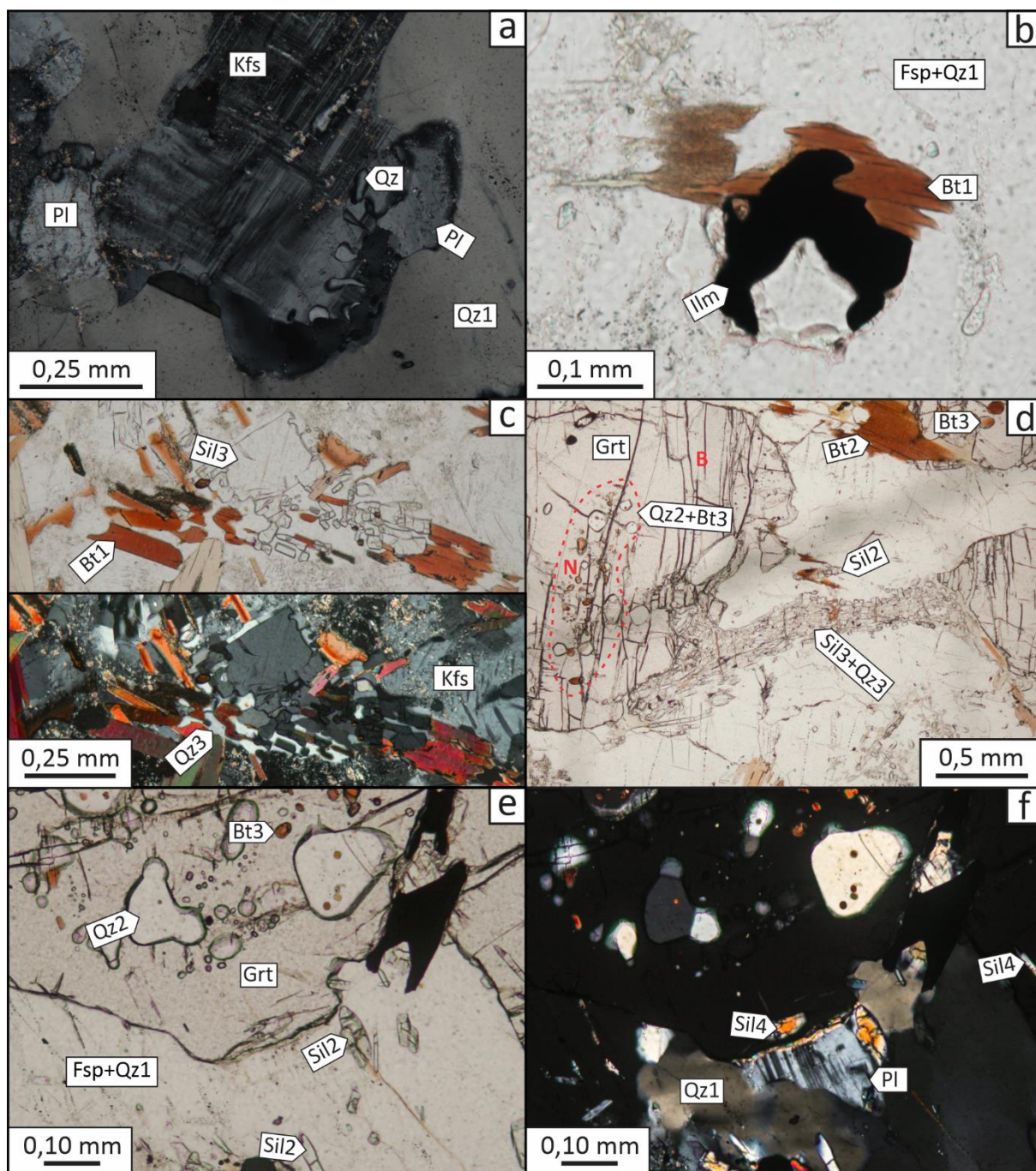


Figura 35 – Fotomicrografias do biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Cristal de feldspato potássico (microclínio com maclas em xadrez), associado com cristais de plagioclásio e quartzo da matriz, que hospeda raras mimerquitas de quartzo. **(b)** Relação de substituição parcial de biotita da matriz por ilmenita anhedral. **(c)** Intercrescimento retrometamórfico de sillimanita e biotita euhedrais junto à quartzo anhedral, associados à feldspatos. **(d)** Faixas nematogranoblásticas intercrescidas, formadas por Sil3+Qz3 que interconectam cristais de granada. À esquerda, é observado um cristal de granada texturalmente zonado uma vez que seu núcleo (N) é rico em inclusões de Qz2+Bt3 enquanto a borda (B) é praticamente livre de inclusões. **(e)** e **(f)** Presença de cristais de sillimanita inclusos nas bordas externas de uma granada poiquiloblástica (Sil4) bem como cristais de sillimanita presentes na matriz (Sil2). No canto superior direito em (e), é observado um sobrescrescimento de cristais anedrais de ilmenita em granada.

4.2 QUÍMICA MINERAL DE ELEMENTOS TRAÇO

Neste tópico, são apresentados os resultados das análises químicas de elementos traço empreendidas em cristais de quartzo e rutilo nas amostras OS14b e MFO217 a fim de aplicar os geotermômetros Zr-no-rutilo e Ti-no-quartzo. Os resultados de todas as análises podem ser consultados no ANEXO II.

4.2.1 Pargasita granulito félsico (#MFO217a)

4.2.1.1 Titânio em quartzo

O mapa composicional de Ti em quartzo foi produzido a partir de 31 análises pontuais realizadas no domínio mapeado do pargasita granulito félsico (#MFO217a). Os valores variam entre aproximadamente 65 a 115 ppm (Figura 36b-c), ou aproximadamente 0,01 a 0,02 TiO₂%, com média de 97 e mediana de 101. A variância é de 104 e o valor do terceiro quartil é de 104 (Figura 36b).

A distribuição dos teores de Ti é heterogênea e descreve uma fraca tendência às maiores concentrações estarem associadas às porções centrais de alguns cristais de quartzo mais grosseiros (Figura 36c). No entanto, essa tendência não é homogênea ao longo do domínio, visto que alguns cristais mais finos também podem apresentar altas concentrações enquanto outros, relativamente maiores, podem apresentar baixas concentrações em toda sua superfície.

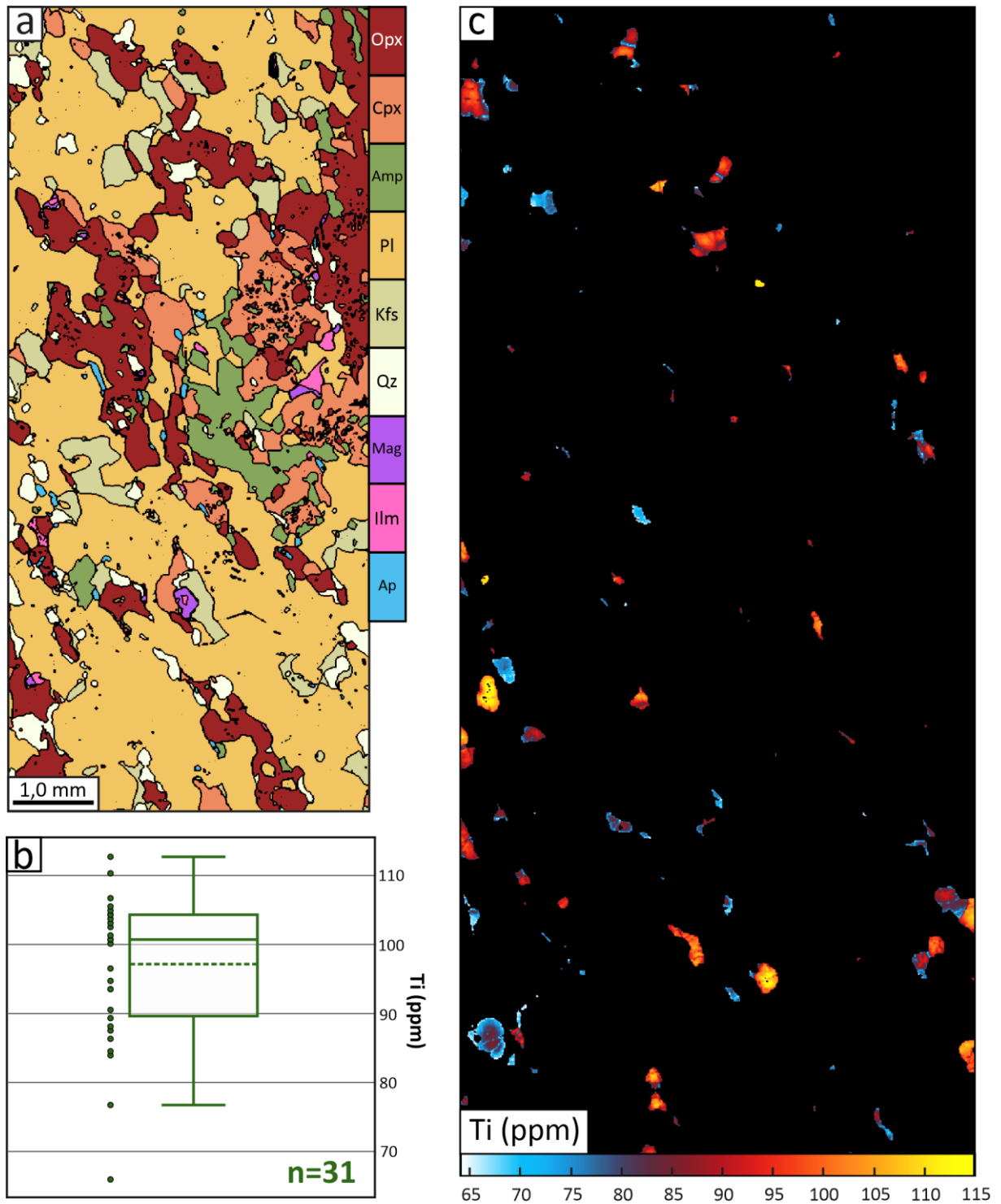


Figura 36 – Concentrações de Ti em quartzo no pargasita granulito félsico (#MFO217a). **(a)** Mapa de fases minerais. **(b)** Diagrama *boxplot* com a projeção das concentrações, em ppm, de Ti em cristais quartzo. Limites superiores e inferiores do gráfico (*whiskers*) definem o intervalo no qual ocorrem 90% dos valores de concentração de titânio. Limites superiores e inferiores dos retângulos representam os terceiros e primeiros quartis, respectivamente. Reta horizontal dentro do retângulo representa a mediana dos valores de concentração e a reta tracejada representa a média. **(c)** Mapa composicional de Ti em quartzo (em ppm).

4.2.2 Biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b)

4.2.2.1 Zircônio em rutilo

Foram investigados 10 cristais de rutilo no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico, presentes tanto como cristais na matriz quanto como inclusões em granada (Figura 37). Foram empreendidas um total de 36 análises, com as quais buscou-se definir dois a três pontos analíticos em cristais mais grosseiros, ou apenas um ponto em cristais mais finos (Figura 37).

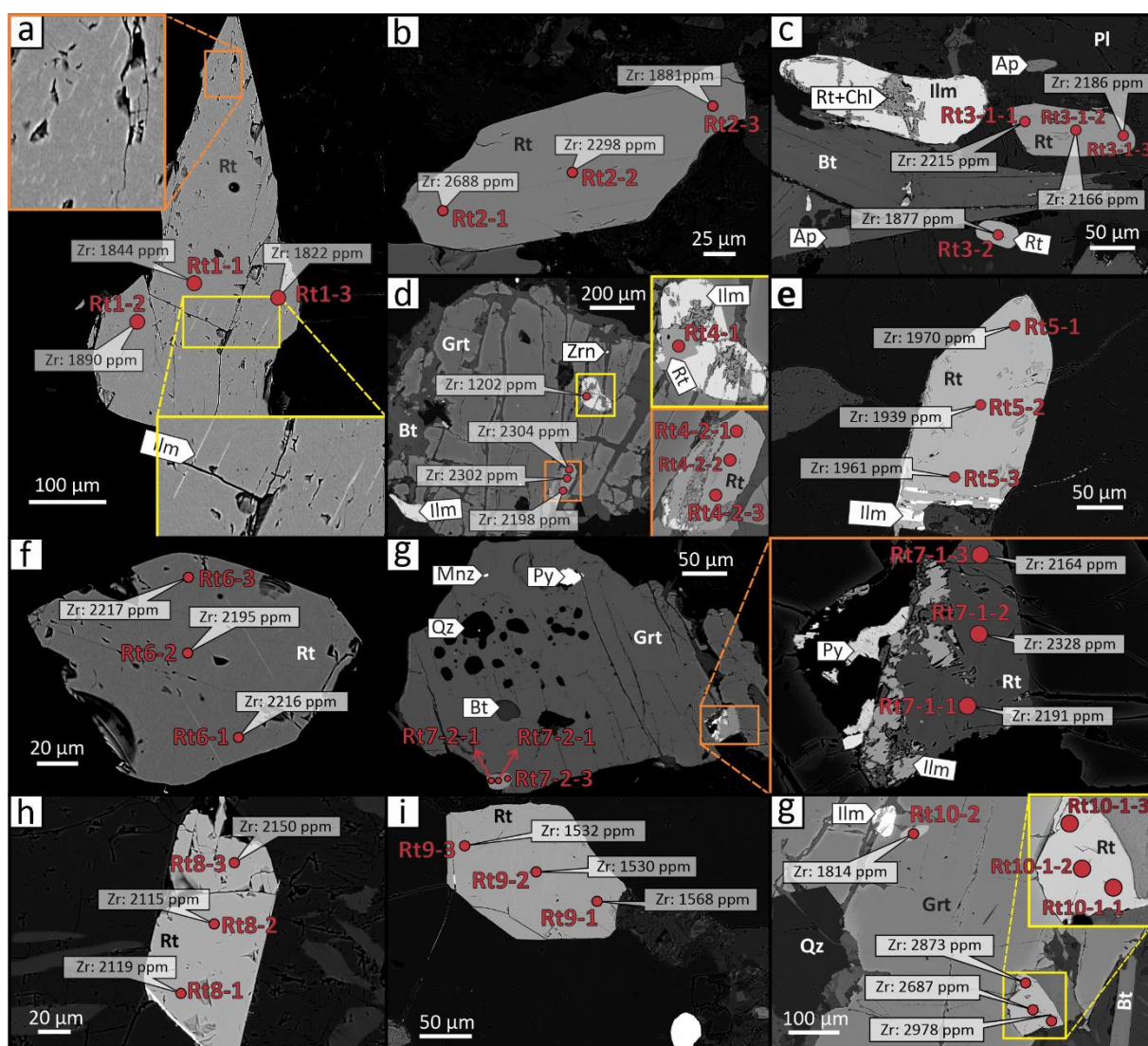


Figura 37 - Imagens de elétrons retro-espalhados dos cristais de analisados no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b), com a localização dos pontos analisados e suas respectivas concentrações de Zr, em ppm.

Os cristais de rutilo foram selecionados de acordo com o grau de alteração (ilmenitização) e as posições das análises foram definidas a fim de evitar porções onde houvesse lamelas de ilmenita, tal como observado na Figura 37a, ou próximas à contatos com cristais de zircão.

As análises indicam concentrações de Zr entre 1202 e 2978 ppm, com média de 2097, mediana de 2135 e valor do terceiro quartil de 2217 (Figura 38a). Embora a maior concentração de Zr tenha sido registrada em um rutilo incluído em granada (Rt10), nota-se que não há uma diferença contrastante de teores entre os rutilos da matriz e os inclusos em granada (Figura 38b). As concentrações de Zr nos cristais presentes na matriz variam de 1530 a 2688 ppm, com média de 2017, enquanto as inclusões em granada registram valores de 1202 a 2978 ppm, com média de 2221.

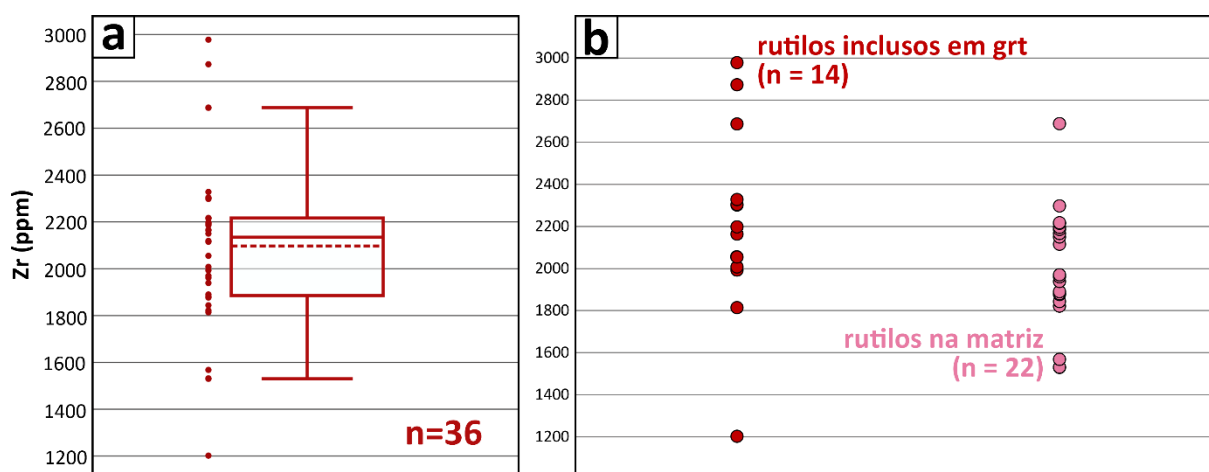


Figura 38 – Concentrações de Zr em rutilos no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Diagrama *boxplot* com a projeção das concentrações, em ppm, de Zr em cristais rutilo. Limites superiores e inferiores dos gráficos (*whiskers*) definem os intervalos nos quais ocorrem 90% dos valores de concentração de zircônio. Limites superiores e inferiores dos retângulos representam os terceiros e primeiros quartis, respectivamente. Retas horizontais dentro dos retângulos representam a mediana dos valores de concentração e as retas tracejadas representam as médias. **(b)** Concentrações de Zr plotados separadamente para cristais de rutilo inclusos em granada e para rutilos da matriz.

Outros elementos analisados nos rutilos da amostra forneceram as seguintes concentrações: Si $\leq$ 84 ppm; Al entre 28 e 1003 ppm; Cr entre 648 e 3218 ppm; V entre 1730 e 5093 ppm; Sn $\leq$ 93 ppm; W $\leq$ 672 ppm; Ta entre 0 e 1052 ppm; Hf $\leq$ 201 ppm; Fe entre 365 e 14743 ppm; e Nb entre 74 e 33028 ppm.

4.2.2.2 Titânio em quartzo

Foram realizadas 33 análises pontuais em cristais de quartzo no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico. Os valores de Ti obtidos variam de aproximadamente 115

a 225 ppm (Figura 39), ou 0,02 a 0,04 TiO₂%. A média dos valores, em ppm, é 166, a mediana é 167, a variância é 200 e o valor do terceiro quartil é 172 (Figura 39b).

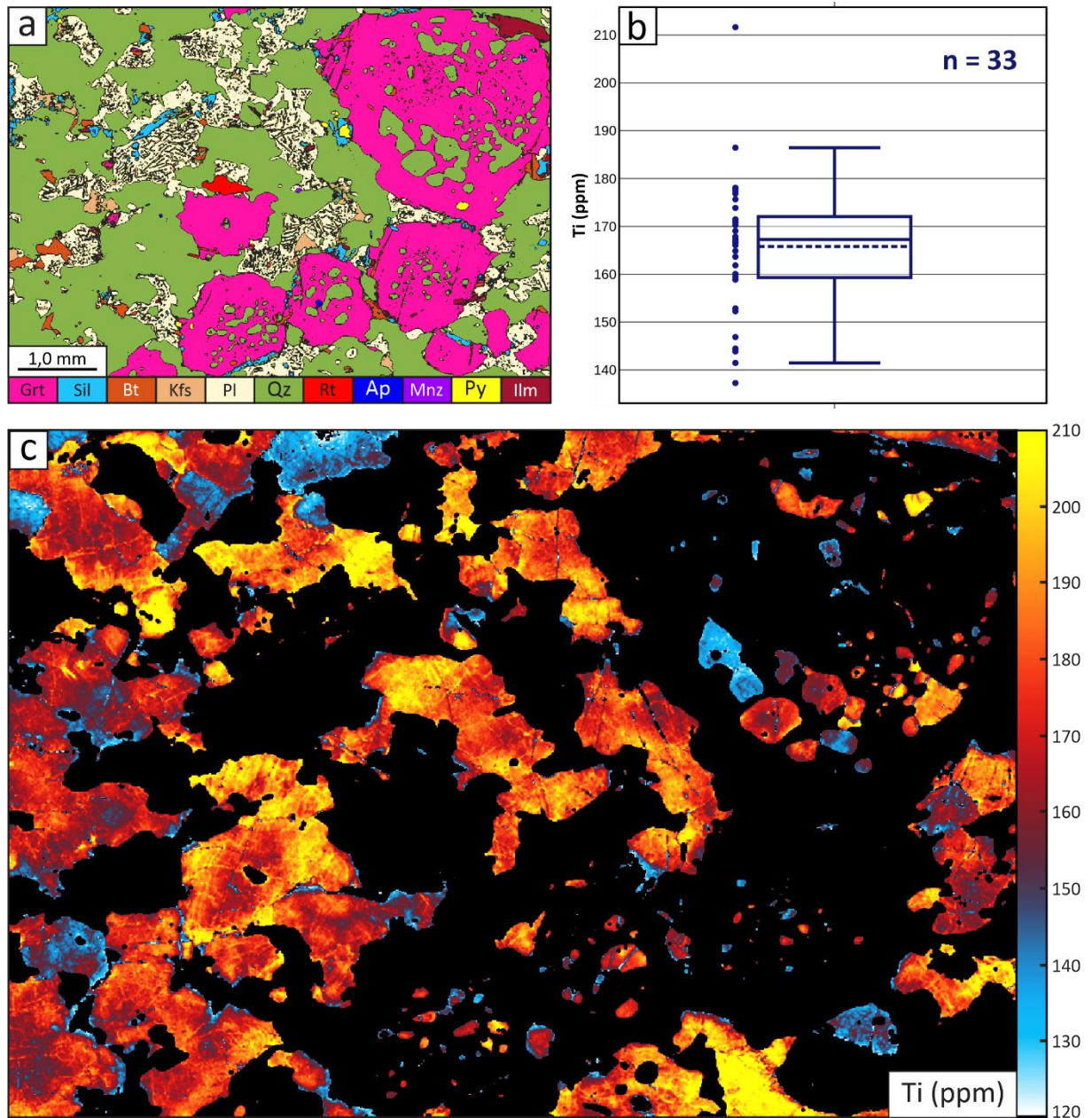


Figura 39 – Concentrações de Ti em quartzo no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). (a) Mapa de fases minerais. (b) Diagrama *boxplot* com a projeção das concentrações, em ppm, de Ti em cristais quartzo. (c) Mapa composicional de Ti em quartzo (em ppm).

De acordo com o mapa de Ti em quartzo (Figura 39c), a distribuição dos teores de Ti nos cristais do domínio é heterogênea. No entanto, nota-se que, em alguns grãos (principalmente nos grãos maiores e raramente nos grãos menores), há um sutil zonamento que descreve uma tendência ao aumento dos teores de Ti do núcleo em direção às bordas internas dos grãos; porém, nas porções mais externas, próximas aos contatos com algumas fases retrometamórficas

adjacentes, há uma drástica diminuição nas concentrações de Ti. Esse zonamento é heterogêneo entre os diferentes grãos e até mesmo dentro de um único grão. Nota-se, ainda, aparentes contatos abruptos entre cristais de quartzo com altas concentrações de Ti junto a cristais com baixas concentrações.

Tanto na matriz quanto nas inclusões, os teores de Ti em quartzo são semelhantes e suas variações, equivalentes.

4.3 DIAGRAMAS DE EQUILIBRIO DE FASES

Os Diagramas de Equilíbrio de Fases foram confeccionados para as amostras de hornblenda granulito máfico (#MFO228), pargasita granulito félsico (#MFO217a) e biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b) conforme as especificações descritas no capítulo “1.4 Materiais e Métodos”.

4.3.1 Hornblenda granulito máfico (#MFO228)

No diagrama de fases confeccionado a partir da LBC do granulito máfico (Figura 40a), o anfibólio ocorre como uma fase estável em um amplo intervalo P - T , porém é previsto que seu consumo total ocorra sob temperaturas muito elevadas, em aproximadamente 950-1120 °C, com pouca influência da pressão, logo após a entrada do rutilo no sistema. Sua proporção varia com maior dependência da temperatura e seu consumo mais expressivo ocorre em aproximadamente 820-880 °C, concomitante ao aumento da moda de clinopiroxênio e entrada do ortopiroxênio no sistema (Figura 40b-d). No domínio selecionado para a confecção do diagrama de fase (Figura 12c), a proporção de anfibólio é de aproximadamente 35%. Segundo o diagrama de fases, esta moda ocorre em um intervalo de temperatura de aproximadamente 870 a 920 °C (Figura 40b).

O teor de Ti em anfibólio também é dependente essencialmente da temperatura e seu aumento acompanha o aquecimento do sistema (LIAO; WEI; REHMAN, 2021; OTTEN, 1984) (Figura 41b). As isopletras referentes aos teores de Ti nos anfibólios analisados na amostra estão previstas para ocorrer sob temperaturas de aproximadamente 925 a 1050 °C, sendo que as isopletras dos valores mais elevados ultrapassam o limite do campo de estabilidade interpretado para a rocha (Figura 41b).

O clinopiroxênio ocorre como uma fase estável em todos os campos calculados no diagrama (Figura 40a). Sua proporção aumenta com maior dependência da temperatura até

aproximadamente 950 °C, quando passa também a depender da pressão (Figura 40c). É previsto que sua maior produção ocorra em 800 a 900 °C, junto ao maior consumo de anfibólio e aparecimento de ortopiroxênio (Figura 40b-d). A proporção de clinopiroxênio no domínio mapeado (Figura 12c) é de aproximadamente 32% e esta moda, segundo a modelagem, é prevista para ocorrer em um intervalo de temperatura entre aproximadamente 840 e 850 °C (Figura 40c).

Sob condições suprasolidus e pressões inferiores a 9,0 kb, o conteúdo de X_{Mg} no clinopiroxênio aumenta com a temperatura enquanto que o teor de Al^{IV} é dependente tanto da temperatura quanto da pressão (Figura 41c-d). No campo de estabilidade interpretado para a rocha, as isopletras de X_{Mg} e Al^{IV} que correspondem à composição dos clinopiroxênios limitam as condições máximas de temperatura a aproximadamente 1050 °C (Figura 41c-d).

A entrada do ortopiroxênio é controlada quase que exclusivamente pela temperatura e se dá em aproximadamente 810-880 °C, sob condições nas quais há o maior consumo de anfibólio e produção de clinopiroxênio (Figura 40a-d). Já sua saída ocorre em aproximadamente 1050-1100 °C, logo após a saída do anfibólio (Figura 40a). Sua proporção aumenta com o aumento da temperatura até 950 °C; a partir deste ponto, sua moda passa a diminuir tanto com o aumento da pressão (e aparecimento da granada, em aproximadamente 9.0 kb) quanto da temperatura (e formação de maiores proporções de *melt*, em $T > 1000$ °C, e aparecimento de olivina, em pressões inferiores a 6,5 kb) (Figura 40d).

O conteúdo de X_{Mg} no ortopiroxênio (Figura 41e) varia com maior dependência da temperatura enquanto o teor de Al^{IV} (Figura 41f) e varia de acordo com a pressão e temperatura. No campo de estabilidade interpretado para assembleia da rocha, as isopletras de X_{Mg} que correspondem à composição do ortopiroxênio ocorrem em um intervalo de temperatura restrito, aproximadamente 940 a 980 °C (Figura 41e). Já as isopletras de Al^{IV} ocorrem em um amplo intervalo P - T , mas restringem as condições máximas de temperatura em aproximadamente 1060 °C (Figura 41f).

O plagioclásio é previsto como uma fase estável sob condições de pressão inferiores a 10,0 kb (Figura 40a). Ele é inserido no sistema logo após a saída do quartzo, a partir de uma curva com inclinação positiva em até 800 °C. Entre 800 e 1000 °C, a curva se horizontaliza (depende exclusivamente da pressão), e torna-se paralela à curva de entrada da granada. Com o aumento da temperatura, a moda do plagioclásio diminui abruptamente sob a presença de olivina e ausência de anfibólio. O plagioclásio é totalmente consumido a partir de uma curva oblíqua com inclinação sutilmente negativa em aproximadamente 1010-1110 °C. O modelo

prevê que as maiores proporções de plagioclásio ocorrem com a diminuição da pressão (Figura 40e).

O conteúdo de X_{An} no plagioclásio varia em função tanto da temperatura quanto da pressão (Figura 41g). O modelo prevê que os valores registrados pelos cristais da amostra ocorrem sob condições de temperatura e pressão inferiores a 900 °C e 8,5 kb, respectivamente (Figura 41g).

Apesar de não fazer parte da associação mineral observada na amostra, granada e quartzo ocorrem em parte do diagrama de fases. A granada, ao contrário do plagioclásio, ocorre sob condições báricas mais elevadas, acima de aproximadamente 9,0 kb (Figura 40a). Com o aumento da temperatura, sua entrada no sistema é descrita por uma curva com inclinação negativa até aproximadamente 820 °C. Entre 820-1000 °C, a curva adquire inclinação quase horizontal, tal como a do plagioclásio. A saída da granada é descrita por uma curva oblíqua com inclinação positiva até aproximadamente 1130 °C. Já o quartzo ocorre restrito a condições de temperatura inferiores a 850 °C e pressões superiores a 6,5 kb.

A ausência da granada e de quartzo na amostra é indicativo de que o metamorfismo registrado no hornblenda granulito máfico é de alta temperatura (*i.e.* $T > 850$ °), tal como assinalado pela associação ortopiroxênio - clinopiroxênio - plagioclásio (bytownita) - *melt* - anfibólio (Figura 40a), porém de pressão intermediária a baixa, visto que não excede 9,0 kb. A ausência de rutilo e de outras fases portadoras de Ti, tal como ilmenita, limita a temperatura máxima do metamorfismo em aproximadamente 1070 °C.

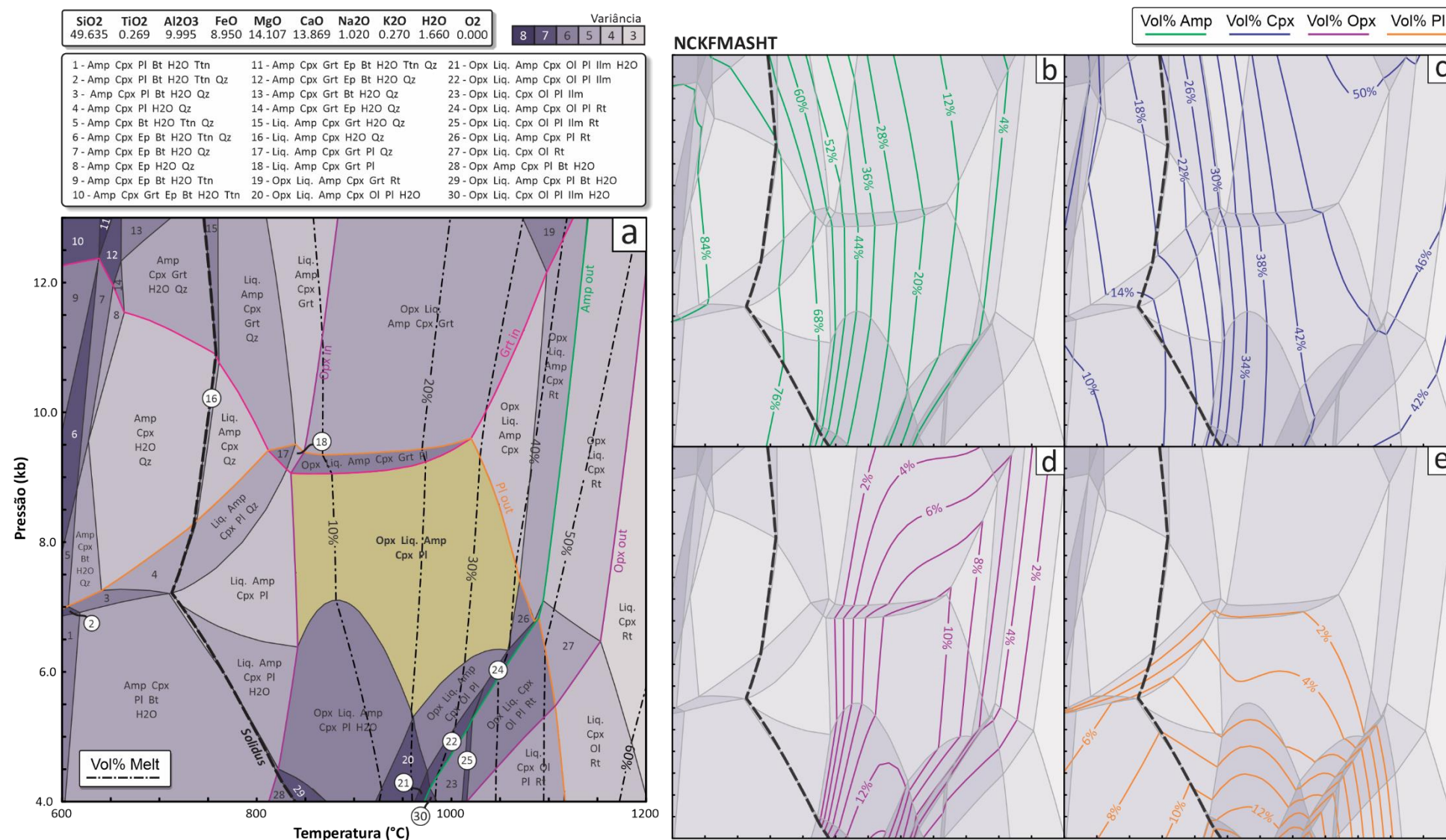


Figura 40 – (a) Diagrama de equilíbrio de fases confeccionado a partir da LBC do hornblenda granulito máfico (#MFO228). Campo destacado em amarelo corresponde a paragênese de pico metamórfico interpretado para a rocha. Contornos coloridos correspondem as curvas nas quais a moda das principais fases é zero. Curvas pontilhadas correspondem às isopletas de proporção de melt. (b-e) Isopleta de proporção, em volume %, das principais fases minerais da amostra.

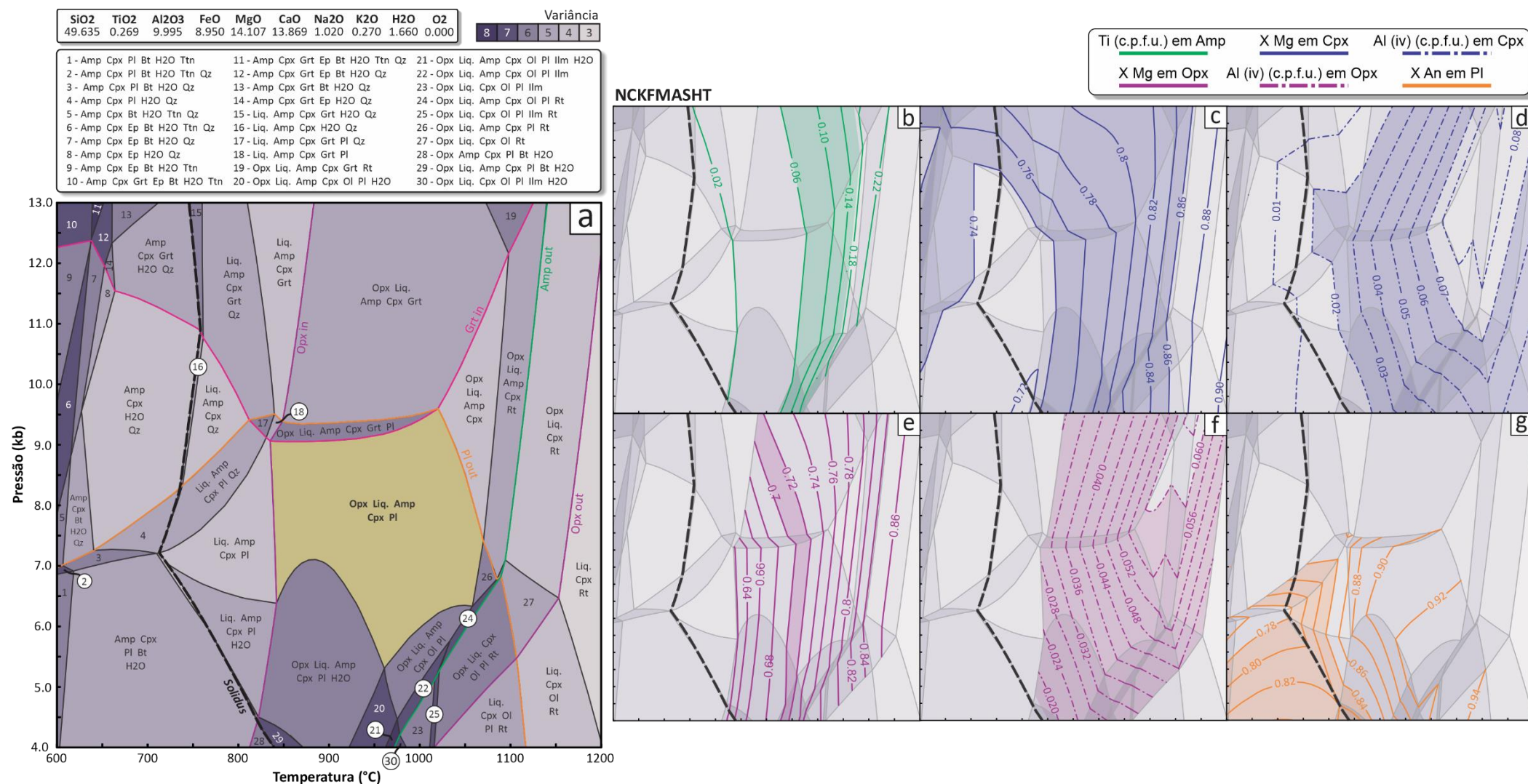


Figura 41 – (a) Diagrama de equilíbrio de fases confeccionado a partir da LBC do hornblenda granulito máfico (#MFO288). **(b-g)** Isopletas de composição das principais fases minerais da amostra. Zonas hachuradas correspondem à composição dos minerais na amostra.

4.3.2 Pargasita granulito félsico (#MFO217a)

Para a confecção do diagrama P - T do pargasita granulito félsico, baseado na sua composição de rocha-total, a quantidade de O foi estimada com o uso de diagramas P - MO e T - MO (Figura 42a-b) para condições mínimas nas quais fosse previsto o equilíbrio de ilmenita e magnetita. O valor definido foi de 0,018 mol% (valor não normatizado para 100%) uma vez que, sob condições de oxidação mais elevadas, é previsto a estabilização da hematita e, sob condições mais baixas, ocorre a saída da magnetita (Figura 42).

O plagioclásio é o mineral predominante na amostra e sua presença como uma fase estável é prevista em quase todo o intervalo P - T modelado, exceto sob condições de temperaturas muito elevadas, acima de aproximadamente 1100 °C (Figura 43a). O aumento mais drástico em sua proporção modal ocorre junto à maior produção de anfibólio, quebra de biotita (sob $P \geq 7,0$ kb) e epidoto (sob $P \leq 7,0$ kb) e formação de feldspato potássico em aproximadamente 600-650 °C. Com a saída do feldspato potássico, em aproximadamente 850-900 °C, a moda do plagioclásio diminui com o incremento da temperatura (Figura 43b). Sua saída do sistema ocorre por meio de uma curva sub-vertical, logo após a saída de ortopiroxênio e anfibólio.

O clinopiroxênio ocorre como uma fase estável em todo o intervalo P - T do diagrama (Figura 43a). Sua moda aumenta quase que exclusivamente em função do aumento da temperatura, até aproximadamente 1000 °C; a partir deste ponto, sua moda passa a ser francamente dependente também da pressão (Figura 43c).

A presença de ortopiroxênio está prevista para ocorrer sob condições de pressão inferiores a aproximadamente 11,0 kb e em um intervalo de temperatura restrito, entre aproximadamente 815 e 1100 °C (Figura 43a). Com o aumento da temperatura, sua entrada no sistema ocorre logo após a saída de quartzo e é descrita por uma curva com inclinação levemente positiva. Já sua saída ocorre após a do anfibólio, sendo descrita também por uma curva com inclinação sutilmente positiva. Com o aumento da pressão, acima de aproximadamente 8,5-11,0 kb, ocorre a quebra do ortopiroxênio para formação de granada. Sua proporção modal aumenta conforme a diminuição da pressão, mas o modelo prevê que esta não excede 3% (Figura 43d).

O anfibólio é previsto como uma fase estável sob condições térmicas inferiores a aproximadamente 970-1080 °C (Figura 43a). Sua maior produção ocorre junto à quebra do epidoto (sob $P \leq 7,0$ kb) e da biotita (sob $P \geq 7,0$ kb) e formação de feldspato potássico. Já a diminuição de sua proporção modal ocorre com o aumento da temperatura.

Para a definição da temperatura dos anfibólios nesta amostra, foi empregado o geotermômetro de Liao, Wei e Rehman (2021), que é baseado na composição de Ti em

anfibólio cálcico quando este ocorre associado a fases portadoras de Ti, tais com rutilo, ilmenita ou titanita. Para o paragonita granulito félsico, foram obtidas temperaturas que variam entre aproximadamente 840 e 900 °C (erro médio de ± 35 °C), as quais são próximas ao intervalo de T obtido para a paragonitose de pico metamórfico no diagrama de fases.

O quartzo é previsto como uma fase estável apenas sob condições térmicas inferiores à 790-885 °C (Figura 43a). Sua proporção modal tende a diminuir em função principalmente do aumento da temperatura e seu maior consumo está associado com a entrada do feldspato potássico no sistema (Figura 43f). Seu consumo total é descrito por uma curva com inclinação positiva, estabelecida antes da saída do feldspato potássico (sob $P \geq 5,5$ kb) ou da biotita (sob $P \leq 5,5$ kb).

A presença de feldspato potássico é restrita a condições térmicas inferiores a 855-910 °C (Figura 43a). Sua entrada no sistema ocorre junto à quebra da biotita e do epidoto em um amplo intervalo de pressão, porém restrito a temperaturas entre aproximadamente 600 e 650 °C. Já seu consumo total ocorre logo após a quebra do quartzo, sob pressões superiores a aproximadamente 5,5 kb (Figura 43g).

A ilmenita é inserida no sistema por meio de uma curva com inclinação positiva a quebra da titanita, em temperaturas entre aproximadamente 660 e 805 °C. Após sua entrada, a ilmenita passa a ser estável em todos os campos do diagrama. Já a magnetita ocorre apenas sob condições de pressão inferiores a aproximadamente 8,5 kb e em um intervalo de temperatura entre aproximadamente 720 e 1060 °C (Figura 43a). Granada ocorre apenas sob pressões superiores a aproximadamente 8,5 kb.

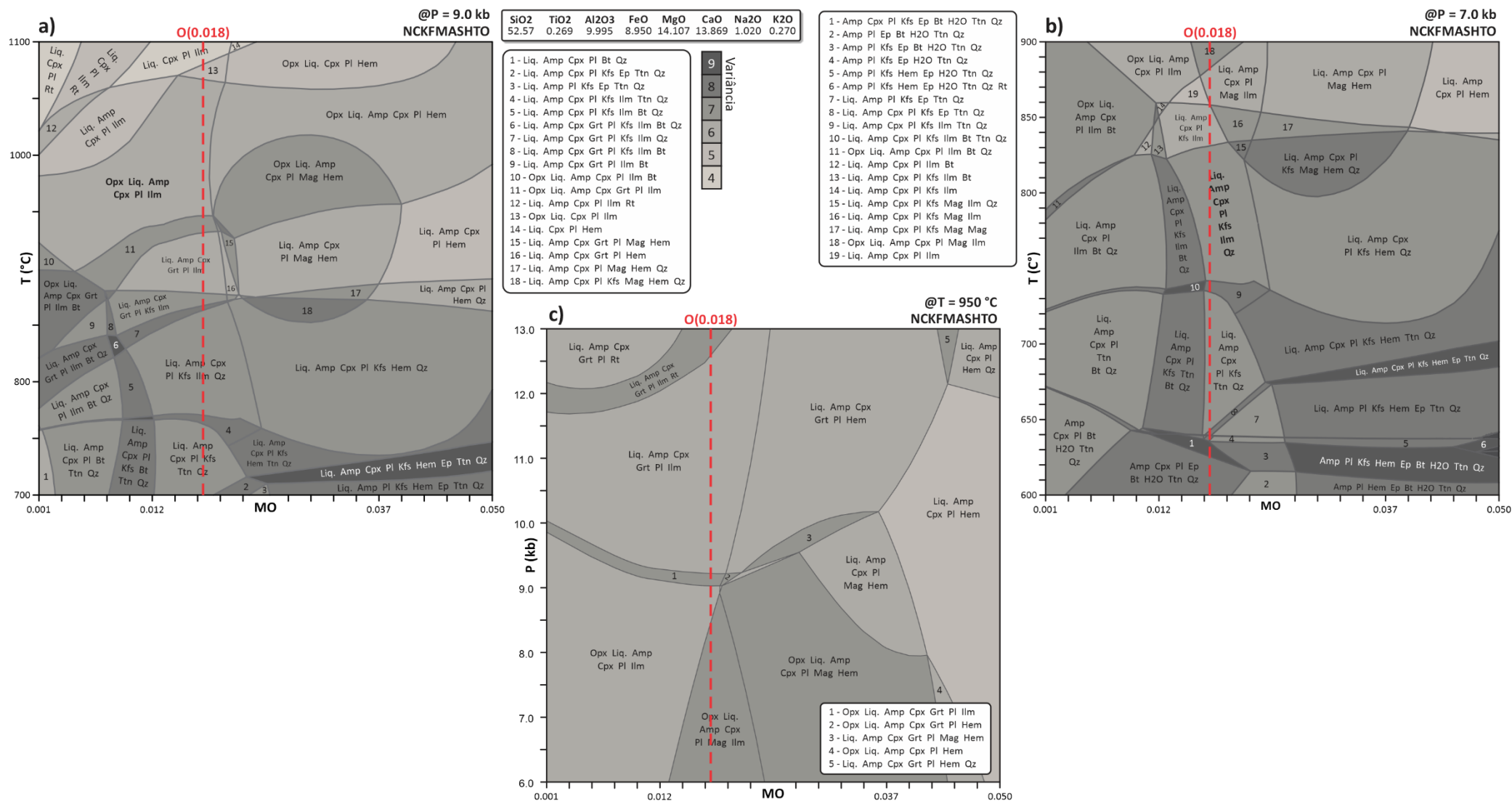


Figura 42 - Diagramas T - P - MO de equilíbrio de fases calculados para o pargasita granulito félsico (#MFO217a). **(a)** Diagrama T - MO calculado para uma pressão constante de 9,0 kb. **(b)** Diagrama T - MO calculado para uma pressão constante de 7,0 kb. **(c)** Diagrama P - MO calculado para uma temperatura constante de 950 °C. Linhas tracejadas vermelhas correspondem à composição adotada para a confecção do diagrama P - T .

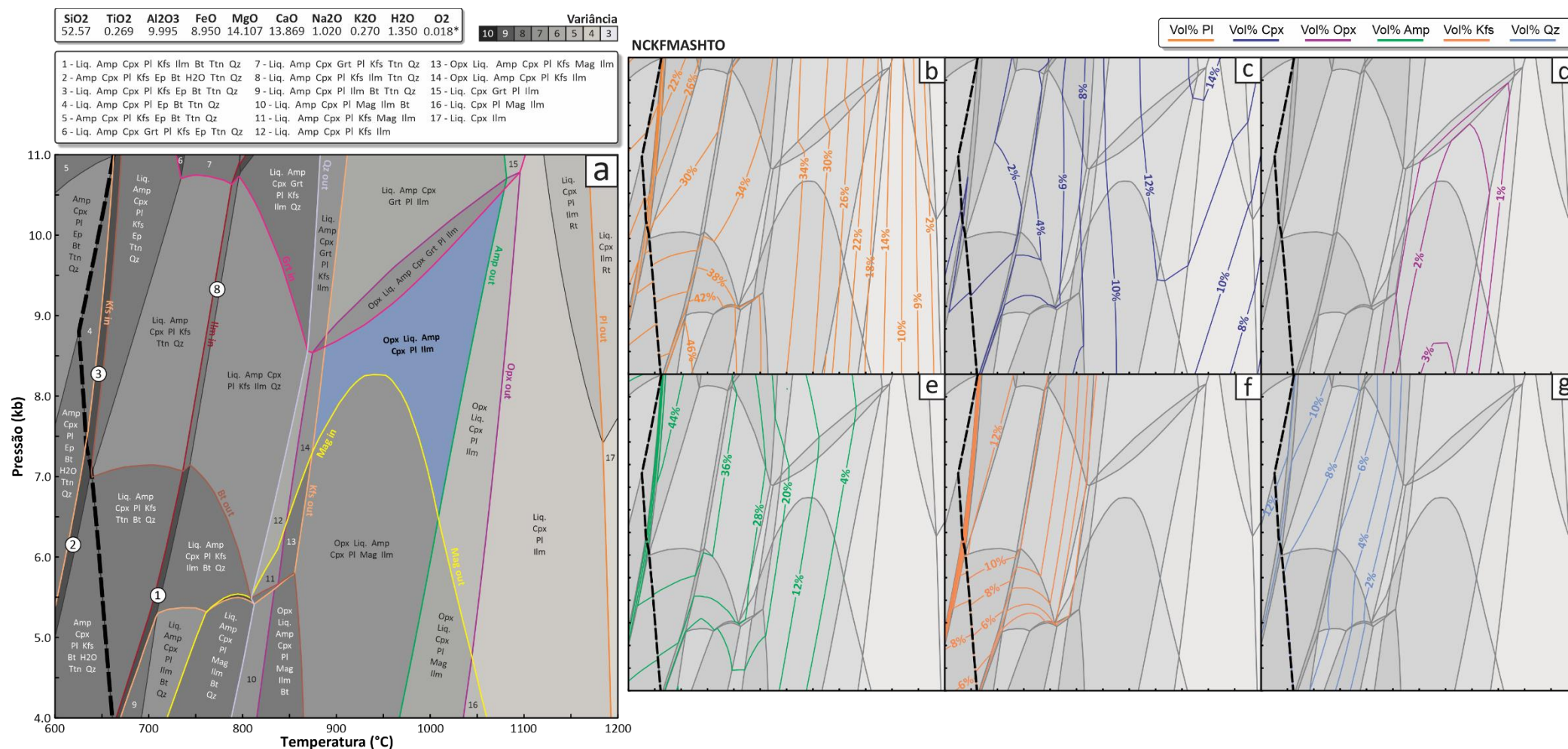


Figura 43 - (a) Diagrama *P-T* de equilíbrio de fases confeccionado a partir da composição de rocha-total do pargasita granulito félsico (#MFO217a). Campo destacado em azul corresponde a paragênese de pico metamórfico interpretado para a amostra. Contornos coloridos correspondem as curvas nas quais a moda das principais fases é zero. Tracejados representam isopletas de proporção de melt. *valor de oxigênio (em mol%) não normatizado para 100%. **(b-g)** Isopleta de proporção das principais fases minerais da amostra, em volume %.

4.3.3 Biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b)

Para a confecção do diagrama P - T do biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico, com base em sua LBC, a quantidade de O foi estipulada com base em diagramas P - MO e T - MO (Figura 44a-b) para condições mínimas nas quais fosse previsto o equilíbrio de ilmenita e rutilo. O valor definido foi $MO = 0,003$ uma vez que, sob condições de oxidação mais elevadas, é previsto a saída do rutilo e, sob condições mais baixas, é prevista a saída da ilmenita (Figura 44).

O quartzo é a fase mais abundante na associação mineral. Sua presença é prevista em praticamente todos os campos de estabilidade do diagrama de fases, exceto sob condições de temperatura muito elevadas ($T > 1150$ °C) e baixa pressão ($P < 5,0$ kb) (Figura 45a). Com o aumento da temperatura, seu maior consumo ocorre concomitante à maior produção de granada, maior consumo de biotita, plagioclásio e sillimanita, e aparecimento de feldspato potássico no sistema (Figura 45). A moda de quartzo também diminui drasticamente junto a entrada de ortopiroxênio e saída de biotita sob condições de baixa pressão ($P < 5,5$ kb). Sua proporção na área mapeada (Figura 29d) é de aproximadamente 45% e, de acordo com o modelo, esta moda ocorre próxima à curva de solidus, em aproximadamente 600-750 °C (Figura 45b).

A granada é o mineral que mais se destaca na amostra tanto por sua abundância quanto por suas características texturais e químicas. No diagrama de equilíbrio de fases (Figura 45a), a granada está presente em um amplo campo de estabilidade, mas sua saída é descrita por uma curva com inclinação positiva, estabelecida sob condições de temperatura elevadas ($T > 900$ °C) e pressão intermediária a baixa ($P < 9,0$ kb). Com o aumento da temperatura, a maior produção de granada ocorre junto ao aparecimento de feldspato potássico e maior consumo de quartzo, plagioclásio, biotita e sillimanita, em aproximadamente 800-850 °C (Figura 45). Diferentemente do quartzo, há uma sutil produção de granada concomitante ao aparecimento do ortopiroxênio e saída da biotita sob condições de baixa pressão. Seu consumo total ocorre concomitantemente à entrada do ortopiroxênio e da magnetita sob altas temperaturas ($T > 1000$ °C) e pressões intermediárias ($P > 6,5$ kb). No domínio selecionado para a confecção dos mapas composicionais (Figura 29d), a proporção de granada é de aproximadamente 30% e, de acordo com o modelo, esta moda ocorre sob condições de temperatura entre 800 e 1000 °C e pressão superior a 9,0 kb (Figura 45c).

As isopletras dos principais membros finais da granada (X_{Prp} , X_{Alm} e X_{Grs}) descrevem um cruzamento em aproximadamente 835-1045 °C e 6,25-8,20 kb (Figura 46b-d). Esse intervalo P - T coincide com os campos de estabilidade das associações granada – melt – feldspato

potássico – plagioclásio – silimanita – ilmenita – quartzo – rutilo e granada – *melt* – plagioclásio – ilmenita – quartzo – rutilo. Embora os cristais de granada apresentem, no geral, uma homogeneidade química, principalmente com relação às moléculas de almandina e piropo, algumas bordas associadas com cristais de biotita estão fracamente enriquecidas em X_{Alm} e empobrecidas em X_{Prp} (Figura 34c-d), o que indica o deslocamento das condições metamórficas em direção às isopletras de menor temperatura (Figura 46b-d).

O plagioclásio ocorre em amplo intervalo P - T , mas seu consumo total é descrito por uma curva quase vertical (exclusivamente dependente da temperatura), em aproximadamente 1075-1110 °C (Figura 45a). A proporção de plagioclásio tende a diminuir com o aumento da temperatura e da pressão e seu consumo é mais expressivo partir de 800 °C, quando há a entrada de feldspato potássico, até 850 °C, quando há a saída da biotita (Figura 45). Essa variação da moda de plagioclásio também é percebida em relação às modas de quartzo e sillimanita, que também diminuem com o aumento da temperatura (Figura 45). No domínio mapeado (Figura 29d), o plagioclásio ocorre em proporção de aproximadamente 16%.

A projeção da isopletra de X_{An} em plagioclásio indica que o teor de Ca aumenta conforme o aumento da temperatura e diminuição da pressão (Figura 46e). As isopletras que correspondem à composição do plagioclásio na amostra ocorrem em uma faixa oblíqua, com inclinação negativa, que é estabelecida sob pressões acima a 7,0 kb.

A ocorrência de feldspato potássico é restrita a uma faixa de temperatura entre 810 a 1025 °C. Sua entrada no sistema ocorre já em condições suprasolidus, através de uma curva quase vertical, concomitante ao consumo expressivo de quartzo, plagioclásio, sillimanita e biotita, e produção de granada (Figura 45b-f). Sua saída é descrita por uma curva oblíqua, com sutil inclinação positiva, estabelecida antes da saída da sillimanita.

A entrada da sillimanita ocorre a partir de aproximadamente 650 °C e 5,0 kb, sendo descrita por uma curva com inclinação positiva que, até 7,5 kb, corresponde a curva de quebra da estauroлита. Acima de 7,75 kb, esta curva passa a corresponder ao limite Sil-Ky. Com o aumento de temperatura, a proporção de sillimanita tende a diminuir junto com a diminuição da moda de quartzo e aumento da moda de granada. O consumo total da sillimanita ocorre logo após a saída do feldspato potássico e é descrito por uma curva com inclinação positiva, quase paralela em relação à curva Sil-Ky, estabelecida a partir de 900 °C. Com a diminuição da pressão, a moda da sillimanita diminui junto à entrada da cordierita em aproximadamente 6,5 kb. No domínio selecionado (Figura 29d), a sillimanita ocorre em proporções de 2,5% e, de acordo com o modelo, esta é uma moda prevista para temperaturas de aproximadamente 825 °C (Figura 45f).

A biotita ocorre de maneira estável apenas sob condições térmicas inferiores à 850 °C. Com o aumento da temperatura, seu maior consumo ocorre logo após a entrada do feldspato potássico, sob pressões intermediárias ($P > 5,5$ kb), e após a entrada de ortopiroxênio, sob baixas pressões ($P \leq 5,5$ kb). No domínio modelado (Figura 29d), a biotita ocorre em proporções de aproximadamente 2% e, segundo a modelagem, esta moda está prevista para ocorrer sob temperaturas de 800-850 °C.

O rutilo ocorre em praticamente todos os campos de estabilidade acima de aproximadamente 6,5 kb mas, com o aumento da temperatura (acima de 1000 °C), sua estabilidade passa a ter maior influência da pressão (Figura 45). Já a ilmenita ocorre predominantemente sob condições de pressão inferiores 8,0 kb mas, com o aumento da temperatura, tende a se estabilizar também sob pressões mais elevadas (Figura 45).

Outras fases minerais comumente associadas ao metamorfismo de alto grau e que estão presentes no diagrama de fases são o ortopiroxênio e a cordierita. O ortopiroxênio é inserido no sistema em temperaturas acima de 800 °C e, até aproximadamente 1050 °C, ocorre apenas sob pressões inferiores à 6,0 kb. Com o aumento da temperatura, a curva de entrada do ortopiroxênio adquire inclinação positiva, fazendo com que esta fase permaneça estável sob pressões cada vez maiores (Figura 45). Já a cordierita ocorre como uma fase estável apenas sob pressões inferiores a 6,5 kb (Figura 45).

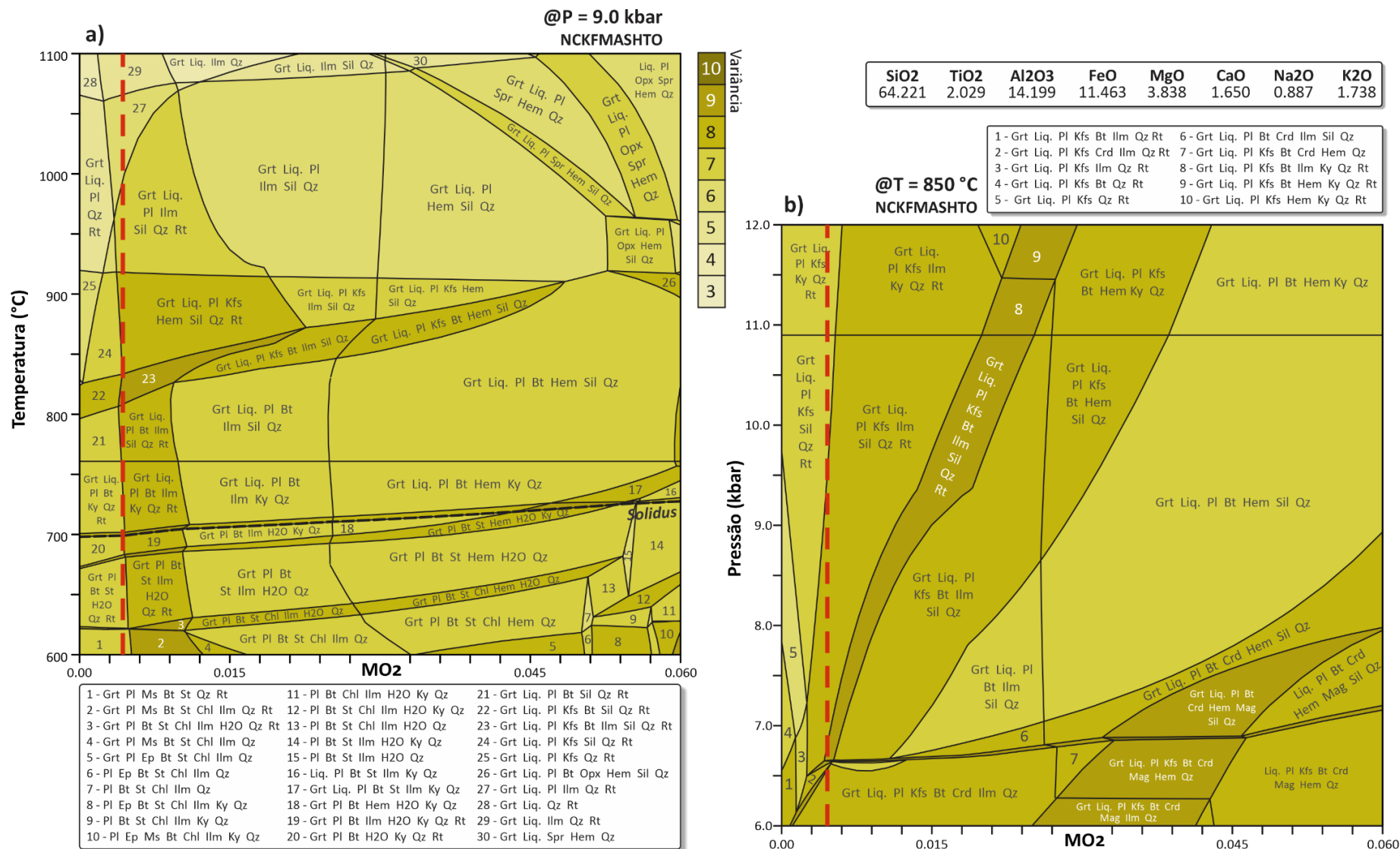


Figura 44 – Diagramas T-P-XO2 de equilíbrio de fases calculados para o biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(a)** Diagrama T-MO confeccionado para uma pressão constante de 9,0 kb. **(b)** Diagrama P-MO confeccionado para uma temperatura constante de 850 °C. Linha tracejada vermelha corresponde à composição adotada para a confecção do diagrama P-T.

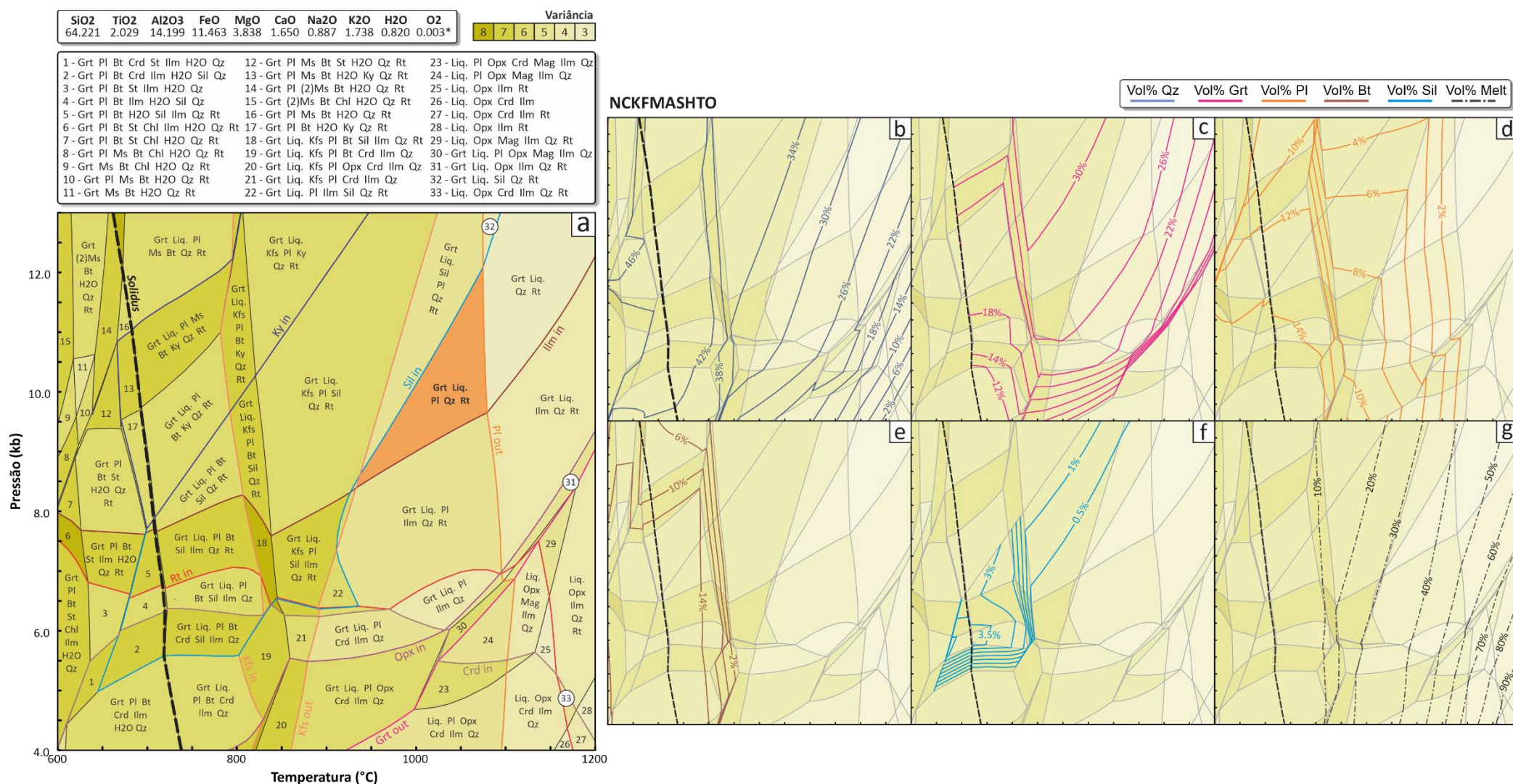


Figura 45 – (a) Diagrama de equilíbrio de fases confeccionado a partir da LBC do biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). Campo destacado em rosa corresponde ao campo da paragenese de pico metamórfico interpretado para a amostra. Contornos coloridos correspondem as curvas nas quais a moda das principais fases é zero. *valor de oxigênio (em mol%) não normalizado para 100%. **(b-g)** Isopleta de proporção das principais fases minerais da amostra, em volume %.

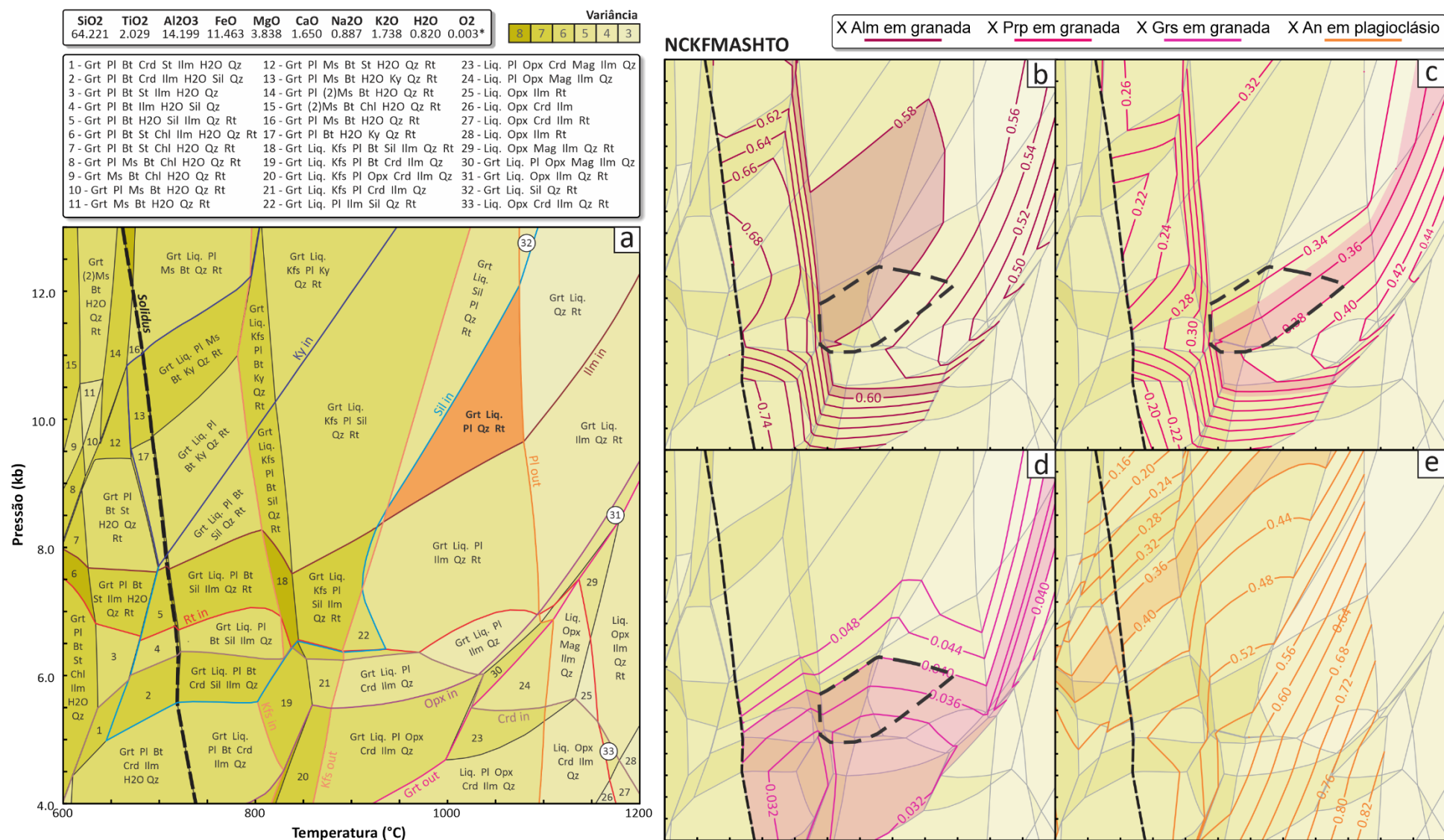


Figura 46 – (a) Diagrama de equilíbrio de fases confeccionado a partir da LBC do biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b). **(b-e)** Isopletas de composição das principais fases minerais da amostra. Zonas hachuradas transparentes correspondem a composição dos minerais analisados na amostra. Campo tracejado corresponde a zona de intersecção das isopletas que representam a composição das granadas na amostra.

4.4 GEOTERMOMETRIA DE ELEMENTOS TRAÇO

4.4.1 Geotermômetro Zr-no-rutilo

Para a aplicação do geotermômetro Zr-no-rutilo no migmatito metapelítico, foram empregadas duas calibrações distintas, a de Tomkins, Powell e Ellis (2007) e a de Kohn (2020), a fim de averiguar as respostas fornecidas por ambas.

Como exposto na Figura 47a-b, ambas as calibrações geraram resultados muito semelhantes. A calibração de Tomkins, Powell e Ellis (2007) forneceu temperaturas no intervalo de 757 a 859 °C (sob pressão fixa em 6,0 kb), 772 a 875 °C (sob pressão fixa em 9,0 kb) e 786 a 891 °C (sob pressão fixa em 12,0 kb). Já a calibração de Kohn (2020) forneceu temperaturas de 752 a 869 °C (sob pressão fixa em 6,0 kb), 767 a 886 °C (sob pressão fixa em 9,0 kb) e 783 a 904 °C (sob pressão fixa em 12,0 kb). As calibrações não forneceram resultados com diferenças significativas, porém a calibração de Tomkins, Powell e Ellis (2007) apresentou variações de temperatura ligeiramente inferiores, de aproximadamente 103 °C, enquanto a de Kohn (2020) apresentou variações na ordem de aproximadamente 119 °C.

No diagrama de fase, as isopletras de Zr-no-rutilo limitam uma janela P - T na qual ocorrem associações com sillimanita/cianita, granada, feldspato potássico, ilmenita e biotita (Figura 47c). As isopletras de temperaturas mais elevadas (temperaturas que excedem o terceiro quartil do geotermômetro) interceptam o campo no qual ocorre o cruzamento das isopletras de granada em aproximadamente 840-870 °C e 7,0-7,5 kb (Figura 47c). Já as isopletras de temperaturas mais baixas (temperaturas inferiores ao terceiro quartil) interceptam o campo no qual há o cruzamento das isopletras de moda da granada, sillimanita e biotita (Figura 47c).

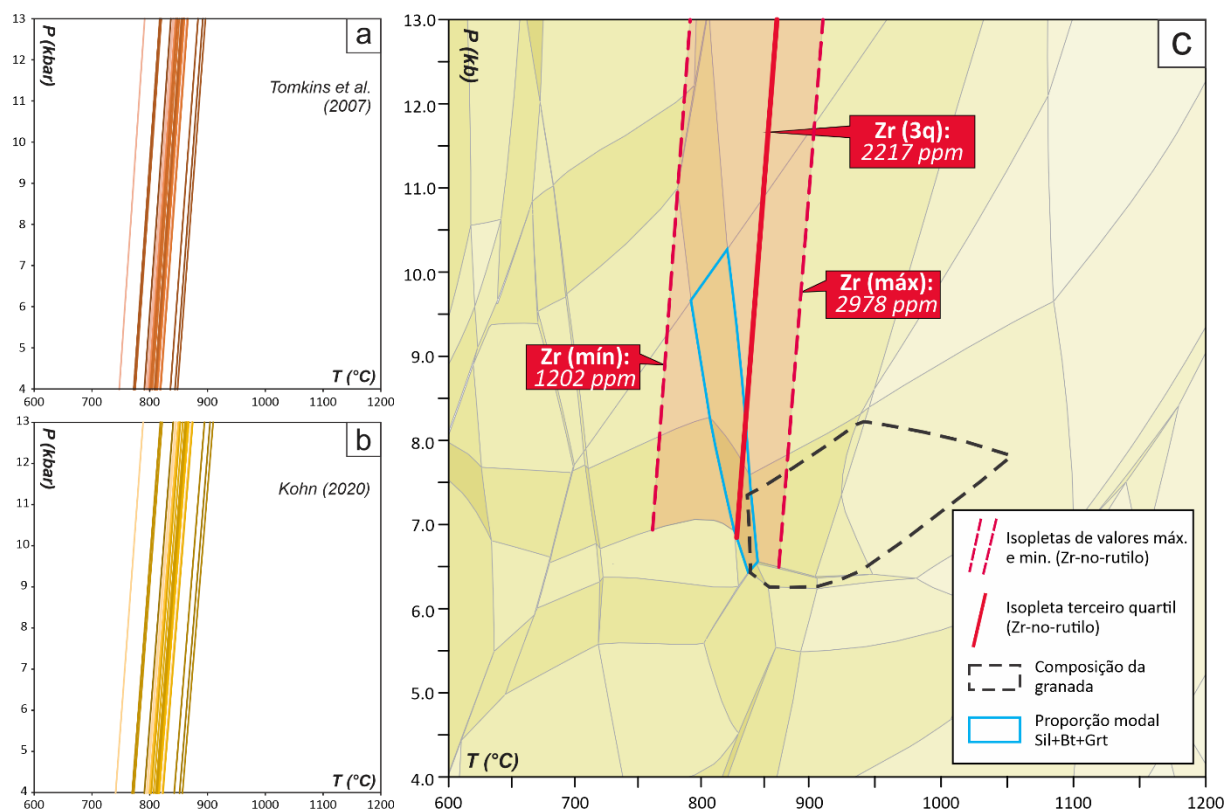


Figura 47 – Isopletas do geotermômetro Zr-no-rutilo, projetadas para todas as análises de rutilo no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico, usando as calibrações de **(a)** Tomkins, Powell e Ellis (2007) e **(b)** Kohn (2020). **(c)** Projeção das principais isopletas no diagrama de equilíbrio de fases, considerando a calibração de Tomkins, Powell e Ellis (2007).

4.4.2 Geotermômetro Ti-no-quartzo

No migmatito metapelítico, a aplicação do geotermômetro Ti-no-quartzo, tanto em cristais de quartzo inclusos em granada quanto nos pertencentes à matriz, forneceu temperaturas de 721 a 772 °C (pressão fixa em 7,0 kb) e 768 a 822 °C (pressão fixa em 9,0 kb), o que caracteriza uma variação da temperatura de aproximadamente 50 °C entre os valores mínimos e máximos fornecidos pelo geotermômetro.

Sob pressões inferiores à 6,0 kb, as isopletas de Ti-no-quartzo intersectam os campos de estabilidade das associações com cordierita, sillimanita, biotita e ilmenita. Sob pressões entre 6,0 a 12,0 kb, as isopletas intersectam os campos das associações com sillimanita/cianita, rutilo, ilmenita, feldspato potássico e biotita. Já sob pressões acima de 12,0 kb, as isopletas interceptam o campo da associação com cianita, rutilo e feldspato potássico (Figura 48a).

A intersecção entre as isopletas de Ti-no-quartzo e de proporção modal de quartzo ocorre em um intervalo *P-T* entre aproximadamente 720-750 °C e 6,5-7,0 kb (Figura 48a).

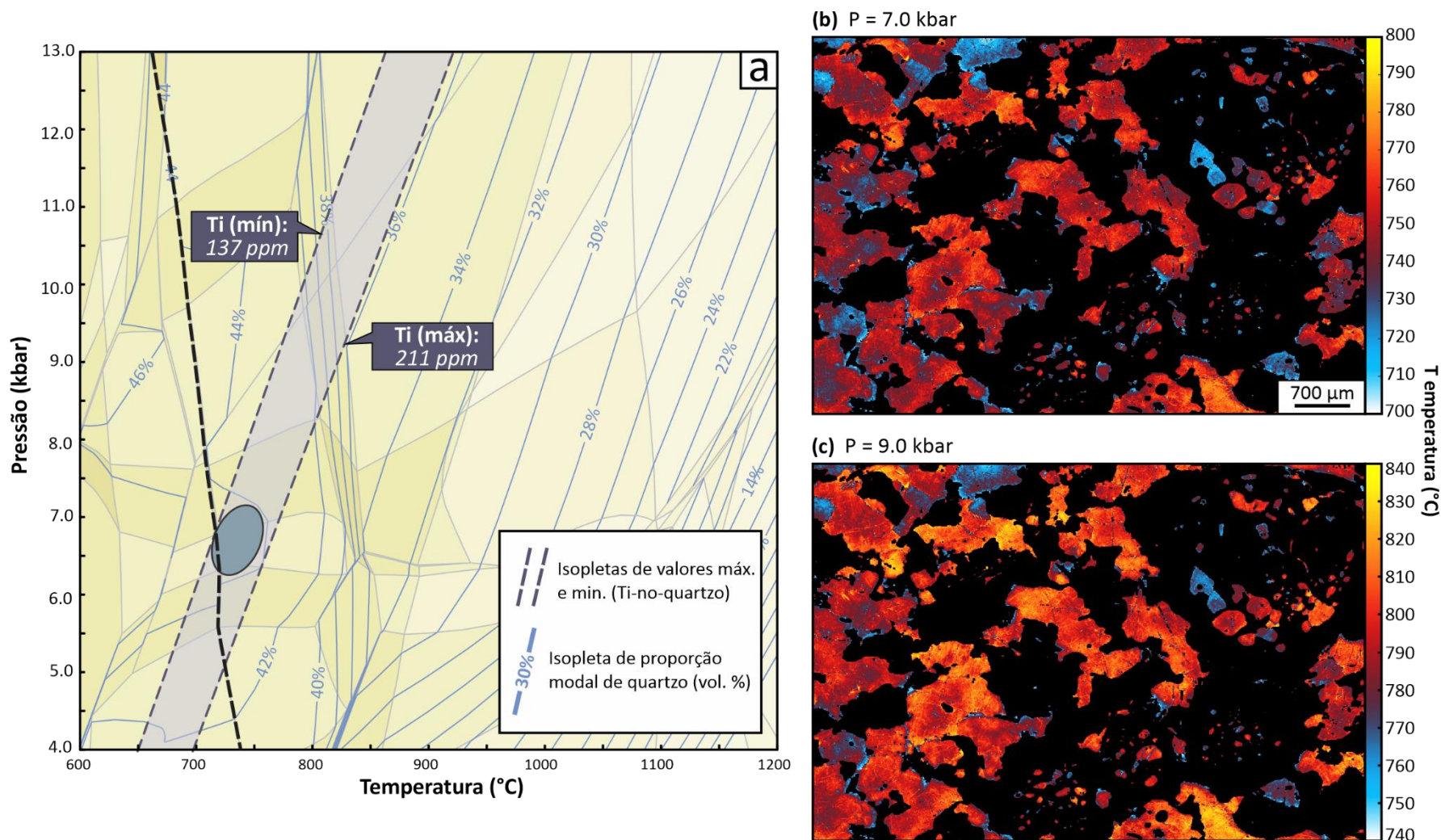


Figura 48 – Geotermômetro Ti-no-quartzo no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico. **(a)** Diagrama de Fases com a projeção das isopletas de proporção de quartzo e isopletas de Ti-no-quartzo, confeccionadas com base na calibração de Thomas et al. (2010) (considerando $a_{\text{TiO}_2} = 1,0$). Círculo azul-escuro corresponde ao cruzamento entre as isopletas de Ti-no-quartzo e isopletas de proporção de quartzo. **(b-c)** Mapas de temperatura de quartzo confeccionado a partir da padronização do mapa de Catodo Luminescência (considerando $a_{\text{TiO}_2} = 1,0$), sob condições de pressão constante: **(b)** $P = 7,0$ kb e **(c)** $P = 9,0$ kb.

Com base nos mapas de temperatura de Ti-no-quartzo no migmatito metapelítico (Figura 48b-c), observa-se que o zoneamento da temperatura não segue um padrão sistemático mas, em alguns grãos de quartzo, há uma tendência à diminuição da temperatura em direção às bordas mais externas, principalmente naquelas próximas aos contatos com cristais retrometamórficos, como biotita e sillimanita. No entanto, este padrão não é homogêneo ao longo do domínio uma vez que são também observados cristais com padrão de temperatura homogêneo ou ainda cristais nos quais há aumento da temperatura do núcleo em direção às bordas internas. Não são observados importantes distinções de temperatura entre os grãos inclusos em granada e os grãos pertencentes à matriz.

Para o granulito félsico, a aplicação do geotermômetro Ti-no-quartzo apresenta um complicador: a ausência de rutilo na associação mineral da amostra não permite adotar a atividade de $\text{TiO}_2 = 1,0$. Alguns trabalhos inferem atividade de $\text{TiO}_2 \geq 0,6-0,8$ para rochas básicas a félsicas e valores aproximados de 1,0 para rochas metapelíticas nas quais o rutilo é ausente (*e.g.*, GHENT; STOUT, 1984). No entanto, estes são apenas valores estimados e que podem variar muito a depender da rocha, da associação mineral e de seu ambiente de formação.

Foram confeccionadas isopleta para diferentes valores de atividade ($a_{\text{TiO}_2} = 0,9, 0,8, 0,7, 0,6$ e $0,5$) a fim de averiguar as variações das temperaturas em função da variação da a_{TiO_2} (Figura 49). Esses valores de atividade foram adotados visto que a a_{TiO_2} em condições crustais varia somente de 0,5 a 1,0 (GHENT; STOUT, 1984).

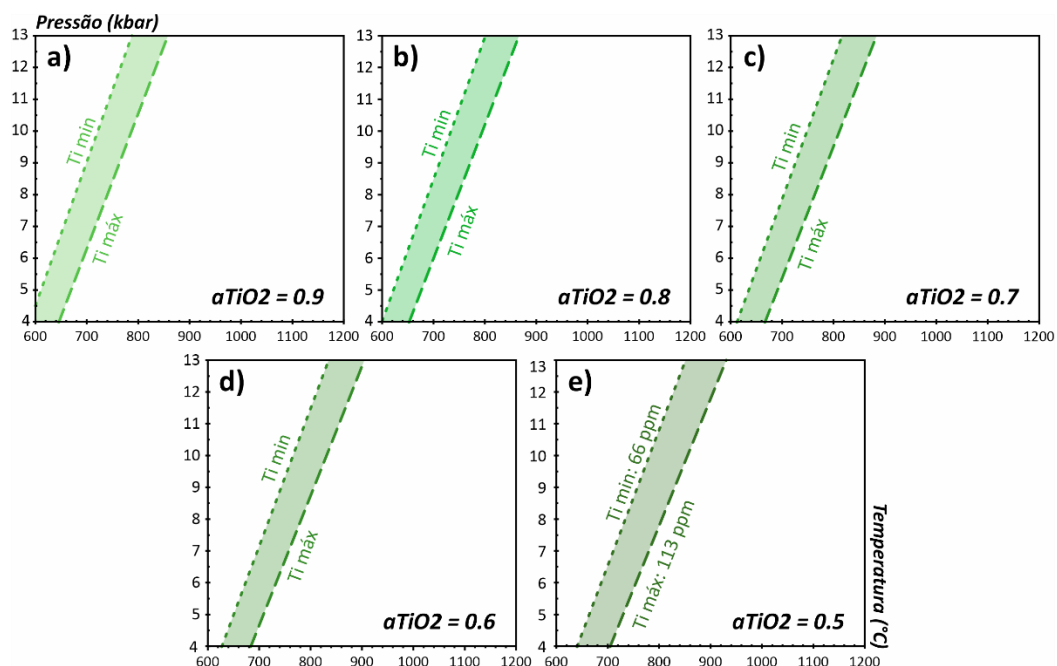


Figura 49 – Projeção das isopletas de Ti-no-quartzo no pargasita granulito félsico, confeccionadas com a calibração de Thomas *et al.* (2010) e utilizando diferentes valores de atividade de TiO_2 .

Nota-se na Figura 49 que, conforme são adotados valores menores de a_{TiO_2} nos cálculos do geotermômetro, as isopletras confeccionadas tendem a se projetar em temperaturas mais elevadas. As temperaturas calculadas para os valores mínimos e máximos de Ti, sob pressões constantes de 6,0 e 9,0 kb e com base nas diferentes a_{TiO_2} , estão expostas na Tabela 2.

Tabela 2 – Valores obtidos com o geotermômetro Ti-no-quartzo para o pargasita granulito félsico (#MFO217a), considerando diferentes valores de atividade de TiO_2 , para valores pressões constantes de 7,0 e 9,0 kb.

	P = 7,0 kb		P = 9,0 kb	
	T mínimo (°C)	T máximo (°C)	T mínimo (°C)	T máximo (°C)
$a_{\text{TiO}_2} = 0,9$	655	711	699	758
$a_{\text{TiO}_2} = 0,8$	667	724	712	771
$a_{\text{TiO}_2} = 0,7$	680	739	726	787
$a_{\text{TiO}_2} = 0,6$	697	758	743	807
$a_{\text{TiO}_2} = 0,5$	717	780	764	830

Com o aumento de 0,1 na atividade de TiO_2 , há diminuição nos valores de temperatura em aproximadamente 12 a 23 °C. Já a diferença entre as temperaturas obtidas com a_{TiO_2} iguais a 0,9 e 0,5 é de aproximadamente 62 a 65 °C para os valores mínimos de Ti e 69 a 72 °C para os valores máximos.

Embora não haja estudos que investiguem com especificidade a atividade de TiO_2 em litotipos granulíticos, para este trabalho será adotada a estimativa de $a_{\text{TiO}_2} = 0,5$. Para este valor, o geotermômetro forneceu temperaturas de aproximadamente 717 a 780 °C (para uma pressão fixa em 7,0 kb) e aproximadamente 764 a 830 °C (para uma pressão fixa em 9,0 kb).

Sob condições de pressão inferiores a 7,0 kb, as isopletras de Ti-no-quartzo intersectam os campos de estabilidade das associações com biotita, a qual não foi observada na amostra. Já sob pressões acima de 7,0 kb, as isopletras intersectam os campos das associações com feldspato potássico e sem biotita (Figura 50a). Desta forma, pode-se inferir um limite mínimo de pressão em 7,0 kb para a cristalização de quartzo na amostra. As isopletras de proporção modal de quartzo são praticamente paralelas às isopletras de Ti-no-quartzo e, portanto, seu cruzamento não restringe com precisão um intervalo P - T (Figura 50a).

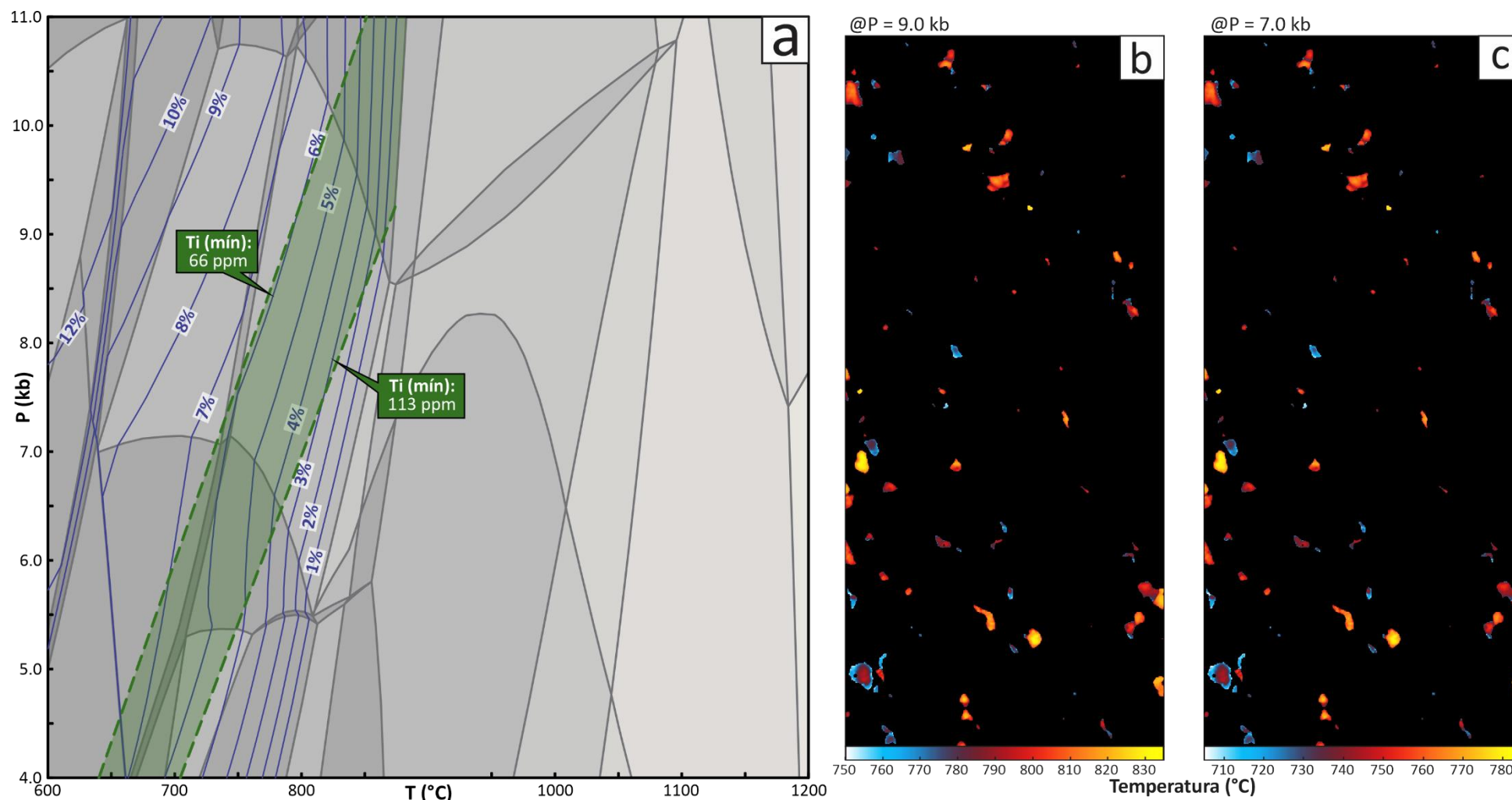


Figura 50 - (a) Diagrama de Equilíbrio de Fases do pargasita granulito félsico com a projeção das isopletas de proporção de quartzo e isopletas de Ti-no-quartzo, confeccionadas com base na calibração de Thomas *et al.* (2010) (para $a_{\text{TiO}_2} = 0,5$). **(b-c)** Mapas de temperatura de quartzo confeccionado a partir da padronização do mapa de Catodo Luminescência (para $a_{\text{TiO}_2} = 0,5$), sob condições de pressão constante: **(b)** $P = 9,0$ kb e **(c)** $P = 7,0$ kb.

Os mapas composicionais demonstram uma variação heterogênea das temperaturas nos cristais de quartzo do granulito félsico (Figura 50b-c). Em sua maioria, os grãos apresentam um zonamento heterogêneo, ora mais acentuado ora mais tênue e, por vezes, concêntrico. É observada uma tendência às maiores temperaturas ocorrerem próximas às porções centrais dos grãos enquanto, em direção às bordas, as temperaturas tendem a diminuir.

Não é observada uma clara correlação textural entre as variações de temperatura dos grãos da matriz e as variações dos grãos associados aos / inclusos nos piroxênios. Tanto os cristais de quartzo da matriz quanto os associados/inclusos registram temperaturas equivalentes e suas variações podem ou não descrever zonações características.

4.4.3 Geotermômetro Ti-na-biotita

No migmatito metapelítico, a biotita ocorre de três formas distintas, definidas de acordo com suas características texturais: a primeira é como cristais euhedricos a subhedricos associados com quartzo, feldspatos e sillimanita na matriz (Bt1); a segunda é como cristais anhedricos, formados a partir da substituição parcial das bordas e fraturas de granada (Bt2) (Figura 33c e Figura 35d); e a terceira é como cristais arredondados, inclusos em granada e associados com quartzo lobulado (Bt3) (Figura 33a-b e Figura 35e).

O mapa de temperatura da biotita foi confeccionado no XMapTools a partir do geotermômetro de Henry, Guidotti e Thomson (2005) (Figura 51c). Nele, são reconhecidas as três formas de ocorrência da biotita citadas acima e cada uma registra condições de temperatura ligeiramente distintas. As biotitas da matriz (Bt1) exibem um padrão de temperatura relativamente homogêneo que varia de aproximadamente 750 a 780 °C. Os cristais de biotita formados a partir da substituição da granada (Bt2) registram as temperaturas mais baixas, que variam de aproximadamente 650 a 725 °C. Já os cristais inclusos em granada (Bt3) registram as temperaturas mais elevadas, entre aproximadamente 810 e 840 °C (Figura 51c).

O cruzamento entre as isopletras de Ti-no-quartzo e as temperaturas da biotita (obtidas nos mapas de temperatura) permite delinear as possíveis condições báricas da associação quartzo + biotita (Figura 51b). Para o cruzamento junto às biotitas inclusas em granada (Bt3), o intervalo de pressão definido é de aproximadamente 8,0 a 12,0 kb; o cruzamento junto às biotitas da matriz define um intervalo entre aproximadamente 6,0 e 9,5 kb; já o cruzamento com as temperaturas das biotitas que substituem as granadas (Bt2) delimitam pressões inferiores a 7,25 kb.

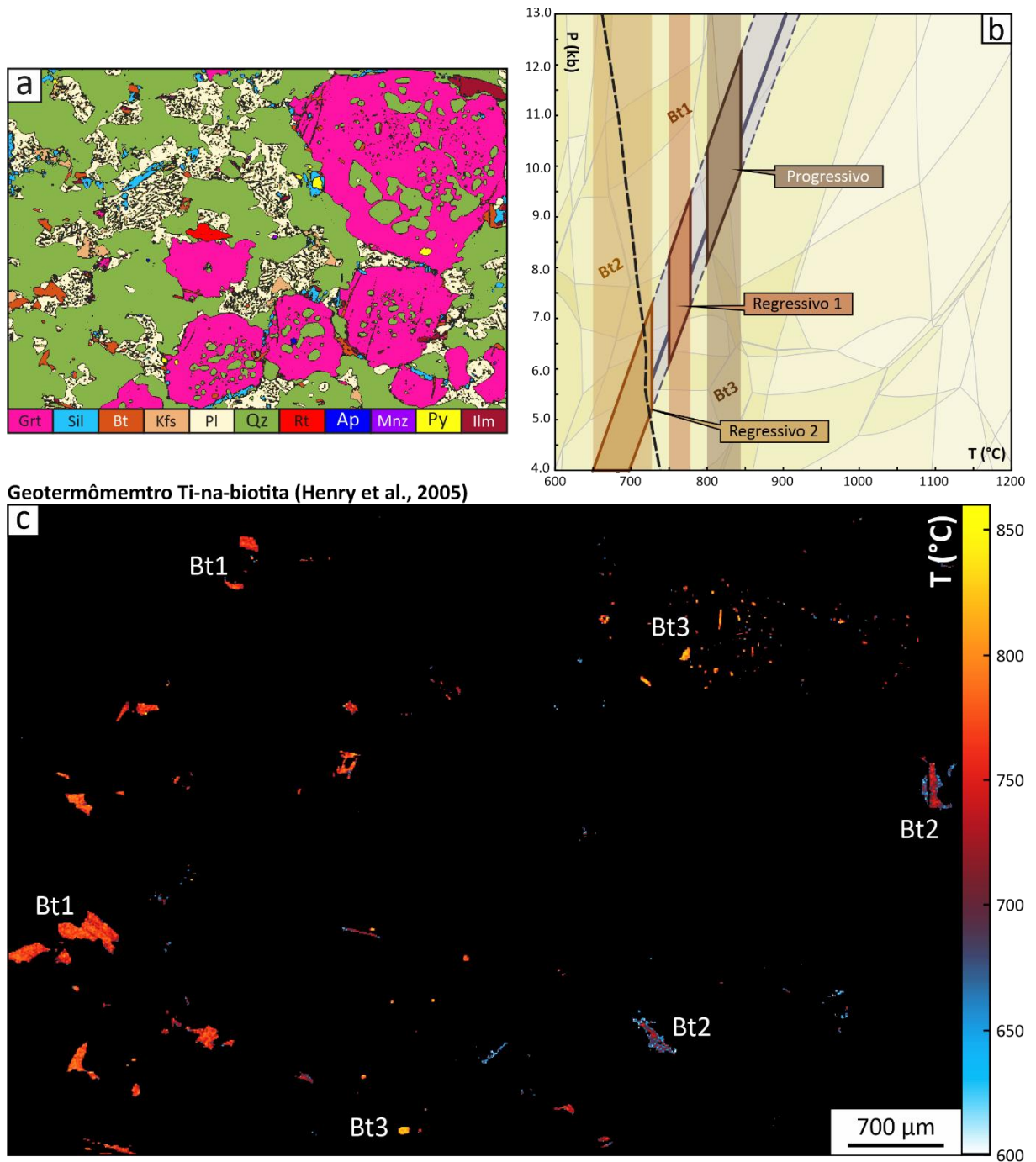


Figura 51 – Temperaturas de biotita no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico. **(a)** Mapa de fases minerais. **(b)** Diagrama de fases isoquímico da amostra com a projeção das temperatura (aproximadas) das biotitas e isopletas do geotermômetro Ti-no-quartzo. **(c)** Mapa de temperatura da biotita com base no geotermômetro de Henry, Guidotti e Thomson (2005).

4.5 IDADES U-Th-Pb_T DE MONAZITA

Foram analisados 20 cristais de monazita no migmatito metapelítico, selecionados tanto da matriz quanto como inclusões em granada. Buscou-se definir um mínimo de dois a três pontos analíticos em cada cristal, quando possível, a fim de investigar variações de idades nos diferentes domínios da monazita indicados pelo zonamento de Y e Th, reconhecido em alguns

dos cristais mapeados. No total, foram realizadas 62 análises pontuais. Os resultados das análises podem ser consultados no ANEXO III.

A maioria dos grãos de monazita analisados são anedrais, com formato arredondado a ovalado, e diâmetro que variam de 15 a 40 μm , com exceção de dois grãos maiores (Mnz1 e Mnz5) com aproximadamente 80 e 60 μm , respectivamente. Não foi observado nenhuma distinção morfológica entre os grãos de monazita da matriz e os inclusos em granada.

Os grãos analisados são, em sua maioria, quimicamente homogêneos e apresentam baixa concentração de Y em relação a concentração de Th (Figura 52a-b). No entanto, alguns cristais maiores apresentam zoneamentos químicos, por vezes concêntricos, nos quais os núcleos são enriquecidos em Y e empobrecidos em Th enquanto as bordas apresentam composição química inversa (Figura 52c-j). Os zoneamentos são suaves, com exceção dos cristais Mnz1 e Mnz3, nos quais são nítidos os limites abruptos entre os núcleos ricos em Y e bordas ricas em Th (Figura 52f-g e i-j). O urânio (U), por sua vez, não descreve o mesmo padrão de zoneamento que o Th e o Y e, na maioria dos cristais, sua distribuição é relativamente homogênea, com exceção do cristal Mnz17, no qual o núcleo rico em Y também apresenta maiores teores de U em comparação com a bordas (Figura 52c-d).

Os resultados das análises das monazitas e as idades por elas fornecidas estão expostas no Anexo III. As idades obtidas variam de 542 ± 48 a 701 ± 33 Ma e a média dos valores é de 626 ± 6 Ma (Figura 53a-d). No conjunto, é observado que as idades obtidas nos núcleos enriquecidos em Y (Domínio I) são mais novas do que as obtidas nas bordas enriquecidas em Th (Domínio II) (Figura 52f-h-i), com exceção do grão Mnz17, no qual o núcleo com altas concentrações de Y e U forneceu uma idade compatível com a das bordas (Domínio III) (Figura 52c-d). Para o primeiro domínio, foi obtida uma idade média de 609 ± 23 Ma ($n = 10$; MSWD = 2,7) (Figura 53b-d) enquanto para o segundo domínio foi obtida uma idade média de 627 ± 6 Ma ($n = 52$; MSWD = 1,8) (Figura 53c-d). A única análise realizada no domínio III forneceu uma idade de 646 ± 22 Ma (Figura 52c).

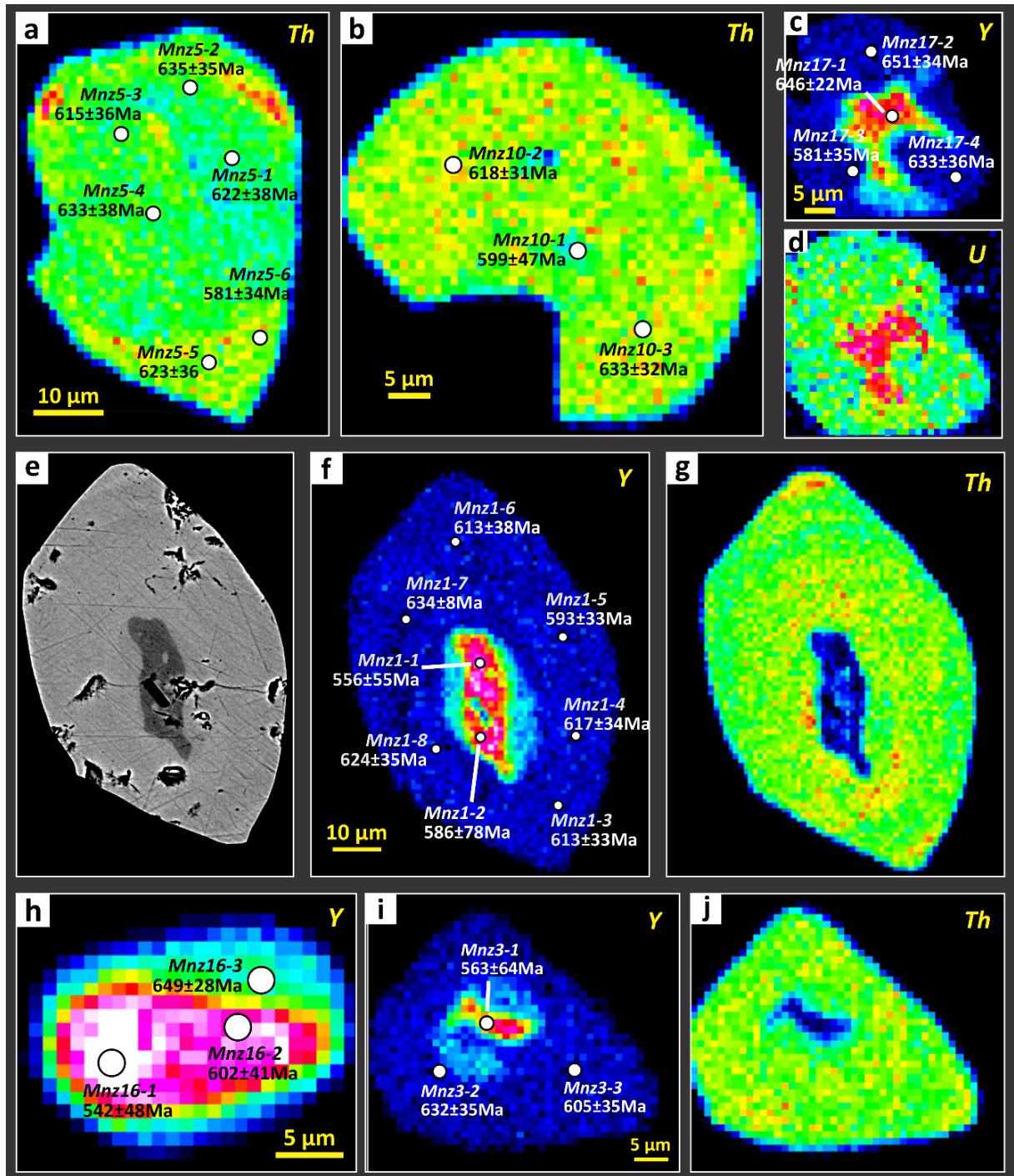


Figura 52 – Exemplos representativos de mapas composicionais de Th, Y e U em monazitas no migmatito metapelítico. **(a-b)** Monazitas composicionalmente homogêneas, enriquecidas em Th e empobrecidas em Y. **(c-j)** Monazitas com composição heterogênea. **(c-d)** Monazita com núcleo enriquecido em Y e U que fornecem idades semelhantes às bordas. **(e)** Mapa de elétrons retro-espalhado da monazita Mnz1, no qual é reconhecido um nítido zoneamento concêntrico e abrupto. **(f-j)** Cristais de monazita com núcleos enriquecidos em Y que fornecem idades mais jovens que as bordas enriquecidas em Th. Círculos brancos correspondem à circunferência do *spot* da análise.

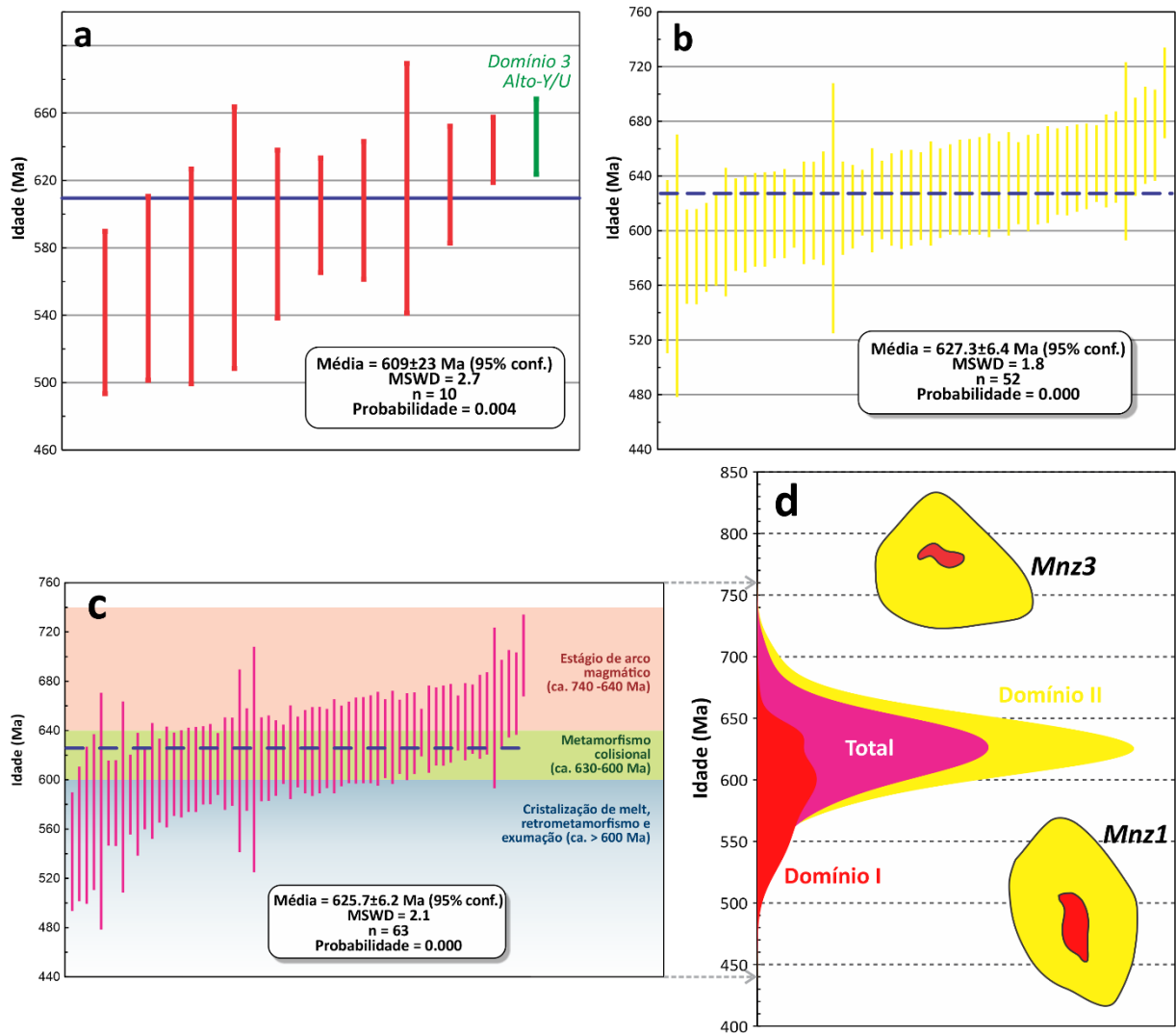


Figura 53 – Diagramas de variação das idades obtidas para os cristais de monazita no migmatito metapelítico e seus respectivos erros (2σ) associados. **(a)** Variação das idades obtidas para os núcleos ricos em Y e pobres em Th. **(b)** Idades obtidas para os domínios ricos em Th e pobres em Y. **(c)** Variação de todas as idades obtidas na amostra. Limite das idades dos estágios geotectônicos na *nappe* Guaxupé definidos de acordo com Campos Neto *et al.* (2020). **(d)** Diagrama de densidade probabilística mostrando a distribuição das idades de monazita para os dois principais domínios identificados e para todos os valores.

5.1 DISCUSSÕES

5.1.1 Metamorfismo na *nappe* Guaxupé: trajetória *P-T-t*

A área de estudo compreende uma ampla variedade de litotipos metamórficos, de natureza orto e paraderivada, que ocorrem heterogeneamente distribuídos e complexamente estruturados. As amostras de rocha estudadas hospedam associações minerais que corroboram o metamorfismo regional de alto grau (fácies granulito; $T > 800\text{ }^{\circ}\text{C}$) na *nappe* Guaxupé, tal como já verificado em diversos outros trabalhos (*e.g.*, DEL LAMA *et al.*, 2000; DEL LAMA; OLIVEIRA; ZANARDO, 1998; JULIANI; SCHORSCHER; BELJAVSKIS, 1984; LEME; NAVARRO; ZANARDO, 2020; MORALES; OLIVEIRA; ZANARDO, 1988; MOTTA *et al.*, 2021; OLIVEIRA, 1973; OLIVEIRA; ALVES, 1974; OLIVEIRA; ALVES; KIHARA, 1993; OLIVEIRA; HYPOLITO, 1978; OLIVEIRA; RUBERTI, 1979; ROCHA *et al.*, 2017, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2018; ZANARDO *et al.*, 1990, e outros) e sugerem uma trajetória metamórfica *P-T* horária, cujo ápice metamórfico atingiu condições de temperatura ultra-alta ($T \geq 900\text{ }^{\circ}\text{C}$) e cuja trajetória retrograda é caracterizada, inicialmente, por sutil descompressão, seguida de resfriamento quase-isobárico.

5.1.1.1 Considerações sobre os aspectos petrográficos das amostras

Granulitos (#MFO228 e #MFO217a)

Ambos os litotipos granulíticos estudados (granulitos máfico e félsico) compartilham associações minerais semelhantes, com ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio, além de quartzo e feldspato potássico, que são exclusivos do granulito félsico. Essa associação é indicativa de um metamorfismo de alta temperatura e pressão intermediária a baixa, visto a ausência de minerais índices de pressões mais elevadas, como granada (PATTISON, 2003).

Com base nas características texturas das fases minerais no hornbenda granulito máfico e no pargasita granulito félsico, é interpretado que a paragênese de pico metamórfico seja **Opx + Cpx + Amp + Pl $\pm$ Ilm** (Figura 40a; Figura 41a), enquanto que as demais fases como quartzo, feldspato potássico e magnetita, correspondem à associação retrometamórfica.

A relação textural frequentemente poligonalizada que existe entre o ortopiroxênio e o clinopiroxênio nas amostras (Figura 13a; Figura 22d) sugere que ambas as fases compartilham uma relação de equilíbrio e que, provavelmente, configuram parte da paragênese do pico metamórfico.

A substituição parcial dos piroxênios por anfibólio (Figura 13b-e) representa uma das poucas feições registradas nos granulitos que permite remontar sua história retrometamórfica. Esta relação de substituição ocorre de maneira disseminada nos litotipos e é atribuída a reações de hidratação dos piroxênios durante os estágios de resfriamento retrometamórfico. Isso é corroborado pela topologia das isopletras de proporção modal de anfibólio e piroxênios, as quais indicam que a proporção de anfibólio aumenta conforme a moda dos piroxênios diminuem em função quase que exclusivamente da diminuição da temperatura (Figura 40b-d).

O anfibólio, no entanto, não ocorre somente como uma fase retrometamórfica visto que, em alguns casos, também configura contatos mais retilíneos, raramente poligonalizados, junto aos piroxênios, o que sugere um possível equilíbrio textural entre estas fases. Essa relação é corroborada pela permanência de anfibólio como uma fase estável no diagrama *P-T* modelado até temperaturas muito elevadas junto aos piroxênios (Figura 40a; Figura 43a).

Os cristais de plagioclásio estão sempre em contato com os piroxênios e anfibólio, sem apresentar evidência de que estão associados por meio de relação de substituição. Além disso, com frequência ocorrem como inclusões em porfiroblastos de hornblenda (Figura 13d) e, raramente, em piroxênios (Figura 22b). Nestes diferentes contextos texturais, o plagioclásio em ambos os litotipos não exibem variações químicas significativas (Figura 20; Figura 23).

Embora não sejam reconhecidos indícios inequívocos de equilíbrio textural entre o plagioclásio e as demais fases minerais nos granulitos, sua presença frequente tanto como um constituinte da matriz quanto como inclusões arredondadas, bem como sua vicinalidade com anfibólio e piroxênios na matriz, sugere uma origem sincrônica do plagioclásio junto à estes minerais (VERNON, 1977). No entanto, alguns termos subordinados que ocorrem como finos cristais intersticiais anhedricos, com terminações em cúspide junto ao quartzo e aos contatos entre as fases máficas, principalmente anfibólio, podem corresponder a polimorfos de *melt* cristalizado nos poros/interstícios dos grãos metamórficos e que não foram segregados da porção residual (HOLNESS; CESARE; SAWYER, 2011; HOLNESS; SAWYER, 2008; VERNON, 2011).

Com base nas relações texturais entre estas fases e na topologia das isopletras de proporção modal (Figura 40b-e), é possível assumir que a produção de piroxênios e de plagioclásio no granulito máfico ocorreu em função do consumo da hornblenda e da quebra do quartzo, sendo

esta uma relação possivelmente descrita pela reação (I). Já para o granulito félsico (Figura 43), a produção de anfibólio e plagioclásio é descrita, inicialmente, em função da quebra da muscovita e da biotita; no entanto, conforme o aquecimento do sistema, é previsto que o aumento da moda de clinopiroxênio e produção de ortopiroxênio ocorra em função da diminuição da proporção de anfibólio e plagioclásio.



O feldspato potássico e o quartzo são fases exclusivas do pargasita granulito félsico, nas quais sua presença está mais intimamente associada principalmente junto ao plagioclásio nos domínios leucocráticos. O caráter textural de ambos não denota uma relação co-genética junto à paragênese de pico, o que sugere para uma origem retrometamórfica. No entanto, alguns termos subordinados, que ocorrem como finos filmes intersticiais que bordejam parcialmente plagioclásio, quartzo (Figura 28a-b) e piroxênios, são também interpretados como derivados da cristalização de *melt* não segregado (HOLNESS; CESARE; SAWYER, 2011; HOLNESS; SAWYER, 2008; VERNON, 2011). Sua presença como inclusões em ortopiroxênio não é frequente e pode corresponder (i) a relictos da paragênese progressiva ou (ii) a inclusões aparentes, que não tem relação com a trajetória progressiva nem com o pico metamórfico.

A ilmenita e a magnetita também são fases exclusivas das amostras de granulito félsico e sua relação de substituição parcial (substituição da ilmenita por magnetita) (Figura 28c-d) configura feições que, por vezes, são atribuídas à trajetórias retrometamórficas de descompressão (*e.g.*, MOTTA *et al.*, 2021).

Migmatito metapelítico (#OS14b)

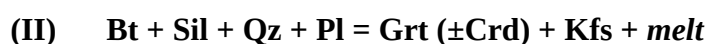
O biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b) é uma rocha representativa dos litotipos paraderivados portadores de granada, biotita e sillimanita nas regiões de São José do Rio Pardo e Caconde e hospeda uma associação mineral principal com quartzo granada, biotita, plagioclásio, sillimanita e feldspato potássico, além de minerais acessórios como rutilo, ilmenita, apatita, pirita, monazita e zircão. Suas características texturais configuram um conjunto de feições que, em sua maioria, são indicativas de reações retrometamórficas sucedidas sob presença de *melt* hidratado.

Para esta rocha, é interpretado que a paragênese de pico metamórfico seja **Grt + Pl + Qz + Rt**, enquanto as demais fases, como feldspato potássico, sillimanita, biotita, e ilmenita, pertencem às associações dos estágios progressivo e/ou regressivo do metamorfismo.

A presença de granada poiquiloblástica com inclusões lobuladas de quartzo são uma das feições mais características da amostra (Figura 33a-b, d) e é interpretada como produto peritético das reações de fusão parcial sucedidas durante os estágios progressivos do metamorfismo (WATERS, 2001).

A presença abundante de inclusões arredondadas de biotita junto ao quartzo (Figura 33a-b, d; Figura 35e, f) sugere que a fusão parcial do litotipo bem como a formação dos cristais de granada ocorreu em função da quebra/desidratação da biotita durante o metamorfismo progressivo (FITZSIMONS, 1996; WATERS, 1988). Além disso, a morfologia arredondada das inclusões de biotita, associadas diretamente a granada e ao quartzo, bem como os contatos poligonalizados entre os cristais de quartzo ($\pm$ plagioclásio) (Figura 33d), sugerem uma relação de equilíbrio tanto entre as fases inclusas quanto entre o mineral hospedeiro (VERNON, 1977, 1996). Desta forma, é possível assumir que parte da paragênese progressiva na amostra seja **Grt + Qz + Bt $\pm$ Pl** e que, pelo menos, o registro de seu equilíbrio textural foi preservado.

A biotita ocorre também como uma fase da matriz que ora está associada com quartzo, feldspatos e sillimanita, ora substitui parcialmente as bordas das granadas. No primeiro caso, a biotita está relacionada provavelmente a quebra do feldspato potássico tendo em vista a estreita relação textural entre ambos. Já no segundo caso, a substituição da granada por biotita também representa a quebra parcial do primeiro, mas sua relação configura uma feição típica de retrometamorfismo sucedido sob presença de *melt* hidratado (Figura 33c) (HOLNESS; CESARE; SAWYER, 2011). Ambas as relações são ilustradas pela topologia das isopletas de proporção modal, com as quais é descrito o aumento da moda de biotita concomitante a diminuição da moda de granada e do feldspato potássico, em função do resfriamento do sistema (Figura 45c, e). O campo do diagrama *P-T* onde é descrita esta relação também marca a variação modal de sillimanita, plagioclásio e quartzo. Portanto, é admitido que este corresponda ao campo da reação (II), o qual foi provavelmente transpassado durante o retrometamorfismo.



A reação (II) também é responsável por produzir cordierita em rochas paraderivadas pelíticas a semipelíticas, metamorfasadas em alto grau. Embora ocorrências esparsas de cordierita tenham sido descritas em litotipos semelhantes nas regiões de São José do Rio Pardo e Caconde (*e.g.*, OLIVEIRA, 1973; OLIVEIRA; RUBERTI, 1979), esta fase não ocorre na amostra OS14b. Sua ausência pode ser atribuída à própria composição da rocha uma vez que, por apresentar maior teor de FeO em relação ao MgO, a formação de cordierita em um amplo

campo P - T é inibida (BUCHER; GRAPES, 2011; MORAES, 2013) e sua estabilidade fica restrita às condições de pressão muito baixas ($P < 6,5$ kb) (Figura 45).

Assim como a biotita, a sillimanita ocorre como inclusão em granada e na matriz. As inclusões de sillimanita são esparsas e ocorrem exclusivamente nas bordas externas das granadas (Figura 35e-f), o que sugere que o crescimento da granada ocorreu com a progressão do metamorfismo, desde as condições de estabilidade da biotita, no núcleo, até atingir as condições de formação da sillimanita, na borda. Isso corrobora a interpretação de que a granada corresponde a uma fase peritética, formada na trajetória progressiva do metamorfismo. Já na matriz, a sillimanita ocorre quase sempre como grãos euhedrais a subhedrais, sobrecrecidos com quartzo ou, menos frequentemente, com biotita (Figura 33a-b; Figura 35c-d). Esta feição de intercrescimento, formada pela associação sillimanita + quartzo $\pm$ biotita, sinaliza duas interpretações possíveis: (i) intercrescimento retrometamórfico formado a partir da quebra do feldspato potássico e/ou granada, sob presença de *melt* (WATERS, 2001) ou; (ii) associação de pico metamórfico, produzida em função do desequilíbrio do feldspato potássico e da granada quando submetidos a diferentes condições cinemáticas (VERNON, 1996).

Ambas as interpretações são plausíveis considerando a amostra. No entanto, a segunda (ii) é normalmente adotada quando são reconhecidas foliações bem desenvolvidas, com as quais é possível dispor de um melhor controle microtectônico junto a granada, algo que não foi possível com a amostra estudada visto que sua anisotropia, mesmo em escala microscópica, é fraca. Já a primeira interpretação (i) parece mais plausível pois as texturas de intercrescimento não aparentam acompanhar nenhum controle microtectônico, mas estão sempre texturalmente associados com fases minerais específicas, *i.e.*, feldspatos e granada; além disso, a forma de ocorrência típica desta feição na amostra (Figura 35c) é muito semelhante à descrita por Waters (2001) para rochas migmatíticas de alta- T / baixa- P do Complexo Metamórfico Namaqualand, na África do Sul. Ademais, a topologias das isopletras de proporção modal de sillimanita e granada também corroboram essa interpretação uma vez que, conforme a diminuição da temperatura, a moda da primeira aumenta em função da diminuição da proporção da segunda (Figura 45c, f). Isto sugere que esta relação ocorre em função principalmente da diminuição da temperatura e que, provavelmente, é produto da inversão da reação (II).

O rutilo e a ilmenita são as principais fases acessórias na amostra. A morfologia subhedral e ovalada bem como a presença de lamelas de ilmenita nos cristais de rutilo são características semelhantes às descritas por Meinhold (2010) (e respectivas referências) e Pape, Mzger e Robyr (2016) para rutilos formados em rochas de alto grau metamórfico (fácies granulito e eclogito).

A presença de ilmenita como lamelas de exsolução (Figura 37a) ou como alteração nas bordas de rutilos (Figura 37d, e, g), aliada a sua ausência como inclusões monominerálicas em granada, sugere que sua origem é essencialmente retrometamórfica. Já a presença frequente de cristais de rutilo, tanto como inclusões em granada (Figura 37d-e, g) quanto na matriz, sem estar associado com as demais fases por meio de relação de substituição ou sobrecrecimento, indica que este provavelmente faz parte da paragênese de pico metamórfico.

5.1.1.2 Considerações sobre os dados geotermobarométricos e trajetória P - T

A partir da confecção dos diagramas de equilíbrio de fases e da aplicação dos geotermômetros baseados em elementos traço, foi possível inferir as condições do metamorfismo progressivo, pico metamórfico e retrometamorfismo para as rochas das regiões de São José do Rio Pardo e Caconde. Por conta da proximidade geográfica e geológica nas quais as amostras foram coletadas, é admitido que os litotipos foram deformados e metamorfisados sob o mesmo regime de P e T .

A sobreposição dos campos de estabilidade interpretado para as paragêneses de pico metamórfico nas amostras estudadas restringe um intervalo P - T de aproximadamente 930 a 1030 °C e 8,5 a 9,5 kb (Figura 54).

Isopletras de Al^{IV} em orto e clinopiroxênio e de Ti em anfibólio foram calculadas para o granulito máfico (Figura 41b, d, f) a fim de restringir as condições P - T de ápice metamórfico visto que a baixa mobilidade destes elementos tem o potencial de reter mais efetivamente as condições de pico, mesmo em litotipos submetidos a um longo período de retrometamorfismo (LIAO; WEI; REHMAN, 2021; PATTISON *et al.*, 2003). Estas isopletras são frequentemente empregadas em estudos petrológicos e petrocronológicos com o intuito de resgatar as condições de pico metamórfico em rochas de alto grau, semelhantes às aqui investigadas (*e.g.*, GUEVARA; CADDICK, 2016; HUANG *et al.*, 2018; KORHONEN *et al.*, 2014; LIAO; WEI, 2019; LIAO; WEI; REHMAN, 2021; MOTTA *et al.*, 2021; TESSER *et al.*, 2021).

De acordo com os mapas composicionais dos granulitos, é observado que os valores mais elevados de Al^{IV} em orto e clinopiroxênio e de Ti em anfibólio ocorrem nas porções centrais dos cristais maiores (Figura 15d; Figura 17b, d; Figura 25b; Figura 26b; Figura 27d), o que indica que, nestes segmentos, são registradas as condições P - T mais elevadas e, provavelmente, mais próximas do ápice metamórfico.

A sobreposição destas isopletras (do granulito máfico) junto aos campos de pico metamórfico das três amostras estudadas descreve um cruzamento em aproximadamente 975-

1030 °C e 9,0-9,5 kb, o que corresponde a provável condição P - T mínima para o pico metamórfico nos litotipos investigados (Figura 54). O geotermômetro de Liao, Wei e Rehman (2021), aplicado aos anfibólios no granulito félsico, forneceu temperaturas de 860 e 900 °C (Figura 54b), que são inferiores às estimadas para o pico metamórfico mas coerentes com o campo de estabilidade da paragênese de pico na amostra (Figura 54b).

Já a trajetória retrometamórfica está melhor registrada no migmatito metapelítico.

Os cristais de granada nesta amostra apresentam uma distinta homogeneidade química, marcada por altos teores de almandina e piropo (Figura 34). Essa característica é semelhante à descrita por Godet *et al.* (2021) para granada em paragneisses do Orógeno Trans-Hudson, no Canadá, cujo caráter químico foi interpretado como produto de processos de homogeneização por difusão intracristalina, sucedida sob condições metamórficas de alta temperatura (processo descrito em CADDICK; KONOPÁSEK; THOMPSON, 2010; SPEAR, 1991). Algumas bordas e fraturas das granadas na amostra estão substituídas por biotita e, nestes casos, é observado enriquecimento dos teores de almandina e espessartita e empobrecimento em piropo (Figura 34c-f). Este aspecto também foi identificado por Godet *et al.* (2021), que os interpretaram como produto de reações sucedidas entre granada-biotita durante o retrometamorfismo (processo descrito em KOHN; SPEAR, 2000; SPEAR; FLORENCE, 1992).

O cruzamento das isopletras de X_{Alm} , X_{Prp} e X_{Grs} , modeladas para as granadas desta rocha, define um intervalo P - T de 835 a 1045 °C e 6,25 a 8,2 kb (Figura 46b-d), que é inferior, tanto em relação à pressão quanto à temperatura, às condições propostas para o pico metamórfico. Portanto, é possível supor que o registro químico da granada reflita sua re-homogeneização ainda em condições quentes, fácies granulito ($T > 800$ °C), porém já no estágio de resfriamento do sistema, provavelmente logo após a trajetória de descompressão.

Como ilustrado na Figura 47, o cruzamento das isopletras de X_{Alm} , X_{Prp} e X_{Grs} junto às isopletras de temperaturas máximas do geotermômetro Zr-no-rutilo é concordante e define um intervalo P - T restrito de aproximadamente 840 a 870 °C e 6,5 a 7,5 kb (Figura 54c). Tal como discutido a seguir, é interpretado que o rutilo apresenta características texturais e químicas que sugerem re-homogeneização retrometamórfica, ainda sob condições quentes. Como o rutilo ocorre tanto como inclusão em granada quanto na matriz, e suas isopletras de valores máximos interceptam as isopletras de granada, é possível supor que ambos tenham re-homogeneizado de forma equivalente e, portanto, registram as mesmas condições retrometamórficas, provavelmente indicativas do início do resfriamento quase-isobárico (Figura 54c).

A progressão do retrometamorfismo sucedeu com a transposição da reação (II) em aproximadamente 800-850 °C (Figura 54c), a qual foi provavelmente responsável pela

produção das principais feições micro-texturais de desequilíbrio na amostra, como intercrescimento de sillimanita + quartzo ($\pm$ biotita) (Figura 33a-b; Figura 35c-d) e substituição de granada por biotita sob presença de *melt* hidratado (Figura 33c).

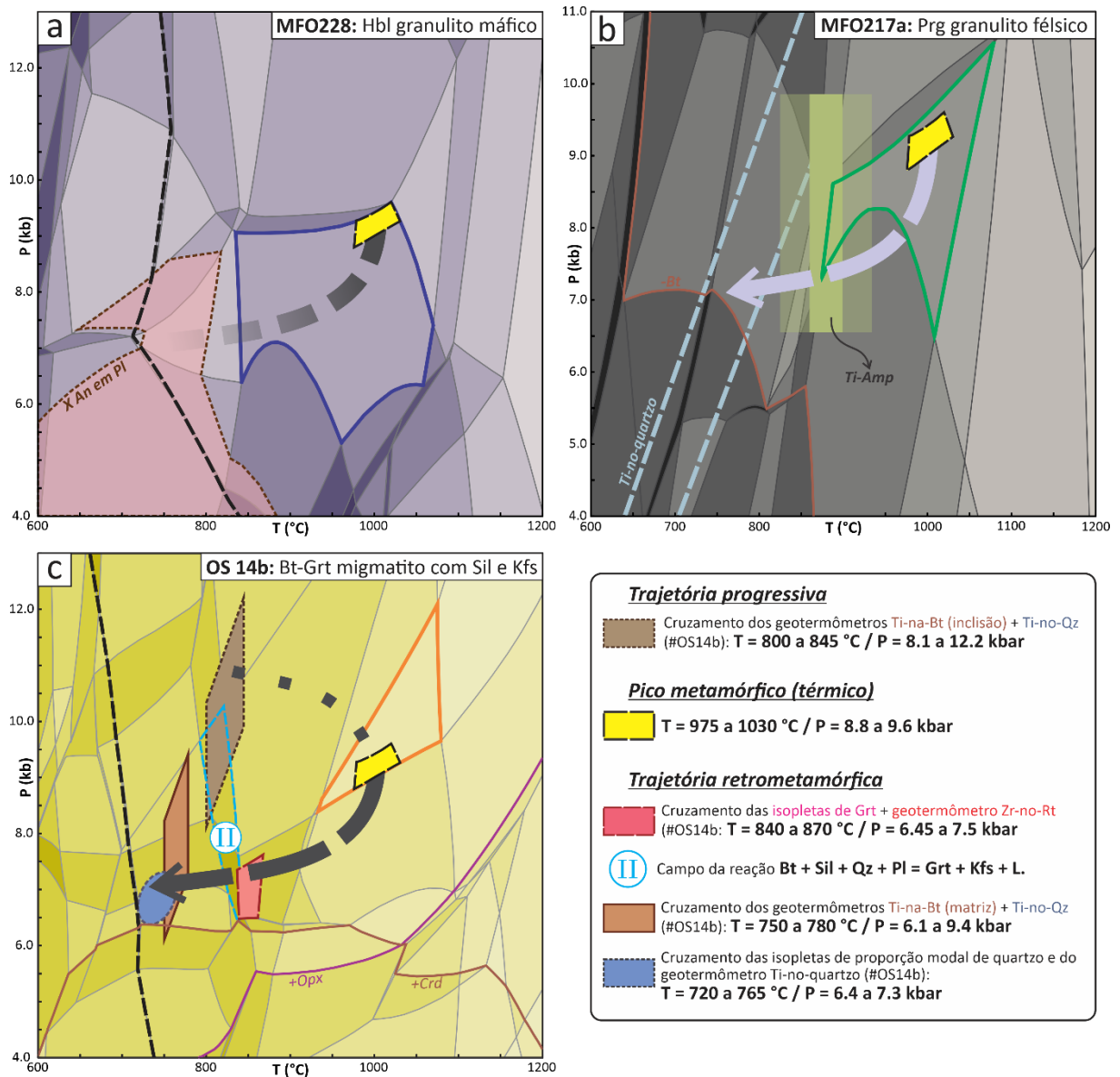


Figura 54 – Trajetória metamórfica P - T inferida a partir da integração dos dados de petrografia e de geotermobarometria obtidos nos granulitos máfico (#MFO228) e félsico (#MFO217a) e no migmatito metapelítico (#OS14b). Trajetória inferida é caracterizada por um pico metamórfico junto a decompressão, seguido de um resfriamento predominante até condições de fácies anfibolito alto.

O final da trajetória de resfriamento foi inferido a partir do cruzamento dos geotermômetros $Ti-no-quartzo$ e $Ti-na-biotita$ junto às isopletras de moda de quartzo, os quais restringiram condições de temperatura inferiores a aproximadamente $750^\circ C$ e pressão próxima a $7,0$ kb, indicativas de fácies anfibolito (Figura 54c).

A ausência de assembleia diagnóstica de baixa pressão, como cordierita + ortopiroxênio no migmatito metapelítico e biotita no granulito félsico, ou texturas indicativas de descompressão, como simplectitos ou coronas, sugere que não houve descompressão significativa ao longo da trajetória proposta para as rochas investigadas (Figura 54) e que as reações responsáveis pela formação das principais fases minerais da amostra não excederam condições báricas inferiores a 7,0 kb (Figura 45). Como será abordado seguir, tanto o registro do Ti no quartzo quanto a variação dos elementos traço em monazita também corroboram esta interpretação.

5.1.1.2.1 Significado dos geotermômetros Zr-no-Rutilo e Ti-no-Quartzo

Migmatito metapelítico (amostra OS14b)

Os geotermômetros Zr-no-rutilo e Ti-no-quartzo no migmatito metapelítico forneceram resultados compatíveis com as condições de metamorfismo de alto grau (fácies granulito) (Figura 55). O cruzamento das isopletras de valores máximos e mínimos confeccionadas para ambos os geotermômetros restringe um intervalo aproximado de 760 a 905 °C e 6,5 a 15,0 kb; já o cruzamento da isopletra de terceiro quartil do Zr-no-rutilo e a isopletra de valor máximo do Ti-no-quartzo ocorre em aproximadamente 845 °C e 10,0 kb (Figura 55).

As temperaturas indicadas por esse cruzamento são, em parte, coerentes com alguns dos resultados obtidos na literatura para o pico do metamorfismo na *nappe* Guaxupé (e.g., ALEXANDRE, 2013; MARTINEZ, 2015; MELO, 2009; NASCIMENTO; OLIVEIRA, 2012; OLIVEIRA; ARAB; MELO, 2008; SOUZA, 2014, entre outros), mas inferiores à outros (e.g., MOTTA *et al.*, 2021; ROCHA *et al.*, 2017, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2018). É admitido também que os valores de pressão mais baixos, isto é, valores inferiores a 12,5 kb, são condizentes com o metamorfismo na *nappe* Guaxupé visto que se mantem, pelo menos parcialmente, dentro do campo de estabilidade da sillimanita (Figura 55). No entanto, os valores de pressão mais elevados, acima de 12,5 kb, além de serem maiores do que os estimados nos trabalhos citados anteriormente [sendo próximas somente às pressões indicadas por Leme, Navarro e Zanardo (2020)], indicam condições que cruzam totalmente a curva sillimanita-cianita (Figura 55) e delineiam condições nas quais apenas cianita é estável. Portanto, admite-se que os valores de pressão mais elevados estimados pelo cruzamento de ambos os geotermômetros são superestimados uma vez que, até o momento, não foi reconhecida ocorrência de cianita em rochas da *nappe* Guaxupé.

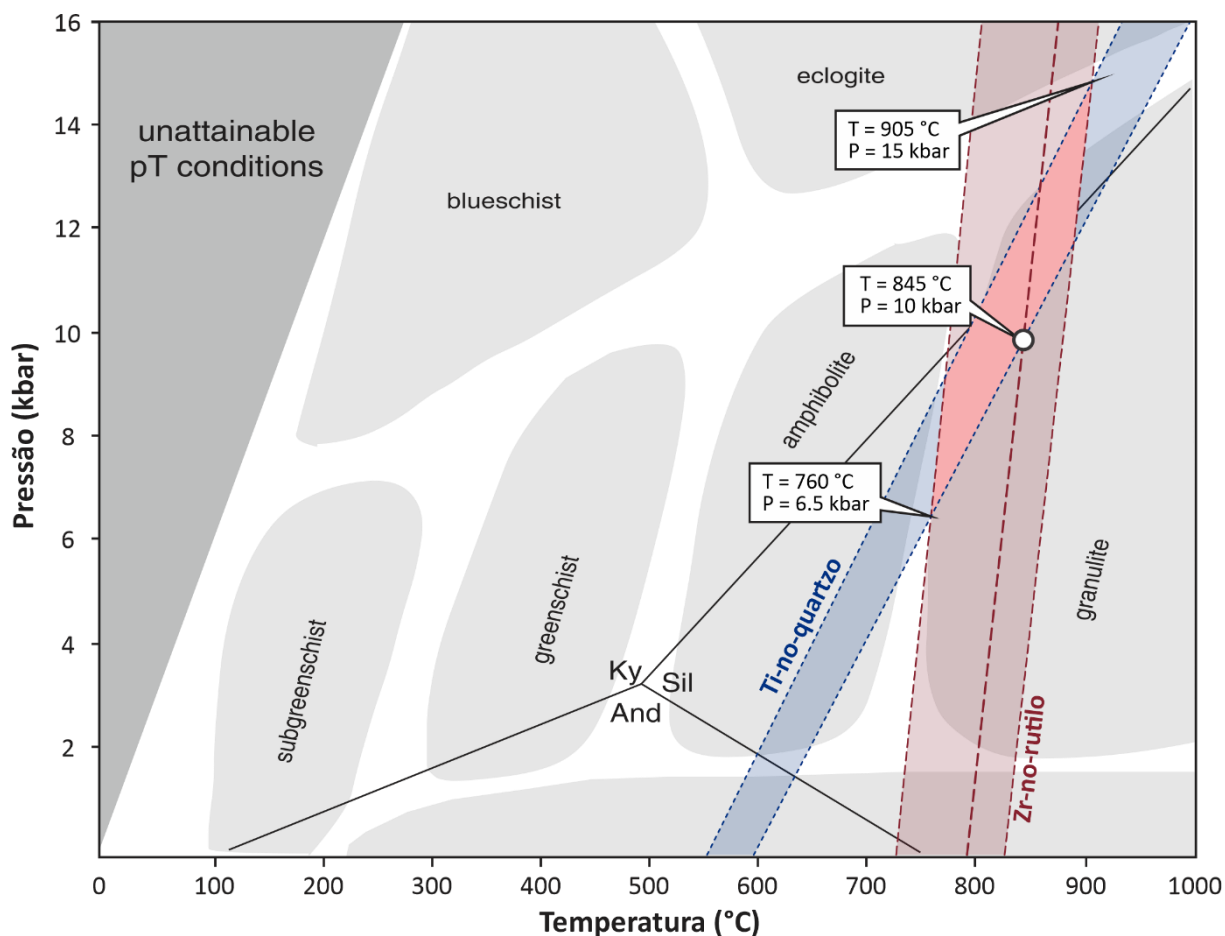


Figura 55 – Diagrama P - T de fácies metamórficas com a projeção das isopletas de valores máximos, mínimos e de terceiro-quartil do geotermômetro Zr-no-rutilo (em vermelho) e de valores máximos e mínimos do geotermômetro Ti-no-quartzo (em azul) na amostra de migmatito metapelítico. Círculo branco representa o ponto de intersecção entre a isopleta de terceiro quartil do Zr-no-rutilo e a isopleta de valor máximo do Ti-no-quartzo. Base do diagrama de fácies metamórficas extraído de Bucher e Grapes (2011).

A dispersão dos valores de Zr em rutilo no migmatito metapelítico, embora seja menor do que a registrada em outros trabalhos (*e.g.*, LEME; NAVARRO; ZANARDO, 2020; LUVIZOTTO; ZACK, 2009; SANTOS *et al.*, 2021), é significativa e condiciona variações de temperatura na ordem de aproximadamente 100 °C, entre as isopletas de valores máximo e mínimo. Estas variações podem estar associadas a processos de re-equilíbrio químico por difusão pós-pico metamórfico, tal como sugerido por Luvizotto e Zack (2009) para as variações das concentração de Zr em rutilo hospedado em paragneisse da zona Ivrea–Verbano, no norte da Itália.

Os rutilos no migmatito metapelítico que exibem feições indicativas de retrometamorfismo [*e.g.*, bordas parcialmente substituídas por ilmenita, como no cristal Rt4 (Figura 37e), ou lamelas de exsolução de ilmenita, como no cristal Rt1 (Figura 37b)] tendem a fornecer concentrações de Zr mais baixas do que os cristais límpidos, tais como os cristais Rt2 e Rt10.

Essas características texturais, aliadas ao fato de que as temperaturas fornecidas pelo geotermômetro Zr-no-rutilo para todos os grãos analisados estão abaixo das estimadas (por outros métodos) para o pico metamórfico (Figura 54c), sugerem que os grãos de rutilo foram submetidos a reequilíbrio retrometamórfico e que este, por sua vez, foi heterogêneo ao longo do domínio representado pela área da lâmina polida (Figura 29c). Essas assinaturas distintas podem ter sido causadas (i) por variações composicionais e/ou mineralógicas entre os diferentes microdomínios nos quais os grãos de rutilo estão inseridos; ou (ii) pela composição de fluidos ou fundido que possivelmente percolaram ou coexistiram junto à rocha durante sua evolução metamórfica.

Clark *et al.* (2019) e Taylor-jones e Powell (2015) admitem que cristais de rutilo localizados em microdomínios onde a atividade de Si é mais elevada (*e.g.*, domínios leucossomáticos) tendem a fornecer temperaturas mais baixas do que àqueles que permanecem enclausurados por granada ou ortopiroxênio durante a evolução metamórfica. Isso ocorre pois o aumento da atividade de Si facilita a difusão do Zr pós- pico metamórfico e, conseqüentemente, permite o reequilíbrio do sistema em direção à condições retrometamórficas mais frias (TAYLOR-JONES; POWELL, 2015).

Essa interpretação explica os valores de temperatura abaixo das condições de pico metamórfico para cristais de rutilo localizados na matriz e reforça que os resultados apresentados por estes correspondem a assinaturas retrometamórficas. Já para os grãos de rutilo inclusos em granada, seria esperado que fornecessem temperaturas mais elevadas do que os da matriz. No entanto, seus valores são equivalentes (Figura 38b).

Nota-se a presença frequente de granada com fraturas intensamente preenchidas por fases retrometamórficas, como biotita, sillimanita e, muito raramente, muscovita. Isso sugere que parte das inclusões estiveram susceptíveis a interação com o sistema externo à granada, ou seja, com a matriz. Isso provavelmente permitiu com que as reações retrometamórficas sucedidas na matriz acessassem, pelo menos parcialmente, as inclusões e reequilibrassem o registro do sistema do Zr em rutilos, o que explicaria também os valores de temperatura equivalentes entre rutilos inclusos e rutilos da matriz. Os indícios texturais que corroboram que o retrometamorfismo na matriz e nas fraturas também atingiu as inclusões de rutilo podem ser observados nas Figura 37d, g (*e.g.*, Rt4-1, Rt4-2, Rt7-1), nas quais são reconhecidos cristais de rutilo inclusos em granada, associados às fraturas retrometamorfisadas, que exibem feições de intensa ilmenitização, sugerindo um processo de retrometamorfismo penetrativo. Portanto, admite-se que todo o registro referente ao sistema do Zr no rutilo, obtido neste trabalho, foi reequilibrado sob condições retrometamórficas.

Embora seja interpretado que o registro térmico dos rutilos na amostra seja essencialmente retrometamórfico, nota-se uma boa correspondência entre as temperaturas obtidas pelo cruzamento das isopletras de granada e as temperaturas mais elevadas do Zr-no-rutilo (Figura 47c), o que sugere uma provável correlação entre ambos sob condições térmicas semelhantes, por exemplo, às indicadas por Ewing, Hermann e Rubatto (2013) para rutilos que foram reequilibrados em litotipos de alto grau metamórfico da zona Ivrea–Verbano.

Por outro lado, sob as mesmas condições de pressão (*i.e.*; aproximadamente 7,0 kb), as isopletras de Ti-no-quartzo no migmatito metapelítico indicam temperaturas mais baixas e, consequentemente, não cruzam as isopletras de granada e do geotermômetro Zr-no-rutilo. Isso revela, portanto, um provável desequilíbrio químico entre o quartzo e a associação granada - rutilo.

Para empregar os geotermômetros Zr-no-rutilo e Ti-no-quartzo de maneira integrada, é preciso definir se ambas as fases, junto ao zircão, estiveram em equilíbrio químico durante o metamorfismo, o que é difícil de ser comprovado em muitos casos, tal como averiguado por Kendrick e Indares (2018).

O contato direto entre os grãos de rutilo e quartzo na amostra sugere que ambos estiveram presentes durante suas respectivas formações, tanto na matriz quanto nas inclusões em granada. Portanto, é interpretado que a simples relação de contato direto entre ambas as fases seja indicativa de que o rutilo, provavelmente, participou das trocas de elementos com a matriz e, consequentemente, disponibilizou o Ti que, em seguida, foi assimilado pelo quartzo. No entanto, a influência (i) das diferentes taxas de difusão entre o Ti e o Zr em cristais de quartzo e rutilo, respectivamente (CHERNIAK; MANCHESTER; WATSON, 2007; CHERNIAK; WATSON; WARK, 2007), e (ii) dos processos de deformação e recristalização em quartzo podem provocar o desacoplamento de ambos os sistemas sob condições de longa residência crustal e sob alta temperatura.

A diminuição da concentração de Ti em cristais de quartzo provoca o deslocamento das isopletras em direção a temperaturas mais baixas e, consequentemente, faz com que seu cruzamento junto às isopletras de Zr-no-rutilo ocorra em condições *P-T* superestimadas.

Investigações a respeito do comportamento do Ti em cristais de quartzo submetidos a deformação sugerem que o reequilíbrio do geotermômetro Ti-no-quartzo é facilitado, sobretudo, pelo mecanismo de recristalização do tipo *migração de limite de grão (GBM)* enquanto outros mecanismos, que ocorrem sob condições de temperaturas mais baixas (*e.g.*, *SGR* e *bulging*), não promovem o reequilíbrio de forma efetiva (GRUJIC; STIPP; WOODEN, 2011; KORCHINSKI *et al.*, 2012; NACHLAS; HIRTH, 2015).

O migmatito metapelítico, embora não apresente uma foliação bem desenvolvida, hospeda cristais de quartzo que, por vezes, evidenciam tanto processos de recristalização (Figura 30a) quanto de deformação intracristalina (Figura 30b), os quais podem ter influenciado no registro da temperatura indicada pelo geotermômetro Ti-no-quartzo.

Na maioria dos casos, os contatos entre os cristais de quartzo nesta amostra são retilíneos, o que evidência tanto uma relação de equilíbrio entre grãos da mesma fase quanto a ausência de recristalização de forma disseminada na amostra. No entanto, em alguns domínios localizados, são reconhecidos contatos lobulados, indicativos de recristalização por migração de limite de grão sob altas temperaturas (*GBM*) (Figura 30a), o que possivelmente teria facilitado o reequilíbrio retrometamórfico do sistema do Ti no quartzo sob regime de recristalização pós pico metamórfico (GRUJIC; STIPP; WOODEN, 2011; KORCHINSKI *et al.*, 2012; NACHLAS; HIRTH, 2015).

Um argumento que advoga em favor do reequilíbrio retrometamórfico do geotermômetro Ti-no-quartzo são as bordas externas “mais frias” dos cristais de quartzo, as quais ocorrem quase que exclusivamente junto aos contatos com os cristais retrometamórficos, como sillimanita e biotita (Figura 48). Esse indício é sustentado pela topologia das isopletras de proporção modal das fases no migmatito metapelítico, que aponta para um aumento da moda de quartzo junto à sillimanita e biotita em função da diminuição da temperatura (Figura 45b, e-f). Isso sugere que, possivelmente, as bordas externas destes grãos de quartzo foram formadas a partir da recristalização de grãos pré-existent, mais quentes, sob condições retrometamórficas mais frias, subsequentemente à reação (II). Além disso, esse registro corrobora a suposição de que, durante este trajeto do retrometamorfismo, relacionado ao reequilíbrio junto a outros minerais retrometamórficos na amostra, não houve descompressão significativa visto que isso implicaria no aumento dos teores de Ti, e não na diminuição.

Por outro lado, internamente aos cristais de quartzo, nota-se uma sutil tendência de aumento da temperatura em direção às bordas internas dos grãos (Figura 48b-c). Isso se deve, possivelmente, (i) à deformação intracristalina em alguns grãos, que é indicada pela presença de extinções ondulantes (Figura 30b) (PASSCHIER; TROUW, 2005), ou (ii) à uma trajetória de descompressão durante a formação deste segmento dos cristais. A segunda interpretação (ii) é improvável visto que as condições térmicas registradas pelo geotermômetro (e ilustradas pelas isopletras de Ti-no-quartzo; Figura 48a; Figura 54c) são incompatíveis com a trajetória de descompressão interpretada para a área de estudo (Figura 54). É admitido, portanto que a primeira interpretação (i) é a mais plausível visto que, embora não haja estudos detalhados direcionados ao comportamento do geotermômetro Ti-no-quartzo em cristais submetidos à

deformação intracristalina e redirecionamento dos eixos cristalográficos, é possível que este seja um aspecto que influencie no registro da temperatura do quartzo.

Como apontado por Korchinski *et al.* (2012), o registro do geotermômetro Ti-no-quartzo depende (i) da taxa de deformação à qual o quartzo é submetido pós- pico metamórfico, e (ii) da taxa de resfriamento do sistema. Admite-se que a *nappe* Guaxupé tenha sido submetida a uma longa residência crustal (*ca.* 40-30 Myr), sob condições de crosta média a inferior (*e.g.*, MOTTA *et al.*, 2021; ROCHA *et al.*, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2018), o que também teria possibilitado o reequilíbrio de ambos os geotermômetros.

Tanto a provável existência de microdomínios com altas atividades de Si, que teriam facilitaram a difusão em rutilo, quanto os processos de deformação intracristalina e recristalização pós- pico metamórfico sucedidas em quartzo provavelmente permitiram o desacoplamento de ambos os sistemas. Portanto, com base nestas evidências no migmatito metapelítico, é interpretado que o geotermômetro Zr-no-rutilo registra temperaturas mais elevadas do que o Ti-no-quartzo e que ambos os sistemas estão desacoplados. Assim, é entendido que as condições *P-T* obtidas pelo cruzamento das isopletas dos geotermômetros Zr-no-rutilo e Ti-no-quartzo no migmatito metapelítico, expostas na Figura 55, são todas superestimadas e não apresentam significado geológico.

Por outro lado, o cruzamento das isopletas de Ti-no-quartzo junto às isopletas de proporção modal de quartzo nesta amostra parece fornecer resultados de pressão e temperatura plausíveis pois complementam o final da trajetória retrometamórfica previamente desenhada pelos demais geotermômetros (Figura 54c). Além disso, as estimativas de temperaturas indicadas por esse cruzamento (*i.e.*; 720 a 765 °C) são sutilmente inferiores às obtidas por Tasco e Moraes (2022) para a recristalização de quartzo em migmatitos e granulitos submetidos a deformação nas unidades Metatexítica e Granulítica da *nappe* Guaxupé.

Granulito félsico (amostra MFO217a)

O geotermômetro Ti-no-quartzo aplicado ao granulito félsico forneceu resultados de temperaturas equivalentes às reportadas no migmatito metapelítico (Figura 48a e Figura 50a).

Os mapas de temperatura obtidos para os cristais de quartzo na amostra MFO217a revelam uma sutil tendência de diminuição da temperatura em direção às bordas dos grãos (Figura 50b-c), tal como reconhecido por Tasco e Moraes (2022) para rochas semelhantes na porção basal da *nappe* Guaxupé. Essa característica pode ser atribuída (i) ao resfriamento retrometamórfico do sistema ou (ii) ao processo de re-homogeneização promovido por deformação pós- pico metamórfico.

A primeira interpretação (i) é plausível visto que, de acordo com as isopletras de proporção modal previstas para a amostra (Figura 43), a proporção de quartzo tende a aumentar conforme a diminuição da temperatura. Isso indica que, com o resfriamento do sistema durante a trajetória retrometamórfica, novos cristais de quartzo são formados e, conforme seu crescimento, passam a registrar temperaturas progressivamente mais frias em direção as bordas. Essa é uma interpretação equivalente à proposta por Tasco e Moraes (2022) para um litotipo residual da porção basal da *nappe*.

Ainda assim, a segunda interpretação (ii) também é plausível uma vez que a deformação a qual o litotipo foi submetido, indicada pela foliação S_n na amostra, pode ter promovido a recristalização das bordas dos grãos de quartzo pré-existentes e, consequentemente, ter condicionado a re-homogeneização do sistema do Ti no quartzo em direção a condições mais frias. No entanto, não foram identificadas evidências texturais e microtectônicas nos cristais de quartzo que corroborem essa interpretação, visto que sua identificação é dificultada tanto pelo tamanho pequeno dos grãos quanto por sua relativa escassez na rocha.

Portanto, a primeira interpretação (i) parece ser a mais plausível para a amostra, embora seja provável que o processo indicado pela segunda (ii) também tenha ocorrido de forma subordinada.

5.1.1.2.2 Integração e significado dos geotermômetros Ti-no-Quartzo e Ti-na-Biotita

A integração dos geotermômetros Ti-no-quartzo e Ti-na-biotita (Figura 51b) foi proposta em razão do aparente equilíbrio textural entre as fases e pela variação das temperaturas da biotita nos diferentes contextos texturais no migmatito metapelítico, o que sugere que sua formação ocorreu, possivelmente, em diferentes estágios da evolução metamórfica da amostra.

Como descrito anteriormente, é interpretado que a associação granada + biotita + quartzo esteja em equilíbrio textural no contexto das inclusões em granada. O registro de temperaturas mais elevadas indicadas pelas biotitas inclusas (Bt3) (Figura 51c), aliado a ideia de que a associação granada + quartzo tenha sido formada durante trajetória progressiva do metamorfismo, corrobora a interpretação de que as inclusões de biotita tenham possivelmente preservado o registro térmico do metamorfismo progressivo. Portanto, dado o equilíbrio entre biotita + quartzo nas inclusões, é possível admitir que as condições P - T delimitadas pela intersecção das isopletras de Ti-no-quartzo junto às temperaturas das biotitas inclusas refletem as condições do metamorfismo progressivo ($T = 800\text{--}845\text{ }^{\circ}\text{C}$ / $P = 8,0\text{--}12,0\text{ kb}$) (Figura 54c).

Já as condições P - T indicadas pelo cruzamento do Ti-no-quartzo junto às temperaturas das biotitas da matriz provavelmente refletem condições retrometamórficas (Figura 54c), o que é corroborado também pela tendência à diminuição da temperatura do quartzo quando este ocorre texturalmente associado à biotita e sillimanita retrometamórficas na matriz.

5.1.1.3 Geocronologia U-Th-Pb_T e elementos traço em monazita: significado das idades

As monazitas investigadas no migmatito metapelítico exibem caráter textural simples e maior homogeneidade química se comparadas com monazitas de outros terrenos granulíticos ao redor do mundo (*e.g.*, JOHNSON *et al.*, 2015; WELLER *et al.*, 2020) ou da própria *nappe* Guaxupé (*e.g.*, ROCHA *et al.*, 2017).

A complexidade textural dos cristais de monazita é resultado de processos complexos como modificações de grãos herdados e/ou neoformação por meio de reações junto a minerais formadores de rocha, fases acessórias ou *melt* (TAYLOR; KIRKLAND; CLARK, 2016).

Por meio de modelagens de equilíbrio de fases integradas a dados experimentais sobre o comportamento do zircão e da monazita em sistemas migmatíticos abertos, Yakymchuk e Brown (2014) identificaram que a monazita tende a ser consumida durante a progressão do metamorfismo, sob condições *suprasolidus*, mas que é posteriormente neoformada em leucossoma durante a retrogressão metamórfica.

A partição de elementos traço como Y e Th entre monazita e fases minerais constituintes de rochas, como granada, é uma das relações petrocronológicas mais investigadas na literatura para a datação de reações metamórficas e reconstrução de trajetórias P - T - t (WILLIAMS *et al.*, 2017 e respectivas referências).

Há muito admite-se que o Y tende a particionar-se para a monazita na ausência de granada ou devido a sua quebra (PYLE; SPEAR, 1999). Hacker, Kylander-Clark e Holder (2019) sugerem que essa relação de partição é também dependente de temperatura: sob condições de baixa- T , o Y particiona-se para a granada enquanto que, sob condições de alta- T , o Y tende a ser assimilado pela monazita. No entanto, uma interpretação baseada exclusivamente nesta relação pode ser equívoca visto que pode haver também a coexistência de ambas as fases com baixo-Y ou, ainda, a formação de ambas com alto-Y devido a reabsorção de bordas de granada (HACKER; KYLANDER-CLARK; HOLDER, 2019).

Mahan *et al.* (2006) sugerem que a formação de monazitas com alto-Y pode estar associada ao consumo de granada durante regimes de descompressão (exumação) enquanto a

formação de monazitas com baixo-Y pode estar associada a trajetórias metamórfica nas quais não há descompressão nem consumo significativo de granada.

As monazitas reconhecidas no migmatito metapelítico são pequenas (normalmente tamanhos inferiores a 100 μm) e constituídas, em sua maioria, por domínios com alto-Th/baixo-Y (Domínio II) (Figura 52a-b) além de ocorrências subordinadas de núcleos com alto-Y/baixo-Th (Domínio I) (Figura 52f-g). Normalmente, a zonation de Th e Y não seguem o mesmo comportamento do U, com exceção do grão Mnz17, no qual é reconhecido um núcleo rico em Y e U que forneceu uma idade mais antiga do que a de suas bordas. Esta única zona é aqui designada Domínio III.

O Domínio I do migmatito metapelítico aqui estudado (Figura 52f-g, i-j) é química e morfologicamente semelhantes ao Domínio 1 das monazitas analisadas por Rocha *et al.* (2017), que as interpretam como fases desenvolvidas anterior ou concomitantemente à formação de granada em metatexito estromático da Unidade Metatexitica da *nappe* Guaxupé. A maioria das idades fornecidas pelo Domínio I do migmatito metapelítico apresentam ampla variação de idades (entre 638 ± 19 e 541 ± 48 Ma) e erros relativamente altos (até $2\sigma = 78$) (Figura 53b-d), mas são próximas com às fornecidas por Rocha *et al.* (2017) (*i.e.*, 631-612 Ma). Os valores máximos de ambos, se considerado o erro, são muito semelhantes.

Já o Domínio II das monazitas no migmatito metapelítico é composicionalmente semelhante ao Domínio 3 das monazitas de Rocha *et al.* (2017), o qual é interpretado pelos autores como produto da cristalização de *melt* em migmatitos e gnaisses da Unidade Metatexitica. No entanto, as idades indicadas pelo Domínio II no migmatito metapelítico (entre 700 ± 33 e 573 ± 63 Ma, com média de 627 ± 6 Ma) se sobrepõem às idades de todos os domínios diferenciados por Rocha *et al.* (2017), embora tendam a ser mais próximas às do Domínio 3 (*i.e.*, 629-601 Ma). Além disso, a maioria dos resultados do Domínio II no migmatito metapelítico e do Domínio 3 de Rocha *et al.* (2017) são próximos às idades U-Pb em monazita obtidas com método de dissolução isotópica por Hackspacher *et al.* (2004) (*ca.* 640 a 620 Ma) quem as interpretam como idades associadas ao metamorfismo principal da *nappe* Guaxupé, sincrônico a colisão continental sucedido no Orógeno Brasília Meridional.

A presença de núcleos (Domínio I) com idades que tendem a ser mais novas do que as das bordas (Domínio II) em alguns grãos de monazita no migmatito metapelítico (*e.g.*, Figura 52f, i) não reflete o comportamento habitual deste mineral, embora seja admitido que este apresente, em muitos casos, caráter químico heterogêneo no qual, com dificuldade, são definidas correlações entre zonas químicas e idades (TAYLOR; KIRKLAND; CLARK, 2016). No entanto, resultados semelhantes, relacionados à “inversão das idades”, foram reconhecidos

em zircões de rochas granulíticas e migmatíticas na *nappe* Guaxupé por Tedeschi *et al.* (2018), os quais atribuíram esse comportamento à abertura do sistema U-Pb e consequente perda parcial de Pb pelo zircão em decorrência do metamorfismo de temperatura ultra-alta. Esse registro geocronológico também foi verificado em zircões de outros orógenos ao redor do mundo que também foram submetidos às condições metamórficas extremas (*e.g.*, LAURENT *et al.*, 2018).

A maioria das análises em monazita no migmatito metapelítico (ANEXO III) forneceram valores de concentração de Pb que variam entre aproximadamente 1100 e 1700 ppm, embora também haja valores mais elevados, de aproximadamente 2200 ppm (*e.g.*, Mnz6-1). No entanto, algumas das análises pontuais nos núcleos com alto-Y/baixo-Th (Domínio I) que fornecem as idades mais novas do conjunto (< 600 Ma) indicaram também concentrações mais baixas de Pb, entre de 265 a 660 ppm (*e.g.*, Mnz1-1, Mnz1-2, Mnz2-1, Mnz3-1, Mnz4-1 e Mnz16-1).

É interpretado, portanto, que o Domínio I das monazitas no migmatito metapelítico representa uma fase gerada anterior/próxima ao pico metamórfico, o que é sugerido pelo seu alto teor de Y, que provavelmente foi assimilado pela monazita sob condições de temperatura ultra-alta, e baixo teor de Th, indicando que esta fase não cristalizou junto com o *melt*. No entanto, a maioria das idades mais jovens obtidas neste domínio provavelmente não apresentam significado geológico visto que estas podem ser produtos da abertura do sistema U-Pb durante o metamorfismo de temperatura ultra-alta, assim como interpretado para zircões nesse mesmo contexto (*e.g.*, TEDESCHI *et al.*, 2018).

Uma exceção pode ser considerada a idade indicada pelo núcleo do cristal Mnz6, de 638 ± 19 Ma. Diferente das outras idades obtidas para o Domínio I, esta parece ser a mais razoável visto que (i) apresenta erro menor do que as demais idades deste domínio, (ii) é estatisticamente mais antiga do que as idades na borda do grão, e (iii) é próxima às idades de pico metamórfico interpretadas para a *nappe* Guaxupé (*e.g.*, HACKSPACHER *et al.*, 2004; MORA; CAMPOS NETO; BASEI, 2014; MOTTA *et al.*, 2021; ROCHA *et al.*, 2017, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2018).

Considerando a trajetória retrometamórfica proposta para a área de estudo junto às isopletras de proporção modal modeladas para o migmatito metapelítico (Figura 45c; Figura 54), é previsto que a granada seja mais significativamente consumida (i) durante a trajetória de descompressão, que ocorre junto ao pico do metamorfismo, e (ii) durante o resfriamento quase-isobárico, sob temperaturas inferiores a 850 °C, quando a trajetória transpassa o campo da reação (II). Com a dissolução da granada, seria esperado que houvesse a liberação do Y e seu particionamento em direção à monazita, porém esse enriquecimento não é observado em nenhuma das bordas das monazitas investigadas. Por isso, é interpretado que o Domínio II

corresponde a fases anatéticas, formadas na trajetória de resfriamento quase-isobário, após a descompressão e anteriormente à transposição da reação (II) (Figura 56a). Seus altos teores de Th sugerem uma importante correlação desta fase junto ao *melt*, o que corrobora a interpretação de uma origem anatética para esse domínio. Estas interpretações são também coerentes com aquelas propostas de Mahan *et al.* (2006) para a formação de monazitas com baixo-Y/alto-Th em granulito aluminoso do Escudo Canadense Oeste.

A maioria das idades obtidas no Domínio II das monazitas no migmatito metapelítico são condizentes com os registros geocronológicos em zircão e monazita atribuídos aos estágios de colisão continental (*ca.* 640-600 Ma) e exumação (*ca.* 615-590 Ma) da porção sul do Orógeno Brasília Meridional (*e.g.*, MORA; CAMPOS NETO; BASEI, 2014; MOTTA *et al.*, 2021; ROCHA *et al.*, 2017, 2018; TEDESCHI *et al.*, 2018).

Já o Domínio III não é tão representativo na amostra visto que foi só reconhecido em um único cristal de monazita (Mnz17-1), presente como constituinte da matriz, e apenas uma idade foi obtida dele (646 ± 22 Ma). No entanto, esta é condizente com as idades indicadas em outros trabalhos para o final do estágio de arco e início da colisão continental (CAMPOS NETO *et al.*, 2020). É provável que seu registro geocronológico corresponda ou ao pico metamórfico ou à trajetória de descompressão pré- pico uma vez que, nesse trajeto, é previsto um consumo mais significativo de granada, o que possivelmente permitiu a liberação do Y no sistema bem como sua seguinte assimilação pela monazita, antes da formação do Domínio II (Figura 56a). O conteúdo de Th no grão Mnz15 é homogêneo e relativamente alto, o que sugere também uma possível origem anatética a este domínio.

Nota-se, de acordo com a Figura 56a, que a sequência de cristalização de monazita interpretada para os grãos analisados no migmatito metapelítico, com base no caráter textural e na distribuição dos elementos traço, não coincidem de maneira conclusiva com a sequência de idades obtidas em cada domínio. Isso é ilustrado pela variação das idades no Domínio II que, em alguns casos, são equivalentes ou até mais antigas do que a obtida no Domínio III.

Por conta da imprecisão nas análises pontuais, que não permitem interpretações pormenorizadas a respeito do significado de cada idade isoladamente, é aqui proposto a adoção de uma idade representativa para cada domínio. Para o Domínio I, é considerada a idade de 638 ± 19 Ma como sua representativa visto que as demais idades obtidas nesse são mais incoerentes, pois são mais novas do que as indicadas pelas bordas dos respectivos grãos (formadas pelo Domínio II), e inconsistentes, pois apresentam erros muito elevados. Para o Domínio II, é adotado como resultado representativo a idade de 627 ± 6 Ma, que corresponde à média de

todas as idades referentes a este domínio (Figura 53b). Já para o Domínio III, é adotada como idade representativa aquela obtida em sua única análise, de 642 ± 22 Ma.

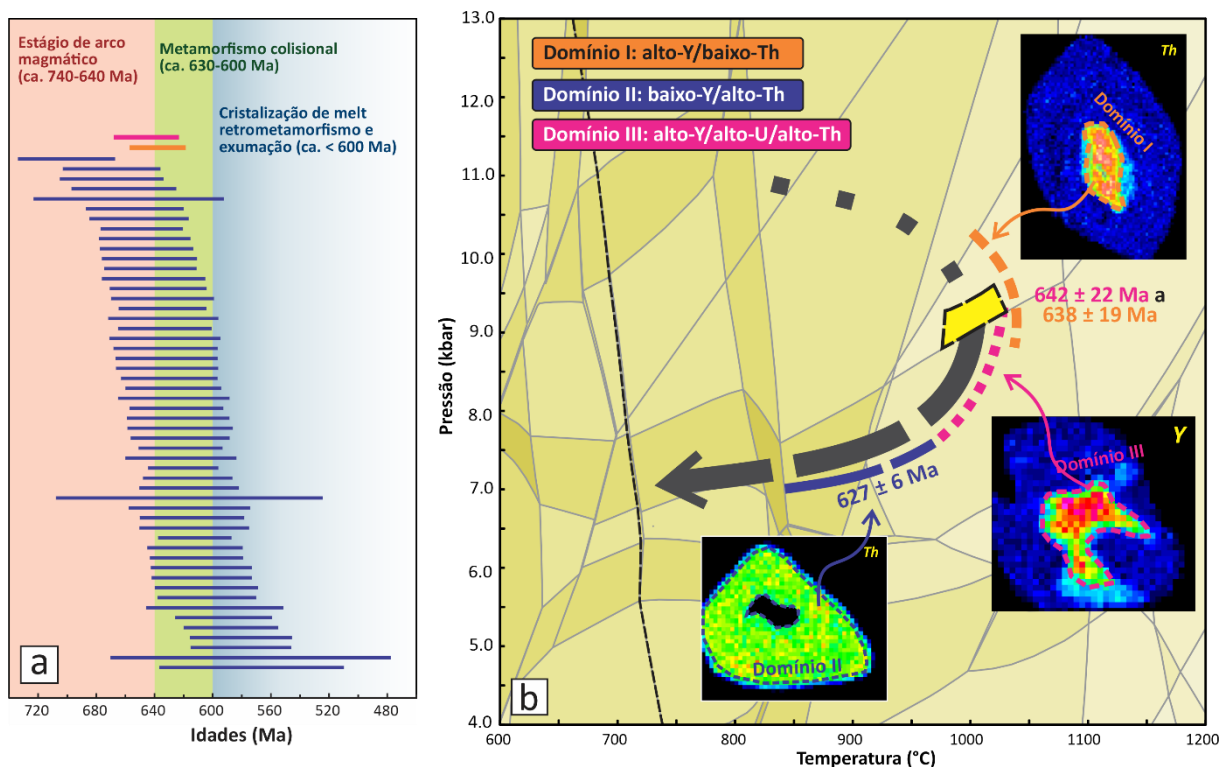


Figura 56 – Idades de monazitas integradas a história metamórfica (trajetória *P-T-t*) no migmatito metapelítico. **(a)** Diagrama de variação de todas as idades obtidas para o Domínio II (em azul) junto a projeção das idades representativas dos domínios I (em amarelo) e III (em rosa). **(b)** Trajetória *P-T-t* com a projeção do diagrama de equilíbrio de fases do migmatito metapelítico e isopletras de moda de granada. Campo destacado em amarelo corresponde ao pico do metamorfismo interpretado para estas amostras.

Portanto, com base nos dados aqui levantados, admite-se que o metamorfismo registrado nas amostras caracteriza uma trajetória *P-T-t* na qual o pico térmico ocorreu, possivelmente, junto a trajetória de leve descompressão, por volta de $ca. 646 \pm 22$ a 638 ± 19 Ma (Figura 56b). Esta foi posteriormente seguida por uma trajetória de resfriamento quase-isobárico, ainda em condições de fácies granulito (provavelmente, até aproximadamente 850°C), na qual foram cristalizadas as principais fases de monazita anatóticas (Domínio II), junto a cristalização de *melt*, em 627 ± 6 Ma (Figura 56b).

5.1.2 Implicações tectônicas na geração do metamorfismo de UHT na *nappe* Guaxupé

Harley (2016) propõe, com base em uma extensa revisão da literatura, a existência de dois tipos de eventos metamórficos capazes de gerar condições de temperatura ultra-alta: (i) os de longa duração, que perduram por *ca.* 30 a 100 Myr, e (ii) os de curta duração, que perduram

por até 10 Myr. Segundo o autor, os eventos de longa duração são os mais frequentes e normalmente associados à extensos orógenos quentes (*LHO: large hot orogens*) (Figura 57a), formados em ambientes colisionais continentais, nos quais ocorre profusa produção de calor advindo de elementos radioativos (U, Th e K), mobilizados a partir de processos de fusão parcial regional que condicionam a geração de magmas e a diferenciação da crosta continental (CLARK *et al.*, 2011). Já os eventos de curta duração são menos frequentes e normalmente associados a processos de adelgaçamento e extensão da litosfera continental, seguido por um volumoso magmatismo (*underplating*) e consequente sobreaquecimento do sistema em ambiente de *back-arc* ou de arco magmático sob regime de extensão, que é posteriormente acrescido junto a crosta continental durante um regime de orogênese (BROWN, 2006, 2007a).

O modelo de *LHO* é intimamente associado a processos de exumação do tipo *channel flow* ou escape lateral de *nappes* por fluxo dúctil em crosta heterogênea (BEAUMONT *et al.*, 2001, 2004; JAMIESON *et al.*, 2011) nos quais é interpretado a existência de um período inicial de “incubação” termal da crosta, na qual haveria o sobreaquecimento em profusão por calor radiogênico. Este período é seguido de um escape lateral de parte da crosta média por fluxo de material dúctil, parcialmente fundido, que promove a expansão lateral do orógeno e formação de um platô topográfico (JAMIESON; BEAUMONT, 2013). As rochas que são extrudidas lateralmente (ou até mesmo verticalmente) tendem a registrar trajetórias metamórficas do tipo descompressão quase-isotermal (*ITD: near-isothermal decompression*) enquanto que as rochas que permaneceram no núcleo do Orógeno até o final do estágio de colisão continental tendem a registrar trajetórias do tipo resfriamento quase-isobárico (*IBC: near-isobaric cooling*) (HARLEY, 2016).

Segundo Jamieson *et al.* (2011), *LHO* são formados em contextos tectônicos de alta velocidade de convergência e rápido espessamento crustal. Estes são caracterizados por gradientes geotérmicos típicos de evolução barroviana (Figura 57), com os quais o sobreaquecimento do sistema e fusão parcial das porções média e inferior da crosta são promovidos tardiamente. Já em contextos nos quais as velocidades de convergência e espessamento crustal são lentos e a taxa de sobreaquecimento é alta, o orógeno formado tende a ser relativamente pequeno (espessura ≤ 50 km) e caracterizado por gradiente geotérmico análogo aquele previsto para arcos magmáticos (*SHO: Small Hot Orogen*) (Figura 57). Neste caso, a fusão parcial da crosta ocorre precocemente, o que inibe a evolução vertical do orógeno mas promove abundantes intrusões plutônicas graníticas nas porções superiores da crosta bem como a formação de rochas de alto grau na crosta inferior.

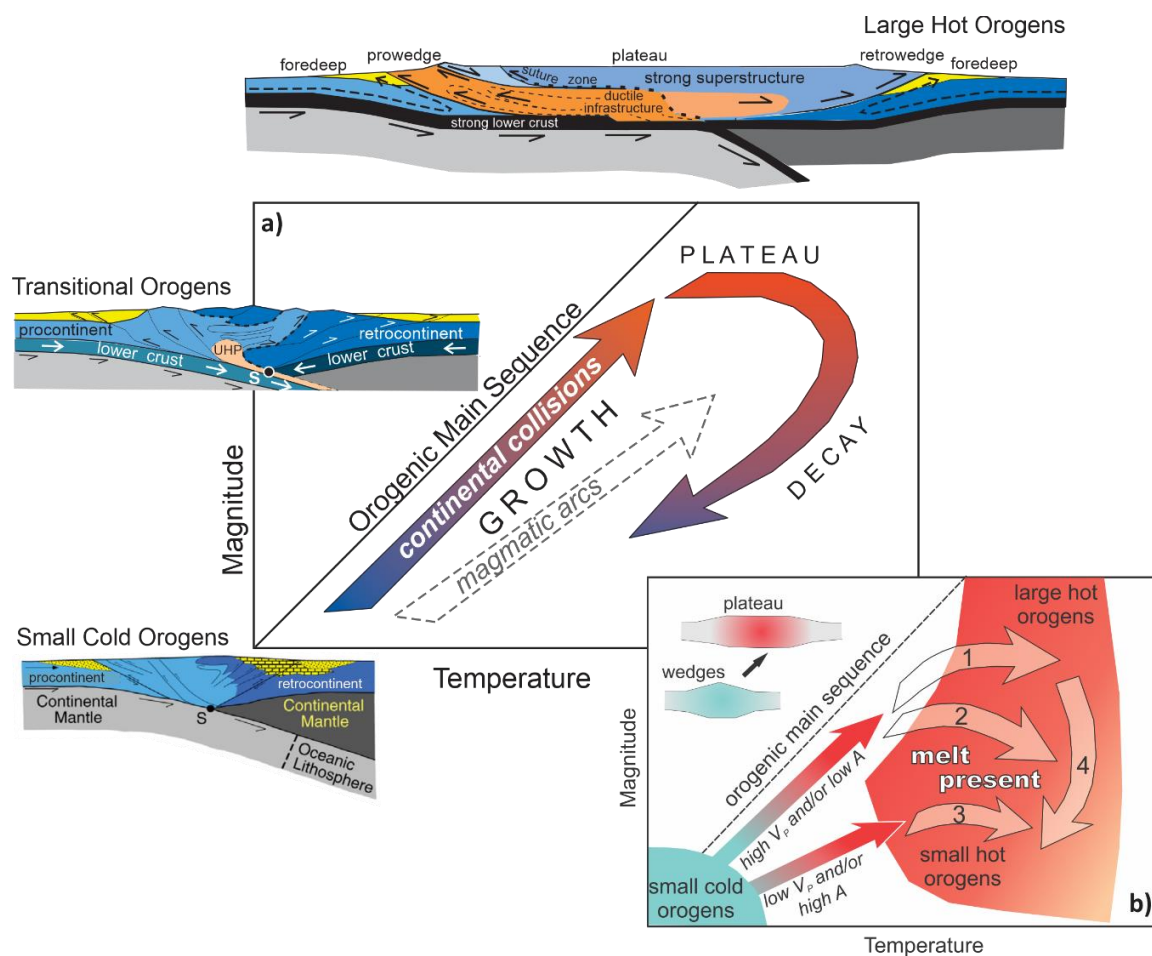


Figura 57 – (a) Modelos de orógenos colisionais em função da variação da temperatura (T) e da magnitude do tectonismo (M). Extraído de Beaumont *et al.* (2006) e Jamieson e Beaumont (2013). **(b)** Diagrama T-M com a projeção dos principais modelos de orógenos quentes e sua variação em função de parâmetros como presença de *melt*, velocidade de convergência (e consequente velocidade de espessamento crustal) (V_p) e produção de calor radioativo (A). Extraído de Jamieson *et al.* (2011).

Segundo Jamieson *et al.* (2011), a maioria dos orógenos no planeta são enquadrados dentro de modelos intermediários entre *LHO* e *SHO*.

A evolução metamórfica da área de estudo, definida a partir de evidências texturais e dados geotermobarométricos, descreve uma trajetória metamórfica *P-T-t* horária, dominada por um retrometamorfismo do tipo resfriamento quase-isobárico. Trajetórias semelhantes foram descritas para granulitos e migmatitos em diferentes níveis crustais da *nappe* Guaxupé (Figura 58; MOTTA *et al.*, 2021) bem como em outros domínios geotectônicos formados por rochas de alto grau no Orógeno Brasília, como os Complexos Barro Alto (MORAES; FUCK, 2000) e Anápolis-Itaçu (MORAES *et al.*, 2002).

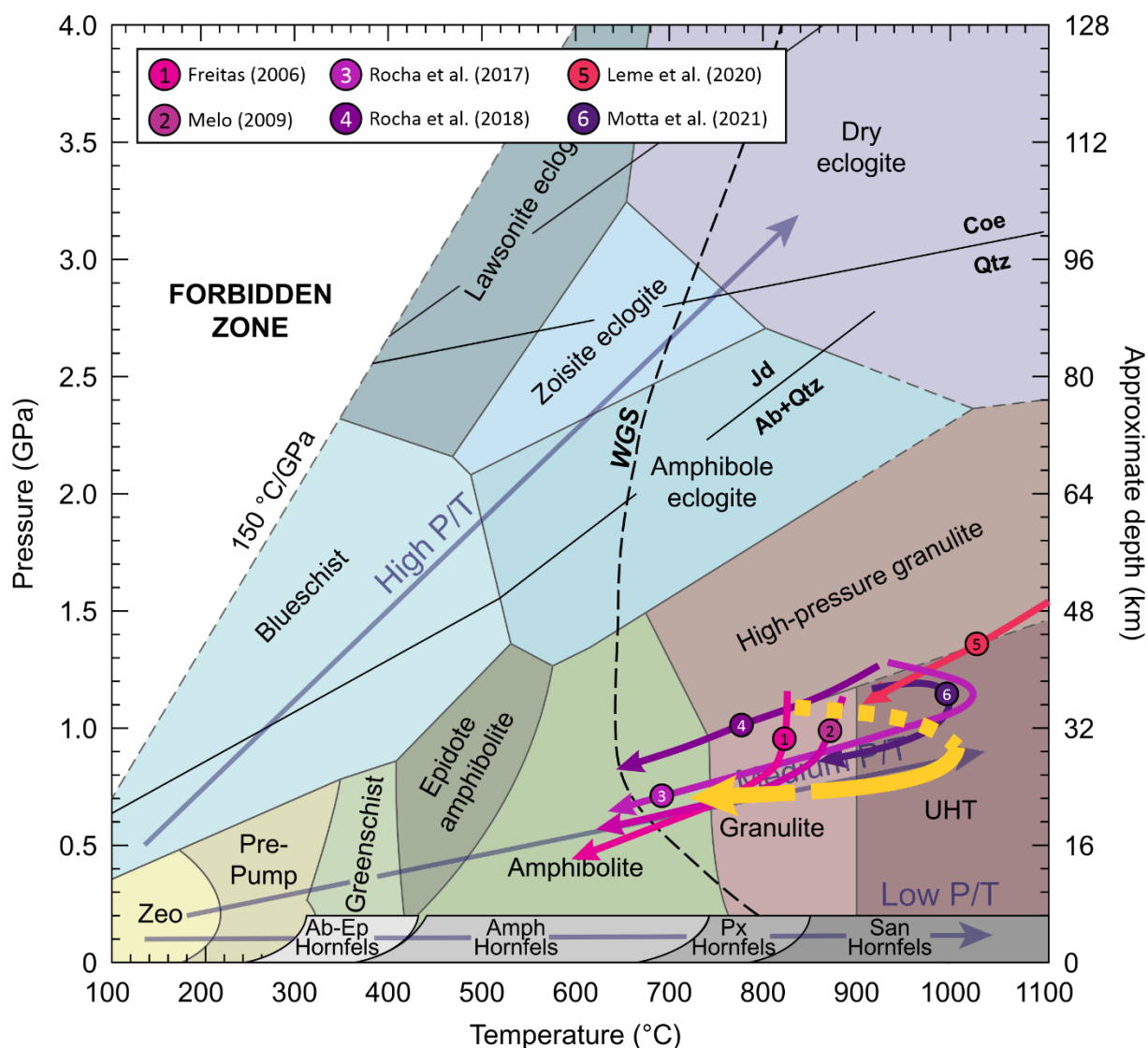


Figura 58 – Diagrama *P-T* com a projeção da trajetória metamórficas proposta para as rochas da área de estudo (trajetória laranja) junto a outras trajetórias inferidas para distintas regiões da *nappe* Guaxupé. Base do diagrama extraído de Palin e Dyck (2021).

Segundo Harley (1989), trajetórias de resfriamento quase-isobárico correspondem normalmente aos produtos finais de processos tectônicos e/ou magmáticos que condicionaram a produção e/ou retenção de anomalias térmicas na crosta. Esse regime é descrito em diversos orógenos quentes ao redor do mundo, sendo um deles o Complexo Arqueano Napier, na Antártica (HARLEY, 1998), que é apontado como um dos orógenos com a melhor documentação do *UHTM* no mundo e cujo modelo geodinâmico é interpretado como um *LHO*.

Tedeschi *et al.* (2018) argumentam, com base em estreitas correlações temporais entre as idades de zircões metamórficos e as idades de cristalização de protólitos magmáticos, que o *UHTM* na *nappe* Guaxupé teria se iniciado em um regime associado ao arco magmático na margem do paleocráton Paranapanema, entre *ca.* 660 e 640 Ma. No entanto, para alguns autores (BASEI *et al.*, 1995; HACKSPACHER *et al.*, 2004; JANASI, 2002; MORA; CAMPOS NETO;

BASEI, 2014) estas idades correspondem exclusivamente ao magmatismo de arco pré-colisão continental e que o metamorfismo principal na *nappe* teria se iniciado em *ca.* 630 Ma.

Os dados geocronológicos aqui apresentados não corroboram nem contradizem nenhuma das interpretações propostas até então visto que a variação relativamente ampla dos dados e de seus respectivos erros não permitem definir com precisão as idades de cada estágio metamórfico nas amostras. No entanto, as idades definidas para os domínios I e III das monazitas aqui estudadas sugerem que a descompressão do sistema e o pico metamórfico ocorreram próximos ao suposto momento de transição entre o final do regime de subducção/arco magmático e início do regime de colisão continental. Já os dados obtidos para o Domínio II, embora sejam muito esparsos, tendem a concordar com as idades atribuídas tanto ao ápice do estágio de edificação do orógeno quanto ao início da exumação da *nappe* Guaxupé, entre *ca.* 630 e 600 Ma.

A trajetória *P-T-t* proposta neste trabalho não se adequa, em um primeiro momento, ao modelo de exumação rápida proposto por Westin *et al.* (2021). Segundo estes autores, a *nappe* Socorro-Guaxupé teria atingido seu ápice metamórfico ($T \approx 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$) em aproximadamente 625 Ma e, posteriormente, resfriado até 400-250 $^{\circ}\text{C}$ em 590-580 Ma. Estes dados indicam um resfriamento de 600 a 750 $^{\circ}\text{C}$ em *ca.* 30 Myr, condicionado pela rápida exumação da *nappe*, a qual teria ocorrido anteriormente à exumação dos demais terrenos tectono-estratigráficos da porção sul do Orógeno Brasília Meridional. Neste modelo, seria esperado uma significativa descompressão após o ápice do metamorfismo, o que não é reconhecido com os dados levantados neste trabalho. No entanto, é possível que a exumação inferida por Westin *et al.* (2021) tenha ocorrido após a trajetória *P-T-t* de resfriamento, uma vez que os dados geocronológicos de monazita sugerem que esta ocorreu em *ca.* 627 ± 6 Ma (Figura 56b), anterior às idades propostas por Westin *et al.* (2021) para o final da exumação da *nappe*.

Neste sentido, os indícios de recristalização de quartzo no granulito félsico e no migmatito metapelítico, ocorrido sob condições de fácies anfibolito (Figura 54b-c; Figura 58), podem corresponder a produtos incipientes da deformação sucedida no início da exumação da *nappe*. Sendo assim, é possível que a rápida exumação da *nappe* Guaxupé tenha, de fato, ocorrido posteriormente ao resfriamento descrito neste trabalho. Esta interpretação é plausível pois (i) as principais fases de deformação na *nappe*, que são atribuídas ao estágio de exumação, estão também associadas a condições metamórficas de fácies anfibolito, e (ii) o calor que sobreaqueceu e metamorfeou regionalmente a *nappe* Guaxupé não afetou o pacote metassedimentar subjacente, sugerindo que sua exumação ocorreu já sob condições mais frias.

Dada esta situação, é interpretado que a trajetória de descompressão indicada neste trabalho não representa a exumação do Orógeno Brasília Meridional, mas sim o colapso

topográfico do orógeno e formação de um platô junto ao ápice do metamorfismo em condições *UHT*, tal como descrito pelo modelo de *LHO*.

Considerando as discussões apresentadas até então, o modelo de *LHO* parece ser adequado para explicar o metamorfismo de fácies granulito em temperaturas ultra-alta na *nappe* Guaxupé visto que sua trajetória metamórfica é semelhante à identificada em outros orógenos que são enquadrados neste mesmo modelo, tal como o Complexo Napier (HARLEY, 2016). No entanto, estes mesmos indícios geotermobarométricos apontam que o metamorfismo na *nappe* ocorreu sob gradiente geotérmico dT/dP intermediário, entre aquele previsto para uma evolução barroviana, característico do modelo *stricto sensu* de *LHO*, e aquele previsto para o regime de arco magmático, característico do modelo *stricto sensu* de *SHO* (Figura 57; Figura 58). Portanto, admite-se que o Orógeno Brasília Meridional é mais consistentemente enquadrado em um modelo intermediário entre o *LHO* e o *SHO*, assim como admitido para outros orógenos no planeta.

Com base nesse modelo, é proposto que a *nappe* Guaxupé represente o núcleo quente do Orógeno Brasília Meridional e que suas rochas teriam residido por um longo intervalo de tempo (≥ 30 Myr) nas porções média a inferior da crosta, sob condições de alta temperatura e baixa taxa de erosão (CLARK *et al.*, 2011). Sua exumação teria, no entanto, ocorrido posteriormente ao resfriamento inicial do sistema, em um modelo de escape lateral de *nappes* por fluxo dúctil em crosta heterogênea ou por *channel flow*.

Com base nos dados geocronológicos aqui levantados, pode-se assumir que o ápice do metamorfismo seja próximo a 630 Ma, como indicado por alguns autores. É possível que a colisão de um arco magmático quente tenha possibilitado o pré-aquecimento inicial do sistema colisional, mas é aqui admitido que o metamorfismo de temperatura ultra-alta só foi atingido com o estabelecimento de um platô orogênico durante a colisão continental, pré-exumação do sistema de *nappes* da porção sul do Orógeno Brasília.

5.1.2.1 Fonte de calor para o sobreaquecimento da *nappe* Guaxupé.

Os dados geotermobarométricos (Tabela 1) e as trajetórias metamórficas (Figura 58) obtidas em diferentes rochas dos diversos níveis crustais da *nappe* Guaxupé sugerem que seu aquecimento foi aproximadamente homogêneo, assim como apontado por Motta *et al.* (2021). No entanto, nota-se a existência de um gradiente bórico, tal como atestado por Zanardo *et al.* (2006), no qual as pressões mais elevadas, de aproximadamente 12,0 a 14,0 kb (*e.g.*, LEME; NAVARRO; ZANARDO, 2020; ROCHA *et al.*, 2018), ocorrem nas porções basais da *nappe*,

próximas ao seu limite setentrional, enquanto que, em direção ao topo estrutural (à NW) as pressões diminuem progressivamente, atingindo aproximadamente 7,0 a 9,0 kb na área de estudo (Figura 54). Estes dados sugerem (i) que o gradiente térmico não segue o gradiente bórico de forma equivalente e (ii) que a fonte de calor sobreaqueceu a *nappe* de maneira aproximadamente homogênea ao longo de toda a sua litoestratigrafia crustal.

Alguns autores sugerem um modelo no qual o sobreaquecimento ocorreu devido a intrusões máficas, possivelmente de origem mantélica, ou a uma proximidade do próprio manto astenosférico em relação à crosta inferior (JANASI *et al.*, 2009; MORA; CAMPOS NETO; BASEI, 2014; MORAES; MOTTA, 2021; WESTIN *et al.*, 2021). Considerando este modelo, seria esperado (i) que o gradiente térmico acompanhasse o gradiente bórico, com temperaturas na base significativamente mais elevadas do que nas porções crustais sobrejacentes, ou (ii) que houvesse uma presença significativa de intrusões máficas, provedoras do calor adicional, ao longo de toda a estratigrafia crustal da *nappe*. Entretanto, assim como também indicado por Tedeschi *et al.* (2018), nenhuma destas características são observadas neste contexto geológico.

Tendo em vista a ampla ocorrência de rochas migmatíticas em todos os segmentos da *nappe* Guaxupé, é aqui preferida a proposição de que o sobreaquecimento neste contexto teria sido promovido principalmente por profusa produção de calor radiogênico, advindo de material migmatítico remobilizado ao longo de toda a litoestratigrafia crustal, em um regime de longa residência crustal e baixa taxa de erosão (CLARK *et al.*, 2011; JAMIESON *et al.*, 1998). No entanto, é provável que outros fatores tenham contribuído de forma subordinada para o superaquecimento dessa porção do orógeno.

5.2 CONCLUSÕES

A investigação petrocronológica empreendida neste trabalho permitiu caracterizar o metamorfismo na porção centro-noroeste da *nappe* Guaxupé, registrado em rochas orto e paraderivadas da região nordeste do estado de São Paulo, mais precisamente das quadrículas São José do Rio Pardo e Caconde. De acordo com os dados e discussões apresentados nesse trabalho, é possível concluir que:

- As rochas da área de estudo foram submetidas a um metamorfismo de fácies granulito sob temperaturas ultra-alta (*G-UHTM*), tal como atestado em outras regiões da *nappe* Guaxupé. Esta é, no entanto, a primeira documentação detalhada deste tipo de metamorfismo na região nordeste do estado de São Paulo.

- As associações minerais e registros químicos nas amostras representativas dos granulitos máfico e félsico indicam que o metamorfismo de alto grau na área sucedeu sob pressão intermediária.
- As características texturais observadas no migmatito metapelítico indicam forte relação de desequilíbrio entre as fases. As feições indicativas desta relação sugerem que a gênese da associação mineral e das principais texturas na amostra foram controladas pela inversão da reação $Sil + Bt + Qz + Pl = Grt + Kfs + melt$, sob regime de resfriamento. Esta reação baliza a passagem do metamorfismo de fácies anfibolito para granulito em rochas pelíticas/semi-pelíticas.
- O metamorfismo registrado nas amostras investigadas é caracterizado por uma trajetória P - T horária, cujo trajeto mais bem registrado é o do retrometamorfismo. Este caracteriza uma leve descompressão junto ou logo após o pico metamórfico (aproximadamente 975-1030 °C e 9,0-9,5 kb) seguido de um pronunciado resfriamento quase-isobárico até condições de fácies anfibolito (aproximadamente 750 °C e 7,5-7,0 kb).
- As características texturais e químicas dos cristais de monazita no migmatito metapelítico sugerem que estas foram formadas predominantemente junto a trajetória retrometamórfica. Os domínios ricos em Y foram possivelmente formados próximos ao pico metamórfico, sob regime de descompressão, em *ca.* 642 ± 22 a 638 ± 19 Ma. Já os domínios pobres em Y e ricos em Th, que são majoritários na rocha, devem corresponder a fases anatéticas, formadas na trajetória de resfriamento quase-isobárico, em *ca.* 627 ± 6 Ma.
- As rochas da *nappe* Guaxupé foram possivelmente metamorfasadas no núcleo do Orógeno Brasília Meridional, sob um regime de colisão análogo aquele previsto pelo modelo de *Large Hot Orogen (LHO)*. No entanto, tendo em vista que o gradiente geotectônico dT/dP reconhecido na *nappe* é inferior àquele típico de evoluções barrobianas e superior àquele previsto para arcos magmáticos, pode-se supor que o Orógeno Brasília não se adequa ao modelo *stricto sensu* de *LHO*, sendo mais plausível considerá-lo como um tipo intermediário entre *LHO* e *Small Hot Orogen (SHO)*.
- O aquecimento da *nappe* Guaxupé se deu de forma aproximadamente homogênea ao longo de toda sua litoestratigrafia crustal. Os registros baricos, por outro lado, descrevem um gradiente caracterizado por pressões mais elevadas (aproximadamente 12,0 a 14,0 kb) nas porções basais, a norte, e pressões mais baixas (aproximadamente.

7,0 a 9,0 kb) em direção ao topo estrutural, a sudoeste. Estes indícios sugerem que o sobreaquecimento que produziu o metamorfismo de temperatura ultra-alta na *nappe* deve ter sido condicionado principalmente por calor radioativo advindo do decaimento de elementos radioativos (U, Th e K) em material migmatítico remobilizado ao longo de toda a litoestratigrafia crustal. Entretanto, outros fatores, como influência mantélica, também podem ter atuado de maneira subordinada.

REFERÊNCIAS

- ALEXANDRE, E. A. **Caracterização dos granulitos e migmatitos da região de Alfenas, MG**. 2013. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.
- ALKMIM, F. F. Geological Background: A Tectonic Panorama of Brazil. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (eds.) **Landscapes and Landforms of Brazil**: Springer, 2015. Cap. 2, p. 9-17.
- ALMEIDA, F. F. M. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, p. 285-296, 1968.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; HASUI, Y. O. Pré-Cambriano Superior da América do Sul. **Boletim do Instituto de Geociências, USP**, v. 7, n. 45, 1976.
- ARAÚJO FILHO, J. O. The Pirineus Syntaxis: an Example of the Intersection of Two Brasiliano Fold-Thrust Belts in Central Brazil and Its Implications for the Tectonic Evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 144–148, 2000.
- ARTUR, A. C. **Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul de Minas gerais e regiões adjacentes do estado de São Paulo**. 1988. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.
- ARTUR, A. C.; WERNICK, E. **Terrenos policíclicos e estagios de evolução crustal**. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Rio de Janeiro: SBG, 1984
- BALDWIN, J. A. et al. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis – Itauçu Complex, central Brazil. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 23, p. 511–531, 2005.
- BARTOLI, O. Phase equilibria modelling of residual migmatites and granulites: An evaluation of the melt-reintegration approach. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 35, n. 8, p. 919–942, 2017.
- BASEI, M. A. S. et al. A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 67, n. 2, p. 221–237, 1995.
- BAXTER, E. F.; CADDICK, M. J.; DRAGOVIC, B. Garnet: a rock-forming mineral petrochronometer. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, n. 1, p. 469–533, 2017.
- BEAUMONT, C. et al. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. **Nature**, v. 414, n. 6865, p. 738–742, 2001.
- BEAUMONT, C. et al. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 109, n. 6, p. 1–29, 2004.
- BEAUMONT, C. et al. Crustal flow modes in large hot orogens. **Geological Society Special Publication**, v. 268, p. 91–145, 2006.
- BOHLEN, S. R. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. **Journal of Geology**, v. 95, n. 5, p. 617–632, 1987.
- BOHLEN, S. R. On the formation of granulites. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 9, n. 3, p. 223–229, 1991.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. DA C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 155–166, 1999.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1–2, p. 23–40, 1991.

- BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano collage in South America: A review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 3, p. 493–518, 2014.
- BROWN, M. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. **Journal of Earth System Science**, v. 110, n. 4, p. 313–336, 2001.
- BROWN, M. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristics of plate tectonics since the Neoproterozoic. **Geology**, v. 34, n. 11, p. 961–964, 2006.
- BROWN, M. Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change. **International Geology Review**, v. 49, n. 3, p. 193–234, 2007a.
- BROWN, M. Metamorphism, Plate Tectonics, and the Supercontinent Cycle. **Earth Science Frontiers**, v. 14, n. 1, p. 1–18, 2007b.
- BROWN, M. Paired metamorphic belts revisited. **Gondwana Research**, v. 18, n. 1, p. 46–59, 2010.
- BROWN, M. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. **Geoscience Frontiers**, v. 5, n. 4, p. 553–569, 2014.
- BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. 8th. ed. Heidelberg: Springer Science & Business Media, 2011.
- CADDICK, M. J.; KONOPÁSEK, J.; THOMPSON, A. B. Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism. **Journal of Petrology**, v. 51, n. 11, p. 2327–2347, 2010.
- CAMPOS NETO, M. da C. et al. **A nappe de cavalgamento Socorro (SP-MG)**. XXIII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Rio de Janeiro: SBG, 1984
- CAMPOS NETO, M. da C. et al. The São José do Rio Pardo mangeritic-granitic suite, southeastern Brazil. **Geochimica Brasiliensis**, v. 2, n. February 2016, p. 185–189, 1988.
- CAMPOS NETO, M. da C. **A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande – Ensaio de Evolução Tectônica**. 1991. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- CAMPOS NETO, M. da C. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano- Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U. G. et al. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. 1st. ed. Rio de Janeiro: p. 335–363, 2000.
- CAMPOS NETO, M. da C. et al. Migração de Orogêneses e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. **Geologia USP. Série Científica**, v. 4, n. 1, p. 13–40, 2004.
- CAMPOS NETO, M. da C. et al. 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.
- CAMPOS NETO, M. da C. O Orogênio Brasília Meridional. In: BARTORELLI et al. (Eds.) **Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani**. 1st Ed. São Paulo: Solaris Edições Culturais, 2020, Cap. 8, p. 146–179.
- CAMPOS NETO, M. da 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. da 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. da C.; FIGUEIREDO, M. C. H. Geologia das folhas São José do Rio Pardo e Guaranésia (porção paulista) em 1: 50.000. **Relatório IG-USP - Pró-Minério**, São Paulo, 123p, 1985.

- CAMPOS NETO, M. da C.; FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 2, p. 143–162, 1995.
- CAMPOS NETO, M. da C.; JANASI, V. de A.; CABY, R. Ocorrência de granulitos empobrecidos nas porções basais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. **Boletim IG-USP. Publicação Especial**, n. 18, p. 11-13, 1996.
- CAVALCANTE, J. C. et al. Projeto Sapucaí: relatório final. 1979.
- CHERNIAK, D. J.; MANCHESTER, J.; WATSON, E. B. Zr and Hf diffusion in rutile. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 261, n. 1–2, p. 267–279, 2007.
- CHERNIAK, D. J.; WATSON, E. B.; WARK, D. A. Ti diffusion in quartz. **Chemical Geology**, v. 236, n. 1–2, p. 65–74, 2007.
- CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E. D. R.; GOMES, E. P. **The reaction olivine + plagioclase = orthopyroxene + clinopyroxene + spinel in metagabbro from Guaxupé and its bearing on P-T conditions of granulite facies metamorphism**. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia. Anais...Natal: SBG, 1990
- CIOFFI, C. R. et al. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. **Precambrian Research**, v. 275, p. 176–196, 2016a.
- CIOFFI, C. R. et al. Tectonic significance of the Meso- to Neoproterozoic complexes in the basement of the southern Brasília Orogen. **Precambrian Research**, v. 287, p. 91–107, 2016b.
- CIOFFI, C. R. et al. Titanite petrochronology of the southern Brasília Orogen basement: Effects of retrograde net-transfer reactions on titanite trace element compositions. **Lithos**, v. 344–345, p. 393–408, 2019.
- CLARK, C. et al. How does the continental crust get really hot? **Elements**, v. 7, n. 4, p. 235–240, 2011.
- CLARK, C. et al. Testing the fidelity of thermometers at ultrahigh temperatures. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 37, n. 7, p. 917–934, 2019.
- COELHO, M. B. et al. 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.
- CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B.; D'AGRELLA-FILHO, M. S. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 275–283, 2003.
- COSTA, F. M. et al. Zircon petrochronology reveals the moderately juvenile signature of a diatexite from the boundary zone between the Brasília and Ribeira orogens (SE Brazil): Relict of a Tonian arc? **Journal of South American Earth Sciences**, v. 116, p. 103767, 2022.
- DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U. G. et al. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. 1st. ed. Rio de Janeiro: 31º Congresso Geológico Internacional, 2000. p. 231–263.
- DE ANDRADE, V. et al. Quantification of electron microprobe compositional maps of rock thin sections: An optimized method and examples. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 24, n. 7, p. 655–668, 2006.
- DE CAPITANI, C.; BROWN, T. H. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 51, p. 2639–2652, 1987.
- DE CAPITANI, C.; PETRAKAKIS, K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. **American Mineralogist**, v. 95, n. 7, p. 1006–1016, 2010.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **An Introduction to the Rock-Forming Minerals**. 3rd.

- ed. London: The Mineralogical Society, 2013.
- DEL LAMA, E. A. et al. Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, southeastern Brazil. **Geological Journal**, v. 35, n. 3–4, p. 231–249, 2000.
- DEL LAMA, E. A.; OLIVEIRA, M. A. F.; ZANARDO, A. Geochemistry of the Guaxupé granulites, Minas Gerais, Brazil. **Gondwana Research**, v. 1, n. 3–4, p. 357–365, 1998.
- DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F. **Estimativas P-T nos granada granulitos de Guaxupé**. V Simpósio de Geologia do Sudoeste. **Anais...Itatiaia: SBG/ABGE**, 1997
- DUESTERHOEFT, E.; LANARI, P. Iterative thermodynamic modelling—Part 1: A theoretical scoring technique and a computer program (Bingo-Antidote). **Journal of Metamorphic Geology**, v. 38, n. 5, p. 527–551, 2020.
- EBERT, H. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, p. 215-229, 1968.
- EBERT, H.; GONÇALVES, N. M. Estudos recentes sobre rochas charnockíticas. **XXII Congresso Brasileiro de Geologia**. P 113. 1968.
- EBERT, H. D. **Arcabouço tectônico da região de interseção entre os cinturões Ribeira e Brasília: integração de dados geológicos, estruturais, geofísicos, geocronológicos e fisio- gráficos através de geoprocessamento e modelagem 3D**. 2005. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.
- EBERT, H. D.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, v. 3, p. 139-141, 1991.
- EBERT, H. D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. **Geological Society Special Publication**, p. 231–252, 1998.
- ENGI, M. Petrochronology Based on REE-Minerals: Monazite, Allanite, Xenotime, Apatite. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, n. 1, p. 365–418, 2017.
- ENGI, M.; LANARI, P.; KOHN, M. J. Significant Ages - An Introduction to Petrochronology. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, p. 1–12, 2017.
- ENGLAND, P. C.; THOMPSON, A. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. **Geological Society Special Publication**, n. 19, p. 83–94, 1986.
- ENGLAND, P. C.; THOMPSON, A. B. Pressure - temperature - time paths of regional metamorphism I. heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 4, p. 894–928, 1984.
- EWING, T. A.; HERMANN, J.; RUBATTO, D. The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 165, n. 4, p. 757–779, 2013.
- FALEIROS, F. M. et al. A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening-angle deformation thermometer. **Tectonophysics**, v. 671, p. 173–182, 2016.
- FIORI, A. P.; WERNICK, E.; BETTENCOURT, J. S. **Evolução policíclica na região nordeste do estado de São Paulo e áreas vizinhas do estado de Minas Gerais**. XXX Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...Recife: SBG**, 1978
- FITZSIMONS, I. C. W. Metapelitic migmatites from Brattstrand Bluffs, east Antarctica — Metamorphism, melting and exhumation of the Mid Crust. **Journal of Petrology**, v. 37, n. 2, p. 395–414, 1996.
- FREITAS, F. C. **Evolução metamórfica dos terrenos granulíticos de Socorro e Caconde (SP) e Cambuí (MG)**. 2006. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo,

São Paulo, 2006.

- FUCK, R. A. **A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins.pdf**. IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. **Anais...**Brasília: SBG, 1994
- FUCK, R. A. et al. The Northern Brasília Belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Eds.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. 1st. ed. Heidelberg: Springer Science & Business Media, 2017. p. 205–220.
- FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'EL-REY SILVA, L. J. H. **Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins**. 38º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Balneário Camboriú: SBG, 1994
- FUMES, R. A. et al. Metamorphic modeling and petrochronology of metapelitic rocks from the Luminárias Nappe, southern Brasília belt (SE Brazil). **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 2, 2019.
- FUMES, R. A. et al. 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**, n. April 2020, p. 1–36, 2021.
- GARCIA, M. da G. M. **Associações metamórficas de alta pressão: Nappes neoproterozoicas a sul do Craton São Francisco**. 2001. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- GARCIA, M. G. M.; CAMPOS NETO, M. DA C. Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision-related Nappes south of São Francisco Craton, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 8, p. 853–870, 2003.
- GHENT, E. D.; STOUT, M. Z. TiO₂ activity in metamorphosed pelitic and basic rocks: principles and applications to metamorphism in southeastern Canadian Cordillera. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 86, n. 3, p. 248–255, 1984.
- GODET, A. et al. Lu–Hf garnet dating and the timing of collisions: Palaeoproterozoic accretionary tectonics revealed in the Southeastern Churchill Province, Trans-Hudson Orogen, Canada. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 20, p. 1–30, 2021.
- GOMES, C. B.; COUTINHO, J. M. V.; OLIVEIRA, A. B. Pargasita em dolomitos metamórficos no município de Tapiratiba, SP. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 38, p. 1-46, 1966.
- GREEN, E. C. R. et al. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 34, n. 9, p. 845–869, 2016.
- GRUJIC, D.; STIPP, M.; WOODEN, J. L. Thermometry of quartz mylonites: Importance of dynamic recrystallization on Ti-in-quartz reequilibration. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 12, n. 6, p. 1–19, 2011.
- GUEVARA, V. E.; CADDICK, M. J. Shooting at a moving target: Phase equilibria modelling of high-temperature metamorphism. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 34, n. 3, p. 209–235, 2016.
- HACKER, B. R.; KYLANDER-CLARK, A. R. C.; HOLDER, R. REE partitioning between monazite and garnet: Implications for petrochronology. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 37, n. 2, p. 227–237, 2019.
- HACKSPACHER, P.; FETTER, A.; TEIXEIRA, W.; DANTAS, E.; EBERT, H.; TROUW, R.; VASCONCELOS, P. 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U-Pb and 40Ar/39Ar evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt Tectonics. In: (eds.) WEINBERG, R. et al. **The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America**, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 17, Paper 2.
- HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1982, Salvador. **Anais [...]**. Salvador: SBG, 1982. v. 1, p. 374-385.

- HARLEY, S. L. The origins of granulites: A metamorphic perspective. **Geological Magazine**, v. 126, n. 3, p. 215–247, 1989.
- HARLEY, S. L. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. **Geological Society Special Publication**, v. 138, p. 81–107, 1998.
- HARLEY, S. L. Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 26, n. 2, p. 125–154, 2008.
- HARLEY, S. L. A matter of time: The importance of the duration of UHT metamorphism. **Journal of Mineralogical and Petrological Sciences**, v. 111, n. 2, p. 50–72, 2016.
- HASUI, Y. Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. In: **Jornada sobre a carta geológica do estado de São Paulo**, 1983.
- HASUI, Y. A grande colisão Pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141–169, 2010.
- HASUI, Y.; FONSECA, M. J. G.; RAMALHO, R. A parte central da região de dobramentos sudoeste e o maciço mediano de Guaxupé. In: SHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G. R. ASMUS, H. E. (coord.) **Geologia do Brasil**, Brasília: DNPM, 1984. Cap. 7, p. 307–330.
- HASUI, Y. et al. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.
- HASUI, Y.; OLIVEIRA, M. A. F. Província Mantiqueira–Setor Central. **O Pré-Cambriano do Brasil, São Paulo, Edgard Blücher**, p. 308–344, 1984.
- HENRY, D. J.; GUIDOTTI, C. V.; THOMSON, J. A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. **American Mineralogist**, v. 90, n. 2–3, p. 316–328, 2005.
- HOLLAND, T. J. B.; GREEN, E. C. R.; POWELL, R. A thermodynamic model for feldspars in KAlSi_3O_8 – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ for mineral equilibrium calculations. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 40, n. 4, p. 587–600, 2022.
- HOLLAND, T. J. B.; POWELL, R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 29, n. 3, p. 333–383, 2011.
- HOLNESS, M. B.; CESARE, B.; SAWYER, E. W. Melted rocks under the microscope: Microstructures and their interpretation. **Elements**, v. 7, n. 4, p. 247–252, 2011.
- HOLNESS, M. B.; SAWYER, E. W. On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. **Journal of Petrology**, v. 49, n. 7, p. 1343–1363, 2008.
- HUANG, G. et al. Challenges in constraining the P–T conditions of mafic granulites: An example from the northern Trans-North China Orogen. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 36, n. 6, p. 739–768, 2018.
- INDARES, A.; WHITE, R. W.; POWELL, R. Phase equilibria modelling of kyanite-bearing anatectic paragneisses from the central Grenville Province. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 26, p. 815–836, 2008.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT). Mapa geológico do Estado de São Paulo: escala 1: 500.000. São Paulo. Monografia, v. 6. 1981.
- IYER, S. S. et al. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrain, southeastern Brazil. **Precambrian Research**, v. 77, n. 1–2, p. 23–40, 1996.
- JAMIESON, R. A. et al. Barrovian regional metamorphism: where’s the heat? **Geological Society Special Publication**, v. 138, p. 23–51, 1998.
- JAMIESON, R. A. et al. Crustal melting and the flow of mountains. **Elements**, v. 7, n. 4, p. 253–260, 2011.

- JAMIESON, R. A.; BEAUMONT, C. On the origin of orogens. **Geological Society of America Bulletin**, v. 125, n. 11/12, p. 1671–1702, 2013.
- JANASI, V. de A. Crustal Anatexis and Granite Genesis in the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, Southeastern Brazil: Some Constraints From Elemental Geochemistry. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 139–150, 1997.
- JANASI, V. de A. **Petrogênese de granitos crustais na Nappe de empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): Uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica**. 1999. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- JANASI, V. de A. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: Implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. **Precambrian Research**, v. 119, n. 1–4, p. 301–327, 2002.
- JANASI, V. de A. et al. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: Petrological and tectonic significance. **The Canadian Mineralogist**, v. 47, p. 1505–1526, 2009.
- JOHNSON, T. E. et al. Prograde and retrograde growth of monazite in migmatites: An example from the Nagercoil Block, southern India. **Geoscience Frontiers**, v. 6, n. 3, p. 373–387, 2015.
- JULIANI, C.; SCHORSCHER, H. D.; BELJAVSKIS, P. **Geologia e evolução geológica do Complexo Varginha na região de Caconde - SP**. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984.
- KEAREY, P.; KLEPEIS, K. A.; VINE, F. J. **Global tectonics**. 3rd. ed. West Sussex: Wiley-Blackwell, 2008.
- KELSEY, D. E. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism. **Gondwana Research**, v. 13, n. 1, p. 1–29, 2008.
- KELSEY, D. E.; HAND, M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. **Geoscience Frontiers**, v. 6, n. 3, p. 311–356, 2015.
- KENDRICK, J.; INDARES, A. The Ti record of quartz in anatectic aluminous granulites. **Journal of Petrology**, v. 59, n. 8, p. 1493–1516, 2018.
- KOHN, M. J. Titanite petrochronology. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, n. 1, p. 419–441, 2017.
- KOHN, M. J. A refined zirconium-in-rutile thermometer. **American Mineralogist**, v. 105, n. June, p. 963–971, 2020.
- KOHN, M. J.; SPEAR, F. S. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. **Geology**, v. 28, n. 12, p. 1127–1130, 2000.
- KORCHINSKI, M. et al. Variation of Ti-in-quartz in gneiss domes exposing the world's youngest ultrahigh-pressure rocks, D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 13, n. 1, 2012.
- KORHONEN, F. J. et al. Taking the temperature of Earth's hottest crust. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 408, p. 341–354, 2014.
- KRÖNER, A.; CORDANI, U. G. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: Evidence from field relationships and geochronology. **Tectonophysics**, v. 375, n. 1–4, p. 325–352, 2003.
- LANARI, P. et al. XMapTools: A MATLAB©-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. **Computers and Geosciences**, v. 62, p. 227–240, 2014.
- LANARI, P. et al. Quantitative compositional mapping of mineral phases by electron probe micro-analyser. **Geological Society Special Publication**, v. 478, n. 1, p. 39–63, 2019.

- LANARI, P.; DUESTERHOEFT, E. Modeling metamorphic rocks using equilibrium thermodynamics and internally consistent databases: Past achievements, problems and perspectives. **Journal of Petrology**, v. 60, n. 1, p. 19–56, 2019.
- LANARI, P.; ENGI, M. Local Bulk Composition Effects on Metamorphic Mineral Assemblages. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, p. 55–102, 2017.
- LASALLE, S.; INDARES, A. Anatectic record and contrasting P – T paths of aluminous gneisses from the central Grenville Province. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 32, p. 627–646, 2014.
- LAURENT, A. T. et al. Decoding a protracted zircon geochronological record in ultrahigh temperature granulite, and persistence of partial melting in the crust, Rogaland, Norway. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 173, n. 4, p. 1–25, 2018.
- LEAKE, B. E. et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. **The Canadian Mineralogist**, v. 35, p. 219–246, 1997.
- LEAKE, B. E. et al. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. **The Canadian Mineralogist**, v. 89, p. 883–887, 2004.
- LEI, H.; XU, H. A Review of Ultrahigh Temperature Metamorphism. **Journal of Earth Science**, v. 29, n. 5, p. 1167–1180, 2018.
- LEME, T. G.; NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A. Ultra-high temperature metamorphism in the Guaxupé Complex: a lower crust segment. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 4, p. 19, 2020.
- LIAO, Y.; WEI, C. Ultrahigh-temperature mafic granulite in the Huai'an Complex, North China Craton: Evidence from phase equilibria modelling and amphibole thermometers. **Gondwana Research**, v. 76, p. 62–76, 2019.
- LIAO, Y.; WEI, C.; REHMAN, H. U. Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. **American Mineralogist**, v. 106, n. 2, p. 180–191, 2021.
- LOCOCK, A. J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. **Computers and Geosciences**, v. 62, p. 1–11, 2014.
- LUVIZOTTO, G. L. et al. 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. L.; ZACK, T. Nb and Zr behavior in rutile during high-grade metamorphism and retrogression: An example from the Ivrea-Verbano Zone. **Chemical Geology**, v. 261, n. 3–4, p. 303–317, 2009.
- MAHAN, K. H. et al. Dating metamorphic reactions and fluid flow: Application to exhumation of high-P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 24, n. 3, p. 193–217, 2006.
- MARIMON, R. S. et al. Provenance of passive-margin and syn-collisional units: Implications for the geodynamic evolution of the Southern Brasília Orogen, West Gondwana. **Sedimentary Geology**, v. 413, p. 105823, 2021.
- MARIMON, R. S.; TROUW, R. A. J.; DANTAS, E. L. Significance of age periodicity in the continental crust record: The São Francisco Craton and adjacent Neoproterozoic orogens as a case study. **Gondwana Research**, v. 86, p. 144–163, 2020.
- MARTINEZ, R. B. **Avaliação de métodos para cálculo e inferência de condições P-T em rochas das fácies granulito: investigação das rochas das Nappes Três Pontas-Varginhas e Socorro-Guaxupé**. 2015. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.
- MEINHOLD, G. Rutile and its applications in earth sciences. **Earth-Science Reviews**, v. 102, n. 1–2, p. 1–28, 2010.

- MELO, R. **Evolução metamórfica (P-T-t) de granulitos e migmatitos do Complexo Guaxupé na região de São João da Boa Vista**. 2009. (Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.
- MELO, R. P.; OLIVEIRA, M. A. F. Geologia e litogeoquímica de migmatitos, charnockitos e granulitos do Complexo Guaxupé na região de São João da Boa Vista (SP). **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 253–272, 2013.
- MORA, C. A. S. **Idades e cinemática do processo de anatexia de crosta continental profunda no domínio norte da Nappe Socorro-Guaxupé, Orógeno Brasília Meridional**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.
- MORA, C. A.; CAMPOS NETO, M. DA C.; BASEI, M. A. S. Syn-collisional lower continental crust anatexis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília Orogen, Brazil: Constraints from zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf signatures and whole-rock geochemistry. **Precambrian Research**, v. 255, p. 847–864, 2014.
- MORAES, R. et al. Characterization and P-T Evolution of Melt-bearing Ultrahigh-temperature Granulites: an Example from the Anapolis-Itaucu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. **Journal of Petrology**, v. 43, n. 9, p. 1673–1705, 2002.
- MORAES, R. et al. Applications and limitations of thermobarometry in migmatites and granulites using as an example rocks of the araçuai orogen in southern bahia, including a discussion on the tectonic meaning of the current results. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 4, p. 517–539, 2015.
- MORAES, R.; FUCK, R. A. Ultra-high-temperature metamorphism in Central Brazil: The Barro Alto complex. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 18, n. 4, p. 345–358, 2000.
- MORAES, R.; MOTTA, R. G. **Is there any correlation between granulites of the Southern Brasília Orogen?** 50º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...Brasília: SBG**, 2021.
- MORALES, N. **Evolução lito-estrutural das rochas pré-cambrianas da região de São João da Boa Vista**. 1988. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.
- MORALES, N. **Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental**. 1993. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1993.
- MORALES, N. et al. **Geologia da porção noroeste da folha Caconde-SP**. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...São Paulo: SBG**, 1992.
- MORALES, N.; OLIVEIRA, M. A. F.; ZANARDO, A. **Gnaiss de alto grau e migmatitos da porção sudoeste do Complexo Varginha, Nordeste do estado de São Paulo**. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...Belém: SBG**, 1988.
- MORIMOTO, N. Nomenclature of pyroxenes. **American Mineralogist**, v. 73, p. 1123–1133, 1988.
- MOTTA, R. G. **Formação, transformação e evolução da crosta continental inferior: investigando o Orógeno Brasília Meridional**. 2018. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.
- MOTTA, R. G. et al. Recovering P-T-t paths from ultra-high temperature (UHT) felsic orthogneiss : An example from the Southern Brasília Orogen , Brazil. **Precambrian Research**, v. 359, p. 106222, 2021.
- MOTTA, R. G.; MORAES, R. Pseudo- and real-inverted metamorphism caused by the superposition and extrusion of a stack of nappes: a case study of the Southern Brasília Orogen, Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, v. 106, n. 7, p. 2407–2427, 2017.
- NACHLAS, W. O.; HIRTH, G. Experimental constraints on the role of dynamic recrystallization on resetting the Ti-in-quartz thermobarometer. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v.

- 120, p. 8120–8137, 2015.
- NASCIMENTO, M. B. **Evolução metamórfica P-T-t da porção norte do Complexo Guaxupé na região de Arceburgo-Santa Cruz da Prata, MG.** 2010. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2010.
- NASCIMENTO, M. B.; OLIVEIRA, M. A. F. Geotermobarometria de Granulitos Associados à Supracrustais na Porção Norte do Complexo Guaxupé - Região de Arceburgo - Santa Cruz do Prata, MG. **Geociências**, v. 31, n. 2, p. 207–228, 2012.
- OLIVEIRA, M. A. F. Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, p. 257–278, 1973.
- OLIVEIRA, M. A. F. **Considerações sobre a evolução geológica do Complexo Varginha.** XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Rio de Janeiro: SBG, 1984
- OLIVEIRA, M. A. F. et al. Novos dados geocronológicos para rochas charnokíticas da associação Guaxupé, Complexo Varginha. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 3, p. 301–305, 1986.
- OLIVEIRA, M. A. F. et al. Archean and paleoproterozoic crust generation events, Amparo complex and Serra Negra orthogneiss in southern Brasília Orogen, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 90, p. 137–154, 2019.
- OLIVEIRA, M. A. F.; ALVES, F. R. **Geologia e petrografia da região de Caconde, SP.** XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Porto Alegre: SBG, 1974
- OLIVEIRA, M. A. F.; ALVES, F. R. Wollastonita em associações cálcicas de fácies granulito, Caconde, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, n. 1, p. 43–52, 1976.
- OLIVEIRA, M. A. F.; ALVES, F. R.; KIHARA, Y. Mafic granulites and amphibolites of the São José do Rio Pardo - Caconde high grade terrain. **Geochimica Brasiliensis**, v. 7, n. 2, p. 89–100, 1993.
- OLIVEIRA, M. A. F.; ARAB, P. B.; MELO, R. P. **Termobarometria de granulitos cálcio-silicáticos do domínio guaxupé, na porção sul da Faixa Brasília.** 44º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Curitiba: SBG, 2008
- OLIVEIRA, M. A. F.; HYPOLITO, R. **Rocha calcio-silicáticas da região de São José do Rio Pardo - SP.** XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Aracaju: SBG, 1973
- OLIVEIRA, M. A. F.; HYPOLITO, R. Ortopiroxênio e clinopiroxênio coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 8, p. 249–261, 1978.
- OLIVEIRA, M. A. F.; RUBERTI, E. Granada-cordierita gnaisses do complexo granulítico-migmatítico de São José do Rio Pardo, Caconde, SP - indicações sobre pressão e temperatura de formação. **Boletim Mineralógico**, n. 6, p. 15–29, 1979.
- OLIVEIRA, M. A. F. et al. Geologia da porção paulista da quadricula das quadriculas de Caconde e Guaxupé. In: 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50 000. **Pró-minério**, São Paulo, p. 171-191, 1983.
- OTTEN, M. T. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 86, n. 2, p. 189–199, 1984.
- PAPE, J.; MEZGER, K.; ROBYR, M. A systematic evaluation of the Zr-in-rutile thermometer in ultra-high temperature (UHT) rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 171, n. 5, p. 1–20, 2016.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics.** 2nd. ed. Heidelberg: Springer Science & Business Media, 2005. v. 275
- PATTISON, D. R. M. et al. Temperatures of Granulite-facies Metamorphism: Constraints from Experimental Phase Equilibria and Thermobarometry Corrected for Retrograde Exchange. **Journal of Petrology**, v. 44, n. 5, p. 867–900, 2003.

- PATTISON, D. R. M. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase $\pm$ quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 21, n. 1, p. 21–34, 2003.
- PIMENTEL, M. M. et al. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 4, p. 345–357, 2011.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v. 20, n. April, p. 375–379, 1992.
- PINHEIRO, M. A. P.; GUICE, G. L.; MAGALHÃES, J. R. Archean–Ediacaran evolution of the Campos Gerais Domain — A reworked margin of the São Francisco paleocontinent (SE Brazil): Constraints from metamafic–ultramafic rocks. **Geoscience Frontiers**, v. 13, n. 5, p. 101201, set. 2022.
- POWELL, R.; HOLLAND, T. J. B. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 6, n. 2, p. 173–204, 1988.
- POWELL, R.; HOLLAND, T. J. B. On thermobarometry. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 26, n. 2, p. 155–179, 2008.
- POWELL, R.; HOLLAND, T. J. B.; WORLEY, B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 16, n. 4, p. 577–588, 1998.
- PYLE, J. M.; SPEAR, F. S. Yttrium zoning in garnet: Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. **Geological Materials Research**, v. 1, n. 6, 1999.
- ROCHA, B. C. et al. Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U–Pb geochronology. **Lithos**, v. 277, p. 337–355, 2017.
- ROCHA, B. C. et al. Magmatic inheritance vs. UHT metamorphism: Zircon petrochronology of granulites and petrogenesis of charnockitic leucosomes of the Socorro–Guaxupé nappe, SE Brazil. **Lithos**, v. 314–315, p. 16–39, 2018.
- RUBATTO, D. Zircon: The Metamorphic Mineral. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, n. 1, p. 261–295, 2017.
- SANTOS, A. M. M. M. **Caracterização petrológica dos granulitos da Folha de Guaranésia (MG)**. 1987. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.
- SANTOS, C. A. et al. Metamorphism of retroeclogites from the Passos Nappe, Southern Brasília Orogen. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, n. P2, p. 103625, 2021.
- SAWYER, E. W. **Atlas of Migmatites**. 1st Ed. Ottawa / Ontario: The Canadian Mineralogist Special Publication 9, 2008, 317 p.
- SEER, H. J. et al. O Grupo Ibiá Na Sinforma De Araxá: Um Terreno Tectonoestratigráfico Ligado a Evolução De Arcos Magmáticos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 737–744, 2000.
- SOTO, J. I.; SOTO, V. M. PTMAFIC: Software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM-compatible computer. **Computers and Geosciences**, v. 21, n. 5, p. 619–652, 1995.
- SPEAR, F. S. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 9, p. 379–388, 1991.
- SPEAR, F. S.; FLORENCE, F. P. Thermobarometry in granulites: pitfalls and new approaches. **Precambrian Research**, v. 55, n. 1–4, p. 209–241, 1992.

- SPEAR, F. S.; WARK, D. A. Cathodoluminescence imaging and titanium thermometry in metamorphic quartz. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 27, n. 3, p. 187–205, 2009.
- STERN, R. J. Subduction zones. **Reviews of Geophysics**, v. 40, n. 4, p. 3-1-3–38, 2002.
- STRIEDER, A. J.; SUITA, M. T. F. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 2–3, p. 267–289, 1999.
- STÜWE, K. **Geodynamics of the lithosphere: An introduction**. 2nd. ed. Heidelberg: Springer, 2007.
- TASCO, L. H.; MORAES, R. Relation between partial melting, granulite metamorphism, crystalization, deformation of leucosome and the influence of these processes in the rheology of the lower continental crust. **International Journal of Earth Sciences**, v. 111, n. 5, p. 1–18, 2022.
- TAYLOR-JONES, K.; POWELL, R. Interpreting zirconium-in-rutile thermometric results. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 33, n. 2, p. 115–122, 2015.
- TAYLOR, R. J. M.; KIRKLAND, C. L.; CLARK, C. Accessories after the facts: Constraining the timing, duration and conditions of high-temperature metamorphic processes. **Lithos**, v. 264, p. 239–257, 2016.
- TEDESCHI, M. et al. Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism. **Precambrian Research**, v. 316, n. December 2017, p. 103–126, 2018.
- TESSER, L. R. et al. Ultrahigh-temperature palaeoproterozoic rocks in the neoproterozoic Borborema Province, implications for São Francisco Craton dispersion in NE Brazil. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 40, n. 3, p. 1–29, 2021.
- THOMAS, J. B. et al. TitaniQ under pressure: The effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 160, n. 5, p. 743–759, 2010.
- THOMAS, J. B. et al. TitaniQ recrystallized: experimental confirmation of the original Ti-in-quartz calibrations. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 169, n. 3, 2015.
- 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, p. 703–713, 2007.
- TROUW, R. A. J. et al. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 43–57, 2013.
- VALERIANO, C. de M. et al. Evolução estrutural do Domínio Externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica Pré-Brasiliana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 221–234, 1995.
- VALERIANO, C. de M. et al. Southern Brasília Belt (SE Brazil): Tectonic Discontinuities, K-Ar Data and Evolution During the Neoproterozoic Brasileiro Orogeny. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 195–199, 2000.
- VALERIANO, C. de M. et al. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANSETO-NETO, V. et al. (Eds.). **A Geologia do Continente Sul-Americano**. 1st. ed. São Paulo: Beca, 2004. p. 575–592.
- VALERIANO, C. de M. et al. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society Special Publication**, v. 294, p. 197–210, 2008.
- VALERIANO, C. de M. The Southern Brasília Belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Eds.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. First ed. Heidelberg: Springer Science & Business Media, 2017. p. 189–203.
- VERNON, R. H. Relationships between microstructures and metamorphic assemblages. **Tectonophysics**, v. 39, n. 1–3, p. 439–452, 1977.
- VERNON, R. H. Problems with inferring P – T – t paths in low- P granulite facies rocks. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 14, p. 143–153, 1996.

- VERNON, R. H. Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks. In: VAN REENEN, D. D. et al. (Eds.). . **Origin and Evolution of Precambrian High-Grade Gneiss Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa**. 1st. ed. Boulder, Colorado, EUA: The Geological Society of America, 2011. v. 207p. 1–11.
- VIELZEUF, D. et al. Granites, granulites and crustal differentiation. In: VIELZEUF, D.; VIDAL, P. (Eds.). . **Granulites and crustal evolution**. 1st. ed. Clermont-Ferrand, France: Springer Science & Business Media, 1990. v. 46p. 59–87.
- VINAGRE, R. et al. New evidence of a magmatic arc in the southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 120–139, 2014.
- VLACH, S. R. F. Th-U-PbT dating by electron probe microanalysis, part I. monazite: Analytical procedures and data treatment. **Geologia USP. Série Científica**, v. 10, n. 1, p. 61–85, 2010.
- VLACH, S. R. F.; GUALDA, G. A. R. Microprobe Monazite Dating and the Ages of Some Granitic and Metamorphic Rocks From Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 214–218, 2000.
- WANG, W. et al. No collision between Eastern and Western Gondwana at their northern extent. **Geology**, v. 47, n. 4, p. 308–312, 2019.
- WARK, D. A.; WATSON, E. B. TitaniQ: A titanium-in-quartz geothermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 152, n. 6, p. 743–754, 2006.
- WARR, L. N. IMA – CNMNC approved mineral symbols. **Mineralogical Magazine**, v. 85, p. 291–320, 2021.
- WATERS, D. J. Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 6, n. 4, p. 387–404, 1988.
- WATERS, D. J. The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks. **Lithos**, v. 56, n. 1, p. 97–110, 2001.
- WATSON, E. B.; WARK, D. A.; THOMAS, J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 151, n. 4, p. 413–433, 2006.
- WELLER, O. M. et al. Quantitative elemental mapping of granulite-facies monazite: Textural insights and implications for petrochronology. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 38, n. 8, p. 853–880, 2020.
- WERNICK, E. et al. **A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton São Francisco: Tentativa de um modelo preliminar**. Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais. **Anais...Salvador: SBG**, 1981
- WERNICK, E.; ARTUR, A. C. **Regenerações sucessivas de Terrenos Arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais**. 4º Simpósio Regional de Geologia. **Anais...São Paulo: SBG**, 1983
- WESTIN, A. et al. The Neoproterozoic southern passive margin of the São Francisco craton: Insights on the pre-amalgamation of West Gondwana from U-Pb and Hf-Nd isotopes. **Precambrian Research**, v. 320, p. 454–471, 2019.
- WESTIN, A. et al. The fast exhumation pattern of a Neoproterozoic nappe system built during West Gondwana amalgamation: Insights from thermochronology. **Precambrian Research**, v. 355, 2021.
- WHELLER, C. J.; POWELL, R. A new thermodynamic model for sapphirine: Calculated phase equilibria in K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 32, n. 3, p. 287–299, 2014.
- WHITE, R. W. et al. The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-

- Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 18, n. 5, p. 497–511, 2000.
- WHITE, R. W. et al. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 32, n. 3, p. 261–286, 2014.
- WHITE, R. W.; POWELL, R.; CLARKE, G. L. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, Central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 20, n. 1, p. 41–55, 2002.
- WHITE, R. W.; POWELL, R.; JOHNSON, T. E. The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: new a-x relations for manganese-bearing minerals. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 32, p. 809–828, 2014.
- WHITTINGTON, A. G.; HOFMEISTER, A. M.; NABELEK, P. I. Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. **Nature**, v. 458, n. 7236, p. 319–321, 2009.
- WILLIAMS, M. L. et al. Format and philosophy for collecting, compiling, and reporting microprobe monazite ages. **Chemical Geology**, v. 225, n. 1–2, p. 1–15, 2006.
- WILLIAMS, M. L. et al. Electron Microprobe Petrochronology. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, n. 1, p. 153–182, 2017.
- YAKYMCHUK, C. Applying phase equilibria modelling to metamorphic and geological processes: Recent developments and future potential. **Geoscience Canada**, v. 44, n. 1, p. 27–46, 2017.
- YAKYMCHUK, C.; BROWN, M. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. **Journal of the Geological Society**, v. 171, n. 4, p. 465–479, 2014.
- YAKYMCHUK, C.; CLARK, C.; WHITE, R. W. Phase relations, reaction sequences and Petrochronology. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, n. 1, p. 13–53, 2017.
- ZACK, T.; KOOIJMAN, E. Petrology and geochronology of rutile. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, n. 1, p. 443–467, 2017.
- ZACK, T.; MORAES, R.; KRONZ, A. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 148, p. 471–488, 2004.
- ZANARDO, A. **Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG)**. 1992. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro, 1992.
- ZANARDO, A. et al. **Evolução metamórfica da porção sul do Craton Paramirim**. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Natal: SBG, 1990
- ZANARDO, A. et al. Tectono-Lithologic Associations of the Alterosa Paleo Suture Zone–Southeastern Brazil. **Revista UnG Geociências**, v. 5, n. 1, p. 103–117, 2006.
- ZHANG, J. et al. Two contrasting accretion v. Collision orogenies: Insights from early paleozoic polyphase metamorphism in the Altun–Qilian–North Qaidam orogenic system, NW China. **Geological Society Special Publication**, v. 474, p. 153–181, 2019.

ANEXO I

Dado de química mineral das principais fases índices do metamorfismo (EPMA)

Tabela 3 – Análise química de piroxênios no hornblenda granulito máfico (#MFO228) e pargasita granulito félsico (#MFO217a) com a quantidades de óxidos (em %) e cátions (*c.p.f.u.*) em cada ponto analisado, calculados com base em 6 oxigênios.

MFO228															
	Op _x 1-1	Op _x 1-2	Op _x 1-3	Op _x 1-4	Op _x 1-5	Op _x 1-6	Op _x 1-7	Op _x 1-8	Op _x 1-9	Op _x 2-1	Op _x 2-2	Op _x 2-3	Op _x 2-4	Op _x 2-5	Op _x 2-6
SiO₂	53.86	54.04	53.92	53.53	54.15	54.35	54.29	54.26	54.11	53.79	54.18	54.16	54.15	53.94	53.92
TiO₂	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
Al₂O₃	1.60	1.69	1.83	1.88	1.77	1.67	1.80	1.46	1.61	1.68	1.50	1.67	1.53	1.51	1.77
Cr₂O₃	0.04	0.04	0.05	0.07	0.03	0.05	0.04	0.08	0.03	0.04	0.05	0.02	0.02	0.04	0.04
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.99	18.10	17.92	17.75	17.76	18.10	17.74	17.62	17.77	18.11	18.04	17.79	17.87	17.84	17.90
MnO	0.50	0.49	0.44	0.47	0.48	0.48	0.47	0.45	0.50	0.47	0.46	0.46	0.50	0.50	0.46
MgO	25.01	25.06	25.15	25.21	25.67	25.05	25.16	25.55	25.57	24.87	25.51	25.26	25.20	25.07	25.17
CaO	0.41	0.49	0.49	0.45	0.45	0.43	0.38	0.41	0.43	0.60	0.53	0.49	0.50	0.50	0.46
Na₂O	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.04	0.02
K₂O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.45	99.96	99.87	99.45	100.34	100.18	99.93	99.88	100.06	99.65	100.32	99.90	99.82	99.49	99.78
Si	1.973	1.970	1.966	1.960	1.963	1.975	1.974	1.974	1.968	1.968	1.968	1.972	1.974	1.974	1.967
Al^{IV}	0.027	0.030	0.034	0.040	0.037	0.025	0.026	0.026	0.032	0.032	0.032	0.028	0.026	0.026	0.033
Total_T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Al^{VI}	0.042	0.043	0.045	0.041	0.039	0.047	0.051	0.037	0.037	0.040	0.032	0.044	0.040	0.039	0.043
Cr	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001
Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.551	0.552	0.546	0.544	0.538	0.550	0.539	0.536	0.540	0.554	0.548	0.542	0.545	0.546	0.546
Mn	0.016	0.015	0.014	0.014	0.015	0.015	0.014	0.014	0.015	0.015	0.014	0.014	0.015	0.015	0.014
Mg	1.365	1.361	1.367	1.376	1.387	1.357	1.363	1.386	1.385	1.356	1.381	1.370	1.369	1.367	1.368
Ca	0.016	0.019	0.019	0.018	0.017	0.017	0.015	0.016	0.017	0.024	0.020	0.019	0.019	0.019	0.018
Na	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001
K	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total_M	1.992	1.994	1.994	1.999	1.999	1.990	1.986	1.992	1.996	1.995	1.998	1.991	1.990	1.991	1.992
Σ Cations	3.992	3.994	3.994	3.999	3.998	3.988	3.987	3.993	3.997	3.994	3.998	3.992	3.992	3.993	3.994
XMg	0.712	0.711	0.715	0.717	0.721	0.712	0.717	0.721	0.719	0.710	0.716	0.717	0.715	0.715	0.715

Continuação da Tabela 3.

MFO228															
	Opx2-7	Opx2-8	Opx2-9	Opx2-10	Opx3-1	Opx3-2	Opx3-3	Opx3-4	Opx3-5	Opx3-6	Opx3-7	Opx3-8	Opx4-1	Opx4-2	Opx4-3
SiO₂	53.79	53.95	54.44	53.87	54.47	53.90	54.19	54.01	54.14	54.22	53.98	54.05	54.00	54.54	54.44
TiO₂	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03
Al₂O₃	1.64	1.85	1.64	1.84	1.39	1.50	1.71	1.55	1.54	1.66	1.64	1.62	1.49	1.31	1.42
Cr₂O₃	0.03	0.04	0.05	0.05	0.01	0.02	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.00
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	18.13	17.98	18.18	18.26	18.11	18.02	18.16	17.91	18.00	18.05	18.31	18.18	18.12	18.26	17.83
MnO	0.50	0.49	0.50	0.49	0.49	0.50	0.50	0.48	0.50	0.50	0.49	0.46	0.48	0.52	0.50
MgO	24.79	24.73	24.90	24.80	25.16	24.80	25.39	24.81	25.13	25.05	25.09	24.81	24.92	25.36	25.64
CaO	0.54	0.63	0.56	0.57	0.59	0.57	0.56	0.48	0.49	0.55	0.52	0.55	0.45	0.45	0.48
Na₂O	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00
K₂O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Total	99.50	99.72	100.30	99.98	100.31	99.36	100.62	99.35	99.91	100.17	100.12	99.75	99.57	100.56	100.33
Si	1.971	1.971	1.977	1.966	1.978	1.977	1.964	1.979	1.974	1.972	1.967	1.975	1.976	1.977	1.974
Al^{IV}	0.029	0.029	0.023	0.034	0.022	0.023	0.036	0.021	0.026	0.028	0.033	0.025	0.024	0.023	0.026
Total_T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Al^{VI}	0.042	0.051	0.047	0.045	0.037	0.042	0.037	0.046	0.040	0.043	0.037	0.045	0.040	0.033	0.035
Cr	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000
Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.556	0.549	0.552	0.557	0.550	0.553	0.550	0.549	0.549	0.549	0.558	0.556	0.555	0.554	0.541
Mn	0.016	0.015	0.015	0.015	0.015	0.016	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.014	0.015	0.016	0.015
Mg	1.354	1.346	1.348	1.349	1.362	1.356	1.371	1.355	1.365	1.358	1.363	1.351	1.359	1.370	1.385
Ca	0.021	0.025	0.022	0.022	0.023	0.022	0.022	0.019	0.019	0.021	0.020	0.021	0.018	0.018	0.019
Na	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.000	0.003	0.003	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Total_M	1.992	1.989	1.987	1.993	1.990	1.991	1.999	1.986	1.993	1.991	1.996	1.989	1.990	1.996	1.996
Σ Cations	3.992	3.988	3.986	3.994	3.992	3.990	3.999	3.986	3.993	3.993	3.997	3.989	3.990	3.995	3.995
XMg	0.709	0.710	0.709	0.708	0.712	0.710	0.714	0.712	0.713	0.712	0.710	0.708	0.710	0.712	0.719

Continuação da Tabela 3.

MFO228															
	Opx4-4	Opx4-5	Opx4-6	Opx4-7	Opx5-1	Opx5-2	Opx5-3	Opx5-4	Cpx1-1	Cpx1-2	Cpx1-3	Cpx1-4	Cpx1-5	Cpx1-6	Cpx1-7
SiO₂	54.60	54.49	54.52	54.63	53.64	54.13	54.12	53.95	52.95	52.84	53.99	53.46	52.88	52.76	52.86
TiO₂	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	0.18	0.14	0.09	0.12	0.16	0.19	0.18
Al₂O₃	1.37	1.39	1.20	1.41	1.83	2.06	2.00	1.85	2.75	2.45	1.54	1.90	2.64	2.68	2.85
Cr₂O₃	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.07	0.03	0.04	0.07	0.09	0.05	0.08	0.09	0.10	0.07
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
FeO	17.39	17.60	17.78	17.81	18.20	18.14	18.34	18.17	6.54	6.59	5.98	5.97	6.67	6.77	6.74
MnO	0.51	0.49	0.51	0.49	0.51	0.49	0.48	0.47	0.20	0.20	0.22	0.20	0.17	0.21	0.21
MgO	25.56	25.34	25.81	25.39	24.91	24.72	25.00	24.88	14.59	14.71	15.01	15.17	14.67	14.56	14.36
CaO	0.56	0.47	0.48	0.46	0.57	0.58	0.58	0.55	22.56	22.72	23.10	23.13	22.46	22.36	22.46
Na₂O	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.39	0.45	0.29	0.40	0.36	0.40	0.40
K₂O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	100.09	99.85	100.38	100.26	99.77	100.24	100.63	99.99	100.37	100.33	100.41	100.59	100.25	100.18	100.28
Si	1.980	1.982	1.976	1.981	1.962	1.967	1.962	1.967	1.947	1.947	1.979	1.960	1.947	1.946	1.946
Al^{IV}	0.020	0.018	0.024	0.019	0.038	0.033	0.038	0.033	0.053	0.053	0.021	0.040	0.053	0.054	0.054
Total_T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.005	0.004	0.002	0.003	0.004	0.005	0.005
Al^{VI}	0.039	0.041	0.027	0.041	0.041	0.055	0.048	0.047	0.066	0.053	0.046	0.042	0.061	0.062	0.070
Cr	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002
Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
Fe²⁺	0.527	0.535	0.539	0.540	0.557	0.551	0.556	0.554	0.201	0.203	0.183	0.183	0.205	0.209	0.207
Mn	0.016	0.015	0.016	0.015	0.016	0.015	0.015	0.015	0.006	0.006	0.007	0.006	0.005	0.007	0.007
Mg	1.382	1.374	1.394	1.372	1.358	1.339	1.350	1.352	0.799	0.807	0.820	0.829	0.805	0.800	0.788
Ca	0.022	0.018	0.019	0.018	0.022	0.023	0.023	0.022	0.889	0.897	0.908	0.909	0.886	0.883	0.886
Na	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.028	0.032	0.020	0.028	0.026	0.028	0.029
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Total_M	1.989	1.985	1.997	1.988	1.998	1.988	1.996	1.993	2.000	2.009	1.992	2.007	2.000	2.001	1.998
Σ Cations	3.989	3.987	3.997	3.988	3.998	3.987	3.995	3.992	4.000	4.009	3.992	4.007	4.001	4.002	3.998
XMg	0.724	0.720	0.721	0.718	0.709	0.708	0.708	0.709	0.796	0.796	0.814	0.816	0.794	0.790	0.789

Continuação da Tabela 3.

MFO228															
	Cpx1-8	Cpx1-9	Cpx1-10	Cpx2-1	Cpx2-2	Cpx2-3	Cpx2-4	Cpx2-5	Cpx2-6	Cpx3-1	Cpx3-2	Cpx3-3	Cpx3-4	Cpx3-5	Cpx3-6
SiO₂	52.91	52.89	52.70	52.86	52.78	53.05	52.98	53.05	53.35	53.61	52.82	52.72	53.14	52.87	53.69
TiO₂	0.17	0.19	0.18	0.17	0.19	0.16	0.15	0.15	0.13	0.15	0.16	0.18	0.19	0.17	0.13
Al₂O₃	2.57	2.89	3.00	2.81	2.82	2.78	2.52	2.58	2.32	2.42	2.66	2.96	2.99	2.96	2.29
Cr₂O₃	0.06	0.06	0.04	0.08	0.05	0.08	0.08	0.09	0.14	0.04	0.05	0.01	0.05	0.03	0.06
Fe₂O₃	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
FeO	6.96	7.00	7.01	6.84	6.70	6.70	6.49	6.32	6.25	6.47	7.53	6.67	7.84	6.63	6.35
MnO	0.20	0.22	0.20	0.21	0.20	0.17	0.18	0.20	0.21	0.22	0.22	0.20	0.22	0.20	0.21
MgO	14.80	14.43	14.59	14.61	14.48	14.66	14.90	14.54	15.04	14.85	15.35	14.33	15.33	14.12	14.81
CaO	22.45	22.24	22.14	22.42	22.87	22.50	22.44	22.95	22.52	22.89	21.03	22.56	20.97	22.78	22.77
Na₂O	0.39	0.46	0.44	0.38	0.38	0.38	0.43	0.46	0.43	0.43	0.37	0.39	0.41	0.43	0.38
K₂O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Total	100.67	100.53	100.46	100.53	100.62	100.62	100.31	100.49	100.53	101.23	100.36	100.16	101.28	100.33	100.83
Si	1.944	1.944	1.938	1.943	1.939	1.946	1.948	1.949	1.956	1.954	1.943	1.944	1.938	1.946	1.962
Al^{IV}	0.056	0.056	0.062	0.057	0.061	0.054	0.052	0.051	0.044	0.046	0.057	0.056	0.062	0.054	0.038
Total_T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004
Al^{VI}	0.055	0.069	0.068	0.065	0.061	0.066	0.057	0.061	0.056	0.058	0.058	0.072	0.067	0.075	0.061
Cr	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.004	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002
Fe³⁺	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
Fe²⁺	0.214	0.215	0.216	0.210	0.206	0.206	0.200	0.194	0.192	0.197	0.232	0.206	0.239	0.204	0.194
Mn	0.006	0.007	0.006	0.007	0.006	0.005	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.006	0.007	0.006	0.006
Mg	0.810	0.790	0.800	0.800	0.793	0.801	0.817	0.796	0.822	0.807	0.842	0.787	0.833	0.774	0.806
Ca	0.883	0.876	0.873	0.883	0.900	0.884	0.884	0.903	0.885	0.894	0.829	0.891	0.820	0.898	0.892
Na	0.028	0.033	0.032	0.027	0.027	0.027	0.030	0.033	0.030	0.030	0.026	0.028	0.029	0.031	0.027
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Total_M	2.008	2.001	2.006	2.003	2.004	1.999	2.004	2.004	2.003	2.003	2.005	1.999	2.005	1.998	1.996
Σ Cations	4.008	4.002	4.005	4.003	4.006	4.000	4.005	4.004	4.002	4.003	4.005	3.999	4.004	3.998	3.996
XMg	0.788	0.783	0.784	0.789	0.791	0.792	0.800	0.801	0.807	0.801	0.781	0.789	0.774	0.788	0.803

Continuação da Tabela 3.

MFO228																
	Cpx4-5	Cpx4-6	Cpx4-7	Cpx4-8	Cpx4-9	Cpx4-10	Cpx4-11	Cpx4-12	Cpx5-1	Cpx5-2	Cpx5-3	Cpx5-4	Cpx5-5	Cpx5-6	Cpx5-7	Cpx5-8
SiO₂	52.97	53.13	53.10	52.83	53.30	52.92	52.62	53.06	53.28	52.63	52.54	52.53	52.98	52.71	52.82	52.56
TiO₂	0.18	0.16	0.15	0.15	0.11	0.18	0.19	0.14	0.16	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19	0.17	0.17
Al₂O₃	2.84	2.60	2.50	2.52	2.11	2.88	2.98	2.40	2.74	3.08	3.01	3.05	2.98	3.01	3.08	3.20
Cr₂O₃	0.09	0.07	0.07	0.09	0.08	0.07	0.05	0.08	0.07	0.08	0.11	0.10	0.05	0.07	0.06	0.08
Fe₂O₃	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
FeO	6.62	6.56	6.50	6.58	6.08	8.11	6.64	7.54	6.77	6.72	6.98	6.76	9.42	6.50	8.45	7.01
MnO	0.19	0.20	0.23	0.20	0.20	0.21	0.20	0.20	0.19	0.20	0.21	0.22	0.25	0.20	0.25	0.19
MgO	14.52	14.67	14.67	14.71	14.82	15.14	14.39	15.54	14.64	14.30	14.73	14.49	15.83	14.37	15.10	14.42
CaO	22.31	22.77	22.13	22.85	23.30	20.81	22.57	21.00	22.39	22.84	22.05	22.30	18.78	22.71	20.36	22.11
Na₂O	0.44	0.41	0.40	0.39	0.31	0.42	0.46	0.36	0.39	0.46	0.45	0.45	0.34	0.43	0.38	0.42
K₂O	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	100.32	100.75	99.94	100.48	100.48	100.91	100.26	100.45	100.77	100.66	100.42	100.25	100.98	100.33	100.83	100.30
Si	1.948	1.947	1.958	1.944	1.957	1.940	1.939	1.949	1.951	1.934	1.934	1.936	1.940	1.940	1.938	1.936
Al^{IV}	0.052	0.053	0.042	0.056	0.043	0.060	0.061	0.051	0.049	0.066	0.066	0.064	0.060	0.060	0.062	0.064
Total_T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.005	0.005	0.004	0.004	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Al^{VI}	0.071	0.060	0.067	0.053	0.048	0.064	0.068	0.053	0.069	0.067	0.065	0.068	0.069	0.070	0.071	0.075
Cr	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002
Fe³⁺	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
Fe²⁺	0.204	0.201	0.201	0.202	0.187	0.249	0.204	0.232	0.207	0.207	0.215	0.208	0.289	0.200	0.259	0.216
Mn	0.006	0.006	0.007	0.006	0.006	0.007	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.008	0.006	0.008	0.006
Mg	0.796	0.802	0.806	0.806	0.811	0.827	0.790	0.851	0.799	0.783	0.808	0.796	0.864	0.788	0.825	0.791
Ca	0.879	0.894	0.875	0.901	0.917	0.817	0.891	0.827	0.878	0.899	0.869	0.881	0.737	0.895	0.800	0.872
Na	0.032	0.029	0.029	0.028	0.022	0.030	0.033	0.026	0.028	0.033	0.032	0.032	0.024	0.031	0.027	0.030
K	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Total_M	2.001	2.003	1.997	2.007	2.001	2.005	2.004	2.005	1.997	2.007	2.008	2.005	2.003	2.001	2.002	2.002
Σ Cations	3.999	4.003	3.996	4.008	4.002	4.005	4.005	4.005	3.997	4.008	4.008	4.005	4.001	4.002	4.002	4.002
XMg	0.793	0.796	0.797	0.796	0.809	0.766	0.792	0.783	0.791	0.788	0.787	0.790	0.747	0.794	0.758	0.782

Continuação da Tabela 3.

MFO217a														
	Opx-01	Opx-02	Opx-03	Opx-04	Opx-05	Opx-06	Opx-07	Opx-08	Opx-09	Opx-10	Opx-12	Opx-13	Opx-14	Opx-15
SiO₂	51.18	51.11	50.97	51.13	51.21	51.04	51.48	51.42	51.02	51.42	50.79	51.26	51.42	51.15
TiO₂	0.10	0.08	0.10	0.09	0.10	0.06	0.06	0.07	0.09	0.08	0.00	0.00	0.04	0.07
Al₂O₃	1.35	1.18	1.32	1.33	1.34	0.96	1.04	1.13	1.49	1.46	1.39	1.38	1.32	1.42
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	26.67	26.34	26.67	26.77	26.37	26.35	26.32	26.47	26.42	26.55	26.59	26.13	26.07	26.40
MnO	0.73	0.75	0.73	0.75	0.69	0.74	0.76	0.73	0.76	0.73	0.74	0.70	0.76	0.76
MgO	18.44	18.59	18.59	18.73	18.58	18.88	18.68	18.93	18.48	18.80	18.62	18.90	18.78	18.61
CaO	0.19	0.21	0.28	0.25	0.32	0.30	0.29	0.38	0.37	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.04	0.01
K₂O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	98.69	98.29	98.71	99.10	98.69	98.37	98.67	99.16	98.68	99.11	98.16	98.43	98.47	98.46
Si	1.975	1.978	1.968	1.966	1.974	1.975	1.983	1.973	1.968	1.972	1.970	1.976	1.981	1.975
Al^{IV}	0.025	0.022	0.032	0.034	0.026	0.025	0.017	0.027	0.032	0.028	0.030	0.024	0.019	0.025
Total_T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002
Al^{VI}	0.036	0.032	0.028	0.026	0.035	0.019	0.030	0.024	0.036	0.038	0.034	0.039	0.041	0.040
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe³⁺	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.861	0.852	0.861	0.861	0.850	0.853	0.848	0.850	0.852	0.852	0.862	0.842	0.840	0.852
Mn	0.024	0.025	0.024	0.025	0.023	0.024	0.025	0.024	0.025	0.024	0.024	0.023	0.025	0.025
Mg	1.060	1.072	1.070	1.073	1.067	1.089	1.073	1.083	1.062	1.074	1.077	1.086	1.078	1.070
Ca	0.008	0.009	0.011	0.010	0.013	0.012	0.012	0.015	0.015	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total_M	1.994	1.993	2.000	2.000	1.994	2.001	1.991	1.999	1.995	1.993	1.999	1.992	1.989	1.991
Σ Cations	3.993	3.993	4.000	4.001	3.993	4.002	3.991	3.999	3.996	3.992	3.998	3.992	3.989	3.991
XMg	0.552	0.557	0.554	0.555	0.556	0.560	0.558	0.560	0.555	0.557	0.555	0.563	0.562	0.556

Continuação da Tabela 3.

MFO217a															
	Opx-16	Opx-17	Opx-18	Opx-19	Opx-20	Opx-21	Opx-22	Opx-23	Opx-24	Opx-25	Opx-26	Opx-27	Opx-28	Opx-29	Opx-30
SiO₂	50.97	51.08	51.32	51.23	50.99	51.38	51.38	51.70	51.22	51.36	51.16	51.13	51.63	51.13	51.09
TiO₂	0.08	0.08	0.06	0.07	0.06	0.09	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.10	0.07	0.09	0.08
Al₂O₃	1.44	1.35	1.11	1.33	1.29	1.19	1.10	1.18	1.27	1.04	1.40	1.33	1.08	1.30	1.35
Cr₂O₃	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	26.34	26.11	26.35	25.97	26.41	26.24	26.06	26.21	26.14	26.40	26.08	26.03	26.14	26.42	26.32
MnO	0.74	0.70	0.71	0.75	0.76	0.75	0.75	0.73	0.73	0.75	0.73	0.72	0.73	0.71	0.70
MgO	18.36	18.71	18.88	18.98	18.59	19.19	18.86	19.18	18.77	18.95	19.23	18.69	18.91	18.86	18.74
CaO	0.33	1.04	0.66	0.67	0.70	0.73	0.72	0.58	0.67	0.67	0.77	0.88	0.63	0.69	0.73
Na₂O	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.05
K₂O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	98.34	99.11	99.14	99.08	98.88	99.60	99.01	99.75	98.94	99.28	99.49	98.92	99.29	99.29	99.10
Si	1.972	1.963	1.971	1.966	1.966	1.964	1.974	1.970	1.969	1.971	1.957	1.967	1.977	1.962	1.964
Al^{IV}	0.028	0.037	0.029	0.034	0.034	0.036	0.026	0.030	0.031	0.029	0.043	0.033	0.023	0.038	0.036
Total_T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002
Al^{VI}	0.037	0.024	0.021	0.026	0.025	0.018	0.024	0.023	0.026	0.018	0.020	0.027	0.026	0.021	0.025
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.852	0.839	0.846	0.834	0.852	0.839	0.837	0.835	0.841	0.847	0.834	0.837	0.837	0.848	0.846
Mn	0.024	0.023	0.023	0.024	0.025	0.024	0.024	0.024	0.024	0.025	0.024	0.023	0.024	0.023	0.023
Mg	1.059	1.071	1.081	1.086	1.068	1.093	1.080	1.089	1.076	1.084	1.096	1.072	1.079	1.079	1.073
Ca	0.014	0.043	0.027	0.028	0.029	0.030	0.030	0.024	0.027	0.027	0.032	0.036	0.026	0.028	0.030
Na	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Total_M	1.991	2.004	2.002	2.005	2.005	2.007	2.001	2.001	1.998	2.005	2.009	1.999	1.999	2.006	2.004
Σ Cations	3.992	4.004	4.003	4.003	4.003	4.006	4.000	4.001	4.000	4.004	4.009	4.000	3.998	4.007	4.005
XMg	0.554	0.560	0.561	0.565	0.556	0.565	0.563	0.566	0.561	0.561	0.568	0.561	0.563	0.560	0.559

Continuação da Tabela 3.

MFO217a															
	Opx-31	Opx-32	Opx-33	Opx-34	Opx-35	Opx-36	Opx-37	Opx-38	Opx-39	Opx-40	Cpx-01	Cpx-02	Cpx-03	Cpx-04	Cpx-05
SiO₂	50.81	51.19	51.18	51.00	50.91	51.15	51.16	50.88	51.48	51.26	50.67	50.80	50.67	51.19	51.23
TiO₂	0.08	0.07	0.07	0.09	0.10	0.10	0.07	0.08	0.06	0.07	0.31	0.32	0.29	0.25	0.24
Al₂O₃	1.26	1.28	1.13	1.30	1.48	1.38	1.27	1.22	1.05	0.99	2.71	2.83	2.66	2.35	2.16
Cr₂O₃	0.05	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04	0.01
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	26.70	26.65	26.33	26.82	26.65	26.67	26.39	26.40	26.67	26.73	11.42	11.54	11.84	11.41	11.12
MnO	0.75	0.74	0.75	0.72	0.72	0.73	0.75	0.70	0.68	0.73	0.35	0.33	0.34	0.35	0.37
MgO	18.47	18.42	18.53	18.69	18.46	18.56	18.60	18.64	18.82	18.87	12.18	12.16	12.37	12.56	12.88
CaO	0.72	0.70	0.72	0.78	0.85	0.83	0.67	0.71	0.58	0.62	21.33	21.26	20.88	20.82	21.29
Na₂O	0.00	0.02	0.03	0.03	0.04	0.00	0.05	0.03	0.02	0.00	0.44	0.46	0.45	0.39	0.40
K₂O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
Total	98.88	99.11	98.78	99.46	99.28	99.47	99.02	98.69	99.40	99.31	99.46	99.75	99.58	99.41	99.73
Si	1.963	1.970	1.974	1.959	1.958	1.962	1.969	1.966	1.973	1.969	1.925	1.924	1.924	1.941	1.937
Al^{IV}	0.037	0.030	0.026	0.041	0.042	0.038	0.031	0.034	0.027	0.031	0.075	0.076	0.076	0.059	0.063
Total_T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.009	0.009	0.008	0.007	0.007
Al^{VI}	0.020	0.028	0.025	0.018	0.025	0.025	0.026	0.022	0.021	0.014	0.046	0.050	0.043	0.046	0.033
Cr	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.862	0.857	0.849	0.861	0.857	0.856	0.849	0.853	0.855	0.859	0.363	0.366	0.376	0.362	0.351
Mn	0.025	0.024	0.024	0.023	0.023	0.024	0.024	0.023	0.022	0.024	0.011	0.011	0.011	0.011	0.012
Mg	1.063	1.057	1.065	1.070	1.058	1.061	1.067	1.073	1.075	1.080	0.689	0.686	0.700	0.710	0.726
Ca	0.030	0.029	0.030	0.032	0.035	0.034	0.028	0.029	0.024	0.026	0.868	0.863	0.850	0.846	0.863
Na	0.000	0.002	0.002	0.002	0.003	0.000	0.004	0.002	0.002	0.000	0.032	0.034	0.033	0.029	0.029
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Total_M	2.005	2.000	1.998	2.010	2.007	2.004	2.002	2.006	2.002	2.006	2.020	2.021	2.024	2.013	2.022
Σ Cations	4.005	4.000	3.999	4.010	4.007	4.003	4.002	4.005	4.002	4.006	4.021	4.020	4.024	4.013	4.022
XMg	0.552	0.552	0.556	0.554	0.552	0.553	0.557	0.557	0.557	0.557	0.654	0.651	0.650	0.662	0.673

Continuação da Tabela 3.

MFO217a															
	Cpx-06	Cpx-07	Cpx-08	Cpx-09	Cpx-10	Cpx-11	Cpx-12	Cpx-20	Cpx-21	Cpx-22	Cpx-23	Cpx-24	Cpx-25	Cpx-26	Cpx-27
SiO₂	50.89	51.30	51.55	51.40	51.30	51.48	51.54	51.59	50.79	51.12	51.14	50.74	50.48	50.65	50.67
TiO₂	0.26	0.24	0.22	0.22	0.25	0.23	0.22	0.25	0.28	0.26	0.24	0.31	0.33	0.27	0.25
Al₂O₃	2.45	2.23	2.18	2.21	2.30	2.18	2.15	2.36	2.62	2.40	2.32	2.77	2.82	2.54	2.38
Cr₂O₃	0.02	0.08	0.05	0.03	0.00	0.01	0.05	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.06	0.05	0.04
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	12.06	10.99	10.94	11.14	10.87	10.97	10.52	11.64	11.25	11.61	11.68	10.96	11.99	11.91	11.04
MnO	0.34	0.33	0.33	0.32	0.33	0.35	0.32	0.33	0.34	0.33	0.33	0.34	0.37	0.34	0.34
MgO	12.36	12.49	12.47	12.59	12.45	12.59	12.75	12.60	12.00	12.31	12.58	12.06	12.00	12.51	12.32
CaO	20.71	21.73	21.58	21.58	21.77	21.20	21.56	21.53	22.04	21.16	20.98	21.60	20.59	20.89	21.55
Na₂O	0.43	0.39	0.46	0.42	0.44	0.35	0.42	0.35	0.48	0.42	0.37	0.43	0.43	0.40	0.39
K₂O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	99.56	99.81	99.80	99.95	99.76	99.39	99.56	100.72	99.87	99.68	99.71	99.25	99.11	99.62	99.04
Si	1.933	1.939	1.946	1.940	1.939	1.949	1.946	1.935	1.924	1.937	1.936	1.928	1.926	1.924	1.932
Al^{IV}	0.067	0.061	0.054	0.060	0.061	0.051	0.054	0.065	0.076	0.063	0.064	0.072	0.074	0.076	0.068
Total_T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.007	0.007	0.006	0.006	0.007	0.007	0.006	0.007	0.008	0.007	0.007	0.009	0.009	0.008	0.007
Al^{VI}	0.043	0.038	0.043	0.038	0.041	0.046	0.042	0.039	0.041	0.044	0.040	0.052	0.053	0.038	0.039
Cr	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.383	0.347	0.345	0.352	0.344	0.347	0.332	0.365	0.356	0.368	0.370	0.348	0.383	0.378	0.352
Mn	0.011	0.011	0.010	0.010	0.011	0.011	0.010	0.011	0.011	0.011	0.010	0.011	0.012	0.011	0.011
Mg	0.700	0.703	0.701	0.708	0.701	0.710	0.718	0.704	0.678	0.695	0.710	0.683	0.682	0.708	0.700
Ca	0.843	0.880	0.873	0.873	0.882	0.860	0.872	0.865	0.895	0.859	0.851	0.880	0.842	0.850	0.880
Na	0.032	0.028	0.034	0.031	0.032	0.026	0.031	0.026	0.036	0.031	0.027	0.032	0.032	0.030	0.029
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Total_M	2.021	2.017	2.014	2.020	2.020	2.008	2.014	2.019	2.027	2.018	2.017	2.016	2.016	2.027	2.021
Σ Cations	4.020	4.018	4.015	4.020	4.019	4.008	4.014	4.018	4.027	4.017	4.018	4.016	4.016	4.026	4.021
XMg	0.646	0.669	0.670	0.667	0.670	0.671	0.683	0.658	0.655	0.653	0.657	0.662	0.640	0.651	0.665

Continuação da Tabela 3.

MFO217a			
	Cpx-28	Cpx-29	Cpx-30
SiO₂	51.04	51.40	51.34
TiO₂	0.29	0.24	0.23
Al₂O₃	2.62	2.41	2.32
Cr₂O₃	0.03	0.04	0.02
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03
FeO	11.67	11.35	11.11
MnO	0.37	0.35	0.34
MgO	12.21	12.30	12.33
CaO	21.08	21.31	21.51
Na₂O	0.43	0.40	0.42
K₂O	0.01	0.05	0.01
Total	99.79	99.87	99.68
Si	1.932	1.941	1.942
Al^{IV}	0.068	0.059	0.058
Total_T	2.000	2.000	2.000
Ti	0.008	0.007	0.007
Al^{VI}	0.049	0.048	0.045
Cr	0.001	0.001	0.001
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.369	0.358	0.352
Mn	0.012	0.011	0.011
Mg	0.689	0.692	0.695
Ca	0.855	0.862	0.872
Na	0.031	0.029	0.030
K	0.001	0.002	0.001
Total_M	2.016	2.011	2.015
Σ Cations	4.016	4.013	4.014
XMg	0.651	0.658	0.663

Tabela 4 - Análise química de anfibólio no hornblenda granulito máfico (#MFO228) e pargasita granulito félsico (#MFO217a) com a quantidades de óxidos (em %) e de cátions (*c.p.f.u.*) em cada ponto analisado, calculados com base em 22 oxigênios (O) e 2 hidróxidos (OH).

MFO228														
	Amp1-1	Amp1-2	Amp1-3	Amp1-4	Amp1-5	Amp1-6	Amp1-7	Amp1-8	Amp1-9	Amp1-10	Amp1-11	Amp1-12	Amp1-13	Amp1-14
SiO₂	46.30	45.76	46.20	44.78	45.15	45.17	45.73	45.22	44.84	45.75	45.59	45.40	44.14	45.18
TiO₂	1.03	1.05	1.10	1.34	1.26	1.25	1.17	1.28	1.22	1.22	1.18	1.15	1.20	1.23
Al₂O₃	10.23	10.22	10.51	11.55	11.19	11.09	10.74	11.02	10.91	10.90	10.79	10.87	10.41	11.20
Cr₂O₃	0.10	0.12	0.15	0.16	0.15	0.15	0.17	0.18	0.15	0.27	0.14	0.14	0.22	0.13
Fe₂O₃	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
FeO	9.86	10.19	10.12	10.64	10.17	10.43	10.52	10.37	10.17	9.83	10.15	10.08	9.93	10.20
MnO	0.13	0.14	0.14	0.12	0.14	0.16	0.13	0.13	0.14	0.12	0.14	0.14	0.12	0.13
MgO	15.48	15.09	14.98	14.31	14.66	14.55	15.04	14.74	14.70	14.98	14.92	15.11	14.40	14.62
CaO	12.06	12.00	12.03	11.97	11.83	11.75	11.39	11.71	11.72	12.04	12.03	11.75	11.77	11.93
Na₂O	1.40	1.45	1.40	1.62	1.59	1.52	1.42	1.57	1.60	1.50	1.60	1.49	1.49	1.53
K₂O	0.48	0.49	0.51	0.61	0.59	0.59	0.59	0.58	0.57	0.54	0.55	0.55	0.53	0.56
Total	97.21	96.66	97.29	97.24	96.87	96.79	97.05	96.95	96.16	97.30	97.23	96.83	94.35	96.86
Si	6.666	6.646	6.666	6.503	6.560	6.568	6.601	6.561	6.560	6.605	6.598	6.573	6.588	6.563
Al^{IV}	1.334	1.354	1.334	1.497	1.440	1.432	1.399	1.439	1.440	1.395	1.402	1.427	1.412	1.437
Total_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.112	0.115	0.119	0.146	0.138	0.137	0.127	0.140	0.134	0.133	0.128	0.125	0.135	0.134
Al^{VI}	0.402	0.396	0.453	0.479	0.476	0.468	0.428	0.446	0.441	0.460	0.438	0.428	0.420	0.481
Cr	0.011	0.014	0.017	0.018	0.017	0.017	0.019	0.021	0.017	0.031	0.016	0.016	0.026	0.015
Fe³⁺	0.368	0.357	0.289	0.284	0.284	0.316	0.445	0.335	0.326	0.266	0.284	0.402	0.290	0.290
Fe²⁺	0.785	0.851	0.899	0.974	0.911	0.908	0.744	0.870	0.875	0.886	0.914	0.768	0.925	0.914
Mg	3.322	3.267	3.222	3.098	3.175	3.154	3.236	3.188	3.206	3.224	3.219	3.261	3.204	3.166
Total_C	5.000	5.000	4.999	4.999	5.001	5.000	4.999	5.000	4.999	5.000	4.999	5.000	5.000	5.000
Mn	0.016	0.017	0.017	0.015	0.017	0.020	0.016	0.016	0.017	0.015	0.017	0.017	0.015	0.016
Fe²⁺	0.049	0.045	0.048	0.049	0.057	0.059	0.096	0.068	0.059	0.050	0.046	0.066	0.040	0.051
Ca	1.860	1.867	1.860	1.862	1.842	1.831	1.762	1.820	1.837	1.862	1.865	1.823	1.882	1.857
Na	0.074	0.071	0.075	0.073	0.084	0.090	0.127	0.096	0.087	0.073	0.072	0.094	0.063	0.076
Total_B	1.999	2.000	2.000	1.999	2.000	2.000	2.001	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.316	0.338	0.317	0.383	0.363	0.338	0.271	0.346	0.367	0.347	0.377	0.324	0.368	0.355
K	0.088	0.091	0.094	0.113	0.109	0.109	0.109	0.107	0.106	0.099	0.102	0.102	0.101	0.104
Total_A	0.404	0.429	0.411	0.496	0.472	0.447	0.380	0.453	0.473	0.446	0.479	0.426	0.469	0.459
Σ Cations	15.403	15.429	15.410	15.494	15.473	15.447	15.380	15.453	15.472	15.446	15.478	15.426	15.469	15.459
XMg	0.809	0.793	0.782	0.761	0.777	0.776	0.813	0.786	0.786	0.784	0.779	0.809	0.776	0.776

Continuação da Tabela 4.

MFO228														
	Amp1-15	Amp1-16	Amp1-17	Amp1-18	Amp1-19	Amp1-20	Amp2-2	Amp2-2	Amp2-3	Amp2-4	Amp2-5	Amp2-6	Amp2-7	Amp2-8
SiO₂	44.41	44.74	45.17	45.49	43.36	45.67	45.10	45.26	47.66	48.14	49.01	45.71	45.09	45.12
TiO₂	1.28	1.24	1.23	1.26	1.24	1.17	1.01	0.98	0.72	0.62	0.67	1.07	1.17	1.20
Al₂O₃	11.32	11.06	10.86	10.89	10.35	10.49	10.97	10.47	8.76	8.22	7.51	10.44	10.93	10.79
Cr₂O₃	0.13	0.15	0.13	0.19	0.17	0.18	0.20	0.20	0.11	0.09	0.08	0.11	0.13	0.16
Fe₂O₃	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
FeO	10.68	10.45	10.24	10.29	10.33	10.07	10.51	10.70	10.10	9.75	9.28	10.33	10.47	10.89
MnO	0.14	0.15	0.13	0.16	0.13	0.13	0.14	0.15	0.16	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13
MgO	14.41	14.68	14.69	14.74	14.77	15.09	14.72	14.65	14.95	16.26	16.52	15.03	14.61	14.76
CaO	12.03	11.97	11.90	11.86	11.88	11.86	12.04	12.09	11.66	12.33	12.67	11.99	11.84	11.98
Na₂O	1.59	1.59	1.49	1.48	1.58	1.46	1.47	1.44	1.18	1.05	0.95	1.49	1.56	1.59
K₂O	0.62	0.60	0.57	0.57	0.59	0.52	0.55	0.51	0.42	0.35	0.34	0.53	0.57	0.58
Total	96.75	96.78	96.56	97.07	94.55	96.78	96.87	96.58	95.86	97.09	97.28	96.97	96.64	97.34
Si	6.481	6.516	6.582	6.591	6.466	6.620	6.551	6.599	6.951	6.905	7.014	6.623	6.570	6.536
Al^{IV}	1.519	1.484	1.418	1.409	1.534	1.380	1.449	1.401	1.049	1.095	0.986	1.377	1.430	1.464
Total_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.141	0.136	0.135	0.137	0.139	0.128	0.110	0.107	0.079	0.067	0.072	0.117	0.128	0.131
Al^{VI}	0.428	0.415	0.447	0.450	0.285	0.413	0.429	0.398	0.457	0.295	0.281	0.406	0.448	0.378
Cr	0.015	0.017	0.015	0.022	0.020	0.021	0.023	0.023	0.013	0.010	0.009	0.013	0.015	0.018
Fe³⁺	0.356	0.361	0.312	0.311	0.491	0.353	0.395	0.381	0.232	0.413	0.288	0.356	0.325	0.402
Fe²⁺	0.925	0.884	0.901	0.896	0.782	0.825	0.855	0.905	0.968	0.739	0.826	0.862	0.910	0.883
Mg	3.135	3.187	3.191	3.184	3.283	3.261	3.187	3.184	3.251	3.477	3.524	3.247	3.174	3.188
Total_C	5.000	5.000	5.001	5.000	5.000	5.001	4.999	4.998	5.000	5.001	5.000	5.001	5.000	5.000
Mn	0.017	0.019	0.016	0.020	0.016	0.016	0.017	0.019	0.020	0.016	0.015	0.016	0.015	0.016
Fe²⁺	0.038	0.043	0.050	0.055	0.031	0.058	0.042	0.033	0.047	0.033	0.012	0.049	0.056	0.050
Ca	1.881	1.868	1.858	1.841	1.898	1.842	1.874	1.889	1.822	1.895	1.943	1.861	1.849	1.859
Na	0.063	0.070	0.076	0.085	0.054	0.084	0.067	0.059	0.112	0.056	0.031	0.074	0.081	0.075
Total_B	1.999	2.000	2.000	2.001	1.999	2.000	2.000	2.000	2.001	2.000	2.001	2.000	2.001	2.000
Na	0.387	0.379	0.345	0.331	0.402	0.326	0.347	0.348	0.222	0.236	0.233	0.345	0.360	0.372
K	0.115	0.111	0.106	0.105	0.112	0.096	0.102	0.095	0.078	0.064	0.062	0.098	0.106	0.107
Total_A	0.502	0.490	0.451	0.436	0.514	0.422	0.449	0.443	0.300	0.300	0.295	0.443	0.466	0.479
Σ Cations	15.501	15.490	15.452	15.437	15.513	15.423	15.448	15.441	15.301	15.301	15.296	15.444	15.467	15.479
XMg	0.772	0.783	0.780	0.780	0.808	0.798	0.788	0.779	0.771	0.825	0.810	0.790	0.777	0.783

Continuação da Tabela 4.

MFO228														
	Amp2-9	Amp2-10	Amp3-1	Amp3-2	Amp3-3	Amp3-4	Amp3-5	Amp4-1	Amp4-2	Amp4-3	Amp4-4	Amp4-5	Amp5-1	Amp5-2
SiO₂	45.38	45.97	45.09	44.85	45.50	45.52	45.31	46.04	45.79	45.76	44.64	45.51	46.91	46.16
TiO₂	1.16	1.11	1.22	1.24	1.23	1.19	1.15	0.96	1.08	0.98	1.07	1.01	0.98	1.03
Al₂O₃	10.81	10.24	10.90	10.96	10.84	10.83	10.52	9.87	10.62	10.46	11.13	10.30	10.24	10.20
Cr₂O₃	0.14	0.17	0.12	0.13	0.12	0.12	0.08	0.16	0.17	0.20	0.19	0.20	0.18	0.16
Fe₂O₃	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
FeO	10.37	10.07	10.68	10.70	10.46	10.48	10.42	10.31	10.21	10.15	10.61	10.10	9.96	10.21
MnO	0.13	0.11	0.13	0.14	0.14	0.13	0.10	0.15	0.14	0.10	0.15	0.11	0.12	0.12
MgO	14.74	15.05	14.45	14.54	14.69	14.67	14.71	15.27	15.30	15.14	14.49	15.06	15.30	14.99
CaO	11.94	12.13	11.91	11.78	12.00	11.98	11.93	12.21	11.91	12.03	11.88	11.97	11.97	12.16
Na₂O	1.48	1.39	1.62	1.57	1.51	1.47	1.46	1.43	1.45	1.45	1.52	1.40	1.45	1.36
K₂O	0.53	0.53	0.56	0.57	0.55	0.56	0.53	0.46	0.55	0.50	0.57	0.49	0.50	0.49
Total	96.82	96.91	96.82	96.62	97.19	97.09	96.34	96.99	97.37	96.91	96.39	96.28	97.77	97.02
Si	6.591	6.663	6.572	6.541	6.592	6.599	6.615	6.665	6.592	6.625	6.523	6.630	6.738	6.682
Al^{IV}	1.409	1.337	1.428	1.459	1.408	1.401	1.385	1.335	1.408	1.375	1.477	1.370	1.262	1.318
Total_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.127	0.121	0.134	0.136	0.134	0.130	0.126	0.105	0.117	0.107	0.118	0.111	0.106	0.112
Al^{VI}	0.441	0.412	0.445	0.425	0.443	0.449	0.425	0.349	0.394	0.409	0.439	0.398	0.472	0.422
Cr	0.016	0.019	0.014	0.015	0.014	0.014	0.009	0.018	0.019	0.023	0.022	0.023	0.020	0.018
Fe³⁺	0.335	0.299	0.289	0.367	0.303	0.310	0.328	0.385	0.428	0.374	0.394	0.382	0.177	0.303
Fe²⁺	0.890	0.897	0.979	0.896	0.933	0.927	0.909	0.847	0.758	0.820	0.871	0.816	0.949	0.910
Mg	3.191	3.252	3.140	3.161	3.173	3.170	3.202	3.296	3.284	3.267	3.156	3.270	3.276	3.235
Total_C	5.000	5.000	5.001	5.000	5.000	5.000	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mn	0.016	0.014	0.016	0.017	0.017	0.016	0.012	0.018	0.017	0.012	0.019	0.014	0.015	0.015
Fe²⁺	0.050	0.041	0.049	0.057	0.047	0.049	0.050	0.031	0.059	0.050	0.047	0.048	0.086	0.038
Ca	1.858	1.884	1.860	1.841	1.863	1.861	1.866	1.894	1.837	1.866	1.860	1.868	1.842	1.886
Na	0.076	0.062	0.075	0.085	0.073	0.074	0.071	0.057	0.087	0.071	0.075	0.070	0.057	0.061
Total_B	2.000	2.001	2.000	2.000	2.000	2.000	1.999	2.000	2.000	1.999	2.001	2.000	2.000	2.000
Na	0.341	0.329	0.383	0.359	0.351	0.339	0.342	0.345	0.318	0.336	0.356	0.325	0.347	0.321
K	0.098	0.098	0.104	0.106	0.102	0.104	0.099	0.085	0.101	0.092	0.106	0.091	0.092	0.090
Total_A	0.439	0.427	0.487	0.465	0.453	0.443	0.441	0.430	0.419	0.428	0.462	0.416	0.439	0.411
Σ Cations	15.439	15.428	15.488	15.465	15.453	15.443	15.439	15.430	15.419	15.427	15.463	15.416	15.439	15.411
XMg	0.782	0.784	0.762	0.779	0.773	0.774	0.779	0.796	0.812	0.799	0.784	0.800	0.775	0.780

Continuação da Tabela 4.

MFO228				MFO217a										
	Amp5-3	Amp5-4	Amp5-5	Amp-01	Amp-02	Amp-03	Amp-04	Amp-05	Amp-06	Amp-07	Amp-08	Amp-09	Amp-10	Amp-12
SiO₂	45.21	45.34	46.41	40.43	40.62	40.73	40.77	40.56	40.94	41.26	41.32	40.77	40.92	40.75
TiO₂	1.09	1.08	0.95	2.39	2.46	2.46	2.43	2.50	2.38	2.33	2.37	2.43	2.18	2.45
Al₂O₃	11.04	11.10	9.92	11.67	11.75	11.48	11.70	11.90	11.74	11.24	11.23	11.79	11.71	11.68
Cr₂O₃	0.20	0.18	0.14	0.06	0.07	0.10	0.06	0.08	0.06	0.04	0.07	0.09	0.05	0.09
Fe₂O₃	0.14	0.14	0.14	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	10.45	10.34	10.09	17.23	17.15	16.90	17.51	17.24	16.72	16.82	16.48	16.94	16.52	17.29
MnO	0.13	0.14	0.13	0.19	0.17	0.18	0.17	0.16	0.16	0.14	0.16	0.18	0.15	0.18
MgO	14.68	14.73	15.39	9.48	9.53	9.75	9.34	9.18	9.83	9.96	10.01	9.66	9.95	9.65
CaO	11.92	12.02	11.99	11.48	11.46	11.41	11.49	11.51	11.59	11.58	11.69	11.63	11.50	11.58
Na₂O	1.54	1.52	1.40	1.27	1.24	1.28	1.11	1.19	1.02	1.08	1.27	1.21	1.14	1.27
K₂O	0.54	0.53	0.47	1.94	1.96	1.91	2.01	2.06	2.00	1.96	1.82	1.95	2.00	1.92
Total	96.94	97.14	97.03	96.16	96.44	96.21	96.63	96.41	96.47	96.44	96.44	96.67	96.14	96.88
Si	6.562	6.566	6.700	6.225	6.232	6.264	6.248	6.245	6.254	6.308	6.326	6.234	6.269	6.223
Al^{IV}	1.438	1.434	1.300	1.775	1.768	1.736	1.752	1.755	1.746	1.692	1.674	1.766	1.731	1.777
Total_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.119	0.118	0.103	0.277	0.284	0.285	0.280	0.290	0.274	0.268	0.273	0.280	0.251	0.281
Al^{VI}	0.450	0.460	0.387	0.343	0.356	0.345	0.362	0.404	0.368	0.333	0.352	0.359	0.383	0.325
Cr	0.023	0.021	0.016	0.007	0.008	0.012	0.007	0.010	0.007	0.005	0.008	0.011	0.006	0.011
Fe³⁺	0.350	0.337	0.367	0.225	0.207	0.139	0.220	0.096	0.241	0.226	0.094	0.199	0.230	0.241
Fe²⁺	0.882	0.884	0.814	1.973	1.964	1.984	1.997	2.094	1.871	1.898	1.987	1.950	1.857	1.945
Mg	3.176	3.180	3.312	2.176	2.180	2.235	2.134	2.107	2.239	2.270	2.285	2.202	2.272	2.197
Total_C	5.000	5.000	4.999	5.001	4.999	5.000	5.000	5.001	5.000	5.000	4.999	5.001	4.999	5.000
Mn	0.016	0.017	0.016	0.025	0.022	0.023	0.022	0.021	0.021	0.018	0.021	0.023	0.019	0.023
Fe²⁺	0.052	0.046	0.052	0.025	0.032	0.054	0.031	0.034	0.027	0.030	0.032	0.021	0.033	0.026
Ca	1.854	1.865	1.855	1.894	1.884	1.880	1.887	1.899	1.897	1.897	1.918	1.905	1.888	1.895
Na	0.078	0.072	0.078	0.057	0.062	0.043	0.060	0.047	0.055	0.055	0.030	0.051	0.060	0.056
Total_B	2.000	2.000	2.001	2.001	2.000	2.000	2.000	2.001	2.000	2.000	2.001	2.000	2.000	2.000
Na	0.355	0.355	0.314	0.322	0.307	0.339	0.269	0.309	0.247	0.265	0.347	0.308	0.279	0.320
K	0.100	0.098	0.087	0.381	0.384	0.375	0.393	0.405	0.390	0.382	0.355	0.380	0.391	0.374
Total_A	0.455	0.453	0.401	0.703	0.691	0.714	0.662	0.714	0.637	0.647	0.702	0.688	0.670	0.694
Σ Cations	15.455	15.454	15.336	15.705	15.690	15.714	15.662	15.716	15.637	15.647	15.702	15.689	15.669	15.694
XMg	0.783	0.782	0.803	0.518	0.519	0.520	0.510	0.495	0.538	0.538	0.528	0.525	0.543	0.524

Continuação da Tabela 4.

MFO217a														
	Amp-13	Amp-14	Amp-15	Amp-16	Amp-17	Amp-18	Amp-19	Amp-20	Amp-21	Amp-22	Amp-23	Amp-24	Amp-25	Amp-26
SiO₂	40.81	40.77	40.89	40.65	40.87	40.82	40.91	40.60	40.95	40.67	40.99	40.66	40.73	40.91
TiO₂	2.40	2.46	2.48	2.47	2.39	2.26	2.20	2.45	2.44	2.45	2.38	2.44	2.41	2.57
Al₂O₃	11.67	11.82	11.77	11.63	11.68	11.87	11.87	11.68	11.67	11.67	11.54	11.58	11.53	11.63
Cr₂O₃	0.04	0.06	0.06	0.07	0.12	0.11	0.11	0.05	0.03	0.07	0.07	0.07	0.04	0.09
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	17.12	17.13	17.19	17.51	17.06	17.31	16.83	17.37	17.09	16.97	16.99	17.22	17.45	17.22
MnO	0.17	0.16	0.18	0.18	0.16	0.17	0.13	0.15	0.16	0.14	0.18	0.17	0.18	0.17
MgO	9.52	9.45	9.43	9.52	9.53	9.59	9.39	9.34	9.47	9.47	9.73	9.51	9.41	9.44
CaO	11.61	11.49	11.50	11.50	11.60	11.74	11.64	11.35	11.52	11.61	11.28	11.38	11.44	11.54
Na₂O	1.16	1.11	1.21	1.14	1.11	1.14	0.84	1.11	1.15	1.21	1.16	1.20	1.22	1.13
K₂O	1.95	1.98	1.96	2.01	2.04	2.00	2.11	1.99	2.01	2.01	1.87	1.97	1.89	2.00
Total	96.47	96.46	96.68	96.73	96.59	97.04	96.08	96.11	96.53	96.30	96.21	96.24	96.34	96.74
Si	6.257	6.257	6.265	6.222	6.260	6.222	6.287	6.259	6.283	6.262	6.290	6.261	6.258	6.269
Al^{IV}	1.743	1.743	1.735	1.778	1.740	1.778	1.713	1.741	1.717	1.738	1.710	1.739	1.742	1.731
Total_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.277	0.284	0.286	0.284	0.275	0.259	0.254	0.284	0.282	0.284	0.275	0.283	0.279	0.296
Al^{VI}	0.365	0.395	0.390	0.320	0.369	0.355	0.437	0.382	0.393	0.379	0.377	0.362	0.346	0.369
Cr	0.005	0.007	0.007	0.008	0.015	0.013	0.013	0.006	0.004	0.009	0.008	0.009	0.005	0.011
Fe³⁺	0.193	0.132	0.116	0.272	0.180	0.254	0.180	0.149	0.109	0.092	0.168	0.145	0.224	0.114
Fe²⁺	1.985	2.019	2.047	1.943	1.985	1.940	1.965	2.032	2.046	2.063	1.946	2.019	1.991	2.054
Mg	2.176	2.162	2.154	2.172	2.176	2.179	2.151	2.147	2.166	2.174	2.226	2.183	2.155	2.156
Total_C	5.001	4.999	5.000	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.001	5.000	5.001	5.000	5.000
Mn	0.022	0.021	0.023	0.023	0.021	0.022	0.017	0.020	0.021	0.018	0.023	0.022	0.023	0.022
Fe²⁺	0.021	0.051	0.043	0.030	0.024	0.017	0.022	0.062	0.041	0.034	0.070	0.057	0.031	0.043
Ca	1.907	1.889	1.888	1.886	1.904	1.917	1.917	1.875	1.894	1.915	1.855	1.877	1.883	1.895
Na	0.050	0.039	0.046	0.061	0.051	0.044	0.045	0.044	0.044	0.033	0.052	0.043	0.062	0.041
Total_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.001	2.001	2.000	2.000	2.000	1.999	1.999	2.001
Na	0.295	0.291	0.313	0.277	0.278	0.293	0.206	0.288	0.298	0.329	0.293	0.315	0.301	0.295
K	0.381	0.388	0.383	0.392	0.399	0.389	0.414	0.391	0.393	0.395	0.366	0.387	0.370	0.391
Total_A	0.676	0.679	0.696	0.669	0.677	0.682	0.620	0.679	0.691	0.724	0.659	0.702	0.671	0.686
Σ Cations	15.677	15.678	15.696	15.668	15.677	15.682	15.621	15.680	15.691	15.725	15.659	15.702	15.670	15.687
XMg	0.518	0.508	0.505	0.521	0.517	0.524	0.518	0.504	0.507	0.507	0.522	0.510	0.513	0.504

Continuação da Tabela 4.

MFO217a				
	Amp-27	Amp-28	Amp-29	Amp-30
SiO₂	40.85	40.96	40.88	40.70
TiO₂	2.57	1.95	2.16	2.38
Al₂O₃	11.58	11.86	11.69	11.82
Cr₂O₃	0.07	0.12	0.11	0.07
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	17.29	17.04	17.04	17.46
MnO	0.18	0.17	0.17	0.19
MgO	9.48	9.45	9.61	9.06
CaO	11.31	11.69	11.30	11.36
Na₂O	1.23	1.09	1.18	1.15
K₂O	1.98	1.99	1.99	2.04
Total	96.56	96.36	96.16	96.25
Si	6.267	6.282	6.286	6.273
Al^{IV}	1.733	1.718	1.714	1.727
Total_T	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.297	0.225	0.250	0.276
Al^{VI}	0.361	0.426	0.405	0.421
Cr	0.008	0.015	0.013	0.009
Fe³⁺	0.139	0.199	0.154	0.116
Fe²⁺	2.026	1.975	1.975	2.097
Mg	2.168	2.161	2.203	2.082
Total_C	4.999	5.001	5.000	5.001
Mn	0.023	0.022	0.022	0.025
Fe²⁺	0.056	0.015	0.066	0.041
Ca	1.859	1.921	1.862	1.876
Na	0.061	0.042	0.050	0.058
Total_B	1.999	2.000	2.000	2.000
Na	0.305	0.282	0.302	0.286
K	0.388	0.389	0.390	0.401
Total_A	0.693	0.671	0.692	0.687
Σ Cations	15.691	15.672	15.692	15.688
XMg	0.507	0.518	0.516	0.490

Tabela 5 – Análise química de feldspatos no hornblenda granulito máfico (#MFO228), no pargasita granulito félsico (#MFO217a) e no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b) com a quantidades de óxidos (em %), cátions (*c.p.f.u.*) e proporção dos membros finais em cada ponto analisado. Cátions por unidade de fórmula foram calculados com base em 8 oxigênios.

MFO228															
	PI1-1	PI1-2	PI1-3	PI1-4	PI1-5	PI1-6	PI1-7	PI1-8	PI1-9	PI2-1	PI2-2	PI2-3	PI2-4	PI2-5	PI2-6
SiO₂	48.17	47.57	48.25	48.31	47.97	47.65	47.11	47.98	47.85	46.96	47.64	48.18	47.98	48.40	47.49
Al₂O₃	33.73	34.02	33.90	33.98	33.83	34.35	34.51	33.98	34.57	34.73	34.49	34.18	33.67	33.98	34.39
Fe₂O₃	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
FeO	0.23	0.21	0.14	0.12	0.21	0.18	0.34	0.13	0.27	0.26	0.24	0.18	0.20	0.14	0.19
CaO	15.99	16.57	16.11	16.12	16.26	16.70	16.82	16.25	16.75	17.00	16.61	16.18	16.26	16.33	16.76
Na₂O	2.21	2.11	2.21	2.20	2.24	1.89	1.69	2.16	1.91	1.81	1.96	2.09	2.22	2.16	1.83
K₂O	0.05	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.05	0.04	0.05	0.04
Total	100.42	100.54	100.70	100.82	100.59	100.84	100.65	100.60	101.42	100.82	101.00	100.90	100.40	101.10	100.72
Si	2.195	2.171	2.192	2.192	2.185	2.166	2.148	2.184	2.164	2.140	2.163	2.185	2.190	2.192	2.162
Al	1.812	1.830	1.816	1.818	1.817	1.841	1.855	1.823	1.843	1.866	1.846	1.827	1.811	1.814	1.846
Total_T	4.007	4.001	4.008	4.010	4.002	4.007	4.003	4.007	4.007	4.006	4.009	4.012	4.001	4.006	4.008
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.009	0.008	0.005	0.005	0.008	0.007	0.013	0.005	0.010	0.010	0.009	0.007	0.008	0.005	0.007
Ca	0.781	0.810	0.785	0.784	0.794	0.814	0.822	0.792	0.812	0.830	0.808	0.786	0.795	0.792	0.818
Na	0.195	0.187	0.195	0.194	0.198	0.167	0.149	0.191	0.168	0.160	0.172	0.184	0.196	0.189	0.162
K	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.003	0.002	0.003	0.002
Total_A	0.990	1.008	0.989	0.987	1.003	0.991	0.996	0.993	0.994	1.003	0.992	0.982	1.003	0.991	0.990
Σ Cations	4.997	5.009	4.998	4.996	5.006	4.997	4.999	5.001	4.999	5.008	5.001	4.994	5.004	4.997	4.997
An	79.775	81.081	79.939	80.000	79.879	82.808	84.481	80.406	82.773	83.669	82.365	80.781	80.060	80.488	83.299
Ab	19.918	18.719	19.857	19.796	19.920	16.989	15.313	19.391	17.125	16.129	17.533	18.911	19.738	19.207	16.497
Or	0.306	0.200	0.204	0.204	0.201	0.203	0.206	0.203	0.102	0.202	0.102	0.308	0.201	0.305	0.204

Continuação da Tabela 5.

MFO228															
	PI2-7	PI2-8	PI2-9	PI2-10	PI2-11	PI3-1	PI3-2	PI3-3	PI3-4	PI4-1	PI4-2	PI4-3	PI4-4	PI4-5	PI4-6
SiO₂	48.07	48.11	48.15	47.73	48.00	47.50	47.65	48.35	48.56	48.30	48.01	48.08	47.85	46.27	48.30
Al₂O₃	33.79	33.85	33.81	34.05	33.99	34.33	34.00	33.52	33.70	33.79	34.10	33.86	34.05	32.56	33.96
Fe₂O₃	0.14	0.14	0.14	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
FeO	0.25	0.27	0.18	0.18	0.18	0.13	0.18	0.22	0.23	0.21	0.21	0.14	0.25	0.15	0.16
CaO	16.28	16.19	16.18	16.43	16.47	16.75	16.41	15.86	16.01	15.90	16.50	16.30	16.49	15.86	16.11
Na₂O	2.200	2.140	2.210	2.08	2.13	1.85	1.98	2.38	2.32	2.20	2.12	2.18	2.05	2.15	2.28
K₂O	0.040	0.040	0.040	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05
Total	100.790	100.770	100.740	100.54	100.86	100.60	100.33	100.41	100.90	100.49	101.01	100.64	100.76	97.07	100.90
Si	2.186	2.188	2.189	2.175	2.181	2.164	2.176	2.204	2.202	2.198	2.179	2.188	2.177	2.185	2.191
Al	1.812	1.814	1.813	1.830	1.821	1.844	1.830	1.801	1.802	1.813	1.824	1.816	1.826	1.813	1.816
Total_T	3.998	4.002	4.002	4.005	4.002	4.008	4.006	4.005	4.004	4.011	4.003	4.004	4.003	3.998	4.007
Fe³⁺	0.005	0.005	0.005	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.010	0.010	0.007	0.007	0.007	0.005	0.007	0.008	0.009	0.008	0.008	0.005	0.009	0.006	0.006
Ca	0.793	0.789	0.788	0.803	0.802	0.818	0.803	0.775	0.778	0.775	0.802	0.795	0.804	0.803	0.783
Na	0.194	0.189	0.195	0.184	0.188	0.163	0.175	0.211	0.204	0.194	0.187	0.192	0.181	0.197	0.201
K	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.003
Total_A	1.004	0.996	0.998	0.998	1.001	0.989	0.991	0.998	0.994	0.982	1.000	0.996	0.997	1.011	0.995
Σ Cations	5.003	4.998	5.001	5.002	5.003	4.996	4.997	5.002	4.999	4.994	5.003	5.001	5.001	5.008	5.002
An	80.182	80.510	80.000	81.193	80.847	83.215	81.939	78.362	79.065	79.815	80.928	80.384	81.459	79.980	79.331
Ab	19.616	19.286	19.797	18.605	18.952	16.582	17.857	21.335	20.732	19.979	18.870	19.414	18.338	19.622	20.365
Or	0.202	0.204	0.203	0.202	0.202	0.203	0.204	0.303	0.203	0.206	0.202	0.202	0.203	0.398	0.304

Continuação da Tabela 5.

MFO228											MFO217a				
	PI4-7	PI5-1	PI5-2	PI5-3	PI5-4	PI5-5	PI5-6	PI5-7	PI5-8	PI5-9	Kfs-01	Kfs-02	Kfs-03	Kfs-04	Kfs-05
SiO₂	48.21	47.95	48.19	48.69	48.28	48.20	48.76	48.56	48.43	48.47	64.59	65.14	64.44	64.58	64.16
Al₂O₃	33.68	33.62	33.90	33.89	33.63	34.11	33.67	33.76	33.72	33.77	18.99	19.06	18.93	19.00	18.92
Fe₂O₃	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	0.15	0.17	0.14	0.20	0.19	0.17	0.23	0.23	0.25	0.29	0.14	0.05	0.10	0.07	0.21
CaO	16.33	16.06	16.08	16.02	15.92	16.18	15.68	15.98	15.97	15.93	0.13	0.17	0.11	0.12	0.10
Na₂O	2.27	2.34	2.13	2.31	2.28	2.23	2.38	2.29	2.41	2.33	0.98	0.94	0.88	0.90	0.87
K₂O	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	14.40	14.59	14.52	14.65	14.48
Total	100.71	100.19	100.52	101.17	100.38	100.96	100.80	100.91	100.86	100.88	99.27	100.00	99.02	99.36	98.89
Si	2.193	2.192	2.193	2.202	2.200	2.186	2.211	2.202	2.199	2.199	2.983	2.987	2.985	2.983	2.978
Al	1.806	1.812	1.818	1.806	1.807	1.823	1.800	1.804	1.805	1.806	1.034	1.030	1.034	1.035	1.036
Total_T	3.999	4.004	4.011	4.008	4.007	4.009	4.011	4.006	4.004	4.005	4.017	4.017	4.019	4.018	4.014
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.006	0.006	0.005	0.008	0.007	0.006	0.009	0.009	0.009	0.011	0.006	0.002	0.004	0.003	0.008
Ca	0.796	0.786	0.784	0.776	0.778	0.786	0.762	0.777	0.777	0.774	0.007	0.009	0.006	0.006	0.005
Na	0.200	0.207	0.188	0.202	0.201	0.196	0.210	0.201	0.213	0.205	0.088	0.083	0.079	0.081	0.078
K	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.849	0.854	0.858	0.863	0.858
Total_A	1.005	1.002	0.980	0.989	0.991	0.992	0.985	0.992	1.004	0.995	0.951	0.950	0.948	0.954	0.958
Σ Cations	5.004	5.007	4.993	4.997	4.997	5.001	4.995	4.998	5.006	5.001	4.968	4.967	4.967	4.972	4.972
An	79.760	79.074	80.493	79.184	79.226	79.878	78.154	79.286	78.248	78.819	9.322	8.774	8.378	8.526	8.289
Ab	20.040	20.825	19.302	20.612	20.468	19.919	21.538	20.510	21.450	20.876	0.742	0.951	0.636	0.632	0.531
Or	0.200	0.101	0.205	0.204	0.305	0.203	0.308	0.204	0.302	0.305	89.936	90.275	90.986	90.842	91.180

Continuação da Tabela 5.

MFO217a															
	Kfs-06	Kfs-07	Kfs-08	Kfs-09	Kfs-10	Kfs-11	Kfs-12	Kfs-14	Kfs-15	Kfs-16	Kfs-17	Kfs-18	Kfs-19	Kfs-20	Kfs-21
SiO₂	64.46	64.49	64.55	64.61	64.65	64.60	65.02	64.61	64.43	64.24	64.86	64.56	64.21	64.72	64.41
Al₂O₃	18.99	18.85	18.88	19.04	19.12	18.92	18.90	18.98	18.96	18.85	19.00	19.05	19.08	19.16	18.99
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	0.14	0.09	0.07	0.07	0.09	0.13	0.10	0.12	0.08	0.13	0.14	0.22	0.07	0.07	0.13
CaO	0.12	0.12	0.16	0.12	0.14	0.12	0.08	0.16	0.13	0.28	0.12	0.17	0.15	0.17	0.15
Na₂O	0.80	0.71	0.73	0.72	0.73	0.74	0.84	0.88	0.84	0.87	0.88	0.78	0.91	0.91	0.86
K₂O	14.60	14.70	14.80	14.88	14.76	14.72	14.76	14.63	14.63	14.47	14.59	14.74	14.61	14.53	14.62
Total	99.15	98.98	99.23	99.49	99.53	99.25	99.74	99.42	99.12	98.87	99.64	99.57	99.05	99.58	99.21
Si	2.983	2.989	2.987	2.982	2.981	2.987	2.991	2.983	2.983	2.982	2.986	2.979	2.976	2.980	2.981
Al	1.036	1.030	1.030	1.036	1.039	1.031	1.025	1.033	1.035	1.031	1.031	1.036	1.042	1.040	1.036
Total_T	4.019	4.019	4.017	4.018	4.020	4.018	4.016	4.016	4.018	4.013	4.017	4.015	4.018	4.020	4.017
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	0.004	0.004	0.003	0.005	0.005	0.009	0.003	0.003	0.005
Ca	0.006	0.006	0.008	0.006	0.007	0.006	0.004	0.008	0.007	0.014	0.006	0.009	0.007	0.008	0.008
Na	0.072	0.063	0.065	0.064	0.065	0.066	0.075	0.079	0.076	0.078	0.079	0.070	0.081	0.081	0.077
K	0.862	0.869	0.874	0.876	0.868	0.868	0.866	0.862	0.864	0.857	0.857	0.868	0.864	0.854	0.863
Total_A	0.946	0.942	0.951	0.951	0.944	0.946	0.950	0.954	0.951	0.955	0.948	0.958	0.956	0.947	0.955
Σ Cations	4.966	4.962	4.968	4.970	4.966	4.965	4.967	4.971	4.970	4.970	4.967	4.971	4.976	4.967	4.972
An	7.660	6.716	6.864	6.765	6.915	7.021	7.937	8.325	8.025	8.219	8.386	7.392	8.508	8.590	8.122
Ab	0.638	0.640	0.845	0.634	0.745	0.638	0.423	0.843	0.739	1.475	0.637	0.950	0.735	0.848	0.844
Or	91.702	92.644	92.291	92.600	92.340	92.340	91.640	90.832	91.235	90.306	90.977	91.658	90.756	90.562	91.034

Continuação da Tabela 5.

MFO217a															
	Kfs-22	Kfs-23	Kfs-24	Kfs-25	Kfs-26	Kfs-27	Kfs-28	Kfs-29	Kfs-30	Pl-01	Pl-02	Pl-03	Pl-04	Pl-05	Pl-06
SiO₂	64.30	64.16	64.58	64.73	64.36	64.56	64.43	64.31	64.63	57.16	57.03	56.81	56.47	57.32	56.94
Al₂O₃	18.84	18.75	18.89	19.17	19.07	18.92	19.20	18.99	18.95	27.09	27.33	27.40	27.46	27.36	27.36
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	0.02	0.05	0.05	0.03	0.12	0.07	0.02	0.07	0.06	0.19	0.16	0.16	0.14	0.18	0.15
CaO	0.17	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.10	0.18	0.12	9.26	9.31	9.37	9.28	9.35	9.43
Na₂O	0.83	0.85	0.85	0.86	0.66	0.65	0.74	0.73	0.73	5.77	5.72	5.62	5.76	5.74	5.84
K₂O	14.56	14.62	14.62	14.69	14.99	14.74	14.68	14.83	14.80	0.42	0.36	0.44	0.39	0.44	0.46
Total	98.75	98.58	99.12	99.62	99.34	99.10	99.21	99.13	99.32	99.96	99.94	99.85	99.55	100.43	100.22
Si	2.987	2.987	2.988	2.981	2.978	2.988	2.978	2.980	2.986	2.565	2.559	2.553	2.546	2.560	2.552
Al	1.032	1.029	1.030	1.041	1.040	1.032	1.046	1.037	1.032	1.433	1.446	1.452	1.459	1.441	1.446
Total_T	4.019	4.016	4.018	4.022	4.018	4.020	4.024	4.017	4.018	3.998	4.005	4.005	4.005	4.001	3.998
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.001	0.002	0.002	0.001	0.004	0.003	0.001	0.003	0.002	0.007	0.006	0.006	0.005	0.007	0.006
Ca	0.008	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.005	0.009	0.006	0.445	0.447	0.451	0.448	0.447	0.453
Na	0.075	0.077	0.076	0.077	0.059	0.058	0.066	0.065	0.065	0.503	0.498	0.490	0.503	0.497	0.507
K	0.863	0.868	0.863	0.863	0.885	0.870	0.866	0.877	0.872	0.024	0.021	0.025	0.022	0.025	0.026
Total_A	0.948	0.954	0.948	0.948	0.955	0.938	0.939	0.955	0.946	0.982	0.973	0.973	0.980	0.977	0.994
Σ Cations	4.966	4.971	4.966	4.969	4.974	4.960	4.964	4.972	4.966	4.981	4.978	4.978	4.987	4.980	4.992
An	7.928	8.097	8.042	8.140	6.211	6.210	7.044	6.835	6.893	51.749	51.553	50.725	51.696	51.290	51.420
Ab	0.846	0.631	0.635	0.634	0.632	0.642	0.534	0.946	0.636	45.782	46.273	46.687	46.043	46.130	45.943
Or	91.226	91.272	91.323	91.226	93.158	93.148	92.423	92.219	92.471	2.469	2.174	2.588	2.261	2.580	2.637

Continuação da Tabela 5.

MFO217a															
	PI-07	PI-08	PI-09	PI-10	PI-11	PI-12	PI-13	PI-14	PI-15	PI-16	PI-17	PI-18	PI-19	PI-20	PI-21
SiO₂	56.85	57.26	56.96	57.09	57.10	56.42	57.16	57.26	57.07	57.29	57.41	57.11	56.82	57.25	56.94
Al₂O₃	27.50	27.36	27.33	27.33	27.34	27.29	27.26	27.13	27.21	27.23	27.37	27.14	27.33	26.96	27.36
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
FeO	0.12	0.17	0.13	0.12	0.16	0.19	0.13	0.16	0.16	0.15	0.19	0.12	0.19	0.17	0.17
CaO	9.56	9.25	9.21	9.25	9.10	9.35	9.27	9.21	9.33	9.16	9.27	9.14	9.29	9.38	9.51
Na₂O	5.63	5.78	5.60	5.56	5.77	5.70	5.64	5.50	5.73	5.87	5.67	5.64	5.61	5.73	5.68
K₂O	0.44	0.44	0.45	0.45	0.49	0.45	0.50	0.51	0.52	0.52	0.52	0.52	0.48	0.46	0.43
Total	100.14	100.30	99.74	99.83	100.01	99.45	99.98	99.81	100.06	100.26	100.47	99.72	99.77	100.00	100.15
Si	2.548	2.561	2.560	2.562	2.561	2.548	2.563	2.571	2.560	2.564	2.563	2.567	2.555	2.569	2.553
Al	1.453	1.443	1.448	1.446	1.446	1.453	1.441	1.436	1.439	1.437	1.441	1.438	1.449	1.426	1.446
Total_T	4.001	4.004	4.008	4.008	4.007	4.001	4.004	4.007	3.999	4.001	4.004	4.005	4.004	3.995	3.999
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.004	0.006	0.005	0.004	0.006	0.007	0.005	0.006	0.006	0.006	0.007	0.004	0.007	0.007	0.006
Ca	0.459	0.443	0.444	0.445	0.437	0.452	0.445	0.443	0.448	0.439	0.444	0.440	0.448	0.451	0.457
Na	0.490	0.501	0.488	0.483	0.502	0.499	0.491	0.479	0.498	0.509	0.491	0.492	0.489	0.499	0.494
K	0.025	0.025	0.026	0.026	0.028	0.026	0.028	0.029	0.030	0.030	0.030	0.030	0.028	0.027	0.024
Total_A	0.980	0.976	0.965	0.960	0.975	0.986	0.970	0.958	0.984	0.986	0.973	0.968	0.974	0.986	0.983
Σ Cations	4.982	4.980	4.973	4.969	4.981	4.988	4.975	4.965	4.984	4.986	4.976	4.974	4.978	4.980	4.983
An	50.308	51.703	50.939	50.629	51.913	51.075	50.934	50.368	51.025	52.045	50.881	51.143	50.674	51.075	50.667
Ab	47.125	45.717	46.347	46.646	45.191	46.264	46.162	46.583	45.902	44.888	46.010	45.738	46.425	46.162	46.872
Or	2.567	2.580	2.714	2.725	2.896	2.661	2.905	3.049	3.074	3.067	3.109	3.119	2.902	2.764	2.462

Continuação da Tabela 5.

MFO217a										OS14b					
	PI-22	PI-23	PI-24	PI-25	PI-26	PI-27	PI-28	PI-29	PI-30	Kfs1-1	Kfs1-2	Kfs1-3	Kfs1-4	Kfs1-5	Kfs1-6
SiO₂	56.71	57.22	57.46	56.67	57.18	57.15	54.07	56.15	57.36	64.43	64.64	64.41	64.19	64.23	64.07
Al₂O₃	27.82	27.26	27.30	27.46	27.47	27.10	23.45	26.32	27.28	18.86	18.92	18.93	18.88	18.98	18.90
Fe₂O₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	0.20	0.17	0.13	0.15	0.14	0.19	4.24	1.46	0.16	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
CaO	9.69	9.41	9.16	9.44	9.51	9.40	7.78	8.85	9.41	0.09	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02
Na₂O	5.57	5.65	5.84	5.69	5.68	5.61	4.53	5.41	5.69	0.92	0.94	0.73	0.56	0.61	0.59
K₂O	0.35	0.52	0.56	0.52	0.55	0.53	0.77	0.53	0.44	14.94	14.88	15.33	15.41	15.45	15.39
Total	100.38	100.27	100.51	99.98	100.56	100.01	97.86	99.48	100.38	99.48	99.64	99.67	99.27	99.55	99.20
Si	2.537	2.561	2.565	2.546	2.554	2.565	2.532	2.549	2.563	2.979	2.982	2.977	2.979	2.974	2.976
Al	1.467	1.439	1.437	1.455	1.446	1.434	1.295	1.408	1.437	1.028	1.029	1.031	1.033	1.036	1.035
Total_T	4.004	4.000	4.002	4.001	4.000	3.999	3.827	3.957	4.000	4.007	4.011	4.008	4.012	4.01	4.011
Fe³⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007
Fe²⁺	0.008	0.006	0.005	0.006	0.005	0.007	0.166	0.056	0.006	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.464	0.451	0.438	0.455	0.455	0.452	0.390	0.431	0.450	0.005	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001
Na	0.483	0.491	0.505	0.496	0.492	0.488	0.411	0.476	0.493	0.083	0.084	0.066	0.05	0.054	0.053
K	0.020	0.030	0.032	0.030	0.031	0.030	0.046	0.030	0.025	0.881	0.876	0.904	0.912	0.913	0.912
Total_A	0.976	0.980	0.983	0.988	0.984	0.978	1.222	1.042	0.976	0.977	0.97	0.98	0.97	0.976	0.973
Σ Cations	4.980	4.979	4.985	4.989	4.985	4.977	5.049	4.999	4.977	4.985	4.981	4.989	4.983	4.988	4.986
An	49.948	50.514	51.795	50.561	50.307	50.309	48.524	50.800	50.930	0.516	0.208	0.206	0.104	0.206	0.104
Ab	47.983	46.399	44.923	46.381	46.524	46.598	46.045	45.998	46.488	8.566	8.732	6.790	5.192	5.573	5.487
Or	2.068	3.086	3.282	3.058	3.170	3.093	5.431	3.202	2.583	90.918	91.060	93.004	94.704	94.221	94.410

Continuação da Tabela 5.

OS14b															
	Kfs2-1	Kfs2-2	Kfs2-3	Kfs2-4	Kfs2-5	Kfs2-6	Kfs2-7	Kfs2-8	Kfs2-9	Kfs2-10	Kfs2-11	Kfs3-1	Kfs3-2	Kfs3-3	Kfs3-4
SiO₂	64.54	64.29	64.84	64.37	64.80	64.35	64.26	64.52	64.88	64.67	64.48	64.63	64.27	64.47	64.57
Al₂O₃	18.97	18.99	19.17	18.86	19.07	18.81	19.04	19.22	19.11	18.90	19.07	18.97	18.88	18.79	18.89
Fe₂O₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	0.05	0.03	0.06	0.03	0.07	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.06	0.04
CaO	0.07	0.09	0.07	0.08	0.07	0.09	0.08	0.33	0.20	0.31	0.08	0.07	0.11	0.06	0.08
Na₂O	0.78	0.84	0.83	0.81	0.82	0.83	0.81	0.99	0.83	0.83	0.97	0.86	0.85	0.61	0.85
K₂O	15.14	15.13	14.97	14.99	14.91	15.06	15.12	14.88	14.96	14.79	14.93	14.94	14.91	15.32	14.96
Total	99.75	99.57	100.15	99.35	99.96	99.36	99.54	100.15	100.18	99.73	99.74	99.67	99.25	99.53	99.60
Si	2.978	2.973	2.976	2.98	2.979	2.981	2.972	2.965	2.977	2.98	2.974	2.980	2.978	2.983	2.981
Al	1.032	1.035	1.037	1.029	1.034	1.027	1.038	1.041	1.034	1.027	1.037	1.031	1.031	1.025	1.028
Total_T	4.01	4.008	4.013	4.009	4.013	4.008	4.01	4.006	4.011	4.007	4.011	4.011	4.009	4.008	4.009
Fe³⁺	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007
Fe²⁺	0.002	0.001	0.002	0.001	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002
Ca	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.016	0.01	0.015	0.004	0.003	0.006	0.003	0.004
Na	0.07	0.075	0.074	0.073	0.073	0.075	0.072	0.088	0.073	0.074	0.087	0.077	0.077	0.055	0.076
K	0.891	0.893	0.877	0.885	0.874	0.89	0.892	0.872	0.876	0.87	0.879	0.879	0.882	0.904	0.881
Total_A	0.973	0.98	0.964	0.97	0.961	0.977	0.976	0.983	0.967	0.967	0.977	0.967	0.973	0.971	0.970
Σ Cations	4.984	4.99	4.977	4.981	4.975	4.985	4.988	4.991	4.978	4.975	4.988	4.979	4.982	4.981	4.980
An	0.311	0.412	0.419	0.416	0.421	0.515	0.413	1.639	1.043	1.564	0.412	0.313	0.622	0.312	0.416
Ab	7.261	7.716	7.749	7.588	7.676	7.732	7.438	9.016	7.612	7.716	8.969	8.029	7.979	5.717	7.908
Or	92.427	91.872	91.832	91.996	91.903	91.753	92.149	89.344	91.345	90.719	90.619	91.658	91.399	93.971	91.675

Continuação da Tabela 5.

OS14b															
	Kfs3-5	Pl1-1	Pl1-2	Pl1-3	Pl1-4	Pl1-5	Pl1-6	Pl1-7	Pl1-8	Pl1-9	Pl1-10	Pl2-1	Pl2-2	Pl2-3	Pl2-4
SiO₂	64.77	58.64	58.62	58.40	58.33	58.08	57.90	58.43	58.31	58.22	58.48	58.83	58.63	58.83	59.11
Al₂O₃	19.08	26.56	26.58	26.49	26.66	26.57	26.52	26.80	26.90	26.57	26.42	26.68	26.54	26.69	26.54
Fe₂O₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	0.01	0.07	0.05	0.04	0.08	0.09	0.05	0.03	0.03	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04	0.08
CaO	0.22	8.14	7.92	8.03	7.95	8.14	8.20	8.17	8.01	8.11	8.15	7.96	7.98	8.04	7.64
Na₂O	0.88	6.73	6.82	6.73	6.78	6.74	6.86	6.61	6.67	6.67	6.65	6.83	6.75	6.84	6.74
K₂O	14.85	0.19	0.17	0.19	0.18	0.18	0.19	0.21	0.21	0.18	0.20	0.26	0.21	0.21	0.27
Total	100.01	100.52	100.40	100.12	100.19	100.01	99.93	100.47	100.35	100.01	100.15	100.79	100.36	100.86	100.58
Si	2.976	2.608	2.609	2.607	2.602	2.598	2.594	2.600	2.597	2.602	2.610	2.609	2.610	2.607	2.622
Al	1.034	1.393	1.395	1.394	1.402	1.401	1.401	1.406	1.412	1.400	1.390	1.395	1.393	1.395	1.388
Total_T	4.010	4.001	4.004	4.001	4.004	3.999	3.995	4.006	4.009	4.002	4.000	4.004	4.003	4.002	4.010
Fe³⁺	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007
Fe²⁺	0.000	0.003	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003
Ca	0.011	0.388	0.378	0.384	0.380	0.390	0.393	0.389	0.382	0.388	0.390	0.378	0.381	0.382	0.363
Na	0.079	0.581	0.589	0.583	0.586	0.584	0.596	0.570	0.576	0.578	0.575	0.587	0.583	0.588	0.579
K	0.870	0.011	0.010	0.011	0.010	0.011	0.011	0.012	0.012	0.010	0.012	0.015	0.012	0.012	0.015
Total_A	0.967	0.990	0.986	0.986	0.986	0.995	1.009	0.979	0.978	0.985	0.985	0.988	0.985	0.991	0.967
Σ Cations	4.978	4.988	4.989	4.989	4.991	4.995	5.005	4.985	4.988	4.988	4.985	4.992	4.987	4.992	4.978
An	1.146	39.592	38.690	39.264	38.934	39.594	39.300	40.062	39.381	39.754	39.918	38.571	39.037	38.900	37.931
Ab	8.229	59.286	60.287	59.611	60.041	59.289	59.600	58.702	59.381	59.221	58.854	59.898	59.734	59.878	60.502
Or	90.625	1.122	1.024	1.125	1.025	1.117	1.100	1.236	1.237	1.025	1.228	1.531	1.230	1.222	1.567

Continuação da Tabela 5.

OS14b										
	PI2-5	PI2-6	PI2-7	PI2-8	PI2-9	PI2-10	PI2-11	PI2-12	PI2-13	PI2-14
SiO₂	58.64	58.95	59.33	58.69	58.90	58.60	56.98	58.63	58.16	58.86
Al₂O₃	26.49	26.57	26.28	26.21	26.59	26.42	25.82	26.29	26.57	26.88
Fe₂O₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	0.05	0.02	0.06	0.10	0.10	0.07	0.04	0.04	0.03	0.06
CaO	7.98	7.96	7.71	7.97	8.02	7.97	8.06	8.17	8.13	8.14
Na₂O	6.77	6.83	7.00	6.80	6.72	6.67	6.67	6.90	6.53	6.69
K₂O	0.24	0.20	0.13	0.20	0.21	0.23	0.18	0.16	0.24	0.19
Total	100.38	100.75	100.72	100.18	100.75	100.16	97.98	100.41	99.87	101.01
Si	2.611	2.614	2.629	2.619	2.612	2.614	2.603	2.612	2.603	2.604
Al	1.391	1.389	1.373	1.378	1.390	1.389	1.391	1.381	1.402	1.402
Total_T	4.002	4.003	4.002	3.997	4.002	4.003	3.994	3.993	4.005	4.006
Fe³⁺	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007
Fe²⁺	0.002	0.001	0.002	0.004	0.004	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002
Ca	0.381	0.378	0.366	0.381	0.381	0.381	0.395	0.390	0.390	0.386
Na	0.585	0.587	0.602	0.588	0.578	0.577	0.591	0.596	0.567	0.574
K	0.014	0.011	0.007	0.012	0.012	0.013	0.010	0.009	0.014	0.011
Total_A	0.989	0.984	0.984	0.992	0.982	0.981	1.005	1.003	0.979	0.980
Σ Cations	4.990	4.988	4.986	4.989	4.984	4.983	4.999	4.997	4.983	4.984
An	38.878	38.730	37.538	38.838	39.238	39.238	39.659	39.196	40.165	39.753
Ab	59.694	60.143	61.744	59.939	59.526	59.423	59.337	59.899	58.393	59.114
Or	1.429	1.127	0.718	1.223	1.236	1.339	1.004	0.905	1.442	1.133

Tabela 6 - Análise química de granada no biotita-granada migmatito com silimanita e feldspato potássico (#OS14b) com a quantidades de óxidos (em %), de cátions (*c.p.f.u.*) e a proporção dos membros finais em cada ponto analisado. Cátions por unidade de fórmula foram calculados com base em 12 oxigênios.

	Grt1-1	Grt1-2	Grt1-3	Grt1-4	Grt1-5	Grt1-6	Grt1-7	Grt1-8	Grt1-9	Grt1-10	Grt1-11	Grt1-12	Grt1-13	Grt1-14	Grt1-15
SiO₂	38.96	38.80	38.31	38.90	39.28	39.00	39.05	38.60	39.17	39.01	38.95	38.84	38.63	38.88	38.93
TiO₂	0.02	0.01	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Al₂O₃	21.88	22.14	21.84	22.01	22.23	22.08	21.79	21.83	22.24	21.99	21.91	21.99	21.74	21.89	21.94
Cr₂O₃	0.06	0.06	0.02	0.02	0.06	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.04	0.03
Fe₂O₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	27.51	27.16	27.26	27.69	27.62	27.72	27.75	27.70	27.65	27.29	27.55	27.68	27.73	27.67	27.53
MnO	0.60	0.63	0.60	0.62	0.60	0.61	0.61	0.58	0.58	0.61	0.62	0.59	0.58	0.61	0.62
MgO	9.37	9.43	9.16	9.35	9.69	9.50	9.67	9.50	9.51	9.55	9.40	9.51	9.26	9.11	9.44
CaO	1.37	1.35	1.38	1.41	1.39	1.37	1.27	1.43	1.40	1.31	1.38	1.41	1.34	1.33	1.33
Na₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
K₂O	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
Total	99.99	99.79	98.78	100.25	101.09	100.52	100.36	99.88	100.78	99.99	100.08	100.25	99.55	99.75	100.06
Si	2.998	2.988	2.986	2.989	2.988	2.988	2.997	2.980	2.990	2.998	2.996	2.984	2.992	3.002	2.994
Al^{IV}	0.002	0.012	0.014	0.011	0.012	0.012	0.003	0.020	0.010	0.002	0.004	0.016	0.008	0.000	0.006
Total_z	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al^{VI}	1.984	1.998	1.993	1.983	1.982	1.982	1.968	1.967	1.991	1.990	1.983	1.976	1.977	1.994	1.983
Ti	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Cr	0.004	0.004	0.001	0.001	0.004	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002
Fe³⁺	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012
Total_y	2.001	2.015	2.007	1.998	1.998	1.995	1.981	1.980	2.005	2.003	1.997	1.990	1.992	2.009	1.998
Fe²⁺	1.771	1.749	1.777	1.779	1.757	1.776	1.781	1.789	1.765	1.754	1.772	1.779	1.796	1.787	1.771
Mg	0.039	0.041	0.039	0.040	0.039	0.040	0.040	0.038	0.037	0.040	0.040	0.038	0.038	0.040	0.040
Mn	1.075	1.082	1.064	1.071	1.098	1.085	1.106	1.094	1.082	1.094	1.078	1.089	1.069	1.048	1.083
Ca	0.113	0.111	0.115	0.116	0.113	0.113	0.104	0.118	0.114	0.108	0.114	0.116	0.111	0.110	0.110
Total_x	2.998	2.983	2.995	3.006	3.007	3.014	3.031	3.039	2.998	2.996	3.004	3.022	3.014	2.985	3.004
Σ Cations	8.000	7.998	8.003	8.006	8.008	8.010	8.012	8.019	8.004	8.000	8.006	8.013	8.009	7.995	8.003
Pyr	35.857	36.272	35.526	35.629	36.515	35.999	36.490	35.999	36.091	36.515	35.885	36.036	35.468	35.109	36.052
Alm	59.073	58.632	59.332	59.182	58.430	58.925	58.759	58.868	58.873	58.545	58.988	58.868	59.589	59.866	58.955
Sps	1.301	1.374	1.302	1.331	1.297	1.327	1.320	1.250	1.234	1.335	1.332	1.257	1.261	1.340	1.332
Grs	3.769	3.721	3.840	3.859	3.758	3.749	3.431	3.883	3.803	3.605	3.795	3.839	3.683	3.685	3.662
Adr	0.600	0.596	0.598	0.601	0.601	0.602	0.606	0.606	0.599	0.599	0.601	0.603	0.602	0.597	0.601
Uv	0.200	0.199	0.050	0.050	0.200	0.000	0.050	0.051	0.050	0.000	0.050	0.050	0.100	0.100	0.100

Continuação da Tabela 6.

	Grt1-16	Grt1-17	Grt1-18	Grt1-19	Grt1-20	Grt2-1	Grt2-2	Grt2-3	Grt2-4	Grt2-5	Grt2-6	Grt2-7	Grt2-8	Grt2-9	Grt2-10
SiO₂	38.56	38.91	38.78	38.84	39.04	39.33	38.89	38.92	39.01	38.73	38.88	38.76	38.76	39.06	38.91
TiO₂	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
Al₂O₃	21.91	22.04	22.00	22.18	21.89	22.04	22.01	21.74	21.92	21.75	22.06	22.04	21.85	22.12	22.06
Cr₂O₃	0.07	0.03	0.07	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.10	0.05	0.09	0.07	0.06
Fe₂O₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	27.69	27.57	27.67	27.66	27.87	27.64	27.92	27.86	27.89	27.56	27.62	27.66	27.62	28.00	27.86
MnO	0.62	0.57	0.63	0.59	0.59	0.64	0.63	0.61	0.60	0.56	0.59	0.61	0.60	0.58	0.64
MgO	9.46	9.30	9.47	9.51	9.17	9.58	9.59	9.66	9.61	9.56	9.47	9.46	9.45	9.52	9.57
CaO	1.32	1.33	1.28	1.32	1.18	1.31	1.27	1.24	1.23	1.21	1.20	1.27	1.27	1.20	1.20
Na₂O	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02
K₂O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	99.87	100.01	100.12	100.38	100.01	100.82	100.57	100.29	100.54	99.62	100.12	100.06	99.87	100.77	100.55
Si	2.978	2.994	2.984	2.979	3.006	3.001	2.981	2.991	2.990	2.993	2.988	2.983	2.990	2.986	2.982
Al^{IV}	0.022	0.006	0.016	0.021	0.000	0.000	0.019	0.009	0.010	0.007	0.012	0.017	0.010	0.014	0.018
Total_z	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al^{VI}	1.973	1.993	1.980	1.985	1.993	1.983	1.970	1.961	1.971	1.974	1.987	1.983	1.977	1.980	1.975
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Cr	0.004	0.002	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002	0.002	0.003	0.006	0.003	0.006	0.004	0.003
Fe³⁺	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012
Total_y	1.990	2.008	1.997	2.001	2.010	2.000	1.986	1.976	1.986	1.990	2.006	1.999	1.996	1.997	1.991
Fe²⁺	1.788	1.774	1.781	1.775	1.795	1.763	1.790	1.791	1.787	1.781	1.776	1.781	1.782	1.790	1.786
Mg	0.040	0.037	0.041	0.038	0.039	0.041	0.041	0.039	0.039	0.037	0.038	0.040	0.039	0.037	0.041
Mn	1.088	1.067	1.086	1.088	1.052	1.089	1.095	1.107	1.098	1.101	1.084	1.085	1.086	1.085	1.093
Ca	0.109	0.110	0.105	0.108	0.097	0.107	0.104	0.102	0.101	0.100	0.099	0.104	0.105	0.098	0.098
Total_x	3.025	2.988	3.013	3.009	2.983	3.000	3.030	3.039	3.025	3.019	2.997	3.010	3.012	3.010	3.018
Σ Cations	8.017	8.001	8.011	8.010	7.992	8.001	8.016	8.017	8.012	8.009	8.003	8.009	8.007	8.008	8.014
Pyr	35.967	35.710	36.044	36.158	35.267	36.300	36.139	36.426	36.298	36.469	36.170	36.047	36.056	36.047	36.216
Alm	59.107	59.371	59.111	58.990	60.174	58.767	59.076	58.934	59.074	58.993	59.259	59.169	59.163	59.468	59.178
Sps	1.322	1.238	1.361	1.263	1.307	1.367	1.353	1.283	1.289	1.226	1.268	1.329	1.295	1.229	1.359
Grs	3.603	3.681	3.485	3.589	3.252	3.567	3.432	3.356	3.339	3.312	3.303	3.455	3.486	3.256	3.247
Adr	0.603	0.598	0.601	0.600	0.597	0.600	0.604	0.607	0.604	0.603	0.598	0.600	0.601	0.601	0.603
Uv	0.201	0.100	0.250	0.200	0.199	0.200	0.151	0.101	0.101	0.151	0.299	0.150	0.301	0.200	0.151

Continuação da Tabela 6.

	Grt2-11	Grt2-12	Grt2-13	Grt2-14	Grt2-15
SiO₂	39.03	38.88	38.84	38.71	38.84
TiO₂	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Al₂O₃	21.79	21.87	22.09	21.89	21.87
Cr₂O₃	0.08	0.06	0.08	0.05	0.07
Fe₂O₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	28.20	27.75	27.83	27.98	27.97
MnO	0.57	0.59	0.62	0.62	0.61
MgO	9.35	9.48	9.46	9.18	9.22
CaO	1.23	1.22	1.28	1.26	1.27
Na₂O	0.05	0.01	0.02	0.01	0.00
K₂O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.53	100.09	100.45	99.92	100.05
Si	2.996	2.992	2.980	2.989	2.994
Al^{IV}	0.004	0.008	0.020	0.011	0.006
Total_z	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al^{VI}	1.968	1.976	1.978	1.982	1.981
Ti	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
Cr	0.005	0.004	0.005	0.003	0.004
Fe³⁺	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012
Total_y	1.986	1.994	1.997	1.998	1.998
Fe²⁺	1.810	1.786	1.786	1.806	1.803
Mg	0.037	0.038	0.040	0.041	0.040
Mn	1.070	1.088	1.082	1.057	1.059
Ca	0.101	0.101	0.105	0.104	0.104
Total_x	3.018	3.013	3.013	3.008	3.006
Σ Cations	8.012	8.007	8.013	8.007	8.004
Pyr	35.454	36.110	35.911	35.140	35.230
Alm	59.973	59.276	59.276	60.040	59.980
Sps	1.226	1.261	1.328	1.363	1.331
Grs	3.347	3.352	3.485	3.457	3.460
Adr	0.604	0.602	0.601	0.601	0.601
Uv	0.252	0.201	0.250	0.150	0.200

Tabela 7 - Análise química de biotita no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b) com a quantidades de óxidos (em %) e de cátions (*c.p.f.u.*) em cada ponto analisado. Cátions por unidade de fórmula foram calculados com base em 11 oxigênios.

	Bt1-1	Bt1-2	Bt1-3	Bt1-4	Bt1-5	Bt1-6	Bt1-7	Bt1-8	Bt2-1	Bt2-2	Bt2-3	Bt2-4	Bt2-5	Bt2-6	Bt2-7	Bt2-8	Bt2-9
SiO₂	36.38	36.71	36.55	36.22	36.15	35.82	36.08	36.17	36.52	36.37	36.42	36.41	36.25	36.37	36.31	36.09	36.09
TiO₂	4.30	3.79	4.80	4.32	4.56	5.06	4.90	4.85	5.82	5.16	5.17	5.09	5.24	5.16	5.02	5.32	4.81
Al₂O₃	16.73	17.19	16.65	16.60	16.16	16.20	16.24	15.98	16.39	16.41	16.41	16.45	16.39	15.99	16.55	16.09	16.35
Cr₂O₃	0.28	0.28	0.25	0.39	0.40	0.38	0.37	0.43	0.30	0.27	0.26	0.32	0.29	0.29	0.22	0.30	0.31
Fe₂O₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	14.91	14.44	14.99	15.24	15.70	15.37	15.17	15.28	15.38	15.15	14.74	14.91	15.50	15.56	15.24	15.49	15.86
MnO	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02
MgO	12.23	12.55	11.72	11.70	11.56	11.52	11.82	11.90	11.19	12.00	11.97	12.00	11.81	11.80	11.98	11.43	11.54
CaO	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01
Na₂O	0.05	0.06	0.07	0.07	0.10	0.07	0.10	0.07	0.06	0.04	0.10	0.11	0.09	0.04	0.06	0.10	0.08
K₂O	9.64	9.59	9.61	9.43	9.46	9.50	9.45	9.44	9.59	9.56	9.67	9.55	9.55	9.65	9.53	9.48	9.43
Total	94.75	94.82	94.86	94.19	94.30	94.15	94.35	94.34	95.49	95.16	94.93	95.05	95.37	95.11	95.15	94.54	94.70
Si	2.736	2.746	2.744	2.743	2.744	2.722	2.730	2.739	2.731	2.726	2.733	2.730	2.718	2.737	2.722	2.731	2.728
Al^{IV}	1.264	1.254	1.256	1.257	1.256	1.278	1.270	1.261	1.269	1.274	1.267	1.270	1.282	1.263	1.278	1.269	1.272
Total_T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al^{VI}	0.219	0.262	0.218	0.224	0.190	0.174	0.179	0.166	0.176	0.176	0.185	0.184	0.166	0.156	0.185	0.166	0.185
Ti	0.243	0.213	0.271	0.246	0.261	0.289	0.279	0.276	0.327	0.291	0.292	0.287	0.295	0.292	0.283	0.303	0.273
Cr	0.016	0.016	0.015	0.024	0.024	0.023	0.022	0.026	0.017	0.016	0.015	0.019	0.017	0.017	0.013	0.018	0.018
Fe³⁺	0.011	0.011	0.011	0.011	0.012	0.012	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011
Fe²⁺	0.938	0.904	0.941	0.965	0.996	0.977	0.960	0.968	0.962	0.950	0.925	0.935	0.972	0.979	0.956	0.980	1.003
Mn	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001
Mg	1.371	1.399	1.312	1.321	1.308	1.304	1.333	1.343	1.247	1.340	1.338	1.340	1.319	1.323	1.339	1.289	1.301
Total_M	2.799	2.806	2.770	2.792	2.792	2.780	2.786	2.791	2.742	2.785	2.766	2.777	2.782	2.780	2.789	2.768	2.792
Ca	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001
Na	0.007	0.009	0.010	0.010	0.014	0.011	0.015	0.010	0.009	0.005	0.014	0.016	0.014	0.006	0.009	0.015	0.011
K	0.924	0.915	0.921	0.911	0.916	0.921	0.912	0.912	0.915	0.915	0.925	0.913	0.914	0.926	0.912	0.915	0.909
Total_I	0.932	0.925	0.931	0.921	0.930	0.933	0.927	0.922	0.925	0.920	0.940	0.929	0.930	0.932	0.922	0.932	0.921
Σ Cátions	7.732	7.731	7.701	7.714	7.721	7.712	7.714	7.714	7.668	7.705	7.707	7.707	7.712	7.714	7.712	7.700	7.716
XMg	0.591	0.605	0.580	0.575	0.565	0.569	0.579	0.578	0.562	0.582	0.588	0.586	0.573	0.572	0.581	0.565	0.562

Continuação da Tabela 7.

	Bt2-10	Bt11	Bt3-1	Bt3-2	Bt3-3	Bt3-4	Bt3-5	Bt4-1	Bt4-2	Bt4-3	Bt4-4	Bt5-1	Bt5-2	Bt5-3	Bt5-4	Bt5-5	Bt6-1
SiO₂	36.33	36.28	36.82	36.46	36.17	36.28	36.48	36.43	36.58	36.33	36.48	37.56	37.66	37.23	37.06	36.80	37.97
TiO₂	4.85	4.75	4.37	5.14	4.58	5.00	4.91	3.96	4.03	4.24	4.21	2.58	2.86	2.84	2.87	5.96	0.32
Al₂O₃	16.18	15.97	16.66	16.44	16.32	16.56	16.40	16.72	16.65	16.45	16.33	17.67	17.31	17.19	17.09	16.63	18.76
Cr₂O₃	0.26	0.21	0.42	0.41	0.56	0.58	0.57	0.25	0.26	0.27	0.27	0.19	0.21	0.19	0.16	0.43	0.10
Fe₂O₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	16.04	15.77	14.21	14.55	14.62	14.62	14.70	14.38	14.65	14.75	14.72	12.37	12.46	13.12	12.73	9.97	12.09
MnO	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00
MgO	11.73	12.38	12.43	12.07	12.35	11.87	12.05	12.79	12.59	12.56	12.76	15.58	15.24	14.82	15.35	15.36	16.38
CaO	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.08	0.10	0.04	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.10	0.08	0.15	0.13	0.10	0.12	0.27	0.15
K₂O	9.56	9.50	9.55	9.55	9.48	9.59	9.49	9.42	9.44	9.49	9.48	9.47	9.17	9.45	9.40	9.33	8.94
Total	95.26	95.19	94.75	94.90	94.38	94.78	94.89	94.24	94.49	94.41	94.57	95.80	95.28	95.15	95.02	94.95	94.91
Si	2.734	2.729	2.755	2.733	2.730	2.726	2.736	2.743	2.750	2.739	2.745	2.745	2.764	2.753	2.740	2.696	2.779
Al^{IV}	1.266	1.271	1.245	1.267	1.270	1.274	1.264	1.257	1.250	1.261	1.255	1.255	1.236	1.247	1.260	1.304	1.221
Total_T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al^{VI}	0.169	0.145	0.225	0.185	0.182	0.193	0.186	0.227	0.225	0.201	0.193	0.268	0.262	0.251	0.230	0.132	0.397
Ti	0.275	0.269	0.246	0.289	0.260	0.282	0.277	0.224	0.228	0.240	0.238	0.142	0.158	0.158	0.160	0.328	0.018
Cr	0.016	0.012	0.025	0.024	0.033	0.035	0.034	0.015	0.016	0.016	0.016	0.011	0.012	0.011	0.009	0.025	0.006
Fe³⁺	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011
Fe²⁺	1.009	0.992	0.889	0.912	0.923	0.919	0.922	0.906	0.921	0.930	0.926	0.756	0.765	0.811	0.788	0.611	0.740
Mn	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000
Mg	1.315	1.387	1.387	1.349	1.390	1.330	1.347	1.435	1.410	1.411	1.431	1.697	1.667	1.633	1.692	1.677	1.787
Total_M	2.797	2.818	2.784	2.770	2.800	2.771	2.778	2.819	2.812	2.810	2.817	2.886	2.876	2.876	2.892	2.784	2.959
Ca	0.000	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.011	0.014	0.005	0.011	0.011	0.010	0.010	0.010	0.010	0.015	0.012	0.022	0.019	0.014	0.017	0.038	0.021
K	0.917	0.912	0.911	0.913	0.912	0.919	0.908	0.905	0.906	0.913	0.910	0.883	0.859	0.891	0.887	0.872	0.835
Total_I	0.928	0.927	0.919	0.925	0.923	0.929	0.919	0.915	0.917	0.928	0.922	0.906	0.880	0.905	0.904	0.910	0.856
Σ Cations	7.726	7.746	7.705	7.697	7.724	7.701	7.698	7.735	7.729	7.740	7.741	7.793	7.757	7.782	7.797	7.695	7.815
XMg	0.563	0.580	0.606	0.594	0.598	0.588	0.591	0.610	0.602	0.600	0.604	0.689	0.682	0.665	0.679	0.729	0.704

Continuação da Tabela 7.

	Bt6-2	Bt6-3	Bt6-4	Bt6-5	Bt6-6	Bt6-7	Bt6-8	Bt6-9
SiO₂	37.39	37.90	38.15	36.92	37.64	36.96	37.40	37.54
TiO₂	0.50	0.10	0.11	0.25	0.13	3.26	4.11	4.14
Al₂O₃	18.35	19.72	18.84	18.33	18.78	17.55	17.18	17.61
Cr₂O₃	0.05	0.07	0.02	0.08	0.02	0.19	0.18	0.11
Fe₂O₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	12.98	10.19	9.86	10.87	9.71	11.88	11.88	8.61
MnO	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02
MgO	16.02	17.77	18.09	18.41	18.93	15.42	15.61	17.36
CaO	0.03	0.00	0.00	0.05	0.09	0.01	0.00	0.01
Na₂O	0.16	0.31	0.36	0.21	0.22	0.20	0.23	0.52
K₂O	8.85	8.84	8.63	7.48	7.75	8.84	9.18	8.40
Total	94.54	95.11	94.25	92.82	93.50	94.53	95.98	94.51
Si	2.764	2.741	2.777	2.734	2.750	2.727	2.723	2.721
Al^{IV}	1.236	1.259	1.223	1.266	1.250	1.273	1.277	1.279
Total_T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al^{VI}	0.362	0.423	0.394	0.335	0.368	0.253	0.197	0.225
Ti	0.028	0.005	0.006	0.014	0.007	0.181	0.225	0.226
Cr	0.003	0.004	0.001	0.005	0.001	0.011	0.010	0.006
Fe³⁺	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011
Fe²⁺	0.802	0.617	0.600	0.673	0.593	0.733	0.723	0.522
Mn	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.001	0.001
Mg	1.765	1.915	1.963	2.032	2.061	1.696	1.694	1.875
Total_M	2.972	2.976	2.976	3.072	3.044	2.886	2.861	2.866
Ca	0.002	0.000	0.000	0.004	0.007	0.001	0.000	0.001
Na	0.022	0.043	0.050	0.030	0.031	0.028	0.032	0.073
K	0.834	0.816	0.802	0.707	0.722	0.832	0.853	0.777
Total_I	0.858	0.859	0.852	0.741	0.760	0.861	0.885	0.851
Σ Cations	7.831	7.835	7.829	7.813	7.805	7.748	7.747	7.718
XMg	0.685	0.753	0.763	0.748	0.773	0.695	0.698	0.779

ANEXO II

Química mineral de elementos traço e geotermometria de quartzo e rutilo
(EPMA)

Tabela 8 – Análise química de quartzo e geotermometria de elementos traço (Ti em quartzo) no pargasita granulito félsico (#MFO217a) e no biotita-granada migmatito com sillimanita e feldspato potássico (#OS14b), empregando a calibração de Thomas *et al.* (2010). Q6 corresponde ao padrão analisado para o controle de qualidade das análises na amostra.

Amostra MFO217a					Temperaturas (°C)	
	SiO2 (wt%)	TiO2 (wt%)	Total (wt%)	Ti (ppm)	[a _{TiO2} = 0.7]	
					7.0 kb	9.0 kb
Qz-1	99.66	0.02	99.67	105	731	779
Qz-2	99.79	0.01	99.81	86	709	756
Qz-3	99.89	0.02	99.91	101	726	774
Qz-4	99.72	0.02	99.74	104	730	778
Qz-5	99.60	0.02	99.61	101	726	774
Qz-6	99.63	0.01	99.64	84	706	753
Qz-7	99.37	0.02	99.39	100	726	773
Qz-8	95.99	0.02	96.00	104	730	777
Qz-9	99.66	0.02	99.68	113	739	787
Qz-10	99.58	0.02	99.60	103	729	777
Qz-11	99.67	0.02	99.69	106	732	779
Qz-12	99.60	0.02	99.62	110	737	785
Qz-13	99.55	0.02	99.57	110	737	785
Qz-14	99.71	0.02	99.73	101	726	774
Qz-15	99.76	0.02	99.77	97	721	769
Qz-16	99.43	0.01	99.44	66	680	726
Qz-17	99.64	0.01	99.65	85	707	753
Qz-18	99.76	0.02	99.78	104	730	778
Qz-19	99.68	0.01	99.69	88	711	758
Qz-20	99.57	0.02	99.59	103	728	776
Qz-21	99.75	0.02	99.77	95	719	767
Qz-22	99.44	0.02	99.46	104	730	778
Qz-23	99.68	0.02	99.70	101	727	775
Qz-24	99.77	0.01	99.78	88	711	757
Qz-25	99.52	0.02	99.54	107	733	781
Qz-26	99.74	0.02	99.75	94	718	765
Qz-27	99.47	0.02	99.48	91	714	761
Qz-28	99.50	0.02	99.52	94	718	765
Qz-29	99.80	0.02	99.82	104	730	778
Qz-30	99.65	0.01	99.66	89	713	760
Qz-31	99.79	0.01	99.80	77	696	742

Continuação da Tabela 8.

Amostra OS14b						
	SiO2 (wt%)	TiO2 (wt%)	Total (wt%)	Ti (ppm)	Temperaturas (°C)	
					[a _{TiO2} = 1.0]	
					7.0 kb	9.0 kb
Qz-1	99.50	0.03	99.53	159	738	786
Qz-2	100.26	0.03	100.29	169	745	793
Qz-3	100.21	0.03	100.24	165	742	790
Qz-4	99.94	0.03	99.97	171	747	795
Qz-5	100.14	0.03	100.17	177	750	799
Qz-6	99.99	0.03	100.02	167	743	792
Qz-7	100.07	0.03	100.10	174	748	797
Qz-8	100.22	0.03	100.25	166	743	791
Qz-9	99.87	0.03	99.90	177	751	799
Qz-10	100.02	0.03	100.05	168	744	793
Qz-11	99.95	0.03	99.98	162	740	788
Qz-12	100.16	0.02	100.19	141	724	772
Qz-13	99.88	0.03	99.91	186	757	806
Qz-14	100.03	0.02	100.05	137	721	768
Qz-15	100.10	0.03	100.12	153	733	781
Qz-16	100.25	0.03	100.28	167	744	792
Qz-17	99.88	0.02	99.91	147	729	776
Qz-18	100.08	0.03	100.11	171	746	795
Qz-19	99.88	0.03	99.91	176	749	798
Qz-20	100.01	0.03	100.04	178	751	800
Qz-21	100.10	0.02	100.13	144	727	774
Qz-22	100.19	0.03	100.22	159	738	786
Qz-23	100.13	0.02	100.15	144	726	774
Qz-24	100.06	0.03	100.09	152	733	781
Qz-25	99.94	0.03	99.97	171	747	795
Qz-26	99.92	0.03	99.95	167	743	792
Qz-27	99.99	0.03	100.01	171	746	795
Qz-28	100.07	0.03	100.10	160	739	787
Qz-29	99.47	0.04	99.50	212	772	822
Qz-30	99.99	0.03	100.02	170	746	794
Qz-31	99.94	0.03	99.97	178	751	800
Qz-32	100.09	0.03	100.12	164	741	789
Qz-33	99.85	0.03	99.88	167	744	792
Q6-1	98.28	0.01	98.28	40		
Q6-2	98.39	0.01	98.40	43		
Q6-3	98.54	0.01	98.55	39		
Q6-4	98.47	0.01	98.48	40		
Q6-5	98.66	0.01	98.66	42		
Q6-6	98.59	0.01	98.60	44		
Q6-7	98.65	0.01	98.65	40		
Q6-8	98.69	0.01	98.70	41		

Tabela 9 – Análise química de cristais de rutilo no migmatito metapelítico (#OS14b) com a concentração de cada elemento (em ppm), em cada ponto analisado. R10 e Sy correspondem aos padrões empregados para o controle de qualidade das anises na amostra.

	Si	Al	Cr	V	Sb	Sn	W	Ta	Hf	Fe	Zr	Nb	Ti
Rt1-1	0	131	1849	3429	0	0	0	0	0	1825	1844	2929	547934
Rt1-2	0	128	1870	3499	0	0	0	0	0	1784	1890	2849	548791
Rt1-3	0	318	1803	3456	0	0	0	0	0	2108	1822	2942	548057
Rt2-1	0	71	2151	3246	0	0	271	0	201	2864	2688	3234	548288
Rt2-2	0	229	2120	3143	0	0	176	139	0	1543	2298	3101	552388
Rt2-3	0	136	2046	2992	0	0	0	0	0	1338	1881	2749	551209
Rt3-1-1	0	197	2046	1730	0	0	0	0	0	1821	2215	2351	553534
Rt3-1-2	0	412	2056	1872	0	0	0	0	0	1434	2166	2312	552133
Rt3-1-3	0	75	2020	1889	0	0	0	0	0	1337	2186	2374	552213
Rt3-2	0	1003	2548	3301	0	0	0	1052	0	14743	1877	33028	517694
Rt4-1	0	298	1741	2276	0	0	0	112	0	3476	1202	3657	550783
Rt4-2-1	0	55	682	2226	0	0	0	0	0	3485	2304	2395	551655
Rt4-2-2	0	94	646	2120	0	0	0	0	0	2914	2302	1795	552499
Rt4-2-3	0	203	692	2195	0	0	0	0	0	3283	2198	1459	552646
Rt5-1	0	288	2446	3322	0	0	0	380	0	2479	1970	5278	549714
Rt5-2	0	231	2421	3289	0	0	0	227	0	2624	1939	5283	548697
Rt5-3	0	298	2346	3205	0	0	0	331	0	2214	1961	5322	549569
Rt6-1	0	129	2853	4468	0	0	0	0	0	1016	2216	1797	548987
Rt6-2	0	28	2783	4396	0	0	0	0	0	1194	2195	1868	549222
Rt6-3	0	121	2873	4249	0	0	0	0	0	548	2217	1819	550399
Rt7-1-1	0	53	2310	2340	0	0	0	0	0	1975	2191	111	551474
Rt7-1-2	0	77	2486	2416	0	0	0	0	164	1472	2328	83	553273
Rt7-1-3	0	72	2309	2275	0	0	0	0	0	2953	2164	74	551827
Rt7-2-1	0	158	2370	4917	0	0	0	0	0	1392	2055	2654	550043
Rt7-2-2	0	98	2403	4772	0	0	149	0	0	1936	2008	2580	550610
Rt7-2-3	0	205	2371	4490	0	0	0	0	0	2881	1993	2553	550050

Continuação da Tabela 9.

	Si	Al	Cr	V	Sb	Sn	W	Ta	Hf	Fe	Zr	Nb	Ti
Rt8-1	0	536	3246	4657	0	0	0	0	0	607	2119	2574	548588
Rt8-2	0	432	3218	5093	0	0	162	0	0	559	2115	2587	548431
Rt8-3	59	498	3198	4760	0	0	0	0	0	365	2150	2544	547712
Rt9-1	42	194	1713	2995	0	0	0	0	0	1044	1568	2281	551825
Rt9-2	0	93	1852	2934	0	0	0	0	0	1468	1530	2248	551754
Rt9-3	0	145	1800	3184	0	0	0	0	0	1555	1532	2242	551100
Rt10-1-1	50	92	1278	2890	0	0	172	0	0	2315	2978	1783	549832
Rt10-1-2	0	171	1363	2859	0	0	0	0	174	2172	2687	1908	550457
Rt10-1-3	0	203	1361	3338	0	0	0	0	0	3447	2873	2006	549766
Rt10-2	0	150	1291	3346	0	0	0	0	0	6080	1814	487	549419
R10-1	0	34	739	1123	0	0	0	328	0	4313	880	2499	553225
R10-2	0	49	763	1373	0	0	0	381	0	4280	795	2571	554176
R10-3	0	60	773	1397	0	0	0	367	0	4301	893	2587	554039
R10-4	0	58	762	1370	0	0	0	351	0	4387	830	2559	553298
Sy-1	0	50	0	316	0	0	0	0	0	0	0	0	560909
Sy-2	0	36	0	263	0	0	0	0	0	0	0	0	560645
Sy-3	0	38	0	470	0	0	0	0	0	0	0	0	560298
Sy-4	0	43	0	448	0	0	0	0	0	0	0	0	560448

Tabela 10 – Geotermometria de elemento traço (Zr-no-rutilo) no migmatito metapelítico (#OS14b), empregando as calibrações de Tomkins, Powell e Ellis (2007) e Kohn (2020).

	Zr (ppm)	Textura	Temperatura (°C) (TOMKINS; POWELL; ELLIS, 2007)		Temperatura (°C) (KOHN, 2020)	
			7.0 kb	9.0 kb	7.0 kb	9.0 kb
Rt1-1	1844	Matriz	808	818	809	821
Rt1-2	1890	Matriz	811	821	813	824
Rt1-3	1822	Matriz	807	817	808	819
Rt2-1	2688	Matriz	852	862	860	872
Rt2-2	2298	Matriz	833	844	838	850
Rt2-3	1881	Matriz	810	820	812	823
Rt3-1-1	2215	Matriz	829	839	833	845
Rt3-1-2	2166	Matriz	826	837	831	842
Rt3-1-3	2186	Matriz	827	838	832	843
Rt3-2	1877	Matriz	810	820	812	823
Rt4-1	1202	Inclusão	762	772	757	767
Rt4-2-1	2304	Inclusão	833	844	839	850
Rt4-2-2	2302	Inclusão	833	844	839	850
Rt4-2-3	2198	Inclusão	828	838	832	844
Rt5-1	1970	Matriz	815	826	818	829
Rt5-2	1939	Matriz	814	824	816	827
Rt5-3	1961	Matriz	815	825	817	829
Rt6-1	2216	Matriz	829	839	834	845
Rt6-2	2195	Matriz	828	838	832	844
Rt6-3	2217	Matriz	829	839	834	845
Rt7-1-1	2191	Matriz	828	838	832	843
Rt7-1-2	2328	Matriz	835	845	840	852
Rt7-1-3	2164	Matriz	826	836	830	842
Rt7-2-1	2055	Matriz	820	830	824	835
Rt7-2-2	2008	Matriz	817	828	821	832
Rt7-2-3	1993	Matriz	817	827	820	831
Rt8-1	2119	Matriz	824	834	828	839
Rt8-2	2115	Matriz	823	834	827	839
Rt8-3	2150	Matriz	825	836	830	841
Rt9-1	1568	Matriz	790	800	789	800
Rt9-2	1530	Matriz	787	797	786	797
Rt9-3	1532	Matriz	788	798	786	797
Rt10-1-1	2978	Inclusão	864	875	874	886
Rt10-1-2	2687	Inclusão	852	862	860	872
Rt10-1-3	2873	Inclusão	860	871	869	881
Rt10-2	1814	Inclusão	806	816	807	818

ANEXO III

Dados de química mineral e geocronologia U-Th-Pb_T em monazita (EPMA)

Tabela 11 – Análise química de cristais de monazita no migmatito metapelítico (#OS14b) com a concentração de elementos (em ppm) em cada ponto analisado. Moacir corresponde aos padrões empregados para controle de qualidade das análises na amostra.

	Y	Si	Al	Ca	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Fe	Gd	Er	Tb	Dy	Yb	S	P
Mnz1-1	21948	219	0	3621	112458	246633	27839	120124	22061	0	18253	1724	2156	6714	400	60	132263
Mnz1-2	18776	447	178	2890	115417	254303	29733	120201	23575	216	16458	1770	1593	6307	363	94	132483
Mnz1-3	1467	482	30	7702	122157	250876	27747	115104	17427	201	9699	359	1108	1763	0	37	129297
Mnz1-4	1446	368	17	6991	122850	260542	26581	113519	19064	0	11688	316	125	1050	0	64	129451
Mnz1-5	1358	397	8	7334	119004	252085	28495	115091	22658	112	13222	0	877	1752	0	127	129126
Mnz1-6	975	435	10	6707	125141	258921	29356	114437	17879	44	11090	207	0	509	0	79	130191
Mnz1-7	621	555	24	6714	129317	256739	27175	110683	16617	78	9526	0	0	1331	0	0	131068
Mnz1-8	1601	407	0	7605	122544	258442	26180	111427	19985	105	10494	0	0	3382	0	83	130589
Mnz2-1	12405	702	341	3199	139138	269607	28090	99980	14300	4519	9821	230	0	4645	609	124	130225
Mnz2-2	4443	455	0	8180	118200	251371	25167	107387	18616	5210	11886	349	1674	2102	0	75	130580
Mnz2-3	955	454	62	8070	121448	255845	26896	112544	18623	5776	9599	512	691	326	0	49	130432
Mnz3-1	19040	225	0	3700	116237	251549	26650	115200	21977	3317	17265	2055	1343	6389	255	66	132071
Mnz3-2	1168	357	5	7012	116569	249303	26303	116775	23478	3402	12169	32	0	1037	855	115	130712
Mnz3-3	690	558	23	7471	123455	255791	26591	113057	18857	3873	8947	0	1026	699	54	25	130512
Mnz4-1	15213	342	56	4447	127970	259493	26750	111204	19854	348	12414	1321	1550	5917	0	123	130463
Mnz4-2	470	574	19	8339	120725	254409	27546	120652	19443	106	8358	0	2425	535	0	16	129528
Mnz5-1	1108	413	43	6325	128910	264522	27229	114496	19558	1418	10185	0	878	1777	0	0	129494
Mnz5-2	740	502	36	7585	122817	255880	25326	112905	19668	3779	9758	0	0	1125	0	120	128939
Mnz5-3	1584	386	0	7532	126371	258876	26830	113466	19848	4296	11992	0	293	2637	0	84	130276
Mnz5-4	1248	379	13	6947	130980	259738	28347	116438	21110	2005	12440	0	0	1223	665	92	130786
Mnz5-5	700	583	40	7072	121660	260464	26597	115025	18448	1663	8141	0	0	924	260	20	129877
Mnz5-6	545	712	50	7288	120282	259102	27090	117503	20788	897	7516	185	1214	999	0	66	129641
Mnz6-1	22447	1111	0	13969	97143	220531	23422	100791	17196	708	14900	2429	3763	8034	1108	106	131055
Mnz6-2	3669	592	102	8263	123292	252730	26266	104880	17660	1025	10982	0	1467	3161	0	115	130893
Mnz6-3	1595	545	49	7626	114657	253826	28621	114774	22003	1028	13793	0	1256	1982	0	136	130985
Mnz7-1	17759	524	34	6635	111938	252968	28682	108450	18007	8110	11463	0	1070	5676	411	76	130284
Mnz7-2	16372	628	41	6295	111496	260009	26831	106612	16460	8966	11647	2537	1427	4937	209	123	132185
Mnz7-3	9408	648	74	10442	116432	248870	26056	102798	18202	9657	10613	0	2010	4347	819	70	132005
Mnz8-1	867	693	112	7364	125046	255523	28943	114281	20726	361	10360	0	0	44	0	0	129958
Mnz8-2	1139	514	40	7522	122047	258935	27171	117244	19934	246	7606	0	419	1284	234	145	130981
Mnz8-3	515	625	51	7543	121707	256459	27716	118100	19667	101	8462	0	0	0	0	18	131035
Mnz9-1	9871	467	58	6472	115407	249051	27628	113661	18904	8800	13065	1115	1175	4171	0	64	131003
Mnz9-2	9783	364	26	4769	116613	253411	27918	116158	21030	7094	13339	929	440	5511	762	61	130962
Mnz9-3	9003	585	45	6025	117509	252265	29064	115040	20431	6206	12368	1147	0	4046	0	54	131556

Continuação da Tabela 11.

	Y	Si	Al	Ca	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Fe	Gd	Er	Tb	Dy	Yb	S	P
Mnz10-1	10123	352	0	4877	129162	261312	27351	106343	19213	1866	13025	1672	1762	4456	0	20	131767
Mnz10-2	1457	389	55	7977	115634	253282	27076	116836	22573	2781	13485	0	2116	1064	0	47	131708
Mnz10-3	1292	395	0	7644	116522	253382	26875	118841	25729	1929	12801	0	1843	1731	333	23	130801
Mnz11-1	1343	614	8	6934	118703	253056	27845	118120	23104	342	11862	0	524	2435	0	73	130227
Mnz11-2	670	755	41	7807	122233	254438	28146	115700	18427	589	8686	0	0	280	0	129	130408
Mnz12-1	1476	454	23	8135	115056	253624	25540	117310	21630	7347	11707	426	0	1709	0	55	130132
Mnz12-2	1532	426	1	7594	119503	257513	28814	114546	20909	7950	13883	175	0	2267	0	29	130662
Mnz13-1	16396	1773	21	8972	123535	243273	23906	97340	16659	1007	11604	0	0	2230	279	66	131079
Mnz13-2	813	664	11	8360	123690	258491	26768	109999	18501	826	11957	0	839	186	0	94	130647
Mnz13-3	959	844	51	8373	120894	260364	26990	113475	20343	815	11130	0	0	32	0	24	131919
Mnz14-1	822	723	58	8513	121352	259112	26177	109716	21650	1862	10762	0	671	1102	109	4	130177
Mnz14-2	809	692	48	8252	120538	253030	25308	110780	19421	2544	9487	558	0	564	580	42	130897
Mnz15-1	4503	676	41	8485	118954	249384	24501	117724	20020	340	11914	0	0	3232	192	0	131414
Mnz15-2	679	764	67	8249	115897	253931	28102	116758	20592	447	8649	820	1134	403	0	59	131565
Mnz16-1	41704	246	0	1722	124922	240045	25187	93892	21474	8522	19424	2316	2295	12984	396	48	135088
Mnz16-2	18484	471	1	4561	123628	249783	27226	101423	18830	9412	15016	2507	3614	6614	0	40	133127
Mnz16-3	6296	741	159	8634	114433	242789	26036	105950	19641	12866	12411	66	336	2280	919	31	131023
Mnz17-1	16333	567	0	9363	113395	237344	26292	102124	17693	5038	13585	1082	1511	6296	1267	26	132546
Mnz17-2	840	568	37	7143	118980	250707	26603	115868	21978	7825	11780	55	42	437	0	0	130755
Mnz17-3	557	641	28	7625	127592	254334	27824	112202	19275	6053	8829	328	1196	0	86	0	131023
Mnz17-4	595	500	54	6668	125732	258487	26828	113806	19711	5991	6785	624	1364	1188	633	49	131073
Mnz18-1	998	662	35	8389	127251	258661	26057	106932	14331	3756	4672	0	0	735	485	72	131320
Mnz18-2	1114	250	13	4449	132957	277428	28908	111516	19349	4138	7095	0	0	451	0	112	130870
Mnz19-1	6045	422	57	3842	129844	268352	26401	111015	17412	1401	11843	0	3301	2852	0	61	130978
Mnz19-2	1998	302	50	2516	136303	275582	26963	112863	17315	1403	8815	220	0	1899	0	126	131602
Mnz19-3	3410	972	474	2996	131731	278149	29671	111179	19155	2011	11380	296	1894	2691	189	75	131808
Mnz20-3	2620	507	21	7425	116550	250673	24370	120019	23745	155	12820	0	1678	3272	0	42	131068
Mnz20-4	1243	574	77	7783	120901	258505	25333	113805	20076	432	10132	700	0	1435	1071	68	130798
Mnz20-5	1566	538	74	6472	126733	261310	28409	110782	22306	274	13022	0	0	0	0	0	130637

Continuação da Tabela 11.

	Y	Si	Al	Ca	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Fe	Gd	Er	Tb	Dy	Yb	S	P
moacir-1	5805	6934	0	3095	123857	254070	28672	99459	20351	0	9959	0	2555	0	371	200	120664
moacir-2	5802	6930	0	3055	121164	248961	25303	96301	21776	55	7659	0	1849	3412	0	153	120417
moacir-3	5808	6868	1	3135	119427	253626	28343	92276	20315	208	8390	0	790	2397	263	179	120468
moacir-4	5975	6929	22	3047	122806	253575	27621	97616	20758	215	8738	0	0	2541	512	121	120136
moacir-5	5882	6832	0	3047	119237	246835	26031	99771	20823	330	9582	0	665	2163	567	183	120402
Moacir-1	5854	6880	0	3268	123037	249766	29583	96870	18686	0	9016	98	1353	2126	83	125	121315
Moacir-2	5829	6766	0	2922	122657	257394	25575	97199	19067	55	9993	0	561	2380	253	175	120933
Moacir-3	5776	6860	19	2863	124181	251244	26166	95945	22031	0	10528	0	1520	3101	268	164	121049
Moacir-4	5807	6813	0	3154	123203	255398	28267	98877	21134	0	10532	0	291	1841	0	103	121346
Moacir-5	5815	6899	0	3035	123212	247125	27652	98449	19662	446	9031	0	0	3200	725	131	121381
Moacir-6	5816	6955	0	2817	119980	253629	28955	95914	19752	0	9027	1032	1229	2435	309	166	121390
Moacir-7	5912	6895	0	2881	118871	254398	26929	94888	19605	0	9231	87	2941	1566	678	188	120930
Moacir-8	5826	6897	7	2780	122541	252260	27323	95852	20557	35	8897	945	981	2732	366	193	121819
Moacir-9	5833	6926	0	2965	121281	256070	27923	96926	21001	0	8919	728	0	1721	1077	134	121226
Moacir-10	5852	6911	6	3070	123196	258358	27531	97399	20436	190	10256	120	417	2274	674	183	120920
Moacir-11	5848	6855	0	2992	126018	255070	28920	98350	19718	159	7139	673	2252	2559	932	272	121147
Moacir-12	5766	6824	0	2957	122962	251983	28583	99006	19387	369	9437	0	1357	1504	0	158	121528
Moacir-13	5807	6799	9	3169	124297	258180	27698	98775	22031	57	7829	142	2711	1966	845	185	121619

Tabela 12 – Dados de geocronologia U-Th-Pb_T de monazita no migmatito metapelítico (#OS14b).

	Textura	Domínios	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	Idade (Ma)	Erro (2σ)
Mnz1-1	Matriz	Domínio I	12387	1799	457	556	55
Mnz1-2	Matriz	Domínio I	8271	951	301	586	78
Mnz1-3	Matriz	Domínio II	39601	2839	1350	613	33
Mnz1-4	Matriz	Domínio II	37858	2781	1306	617	34
Mnz1-5	Matriz	Domínio II	38208	2923	1276	593	33
Mnz1-6	Matriz	Domínio II	33556	2748	1176	613	38
Mnz1-7	Matriz	Domínio II	37324	1612	1219	634	38
Mnz1-8	Matriz	Domínio II	38298	2239	1284	624	35
Mnz2-1	?	Domínio I	13170	693	428	615	74
Mnz2-2	?	Domínio II	45060	3208	1560	623	29
Mnz2-3	?	Domínio II	40397	2339	1454	670	33
Mnz3-1	Inclusão	Domínio I	9803	1763	395	563	64
Mnz3-2	Inclusão	Domínio II	36333	3008	1317	632	35
Mnz3-3	Inclusão	Domínio II	39687	1738	1236	605	35
Mnz4-1	Matriz	Domínio I	16138	2675	660	588	50
Mnz4-2	Matriz	Domínio II	44936	1728	1474	646	32
Mnz5-1	Matriz	Domínio II	32399	2794	1166	622	38
Mnz5-2	Matriz	Domínio II	38638	2068	1300	635	35
Mnz5-3	Matriz	Domínio II	33633	3419	1243	615	36
Mnz5-4	Matriz	Domínio II	33921	2504	1204	633	38
Mnz5-5	Matriz	Domínio II	38153	1955	1251	623	36
Mnz5-6	Matriz	Domínio II	41731	1450	1216	581	34
Mnz6-1	Inclusão	Domínio I	72003	2300	2289	638	19
Mnz6-2	Inclusão	Domínio II	40074	3099	1458	643	32
Mnz6-3	Inclusão	Domínio II	40174	2940	1319	588	32
Mnz7-1	Matriz	Domínio I	27773	3599	1069	599	34
Mnz7-2	Matriz	Domínio I	28777	3385	1110	617	35
Mnz7-3	Matriz	Domínio II	51744	4334	1846	621	24
Mnz8-1	Inclusão	Domínio II	38411	2137	1313	641	35
Mnz8-2	Inclusão	Domínio II	39403	2203	1278	608	35
Mnz8-3	Inclusão	Domínio II	41390	1813	1297	608	34
Mnz9-1	Matriz	Domínio II	32162	3092	1206	632	35
Mnz9-2	Matriz	Domínio II	22412	3654	956	616	42
Mnz9-3	Matriz	Domínio II	31552	2939	1231	661	36
Mnz10-1	Inclusão	Domínio II	24850	1344	789	599	47
Mnz10-2	Inclusão	Domínio II	41839	3539	1488	618	31
Mnz10-3	Inclusão	Domínio II	40074	3244	1449	633	32
Mnz11-1	Inclusão	Domínio II	36536	2606	1364	670	35
Mnz11-2	Inclusão	Domínio II	40762	2178	1305	604	34
Mnz12-1	?	Domínio II	41782	3016	1509	647	31
Mnz12-2	?	Domínio II	40610	2867	1410	625	32
Mnz13-1	?	Domínio II	54952	1347	1639	613	25
Mnz13-2	?	Domínio II	41332	2187	1431	654	33
Mnz13-3	?	Domínio II	41135	2082	1346	623	34
Mnz14-1	Matriz	Domínio II	42507	2122	1437	644	33
Mnz14-2	Matriz	Domínio II	42524	2091	1397	627	33
Mnz15-1	Matriz	Domínio II	42665	3111	1514	635	30

Continuação da Tabela 12.

	Textura	Domínios	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	Idade (Ma)	Erro (2σ)
Mnz15-2	Matriz	Domínio II	42794	1901	1553	701	33
Mnz16-1	Matriz	Domínio I	1401	2896	265	542	48
Mnz16-2	Matriz	Domínio I	22116	2710	841	602	41
Mnz16-3	Matriz	Domínio II	42513	4200	1650	649	28
Mnz17-1	?	Domínio III	44691	7382	2011	646	22
Mnz17-2	?	Domínio II	39676	2428	1400	651	34
Mnz17-3	?	Domínio II	40253	1863	1213	581	35
Mnz17-4	?	Domínio II	37388	2337	1286	633	36
Mnz18-1	?	Domínio II	44320	1338	1384	630	33
Mnz18-2	?	Domínio II	17273	2132	626	574	63
Mnz19-1	Inclusão	Domínio II	13575	2447	643	658	65
Mnz19-2	Inclusão	Domínio II	6545	2968	453	616	92
Mnz19-3	Inclusão	Domínio II	3418	3482	384	574	96
Mnz20-3	?	Domínio II	39602	3247	1385	612	32
Mnz20-4	?	Domínio II	42121	1986	1399	638	33
Mnz20-5	?	Domínio II	30106	3437	1171	627	38
moacir-1	-	-	66876	1238	1625	510	22
moacir-2	-	-	66657	1204	1634	515	22
moacir-3	-	-	66503	1224	1656	523	23
moacir-4	-	-	67160	1268	1563	488	22
moacir-5	-	-	67198	1323	1641	511	22
Moacir-1	-	-	67077	1227	1708	535	22
Moacir-2	-	-	67158	1275	1626	507	22
Moacir-3	-	-	66985	1240	1597	501	22
Moacir-4	-	-	67240	1206	1679	525	22
Moacir-5	-	-	67134	1307	1589	495	22
Moacir-6	-	-	67206	1151	1718	539	22
Moacir-7	-	-	66846	1234	1649	518	22
Moacir-8	-	-	67278	1319	1630	507	22
Moacir-9	-	-	67354	1252	1646	513	22
Moacir-10	-	-	67739	1325	1600	494	22
Moacir-11	-	-	67589	1288	1742	540	22
Moacir-12	-	-	67623	1370	1637	506	22
Moacir-13	-	-	67877	1137	1685	524	22