UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E GEOTECTÔNICA

**Os distintos tipos petrográficos da intrusão kimberlítica
Pântano, Província Alcalina Alto Paranaíba (MG):
evidências de um sistema magmático aberto**

Dissertação de Mestrado
Programa de pós-graduação em mineralogia e petrologia

Camila Sayuri Vasconcelos Shibata

Orientador: Prof. Dr. Rogério G. Azzone

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**OS DISTINTOS TIPOS PETROGRÁFICOS DA INTRUSÃO
KIMBERLÍTICA PÂNTANO, PROVÍNCIA ALCALINA ALTO
PARANAÍBA (MG): EVIDÊNCIAS DE UM SISTEMA
MAGMÁTICO ABERTO**

CAMILA SAYURI VASCONCELOS SHIBATA

Orientador: Prof. Dr. Rogério Guitarrari Azzone

Dissertação de Mestrado

Nº 838

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Rogério Guitarrari Azzone

Dr. José Paulo Donatti Filho

Dr. Darcy Pedro Svizzero

SÃO PAULO

2019

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Shibata, Camila

Os distintos tipos petrográficos da intrusão
kimberlítica Pântano, Província Alcalina Alto Paranaíba
(MG): evidências de um sistema magmático aberto /
Camila Shibata; orientador Rogério Azzone. -- São
Paulo, 2019.
231 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação
em Mineralogia e Petrologia) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. kimberlitos. 2. contaminação crustal. 3.
xenólitos do manto. I. Azzone, Rogério, orient. II.
Título.

AGRADECIMENTOS

É difícil de acreditar que finalmente estou escrevendo meus agradecimentos. Em muitos momentos, duvidei que essa hora chegaria, mas chegou, graças a primeira pessoa a qual eu gostaria de agradecer pela execução deste trabalho: meu orientador. Agradeço ao Rogério por trabalharmos juntos desde 2015, por todo o conhecimento que ele foi capaz de me passar, pela paciência, dedicação e amizade. Sou grata e me sinto muito privilegiada por ter tido a oportunidade de ter um orientador como o Rogério.

Agradeço muito ao meu companheiro, Matheus, que me apoiou em todos os momentos difíceis, trabalhou ao meu lado e teve a maior paciência em todo o processo que foi a escrita dessa dissertação. Sem você, eu não teria tido forças para terminar, obrigada. Você é minha pessoa favorita no mundo.

Agradeço à minha família pela base e apoio durante a graduação, que me permitiram ingressar na pós-graduação, fazendo com que eu seja a primeira mestra da família. Obrigada por perdoarem as ausências em tantos finais de semana e feriados.

Sou muito grata aos poucos e bons amigos da pós-graduação, mesmo com a distância, tivemos ótimos momentos juntos. Agradeço muito ao Nicholas Lima pela conspiração do universo de termos estudado o mesmo tema... a sua contribuição para esse trabalho foi fundamental. Agradeço também, especialmente, ao Júlio Lopes, pela ajuda durante a obtenção dos dados e pelo incentivo. À Mariana e Bruna, fica também meu muito obrigada pelas conversas, discussões e momentos durante esses anos de convivência. Um agradecimento especial à Bárbara pela amizade, companhia e pela ajuda fundamental na etapa final de execução desse trabalho.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (projetos 2012/06082-6 e 2017/03768-8), agradeço pelo fornecimento do auxílio financeiro para realização dessa pesquisa. Aos funcionários do IGc-USP pelo imenso apoio durante a obtenção dos dados analíticos, principalmente Marcos e Leandro (microsonda), Vinícius (LA-ICP-MS) e Isaac (MEV).

***“You’re not late,
You’re not early,
You’re very much on
time and in your time
zone.”***

(Marie-Claire Kuja)

Resumo

A intrusão Pântano pode ser classificada como um kimberlito hipoabissal, associado ao magmatismo Cretácico da Província Alcalina Alto Paranaíba, no Estado de Minas Gerais. Foram identificados três principais tipos para intrusão Pântano, controlados por diferentes níveis de contaminação crustal, sendo estes caracterizados pelas fases minerais predominantes. O tipo menos contaminado da intrusão é constituído por monticelita disseminada na matriz (Kmtc) e a granada como constituinte traço apresenta evidência de que o magma teria passado por níveis mantélicos profundos, caracterizando a natureza kimberlítica do corpo. O tipo com menor grau de contaminação crustal é caracterizado pela presença de flogopita poiquilítica na matriz (Kphl), interpretada como produto da interação do corpo kimberlítico com material crustal em estágios finais da cristalização. O tipo petrográfico mais contaminado apresenta diopsídio na matriz (Kdiop) em regiões próximas a enclaves félsicos e monticelita sendo substituída por diopsídio, corroborando com a adição de sílica no sistema. Geoquimicamente, os tipos petrográficos das rochas da intrusão Pântano não apresentam diferenças marcantes, sendo caracterizadas por altos teores de CaO, MgO, K₂O e TiO₂, baixos teores de SiO₂ e expressivo enriquecimento em elementos-traços incompatíveis. O tipo petrográfico mais contaminado apresenta o índice de contaminação crustal mais elevado (1,4) em relação às demais amostras. Os enclaves, xenólitos crustais, texturas sugestivas de desequilíbrio em olivina e feições de fusão parcial observadas nas rochas da intrusão Pântano indicam a evolução de um magma em sistema aberto. Os tipos petrográficos caracterizados permitem a interpretação de que houve três eventos de contaminação, que poderiam ocorrer através da assimilação de granitos, filitos e/ou quartzitos. A partir da modelagem geoquímica, é estimada a incorporação de 10 a 40% de fundidos crustais a partir de um magma progenitor com a composição dos fundidos calculados para a intrusão Pântano. Com o auxílio de petrografia de detalhe, foram caracterizadas as populações mineralógicas cognatas e xenocristalinas do corpo intrusivo. Os núcleos das populações de olivina (Fo_{89-92,5}) sugerem origem de um manto da região dos granada-espinélio peridotitos, já as bordas são consideradas sobrecrecimentos cognatos ao fundido kimberlítico. A população de antecristais de olivina caracteriza-se pelos núcleos enriquecidos em Fe. As populações de flogopita possuem origens distintas, podendo ser caracterizadas como cognatas, antecristais ou xenocristais (alto Ti e Cr) similares àqueles descritos para a suíte MARID. A partir do desconto das populações xenocristalinas, foi calculada a possível composição do fundido que daria origem a intrusão. As composições estimadas para os fundidos são enriquecidas em TiO₂, Al₂O₃, CaO e K₂O e em elementos-traço incompatíveis quando comparadas aos valores de rocha total, e tais fundidos assemelham-se às composições de fundidos de olivina lamproítos estimadas mundo afora. Os fundidos calculados para intrusão Pântano possuem caráter ultrapotássico, similarmente à fundidos kamafugíticos, o que corrobora com a hipótese de que kimberlitos contaminados poderiam ter composições semelhantes às de kamafugitos.

Palavras chave: kimberlitos, contaminação crustal, xenocristais mantélicos

Abstract

The Pântano intrusion can be classified as a hypabyssal kimberlite, associated with the Cretaceous magmatism of the Alto Paranaíba Alkaline Province, in the State of Minas Gerais. Three main petrographic types of Pântano intrusion were identified, controlled by different levels of crustal contamination, characterized by the predominant mineral phases. The least contaminated type of intrusion is constituted by widespread monticellite in the matrix (Kmtc) and the garnet as a trace constituent shows evidence that the magma had gone through deep mantle levels, characterizing the kimberlitic nature of the intrusion. The type with a lower degree of crustal contamination is characterized by the presence of poikilitic phlogopite in the matrix (Kphl), interpreted as a product of the interaction of the kimberlitic intrusion with crustal material in the final stages of crystallization. The most contaminated petrographic type presents diopside in matrix (Kdiop) in regions near felsic enclaves, and monticellite being replaced by diopside, corroborating the addition of silica in the system. Geochemically, the petrographic types of the Pântano intrusion rocks do not present marked differences, being characterized by high CaO, MgO, K₂O and TiO₂ contents, low SiO₂ contents and expressive enrichment in incompatible trace elements. The most contaminated petrographic type presents the highest crustal contamination index (1,4) in relation to the other samples. The enclaves, crustal xenoliths, textures suggestive of olivine disequilibrium and partial fusion features observed in the Pântano intrusion rocks indicate the evolution of an open system magma. The petrographic types characterized allow the interpretation that there were three contamination events, which could occur through the assimilation of granites, phyllites and/or quartzites. From geochemical modeling, it is estimated an addition of 10 to 40% of crustal melts from a parental magma with the melt composition calculated for the Pântano intrusion. With detailed petrography, the cognate and xenocrystalline mineralogical populations of the intrusive body were characterized. Olivine core population (Fo_{89-92,5}) suggest origin of a mantle from the peridotite garnet-spinel region, whereas the rims are considered cognate overgrowths to the kimberlitic pulse. The population of olivine antecrystals is characterized by Fe-enriched cores. Phlogopite populations have distinct origins and can be characterized as cognate, antecrystals or xenocrystals (high Ti and Cr) similar to those described for MARID suite. From the xenocrystalline population discount, the possible melt composition that would give rise to the intrusion was calculated. Estimated melt compositions are enriched in TiO₂, Al₂O₃, CaO and K₂O and incompatible trace elements when compared to whole-rock values, and such melts resemble the estimated olivine lamproit melt compositions worldwide. Pântano intrusion melts have an ultrapotassic character, similar to kamafugitic melts, which corroborates the hypothesis that contaminated kimberlite could have similar compositions to kamafugites.

Key words: kimberlites, crustal contamination, mantle xenocrysts

Sumário

1.	Introdução	1
1.1	Objetivos.....	3
2.	Contexto Magmático e Geologia Local.....	4
2.1	Província Alcalina do Alto Paranaíba (PAAP).....	4
2.2	Grupo Canastra.....	6
2.3	A intrusão Pântano	7
3.	Kimberlitos hipoabissais e a distinção entre populações e assembléias minerais.....	12
3.1	Kimberlitos hipoabissais	12
3.2	Cristais cognatos <i>versus</i> xenocritais: evidências em zonamentos e texturas	13
3.3	Xenólitos do manto	15
3.4	Xenólitos do manto na região Sudoeste de Minas Gerais.....	17
4.	Química mineral e elementos-traço como ferramentas para elucidação de processos em kimberlitos e rochas associadas	18
4.1	Variação estrutural e composicional em olivinas.....	19
4.1.1	Estrutura e composição da olivina em kimberlitos	19
4.1.2	Elementos-traço em olivina.....	20
4.2.	Variação estrutural e composicional da flogopita.....	22
4.2.1	Estrutura e composição de micas trioctaédricas: flogopita e biotita.....	22
4.2.2	Elementos-traço em micas trioctaédricas	23
4.2.3	Micas em kimberlitos do Grupo I	24
5.	Reconstituições de líquidos prístinos em rochas de afinidade kimberlítica	25
5.1	Procedimentos utilizados na literatura	26
6.	Procedimento experimental.....	27
6.1	Preparação de amostras.....	28
6.1.1	Lâminas petrográficas.....	28
6.1.2	Seções polidas e fragmentos de rocha	28
6.1.3	Química de rocha total	29
6.2	Metodologia analítica.....	30
6.2.1	Análises de imagem.....	30
6.2.2	Microscopia Eletrônica de Varredura.....	30
6.2.3	Fluorescência de Raios X	33
6.2.4	ICP-MS	34

6.2.5 Microsonda Eletrônica	34
6.2.6 LA ICP-MS	38
7. Resultados	41
7.1 Petrografia.....	41
7.1.1 Descrição Macroscópica.....	42
7.1.2 Descrição Microscópica.....	46
7.1.3 Classificação de tipos petrográficos	64
7.2 Geoquímica de rocha total.....	65
7.3 Química mineral	73
7.3.1 Olivina.....	73
7.3.2 Monticelita	83
7.3.3 Mica	83
8. Discussões	90
8.1. Distintas populações de xenólitos, xenocristais, antecristais e cristais cognatos	90
8.2 Estimativa de magma kimberlítico sem a influência de xenocristais.....	94
8.3 Evidências de processos de sistema aberto e contaminação crustal	105
8.3.1 Modelagem do processo de contaminação crustal	108
8.4 Modelo Petrogenético	113
9. Conclusões.....	116
10. Referências Bibliográficas	118

Lista de Figuras

Figura 2.1: Mapa geológico da Província Alcalina Alto Paranaíba considerando as regiões próximas à Coromandel e Patos de Minas e intrusões kimberlíticas mapeadas pela CPRM (Projeto Diamante, Cabral Neto et al., 2017). Destaque para intrusão Pântano.....10

Figura 2.2: Representação esquemática da intrusão Pântano, apresentando dimensões do corpo intrusivo e os pontos em que foram coletadas as amostras utilizadas no presente trabalho. As amostras foram coletadas de acordo com os tipos petrográficos caracterizados por Meyer et al. (1991).....11

Figura 6.1: Mapeamento de fragmento de rocha obtido através da matriz de fotomicrografias de MEV. Destaque para os cristais selecionados para as análises de ME e LA-ICP-MS.....32

Figura 7.1: **a)** aspectos gerais da rocha: maciça, com textura pseuporfirítica, com mega e macrocristais dispersos na matriz; **b)** Lâmina petrográfica digitalizada, aonde é possível observar as venulações de carbonato e serpentina (setas vermelhas), megacristais (seta azul) e macrocristais (setas verdes) de olivina (Ol), bem como microcristais em uma matriz inequigranular; **c)** Detalhe de macrocristal de granada com borda kelifítica descrito para amostra PNT-3 (monticelita kimberlito); **d)** Xenólito crustal arredondado de coloração rósea e branca. Este tipo de xenólito pode ser observado em todos os tipos petrográficos descritos para intrusão. Os xenólitos podem ter ou não bordas de reação de colorações bege ou marrom.....44

Figura 7.2: **a)** cristais de monticelita (setas vermelhas) distinguíveis com o auxílio de MEV; **b)** cristais de olivina recristalizados formando neoblasto; **c)** microcristais de olivina serpentinizados (setas amarelas) ao redor de xenólito crustal; **d)** macrocristal de olivina com alto grau de fraturamento e bordas serrilhadas (setas azuis); **e)** microcristais de olivina de tamanhos variados; **f)** microcristais de olivina formando agregados em macrocristal. As fotomicrografias c e d foram tiradas com polarizadores em paralelo e as fotomicrografias e e f, com polarizadores cruzados; cristais de olivina **g)** sem zonamento; **h)** com zonamento normal, apresentando núcleos mais escuros ricos em Fe; **i)** com zonamento reverso, apresentando núcleos mais claros, mais ricos em Mg; **j)** com zonamento intermediário caracterizado por uma coloração clara entre núcleo e borda; **k)** cristal de monticelita sendo substituído por diopsídio; **l)** cristal de monticelita com inclusões de diopsídio e apatita. Fotomicrografias obtidas com o auxílio de MEV.....50

Figura 7.3: **a)** macrocristal de flogopita (polarizadores cruzados); **b)** microcristal zonado de flogopita (polarizadores paralelos); **c)** flogopita poiquilítica da matriz (polarizadores cruzados); **d)** microcristais de flogopita de granulação fina no interior de pseudomorfo (polarizadores cruzados); **e)** flogopita totalmente alterada substituindo possíveis pseudomorfos de leucita (descrita na intrusão Pântano por Danni e Scartezini, 1990); **f)** flogopita substituindo pseudomorfo de uma fase mineral possivelmente não estabilizada no momento da cristalização. Fotomicrografias e e f tiradas com polarizadores paralelos; **g)** microcristal de flogopita com inclusões de minerais opacos e rútilo; **h)** microcristal de flogopita que apresenta indício de que

houve algum tipo de deformação. Fotomicrografias obtidas com polarizadores cruzados; **i)** microcristal de flogopita sem zonamento; **j)** microcristal de flogopita zonado, que não demonstra padrão específico entre núcleos e bordas. Fotomicrografias obtidas com o auxílio de microsonda eletrônica.....54

Figura 7.4: **a)** microcristais de perovskita zonados e microcristais de espinélio na matriz do tipo petrográfico com flogopita poiquilítica; **b)** perovskitas ao redor de microcristais de olivina formando textura do tipo necklace; Fotomicrografias a e b obtidas com polarizadores paralelos. **c)** perovskita com zonamento irregular oscilatório; **d)** microcristal de espinélio com zonamentos irregulares entre núcleos e bordas, sendo observados três horizontes. Fotomicrografias c e d obtidas com o auxílio de microsonda eletrônica.....57

Figura 7.5: **a)** trilha de diopsídio (setas vermelhas) ao redor de enclave observado no tipo petrográfico diopsídio kimberlito. Fotomicrografia obtida com polarizadores paralelos; **b)** diopsídio na matriz observado ao redor de xenólito crustal (setas vermelhas) no tipo petrográfico monticelita kimberlito. Nota-se diopsídio também no interior do xenólito crustal (setas azuis). Fotomicrografia obtida com polarizadores paralelos.....60

Figura 7.6: **a)** xenólito crustal constituído por quartzo e espurrita, formada a partir de reação metassomática entre fragmentos quartzíticos e a encaixante; **b)** interior do xenólito crustal em maior escala. Ambas as fotomicrografias foram obtidas com polarizadores em paralelo e as setas vermelhas e azuis indicam espurrita e quartzo, respectivamente.....61

Figura 7.7: **a)** quartzito com quartzo recristalizado (setas azuis) apresentando textura compatível com rochas areníticas afetadas por metamorfismo de contato na Bacia Potiguar, descrita por Santos et al., 2014. **b)** quartzito alterado com quartzo com textura fina, minerais máficos não identificados em lâmina petrográfica. Ambas as fotomicrografias foram obtidas com polarizadores cruzados. **c)** dissolução dos cristais de quartzo recristalizados (setas pretas) e **d)** destruição da foliação constituída de biotita em biotita quartzito encaixante da intrusão Pântano. Fotomicrografias obtidas com polarizadores paralelos.....61

Figura 7.8: Diagramas bivariantes das composições químicas mineralógicas, de rocha total e do possível fundido kimberlítico (líquido) para intrusão Pântano. Ol: olivina; Prv: perovskita; Phl: flogopita; Mtc: monticelita.....69

Figura 7.9: **a)** Padrão de variação de elementos terras raras dos distintos tipos petrográficos para a intrusão Pântano normalizados pelo condrito de Boynton (1984). Kmtc: monticelita kimberlito; Kphl: flogopita kimberlito; Kdiop: diopsídio kimberlito; **b)** Padrão de variação de elementos terras raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984) para as rochas da intrusão Pântano e para o quartzito encaixante. Campos da PAAP de Guarino et al. (2013) e referências lá citadas.....70

Figura 7.10: **a)** Diagrama multielementar de elementos-traço dos distintos tipos petrográficos observados para intrusão Pântano normalizados pelo manto primitivo de McDonough and Sun (1995). Kmtc: monticelita kimberlito; Kphl: flogopita kimberlito; Kdiop: diopsídio kimberlito; **b)** Diagrama multielementar de elementos-traço das

rochas da intrusão Pântano e do quartzito encaixante normalizados pelo manto primitivo de McDonough and Sun (1995). Campos da PAAP de Guarino et al. (2013) e referências lá citadas.....71

Figura 7.11: Diagrama multielementar de elementos traços dos minerais em comparação às rochas da intrusão Pântano normalizados pelo manto primitivo. Prv: perovskita; Phl: flogopita; Spn: espinélio; Ol: olivina; PAN: Pântano. Dados deste trabalho e de Melluso et al. (2008).....72

Figura 7.12: histogramas de distribuição de Mg# dos núcleos e bordas das populações de olivina analisadas. As linhas representam o modelo de distribuição gaussiana baseadas nas médias e variâncias calculadas para cada população. **a)** Nota-se uma tendência bimodal para a população de núcleos dos microcristais; **b)** As bordas dos macrocristais possuem o maior número de amostras com Mg# entre 87 e 89 e os **c)** núcleos dos macrocristais, com valores acima de 90.....76

Figura 7.12 (continuação): histogramas de distribuição de Mg# dos núcleos e bordas das populações de olivina analisadas. As linhas representam o modelo de distribuição gaussiana baseadas nas médias e variâncias calculadas para cada população. **d)** As bordas dos macrocristais apresentam maior número de amostras com Mg# entre 85 e 87; **e)** Os núcleos dos megacristais apresentam Mg# em sua maioria, acima de 90; **f)** As bordas dos megacristais apresentam ampla distribuição de valores de Mg#, sendo os maiores valores observados entre 85 e 86.....77

Figura 7.13: Diagramas bivariantes de Mg# vs a) NiO, b) CaO e c) MnO e d) NiO vs CaO, refletindo a distribuição composicional dos cristais de olivina da intrusão Pântano. Nota-se que os núcleos das populações compõem o trend mantélico e as bordas das populações o trend do fundido kimberlítico. Dados em porcentagem em massa.....78

Figura 7.14: Diagramas bivariantes Ni vs a) Co, b) Sc, c) Al e d) Mn. Campos de kimberlitos e lamproítos de Foley et al. (2013); e) Diagrama bivalente Ni/Co vs Mg#. Valores Ni/Co maiores que 20 podem indicar fracionamento (Sobolev et al., 2007); f) Diagrama bivalente Ni vs 100*Mn/Fe. Os campos indicam mistura entre peridotitos e piroxenitos que são originados pela reciclagem de crosta oceânica (Sobolev, 2017).....81

Figura 7.15: a) Diagrama Ni vs V/Sc utilizado para caracterização do estado de oxidação durante a fusão (Foley et al., 2013). Os núcleos das olivinas indicam fusão em ambiente oxidante; b) Composição de núcleos de olivina em relação a Ca vs Ti como indicador da natureza do agente metassomático na fonte mantélica; Diagramas bivariantes Fo (% em massa) vs c) Mn d) Zn e) Co f) Ni. Campos de granada peridotito, granada-espinélio peridotito e espinélio-peridotito e linha do manto primitivo de De Hoog et al., (2010).....82

Figura 7.16: Composição dos cristais de monticelita da matriz da Intrusão Pântano no sistema $\text{Ca}_2\text{SiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$. Campos da Província Alcalina Alto Paranaíba (PAAP) de Melluso et al. (2018), Araújo et al. (2001), Meyer et al. (1994) e Guarino et al. (2013).....87

Figura 7.17: Diagrama ternário representativo da composição dos macro e microcristais de flogopita no sistema Al-Mg-Fe. Campo dos kimberlitos da PAAP de Melluso et al. (2008), Araújo et al. (2001), Meyer et al. (1994) e Guarino et al. (2013).....87

Figura 7.18: Diagramas bivariantes de macro e microcristais e flogopita poiquilítica da matriz da Intrusão Pântano. Campos de a): sem preenchimento (Mitchell, 1995); campos preenchidos Ki: kimberlitos; Ug uganditos; Ma: mafuritos da PAAP (Araújo, 2001). Campos de b) a f): xenólitos de granada peridotito metassomatizados (M); matriz kimberlítica (K) e xenólitos mantélicos alto Ti-Cr (Hti) de Giuliani et al. (2016). Campos pontilhados de distintas populações de flogopitas kimberlíticas (Kargin et al., 2019).....88

Figura 8.1: Diagrama bivalente Al vs Mn identificando os campos dos granada peridotitos, granada espinélio-peridotitos e espinélio peridotitos. Campos de De Hoog et al.(2010).....93

Figura 8.2: Diagrama bivalente Al_2O_3 vs TiO_2 (% peso) com os campos representativos de kimberlitos com maior e menor grau de contaminação e trends das populações de flogopita encontrados por Meyer et al. (1991), que corroboram com as populações encontradas nas análises do presente trabalho. Os kimberlitos mais contaminados possuem flogopita associada a melilita e diopsídio e os menos contaminados flogopita associada a monticelita e serpentina (Caro et al., 2004)..93

Figura 8.3: Comparação dos fundidos calculados para Pântano e outros fundidos calculados na literatura (Patterson et al., 2009; Soltys et al., 2018) em termos de SiO_2 , MgO e FeO. Os campos representam amostras de kimberlitos afaníticos (cinza) e de kimberlitos macrocristalinos (Le Roex, 2003). As linhas representam os trends das suítes, onde a mudança na inclinação aproxima a composição do magma parental, de acordo com Le Roex (2003).....97

Figura 8.4: Diagramas box and whisker para fundidos de kimberlitos, orangeítos e olivina lamproítos mundo afora comparados ao fundido da intrusão Pântano. A barra central indicada nas caixas é a mediana do valor e as linhas rosadas indicam a média e intervalos das composições dos fundidos primários. O círculo verde representa o ocelo de Meyer (1991), considerado como vidro contaminado descrito na intrusão Pântano. Diagrama modificado de Pearson et al. (2019). Observa-se que a composição do fundido da intrusão Pântano possui maiores semelhanças aos fundidos de olivina lamproítos.....98

Figura 8.5: a) Padrão de variação de elementos terras raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984); **b)** Padrão de variação de elementos terras raras normalizados pelo manto primitivo de McDonough and Sun (1995). Os diagramas apresentam dados para as rochas da intrusão Pântano, seus fundidos calculados e seu quartzito encaixante e para kimberlitos e kamafugitos da Província Alcalina Alto

Paranaíba (PAAP). Dados da PAAP compilados de Melluso et al. (2008) e Guarino et al. (2013).....99

Figuras 8.6: Diagrama de Gufinnson e Presnall (2005) para estimativa de pressão de geração do fundido de Pântano a partir da fusão de um peridotito carbonatado. Foram considerados apenas os fundidos calculados interpretados como menos contaminados (Kmtc). Campos de kamafugitos, flogopita picritos e kimberlitos da PAAP. Modificado de Guarino et al. (2013).....102

Figura 8.7: Diagrama MgO/CaO versus SiO₂/MgO para as rochas de Pântano classificadas como kimberlito (este trabalho, Meyer et al. 1991, Carlson et al. 1996 e Guarino et al., 2013) e classificadas como leucitito (Danni e Scartezini, 1990). O ocelo trata-se do vidro descrito por Meyer et al. (1991). Campos e trends de Sparks et al. (2009) apresentando evidências de contaminação crustal.....102

Figura 8.8: Diagrama bivalente do índice de contaminação crustal (C.I.) versus In Si/Al. Campo de “sem contaminação crustal” de Kjarsgaard et al. (2009). Mesma simbologia da Figura 8.6. Kdiop: diopsídio kimberlito; Kphl: flogopita kimberlito; Kmtc: monticelita kimberlito. Nota-se trend indicativo de contaminação crustal dos diferentes tipos petrográficos observados para intrusão Pântano e para o leucitito (Danni e Scartezini, 1990).....103

Figuras 8.9: Diagrama C.I. (contaminação crustal) versus Rb/Sr ilustrando as composições dos diferentes tipos petrográficos da intrusão Pântano em relação aos níveis de contaminação crustal. Nota-se que o tipo menos contaminada possui menor C.I. e menor razão Rb/Sr. Kmtc: monticelita kimberlito; Kphl: flogopita kimberlito; Kdiop: diopsídio kimberlito.....103

Figura 8.10: Diagrama Gd/Lu versus SiO₂ ilustrando o decaimento da razão Gd/Lu em amostras contaminadas. Campos e trend de contaminação crustal de Le Roex et al. (2003). Nota-se diferenças composicionais entre os diferentes tipos petrográficos classificados para intrusão.....104

Figura 8.11: Diagrama ternário proposto por Sparks et al. (2009) para representar fundidos kimberlíticos a 1 Kbar e pressões em CO₂ e H₂O. Nele estão inseridos os fundidos reconstituídos para intrusão Pântano, o possível fundido granítico contaminante e o fundido de Indaiá I, intrusão kimberlítica da PAAP interpretada como livre de contaminação (Lima, 2019). Os pólos do fundido granítico calculado e de Indaiá I (Lima, 2019) formam uma linha de amarração onde o fundido de Pântano corresponderia a um ponto intermediário com a incorporação de uma componente crustal. Os tipos petrográficos mais contaminados (Kphl e Kdiop) plotam no campo de cristalização do diopsídio, enquanto o menos contaminado plota no campo de cristalização da forsterita.....111

Figura 8.12: Diagramas bivariantes apresentando linhas de mistura de elementos maiores e elementos-traço. a) e b) apresentam misturas entre os fundidos calculados

para intrusão Pântano e o possível filito encaixante do Grupo Canastra. A partir destes modelos nota-se que os fundidos de Pântano estariam misturados com até 12% do contaminante proposto; c) e d) apresentam misturas entre os fundidos calculados para intrusão Pântano e o fundido do possível granito encaixante (Lima, 2019). A partir destes modelos nota-se que os fundidos de Pântano estariam misturados em taxas de 10 a 40% do contaminante proposto. Também foram plotados os fundidos de Pântano de Guarino et al. (2013), Meyer (1991) e Danni e Scartezini (1990), além do fundido calculado para intrusão Indaiá II (Lima, 2019) também considerada como kimberlito contaminado da PAAP. Os campos de granitos alto (Pimentel et al., 1996) foram inseridos para representação de possíveis contaminantes em maiores profundidades.....112

Figura 8.13: Modelo petrogenético esquemático proposto para intrusão Pântano, ilustrando a contaminação crustal em diferentes níveis: a partir da interação com o fundido da rocha encaixante quartzítica (Kdiop), a partir da interação com o filito encaixante (possivelmente em um outro pulso kimberlítico), caracterizando o tipo petrográfico Kphl e a partir da contaminação em profundidade com granitos de alto K, que levaria à possível formação de leucita.....115

Lista de Tabelas

Tabela 3.1: Síntese de zonamentos, texturas e termos genéticos utilizados no presente trabalho.....15

Tabela 6.1a: Condições analíticas para análise de olivina durante as quantificações WDS por microsonda eletrônica.....36

Tabela 6.1b: Condições analíticas para análise de mica durante as quantificações WDS por microsonda eletrônica.....36

Tabela 6.2: Quantitativos de análises de microsonda eletrônica.....37

Tabela 6.3: Condições experimentais do laser para obtenção das análises de olivina e flogopita.....39

Tabela 7.1: Médias das porcentagens de matriz, macrocristais, megacristais, pseudomorfos, xenólitos e vênulas encontradas para os diferentes pontos amostrados na intrusão Pântano.....47

Tabela 7.2: Sumário petrográfico com as descrições de cada tipo petrográfico observado para as rochas da intrusão Pântano e descrição da rocha encaixante (quartzito). Os pontos de coleta de cada tipo podem ser observados na Figura 2.2.....62

Tabela 7.3: Composições das populações de olivina estudadas.....74

Lista de Equações

I)	$C.I. = (SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O) / (MgO + 2K_2O)$	65
II)	$CRTi = CMti (1 - \Sigma v) + \Sigma (CMgi + v)$	96
III)	$CMti = CRTi - COI \times vOI - CPhl \times vPhl / (1 - vOI - vPhl)$	96
IV)	$CaMgSiO_4 + CaCO_3 + MgO + 4SiO_2 = 3CaMgSi_2O_6 + CO_2$	108
V)	$3Fo + 2Lc + 2H_2O = 2Ph + Kf$	108
VI)	$Fo + Lc + Vapor = 10Ph + Líquido$	109

Lista de Apêndices

Apêndice A – Análises de geoquímica de rocha total.....127

Tabela A.I: resultados de química de rocha total obtidos por FRX.

Tabela A.II: resultados de química de rocha total obtidos por ICP-MS.

Apêndice B – Análises obtidas por microsonda eletrônica.....130

Tabela B.I: Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano.

Tabela B.II: Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das monticelitas da intrusão Pântano.

Tabela B.III: Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das flogopitas da intrusão Pântano.

Apêndice C - Análises obtidas por LA-ICP-MS.....164

Tabela C.I: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de olivinas no fragmento 1 (LA-ICP-MS).

Tabela C.II: Concentrações do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de olivinas no fragmento 1 (LA-ICP-MS).

Tabela C.III: Limites de detecção do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de olivinas do fragmento 1 (LA-ICP-MS).

Tabela C.IV: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de olivinas do fragmento 1 (LA-ICP-MS).

Tabela C.V: Concentrações de elementos-traço obtidas para as olivinas do fragmento 1, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Tabela C.VI: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Tabela C.VII: Concentrações do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Tabela C.VIII: Limites de detecção (LD) do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de olivina do fragmento 2.

Tabela C.IX: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de olivina do fragmento 2.

Tabela C.X: Concentrações de elementos-traço obtidas para de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Tabela C.XI: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de flogopita do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Tabela C.XII: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de flogopita do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Tabela C.XIII: Limites de detecção do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Tabela C.XIV: Concentrações do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita do fragmento 2.

Tabela C.XV: Concentrações de elementos-traço obtidas partir das análises de flogopita do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Tabela C.XVI: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4.

Tabela C.XVII: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4.

Tabela C.XVIII: Limites de detecção do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4.

Tabela C.XIX: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4.

Tabela C.XX: Concentrações de elementos-traço obtidas para de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Tabela C.XXI: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de flogopita da lâmina PNT-8.

Tabela C.XXII: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de flogopita da lâmina PNT-8.

Tabela C.XXIII: Limites de detecção do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita da lâmina PNT-8.

Tabela C.XXIV: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de flogopita da lâmina PNT-8.

Tabela C.XXV: Concentrações de elementos-traço obtidas para de flogopita da lâmina PNT-8, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Apêndice D - Fundidos calculados para intrusão Pântano e fundidos utilizados na modelagem de contaminação.....207

Tabela D.I: fundidos calculados para intrusão Pântano obtidos através do desconto das populações xenocristalinas de olivina e flogopita.

Tabela D.II: composição do granito utilizado como possível encaixante na modelagem de contaminação crustal e fundido da rocha, calculado a partir do *RhyoliteMelts*. Dados de Lima, 2019.

Tabela D.III: dados do possível filito encaixante do Grupo Canastra (Saar, 2009) utilizado na modelagem de contaminação.

1. Introdução

O Brasil tem sido alvo de importantes estudos relacionados à geoquímica e petrologia de kimberlitos e de uma outra rara série de rochas potássicas derivadas do manto, incluindo kamafigitos e lamproitos. O magmatismo alcalino na plataforma brasileira se deu principalmente durante o Cretáceo, dando origem às maiores províncias ultrabásicas potássicas a ultrapotássicas brasileiras: a Província Alcalina de Goiás (PAG) e a Província Alcalina do Alto do Paranaíba (PAAP) (Comin-Chiaramonti & Gomes, 2005).

Os primeiros kimberlitos foram descritos no Brasil no século XX (Roberts, 1976) e fazem parte de um amplo grupo de rochas ultramáficas e ultrabásicas alcalinas, sendo diferenciados essencialmente por sua mineralogia e geoquímica singulares (Le Maitre, 2002).

Apesar de não serem rochas de volume expressivo na crosta terrestre, os kimberlitos possuem grande importância econômica devido à exploração de diamantes. As regiões diamantíferas de Minas Gerais destacam-se por abranger o maior número de corpos kimberlíticos diamantíferos no território brasileiro. Além da importância econômica, os kimberlitos representam um grupo de rochas muito significativo no estudo da evolução de magmas primitivos (Sparks, 2013). Por ascenderem de diferentes profundidades do manto até a crosta muito rapidamente, os magmas kimberlíticos carregam fragmentos de diversas porções do manto, o que os torna muito importantes na compreensão dos processos de evolução mantélica (Mitchell, 1986; Sparks, 2013). Além de interações mantélicas, ocorrem também a incorporação de material crustal, contribuindo para que haja mudanças nas características isotópicas e de elementos-traço destes litotipos (Faure, 2001).

A discussão sobre a natureza petrográfica e classificação das rochas alcalinas e suas diversidades, bem como a origem e evolução dos magmas que geraram essas rochas, mantém-se como um tópico discutido desde o final do século XIX em virtude do grande interesse econômico e científico dessas associações (Mitchell, 1986). A presente dissertação manteve seu escopo sob o ponto de vista científico, onde o estudo petroográfico de algumas fases minerais e tipos petrogenéticos da intrusão Pântano, visa uma maior compreensão relativa a origem e evolução do magma

progenitor da mesma, bem como os processos de interação entre líquido kimberlítico, manto e crosta.

Considerando-se que as rochas kimberlíticas possuem natureza híbrida (e.g., Russell et al., 2012), carregando tanto xenólitos crustais quanto de outras distintas porções do manto, as análises petrográficas e petrológicas devem ser feitas utilizando-se uma série de critérios específicos. Tais critérios permitem a distinção entre as fases cognatas e não cognatas neste tipo de rocha, bem como fazer interpretações sobre os processos que originaram fases cristalinas em equilíbrio ou desequilíbrio com a matriz. Em rochas kimberlíticas, é possível diferenciar uma série de populações de cristais que apresentam feições de reabsorção e/ou zonamentos químicos, sendo estas denominadas como antecristais ou xenocristais (Charlier et al., 2005) e estão, portanto, em desequilíbrio com o material circundante. Uma maior compreensão acerca do zonamento químico das fases cristalinas de um corpo intrusivo, pode auxiliar na obtenção da composição química do líquido em equilíbrio com as populações cristalinas em estudo. A composição do fundido kimberlítico no momento de sua colocação na crosta e como este fundido é modificado pela interação e/ou assimilação do material da rocha circundante são aspectos ainda não completamente esclarecidos (Giuliani et al., 2016).

A combinação de estudos texturais e químicos de detalhe utilizando técnicas analíticas modernas como microsonda eletrônica e LA-ICP-MS tem revelado que os elementos incompatíveis ocorrem com frequência em fases minerais de limites de grãos, inclusões fluídas ou líquidos aprisionados (Zindler and Jagoutz, 1988; Condie et al., 2004). Mesmo nos casos mais comuns em que as dimensões dessas fases são muito pequenas para a sua identificação ou quantificação de sua composição química, tem sido possível identificar assinaturas geoquímicas características, que permitem associar a sua geração com processos de modificação do manto singulares e ou com interação com o magma hospedeiro (Condie, 2004; Ionov et al., 2002). Neste âmbito, a geoquímica de rocha total excluindo-se as fases minerais não cognatas (associada à paragênese mineral), permite a caracterização da intrusão Pântano como kimberlito do Grupo I (Shibata et al., 2016), seguindo-se a classificação proposta por Mitchell (1995) e Le Maitre (2002).

A química mineral, obtida a partir de técnicas analíticas avançadas, permite interpretações relacionadas aos tipos de manto ao qual o líquido kimberlítico interagiu durante a sua ascensão à crosta. Mesmo após a fragmentação da olivina

xenocristalina no magma hospedeiro, os xenocristais preservam as características químicas das rochas parentais, podendo agir, portanto como uma ferramenta para medição de composições próximas do manto litosférico (Shaikh, 2018). Cristais zonados de olivina (0,5 - 5mm) com duas diferentes populações de núcleos, uma com núcleos enriquecidos em Mg e outra com núcleos enriquecidos em Fe, são amplamente reconhecidas em diversos kimberlitos mundo afora (Bussweiler et al., 2015; Howarth & Taylor, 2016; Lim et al., 2018). Os núcleos enriquecidos em Mg são em geral interpretados como derivados de xenólitos do manto (Arndt et al., 2010; Brett et al., 2009; Pilbeam et al., 2013), enquanto núcleos enriquecidos em Fe são considerados “fenocristais cognatos” geneticamente relacionados a fundidos de proto-kimberlitos/lamproítos (Howarth & Taylor, 2016; Kamenetsky et al., 2008; Shaikh et al., 2018). Outra fase mineral importante que caracteriza processos nos kimberlitos é a flogopita, que preserva a assinatura geoquímica da interação do magma kimberlítico durante o transporte através do manto e crosta, além de possuir ampla variação composicional, provendo um repositório útil de informações na evolução de kimberlitos e fundidos relacionados (Giuliani et al., 2016).

A partir de estudos petrográficos de detalhe em fases minerais específicas, pode-se decifrar, portanto, uma série de processos evolutivos complexos, permitindo a inferência de um modelo petrogenético para intrusão Pântano e seus diferentes tipos petrográficos.

1.1 Objetivos

O presente trabalho teve como objetivo o estudo das distintas tipos petrográficos encontradas para as rochas da intrusão Pântano, na tentativa de identificar processos petrológicos que podem ocorrer em um kimberlito ou em outras rochas magmáticas alcalinas associadas, como kamafugitos e lamproítos. A variação composicional de elementos-traço em minerais cognatos e xenocristais mantélicos da intrusão permitem a elucidação de possíveis processos de assimilação e contaminação, tanto do manto, quanto da crosta. No estudo de rochas kimberlíticas, trabalhos recentes têm questionado os critérios iniciais de Mitchell (1986, 1995) para classificação genética entre cristais cognatos e xenocristais, principalmente devido à maior precisão de análises da composição de elementos-traço em minerais

combinada à reinterpretação de aspectos petrográficos (e.g., Davies et al., 1999; Reguir et al., 2009; Bussweiler et al., 2015).

Especialmente no estudo de olivinas, a fase mais abundante para estes magmas, trabalhos como os de Arndt et al. (2010), Brett et al. (2009) e Bussweiler et al. (2015) evidenciam que os zonamentos químicos de elementos maiores e traços observados para as diferentes populações deste mineral, são explicados por núcleos representativos de xenocristais e bordas representativas de sobrecrecimentos cristalizados a partir do líquido kimberlítico. Não somente as olivinas são comuns às populações de xenocristais e cristais cognatos e podem ser diferenciadas a partir da combinação de aspectos petrográficos e tendências de evolução composicional; o mesmo ocorre para o grupo das flogopitas (Grégoire et al., 2002; Reguir et al., 2009). Deste modo, foi necessária a reavaliação petrográfica das diferentes populações de cristais que constituem estas rochas, bem como a caracterização das variações composicionais que permitam diferenciar xenocristais de cristais cognatos. As populações xenocristalinas podem estar associadas a processos de contaminação crustal, que acarretam na formação de diferentes tipos petrográficos para uma mesma rocha, que é o caso da intrusão Pântano.

As interpretações relacionadas às diferentes fases cognatas ou não cognatas identificadas permitiram fazer uma tentativa de reconstituição da evolução petrogenética da intrusão, traçar inferências sobre a sequência de cristalização das fases minerais, sobre processos de contaminação crustal, além da busca por estimativas buscando a composição do líquido mais pristino possível associado ao magma ultrabásico originador da intrusão.

2. Contexto Magmático e Geologia Local

2.1 Província Alcalina do Alto Paranaíba (PAAP)

A Província Alcalina do Alto Paranaíba (PAAP) está localizada entre as províncias São Francisco e Paraná, e é caracterizada pelo magmatismo cretáceo relacionado ao soerguimento do Arco do Alto Paranaíba (Almeida, 1983; Campos & Dardenne, 1997). O soerguimento dessa feição estrutural, que é alongada na direção NW-SE, iniciou no Cretáceo Inferior e alcançou seu ápice no Cretáceo Superior, tendo influenciado a tectônica estratigráfica das bacias sedimentares das províncias Paraná

(bacias Paraná, Serra Geral e Bauru) e São Francisco (Bacia do São Francisco) (Campos & Dardenne, 1997). Este magmatismo ocorreu predominantemente no período entre 80 e 90 Ma, sendo representado por kimberlitos, lamproítos, lamprófiros, carbonatitos e kamafugitos; este último é o mais expressivo derrame deste tipo no mundo, com 23.000 km³ (Gibson et al., 1995a).

A PAAP faz parte do conjunto de Províncias Alcalinas Minas-Goiás agrupadas por Sgarbi & Gaspar (2002) juntamente com as províncias Mata da Corda, Iporá e Santo Antônio da Barra. Posteriormente, baseando-se em estudos isotópicos, Gaspar et al. (2003) dividiram essas províncias em dois grandes grupos: (i) Província Alcalina do Alto Paranaíba, para as rochas que afloram no oeste de Minas Gerais e próximo a Catalão (GO); e (ii) Província Alcalina de Goiás, a qual designaram as rochas da região de Iporá e Rio Verde.

A PAAP é constituída de rochas vulcânicas da Formação Mata da Corda, grandes complexos formados por magmatismo carbonático e intrusões alcalinas, entre elas, a intrusão Pântano (Araújo et al., 2001). Segundo James et al. (1993), o Arco Alto Paranaíba corresponde a uma anomalia indicativa de uma provável zona de sutura entre o cráton São Francisco e a Bacia do Paraná. As diferentes rochas constituintes da província variam de potássicas a ultrapotássicas, máficas a ultramáficas, fortemente subsaturadas em sílica, além de intrusões hipoabissais de idade Cenozoica.

Quatro grupos principais de rochas silicáticas foram descritos nesta província: kamafugitos, kimberlitos, peridotitos e flogopita picritos (Gibson et al., 1995a; Guarino et al., 2013). Os kamafugitos geralmente formam fluxos de lava caracterizados por altas proporções de clinopiroxênio (diopsídio), que é encontrado não apenas na forma de fenocristais mas também na matriz, associada à perovskita, magnetita, olivina, flogopita e melilita. Pseudomorfos de kalsilita, nefelina e leucita podem também coexistir, tendo apatita e wadeita como minerais acessórios. As rochas consideradas mais desenvolvidas contêm aegerina-augita. Diques kamafugíticos também são muito difundidos e apresentam olivina e flogopita tanto na forma de fenocristais como na matriz (Sgarbi & Valença, 1993; Sgarbi et al., 2000; Brod et al., 2001). Os kimberlitos são caracterizados pela alta proporção modal em olivina, que aparece tanto na forma de cristais cognatos como de xenocristais e menores proporções de ilmenita, flogopita e cromita como microcristais da matriz. Ocasionalmente, pode-se observar granada presente em uma matriz carbonática, eventualmente associada a serpentina,

perovskita, apatita e monticelita (Meyer et al., 1994; Carlson et al., 1996). Os peridotitos são encontrados geralmente na forma de xenólitos em kimberlitos e representados por espinélios lherzolitos, hazburgitos e dunitos.

O Cretáceo Superior no oeste de Minas Gerais é marcado por derrames kamafugíticos, piroclásticas e sedimentos epiclásticos (Sgarbi et al., 2001). O Grupo Mata da Corda ocorre em discordância sobre as rochas de idade correspondentes ao Meso-Neoproterozoico dos grupos Vazante, Canastra, Ibiá e Araxá. O Grupo Mata da Corda foi dividido nas formações Patos e Capacete (Sgarbi et al., 2001). A Formação Patos é composta por kimberlitos, kamafugitos e rochas ultramáficas semelhantes, ocasionalmente incluindo rochas sedimentares e piroclásticas. A Formação Capacete ocorre acima da Formação Patos, sendo composta por sucessões de rochas epiclásticas, derrames kamafugíticos e vulcanoclásticos atingindo uma espessura de até 65 m (Sgarbi et al., 2001; Fernandes et al., 2014).

Geoquimicamente, as altas taxas de elementos terras raras dos magmas da PAAP sugerem uma alta demanda de fusão parcial de um magma peridotítico com altas proporções de granada, metassomatizado por veios de flogopita e carbonato (Melluso et al., 2008). Acredita-se que as lavas da PAAP se formaram a partir de altas taxas de fusão parcial relacionadas a metassomatismo do manto (Bizzi et al., 1995; Guarino et al., 2013).

2.2 Grupo Canastra

A intrusão Pântano encontra-se inserida em quartzitos do Grupo Canastra, sendo este grupo constituído predominantemente por um conjunto de filitos carbonosos e intercalações de filitos e quartzitos (Freitas-Silva & Dardenne, 1994). Segundo o mesmo autor, as rochas deste grupo afloram desde a região Sudoeste de Minas Gerais até o Sudeste de Goiás e Sul do Distrito Federal, abrangendo uma área de mais de 650 km.

O Grupo Canastra é constituído pelas Formações Serra do Landim, Paracatu e Chapada dos Pilões e representa parte de uma bacia de margem passiva, aberta no fim do Mesoproterozóico (Dardenne, 2000). A unidade basal é a Formação Serra do Landim, composta por calci-filitos e calci-xistos, podendo atingir até 250 metros de espessura (Freitas-Silva, 1996). A Formação Paracatu, unidade estratigraficamente

intermediária do Grupo Canastra, apresenta intercalação de filitos e xistos carbonosos que apresentam deformação significativa, representada sigmoides de quartzo. Há intercalações de quartzito e carbonato, além de venulações de quartzo associadas a mineralizações de ouro (Freitas-Silva & Dardenne, 1994). A Formação Chapada dos Pilões é a unidade basal, composta pela intercalação de filitos e quartzitos, sendo estes observados principalmente no topo da formação (Rodrigues, 2008). Alguns trabalhos descrevem a Formação Chapada dos Pilões como Serra da Batalha, dividindo-a entre membro superior e inferior (Freitas-Silva & Dardenne, 1994).

Os quartzitos e filitos do Grupo Canastra encontram-se metamorizados na fácies xisto verde, zona da clorita até zona da granada (Valeriano et al., 2004). As idades U-Pb obtidas em zircões detríticos do Grupo Canastra sugerem fontes principais de 2,1-1,8 Ga e idade máxima de deposição de 1,03 Ga (Rodrigues et al., 2010; Pimentel et al., 2011).

2.3 A intrusão Pântano

A intrusão Pântano está localizada a cerca de 43 km a leste da cidade de Coromandel e 32 km a oeste de Patos de Minas, no estado de Minas Gerais, ocupando uma área de aproximadamente 500 – 700 metros. A intrusão foi datada pela primeira vez por Hasui e Cordani (1968) utilizando-se a metodologia K-Ar em rocha total, quando foi obtida a idade de 77,9 $\pm$ 3,9 Ma. Sonoki e Garda (1988) obtiveram uma idade de 79,7 Ma através da mesma metodologia, retificando a idade obtida por Hasui e Cordani (1968). Posteriormente, Meyer et al. (1991) obteve idades entre 85 e 95 Ma para intrusão Pântano a partir da metodologia Pb/Pb em rocha total. Recentemente, foi utilizada a metodologia U/Pb em perovskita para datação, em que foram obtidas idades de 84 $\pm$ 1 Ma por Guarino et al. (2013) e de 79,9 $\pm$ 3,2 Ma por Felgate (2014).

Petrograficamente, a intrusão foi descrita por diversos autores (Barbosa et al., 1970, Danni & Scartezini 1990, Meyer et al. 1991, Bizzi et al. 1991, Bizzi et al. 1995, Gibson et al., 1995, Carlson et al., 1996, Azzone et al. 2002, Melluso et al. 2008, Guarino et al., 2013, Felgate, 2014), porém as descrições variam entre si. A Figura 2.1 apresenta o mapa geológico da região considerando as intrusões kimberlíticas proximais às cidades de Coromandel e Patos de Minas, com destaque para intrusão

Pântano. O mapa geológico foi confeccionado a partir das cartas de Coromandel, Largamar, Monte Carmelo e Pato de Minas, que puderam ser acessadas pelo GeoBank da CPRM. Nas descrições da CPRM (Projeto Diamante, Cabral Neto et al., 2017), a intrusão Pântano encontra-se descrita como Limpeza-18, no entanto, utiliza a classificação de rocha de Felgate (2014).

Segundo Barbosa et al. (1970), Pântano seria um neck vulcânico com composição de olivina basalto, já para Danni & Scartezini (1990), a intrusão Pântano trata-se de um olivina leucitito, correspondente a uma rocha com textura microporfirítica, rica em xenocristais de olivina. A descrição petrográfica feita por Bizzi et al. (1991 e 1995) classifica a intrusão Pântano como mica peridotito. Segundo o autor, a intrusão poderia ser classificada texturalmente como kimberlito afanítico hipoabissal, sendo o termo “rocha alcalina de afinidade kimberlítica” ambíguo. Bizzi aponta como principais constituintes da rocha os macro e fenocristais de olivina (maiores que 5 mm), em uma matriz formada predominantemente de monticelita, perovskita e minerais opacos. O autor cita ainda a presença de flogopita e espinélio em menores quantidades em relação às fases minerais principais. Gibson et al. (1995) descreve a intrusão Pântano como um kimberlito de alto Ti, o que é também descrito pela autora para outras intrusões kimberlíticas e kamafugíticas da província Alto Paranaíba. Carlson et al. (1996) também classifica Pântano como kimberlito.

Azzone et al. (2002) atribui afinidade kimberlítica à intrusão Pântano devido a presença de monticellita, perovskita com baixas concentrações de ETRs, além de olivina, flogopita, opacos e diopsídio. Guarino et al. (2013) descreve o “plug” de Pântano como uma rocha de textura porfirítica com olivina, flogopita, perovskita, magnetita, cromita, apatita e carbonatos, porém, não foi detectado piroxênio, a autora caracteriza, portanto, a intrusão como kimberlito. A classificação de Melluso et al. (2008) para a intrusão Pântano é de um kimberlito porfirítico, constituído de macro e microcristais de olivina, perovskita particularmente abundante, monticelita e flogopita. Felgate (2014) classifica a intrusão Limpeza 18 (em seu trabalho, utiliza nomenclatura da CPRM) como um kimberlito de fácies hipoabissal.

Meyer et al. (1991) divide a intrusão em três tipos mineralógicos principais de acordo com as texturas petrográficas identificadas. Os minerais comuns aos três tipos petrográficos são macrocristais de olivina, perovskitas e espinélios. O primeiro tipo petrográfico presente é caracterizado por apresentar monticelita como fase mineral predominante na matriz e flogopita ocorrendo na forma de pequenos cristais. A

segunda fase é caracterizada pela presença de placas de micas e ocellos. A mica engloba os demais minerais da matriz (olivina, perovskita, espinélio e monticelita) em uma textura poiquilítica. Na terceira fase petrográfica, há pequenos cristais de diopsídio (< 5mm) que predominam na matriz, e uma perovskita de coloração mais alaranjada que, nas demais fases petrográficas, onde é descrita por possuir coloração marrom e zonamento do núcleo e das bordas. Meyer et al. (1991) reconhece que a geoquímica de elementos maiores da intrusão Pântano é similar à de kimberlitos, alnoítos e alguns peridotitos e que as fases minerais predominantes são similares às descritas em kimberlitos. No entanto, o autor considera um nome não-genético de monticelita-peridotito para intrusão Pântano, concluindo que a rocha foi derivada do mesmo magma parental que produziu uma série de rochas alcalinas ultrabásicas relacionadas a kamafugitos.

A Figura 2.2 faz uma representação esquemática da intrusão Pântano e suas dimensões, bem como a localização dos pontos aonde foram coletadas as amostras utilizadas no presente trabalho. As amostras foram coletadas de acordo com a divisão de tipos petrográficos feita por Meyer et al. (1991), sendo este o principal trabalho utilizado como base para as descrições e comparações feitas nessa dissertação.

Figura 2.1: Mapa geológico da Província Alcalina Alto Paranaíba considerando as regiões próximas à Coromandel e Patos de Minas e intrusões kimberlíticas mapeadas pela CPRM (Projeto Diamante, Cabral Neto et al., 2017). Destaque para intrusão Pântano.

Figura 2.2: Representação esquemática da intrusão Pântano, apresentando dimensões do corpo intrusivo e os pontos em que foram coletadas as amostras utilizadas no presente trabalho. As amostras foram coletadas de acordo com os tipos petrográficos caracterizados por Meyer et al. (1991).

3. Kimberlitos hipoabissais e a distinção entre populações e assembléias minerais

3.1 Kimberlitos hipoabissais

De acordo com Le Maitre (2002), o termo hipoabissal é pertinentemente empregado para rochas que foram colocadas em uma região intermediária entre plutônica e vulcânica, sendo tal termo frequentemente empregado para rochas de intrusões menores, como diques e sills. Segundo Patterson et al. (2009) e Cas et al. (2008), as rochas alcalinas ultramáficas da fácies hipoabissal ou zonas de raiz (root zones) podem ser discriminadas basicamente pelo seu caráter maciço e macrocristalino.

Mitchell (2008) propõe que kimberlitos hipoabissais são rochas ígneas holocristalinas que foram cristalizadas a partir de um magma kimberlítico. O termo “hipoabissal” é utilizado para descrever rochas formadas a partir de magmas que se cristalizaram em condições subterrâneas/subvulcânicas sem referências da profundidade ou pressão de formação. Geralmente, as intrusões kimberlíticas hipoabissais formam-se a partir de pequenos volumes de magma (a ausência de plútons kimberlíticos de granulação grossa indica que o magmatismo kimberlítico não abrange grandes volumes de magma) e são cristalizadas em pressões próximas da superfície do manto. Ainda segundo o autor, os kimberlitos de fácies hipoabissal são importantes pois tratam-se de produtos de cristalização de um magma que não foi submetido à degaseificação, logo, fornecem o melhor material para compreensão do caráter do magma kimberlítico primeiramente à formação das fácies diatrema e piroclásticas.

As investigações geoquímicas de kimberlitos são muito difíceis por ocorrer frequente metassomatismo e contaminação crustal, além de processos intempéricos acelerados, principalmente por reação com a água freática e subterrânea. O melhor material para estudos geoquímicos e classificação mineralógica são aqueles precedentes de fácies hipoabissal, pois estes kimberlitos contém poucos xenólitos crustais e a cristalização é suficientemente lenta para permitir o desenvolvimento da associação mineral típica (Provenzano, 2016).

Desta maneira, o estudo de kimberlitos hipoabissais é importante pois fornece informações de um magma pouco contaminado, sendo o mais indicado para realizar-se a estimativa de composições aproximadas de um magma/líquido kimberlítico, utilizando geoquímica de rocha total, desde que descontadas as populações de xenocristais e xenólitos.

3.2 Cristais cognatos *versus* xenocritais: evidências em zonamentos e texturas

Somente nas duas últimas décadas tem se discutido o significado das diferentes populações de cristais em kimberlitos e rochas associadas baseando-se em diferentes tipos de zonamentos em um mesmo cristal (Brett et al., 2009; Bussweiler et al., 2015; Shaikh et al., 2018). Historicamente, sabe-se que Mitchell (1995) classificava os cristais a partir de seus tamanhos e morfologia, no entanto, a origem de muitos desses cristais não era satisfatoriamente determinada. O autor descreve que, sem dúvidas, muitas das fases reconhecidas em kimberlitos seriam xenocristais, no entanto outras poderiam ser fenocristais.

Em petrologia ígnea, utiliza-se o termo fenocristal, sendo esta a fase que cresceu em equilíbrio químico com o líquido magmático formador da rocha e que se distingue da matriz fanerítica ou afanítica pelo tamanho maior, caracterizando, neste caso, uma textura porfírica ou porfirítica em uma determinada rocha ígnea (Gill, 2010). Na presente dissertação, o termo designado para fases que foram formadas em equilíbrio com o líquido originador do kimberlito será “cognato” e não fenocristal, uma vez que um mesmo mineral pode representar diferentes estágios de evolução magmática na rocha.

Mitchell (1995) recomenda que “pseufenocristais criptogênicos” sejam divididos entre megacristais, macrocristais e microcristais, que seriam termos não correlacionados à gênese dos mesmos. Desta maneira, durante as descrições feitas no presente trabalho, serão utilizadas as seguintes terminologias (Mitchell, 1995), relacionadas às características:

- **Megacristais:** cristais subédricos a anédricos, maiores que 1 cm;
- **Macrocristais:** cristais euédricos a anédricos com uma dimensão entre 0,5 e 1 cm;
- **Microcristais:** cristais anédricos, com dimensões inferiores a 0,5 cm.

Os xenocristais são aqueles estranhos à rocha magmática em que ocorrem e são originados seja pela incorporação de cristais de rochas encaixantes, como pela desagregação de xenólitos do manto (Davidson et al., 2007). Segundo o autor, a incorporação desses cristais ocorre a partir de minerais fracionados em estágios anteriores e envolvidos por novo afluxo magmático da intrusão, com evidências de ter ocorrido desequilíbrio químico entre xenocristais e o líquido magmático que envolveu esses corpos estranhos.

As fases primárias serão designadas como “cristais cognatos” a partir de sua variação composicional, que refletem a característica de seus respectivos magmas parentais. Os kimberlitos possuem, portanto, uma textura inequigranular, resultado da presença de mega e macrocristais em uma matriz fina constituída por microcristais. Menos comuns, mas ainda importantes constituintes de kimberlitos uma vez que indicam processos petrogenéticos singulares, são os denominados antecristais. Os antecristais são minerais cristalizados precocemente que não se encontram mais em equilíbrio com o líquido que os carrega, mas que mantém vínculo com o mesmo sistema magmático (Charlier et al., 2005). Esta população é representativa de cristais reciclados de estágios magmáticos mais precoces em profundidade.

A Tabela 3.1 sintetiza as feições petrográficas de zonamentos e texturas e definições dos termos genéticos utilizadas no presente trabalho.

Tabela 3.1: Síntese de zonamentos, texturas e termos genéticos utilizados no presente trabalho.

Zonamentos	
Normal	Inclui mudanças composicionais no mineral do centro para a borda do cristal. A mudança na composição mineral durante a cristalização reflete a progressiva evolução da composição do fundido durante o processo de solidificação em sistema fechado.
Step	Ocorre em etapas ao longo do cristal, com limites entre os horizontes adjacentes bem definidos (contato abrupto).
Reverso	Inversão composicional ao longo do crescimento do centro para a borda do cristal, não podendo ocorrer em um processo de cristalização em sistema fechado.
Concêntrico	Variação composicional observada a partir do centro do cristal; acompanha a forma do cristal.
Irregular	Variação composicional irregular distribuída pelo cristal; pode acompanhar ou não a forma do cristal.
Texturas	
Poiquilítica	Cristais grandes da matriz que englobam cristais menores de outras fases minerais.
Dissolução superficial	Dissolução do mineral no contato cristal-líquido, formando hábito irregularmente arredondado ou em forma de baía (<i>embayment</i>).
Necklace	Bordas de cristais formando uma “coroa”/borda de reação com cristais adjacentes.
Substituição	Formação de pseudomorfos, houve dissolução e substituição do mineral anteriormente cristalizado.
Termos genéticos	
Cristal cognato	Cristal em equilíbrio químico e cognático ao líquido hospedeiro. Na literatura em geral, referido como fenocristal.
Antecristal	Mineral cristalizado precocemente, que não se encontram mais em equilíbrio com o líquido que os carrega, mas mantém vínculo com o sistema magmático. Representam cristais reciclados de estágios magmáticos mais precoces em profundidade.
Xenocristal	Cristal sem relação genética com o sistema magmático.

Zonamentos e texturas adaptados de Streck (2008) e Gill (2010). Termos genéticos adaptados de Davidson et al. (2007).

3.3 Xenólitos do manto

Os “xenólitos do manto” são todas as inclusões de agregados minerais ou de rocha com presumida derivação mantélica encontradas em rocha encaixante de origem vulcânica (Pearson et al., 2003). Estes xenólitos, quando encontrados em áreas estáveis (*on* cráton e regiões adjacentes), podem ser encontrados em

kimberlitos e rochas relacionadas, como kamafugitos, lamproítos e orangeítos. Em ambientes fora dos crátons (*off cráton*), os xenólitos mantélicos podem ser encontrados em rochas como basaltos alcalinos, nefelinitos, lamprófiros, etc. Os xenólitos do manto auxiliam na caracterização dos xenocristais observados em intrusões em intrusões kimberlíticas, dando informações importantes sobre profundidade, pressão e temperatura do manto que contribuiu para formação da assembleia mineral em questão. De acordo com Dawson (1980), xenólitos mantélicos em kimberlitos são subdivididos em cinco principais grupos:

- **Suíte peridotítica-piroxenítica:** constituem o grupo predominante, compreendendo os lherzolitos, harzburgitos, dunitos, websteritos e piroxenitos. As texturas desses xenólitos são bastante variáveis e refletem a temperatura, pressão e esforço diferencial do momento em que são acidentalmente coletados e transportados pelo magma (Pearson et al., 2003).

- **Eclogitos e grosopyditos:** em geral, indicativos de temperaturas e pressões de mantos subcratônicos, possui como constituintes principais minerais como granada, onfacita e cianita (Jacob, 2004);

- **Peridotitos metassomatizados ricos e anfibólio e/ou mica:** representam os peridotitos com evidência de formação de novos minerais, tais quais flogopita, ilmenita, rutilo, sulfetos, richterita e carbonato, a partir da interação dos minerais pré-existentes com fluídos/fundidos. A formação desses novos minerais é evidência de metassomatismo modal, mas pode ocorrer também o metassomatismo por enriquecimento dos cristais pré-existentes por elementos maiores, menores e traços (Harte, 1987). Quando ocorre enriquecimento exclusivamente de elementos-traço sem envolvimento de formação de novos minerais, ocorre o metassomatismo críptico (Dawson, 1982).

- **Suíte MARID e glimmeritos:** o termo “glimmerito” é utilizado para xenólitos compostos predominantemente por flogopita. A suíte MARID consiste em xenólitos com variadas proporções de flogopita, anfibólio (K-richterita), rutilo, ilmenita e diopsídio com composições peculiares.

- **Miscelânea de xenólitos:** alkremitos (rochas de granulação grossa compostas por granada e espinélio) e rocha com ortopiroxênio e ilmenita em desequilíbrio.

Os xenólitos do manto podem ser considerados amostras diretas dos reservatórios aos quais derivam-se os magmas constituintes da crosta terrestre,

trazendo uma contribuição relevante para caracterização do magmatismo alcalino da Província do Alto Paranaíba.

Os principais xenólitos derivados do manto encontrados em kimberlitos e orangeitos são de granada-lherzolito, granada harzburgito, cromita harzburgito, espinélio lherzolito, websterito, eclogito, peridotitos metassomatizados e rochas da suíte MARID (mica-anfibólio-rutilo-ilmenita-diopsídio). A desagregação desses xenólitos durante a incorporação e o transporte de kimberlitos nos magmas, resulta na adição de uma ampla variedade de xenocristais. Outros xenocristais, em particular olivina e flogopita, tem composições idênticas a àqueles minerais considerados como cristalizados do magma como fases primárias. Uma vez que esses minerais, antigamente, não podiam ser classificados sem instrumentação de petrografia de detalhe e não há simples indicadores texturais para divisão dos mesmos, essas fases eram simplesmente incluídas na suíte macrocristalina.

A variação composicional, bem como as relações texturais em uma intrusão ou pipe kimberlítico, sugere que os megacristais representem cristais oriundos de uma série magmática diferenciada. Essa assembleia é considerada híbrida e formada a partir da mistura de cristais derivados de uma série de distintos episódios de cristalização.

3.4 Xenólitos do manto na região Sudoeste de Minas Gerais

Nas regiões de Coromandel e Monte Carmelo (SW de Minas Gerais), inseridas na Província Alcalina do Alto Paranaíba, a ocorrência de xenólitos do manto é reportada com frequência em kimberlitos, kamafugitos, lamproitos e rochas relacionadas (Meyer et al., 1991; Leonardos et al., 1993; Carvalho, 1997; Carlson et al., 2007; Nannini, 2016). Os principais xenólitos descritos são os de granada lherzolito, dunitos, harzburgitos e peridotitos. Segundo Carlson et al. (2007) os xenólitos de Coromandel representam restitos antigos de fusão parcial ocorrida no Arqueano a Paleoproterozóico com metassomatismo no Ciclo Brasileiro. São descritos também xenólitos de peridotitos com granada, espinélio e eclogito na região de Córrego da Cachoeira (MG), na borda sul do Cráton São Francisco, inclusos no kimberlito mineralizado Canastra 1 (Chaves et al., 2008).

Xenólitos de espinélio lherzolitos, dunitos, harzburgitos e glimmeritos ocorrem na maior parte das intrusões e pipes aflorantes na região próxima de Coromandel e

BambuÍ, onde afloram corpos como Indaiá 1 e 2, Limeira 1 e 2, Pântano, Serra do Bueno e Três Ranchos (Gibson et al., 1995a). A maioria dos xenólitos mantélicos descritos para a PAAP parecem ter origem de profundidades relativamente rasas (dunitos e espinélio lherzolitos), o que levou Bizzi et al., (1995) e Meyer et al. (1994) a propor que alguns magmas da província poderiam ter origem rasa. Contrariamente, a pressão e temperatura relativas ao campo de estabilidade do diamante obtidas através de xenólitos da intrusão Três Ranchos, indicariam que ao menos uma parte dos magmas da região teriam sido originados de uma fonte profunda, de aproximadamente 150 km (Gibson et al, 1995a).

Para o kimberlito Limeira I, foram descritos xenólitos do manto de até 15 cm com composição de dunito, harzburgito e espinélio lherzolito (Svisero & Ulbrich, 1992; Almeida, 2009), em parte portadores de flogopita (Meyer et al., 1991). Ainda segundo os autores, evidências de substituição mineral e metassomatismo modal similar ao registrado por xenólitos presentes em kimberlitos da África do Sul são descritos nos xenólitos do kimberlito Limeira I. Os xenólitos oriundos dos kimberlitos Indaiá I e Forca podem ser descritos como peridotitos com espinélio (fragmentos de fácies espinélio no manto litosférico raso), xenólitos com flogopita e/ou clinopiroxênio secundário, dunitos e harzburgitos (Nannini et al., 2016).

4. Química mineral e elementos-traço como ferramentas para elucidação de processos em kimberlitos e rochas associadas

O refinamento das metodologias analíticas de detalhe (tal qual LA-ICP-MS) na última década permitiu a quantificação mais precisa dos elementos-traço em rochas alcalinas. As análises de elementos-traço *in situ* em olivina, particularmente dos elementos Ni, Al, Ca, Mn e Ti permite a discriminação entre diferentes populações desta fase mineral em kimberlitos (Bussweiler et al., 2017, De Hoog et al., 2010; Howarth and Taylor, 2016), lamproítos (Jaques & Foley, 2018; Shaik et al., 2018) e lamprófiros ultramáficos (Nosova et al., 2018; Tappe et al., 2006; Veter et al., 2017).

As composições de olivinas também foram utilizadas para contestar a natureza e a evolução de regiões mantélicas fontes para o magmatismo lamproítico (Ammannati et al., 2016; Prelevic et al., 2010; Prelevic & Foley, 2007). Os elementos-traço podem fornecer ainda, o estado termal do manto litosférico sub-continental (SCLM) no momento da erupção, a partir de temperaturas calculadas utilizando Al em

olivina como geotermômetro (Bussweiler et al. 2017; De Hoog et al., 2010). Esses elementos auxiliam ainda na identificação de diferentes tipos de rochas ultramáficas não peridotíticas, incluindo aquelas que não foram formadas por reciclagem da crosta oceânica (Foley et al., 2013). A correlação com outros elementos-traço como Zn, Ti e Ca auxiliam na identificação dos minerais na fonte dessas, como flogopita, espinélio, granada e anfibólio.

A flogopita é um dos poucos minerais que preserva a história de migração dos fluídos, além dos eventos de magmatismo no manto e na crosta, sendo uma fase mineral indicadora da evolução de um magma kimberlítico (Giuliani et al., 2016). A flogopita é uma das primeiras fases a cristalizar a partir de fundidos mantélicos e é geralmente um pré-requisito para geração de fundidos ultrapotássicos (Foley, 1992). Essas micas carregam importantes informações sobre a história do fracionamento precoce em rochas ultrapotássicas, além da composição de fonte mantélica lamproítica. Elementos-traço quantificados em bordas de flogopita como altas concentrações de Ti, Al e Ba além de baixo Cr são indicadores de uma matriz kimberlítica.

4.1 Variação estrutural e composicional em olivinas

4.1.1 Estrutura e composição da olivina em kimberlitos

Os diferentes membros do grupo da olivina cristalizam com simetria ortorrômbica, com estruturas que consistem de tetraedros independentes de SiO_4 ligados por átomos bivalentes (Mg, Fe, Ca) em coordenação octaédrica (Deer et al., 1992). Ainda segundo o autor, a distribuição de Mg^{2+} e Fe^{2+} ocorre com ordenamento variável e ocorre uma solução sólida completa entre a composição da forsterita (Mg_2SiO_4) e da faialita (Fe_2SiO_4), já a monticelita (CaMgSiO_4) não ocorre em soluções sólidas consideráveis em relação à composição química ideal.

A monticelita é basicamente formada pela mesma estrutura das olivinas (Mg, Fe), mas possui malha unitária expandida devido à substituição de metade dos sítios de Mg e Fe por Ca (Deer et al., 1992).

Segundo Mitchell (1995), as olivinas em kimberlitos do Grupo I podem ser caracterizadas por:

- Macrocristais ou xenocristais que possuem um amplo intervalo de composição (Fo_{84} a Fo_{95});
- Há uma população constituída de xenocristais de olivina derivadas de desagregados de harzburgitos e lherzolitos;
- Independente da composição, macrocristais podem ocorrer com um fino manteamento (ou zoneamento) de olivina de composição semelhante às olivinas euédricas da matriz (Fo_{87} a Fo_{89}).

4.1.2 Elementos-traço em olivina

Apesar do grande potencial para elucidação de processos ocorrentes no manto superior, elementos-traço em olivina não foram estudados extensivamente (Foley et al., 2013). As aplicações potenciais para o mapeamento desses elementos em olivinas kimberlíticas são principalmente a caracterização da composição dos fundidos mantélicos primários pelo fato de a olivina ser o primeiro mineral silicático e a se cristalizar e a evolução do fundido estudada a partir dos diferentes zonamentos químicos.

A estrutura simples da olivina implica que tais cristais oferecem espaços a um número restrito de elementos-traço, sendo que os sítios octaédricos M1 e M2 são similares em tamanho (73 e 76,7 pm; Zanetti et al., 2004), ou seja, ambos muito pequenos para alocação da maioria dos elementos incompatíveis. Os ocupantes principais dos referidos sítios octaédricos são o Mg^{2+} e o Fe^{2+} . A incorporação de elementos-traço nesses sítios é dependente dos raios iônicos e das cargas desses elementos, sendo que seus tamanhos pequenos (M1 73 picômetros, MW 76,7 picômetros) oferece uma fácil substituição do Mg e do Fe por alguns elementos-traço (De Hoog et al., 2010; Foley et al., 2011).

Poucos elementos-traço possuem a cargas e raio iônicos compatíveis em olivina e, além disso, tais elementos são influenciados pela pressão, temperatura e composição do fundido. Alguns dos cátions que exibem tamanho e valência similares aos sítios M1 e M2 que podem ser incorporados em olivinas são Ni^{2+} (69 pm) e Mn^{2+} (67 pm), que são os cátions mais abundantes na lista de elementos-traço, embora Co^{2+} (74,5 pm) e Zn^{2+} (74 pm) possuam cargas e raios com tamanhos mais similares aos sítios octaédricos da olivina. Alguns cátions possuem um tamanho compatível,

porém diferem nas cargas iônicas, como o Zr^{4+} , Sc^{3+} e o Li^{1+} (Foley et al., 2011; Zanetti et al., 2004).

Alguns elementos, em particular Ca, Al, Ti e Ni são especialmente úteis na distinção entre olivinas ígneas de olivinas mantélicas e podem ser utilizados no reconhecimento da proporção de olivinas xenocrísalinas em rochas ígneas ricas em Mg como kimberlitos e picritos, reconhecidamente famosas por carregarem xenocrístais do manto (Brett et al., 2009). Os teores de Ti possuem uma média de 340 ppm em olivinas ígneas, comparado a <70 ppm para a maioria das olivinas mantélicas, já para Ni, olivinas mantélicas possuem concentrações entre 2200 e 3400 ppm, enquanto as olivinas ígneas possuem valores mais altos ou mais baixos que este intervalo (Foley et al., 2013). Altos teores de Ni podem ser interpretados como indicativo de baixa abundância em olivinas (Sobolev et al., 2007), enquanto altas razões Mn/Fe indicam maiores abundâncias de olivina em relação a um peridotito normal (Ammanati et al., 2016; Sobolev et al., 2007).

Altos teores de Li e Zn são utilizados como sensor para o envolvimento de crosta continental reciclada (Foley et al., 2013; Prelevic et al., 2013). Al também é um elemento importante, pois aparece em concentrações mais elevadas em olivinas ígneas, podendo chegar a até 800 ppm, diferentemente do Al em olivinas mantélicas, que possuem em geral, menos de 130 ppm (De Hoog et al., 2010).

Estudos sobre a solubilidade de Ti em olivina tem sido desenvolvidos pois altos teores de Ti inferidos a partir da presença de exsoluções de ilmenita foram interpretados como indicativos de uma origem muito profunda (Dobrzhinetskaya et al., 1996; Green et al., 1997). Em uma dada temperatura, a máxima solubilidade de Ti em $MgSiO_4$ é obtida quando tamponada com o espinélio Mg_2TiO_4 , o que sugere que Ti substitui Si em olivina (Hermann et al., 2005).

Núcleos possuem baixas concentrações características de um forte empobrecimento, enquanto bordas possuem altas concentrações de Ca, Ti, Cr, V e Zn retiradas do fundido (Foley et al., 2006).

4.2. Variação estrutural e composicional da flogopita

4.2.1 Estrutura e composição de micas trioctaédricas: flogopita e biotita

A biotita e a flogopita formam uma importante série contínua, sendo a diferença entre os dois minerais arbitrária, baseando-se no teor de ferro e magnésio: quando $\text{Mg:Fe} < 2:1$ classifica-se a biotita e quando $\text{Mg:Fe} > 2:1$ classifica-se a flogopita. Segundo Deer et al. (1992), as biotitas e flogopitas são formadas com composições que oscilam entre 4 componentes principais nas posições I, M e T.

As micas são caracterizadas pelos cátions tetraédricos Si, Al ou Fe^{3+} , sendo os cátions das camadas intermediárias normalmente K ou Na. Os cátions octaédricos são normalmente Mg, Al, Fe^{2+} e Fe^{3+} , mas outros cátions de tamanho “médio” como Li, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu e Zn também ocorrem em algumas espécies (Bailey et al., 1984). Entre as possíveis substituições tetraédricas, $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$ é de suma importância em rochas alcalinas e carbonatitos. Essa substituição define as séries flogopita – tetraferroflogopita e annita – tetraferriannita, e é geralmente indicada por (Brod et al., 2001):

- i. Forte correlação negativa entre Fe^{+3} e Al^{+3} ;
- ii. Deficiência na soma dos cátions tetraédricos comuns (i.e. $\text{Si} + \text{Al} < 8$);
- iii. E excesso de cargas octaédricas, provocada por Fe^{2+} superestimado em análises de microsonda eletrônica.

A substituição de Ti em biotita e flogopita despertam interesse e geram controvérsias há pelo menos 4 décadas. Diversos estudos (Dymek, 1983; Labotka, 1983; Brod et al., 2001) foram feitos para análise de possíveis substituições para explicar a ocorrência natural de biotitas enriquecidas em Ti. Na década de 80 foi assumida a dificuldade no desenvolvimento da fórmula estrutural de biotita e flogopita principalmente pelo fato de que as análises eram tipicamente incompletas (tipicamente sem Fe_2O_3 e H_2O), fazendo com que o cálculo da fórmula estrutural do mineral se tornasse duvidoso. Mesmo com uma análise completa, há normalmente múltiplas possibilidades de trocas disponíveis. O Ti ocupa sítios octaédricos quando substitui como um elemento menor em minerais formadores de rocha como anfibólios e micas (Waychunas, 1987).

A maioria das flogopitas lamproíticas possui teor de Al inferior a 14%, sendo a evolução magmática dessas flogopitas acompanhadas por um decréscimo neste teor (Fritschle, 2013). Concentrações de Ti e Fe podem variar bastante, no entanto, há aumento desses elementos durante a cristalização devido ao seu relativo enriquecimento no fundido (Mitchell, 1986; Brod et al., 2001). Esses *trends* evolutivos são preservados como zonamentos entre núcleos e bordas. As flogopita lamproíticas são caracteristicamente deficientes em Si e Al, que são elementos insuficientes para preencher os sítios tetraédricos. Essa deficiência no sítio tetraédrico foi explicada por Wendlandt (1977) e Arima & Edgar (1981) pela entrada do Fe^{3+} nessa posição, sendo apoiada posteriormente por Brigatti et al. (1996). Os sítios octaédricos de cristais de flogopita lamproíticas são comumente deficientemente ocupados (Mitchell et al., 1986) devido a substituição de 2Mg^{2+} por Ti^{4+} resultando na criação de vacância no sítio, aonde podem ocorrer substituições entre 2K^+ e Ba^{2+} ou 2Rb^+ , respectivamente (Fritschle et al., 2013).

4.2.2 Elementos-traço em micas trioctaédricas

Os mecanismos de substituição de elementos menores e traços e particionamento em micas trioctaédricas foram estudados extensivamente e explicados por fatores como mudanças de fugacidade, pressões de água e CO_2 , temperatura de cristalização e composição de magmas (Edgar e Arima, 1983; Bailey, 1984;). A estrutura da flogopita é extremamente flexível e pode apreentar uma alta variabilidade nos valores de coeficientes de partição (Foley et al., 1996).

A estrutura das micas ferromagnesianas trioctaédricas oferecem três sítios cristalinos para alocação de elementos-traço. O sítio tetraédrico é ocupado pelos cátions como Si e Al e em alguns casos Fe^{3+} e Ti (Abrecht & Hewitt, 1988), mas não é ocupável pelos cátions dos elementos-traço. Os sítios octaédricos M (ocupados principalmente por Mg, Fe^{2+} e Al) possuem uma média de raio de 68 picômetros e acomoda muitos dos elementos- traço (Li, Sc, V, Co, Ni, Zr e Nb) com concentrações a partir de alguns ppm até alguns milhares de ppm como pode ser observado em flogopitas lamproíticas. O terceiro sítio é o da camada intermediária, com um tamanho maior, de 176 pm, que acomoda cátions maiores como Ba, Rb, Cs, Sr, Pb e REE (Fritschle, 2013).

A composição de elementos-traço na flogopita é uma indicação de processos petrogenéticos associados a evolução de uma rocha kimberlítica (Requir et al., 2009). Micas ferromagnesianas são comuns como macrocristais ou microcristais em kimberlitos e carbonatitos. Tais macrocristais seguem dois principais *trends* de evolução: primário (envolvendo altas concentrações de Ba, Al, Ti, Nb e Sr, apresentando decréscimo de Mg em direção às bordas) e transicional (macrocristais da matriz), envolvendo o aumento da componente kinoshitalita e decréscimo dos teores de Fe, Ti e Cr. Os elementos Rb, Ba e V são predominantes de substituição em micas octaédricas, porém, não podem ser utilizados como indicador petrogenético pela sobreposição de valores que tais elementos apresentam em relação as micas de carbonatitos (Kargin et al., 2019).

4.2.3 Micas em kimberlitos do Grupo I

As características típicas da composição de micas primárias em kimberlitos do Grupo I não são amplamente conhecidas, uma vez que não há uma distinção bem estabelecida entre as micas descritas para kimberlitos dos Grupos I e II. Desta maneira, a tendência evolutiva flogopita-tetraferroflogopita descrita como uma característica de kimberlitos do Grupo II (Mitchel, 1995) é considerada típica para kimberlitos em geral.

Ainda segundo o autor, muitas micas em kimberlitos do Grupo I ocorrem como macro ou megacristais de origem desconhecida, com composições bem caracterizadas como flogopitas aluminosas (10 a 15% de Al_2O_3), com amplo intervalo de TiO_2 (0,5% a 5,5%) e Cr_2O_3 (0,1% a 2,0%). Mitchell (1995) descreve dois *trends* principais em relação às flogopitas kimberlíticas:

- *Trend* caracterizado pelo enriquecimento em Al: no diagrama ternário Al x Mg x Fe, as composições das micas plotam distantes do limite flogopita/biotita e na direção do campo das flogopitas aluminosas e/ou da composição hipotética da eastonita. Associada a essa característica, há enriquecimento de Ba e o conteúdo de Ti é inferior a 4%;

- *Trend* em direção à tetraferroflogopita: micas pobres em Al, cristalizadas como mantos discretos e finos sobre núcleos de micas da matriz rica em Al. A formação da tetraferroflogopita é rara ou não ocorre na maioria dos kimberlitos do Grupo I e a troca

abrupta da composição indicaria a ocorrência de mudanças abruptas nas condições de oxirredução durante a cristalização.

Shee (1985) identificou altas concentrações de Ti e Cr para bordas de microcristais de flogopitas, zonas estas que seriam indicativas de um fundido kimberlítico. Giuliani et al. (2016) descreve as micas kimberlíticas como flogopitas de alto Ti, Al e Ba, com teores variáveis de Cr. Kargin et al. (2019) descreve duas populações principais para micas kimberlíticas e de seus respectivos xenólitos: população 1, referente a grãos grossos de xenólitos do manto ($\text{TiO}_2 < 1\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 1\%$; $\text{Mg\#} > 92$) e população 2, representativa de flogopitas kimberlíticas, apresentando-se como bordas da população 1, com teores de $\text{TiO}_2 > 2\%$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 1\%$ e $\text{Mg\#} < 92$.

5. Reconstituições de líquidos prístinos em rochas de afinidade kimberlítica

A composição de fundidos kimberlíticos e as profundidades de colocação desses corpos na crosta superior é um tema que ainda gera controvérsias na comunidade científica. Os múltiplos processos de alteração, assimilação e contaminação contribuem para que haja certa dificuldade nesse tipo de reconstituição: qual seria a composição do fundido que dá origem aos kimberlitos? Quais seriam suas fontes?

Os pesquisadores, em geral, combinam análises de rocha total em kimberlitos, incluindo a discriminação de fases xenocristalinas de fases magmáticas a partir de determinações de química mineral, com o objetivo de tentar reconstruir a composição do fundido original (e.g. Le Roex et al., 2003; Becker e Le Roex, 2006; Nielsen & Sand (2008), Patterson et al., 2009; Kjarsgaard et al. (2009) Guarino et al., 2013; Kamenetsky et al., 2014, Soltys et al. (2018)). Os debates em relação ao assunto giram em torno de duas metodologias principais: a primeira é baseada no cálculo através de rochas minimamente contaminadas, corrigidas pelos teores variáveis de incorporação de peridotito (em geral de 30 a 50%), com variáveis níveis de sofisticação nas correções (Patterson et al. 2009; Soltys et al., 2018); a segunda se dá principalmente pela subtração de olivina xenocristalina e outras fases não cognatas identificadas (Becker e Le Roex, 2006; Kamenetsky et al, 2014).

Sabe-se que a zona mais interessante para se trabalhar neste tipo de estimativa são as hipobássais, por se tratarem de regiões intermediárias entre

plutônicas e vulcânicas, possuindo caráter maciço e macrocristalino. Segundo Mitchell (2008), os kimberlitos hipoabissais são produtos de cristalização de um magma que não foi submetido à degaseificação, logo, fornecem o melhor material para compreensão do caráter do magma kimberlítico primeiramente à formação das fácies diatrema e piroclásticas. Para o presente trabalho, foi aplicada metodologia similar a fim de reconstituir um possível fundido originador da intrusão Pântano, no entanto, algumas considerações devem ser feitas anteriormente ao desenvolvimento das estimativas.

5.1 Procedimentos utilizados na literatura

Na década passada, Patterson (2009) conduziu um estudo em que analisou rochas kimberlíticas de 3 diferentes zonas (cratera, diatrema e raiz) de um mesmo campo kimberlítico (Foxtrot, Québec), com o intuito de analisar as químicas mineral e de rocha total e, a partir delas, obter constituições dos fundidos descontando-se o volume de xenocristais (basicamente olivina). O autor considerou ainda, um segundo cálculo para o líquido, descontando-se também proporções (80/20) de olivina e ortopiroxênio. Como fases minerais principais em suas amostras, o autor descreveu olivina (principal), carbonato como fase principal secundária, flogopita e clinopiroxênio (diopsídio). Os diques do pipe kimberlítico de Foxtrot possuem índices de contaminação (Clement, 1982) entre 0,9 e 1,5 e as composições encontradas para ambos os líquidos calculados apresentaram menores teores de magnésio (~15 wt%) e sílica (~24 wt%), além de maior teor de CO₂ (~17%) em relação às composições originais de rocha total. O autor não considerou os elementos-traço em suas estimativas (não foram analisados estes elementos na química mineral). Nota-se que o teor de CO₂ é consideravelmente alto se comparado a este tipo de estudo em outras ocorrências kimberlíticas mundo afora. Outros autores como Le Roex et al. (2003), Nielsen & Sand (2008), Kjarsgaard et al. (2009) e Soltys et al. (2018) utilizaram metodologias similares para este tipo de reconstituição.

Becker et Le Roex (2006) também fizeram estimativas de composições “próximas-a-magmas-primários” (tradução literal), levando em consideração aspectos como a remoção de xenólitos crustais e macrocristais, interpretados como xenocristais de manto peridotítico. Para os macrocristais de olivina, os autores consideraram que todos se tratavam de xenólitos desagregados de granada-lherzolitos e, portanto,

subtraíram o volume destas populações. Os autores inferem composições entre ~22 a 28 wt% de MgO, ~21 a 30 wt% de SiO₂, 2,2 a 3,1 wt% de Al₂O₃, 10 a 17 wt% de CaO, 5 a 14 wt% de CO₂, 0,2 a 1,7% de K₂O e Ni entre 660 e 1190 ppm. Os autores utilizaram dados de 12 kimberlitos sul-africanos classificados como pertencentes ao Grupo I, com uma ampla porcentagem de volume de macrocristais (2 a 30%) e mineralogia predominantemente constituída por calcita, serpentina, flogopita, óxidos opacos e perovskita. Foram considerados nos balanços de massa, os kimberlitos menos afetados por alteração, contaminação crustal e cristalização fracionada, no entanto, não foram bem especificados quais os critérios utilizados nos cálculos. Kamenetsky et al. (2014) também utilizou metodologia similar, fazendo a subtração da olivina xenocrystalina.

Vale ressaltar que as diferentes metodologias apresentam composições também diferentes para os fundidos calculados. Na primeira metodologia descrita, os fundidos apresentam composições enriquecidas em água (1-3%) e CO₂ (10-20%), são altamente magnesianos (~20-31% MgO), com teores baixo a moderados de SiO₂ (17-32%), baixo K₂O (0,5 a 2%) e Na₂O muito baixo (<2%), apresentando boa correlação entre os diferentes estudos. Utilizando-se a segunda metodologia, encontram-se fundidos de composições empobrecidas em CaO e MgO, com elevados teores de Na, K, Cl e S, além de baixos teores de SiO₂.

Para a província Alto Paranaíba, Guarino et al. (2013) apresenta composições de possíveis líquidos calculados para kimberlitos, considerando o desconto de 5 a 30% de olivina xenocrystalina. Para o cálculo do líquido da intrusão Pântano, a autora desconta apenas 5% de olivina, ou seja, uma porcentagem muito baixa considerando os percentuais de olivina não cognata registrados no presente trabalho.

6. Procedimento experimental

Todas amostras utilizadas no desenvolvimento deste trabalho foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do NAP GeoAnalítica-USP, vinculado ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc – USP). As amostras preparadas para laminação e geoquímica foram preferencialmente escolhidas dos respectivos conjuntos de cada um dos 8 pontos (Figura 2.2) em que foi realizada a amostragem. Foram escolhidas sete das amostras mais bem

preservadas da intrusão, retirando-se as porções superficiais da rocha que ficavam expostas ao intemperismo, além dos xenólitos crustais que puderam ser identificados pela coloração bege/rosa. Para a rocha encaixante (quartzito), foi selecionada apenas uma amostra.

6.1 Preparação de amostras

6.1.1 Lâminas petrográficas

A preparação de lâminas delgadas se deu a partir do corte, desbaste e polimento das diferentes porções da intrusão em que foi possível a obtenção de amostras. Para as interpretações petrográficas realizadas no presente trabalho, foram confeccionadas 29 lâminas petrográficas. Também, pôde-se utilizar de 14 lâminas adicionais da intrusão Pântano já trabalhadas pelo orientador e tendo-se como foco amostragem realizada pelo Prof. Darcy P. Svisero. As lâminas novas destinadas ao estudo petrográfico produzidas para o presente trabalho possuem 30 um de espessura, já as lâminas do professor Darcy, possuem espessura mais fina. Posteriormente à descrição das lâminas da coleção do professor Darcy, havia a intenção de se fazer análises de microsonda eletrônica, porém, não foi possível devido à espessura das mesmas.

O estudo de lâminas petrográficas foi feito utilizando-se o microscópio petrográfico ZEISS Axioplan (luz transmitida e refletida) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, com a finalidade de caracterizar as fases minerais bem como suas relações texturais e zonamentos, além de definir os distintos tipos petrográficos existentes na intrusão.

6.1.2 Seções polidas e fragmentos de rocha

As lâminas destinadas à análise por Microsonda Eletrônica e MEV foram recobertas com carbono metalizador até a formação de uma camada de 250 nm de espessura. Foram utilizadas 8 seções polidas de porções distintas da rocha. Adicionalmente às lâminas, foram preparados 2 fragmentos de rocha representativos da zona menos contaminada/zona caracterizada pela maior ocorrência de monticelita da intrusão Pântano. Os fragmentos de rocha foram envoltos em resina epóxi (araudite) com o tamanho de 1".

6.1.3 Química de rocha total

Na preparação das pastilhas utilizadas na geoquímica de rocha total, primeiramente, recorreu-se do uso de uma prensa hidráulica de aço de 30 ton força (Shwing Siwa Equipamentos Industriais, São Paulo) para quebra das amostras macroscópicas. Após prensagem, foram retiradas as porções superficiais passíveis de serem identificadas, assim como os xenólitos crustais que podiam ser identificados (pela cor bege/rósea) a olho nu. Posteriormente, as amostras foram quarteadas em folha de papel sulfite branca e levadas ao moinho de anéis de ágata para pulverização durante quinze minutos, duas vezes cada amostra, até a obtenção de material com granulometria inferior a 200 mesh. O modelo de moinho utilizado foi o Planetary Mono Mill – Pulverisette 6 (Fritsch, Alemanha) e possui uma capacidade volumétrica de 1 a 30 ml de amostras.

Convém lembrar que tanto a prensa quanto o moinho foram devidamente limpos e ambientados com as amostras de interesse. No moinho de ágata, após a pulverização da amostra de cada ponto, foi feita a limpeza utilizando-se uma mistura de areia e água, que foi passada no moinho durante 1 minuto. O equipamento apresenta uma velocidade acima de 1500 rpm. Depois do descarte da lama gerada a partir deste procedimento, o moinho foi limpo cuidadosamente com álcool, procurando evitar qualquer tipo de contaminação. Após a pulverização de todas as amostras, as mesmas foram micronizadas com álcool por aproximadamente 20 minutos e deixadas na estufa durante dois dias. Acrescentou-se ao pó gerado 20% em peso de parafina e homogeneizou-se manualmente, a fim de confeccionar as pastilhas de pó prensadas para análise dos elementos-traço por FRX.

Para obtenção das análises dos elementos maiores, as amostras pulverizadas a partir do moinho de ágata foram pesadas ($1 \pm 0,001\text{g}$) e posteriormente foram acrescentados fundentes químicos (metaborato e tetraborato de lítio, $9 \pm 0,001\text{g}$) e pequenos cristais volatizáveis para produção de pastilhas fundidas em cadinhos de platina (após a homogeneização do material) no NAP GeoAnalítica-USP. Foram feitas duplicatas a cada 5 amostras visando o controle de possíveis oscilações na análise geoquímica do equipamento utilizado. As pastilhas fundidas ficaram prontas após aproximadamente 30 minutos.

6.2 Metodologia analítica

6.2.1 Análises de imagem

Primeiramente, todas as lâminas petrográficas foram escaneadas utilizando-se o scanner Epson Perfection V500 PHOTO. Por utilizar luz transmitida, as imagens obtidas através do scanner preservam a aparência que as lâminas teriam ao serem analisadas em um microscópio óptico. Para a obtenção das análises de imagem, utilizou-se o Programa Corel Draw, sendo selecionada uma lâmina de cada ponto, desconsiderando-se as bordas das mesmas no tratamento da imagem, a fim de evitar que o programa confundisse a cola da lâmina com o material rochoso. Com o objetivo de estimar a composição das rochas a partir de análises visuais das lâminas petrográficas, a porcentagem de matriz foi separada dos demais elementos formadores do corpo kimberlítico, gerando uma imagem dividida puramente entre os tons “claros” e “escuros” e posteriormente em tons RGB.

O programa basicamente conta os pixels da imagem pelas cores e guarda o número de pixels total contados, fazendo os cálculos das proporções na forma de porcentagem. Desta maneira, após a divisão automática entre tons claros e escuros, selecionou-se individualmente quais seriam os megacristais e macrocristais, os xenólitos, os pseudomorfos ou enclaves e as venulações a partir das imagens geradas em tons claros e escuros. As porcentagens encontradas para tais análises serviram de auxílio para descrição petrográfica em microscópio ótico e foram fundamentais para o cálculo estimado do magma kimberlítico progenitor.

6.2.2 Microscopia Eletrônica de Varredura

As análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) foram realizadas visando principalmente a caracterização dos zonamentos das fases minerais da intrusão, bem como as relações texturais entre monticelita e diopsídio, não identificáveis ao microscópio de luz refletida. As análises de MEV foram úteis também na identificação da apatita, mineral ainda não descrito para a intrusão Pântano, pois

encontra-se como fase muito fina e/ou de substituição de outros minerais na matriz, além da identificação de espurrita, mineral gerado nos xenólitos de quartzito da intrusão.

As análises foram realizadas no Laboratório de MEV da Poli Minas do LCT-USP, além do Laboratório de MEV do IGC-USP. As condições de operação do Laboratório de MEV do IGC-USP foram: tensão de aceleração de 15 a 20 kV e distância de trabalho de 10 a 40 mm a depender do cristal ou porção da rocha a ser imageada. As condições de operação do Laboratório de MEV da Poli Minas do LCT-USP foram: tensão de aceleração de 5 a 25 kV e distância de trabalho de 14 mm. Em ambos os laboratórios, para os dois fragmentos de rocha, foi feito o mapeamento dos mesmos através de uma “matriz” 7x9 de fotomicrografias. As matrizes foram obtidas com o auxílio do programa Image Compositor Editor (ICE), da Microsoft. O programa faz a sobreposição de fotomicrografias identificando as bordas semelhantes, gerando o “mapeamento” dos fragmentos de rocha, possibilitando, portanto, uma caracterização da matriz em alto nível de detalhe. A Figura 6.1 apresenta o mapeamento de um dos fragmentos, bem como os cristais selecionados para as análises de microsonda eletrônica e, posteriormente, análise de LA-ICP-MS.

Figura 6.1: Mapeamento de fragmento de rocha obtido através da matriz de fotomicrografias de MEV. Destaque para os cristais selecionados para as análises de ME e LA-ICP-MS.

6.2.3 Fluorescência de Raios X

A espectrometria de fluorescência de raios X (FRX) foi realizada no Laboratório de fluorescência de raios X do NAP Geoanalítica-USP utilizando-se o equipamento Pananalytical AxiosMax Advanced. A aplicação principal desta técnica é a determinação de elementos maiores, menores e traços, auxiliando na caracterização geoquímica das rochas da intrusão Pântano. Para a análise das amostras, foram confeccionadas pastilhas fundidas de vidro para obtenção dos elementos maiores e menores (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe). As pastilhas prensadas são produzidas diretamente a partir das amostras pulverizadas e micronizadas, sendo possível obter os elementos-traço (Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, La, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, U, V, Y, Zn, Zr). Os procedimentos utilizados nestas análises podem ser encontrados em Mori et al (1999).

Diversos problemas foram encontrados na determinação dos elementos maiores por FRX. Na primeira leitura realizada, os totais obtidos, adicionando-se os valores de perda ao fogo, apresentaram valores abaixo do esperado, um pouco abaixo de 98% em massa. Por se tratar de uma rocha ultrapotássica e insaturada em sílica, com altos teores de magnésio, trabalhou-se para encontrar as possíveis fontes de erro e maneiras de se otimizar as leituras.

Um dos problemas poderia estar relacionado às determinações de perda ao fogo. As análises de perda ao fogo (P.F.) foram obtidas também no laboratório de FRX do Geoanalítica – USP, por meio de técnica de gravimetria, utilizando-se de balança de precisão 0,0001g, mufla e estufa. As amostras foram colocadas em estufa, sendo retirada a água não estrutural, seguido pela pesagem inicial e colocadas em mufla para aquecimento por uma hora a 1000°C para remoção de H₂O e voláteis estruturais. Por fim, as amostras foram novamente pesadas, sendo obtida a perda ao fogo pela diferença de massa inicial e final. Possíveis erros decorrentes do procedimento dependem da precisão da balança utilizada, sua correta manipulação, e da premissa de que todas as fases voláteis tenham sido liberadas sob as condições de temperatura impostas. Primeiramente, as análises de perda ao fogo foram realizadas em mais de uma etapa, expondo-se as amostras a diferentes períodos maiores de calcinação. Desta maneira, a perda ao fogo foi realizada por duas vezes, e os resultados

apresentaram melhora após a exposição das amostras por maior tempo (aproximadamente 12 horas) no forno à 1000°C. Houve incremento de aproximadamente 1% em massa com tais determinações.

Mesmo após esta etapa, as análises ainda não apresentavam fechamentos idealmente satisfatórios. Após a consulta de estudos que também utilizaram geoquímica de rocha total para litologias similares às encontradas na intrusão Pântano (e.g., Melluso et al., 2008), foi entendido que os elementos Ba, Cr, Ni, Sr e Zr se comportavam como elementos menores nestes sistemas. Por isso, suas concentrações foram transformadas para suas respectivas porcentagens em peso na forma de óxidos. Ao considerar os referidos elementos como menores, os fechamentos das análises foram julgados satisfatórios. Os resultados das análises de rocha total obtidas por FRX encontram-se na Tabela A.I, no Apêndice A.

6.2.4 ICP-MS

As análises dos elementos Ba, Be, Ce, Co, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb e Zr também foram obtidas através do método de ICP-MS (Espectrometria de massas por plasma acoplado indutivamente) no laboratório AcmeLabs, no Canadá. As amostras utilizadas nesse processo são aquelas previamente prensadas e pulverizadas para o processo de fluorescência de raios X. Para verificação de precisão e exatidão, para o conjunto de oito análises, foi realizada uma duplicata e utilizou-se os dois materiais de referência internacional STD SO-18 e STD-19 como controle. Os resultados das análises de rocha total obtidas por ICP-MS encontram-se na Tabela A.II, no Apêndice A.

6.2.5 Microsonda Eletrônica

As análises quantitativas de minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP, através de um equipamento JEOL JXA-8600S, provido de cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), cada um com dois cristais analisadores (TAP/STE), (TAP/PET, PET/LiF e LiF/PET). As correções para os efeitos de matriz (absorção e número atômico e fluorescência secundária), bem como conversões para óxidos foram efetuadas automaticamente com o programa PROZA.

As análises foram feitas em seções obtidas através das seções polidas e dos fragmentos de rocha descritos na Seção 6.1.2. A utilização do fragmento se deu como controle e precaução para tentativa de caracterização da granada, que foi identificada apenas em uma porção muito específica da intrusão. Uma análise em seção polida convencional poderia perder qualidade na hora da quantificação. Esta preocupação se deu também, pelo fato de que era previsto que as análises de LA-ICP-MS fossem feitas nos mesmos cristais em que as análises de ME. Desta maneira, um fragmento de rocha poderia minimizar os efeitos de criação de “cratera” durante a ablação do laser.

Foram analisadas as diferentes populações dos minerais olivina e flogopita. Ao todo foram três dias de análises (utilizadas para caracterização de outras fases minerais da intrusão, que não são o foco da presente dissertação) e as regiões de maior interesse nos cristais selecionados foram divididas entre núcleos e bordas. Regiões intermediárias em cristais de flogopita também foram analisadas quando apresentavam dimensões suficientes para acomodação do spot de 5 μm de diâmetro. As análises foram realizadas com um feixe eletrônico de 15 kV de voltagem e aceleração e 20 nA de corrente, sendo o diâmetro do feixe utilizado de 5 μm . As rotinas analíticas empregadas foram disponibilizadas pelo laboratório: linhas espectrais, cristais analisadores, padrões e tempos totais de integração e de contagem (pico e background). Os elementos quantificados, o espectrômetro (canal), a radiação característica emitida, o cristal utilizado, a posição do pico (mm), o tempo de leitura do pico e do background, os padrões utilizados e suas respectivas referências encontram-se nas Tabela 6.1a e 6.1b.

Tabela 6.1a: Condições analíticas para análise de olivina durante as quantificações WDS por microsonda eletrônica.

Olivina											
Elemento¹	Si	Al	Fe	Mn	Ni	Ca	K	Ti	Cr	Mg	Na
Espectro²	K α	K α	K α	K α	K α	K α	K α	K α	K α	K α	K α
Canal³	1	1	2	2	2	3	3	4	4	5	5
Cristal⁴	TAP	TAP	LIFL	LIFL	LIFL	PETJ	PETJ	LIFL	LIFL	TAPH	TAPH
Pico (mm)⁵	77,6	90,7	134,5	146,5	115,3	107,5	119,5	191,1	159,3	107,5	129,6
Tpico (s)⁶	10	20	10	40	50	20	10	10	10	5	20
T bcg (s)⁷	5	10	5	20	25	10	5	5	5	2,5	5
Padrão⁸	Dio.	An.	Fai.	Fai.	V#37	Woll.	Ort.	Rul.	Crt.	B#8	Alb.

¹: Elemento analisado; ²: nível do espectro característico; ³: Canal (WDS) utilizado; ⁴: cristal aplicado na reflexão da onda dispersada; ⁵: posição em milímetros (mm) do cristal na reflexão; ⁶: Tempo (T) de leitura do pico em segundos (s); ⁷: Tempo (T) em segundos (s) de leitura do background (bcg); ⁸: padrões do Smithsonian utilizados: Dio (diopsídio), An (anortita), Fai (faialita), V#37 (vidro riolítico), Woll (wollastonita), Ort (ortoclásio), Rul. (rutilo), Crt (cromita), B#8 (basalto), Alb. (albita).

Tabela 6.1b: Condições analíticas para análise de mica durante as quantificações WDS por microsonda eletrônica.

Mica													
Elemento¹	Si	Al	Fe	Mn	Zn	Cl	K	Ca	Ti	Ba	F	Na	Mg
Espectro²	K α	K α	K α	K α	K α	K α	K α	K α	K α	L α	K α	K α	K α
Canal³	1	1	2	2	2	3	3	3	4	4	5	5	5
Cristal⁴	TAP	TAP	LIFL	LIFL	LIFL	PETJ	PETJ	PETJ	LIFL	LIFL	TAPH	TAPH	TAPH
Pico⁵	77,5	90,7	134	146	99,7	151,2	119,6	107,5	191,2	192	200,5	129,6	107
Tpico (s)⁶	10	15	10	20	30	10	10	10	10	30	10	10	10
Tbcg (s)⁷	5	7,5	5	10	15	5	5	5	5	15	5	5	5
Padrão⁸	Dio.	An.	Fai.	Fai.	Ilm.	Sdl.	Ort.	Woll.	Rul.	Be.	Apt.	Alb.	Dio.

¹: Elemento analisado; ²: nível do espectro característico; ³: Canal (WDS) utilizado; ⁴: cristal aplicado na reflexão da onda dispersada; ⁵: posição em milímetros (mm) do cristal na reflexão; ⁶: Tempo (T) de leitura do pico em segundos (s); ⁷: Tempo (T) em segundos (s) de leitura do background (bcg); ⁸: padrões do Smithsonian utilizados: Dio (diopsídio), An (anortita), Fai (faialita), Ilm. (ilmenita), Sdl. (sodalita), Ort (ortoclásio), Woll (wollastonita), Rul. (rutilo), Be. (benitoíta), Apt. (fluorapatita), Alb. (albita).

Foram feitas 35 análises de microsonda para olivina, distribuídas entre núcleos e bordas de mega, macro e microcristais de olivina. As análises de monticelita foram feitas em núcleos, bordas e zonas intermediárias, embora a granulometria do

mineral fosse muito fina (inferior a 1 mm). Além das análises feitas para o presente estudo, também foram considerados os resultados analíticos obtidos previamente pelo orientador. Considera-se que os resultados obtidos para a presente dissertação foram satisfatórios, no entanto, optou-se por utilizar todos os dados disponíveis ao grupo de pesquisa, com o intuito de se ampliar a representatividade estatística dos dados. As condições analíticas utilizadas pelos autores citados foram as mesmas que as utilizadas na obtenção dos dados deste trabalho. Os resultados apresentados contam com um total de 171 análises de olivina e monticelita.

Para flogopita, foram efetuadas 49 análises de microsonda, sendo 29 feitas entre núcleos e bordas de macro e microcristais e 20 análises em flogopita poiquilítica em porções distintas da matriz.

A Tabela 6.2 apresenta os quantitativos das análises realizadas para cada mineral e a porção do cristal relacionada. Para as análises de flogopita, considera-se como núcleos as análises em cristais e nas placas poiquilíticas.

Tabela 6.2: Quantitativos de análises de microsonda eletrônica.

Mineral	Núcleos	Zonas Intermediárias	Bordas
Olivina	83	-	74
Monticelita	8	3	3
Flogopita	30	10	9

Os resultados de química mineral são apresentados na forma de porcentagem em peso de óxidos, expressos em proporções catiônicas, fórmulas químicas e estruturais, componentes moleculares e diagramas de variação química. O cálculo das fórmulas estruturais seguiu as recomendações de Deer et al. (1992), sendo os cristais de olivina calculados na base de 4 átomos de oxigênio e classificados a partir dos componentes moleculares forsterita (MgSiO_4) e faialita (Fe_2SiO_4). Os cálculos da fórmula estrutural da flogopita foram efetuados de acordo com as recomendações de Brod et al. (2001), utilizando-se 22 átomos de oxigênio. As Tabelas B.I, B.II e B.III do Apêndice B apresentam os cálculos das fórmulas estruturais dos minerais olivina, monticelita e flogopita, respectivamente. Foram utilizados para o tratamento de dados os programas Petrograph, GCDkit e Excel e o tratamento dos gráficos e diagramas pelo programa Corel Draw.

6.2.6 LA ICP-MS

As análises por laser ablation foram feitas nas mesmas lâminas delgadas e fragmentos de rocha analisados previamente por microsonda eletrônica, procurando-se abranger a mesma zona caracterizada para obtenção dos elementos maiores. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Química e ICP-AES/MS do NAP GeoAnalítica-USP. Para tal, foi utilizado o ICP-MS da Perkin Elmer/Sciex modelo Elan 6100DRC (quadrupolo) acoplado ao sistema de ablação a laser da New Wave, modelo UP-213. Este sistema de ablação possui laser com cristal Y(Nd)AG, com luz de 213 nm de amplitude e pulso de 5 ns.

Análise de elementos-traço reflete a possibilidade de determinar a composição de elementos incompatíveis de grande significado na petrologia de magmas derivados do manto (ETR, Nb, Ta, Th, U, etc). Além disso, há uma grande vantagem em identificar zonamentos químicos que podem ser preservados devido aos baixos coeficientes de difusão desses elementos em determinadas fases minerais, como é o caso da olivina, por exemplo (Foley et al., 2011). Além de estimativas de parâmetros físico-químicos como temperatura e pressão, as quantificações de elemento-traços obtidas por *Laser Ablation* permitem estimar o controle de processos como taxas de fusão parcial, adição de fluídos metassomáticos sobre a composição do manto e calcular a partição dos elementos-traço entre fases minerais (Norman et al., 1998, Bianchini et al., 2007, Eggins et al., 1998).

Para as amostras da intrusão Pântano estudadas no presente trabalho, foram analisados os minerais olivina e flogopita. A rotina analítica utilizada foi descrita em Andrade et al. (2014). Os padrões de referência para a calibração destas fases minerais foram o SRM-612 (NIST, vidro silicático) e BHVO-2 (USGS, basalto). Antes e depois de cada conjunto de cristais analisados, o padrão certificado SRM-610 (NIST, vidro silicático) era analisado como controle de qualidade analítico. Para a redução dos dados, foi utilizado o software Glitter, desenvolvido pelo GEMOC e comercializado pela Access MacQuarie Ltd. (Jackson et al., 2001).

Foi estabelecido como padrão de qualidade para utilização das análises, que os valores obtidos estivessem três vezes acima do valor do limite de quantificação (LQ) do equipamento e que estivessem também, acima do valor de 2σ . Em geral, as análises apresentaram-se dentro dos padrões de qualidade adotados, à exceção de

alguns elementos como U, Th e Pb. As análises obtidas por LA-ICP-MS encontram-se nas Tabelas C.I a C.XXV do Apêndice C. A Tabela 6.3 abaixo apresenta as condições experimentais do laser para as análises de olivina e flogopita.

Tabela 6.3: Condições experimentais do laser para obtenção das análises de olivina e flogopita.

Condições	Olivina	Flogopita
Potência (%)	80	75
Frequência (Hz)	12	12
Densidade (J/cm ²)	0,73	0,43
Diâmetro spot (um)	40	40
Dwell time (s)	8,3 (Mg, Si e Ni) 16,7 (Demais elementos)	16,7 (todos os elementos)
Branco (s)	60	60

Como padrões internos, foram utilizados teores de Si obtidos na microsonda eletrônica para normalização das análises de olivina. Em relação à normalização das análises de flogopita, houve questionamento sobre qual elemento usar para quantificação, se o ideal seria Si ou Mg. Tal questionamento se deu devido ao fracionamento de cada elemento devido ao seu comportamento geoquímico, sendo tal fracionamento, bem como suas implicações, aprofundados na seção 6.2.6.1 abaixo.

6.2.6.1 Comparativo entre a utilização de Si e Mg como padrão interno para análise em flogopita

Sabe-se que os elementos químicos exibem comportamentos diferentes durante uma análise *de laser ablation*, o que significa que estes elementos podem fracionar mais ou menos um em relação ao outro, resultando em intensidades de sinal que não são necessariamente representativas do material analisado. Os índices de fracionamento (IF), inicialmente caracterizados por Fryer et al. (1995) permitiram a medição comparativa entre os fracionamentos que ocorrem em relação ao elemento Ca. Este índice demonstrou que a magnitude do fracionamento segue a classificação geoquímica de Goldschmidt (Wedepohl, 1991), ou seja, litófilos, siderófilos e calcófilos

possuem índices de fracionamento intrínseco similares. Longerich et al. (1996) recomendaram, por isso, a escolha de um padrão interno para cada grupo.

Nos últimos anos, foi demonstrado que os IFs correlacionam fortemente com a condensação da temperatura (Jackson, 2001), levando a conclusão de que o fracionamento ocorre, em partes, devido a dois diferentes processos controlados pela volatilidade dos elementos: (1) transporte diferencial de nanopartículas condensadas em fase vapor e micropartículas em gotículas líquidas e (2) volatilização diferencial de elementos durante a vaporização incompleta de micropartículas no ICP (Kuhn & Günther, 2004). Os valores relativos do IF são independentes da matriz e das condições de operação do laser, no entanto, o grau absoluto ao qual o fracionamento ocorre durante uma ablação é altamente dependente de numerosos fatores incluindo as condições de operação (tamanho do spot, comprimento de onda, energia e largura do pulso) e da matriz da amostra (Günther *et al.*, 1999).

A discussão a respeito dos índices de fracionamento dos elementos químicos deve ser considerada, pois implica em 2 fatores extremamente importantes:

- 1) Se um elemento possui um IF diferente do elemento padrão interno utilizado, a proporção medida será incorreta e resultados imprecisos poderão ser esperados, a menos que o fracionamento seja o mesmo para amostra e padrão utilizado;
- 2) Se um elemento possui um IF semelhante ao elemento padrão interno utilizado, resultados precisos podem ser esperados, independentemente de matrizes, condições de ablação e tempos de integração de sinal.

A magnitude do erro associado ao fracionamento dependerá fortemente do tipo do laser utilizado, condições de ablação e a magnitude da diferença de matriz entre amostra e padrão utilizado. Segundo Jackson (2001), os elementos alcalinos terrosos, REEs e actínídeos possuem IFs muito similares aos dos elementos Mg, Al e Ca, que são, portanto, os mais apropriados a serem utilizados como padrões internos. Ainda segundo o autor, o Si possui um comportamento de fracionamento significativamente diferente em relação a esses elementos e é o melhor padrão interno a ser utilizado, apenas, para calibração de metais de transição.

Pelos motivos mencionados acima, optou-se por fazer um comparativo entre o uso do elemento Mg e do elemento Si para retirada dos dados de flogopita utilizando-se o programa Glitter. Segundo Jackson (2001) quando os elementos analisados compartilham do mesmo IF que o padrão interno utilizado, dados com uma maior

acurácia podem ser obtidos, mesmo que haja grandes diferenças entre as matrizes da amostra e do padrão.

Observa-se que utilizando o Si como padrão interno, as concentrações obtidas tornam-se, em geral, menores do que aquelas recomendadas pelo GeoRem. Além disso, os valores de 2σ (desvio padrão) apresentam-se mais elevados quando comparados aos valores obtidos utilizando-se o Mg como padrão interno. As concentrações obtidas para o padrão de referência primário BHVO não demonstraram grandes diferenças em relação a utilização de Si ou Mg como padrão interno para retirada dos dados. Já os padrões NIST 612 e 610 indicaram uma diferença significativa, apresentando concentrações mais próximas às aquelas recomendadas pela GeoRem.

Observa-se a partir dos dados de flogopita da intrusão Pântano, que o Si é, realmente, o melhor padrão interno a ser utilizado para calibração de metais de transição, no entanto, para os demais elementos, o Mg é a melhor opção, apresentando uma diferença mais relevante principalmente para os REEs. Vale mencionar que o grupo de pesquisa já obteve dados insatisfatórios utilizando o Si como padrão interno, obtendo análises de elementos-traço para flogopitas que apresentaram concentrações muito baixas e que não puderam ser utilizadas, pois não apresentaram os critérios de qualidade (citados na seção 6.2.6) desejáveis. Desta maneira, optou-se pela utilização do Mg como padrão na obtenção das concentrações de elementos-traço para flogopita. Embora a comunidade científica utilize, em geral, o Si como padrão interno, o presente trabalho visa contribuir para obtenção de dados analíticos de LA-ICP-MS, mencionando sobre a alternativa da utilização do Mg.

7. Resultados

7.1 Petrografia

Este item destina-se à descrição das feições petrográficas encontradas nas rochas constituintes da intrusão Pântano. Para o interior do corpo intrusivo, foram descritas as amostras de 7 diferentes localidades e 1 localidade correspondente à rocha encaixante, (Mapa de Pontos de Amostragem da Intrusão, Figura 2.2).

7.1.1 Descrição Macroscópica

As amostras macroscópicas apresentam coloração cinza escura, constituindo uma rocha ultramáfica, maciça (Figura 7.1a), localmente venulada e de matriz inequigranular fina a muito fina. A rocha possui textura pseudoporfírica, caracterizada pela presença de cristais de diferentes dimensões (micrométricos a centimétricos) dispersos em uma massa fundamental, também inequigranular, mas com granulação predominante fina a muito fina. O termo “pseudoporfírico” é comumente empregado em rochas de afinidade kimberlítica (Mitchell, 1986, 1995) devido ao fato de que a maioria dos mega e macrocristais não são representativos de cristais cognatos, mas de xenocristais e/ou pseudomorfos completamente substituídos. Os microcristais e a matriz perfazem de 70 a 80% da rocha, com algumas variações nessa porcentagem a depender da amostra.

Os mega e macrocristais mantélicos (10 – 25% em volume) são, em sua maior parte, de olivina (Figura 7.1b); macrocristais de flogopita são encontrados subordinadamente, e os de granada são ainda mais escassos. Os cristais de olivina apresentam forma anédrica a subédrica e coloração verde escura a preta, muitos deles parcialmente ou totalmente serpentinizados. Os megacristais de olivina variam de 1,0 a 1,5 cm e os macrocristais entre 0,5 e 0,9 cm. Os macrocristais de flogopita (~2% em volume) apresentam coloração variável de bege a marrom e forma subédrica a euédrica. Alguns cristais são pseudomorfos, que já foram parcialmente (das bordas para o centro) ou completamente substituídos por flogopita microcristalina. Estes cristais possuem até 0,5 cm, sendo bem mais escassos e menores comparativamente aos macrocristais de olivina. Os macrocristais de granada (coloração vermelha a vinho, anédricos) ocorrem em baixa concentração (traços) e invariavelmente apresentam borda kelifítica (Figura 7.1c). Há presença de pseudomorfos completamente preenchidos por esse agregado kelifítico, que aparentemente foram granadas no passado. Com o auxílio de microscópio eletrônico de varredura (MEV), pôde-se comprovar a presença de granada reliquiar em pseudomorfo.

Xenólitos crustais (cerca de 3% da rocha, Figura 7.1d) apresentam-se como fragmentos arredondados de 0,5 a 2 cm, de coloração rósea e branca, com borda de reação de coloração bege ou marrom. Alguns xenólitos não apresentam extensas bordas de reação e suas proporções modais não são distinguíveis a olho nu.

Localmente, as amostras apresentam aproximadamente 5% de venulações de espessura milimétrica, com colorações brancas e pretas, sendo as escuras predominantemente constituídas por serpentina e as claras possivelmente por carbonatos. Em alguns pontos estas venulações apresentam-se mais concentradas. Macroscopicamente, não são observadas mudanças de tipos petrográficos devido a matriz escura das rochas, é possível distinguir apenas, variações heterogêneas em relação a concentração de xenólitos e megacrístais.

Figura 7.1a: aspectos gerais da rocha: maciça, com textura pseudoporfírica, com mega e macrocristais dispersos na matriz.

Figura 7.1b: Lâmina petrográfica digitalizada, aonde é possível observar as venulações de carbonato e serpentina (setas vermelhas), megacristais (seta azul) e macrocristais (setas verdes) de olivina (Ol), bem como microcristais em uma matriz inequigranular.

Figura 7.1c: Detalhe de macrocristal de granada com borda kelifítica descrito para amostra PNT-3 (monticelita kimberlito).

Figura 7.d: Xenólito crustal arredondado de coloração rósea e branca. Este tipo de xenólito pode ser observado em todos os tipos petrográficos descritos para intrusão. Os xenólitos podem ter ou não bordas de reação de colorações bege ou marrom.

7.1.2 Descrição Microscópica

Nas descrições microscópicas, pôde-se observar heterogeneidades bastante demarcadas, relacionadas eminentemente a diferentes proporções de matriz, mega, macro e microcristais de olivina, monticelita, perovskita, flogopita, espinélio e magnetita, além das evidências texturais de desequilíbrio, que são descritas para porções específicas da rocha. A partir das diferenças descritas para cada região da intrusão, puderam ser definidos três diferentes tipos petrográficos. Nota-se também diferenças na concentração de venulações e xenólitos e, localmente, puderam ser identificados pequenos enclaves e uma matriz amarelada, caracterizada por um material isotrópico, interpretado como vítreo. A mineralogia principal é constituída por distintas populações de olivina, monticelita (cristais milimétricos a submilimétricos contidos na matriz), perovskita, flogopita e espinélios (cromita e magnetita). As fases acessórias podem ser caracterizadas principalmente por diopsídio, apatita, espurrita, barita e granada.

Apesar das heterogeneidades, pôde-se distinguir, em constituições gerais e excluindo-se os xenólitos crustais, os intervalos das proporções dos minerais da intrusão Pântano, quais sejam:

- 50 - 60% olivina (5 – 7% megacristais, 10 – 20% macrocristais e 30 – 40% matriz podendo aparecer na forma de monticelita, dado que pôde ser comprovado por imagens de microscopia eletrônica de varredura);
- 10 - 25% flogopita (na forma de macro e microcristais, na matriz com textura poiquilítica ou no preenchimento de pseudomorfos);
- 10 - 20% perovskita (como microcristais e na matriz);
- 5 - 10% espinélios (como microcristais e na matriz);
- 2 - 3% serpentina (somente nas venulações);
- 1 - 2% de carbonato (somente nas venulações);
- 1 – 2% de pseudomorfos de leucita (como microcristais, dispersos na matriz em tipo petrográfico específico);
- Traços de apatita;
- Traços de diopsídio (na matriz apenas) e granada (como macrocristais).

Para uma melhor quantificação de cada população de olivina, foram realizadas análises de imagem para 29 lâminas da intrusão, conforme procedimento descrito no item 6.2.1, que descreve o procedimento de obtenção das mesmas. Foi feita a média

das porcentagens encontradas em cada análise de imagem, conforme apresentado na Tabela 7.1.

Tabela 7.1: Médias das porcentagens de matriz, macrocristais, megacristais, pseudomorfos, xenólitos e vênulas encontradas para os diferentes pontos amostrados na intrusão Pântano.

Ponto	% Matriz	% Microcristais	% Macrocristais/ Megacristais	% Pseudomorfos	% Xenólitos	% Vênulas
PNT 3	72	18	6,3	0,4	2,6	0
PNT 4	83	10,5	6,5	0	0	0
PNT 5	82	11	4,8	0	1,6	0,6
PNT 6	61,5	27,4	5,7	0	2,2	3,3
PNT 7	68	22,2	7,1	0	0	2,7
PNT 8	78	13,1	6,9	1,4	0	0,6
PNT 9	62	26,4	6,6	2	0	3

Nas seções a seguir, são detalhadas as descrições petrográficas para as principais fases minerais que são descritas na presente dissertação.

7.1.2.1 Olivina

Os cristais de olivina apresentam-se incolores, com alto relevo e alta birrefringência e estão subdivididas em populações de megacristais, macrocristais e microcristais que variam de euédricos a anédricos. Além dos cristais facilmente reconhecíveis de olivina, também é possível distinguir a monticelita (Figura 7.2a), que ocorre disseminada em pequenos cristais arredondados (0,01 e 0,05 mm) na matriz. Alguns cristais de olivina encontram-se recristalizados (neoblastos), conforme pode ser observado na Figura 7.2b, outros cristais parcialmente ou completamente substituídos por serpentina, principalmente quando se encontram em bordas de reação com xenólitos (Figura 7.2c). Alguns cristais apresentam evidências de deformação, como extinção ondulante e alto grau de faturamento, além de bordas serrilhadas (Figura 7.2d). A Figura 7.2e apresenta a variação na dimensão dos tamanhos dos microcristais dispersos na matriz. Em muitos casos, é possível notar que os microcristais se acumulam em bordas de cristais maiores, formando agregados em macrocristais (Figura 7.2f). Embora haja cristais sem zonamento (Figura 7.2g), o zonamento dos cristais de olivina é proeminente, característica que pode ser observada em luz polarizada analisada no microscópio ótico, mas principalmente, com o auxílio de MEV.

A partir das fotomicrografias obtidas por MEV, puderam ser identificados dois principais tipos de zonamento para as populações de olivina:

- Normal: tons de cinza mais escuros no núcleo dos cristais e tons de cinza mais claros nas bordas, sendo estas mais ricas em Fe (Figura 7.2h);
- Reverso: tons de cinza mais escuros nas bordas dos cristais e tons mais claros nos núcleos, sendo estes mais ricos em Mg (Figura 7.2i);

A morfologia dos zonamentos apresenta-se de maneira muito variável: por vezes há apenas uma fina borda mais clara (cristal majoritariamente escuro), para outros cristais, a porção escura abrange apenas uma porção central restrita. Os zonamentos são, em geral, irregulares e raramente acompanham a forma do cristal. O contato entre a zona mais escura caracteriza em sua maioria zonamentos abruptos do tipo step, observado principalmente para os macrocristais. Em alguns cristais, é possível notar que há uma gradação entre as diferentes zonas de núcleo e borda, sugerindo um tempo maior de estabilização entre os horizontes cristalinos, já outros microcristais apresentam uma zona intermediária, caracterizando uma zona de coloração mais clara entre núcleo e borda (Figura 7.2j).

Os cristais de olivina apresentam algumas feições de desequilíbrio, evidenciadas pelas bordas dos macro e microcristais, que em determinadas localidades da intrusão, apresentam corrosão, terminações arredondadas/serrilhadas e *embayment*. Alguns cristais apresentam inclusões de minerais observados na matriz, como perovskita e espinélios. As inclusões minerais milimétricas são observadas principalmente nas bordas de cristais que se apresentam bastante corroídos.

A partir da Tabela 7.1 apresentada na seção anterior, observa-se que a população de microcristais de olivina varia entre 10,5 a 27,4% e a de macro e megacristais de olivina entre 4,8 a 7,1%. Ressalta-se que as referidas porcentagens são estimadas, uma vez que são muitas as heterogeneidades registradas para as rochas da intrusão, dificultando uma precisão assertiva da quantificação de cada população caracterizada.

A monticelita é incolor e possui baixa birrefringência, ocorrendo como microcristais da matriz. São encontrados grãos com dimensões entre 0,02 e 0,04mm, sendo possível fazer sua distinção através de microsonda eletrônica. Somente através desta, é possível notar que há cristais anédricos, que predominam sobre a olivina na matriz. Em algumas porções da rocha, nota-se que a monticelita predomina

sobre os cristais de olivina e pode estar também sendo substituída por diopsídio (Figura 7.2k). Os microcristais de monticelita também podem apresentar inclusões de apatita (Figura 7.2l) Através da microsonda, é possível distinguir que alguns cristais também possuem zonamentos, caracterizados por núcleos mais claros e bordas levemente mais escuras.

Figura 7.2: **a)** cristais de monticelita (setas vermelhas) distinguíveis com o auxílio de MEV. **b)** cristais de olivina recrystalizados formando neoblasto; **c)** microcristais de olivina serpentinizados (setas vermelhas) ao redor de xenólito crustal; **d)** macrocristal de olivina com alto grau de fraturamento e bordas serrilhadas (setas azuis); **e)** microcristais de olivina de tamanhos variados; **f)** microcristais de olivina formando agregados em macrocristal. As fotomicrografias c e d foram tiradas com polarizadores em paralelo e as fotomicrografias e e f, com polarizadores cruzados.

Figura 7.2: cristais de olivina **g)** sem zonamento; **h)** com zonamento normal, apresentando núcleos mais escuros ricos em Fe; **i)** com zonamento reverso, apresentando núcleos mais claros, mais ricos em Mg; **j)** com zonamento intermediário caracterizado por uma coloração clara entre núcleo e borda; **k)** cristal de monticelita sendo substituído por diopsídio; **l)** cristal de monticelita com inclusões de diopsídio e apatita. Fotomicrografias obtidas com o auxílio de MEV.

7.1.2.2 Flogopita

Os cristais de flogopita caracterizam-se pela coloração bege - creme, alta birrefringência, extinção mosqueada e clivagem em uma direção. A flogopita aparece sob quatro principais formas:

- Macro e microcristais subédricos a euédricos (Figuras 7.3a e 7.3b, respectivamente);
- Constituintes da matriz formando textura poiquilítica intersticial (Figura 7.3c);
- Microcristais de granulação fina no interior de diversos pseudomorfos, substituindo cristais reliquiares (Figura 7.3d) e;
- Em sua forma totalmente alterada preenchendo pseudomorfos, em tons de bege/pastéis, substituindo cristais de uma possível leucita (descriminada a partir das descrições de Danni e Scartezini, 1990) conforme ilustrado na Figura 7.3e, podendo também substituir outros pseudomorfos de fases minerais não estabilizadas no momento da cristalização (Figura 7.3f).

Os macro e microcristais são euédricos a subédricos, com hábito lamelar. A flogopita poiquilítica apresenta-se como “placas” dispersas na matriz, com alta birrefringência e constituem um tipo específico observado na intrusão, que foi considerado como resultado de uma região que sofreu pouca influência de contaminação crustal. Alguns cristais apresentam muitas inclusões, principalmente de minerais opacos e rútilo (Figura 7.3g) e feições indicativas de algum tipo de deformação (Figura 7.3h). As feições de deformação são caracterizadas por ondulações, faturamento e, por vezes, extinção ondulante, conforme foi observado também para alguns cristais de olivina.

Os zonamentos nos cristais de flogopita ocorrem apenas nos macro e microcristais, embora alguns microcristais não apresentem nenhum tipo de zonamento (Figura 7.3i). Quando presentes, os zonamentos podem ser normais, abruptos (tipo step) ou complexos, já que para alguns cristais é possível notar diversos horizontes, sem um padrão específico (Figura 7.3j). Os zonamentos normais caracterizam-se por possuir centro de coloração escura e bordas mais claras. Poucos cristais apresentam zonamentos reversos em que o centro possui coloração mais clara em relação às bordas.

O zonamento mais comum observado para os cristais de flogopita é descrito por um centro de coloração marrom mais escura e borda mais clara, que pôde ser observado na microscopia ótica (Figura 7.3b). Este zonamento, em geral, acompanha

a morfologia do cristal. Há também o zonamento irregular, entre porções claras e escuras aleatórias, não sendo observado padrão ou acompanhamento com a forma do cristal. A flogopita poiquilítica não apresenta nenhum tipo de zonamento.

Para as flogopitas que preenchem os pseudomorfos e os cristais de pseudoleucita, foi possível a caracterização apenas a partir de EDS, uma vez que estas apresentam-se muito alteradas, não sendo observáveis a alta birrefringência ou extinção característica no microscópio ótico.

Figura 7.3: **a)** macrocristal de flogopita (polarizadores cruzados); **b)** microcristal zonado de flogopita (polarizadores paralelos); **c)** flogopita poiquilítica da matriz (polarizadores cruzados); **d)** microcristais de flogopita de granulação fina no interior de pseudomorfo (polarizadores cruzados); **e)** flogopita totalmente alterada substituindo possíveis pseudomorfos de leucita (descrita na intrusão Pântano por Danni e Scartezini, 1990); **f)** flogopita substituindo pseudomorfo de uma fase mineral possivelmente não estabilizada no momento da cristalização. Fotomicrografias e e f tiradas com polarizadores paralelos.

Figura 7.3: **g)** microcristal de flogopita com inclusões de minerais opacos e rútilo; **h)** microcristal de flogopita que apresenta indício de que houve algum tipo de deformação. Fotomicrografias obtidas com polarizadores cruzados; **i)** microcristal de flogopita sem zonamento; **j)** microcristal de flogopita zonado, que não demonstra padrão específico entre núcleos e bordas. Fotomicrografias obtidas com o auxílio de microssonda eletrônica.

7.1.2.3 Perovskita e Espinélio

Os cristais de perovskita apresentam coloração marrom e constituem microcristais anédricos a subédricos arredondados dispersos na matriz, conforme pode ser observado na Figura 7.4a. A dimensão desses cristais é uma particularidade das perovskitas da intrusão Pântano, podendo chegar a até 0,3 cm. Muitas dessas perovskitas apresentam zonamento, variando em tons de marrom claro a escuro, tons alaranjados nos horizontes centrais e intermediários, com alguns cristais apresentando bordas mais escuras (coloração marrom escura/esverdeada). As perovskitas aparecem muitas vezes ao redor de micro e macrocristais de olivina formando textura do tipo “*necklace*”, sendo provavelmente posteriores à população de olivina as quais bordeja (Figura 7.4b).

Nota-se que os zonamentos dos cristais não necessariamente acompanham a forma dos mesmos, tratando-se de zonamentos em geral abruptos, bem demarcados, do tipo step, ou zonamentos oscilatórios (Figura 7.4c). Os zonamentos da perovskita tornam-se muito visíveis com o auxílio de MEV, aonde nota-se, em geral, diversos zonamentos em forma de losangos concêntricos, que não acompanham o formato dos cristais. Alguns cristais apresentam uma geminação complexa em forma de ampulheta.

Cristais menores de perovskita podem ser encontrados como inclusões em macrocristais de olivina e, em alguns casos, nota-se espinélios formando *necklaces* ao redor de microcristais de perovskita. Em alguns destes cristais, é possível observar inclusões de minerais opacos, principalmente nas bordas.

Os minerais opacos foram descritos por Meyer et al. (1991) e Azzone (2002) como espinélios de composições variáveis correspondentes entre cromita e titanomagnetita. Tais minerais opacos variam de anédricos a euédricos, nas dimensões de 0,1 a 0,3 mm na matriz, podendo aparecer também como inclusões nos cristais de perovskita ou de flogopita em dimensões inferiores a 0,1 mm. Com o auxílio de microsonda eletrônica, nota-se que os microcristais de espinélio também podem possuir zonamentos irregulares entre núcleos e bordas, sendo observados dois ou mais horizontes (Figura 7.4d).

Figura 7.4: **a)** microcristais de perovskita zonados e microcristais de espinélio na matriz das rochas do tipo petrográfico com flogopita poiquilítica; **b)** perovskitas ao redor de microcristais de olivina formando textura do tipo necklace; Fotomicrografias a e b obtidas com polarizadores paralelos; **c)** perovskita com zonamento irregular oscilatório; **d)** microcristal de espinélio com zonamentos irregulares entre núcleos e bordas, sendo observados três horizontes. Fotomicrografias c e d obtidas com o auxílio de microsonda eletrônica.

7.1.2.4 Diopsídio e xenólitos crustais

Os traços de diopsídio são observados apenas como microcristais euédricos (prismáticos) de aproximadamente 0,1 mm, que se apresentam ou dispersos na matriz ou formando “trilhas” ou bordas ao redor dos enclaves (Figura 7.5a) e xenólitos crustais (Figura 7.5b). Esses cristais são incolores, possuem alto relevo e, em geral, alta birrefringência. Estão concentrados apenas em um tipo petrográfico específico da intrusão, que foi considerado o mais contaminado por material crustal. Com o auxílio de MEV e WDS, foi possível identificar a associação entre o diopsídio e a monticelita em um cristal de diopsídio que apresenta composição de monticelita em seu núcleo (conforme observado nas figuras 7.2 da seção anterior), indicando que a mesma pode ser modificada no caso de uma adição de sílica no sistema.

A mineralogia dos xenólitos crustais (Figura 7.6a) é constituída de quartzo, espurrita (composição ideal $\text{Ca}_5(\text{SiO}_4)_2(\text{CO}_3)$), identificada qualitativamente por MEV e barita, sendo encontrados macro e microcristais de olivina completamente ou parcialmente serpentinizados no entorno destes. Possivelmente, a espurrita é formada por uma reação metassomática entre os fragmentos quartzíticos da encaixante e o magma kimberlítico rico em Ca. Ocorrências deste mineral em rochas de afinidade kimberlítica com contaminação crustal não são comuns, porém, são bem documentadas as ocorrências de espurrita em hornfels, skarns e rochas cálcio-silicáticas (Reverdatto, 1970, Zhang et al., 2013) devido a metamorfismo de contato. Pode-se observar a espurrita no interior de um xenólito quartzítico na Figura 7.6b.

Além dos xenólitos, há também agregados anédricos e euédricos arredondados variáveis nas dimensões de 1 a 10 mm, sendo a maioria deles formados por cristais euédricos de flogopita, sugestivos de contexto reacional. Outros pseudomorfos aparecem substituídos por mineralogia não identificável devido a alteração ou por estarem substituídos por minerais opacos. Possivelmente, tais pseudomorfos seriam representativos de xenólitos e/ou xenocristais em desequilíbrio com o líquido de afinidade kimberlítica.

7.1.2.5 Rochas encaixantes do Grupo Canastra

Uma das rochas encaixantes da intrusão Pântano é um quartzito já bastante alterado. Nas lâminas delgadas deste quartzito pode-se observar que os cristais de quartzo encontram-se parcialmente ou totalmente recrystalizados (Figura 7.7a), sendo este composto de aproximadamente 95% de quartzo, 3% de feldspato e 2% de minerais opacos e minerais máficos alterados não identificáveis a partir de lâmina petrográfica (Figura 7.7b). Observa-se traços de espurrita, possivelmente resultado de ação metassomática do líquido kimberlítico no quartzito. As amostras do quartzito encaixante foram coletadas no contato com a intrusão. Há também uma variedade mais aluminosa, coletada nas adjacências, de um biotita quartzito, com quartzo recrystalizado, sericita, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e clorita de granulação muito fina. Algumas texturas associadas a estas variedades são compatíveis com as apresentadas para rochas areníticas afetadas por metamorfismo de contato na Bacia Potiguar, RN (Santos et al., 2014), embora não seja encontrado vidro preservado, mas apenas uma granulação muito fina para algumas porções, sugestivas de vidro devitrificado. Adicionalmente, podem ser observadas algumas texturas compatíveis com evidências de fusão parcial apresentadas por Sawyer & Brown (2008), como a dissolução de grãos de quartzo recrystalizados (Figura 7.7c) e destruição de foliação (neste caso constituída por biotita) a partir da fusão da porção quartzítica da rocha (Figura 7.7d). A passagem de um magma kimberlítico suficientemente quente durante sua ascensão à crosta pode ter levado a fusão parcial dos metassedimentos encaixantes, sendo observada a destruição da foliação que a o biotita quartzito possuía anteriormente.

Os dois tipos de rocha encaixante identificados para intrusão Pântano são coerentes com a literatura, que descreve as intercalações de filito e quartzito para o Grupo Canastra.

Figura 7.5a: trilha de diopsídio (setas vermelhas) ao redor de enclave observado no tipo petrográfico diopsídio kimberlito. Fotomicrografia obtida com polarizadores paralelos.

Figura 7.5b: diopsídio na matriz observado ao redor de xenólito crustal (setas vermelhas) no tipo petrográfico monticelita kimberlito. Nota-se diopsídio também no interior do xenólito crustal (setas azuis). Fotomicrografia obtida com polarizadores paralelos.

Figura 7.6: a) xenólito crustal constituído por quartzo e espurrita, formada a partir de reação metassomática entre fragmentos quartzíticos e a encaixante; b) interior do xenólito crustal em maior escala. Ambas as fotomicrografias foram obtidas com polarizadores em paralelo e as setas vermelhas e azuis indicam espurrita e quartzo, respectivamente.

Figura 7.7: a) quartzito com quartzo recristalizado (setas azuis) apresentando textura compatível com rochas areníticas afetadas por metamorfismo de contato na Bacia Potiguar, descrita por Santos et al., 2014. b) quartzito alterado com quartzo com textura fina, minerais máficos não identificados em lâmina petrográfica. Ambas as fotomicrografias foram obtidas com polarizadores cruzados. c) dissolução dos cristais de quartzo recristalizados (setas pretas) e d) destruição da foliação constituída de biotita em biotita quartzito encaixante da intrusão Pântano. Fotomicrografias obtidas com polarizadores paralelos.

Na Tabela 7.2 consta um sumário com as informações petrográficas mais relevantes de cada ponto de amostragem da Intrusão Pântano. As estimativas das porcentagens de mega, macro e microcristais e matriz foram feitas com o auxílio das análises de imagem descritas no item 6.2.1. A partir da caracterização petrográfica feita em detalhe, observando cada aspecto e heterogeneidade presentes, pôde-se dividir a intrusão em três diferentes tipos petrográficos, conforme descrito na seção 7.1.3 abaixo.

Tabela 7.2: Sumário petrográfico com as descrições de cada tipo petrográfico observado para as rochas da intrusão Pântano e descrição da rocha encaixante (quartzito). Os pontos de coleta de cada tipo podem ser observados na **Figura 2.2**.

Ponto	Megacrístais	Macrocrístais	Microcrístais	Matriz	% Minerais	Alterações	Xenólitos	Outros
2		-	-	-	95% quartzo; 3% feldspato, 2% opacos	Quartzito recristalizado, feldspatos muito alterados	-	Minerais opacos não identificados; possíveis texturas de fusão parcial
3	2 - 3% Ol (1 - 1,5 cm)	3 - 5% Ol (0,5 - 0,9 cm)	15 - 18 % Ol (0,1 - 0,5 cm); Phl (0,1 - 0,3 cm)	70 - 75%	20% Ol; 20 - 30% Mtc; 10 - 20% Prv; 15 - 20% Phl; 5 - 10% opacos; 1 - 5% Srp; 1% Grt	Vênulas de serpentina e carbonato; macrocrístais de olivina serpentinizada; alteração Ol - Idingsita;	-	Pseudomorfos de Grt (3 - 7 mm) com borda kelfítica; Grt reliquiar; Prv nas bordas de Ol; feições de deformação nas Ol; nódulos de Ol recristalizada
4	-	5 - 7% Ol (0,5 - 0,7 cm)	10 - 12 % Ol (0,1 - 0,4 cm)	80 - 85%	20% Ol; 25% Mtc; 10 - 20 % Prv; 20 - 25% Phl; 3 - 10% opacos	Phl poiquilitica; Ol com bordas corroídas (<i>embayment</i>), possível matriz devitrificada (coloração amarela)	Dimensões de 0,4 - 0,7 cm com microesfêrulas de Spu e bordas de reação com a matriz	Ol com bordas de espínélio, microcrístais substituídos por Phl alterada (possíveis pseudomorfos de leucita)
5	-	5% Ol (0,5 - 0,8 cm)	15 - 20% Ol (0,1 - 0,5 cm)	80%	25 % Ol; 30% Mtc; 15 - 20% Prv; 10 - 15% Phl; 5 - 8% opacos; 1 - 3% Srp; 1 - 3% carbonato	Enclaves bordejados por Di; Vênulas de Srp e carbonato; Ol serpentinizada e bordas corroídas (<i>embayment</i>)	Dimensões de 1 a 0,5 cm com microesfêrulas de Spu e bordas de reação com a matriz	Di como mineral acessório na matriz e ao redor dos xenólitos e enclaves; bordas de Ol com inclusões de Prv
6	1 - 2% Ol (1 cm)	5% Ol (0,5 a 0,8 cm)	20% Ol (0,1 - 0,5 cm)	80%	25% Ol; 35% Mtc; 10 - 15% Prv; 10 - 15% Phl; 5 - 8% opacos; 1 - 3% Srp; 1 - 3% carbonato	Pouca Phl poiquilitica; Vênulas de Srp e carbonato; maioria dos cristais de Ol serpentinizados	Dimensões de até 0,6 cm com microesfêrulas de Spu e bordas de reação	Nódulos de Ol recristalizada
7	-	5 - 7% Ol (0,5 a 0,9 cm)	25% Ol (0,1 - 0,5 cm)	65 - 70%	30% Ol; 30% Mtc; 10 - 15% Prv; 15 - 20% Phl; 8 - 12% opacos; 3 - 5% Srp; 1 - 2% carbonato	Vênulas de Srp e carbonato	Dimensões de 0,4 a 0,7 cm, com microesfêrulas de Spu e bordas de reação com a matriz	Phl poiquilitica; pseudomorfos preenchidos com Phl alterada
8	1 - 2% Ol (1,1 cm)	6 - 7% Ol (0,5 a 0,9 cm)	20% Ol e Phl (0,1 - 0,4 mm)	75 - 80%	25% Ol; 30% Mtc; 10 - 12% Prv; 15 - 20% Phl; 8 - 10% opacos; 1 - 3 Srp; 1 - 2 carbonato	Vênulas de Srp e carbonato; "bolsões" de Phl recristalizada com Spu	-	Pseudomorfos preenchidos com Phl, agregados de microcrístais de Phl, nódulos de olivina recristalizada; Ol com zonamento reverso
9	-	6 - 7% Ol (0,5 a 0,9 cm)	20% Ol e Phl (0,1 - 0,5 cm)	60 - 65%	30% Ol; 30% Mtc; 10 - 15% Prv; 15 - 20% Phl; 8 - 12% opacos; 3 - 5% Srp; 1 - 2% carbonato	Vênulas de Srp e carbonato	Xenólito com mineralogia não identificada	Pseudomorfos de Grt (3 - 7 mm) e enclaves preenchidos com microcrístais de Phl

Ol: olivina; Mtc: monticelita; Phl: flogopita; Prv: perovskita; Srp: serpentina; Grt: granada; Di: diopsídio; Spu: espurrita.

7.1.3 Classificação de tipos petrográficos

A partir das heterogeneidades mineralógicas e texturais descritas para cada porção das rochas da intrusão Pântano, foi possível classificar 3 principais tipos petrográficos distintos:

- **Monticelita kimberlito:** associado ao kimberlito que sofreu pouca interação com a rocha encaixante, apresentando apenas pequenos enclaves como evidência de contaminação crustal. A monticelita é descrita como fase mineralógica dominante na matriz e não é observado diopsídio;
- **Flogopita kimberlito:** associado às porções da rocha aonde a flogopita ocorre com textura poiquilítica na matriz. Neste tipo petrográfico, observa-se alguns microenclaves de coloração amarela e considera-se uma zona da rocha em que houve pouca contaminação;
- **Diopsídio kimberlito:** associado à porção aonde ocorre diopsídio na matriz, seja ao redor de xenólitos ou enclaves, seja como substituição de monticelita. Este tipo é interpretado como o kimberlito que sofreu maior influência de contaminação crustal.

7.2 Geoquímica de rocha total

A intrusão Pântano pode ser caracterizada geoquimicamente por seus baixos teores de SiO₂ (31 a 34,48% em massa), altos teores de MgO (19,07 a 24,84% em massa), CaO (9,27 a 11,40% em massa) e TiO₂ (4,76 a 6,21% em massa). Os valores de Al₂O₃ variam entre 2,26 a 3,08% (em massa), K₂O entre 2,18 e 3,15% (em massa), valores de Na₂O possuem uma média de 0,15% e de Fe₂O₃ uma média de 14,6% (em massa). Os conteúdos (em massa) de BaO (0,1 a 0,34%), Cr₂O₃ (0,13 a 0,33%), NiO (0,07 a 0,19%), SrO (0,12 a 0,24%) e ZrO₂ (0,09 a 0,22) são significativamente altos e, portanto, foram considerados como elementos menores na geoquímica de rocha total.

Os kimberlitos são em geral caracterizados pelos baixos teores de SiO₂ (<35%), alto MgO (20-38%), alto CaO (5-14%), teores moderados de FeO (6-16%), baixo Al₂O₃ (<3%), baixo TiO₂ (<4%), Na₂O (<0,3%) e K₂O (<2), embora os teores de K₂O possam atingir até 7% em kimberlitos do grupo II devido ao alto conteúdo de flogopita (Mitchell, 1986; Mitchell, 1995). Nota-se que em geral a intrusão Pântano possui teores similares aos kimberlitos descritos por Mitchell (1995), observa-se, contudo, teores mais elevados dos elementos TiO₂ e K₂O.

Além das evidências geoquímicas, a intrusão Pântano pôde ser classificada como kimberlito por ter sido descrita a granada (piropo) como macrocristal. A intrusão foi classificada como kimberlito do tipo I (segundo a classificação de Mitchell, 1995), devido aos seus constituintes mineralógicos, principalmente macrocristais de olivina de alto Mg#, presença de monticelita em abundância (Tappe et al., 2005), implicando a geração destes magmas no campo de estabilidade da granada (Shirey et al., 2013).

Além da caracterização geoquímica, a partir do cálculo do índice de contaminação, C.I. (Contamination Index, Clement, 1982), pode-se determinar a influência de possíveis contaminações crustais nas rochas da intrusão. A equação para o cálculo do C.I. é:

$$I) \quad C.I. = (SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O) / (MgO + 2K_2O)$$

Segundo Clement (1982), quando o valor de C.I. é inferior a 1, a amostra pode ser considerada como livre de contaminação. Estudos mais recentes sugerem um novo valor de C.I. (Nowicki *et al.*, 2008), sendo consideradas livres de contaminação

as amostras que apresentam valores de C.I. de até 1,5. Kjarsgaard et al. (2009) também propôs um limiar de 1,5 para a razão calculada para o valor de C.I. Desta maneira, valores de C.I. entre 1,0 e 1,5 estariam levemente contaminados, mas não o suficiente para alterar a assinatura geoquímica de rocha total.

Os índices de contaminação crustal calculados para intrusão Pântano variam de 1,18 a 1,35, sendo tais valores consideravelmente baixos se comparados a índices calculados para outros kimberlitos hipoabissais descritos na literatura (Howarth, 2011). Estes índices podem chegar a valores próximos de 5 em rochas altamente contaminadas e alteradas. Nota-se que o maior valor calculado para o índice de contaminação foi encontrado para o tipo com diopsídio na matriz, caracterizando esta como a região da intrusão que mais interagiu com o quartzito encaixante. A presença de diopsídio como fase mineral oriunda de contaminação crustal é descrita por Caro et al. (2004) como resultado de um enriquecimento de sílica no sistema kimberlítico. O segundo valor mais alto obtido para a razão de C.I. foi o do tipo petrográfico contendo flogopita poiquilítica, indicando que esta seria uma região que passou por um menor grau de contaminação. As Tabelas A.I e A.II (Apêndice A) apresentam os resultados de química de rocha total para as sete regiões amostras para a intrusão Pântano.

As rochas de afinidade kimberlítica são colocadas na crosta por meio de intrusões vulcânicas, estando elas sujeitas, portanto, a diversos processos de alteração, que podem variar de momentos *sin* a imediatamente pós-eruptivos (Cas, 2008). Assim, podem ocorrer alterações deutéricas, hidrotermais e diagenéticas causadas devido à água meteórica ou a fluídos do próprio sistema, por exemplo. Os kimberlitos, por serem rochas ultrabásicas e ultramáficas, são altamente reativos e suscetíveis a alteração e, como resultado, nenhum kimberlito preserva todas as suas texturas e componentes originais (Sparks, 2013). Segundo o limiar de 1,5 (C.I.) sugerido por Kjarsgaard et al. (2009), as rochas da intrusão Pântano, embora apresentem alguma alteração deutérica (presença de vênulas de carbonato e serpentina), não estariam suficientemente afetadas a ponto de haver uma grande alteração na assinatura geoquímica da rocha.

A fim de reconhecer os processos geoquímicos pelos quais as rochas da intrusão Pântano foram submetidas, foram confeccionados diagramas bivariantes dos elementos maiores versus teor de MgO (% peso), por se tratarem de rochas ultrabásicas. O teste de controle mineralógico das rochas foi feito a partir dos

diagramas de variação da Figura 7.8, obtidos a partir dos dados de química mineral obtidos no presente trabalho. Nestes gráficos, foram plotadas as composições químicas das fases minerais, juntamente com as composições obtidas a partir da geoquímica de rocha total da intrusão. O $Mg\#$ ($100 \cdot MgO / (MgO + FeO_T)$, em proporções moleculares) das rochas da intrusão Pântano varia de 0,70 a 0,77, sendo estes valores muito semelhantes aos descritos por Carlson et al. (2007) para kimberlitos e kamafugitos da província alcalina Alto Paranaíba.

A fase mineralógica dominante (olivina), teoricamente controlaria a geoquímica global da rocha, mas nota-se que a composição da mesma está sempre mais próxima aos campos de cristalização da monticelita e da flogopita. Embora a olivina seja a fase dominante da rocha, sabe-se que a mesma constitui duas populações distintas: a de xenocristais e a de cristais cognatos. Desta maneira, a geoquímica de rocha total não é representativa no magma kimberlítico original, mas de uma mistura entre cristais carregados e fundido. Uma parcela significativa da população de olivina é de xenocristais, dificultando a interpretação de trends de rocha total que estejam relacionados aos cristais de olivina cognatos. A monticelita pode ser considerada fase cognata no magma kimberlítico, denotando que as rochas da intrusão Pântano, justamente por serem pouco contaminadas ($C.I. < 1,5$), podem refletir um controle mineralógico dado por seus constituintes originais.

A distribuição de ETRs normalizada por condritos mostra valores similares para todas as amostras da intrusão Pântano (Figura 7.9a) e é possível notar que rocha encaixante (quartzito) não influencia no processo de empobrecimento ou enriquecimento destes elementos (Figura 7.9b). Os perfis encontrados são subparalelos e caracterizados por enriquecimento em ETRs leves se comparados a ETRs pesados. Os padrões encontrados são similares aos encontrados por Meyer et al. (1991), que encontrou as mesmas distribuições para intrusões Limeira e Indaiá. Os elementos-traço normalizados pelo manto primitivo (Figura 7.10a) mostram expressivo enriquecimento em elementos incompatíveis, principalmente La, Nb, Nd e Ba. Os tipos petrográficos com monticelita (Kmtc) e flogopita (Kphl) possuem maior enriquecimento em Ba em relação ao tipo com diopsídio (Kdiop). Os elementos Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, La, Ce, Pb e Pr mostram-se enriquecidos em mais de cem vezes se relacionados ao manto primitivo, denotando padrões similares aos perfis encontrados para ETRs. Há um enriquecimento expressivo em Ti, além de uma anomalia negativa em P comum para todas as amostras. Nota-se que as amostras da

intrusão Pântano estão inseridas no campo de kimberlitos da província e que o quartzito encaixante não possui enriquecimento em elementos-traço (Figura 7.10b).

Os elementos-traço dos minerais da intrusão Pântano (dados deste trabalho e compilados de Melluso et al., 2008) normalizados pelo manto primitivo (Figura 7.11) mostram que a perovskita possui alto enriquecimento em ETRs leves, P e Ti. Os elementos-traço para as rochas da intrusão denotam padrão similar ao da perovskita, indicando que esta fase mineral controla o teor de traços e o enriquecimento da rocha principalmente em ETRs leves e Ti. A flogopita apresenta enriquecimento menos expressivo em ETRs e em elementos incompatíveis, já a olivina e o espinélio apresentam-se extremamente empobrecidos nos elementos-traço em geral.

O quartzito encaixante da intrusão Pântano constitui-se de aproximadamente 97% de SiO_2 (em massa), sendo pobremente enriquecido em elementos-traço. Esta rocha possui pouca influência no enriquecimento de elementos-traço da intrusão, apresentando um enriquecimento de aproximadamente dez vezes de Ba e U em relação ao manto primitivo. Nota-se que a composição geoquímica da rocha encaixante não é refletida nas rochas da intrusão Pântano, a não ser pelos tipos caracterizados presença de diopsídio na matriz.

Figura 7.8: Diagramas bivalentes das composições químicas mineralógicas de rocha-total e do possível fundido kimberlítico (líquido) para intrusão Pântano. Ol: olivina; Prv: perovskita; Phl: flogopita; Mtc: monticelita.

Figura 7.9a: Padrão de variação de elementos terras raras dos distintos tipos petrográficos para a intrusão Pântano normalizados pelo condrito de Boynton (1984). Kmtc: monticelita kimberlito; Kphl: flogopita kimberlito; Kdiop: diopsídio kimberlito.

Figura 7.9b: Padrão de variação de elementos terras raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984) para as rochas da intrusão Pântano e para o quartzito encaixante. Campos da PAAP de Guarino et al. (2013) e referências lá citadas.

Figura 7.10a: Diagrama multielementar de elementos-traço dos distintos tipos petrográficos observados para intrusão Pântano normalizados pelo manto primitivo de McDonough and Sun (1995). Kmtc: monticelita kimberlito; Kphl: flogopita kimberlito; Kdiop: diopsídio kimberlito.

Figura 7.10b: Diagrama multielementar de elementos-traço das rochas da intrusão Pântano e do quartzito encaixante normalizados pelo manto primitivo de McDonough and Sun (1995). Campos da PAAP de Guarino et al. (2013) e referências lá citadas.

Figura 7.11: Diagrama multielementar de elementos-traço dos minerais em comparação às rochas da intrusão Pântano normalizados pelo manto primitivo. Prv: perovskita; Phl: flogopita; Spn: espinélio; Ol: olivina; PAN: Pântano. Dados deste trabalho e de Melluso et al. (2008).

7.3 Química mineral

Conforme mencionado nas Seção 6.2.5, foram efetuadas análises de química mineral em distintas populações nos minerais olivina, monticelita e flogopita. Os resultados analíticos obtidos por microsonda eletrônica podem ser consultados nas Tabelas B.I a B.III, no Apêndice B.

7.3.1 Olivina

As fórmulas estruturais dos cristais de olivina foram calculadas com base nos membros finais forsterita e faialita e 4 átomos de oxigênio, seguindo as recomendações de Deer et al., (1992). As análises químicas tinham como intuito a discriminação através das morfologias e zonamentos, caracterizando os distintos grupos de olivina. Com o objetivo de facilitar o controle químico das análises, os cristais de olivina foram divididos entre as seguintes populações:

- **Microcristais:** núcleos e bordas (<0,5 cm);
- **Macrocristais:** núcleos e bordas (0,5 - 0,9 cm);
- **Megacristais:** núcleos e bordas (>1,0 cm).

A Figura 7.12 apresenta os histogramas em que constam as distribuições de Mg# nos diferentes tipos morfológicos caracterizados. A variação composicional dos grupos identificados pode ser observada na Figura 7.13, a partir dos diagramas bivariantes de NiO, CaO e MnO versus Mg# e NiO versus CaO, indicativos das tendências químicas de cada grupo. A **Tabela 7.3** apresenta os valores estatísticos obtidos para cada população estudada, considerados para confecção dos histogramas.

Tabela 7.3: Composições das populações de olivina estudadas.

	Microcristais		Macrocristais		Megacristais	
	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda
Número de amostras	40	32	27	27	15	15
Média Fo	87.8	85.9	89.5	85.3	88.6	85.2
DP (1 σ)	2.85	1.98	2.65	1.78	3.17	1.1
Máximo	92.5	91.8	92.1	90.2	92	87.1
Mínimo	82.9	80.4	83.5	79.4	83.5	83.2

Os valores de Fo considerando todas as populações variaram entre 79,4 e 92,5, sendo os maiores valores encontrados para os núcleos de micro e macrocristais, que apresentaram médias de 87,8 e 89,5, respectivamente. Há uma distribuição bimodal entre os núcleos e bordas de todas as populações estudadas, sendo os valores iguais ou superiores a Fo₉₀, provavelmente, representativos de xenocristais mantélicos. Os intervalos dos valores de Fo observados para os núcleos dos microcristais foram de 82,9 a 92,5 para os núcleos dos macrocristais, de 83,5 a 92,1 e para os megacristais, de 83,5 a 92,0. Em geral, observa-se o empobrecimento de Mg nas bordas das três populações analisadas. As olivinas têm composição variável entre forsterita e crisólita, cuja molécula predominante também é a forsterita.

Os teores de CaO e MnO são mais empobrecidos nos núcleos dos mega, macro e microcristais, já para o NiO, os núcleos apresentam-se mais enriquecidos (3000 a 3500 ppm), principalmente nos megacristais. Nota-se uma correlação negativa entre os teores de MnO e o Mg#, principalmente para os núcleos das populações de olivina, além de uma correlação positiva entre NiO e Mg#, também observada para os núcleos. Há, em geral, um leve enriquecimento de TiO₂ nas bordas dos micro e megacristais, no entanto, nos macrocristais observa-se leve enriquecimento deste elemento nos núcleos. Para Cr₂O₃, não foi observada distinção nos teores entre núcleos e bordas. Em relação ao Al₂O₃, foi notada diferença apenas nos teores entre núcleos e bordas dos microcristais, em que há enriquecimento deste elemento nas bordas. Para as demais populações, não houve diferença na distribuição de Al₂O₃. As bordas de todos os cristais apresentam enriquecimento em FeO.

O amplo intervalo de valores de Mg# observados reflete a presença de cristais de distintas origens, que se desenvolveram em estágios diferentes durante a evolução do magma kimberlítico. As bordas das três populações de olivina estudadas denotam o equilíbrio destas porções com o fundido kimberlítico, enquanto os núcleos

aparentam possuir uma origem xenocrystalina. Segundo Deer (1992), olivinas com Fo entre 89 e 96 seriam de origem mantélica, enquanto outros autores como Bussweiler et al. (2015) e Shaikh et al. (2018) consideram que olivinas xenocrystalinas possuam Fo>90. Dos 40 núcleos de microcristais analisados, 13 apresentaram Fo>90, dos 27 núcleos de macrocristais analisados, 15 apresentaram Fo>90 e, por fim, 7 das 15 análises de núcleos dos megacristais também denotaram esta condição. Nota-se, portanto, que até 40% das análises de núcleos de olivina seriam indicativas de uma população originada a partir de xenólitos do manto.

Observando-se a variação estatística representada pelos histogramas da Figura 7.12, é possível observar uma tendência bimodal para os núcleos da população de microcristais, em que as maiores frequências podem ser encontradas tanto para os valores de Mg# de 86 quanto 92. Pode-se sugerir, portanto, que esta população não pode ser considerada inteiramente como xenocrystalina. Para os núcleos dos macrocristais e dos megacristais, é possível notar uma tendência melhor delineada para interpretação de que estas populações são constituídas majoritariamente por cristais não cognatos, sendo os valores de Mg# em sua maioria, acima de 90.

A partir dos diagramas bivariantes (Figura 7.13) obtidos para as 3 populações de olivina estudadas, foi possível observar dois *trends* composicionais distintos: xenocrystalais do manto, representados pelos núcleos e fundido kimberlítico, representado pelas bordas. Estes *trends* são similares às tendências de olivinas kimberlíticas descritas por Bussweiler et al. (2015) como *mantle trend* (xenocrystalais mantélicos) e *melt trend* (olivinas cristalizadas a partir de um fundido kimberlítico).

Figura 7.12: histogramas de distribuição de Mg# dos núcleos e bordas das populações de olivina analisadas. As linhas representam o modelo de distribuição gaussiana baseadas nas médias e variâncias calculadas para cada população. **a)** Nota-se uma tendência bimodal para a população de **núcleos dos microcristais**; **b)** As **bordas dos macrocristais** possuem o maior número de amostras com Mg# entre 87 e 89 e os **c) núcleos dos macrocristais**, com valores acima de 90.

Figura 7.12 (continuação): histogramas de distribuição de Mg# dos núcleos e bordas das populações de olivina analisadas. As linhas representam o modelo de distribuição gaussiana baseada nas médias e variâncias calculadas para cada população. **d)** As bordas dos macrocristais apresentam maior número de amostras com Mg# entre 85 e 87; **e)** Os núcleos dos megacristais apresentam Mg# em sua maioria, acima de 90; **f)** As bordas dos megacristais apresentam ampla distribuição de valores de Mg#, sendo os maiores valores observados entre 85 e 86.

Figura 7.13: Diagramas bivariantes de Mg# vs a) NiO, b) CaO e c) MnO e d) NiO vs CaO, refletindo a distribuição composicional dos cristais de olivina da intrusão Pântano. Nota-se que os núcleos das populações compõem o trend mantélico e as bordas das populações o trend do fundido kimberlítico. Dados em porcentagem em massa.

Além dos teores de FeO , NiO , CaO , MnO e FeO , os elementos-traço também possuem um papel importante na diferenciação entre olivinas mantélicas e olivinas cognatas ao fundido. Por ser, geralmente, o primeiro mineral silicático a se cristalizar a partir de magmas gerados no manto, a composição dos elementos-traço em olivina possui potencial para elucidar a história dos processos de fusão e metassomatismo no manto e a história inicial de cristalização desses magmas (Foley et al., 2013).

Embora as concentrações de elementos-traço sejam muito baixas em olivina, a análise de alta precisão de LA-ICP-MS possui limites de detecção adequados para a quantificação destes elementos. Com esta finalidade, foram efetuadas 19 análises pontuais de elementos menores e traços nas mesmas populações de olivina (também em núcleos e bordas) em que foram feitas análises por microsonda eletrônica. Os dados completos, bem como os limites de detecção e erros associados encontram-se nas Tabelas C.I a C.XXV do Apêndice C.

As concentrações detectadas para os elementos P, Rb, Y e REE não apresentaram valores em conformidade com o padrão de qualidade adotado (valores maiores que a incerteza 2σ) ou mantiveram-se abaixo dos limites de quantificação (LQ) do equipamento. Os cristais de olivina apresentam enriquecimento em Ni nos núcleos (>2200 ppm) e os elementos Mn, Ti, V e Sc apresentam enriquecimento nas bordas. Estas características corroboram com a interpretação de que as bordas são indicativas de sobrecrecimentos magmáticos. As bordas da população de megacristais apresentaram enriquecimento em Na e Zr. Para os elementos Co, Cr, Zn e Al, não foram observadas diferenças de concentrações na distribuição entre núcleos e bordas.

Segundo Foley et al., (2013), olivinas mantélicas podem ser distinguidas de olivinas vulcânicas pelas baixas concentrações de Ca (<700 ppm), Ti (<70 ppm), Ni (<2200 ppm) e frequentemente, Cr. Brett et al. (2009) também menciona sobre os elementos Ca e Ti, incluindo Al e Ni como sendo úteis na distinção de olivinas xenocristalinas. Enquanto olivinas do manto peridotítico apresentam médias restritas para os elementos citados, as concentrações em olivinas ígneas tendem a ser mais elevadas (e variáveis), definindo *trends* específicos que podem revelar processos metassomáticos (De Hoog et al., 2010). A Figura 7.14 apresenta os diagramas bivariantes de distribuição de elementos-traço para os cristais de olivina.

A razão V/Sc pode ser utilizada como indicador do estado de oxidação durante a fusão no manto para a população de núcleos de olivina, considerada xenocristalina.

Os elementos V e Sc possuem compatibilidades similares com a estrutura da olivina, porém, em ambientes oxidantes o V pode se encontrar no estado de valência V^{5+} , que possui menor compatibilidade na olivina, reduzindo, portanto, a razão V/Sc (Foley et al., 2013). Os dados das olivinas de Pântano indicam uma fusão em ambiente oxidante (Figura 7.15). Os elementos Ca e Ti podem ser úteis na determinação da natureza do agente metassomático infiltrado no manto, neste caso, porém, aparentemente essa infiltração ocorreu principalmente no fundido kimberlítico. A Figura 7.15 também apresenta o diagrama Ti *versus* Ca que sugere que a entrada de agentes metassomáticos ricos nesses elementos ocorreu nos sobrecrecimentos dos cristais de olivina, representativos da população de olivina cognata ao kimberlito. Os elementos Ca e Ti podem ser representativos de fundidos carbonatíticos de altas pressões (Foley et al., 2013), ou para o caso específico da intrusão Pântano, o enriquecimento em Ti pode estar relacionado ao processo de contaminação crustal.

Fundidos de piroxenitos derivados a partir de crosta oceânica reciclada podem ser reconhecidos em olivinas vulcânicas pelas correlações de Mn, Al, Sc e Co em adição ao Ni (Foley et al., 2013), enquanto granada peridotitos, espinélio peridotitos e granada-espinélio peridotitos podem ser reconhecidos a partir de correlações de Li, Mn, Zn, Co, Cu, Ni *versus* Fo (De Hoog et al., 2010). Nos gráficos bivariantes dos elementos Mn, Zn, Co e Ni (Figura 7.15) *versus* Fo, observa-se que os núcleos xenocristalinos estão inseridos principalmente nos campos dos espinélio peridotitos, embora para alguns elementos, haja correlação também com os campos dos granada peridotitos.

Figura 7.14: Diagramas bivariantes Ni vs **a)** Co, **b)** Sc, **c)** Al e **d)** Mn. Campos de kimberlitos e lamproitos de Foley et al. (2013); **e)** Diagrama bivalente Ni/Co vs Mg#. Valores Ni/Co maiores que 20 podem indicar fracionamento (Sobolev et al., 2007); **f)** Diagrama bivalente Ni vs 100*Mn/Fe. Os campos indicam mistura entre peridotitos e piroxenitos que são originados pela reciclagem de crosta oceânica (Sobolev, 2007).

Figura 7.15: **a)** Diagrama Ni vs V/Sc utilizado para caracterização do estado de oxidação durante a fusão (Foley et al., 2013). Os núcleos das olivinas indicam fusão em ambiente oxidante; **b)** Composição de núcleos de olivina em relação a Ca vs Ti como indicador da natureza do agente metassomático na fonte mantélica; Diagramas bivariantes Fo (% em massa) vs **c)** Mn **d)** Zn **e)** Co **f)** Ni. Campos de granada peridotito, granada-espinélio peridotito e espinélio-peridotito e linha do manto primitivo de De Hoog et al., (2010).

7.3.2 Monticelita

A monticelita é um mineral petrograficamente muito semelhante a olivina forsterítica, sendo geralmente diferenciada pelas dimensões (0,02-0,04 mm) e baixa birrefringência. A distinção desta fase mineral é possível apenas a partir de MEV e microsonda eletrônica. Apesar de as dimensões de monticelita serem muito reduzidas, as análises foram efetuadas em núcleos, zonas intermediárias e bordas dos grãos. Foram realizadas 14 análises de monticelita na intrusão Pântano.

Segundo Deer et al. (1992), a monticelita possui uma estrutura molecular semelhante à da olivina, nas quais os íons de Ca ocupam as posições octaédricas situadas nos planos de reflexão paralelos a (001) e os íons de Mg ocupam as posições octaédricas localizadas nos centros de simetria. Podem ocorrer ocasionais substituições de Ca e Mg por Fe^{2+} , mas a maior parte das monticelitas não se afastam de maneira significativa da composição ideal CaMgSiO_4 .

A fórmula estrutural das monticelitas foi calculada na base de 4 átomos de oxigênio e possuem valores similares àqueles encontrados para monticelitas de outros kimberlitos da província (Araújo et al., 2001; Melluso et al., 2008; Guarino et al., 2013). A Figura 7.16 apresenta a composição dos cristais de monticelita da matriz.

Os valores de Mg# das monticelitas varia entre 76,2 e 81,2. Devido à dimensão dos cristais de monticelita (menores do que a dimensão do *spot* do *laser*), foi possível efetuar apenas uma análise de LA-ICP-MS em monticelita. A análise demonstrou enriquecimento principalmente para os elementos Al, Ti e Mn, com concentrações de 13.263 ppm, 1.048 ppm e 2.937 ppm respectivamente, refletindo provavelmente, alguma inclusão de outra fase mineral. Diferentemente dos demais cristais de olivina analisados, os valores encontrados para os elementos Ba, Rb, Sr, Y, Nb, Zr e para os elementos terras raras, ficaram acima do padrão de qualidade utilizado (incerteza 2-sigma), de modo que há um leve enriquecimento destes elementos na monticelita.

7.3.3 Mica

Foram efetuadas 49 análises por microsonda eletrônica para as populações de micas observadas como macro e microcristais, ou sob forma poiquilítica nas rochas da intrusão Pântano. Do total de análises, 29 foram efetuadas em cristais bem formados e outras 20 foram feitas em zonas dispersas das micas poiquilíticas da

matriz, no tipo petrográfico flogopita kimberlito. As análises foram efetuadas nos diferentes tipos de zonamento detectados para os cristais, na tentativa de caracterizar cada horizonte cristalino estudado. As populações analisadas foram:

- Núcleos dos microcristais;
- Zonas intermediárias dos microcristais;
- Bordas dos microcristais;
- Núcleos dos macrocristais;
- Zonas intermediárias dos macrocristais;
- Bordas dos macrocristais;
- Zonas centrais de flogopita poiquilítica da matriz

A classificação de Rieder et al. (1998), baseia-se na composição química das micas e incorpora generalizações derivadas de determinações da estrutura do mineral. Se há apenas dados químicos disponíveis, o procedimento recomendado para o cálculo da fórmula estrutural, conforme Rieder et al. (1998), é descrito a seguir:

- i. Se há uma determinação confiável do conteúdo de H_2O , a fórmula deve ser com base em 12 O mais os átomos de F;
- ii. Se não houver nenhuma determinação de H_2O , como em análises obtidas através de microsonda, um grupo idealizado de ânion deve ser assumido e a fórmula deverá ser baseada em 22 cargas positivas;
- iii. Se não houve determinação de H_2O e há razões para suspeitar que ocorreu oxidação do Fe na mica, o que causa desprotonação do grupo dos ânions, a fórmula deve ser fundamentada em 22 cargas positivas +z, onde z é a quantidade de Fe^{3+} .

Desta maneira, a fórmula estrutural das flogopitas foi calculada utilizando-se 22 átomos de oxigênio, seguindo-se também as recomendações de Brod et al. (2001). As micas da intrusão Pântano classificam-se composicionalmente como flogopita, uma vez que ambas as populações estudadas possuem relação Mg:Fe superior a 2:1 (principalmente para a mica poiquilítica), situando-se em uma região próxima da flogopita-tetraferroflogopita, conforme demonstrado no diagrama ternário Al-Mg-Fe (Figura 7.17).

A população de macro e microcristais possui enriquecimento em TiO_2 em relação a poiquilítica, com teores variáveis de 0,8 a 5,1% em massa. Nota-se que os

microcristais possuem um ligeiro enriquecimento de TiO_2 nas zonas intermediárias e as bordas dos macrocristais possuem empobrecimento em relação às demais populações de cristais, que possuem média de 3,6% para este elemento. A flogopita poiquilítica possui teores de TiO_2 entre 0,12 e 1,41%, ou seja, empobrecida em relação aos macro e microcristais, o que é um padrão anômalo para as micas kimberlíticas que, em geral, possuem enriquecimento em TiO_2 .

Os teores de Al_2O_3 e FeO são também diferenciados entre ambas as populações estudadas, sendo os macro e microcristais mais enriquecidos em Al_2O_3 e a população poiquilítica, enriquecida em FeO (7,85 a 13,87%). Algumas análises de flogopita poiquilítica apresentaram empobrecimento neste elemento em relação aos valores encontrados para os cristais. Nota-se um empobrecimento no teor de Al_2O_3 observado nas bordas dos macrocristais e um enriquecimento de FeO nos núcleos, zonas intermediárias e bordas dos macrocristais em relação aos microcristais. Os cristais apresentam uma média de Al_2O_3 de 12,09%, já a população de flogopita poiquilítica, uma média de 6,86% para este elemento, além de maiores teores encontrados também para os elementos F e Na_2O .

A Figura 7.18 apresenta os gráficos Al_2O_3 , Na_2O , BaO , F e Mg# *versus* TiO_2 , que ilustram as diferenças composicionais observadas para as populações de flogopita. Observando-se os valores de TiO_2 e Al_2O_3 , é possível notar que os *trends* encontrados não coincidem com os *trends* clássicos de evolução de micas em kimberlitos e orangeitos apresentados por Mitchell (1995). As populações de macro e microcristais de micas da intrusão Pântano, quando comparadas às ocorrências de kimberlitos e kamafugitos da PAAP (campos de Araújo et al., 2001), localizam-se majoritariamente no campo dos uganditos (ou kamafugitos) descritos para a província.

As composições obtidas não se assemelham com as descrições de micas kimberlíticas e lamproíticas de outros autores como Shaikh et al. (2018), Giuliani et al. (2016) e Reguir et al., (2009), embora estes autores não tenham descrito fase poiquilítica em suas rochas. Um dos fatores responsáveis pela inexistência desta correlação com outras micas kimberlíticas é o enriquecimento em Ti e o empobrecimento em Cr. A Figura 7.18 apresenta os campos utilizados por Giuliani et al. (2016) para a discriminação das seguintes populações de flogopita encontradas em kimberlitos: xenólitos de granada peridotito metassomatizados, matriz kimberlítica e xenólitos mantélicos alto Ti e Cr. A partir dos diagramas, observa-se que principalmente os núcleos e zonas intermediárias dos macrocristais estão inseridos

no campo dos xenólitos mantélicos alto Ti e Cr. As análises de bordas dos macrocristais não apresentam um *trend* específico, porém a maioria delas possui enriquecimento em Ti.

Os microcristais, principalmente os núcleos, apresentam-se nos campos de flogopita kimberlíticas encontrado para uma 2ª geração desta população descrita para kimberlitos por Kargin et al. (2019). Esta população se caracteriza principalmente pelos altos teores de TiO_2 (>2%) e Cr_2O_3 (>1%) e valores de Mg#, em geral, inferiores a 92. Nenhuma das análises de flogopita da intrusão Pântano apresentou Mg# acima de 90, o que não contribui para hipótese de que as populações sejam oriundas do manto.

Para as populações mais enriquecidas em TiO_2 (que plotam além dos campos dos xenólitos mantélicos alto Ti e Cr de Giuliani et al., 2016), que é o caso de quatro análises de microcristais (dois núcleos, uma zona intermediária e uma borda) e uma borda de macrocristal, acredita-se que estas tenham se cristalizado em equilíbrio com o líquido kimberlítico hospedeiro ou podem ser produtos da interação do magma kimberlítico com rochas mantélicas em profundidade. Esta hipótese foi também sugerida por Kargin et al. (2019) para a população de 2ª geração de flogopita, que é caracterizada pelas bordas e sobrecrecimentos nos cristais da 1ª geração. A flogopita poiquilítica não apresenta similaridade com nenhuma das populações de mica descritas para kimberlitos, o que leva a crer que esta é um produto da interação entre a crosta e o fundido kimberlítico.

Conceição et al. (2019) descreve uma população de flogopita intersticial na matriz em um kimberlito hipoabissal de assembleia mineralógica similar a da intrusão Pântano, no entanto, as composições não são similares em termos de TiO_2 , Al_2O_3 e Cr_2O_3 , embora sejam semelhantes nos teores de FeO.

Figura 7.16: Composição dos cristais de monticelita da matriz da Intrusão Pântano no sistema $\text{Ca}_2\text{SiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$. Campos da Província Alcalina Alto Paranaíba (PAAP) de Melluso et al. (2018), Araújo et al. (2001), Meyer et al. (1994) e Guarino et al. (2013).

Figura 7.17: Diagrama ternário representativo da composição dos macro e microcristais de flogopita no sistema Al-Mg-Fe. Campo dos kimberlitos da PAAP de Melluso et al. (2008), Araújo et al. (2001), Meyer et al. (1994) e Guarino et al. (2013).

Figura 7.18: Diagramas bivariantes de macro e microcristais e flogopita poiquilítica da matriz. Campos de a): sem preenchimento (Mitchell, 1995); campos preenchidos Ki: kimberlitos; Ug: uganditos; Ma: mafuritos da PAAP (Araújo, 2001). Campos de b) a f): xenólitos de granada peridotito metassomatizados (M); matriz kimberlítica (K) e xenólitos mantélicos alto Ti-Cr (Hti) de Giuliani et al. (2016). Campos pontilhados de distintas populações de flogopitas kimberlíticas (Kargin et al., 2019).

As análises de LA-ICP-MS indicam que os núcleos dos microcristais representam a população que possui o maior enriquecimento em Cr, com uma média de 4.272 ppm (aproximadamente 0,62% em Cr_2O_3). Em geral, as bordas são empobrecidas neste elemento, embora uma análise de borda de microcristal tenha apresentado um valor de 10.480 ppm (1,53% em Cr_2O_3). A maioria das análises de Cr para flogopita poiquilítica apresentaram valores abaixo do padrão de qualidade adotado (2σ), para os resultados que puderam ser utilizados, foram encontradas concentrações com uma média de 285 ppm.

Alguns cristais apresentaram análises com altas concentrações de Ba, sendo os maiores valores detectados para as bordas dos micro e macrocristais (544 a 16.904 ppm). As concentrações de Ba encontradas para flogopita poiquilítica são bastante variáveis, com valores entre 10 a 5.874 ppm. As concentrações de Cr e Ni não apresentam valores similares àqueles já descritos para outros kimberlitos da literatura que apresentam, em geral, concentrações mais elevadas para estes elementos. Reguir et al. (2009) encontrou valores de $\text{Cr} > 12.030$ ppm e $\text{Ni} > 1.600$ ppm para kimberlitos em outras localidades do mundo, no entanto, outros autores como Giuliani et al. (2016), já descreveram suítes empobrecidas em Cr (bordas de microcristais e cristais da matriz).

Há enriquecimento nas concentrações de Mn em todas as populações estudadas, além de enriquecimento também dos elementos Sr, Sc e Cs principalmente nas bordas dos cristais e em algumas análises de flogopita poiquilítica.

8. Discussões

8.1. Distintas populações de xenólitos, xenocristais, antecristais e cristais cognatos

A composição do manto superior tem implicação direta na formação de magmas de naturezas distintas, de basálticos a alcalinos. Os fragmentos do manto superior são transportados em magmas básicos a ultrabásicos, sobretudo magmas alcalinos como kimberlitos, lamproítos e lamprófiros, além de membros da série dos basaltos alcalinos, nefelinitos e melilitos (Nixon 1987; Mitchell, 1986).

Magmas primários em equilíbrio com mineralogia típica do manto superior (olivina + ortopiroxênio + clinopiroxênio +- granada +- espinélio) devem ter alto número de Mg ($Mg\# > 0.7$), alto Ni ($> 400-500$ ppm), alto Cr (> 1000 ppm) e SiO_2 inferior a 50%, mas ocorrem casos de magmas derivados de regiões mantélicas metassomatizadas, aonde esses critérios já não podem ser aplicados (Wilson, 1989). Os peridotitos contêm abundante olivina e quantidades menores e variáveis de ortopiroxênio e clinopiroxênio, podendo apresentar fases aluminosas como plagioclásio, espinélio ou granada e representam o tipo de rocha mais abundante no manto (Pearson et al., 2003).

Para o caso das olivinas, os critérios para que estas sejam discriminadas como oriundas de peridotitos do manto são (e.g., Arndt et al., 2010; Brett et al., 2009; Bussweiler et al., 2015; Foley et al., 2013; Kamenetsky et al., 2008):

- Mg# maior ou igual a 0,90
- NiO maior ou igual a 0,3 wt% (~2350 ppm)
- MnO menor ou igual a 0,15 wt% (~1160 ppm)
- CaO menor ou igual a 0,1 wt% (~715 ppm)

Esses filtros devem excluir as olivinas magmáticas que se apresentam tanto como bordas quanto como cristais cognatos/fenocristais (Arndt et al., 2010; Brett et al., 2009; Bussweiler et al., 2015; Howarth and Taylor, 2016; Kamenetsky et al., 2008) e também olivinas pertencentes a suíte megacristalina pobre em Cr (Moore, 2012; Moore & Costin, 2016).

Considerando os filtros mencionados, as análises químicas das populações de olivina permitiram a distinção entre dois *trends*: os núcleos, com zonamentos normais, abruptos, representativos de xenocristais do manto e as bordas, interpretadas como cognatas ao fundido kimberlítico. As características químicas observadas para os núcleos, tais como teores de Fo (>89), Ni, Al, Ca e Cr corroboram com a hipótese de que esta população seja oriunda do manto, conforme já foi descrito por uma série de autores (Brett et al., 2009; Bussweiler et al., 2015; Ammanatti et al., 2016; Shaikh et al., 2018).

De acordo com a Figura 7.15, nota-se que os núcleos de olivina estão inseridos principalmente nos campos dos espinélio peridotitos, definindo, portanto, a origem xenocristalina mantélica desta população. Outros cristais de olivina foram interpretados como oriundos da desagregação de cristais maiores, como macro e megacristais peridotíticos. A Figura 8.1 demonstra que alguns núcleos plotam nos campos dos granada peridotitos, o que é observado principalmente para os microcristais.

Em relação aos núcleos de olivina mais ricos em Fe ($\text{Fo}_{82,9-84,9}$), acredita-se que os mesmos sejam antecristais, geneticamente relacionados ao fundido kimberlítico, porém, formados em um estágio inicial do magmatismo, conforme já foi cogitado por outros autores (Howarth & Taylor, 2016; Kamenetsky et al., 2014; Kopylova et al., 2009; Moore & Belousova, 2005; Shaikh et al., 2018). Uma outra possibilidade para origem destes núcleos seria a cristalização a partir de um pulso inicial do magmatismo kimberlítico.

Para as populações de flogopita, a interpretação se torna mais complexa, pois as composições desta fase mineral encontradas para intrusão Pântano não se encaixam perfeitamente em nenhum modelo já descrito para outros kimberlitos na literatura. Para a população de flogopita poiquilítica da matriz, nota-se uma similaridade com as flogopitas de tipos kimberlíticos contaminados descritos por Caro et al. (2004). O enriquecimento em Ti dos macro e microcristais sugere que estes estejam relacionados ao fundido kimberlítico.

A Figura 8.2 apresenta o gráfico bivalente em que constam os campos composicionais de flogopitas em kimberlitos contaminados em relação a seus teores de Al_2O_3 e TiO_2 . Os referidos campos foram apresentados por Caro et al. (2004), que descreveram kimberlitos contaminados em maior grau representados pela associação de flogopita, melilita e diopsídio e os kimberlitos contaminados em menor grau pela

associação de flogopita, monticelita e serpentina. Adicionalmente, o gráfico apresenta os campos e o *trend* de flogopita descritos para intrusão Pântano por Meyer et al. (1991) e observa-se que as populações de flogopita estudadas no presente trabalho acompanham o *trend* e os campos descritos pelo autor.

Nota-se que as composições de flogopita poiquilítica da intrusão Pântano plotam no campo dos kimberlitos com menor grau de contaminação. As populações de cristais não estão inseridas nos campos de kimberlitos contaminados, apresentando mais um indício de que estes podem ter sido gerados no fundido kimberlítico, caracterizando estas populações como cognatas. Os zonamentos complexos observados em flogopita podem ser representativos de diferentes pulsos kimberlíticos, levando à geração dos antecristais, ou podem estar relacionados a interação do fundido com fluídos mantélicos metassomatizados.

A interação do fundido kimberlítico com peridotitos metassomatizados ricos em mica, pode levar a formação de novos minerais como a flogopita, evidenciando metassomatismo modal (Nannini, 2016). No entanto, as populações de cristais de flogopita da intrusão Pântano, se associadas a “xenocristais mantélicos clássicos”, assemelham-se de maneira mais coerente às micas da suíte MARID (Dawson, 1977) por possuírem baixo Cr, Mg# entre 82 e 88 e porque esta suíte é representativa de rochas que cristalizaram em um magma similar ao kimberlítico, em um ambiente oxidante do manto superior. Como nenhum dos cristais de flogopita apresenta Mg#>92, não é possível afirmar que estes seriam oriundos de um manto peridotítico. Para análise de flogopita que apresentou concentração de Cr acima de 10.000 ppm, associada ao alto teor de Ti, esta poderia se encaixar como oriunda de xenólito mantélico de alto Ti e Cr (conforme citado na Seção 7.3.3) do campo descrito por Kargin et al (2019).

Figura 8.1: Diagrama bivalente Al vs Mn identificando os campos dos granada peridotitos, granada espinélio-peridotitos e espinélio peridotitos. Campos de De Hoog et al. (2010).

Figura 8.2: Diagrama bivalente Al_2O_3 vs TiO_2 (% peso) com os campos representativos de kimberlitos com maior e menor grau de contaminação e trends das populações de flogopita encontrados por Meyer et al. (1991), que corroboram com as populações encontradas nas análises do presente trabalho. Os kimberlitos mais contaminados possuem flogopita associada a melilita e diopsídio e os menos contaminados flogopita associada a monticelita e serpentina (Caro et al., 2004).

8.2 Estimativa de magma kimberlítico sem a influência de xenocristais

Conforme apresentado nas seções anteriores, foram identificadas diversas populações de olivina, que podem ser classificadas, em grande parte, como xenocristais. No passado, acreditava-se que os macrocristais anédricos de olivina representariam xenocristais derivados do manto, enquanto cristais euédricos deste mineral na matriz representariam fenocristais (Mitchell, 1986), no entanto, essa perspectiva foi modificada nas duas últimas décadas (Brett et al., 2009; Bussweiler et al., 2016).

Para a intrusão em estudo, a partir da combinação de critérios petrográficos e de química mineral, uma porcentagem muito representativa das olivinas (de 16 a 33% em volume deste mineral na rocha) pode ser considerada representativa de xenocristais. Logo, estas populações devem ser descontadas (deixando as bordas, consideradas cognatas) no cálculo estimado de um possível fundido kimberlítico originador da intrusão Pântano. Sparks (2013) mostra que o caráter híbrido dos kimberlitos ocorre desde os seus estágios mais profundos de formação, quando assume-se que líquidos carbonatíticos ricos em CO₂ reagem progressivamente com reservatórios mantélicos, consumindo ortopiroxênio e levando ao enriquecimento do líquido em SiO₂ e MgO. Desta maneira, entende-se que estas estimativas ainda sejam representativas de um magma híbrido e, portanto, possuem limitações.

Apesar de serem rochas híbridas, kimberlitos habissais não passaram por processos significativos de degaseificação ou de brechamento, muito menos por estágios explosivos (Cas et al., 2008). Assim, a reconstituição proposta pretende eliminar das composições de rocha total apenas as proporções volumétricas que são representativas de xenocristais e xenólitos. Este tipo de estudo já foi aplicado para outras ocorrências, como nos estudos de Patterson et al. (2009), Kjarsgaard et al. (2009), Howarth et al. (2011), Guarino et al. (2013) e Soltys et al. (2018). Adicionalmente ao que foi apresentado nos trabalhos mencionados, a presente dissertação inclui o cálculo para os elementos-traço, utilizando-se o mesmo balanço de massa considerado para elementos maiores e menores.

A partir das análises de imagem descritas na seção 6.2.1, obteve-se uma estimativa da percentagem de megacristais, macrocristais e microcristais de olivina, a fase mineral dominante na intrusão. Tais análises de imagem englobaram também alguns macrocristais de flogopita, considerando uma estimativa de que 2% dessa

população seria de origem xenocrystalina. Descontando-se a porcentagem das populações de olivina e flogopita consideradas representativas de xenocristais, foi realizado um balanço de massa para o cálculo de um possível líquido kimberlítico primitivo (Tabela D.I, Apêndice D). O cálculo foi realizado através da aplicação da equação II (Ubide et al., 2012):

$$\text{II)} \quad \text{CRTi} = \text{CMti} (1 - \Sigma v) + \Sigma (\text{CMgi} + v)$$

onde, **CRTi**, **CMti** e **CMgi** são as concentrações do elemento i na rocha total, na matriz e nos mega/macrocrystalais, respectivamente, e v é o volume modal dos megacrystalais de flogopita e olivina. Desta forma, a equação aplicada (equação III) para as rochas da intrusão Pântano é:

$$\text{III)} \quad \frac{\text{CMti} = \text{CRTi} - \text{COI} \times \text{vOI} - \text{CPhI} \times \text{vPhI}}{(1 - \text{vOI} - \text{vPhI})}$$

A composição deste líquido foi comparada com a possível composição de líquidos de outros kimberlitos hipoabissais da literatura. As composições estimadas para os possíveis magmas kimberlíticos apresentam menores quantidades de SiO₂, MgO e Fe₂O₃, sendo o empobrecimento mais expressivo dado pelo teor de MgO. A Figura 8.3 apresenta a variação da composição calculada para os fundidos de Pântano comparativamente aos fundidos da literatura calculados (Patterson et al., 2009; Kjarsgaard et al., 2009; Soltys et al., 2018) em relação aos elementos MgO, SiO₂ e FeO. Os maiores enriquecimentos do possível fundido kimberlítico em relação a rocha total são de TiO₂, Al₂O₃, CaO e K₂O, com os respectivos valores de 7%, 3,2%, 15% e 3,5%. A partir desta composição, segundo a classificação de Foley et al. (1987), o magma gerador da intrusão Pântano pode ser considerado como ultrapotássico, ou seja, de afinidade kamafugítica.

Nos estágios finais de cristalização, já em regiões próximas à superfície, a monticelita torna-se a fase silicática dominante (Mitchell, 2008). A ocorrência de monticelita com perovskita na matriz indica que o magma possuía atividade de sílica muito baixa do sistema (Carmichael et al., 1970), com teores elevados de cálcio, ferro e titânio.

A Figura 8.4 apresenta o diagrama box and whisker para fundidos de kimberlitos, orangeitos e olivina lamproitos mundo afora (Pearson, 2019) comparados aos fundidos calculados para intrusão Pântano. Nota-se que em relação aos fundidos das demais ocorrências, o teor de TiO_2 é mais elevado para o possível fundido da intrusão Pântano, sendo também notáveis as diferenças entre o teor de MgO . De maneira geral, o fundido da intrusão assemelha-se melhor aos fundidos de olivina lamproitos. Neste diagrama também foi plotado o ocelo descrito por Meyer (1991). Segundo o autor, esta análise seria representativa de uma porção da rocha com ocelo e flogopita abundante, ou seja, representativa de um fundido contaminado. Observa-se que em relação aos fundidos da intrusão Pântano, o ocelo possui maiores teores de SiO_2 e Al_2O_3 , o que sugere a interação do líquido kimberlítico com uma componente crustal enriquecida nestes elementos.

O TiO_2 ocorre em altas concentrações nos magmas alcalinos e em flogopitas de leucititos, melilititos e lamproitos (Mitchell & Bergman, 1991; Mitchell, 1995). Para o caso do fundido de Pântano, esse enriquecimento pode estar associado aos altos valores de TiO_2 encontrados para as flogopitas e à distribuição de perovskita encontrada no kimberlito.

A Figura 8.5 ilustra a composição de elementos-traço para o quartzito encaixante da intrusão Pântano, para as amostras de kamafugitos e kimberlitos da PAAP normalizadas por condritos, além das composições de rocha total e dos líquidos calculados para intrusão, descontando-se as fases xenocristalinas. Nota-se pela Figura 8.5a que kimberlitos e kamafugitos possuem enriquecimento em elementos-traços bastante semelhantes. A Figura 8.5b denota que os kamafugitos são mais enriquecidos em Cs e Eu e não possuem anomalia negativa em P, porém as distribuições químicas para os outros elementos são muito similares. Os líquidos calculados para intrusão Pântano apresentaram aumento principalmente nas concentrações de La e Ce.

Figura 8.3: Comparação dos fundidos calculados para Pântano e outros fundidos calculados na literatura (Patterson et al., 2009; Soltys et al., 2018) em termos de SiO_2 , MgO e FeO . Os campos representam amostras de kimberlitos afaníticos (cinza) e de kimberlitos macrocristalinos (Le Roex, 2003). As linhas representam os trends das suítes, onde a mudança na inclinação aproxima a composição do magma parental, de acordo com Le Roex (2003).

Figura 8.4: Diagramas box and whisker para fundidos de kimberlitos, orangeitos e olivina lamproitos mundo afora comparados ao fundido da intrusão Pântano. A barra central indicada nas caixas é a mediana do valor e as linhas rosadas indicam a média e intervalos das composições dos fundidos primários. O círculo verde representa o ocelo de Meyer (1991), considerado como vidro contaminado descrito na intrusão Pântano. Diagrama modificado de Pearson et al. (2019). Observa-se que a composição do fundido da intrusão Pântano possui maiores semelhanças aos fundidos de olivina lamproitos.

Figura 8.5: **a)** Padrão de variação de elementos terras raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984). **b)** Padrão de variação de elementos terras raras normalizados pelo manto primitivo de McDonough and Sun (1995). Os diagramas apresentam dados para as rochas da intrusão Pântano, seus fundidos calculados e seu quartzito encaixante e para kimberlitos e kamafugitos da Província Alcalina Alto Paranaíba (PAAP). Dados da PAAP compilados de Melluso et al. (2008) e Guarino et al. (2013).

O critério de classificação entre kimberlitos e kamafigitos é predominantemente mineralógico, sendo tal classificação dada pelas proporções modais e composicionais encontradas nas rochas (Le Maitre, 2002). Os kamafigitos são caracterizados pela presença de melilita, kalsilita e leucita, sendo que a leucita foi descrita para intrusão Pântano por Danni e Scartezini (1990).

Através das composições calculadas é possível fazer algumas inferências acerca da pressão de geração e temperatura dessas rochas. Ao ser plotada a composição de dos fundidos de Pântano no diagrama MgO/CaO vs SiO_2/Al_2O_3 baseado em Gudfinnson e Presnall (2005), é possível estimar uma pressão para geração desse magma a partir da fusão de um peridotito carbonatado de pouco mais de 5GPa (Figura 8.6). Foram consideradas neste gráfico apenas as amostras menos contaminadas (Kmtc), que plotam no campo dos kimberlitos da PAAP.

À título de comparação com os líquidos obtidos da intrusão Pântano no presente trabalho, foi feito o cálculo do possível líquido gerador do “leucitito” de Pântano (Danni e Scartezini, 1990) e das rochas analisadas por Meyer et al. (1991), descontando-se as porcentagens de olivina xenocristalina descrita pelos autores. As composições obtidas pelo trabalho de Meyer et al. (1991) são muito similares às obtidas no presente trabalho, o que é coerente, já que foram descritos tipos petrográficos similares em ambos os estudos. O fundido obtido para o leucitito, descontando-se as porcentagens de olivina de 24,8% e 27,9% apresentaram composições que sugerem um maior grau de contaminação para estas rochas. A Figura 8.7 apresenta as composições dos fundidos de Pântano e do leucitito no diagrama MgO/CaO vs SiO_2/MgO de Sparks et al. (2009), aonde é possível notar que os leucititos são, realmente, mais contaminados, corroborando com a hipótese de que a leucita seria formada a partir de contaminação crustal. Adicionalmente, foram plotadas as amostras da intrusão Pântano descritas por Guarino et al. (2013) e Carlson et al. (1996). Ambas as amostras estão inseridas no campo de kimberlitos enriquecidos em sílica, conforme ocorre para as amostras do tipo petrográfico Kmtc.

Complementarmente aos gráficos apresentados para os fundidos calculados, a Figura 8.9 apresenta o diagrama de C.I. versus $\ln Si/Al$ utilizado por Kjarsgaard et al. (2009) para separação de kimberlitos contaminados dos não contaminados crustalmente. Observa-se que as amostras do tipo petrográfico monticelita kimberlito plotam no campo “sem contaminação”, enquanto as amostras dos tipos flogopita e diopsídio juntamente com as do leucitito, apresentam um *trend* na direção da região

aonde estariam plotadas as composições das possíveis rochas encaixantes (quartzito do presente trabalho, filito de Saar, 2009 e granito de Lima, 2019).

Razões de elementos-traços também são úteis na distinção de processos de contaminação. A Figura 8.10 apresenta o diagrama de C.I. vs Rb/Sr ilustrando os diferentes graus de contaminação observados para os tipos monticelita, flogopita e diopsídio. É possível notar que o tipo monticelita é o menos contaminado, seguido pelos tipos flogopita e diopsídio. Essas diferenças corroboram com as composições encontradas para flogopita poiquilítica, que estaria associada a um menor grau de contaminação. A Figura 8.9 ilustra que a maioria das amostras da intrusão Pântano plotam no campo indicativo de contaminação crustal (Le Roex, 2003).

Figura 8.6: Diagrama de Gufinnson e Presnall (2005) para estimativa de pressão de geração do fundido de Pântano a partir da fusão de um peridotito carbonatado. Foram considerados apenas os fundidos calculados interpretados como menos contaminados (Kmtc). Campos de kamafugitos, flogopita picritos e kimberlitos da PAAP. Modificado de Guarino et al. (2013).

Figura 8.7: Diagrama MgO/CaO versus SiO₂/MgO para as rochas de Pântano classificadas como kimberlito (este trabalho, Meyer et al. 1991, Carlson et al. 1996 e Guarino et al., 2013) e classificadas como leucitito (Danni e Scar tezini, 1990). O ocelo trata-se do vidro descrito por Meyer et al. (1991). Campos e trends de Sparks et al. (2009) apresentando evidências de contaminação crustal.

Figura 8.8: Diagrama bivalente do índice de contaminação crustal (C.I.) *versus* $\ln \text{Si/Al}$. Campo de “sem contaminação crustal” de Kjarsgaard et al. (2009). Mesma simbologia da Figura 8.7. Kdiop: diopsídio kimberlito; Kphl: flogopita kimberlito; Kmtc: monticelita kimberlito. Nota-se *trend* indicativo de contaminação crustal (em direção às encaixantes) dos diferentes tipos petrográficos observados para intrusão Pântano e para o leucitito (Danni e Scartezini, 1990).

Figura 8.9: Diagrama C.I. (contaminação crustal) *versus* Rb/Sr ilustrando as composições dos diferentes tipos petrográficos da intrusão Pântano em relação aos níveis de contaminação crustal. Nota-se que o tipo menos contaminado possui menor C.I. e menor razão Rb/Sr. Kmtc: monticelita kimberlito; Kphl: flogopita kimberlito; Kdiop: diopsídio kimberlito.

Figura 8.10: Diagrama Gd/Lu versus SiO₂ ilustrando o decaimento da razão Gd/Lu em amostras contaminadas. Campos e trend de contaminação crustal de Le Roex et al. (2003). Nota-se diferenças composicionais entre os diferentes tipos petrográficos classificados para intrusão.

8.3 Evidências de processos de sistema aberto e contaminação crustal

Os processos de mistura tendem a ser intensificados pela combinação de fenômenos físicos e químicos. A atuação de fatores dinâmicos, embora ocorra também em câmaras magmáticas, tende a ser mais efetiva durante a ascensão e transporte dos magmas a níveis crustais mais rasos (Blake e Campbell, 1986; Zorpi et al., 1989; Collins et al., 2000). Aspectos mineralógicos e geoquímicos fornecem evidências de que a intrusão Pântano passou por processos de contaminação crustal. Em termos de petrografia, é possível observar diversas feições e texturas que sugerem a ocorrência de processos ocorridos em sistema aberto:

- Enclaves magmáticos com borda de reação com diopsídio e flogopita (Figura 7.5) sugerem que houve interação de um líquido magmático com material externo, evidenciando um processo de *mingling*. Observa-se “trilhas” de diopsídio ao redor dos xenólitos crustais, indicando tanto o fluxo magmático quanto a reação entre a matriz kimberlítica e o material crustal;

- Substituição de monticelita por diopsídio indicativa da adição de sílica ao sistema (Figura 7.2l);

- Xenólitos quartzíticos apresentam feições sugestivas de fusão parcial e reação com o magma ultrabásico. No interior dos xenólitos observa-se espurrita (figuras 7.6a e b), mineral relacionado ao metamorfismo de contato entre líquidos carbonáticos e rochas silicáticas. Ocorrências deste mineral em rochas de afinidade kimberlítica com contaminação crustal não são comuns, porém são bem documentadas as ocorrências de espurrita em hornfels, skarns e rochas cálcio-silicáticas (Reverdatto, 1970; Zhang et al., 2013) devido a metamorfismo de contato;

- Corrosão dos cristais de olivina (textura do tipo *embayment*), além de olivinas parcialmente ou completamente serpentinizadas, principalmente nas regiões circundantes aos xenólitos crustais (Figura 7.2c);

- Perovskitas parecem ser “capturadas” por um líquido que é gerado, aparentemente, a partir da fusão de xenólitos crustais. Esta “captura” de cristais ao redor dos xenólitos sugerem que ocorreu fusão parcial dos xenólitos crustais;

- Pseudomorfos de leucitas (Figura 7.3e) são descritas nas zonas consideradas como contaminadas (tipo flogopita kimberlito), aonde é possível encontrar cristais de olivina desagregados, xenólitos crustais, além de material vítreo. A ocorrência de pseudomorfos de leucita, várias destas às bordas de xenólitos crustais sugere

interação do magma kimberlítico com uma rocha que teria feldspatos em sua composição, como por exemplo, granitoides que ocorrem na região;

- Regiões com altas porcentagens de flogopita poiquilítica (com composições diferenciadas das observadas para os macro e microcristais) sugerem que houve assimilação de xenólitos no líquido kimberlítico, como descrito por Caro et al. (2004);

- São observadas diferentes feições de matriz a depender dos tipos petrográficos das rochas descritas. Claras diferenças podem ser notadas em porções aonde são descritos xenólitos crustais (matriz amarelada e possivelmente com algum componente vítreo com flogopita ou matriz escura com finos cristais de diopsídio) e no tipo monticelita (menos contaminada, que apresenta matriz escura e homogênea).

- Segundo Danni & Scartezini (1990), no interior do corpo intrusivo, em meio a um espesso solo argiloso, afloram blocos métricos de silexites representativos de restos de teto da intrusão. Localmente, também são encontrados filitos aonde observa-se perturbações nas atitudes das foliações, além da ocorrência de silicificação de origem hidrotermal. Estas são evidências de que houve interação da intrusão com uma rocha rica sílica e com um filito, possivelmente do Grupo Canastra.

Conforme descrito por Mitchell (1995), diopsídio como fase primária é ausente em kimberlitos, no entanto, pode ocorrer em uma matriz contaminada. Quando presente, o diopsídio da matriz é uma fase secundária, sendo a cristalização deste mineral induzida pela assimilação de xenólitos silícicos (Clement, 1982). Em uma matriz em que é observada alta porcentagem de monticelita, como é o caso da descrita para intrusão Pântano, a adição de sílica no sistema pode ser representada pela seguinte equação (Skinner & Marsh, 2004):

A perda de CO₂ em kimberlitos leva a formação de monticelita e diopsídio no lugar de calcita (Caro et al., 2004). O aumento das porcentagens de SiO₂ oriundas de fundidos crustais, poderia levar a exsolução de CO₂, o que inclusive, explicaria o fato de não ser observada nenhuma fase carbonatada nos minerais constituintes da intrusão.

Em relação aos pseudomorfos de leucita descritos para o tipo mais contaminado da intrusão, as mesmas puderam ser identificadas pois Danni e

Scartezini (1990), que inicialmente haviam descrito a intrusão Pântano como um leucitito, contendo cerca de 12-13% de leucita. Os autores descrevem que muitas vezes as leucitas (apenas pseudomorfos) encontravam-se substituídas por zeólitas, mas no caso das rochas analisadas para o presente trabalho, todos os cristais apresentaram-se substituídos por flogopita muito alterada.

Conforme discutido na Seção 7.2, os valores dos índices de contaminação crustal (C.I.) calculados para intrusão Pântano com a geoquímica de rocha total, denotaram valores de 1,2 a 1,4, sendo este último encontrado para o tipo petrográfico que possui diopsídio da matriz. Os valores de C.I. calculados com a geoquímica de rocha total do trabalho de Danni e Scartezini (1990) apontam valores de 1,5 e 1,6, ou seja, indicando que estas rochas estariam mais contaminadas. Acredita-se que a leucita possa estar também relacionada a contaminação crustal a partir da assimilação de uma rocha granítica com feldspato potássico em sua composição, conforme a equação V, descrita por Yoder (1986):

A equação acima é representativa de uma assembleia típica de minettes. Gupta (1972) estudou as relações de fase de forsterita, diopsídio e leucita, concluindo que a coexistência destas três fases + líquido poderiam coexistir em equilíbrio a uma temperatura de $1296 \pm 3^\circ\text{C}$. A posterior desestabilização da leucita nesse sistema seria oriunda tanto do resfriamento durante a ascensão do magma, quanto de um evento adicional de contribuição crustal através da adição de sílica, que liberaria voláteis do líquido e levou a desestabilização do feldspatóide através da equação VI (Luth, 1967):

É sugerido, portanto, que as possíveis leucitas identificadas para intrusão Pântano retratam um processo de contaminação crustal pela incorporação de rochas encaixantes em um magma kimberlítico. Este tipo de contaminação envolveu a geração de uma nova fase mineral que ocorreu quando o magma estaria ainda suficientemente quente para iniciar a fusão em sítios preferenciais incorporando

fundidos parciais das rochas encaixantes (Beard et al., 2005), e estes fundidos ao interagirem com líquidos kimberlíticos, precipitariam leucita.

8.3.1 Modelagem do processo de contaminação crustal

Modelagens geoquímicas podem simular as taxas de contaminação e cristalização de magmas máficos/primitivos na crosta terrestre. A partir das evidências petrográficas, buscou-se a obter um modelo geoquímico de mistura, baseando-se no processo de *mixing* entre dois componentes, um kimberlítico e um crustal. Foram utilizados para a modelagem de mistura do presente trabalho, os líquidos calculados a partir do desconto das populações xenocristalinas conforme discutidos na seção acima e, como pólo crustal, foram utilizados os modelos de fundidos parciais de granitos encaixantes obtidos por Lima (2019), além de dados de possíveis encaixantes locais compiladas da literatura. Também foram incluídos na modelagem, os líquidos obtidos a partir do desconto das populações de olivina dos leucititos da intrusão Pântano descritas por Danni & Scartezini (1990).

A partir da geoquímica de rocha total do granito encaixante das intrusões kimberlíticas Indaiá I e II, Lima (2019) calculou modelos termodinâmicos com o software Rhyolite MELTS 1.2 (Gualda e Ghiorso, 2015), determinando-se a composição de elementos maiores do fundido, os constituintes restíticos da fusão parcial e suas proporções em condições de equilíbrio a partir da composição de rocha total da encaixante. Foram utilizados como parâmetros intensivos de cristalização a temperatura de 750°C, na zona de quebra da biotita e a pressão de 1 Kbar. Os constituintes voláteis foram estimados a partir dos valores de LOI das análises de rocha total. Para determinação da concentração de elementos-traço no fundido, foi efetuado um balanço de massa, levando-se em consideração as proporções entre líquido e fases residuais obtidas a partir da modelagem termodinâmica dos elementos maiores. Os detalhes e equações utilizadas no cálculo do fundido granítico constam em Lima (2019) e as composições obtidas para elementos maiores e traços e o percentual de fusão e das fases restíticas estão sumarizados na Tabela D.II do Apêndice D.

Com os dados dos fundidos calculados de Pântano do presente trabalho, dos possíveis fundidos calculados do leucitito do trabalho de Danni & Scartezini (1990) e do fundido calculado para o granito contaminante, puderam ser efetuados testes para

obtenção de curvas de mistura. Plotando-se as composições dos fundidos no diagrama ternário de fases de Sparks et al. (2009), conforme pode ser observado na Figura 8.11, as composições reconstituídas do tipo monticelita kimberlito encontram-se entre os campos de cristalização da forsterita, já as amostras do tipo flogopita e diopsídio kimberlito encontram-se no campo de cristalização do diopsídio. Neste gráfico, foram também plotadas as composições do fundido granítico calculado e da intrusão kimberlítica considerada como livre de contaminação crustal, Indaiá I (Lima, 2019). Os fundidos calculados de Indaiá I e do possível granito contaminante formam uma linha de amarração que interceptam as amostras da intrusão Pântano, sugerindo que estas teriam sido influenciadas por um processo de contaminação crustal pelo granito.

A partir dos dados obtidos é possível obter curvas de *mixing* para elementos maiores e traços a partir da planilha de modelagem PETROMODELER (Ersoy, 2013), utilizando-se o fundido da rocha encaixante como polo final da mistura. Conforme mencionado nas seções acima, acredita-se que a intrusão Pântano tenha passado por diferentes graus de contaminação, o que pode sugerir a interação entre diferentes tipos de contaminante, tanto em superfície, como em profundidade, resultando nos diferentes tipos petrográficos descritos. Portanto, com o objetivo de se obter as curvas de mistura considerando a geologia local e a possibilidade de interação entre outros possíveis contaminantes, foi compilada a geoquímica de um filito do Grupo Canastra (Saar, 2009) e granitos de alto K da Faixa Brasília (Pimentel et al., 1996).

Finalmente, foram utilizados como polos de mistura, além do fundido granítico de Lima (2019), o quartzito encaixante da intrusão Pântano e dados de rocha total do filito de Saar (2009). Os granitos de Pimentel et al. (1996) são apresentados como campos nas curvas de *mixing*, representativos de uma possível contaminação em profundidade. Como polo inicial do modelo, foi considerada a amostra do líquido considerado menos contaminado, representativo do tipo monticelita kimberlito. Na modelagem, foram considerados ainda os fundidos calculados para intrusão Pântano a partir dos dados de Meyer et al., (1991) e do fundido de Indaiá II, também descrito por Lima et al. (2019) como um kimberlito contaminado. Nos modelos de mistura gerados a partir da concentração de elementos maiores utilizando-se o filito como contaminante (Figura 8.12 a e b), nota-se que os fundidos dos leucititos (Danni e Scarztezini, 1990) e das rochas de Meyer et al. (1991) possuem um *trend* que evolui na direção de rochas que tivessem menores porcentagens de sílica. O fundido de

Indaiá II cai perfeitamente na curva de mistura com o filito, considerando uma interação de 30% com este contaminante. Os fundidos de Pântano seguem o *trend* de mistura, considerando uma contaminação de menos de 10% com o filito. A curva de CaO por SiO₂ apresenta um *trend* coerente com uma contaminação de até 12% pelo possível filito encaixante. O fundido de Guarino et al. (2013) e do leucitito apresentam-se com os maiores teores de contaminação.

As curvas obtidas utilizando-se razões de traços (Figura 8.12 c e d) utilizando o fundido granítico de Lima (2019) como polo final indica que os fundidos da intrusão Pântano teriam de 10 a 40% de contaminação, já o líquido calculado por Guarino et al. (2013) não se apresenta como contaminado; no entanto, ressalta-se que a autora não descreveu diopsídio em suas amostras. Para as razões Rb/Sr considerando a mistura com o fundido granítico, obteve-se uma curva indicativa de 10 a 40% de contaminação. Não foi possível plotar as amostras do leucitito (Danni e Scarztezini., 1990) e dos dados de Pântano de Meyer et al. (1991), pois os autores não apresentam dados de elementos-traços.

Figura 8.11: Diagrama ternário proposto por Sparks et al. (2009) para representar fundidos kimberlíticos a 1 Kbar e pressões em CO₂ e H₂O. Nele estão inseridos os fundidos reconstituídos para intrusão Pântano, o possível fundido granítico contaminante e o fundido de Indaiá I, intrusão kimberlítica da PAAP interpretada como livre de contaminação (Lima, 2019). Os pólos do fundido granítico calculado e de Indaiá I (Lima, 2019) formam uma linha de amarração onde o fundido de Pântano corresponderia a um ponto intermediário com a incorporação de uma componente crustal. Os tipos petrográficos mais contaminados (Kphl e Kdiop) plotam no campo de cristalização do diopsídio, enquanto o menos contaminado plota no campo de cristalização da forsterita.

- Fundidos calculados Pântano
- ◆ Fundido Pântano (Guarino et al., 2013)
- Quartzito (rocha total)
- Fundido Indaiá II
- ◆ Filito (rocha total, Saar, 2009)
- △ Fundido granítico (Lima, 2019)
- Fundidos calculados Pântano (Meyer, 1991)
- ▲ Fundidos calculados Pântano (Danni & Scartezini, 1990)
- Granitos alto K da Faixa Brasília (Pimentel et al., 1996)

Figura 8.12: Diagramas bivariantes apresentando linhas de mistura de elementos maiores e elementos-traço. **a)** e **b)** apresentam misturas entre os fundidos calculados para intrusão Pântano e o possível filito encaixante do Grupo Canastra. A partir destes modelos nota-se que os fundidos de Pântano estariam misturados com até 12% do contaminante proposto; **c)** e **d)** apresentam misturas entre os fundidos calculados para intrusão Pântano e o fundido do possível granito encaixante (Lima, 2019). A partir destes modelos nota-se que os fundidos de Pântano estariam misturados em taxas de 10 a 40% do contaminante proposto. Também foram plotados os fundidos de Pântano de Guarino et al. (2013), Meyer (1991) e Danni e Scartezini (1990), além do fundido calculado para intrusão Indaiá II (Lima, 2019) também considerada como kimberlito contaminado da PAAP. Os campos de granitos alto K (Pimentel et al., 1996) foram inseridos para representação de possíveis contaminantes em maiores profundidades.

8.4 Modelo Petrogenético

O modelo geológico sugerido a partir da observação dos diferentes tipos petrogenéticos observados para a intrusão Pântano é de que o fundido kimberlítico evoluiu em um contexto de sistema magmático aberto, sofrendo contribuições de contaminações mantélicas (principalmente peridotíticas, com base no estudo dos xenocristais) e crustais, em diferentes níveis e, possivelmente, em distintos momentos e profundidades.

Neste modelo, o magma kimberlítico, ao interagir ou com uma possível rocha granítica com altos valores de K em sua composição e com rochas quartzíticas da encaixante local, teria parte de sua monticelita desestabilizada e, sobretudo aonde encontram-se enclaves e xenólitos, houve reação entre estas fases e o líquido kimberlítico, resultando na formação de diopsídio e flogopita poiquilítica na rocha final; possivelmente, com formação de leucita em estágio intermediário da reação do líquido kimberlítico com o fundido das encaixantes mais ricas em potássio. Acredita-se que este tipo de interação tenha ocorrido em níveis crustais de maior profundidade, uma vez que o potencial de assimilação é maximizado em regiões mais profundas (Tegner et al., 2005). Porém, há evidências de que a contaminação também ocorreu em níveis crustais mais rasos, ao considerar as interações com o quartzito e o filito. Descrições anteriores (e.g., Danni & Scartezini, 1990) já reportavam a presença de blocos de silexito (possível quartzito fundido) e atribuíam a estes uma zona de teto da intrusão.

As feições de metamorfismo de contato associadas à possível fusão parcial nos quartzitos examinados petrograficamente confirmam este cenário, explicando principalmente a formação do diopsídio encontrado no tipo petrográfico diopsídio kimberlito. O tipo petrográfico flogopita kimberlito pode ser explicado por uma menor taxa de digestão de xenólitos graníticos (mais ricos em K), ou ser um reflexo da incorporação de material fundido do filito em um segundo pulso, o que poderia explicar o aumento da porcentagem de Fe, K e Ti nos líquidos calculados, considerando que a flogopita poiquilítica possui teores consideráveis destes elementos. A Figura 8.13 apresenta o modelo petrogenético esquemático proposto para a intrusão Pântano. Neste modelo, a contaminação começou provavelmente em profundidade e se manteve durante a colocação em níveis mais rasos da câmara magmática, provavelmente como um “*blind pipe*” (intrusão cega).

A partir das argumentações apresentadas, é possível cogitar a hipótese de que as composições kamafugíticas de rocha total observadas para a intrusão sejam, na verdade, decorrentes de kimberlitos contaminados, ou seja, magmas kimberlíticos que passaram por diferentes graus de contaminação crustal. O fato de a intrusão Pântano possuir composições consideradas na literatura (Foley et al., 1987; Araújo et al., 2001) como de afinidade kamafugítica (enriquecido em K e Ti), e que tenha sido previamente descrita como um leucitito (a partir de amostragem de outras zonas do corpo), corroboram para esta hipótese. Como um outro exemplo de intrusão em que foi apresentada a possibilidade de contaminação crustal, tem-se Indaiá II, em que foi descrita kalsilita. Os kamafugitos são distintivos dos kimberlitos petrograficamente pela presença de leucita, kalsilita e melilita, que podem ocorrer em kamafugitos, porém, não são observadas em kimberlitos (Le Maitre, 2002). Caro et al. (2004) descreveram a ocorrência de kalsilita e melilita em kimberlitos contaminados do Canadá, fortalecendo a argumentação apresentada.

Há uma certa tendência do ser humano em simplificar a natureza, bem como os processos geológicos que ocorrem abaixo da crosta terrestre, como se as classificações pudessem ser feitas apenas dividindo-se “aglomerado de minerais” em “rochas”. Sabe-se que em geologia as classificações de rochas refletem distintos momentos científicos e os petrólogos utilizam-se das ferramentas e metodologias disponíveis na época para que sejam feitas tais classificações. O que não pode ser esquecido, no entanto, é que os processos devem ser compreendidos antes de serem feitas as classificações e que os modelos geológicos não são tão simples de serem explicados, de modo que, talvez, haja ainda espaço para revisão das classificações desse “misterioso clã” de rochas alcalinas. Desta maneira, o presente trabalho procurou apresentar evidências de que kimberlitos e kamafugitos podem ter a mesma fonte magmática, mas que os diferentes processos ocorridos durante sua ascensão à crosta afetam sensivelmente suas composições.

- Rochas encaixantes do Grupo Canastra (intercalação de filitos e quartzitos)
- Monticelita kimberlito (Kmtc - menos contaminado entre os tipos petrográficos descritos)
- Flogopita kimberlito (Kphl - menor grau de contaminação em um pulso kimberlítico posterior)
- Diopsídio kimberlito (Kdiop - mais contaminado entre os tipos petrográficos descritos)
- Fundido da rocha encaixante quartzítica

Figura 8.13: Modelo petrogenético esquemático proposto para intrusão Pântano, ilustrando a contaminação crustal em diferentes níveis: a partir da interação com o fundido da rocha encaixante quartzítica (Kdiop), a partir da interação com o filito encaixante (possivelmente em um outro pulso kimberlítico), caracterizando o tipo petrográfico Kphl e a partir da contaminação em profundidade com granitos de alto K, que levaria à possível formação de leucita.

9. Conclusões

Com base nos estudos petrográficos e químicos da intrusão Pântano, é possível concluir que:

- i) Há ocorrência de três populações principais de olivinas, que podem ser descritas como *trend* mantélico, *trend* do fundido kimberlítico e antecristais. O *trend* mantélico é caracterizado principalmente pelos altos teores de Ni e Ca e $Mg\# > 90$. A população de xenocristais é derivada de um manto da região da granada a espinélio peridotito. Os antecristais são representados pela população que possui núcleos enriquecidos em Fe (zonamento reverso);
- ii) A intrusão apresenta de 16 a 33% de olivina xenocristalina e esta população deve ser descontada para estimativa de um líquido kimberlítico pristino;
- iii) O cálculo da composição estimada do fundido kimberlítico da intrusão Pântano descontando-se a população de olivina xenocristalina aponta para composições enriquecidas em TiO_2 , Al_2O_3 , CaO e K_2O e nos elementos-traço incompatíveis quando comparadas aos valores de rocha total.
- iv) Para as populações de flogopita também são descritos três grupos: cristais cognatos, poiquilítica originada através de processos de contaminação e antecristais. Os xenocristais podem ser originados a partir de micas de xenólitos da suíte MARID ou a partir de xenólitos mantélicos que possuem micas de alto Ti e Cr;
- v) Os diferentes tipos petrográficos identificados para a intrusão Pântano associados aos índices de contaminação crustal (C.I.), permitem o levantamento de ao menos três eventos de contaminação, que poderiam ocorrer através da assimilação de granitos, filitos e/ou quartzito;
- vi) A modelagem geoquímica indica a incorporação de 10 a 40% de fundidos crustais a partir de um magma progenitor com a composição do fundido da intrusão Pântano;
- vii) A similaridade de composição entre o fundido calculado para Pântano e fundidos kamafugíticos, a presença de feldspatóide e evidências de sistema magmático aberto, contribuem para hipótese de que kimberlitos contaminados podem ter composições semelhantes às de kamafugitos;

- viii) As diferenças na classificação da intrusão Pântano encontradas na literatura, se dão pelo fato de que os pesquisadores amostraram porções da intrusão que refletem distintos processos petrogenéticos, sendo o mais importante, o de contaminação crustal.

10. Referências Bibliográficas

- Albrecht J., Hewitt, D.A., 1988. Experimental evidence of the substitution of Ti in biotite. *American Mineralogist*, 73: 1275–1284
- Almeida F.F.M., 1983. Relações tectônicas das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 13 p.139-158.
- Almeida, V.V., 2009. Mineralogia e petrologia de xenólitos mantélicos das regiões de Ubatuba (SP) e Monte Carmelo (MG): evidências de fusão parcial e metassomatismo no manto superior do sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 153p.
- Ammannati, E., Jacob, D.E., Avanzinelli, R., Foley, S.F., Conticelli, S., 2016. Low Ni olivine in silica-undersaturated ultrapotassic igneous rocks as evidence for carbonate metasomatism in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 444, 64–74.
- Amarak G., Bushee J., Cordani U.G., Kawashita H., Reynolds J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 31:117-142.
- Andrade, S., Ulbrich, H.H., de Barros Gomes, C., and Martins, L., 2014, Methodology for the determination of trace and minor elements in minerals and fused rock glasses with laser ablation associated with quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometry (LAQ-ICPMS): *American Journal of Analytical Chemistry*, v. 5, p. 701.
- Araújo, A. L. N, Carlson, R. W, Gaspar, J. C., Bizzi, L. A, 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142: p. 163 – 177.
- Arndt, N. T., Guitreau, M., Boullier, A.-M., Le Roex, A., Tommasi, A., Cordier, P., Sobolev, A., 2010. Olivine, and the Origin of Kimberlite. *Journal of Petrology*, 51(3), 573–602.
- Arima, M. & Edgar, A.D. (1983a). A high pressure experimental study on a Mg-rich leucite-lamproite from West Kimberley area, Australia: petrogenetic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 84: p. 228-234.
- Azzone, R.G., Ruberti, E., Svisero, D.P., Alves, F.R. 2002. Intrusão Pântano: Kamafugito, orangeito ou kimberlito? In *Anais XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, João Pessoa, p. 534.
- Bailey S.W. 1984. Classification and structures of the micas. In: S.W. Bailey (ed.) *Micas. Review in Mineralogy*. 13, Washington, Mineralogical Society of America, p. 1-12.
- Barbosa, O.; Braun, O.P.G., Dyer, R.C., Cunha C. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DPFM. 140p.
- Barbosa, O.; Svisero, D.P.; Hasui, Y. 1976. Kimberlitos da região do Alto Paranaíba, MG. 1976. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Ouro Preto. Boletim de Resumos, Ouro Preto: SBG, p.323.
- Beard, J.S., Ragland, P.C., and Crawford, M.L., 2005, Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas: *Geology*, v. 33, p. 681–684.
- Becker, M., Le Roex, A.P. 2006. Geochemistry of South African on- and off craton, group I and group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution. *Journal of Petrology* v.47, p. 673–703.
- Bianchini, G.; Beccaluva, L.; Bonadiman, C.; Nowell, G.; Pearson, G.; Siena, F. & Wilson, M., 2007. Evidence of diverse depletion and metasomatic events in harzburgite-lherzolite mantle xenoliths from the Iberian plate (Olot, NE Spain): Implications for lithosphere accretionary processes. *Lithos*, 94: 25-45.
- Bizzi, L. A., Smith, C. B., Meyer, H. O. A., Armstrong, R. A. & Wit, M. J. 1991. Mesozoic kimberlites and related alkalic rocks in southwestern São Francisco craton, Brazil: a case for local mantle reservoirs and their interaction. In O.H. LEONARDOS; H.O.A. MEYER, & J.C. GASPAR, (eds.). *Inter. Kimberlite Conf*, 5, Araxá, Extend. Abstr., CPRM-Spec. Publ., 2/91, p. 17- 19.

- Bizzi, L.A., A. Armstrong, A., De Wit, M.J., Smith, C.B., McDonald, I. 1995. Heterogeneous enriched mantle materials and dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of Geodynamics*. Vol. 20, No. 4, pp. 469-491.
- Blake S, Campbell IH (1986) The dynamics of magma mixing during flow in volcanic conduits. *Contrib Mineral Petrol* 94:72–81
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.
- Brett, R. C., Russell, J. K., & Moss, S., 2009. Origin of olivine in kimberlite: Phenocryst or impostor? *Lithos*, 112:201–212.
- Brigatti, M.F., Medici, L., Poppi, L., 1996. Refinement of the structure of natural ferriphlogopite. *Clays Minerals*, 4454-5450.
- Brod J.A., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., Seer H.J., Moraes L.C., Boaventura G.R. 2000. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba Igneous Province, southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, n. 30, p. 408-412.
- Brod, J.A., Gaspar, J.C., Araújo, D.P., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Junqueira-Brod, T.C., 2001. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Sciences* 19 (2001) 265-296
- Bussweiler, Y., Foley, S. F., Prelevic, D., & Jacob, D. E., 2015. The olivine macrocryst problem: New insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada. *Lithos*, 220-223:238–252.
- Bussweiler, Y., Brey, G.P., Pearson, D.G., Stachel, T., Stern, R.A., Hardman, M.F., Kjarsgaard, B.A., and Jackson, S.E., 2017, The aluminum-in-olivine thermometer for mantle peridotites — Experimental versus empirical calibration and potential applications: *Lithos*, v. 272–273, p. 301–314.
- Campos, J.E.G & Dardenne, M.A. 1997. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27 (3): 269-282.
- Carlson, R. W., Esperança, S., Svisero, D. P., 1996. Chemical and Os isotopic study of Cretaceous potassic rocks from Southern Brazil. *Contrib Mineral Petrol* (1996) 125: 393–405.
- Carlson, R. W., Araújo, A L. N., Junqueira-Brod, T., C.; Gaspar, J.C., Brod, J.A., Petrinovic, I.A., Hollanda, M.H.B.M., Pimentel. M.M., Sichel. S. 2007. Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. *Chemical Geology* 242 415–434.
- Carmichael, L.S., Nicholls, J., Smith, A.L., 1970. Silica activity in igneous rocks. *Am. Mineral*, 55, 246-263.
- Caro, G., Kopylova, M., G., Craser, R.A., 2004. The hypabyssal 5034 kimberlite of the Gahcho Hue Cluster, Southeastern Slave Craton, Northwest Territories, Canada: a granite-contaminated group I kimberlite. *The Canadian Mineralogist*, Vol. 42, pp. 183 – 207.
- Carvalho, J.B., 1997. Petrologia de xenólitos mantélicos da Província do Alto Paranaíba, Minas Gerais. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília.
- Cas, R.A.F., Hayman, P., Pittari, A., and Porritt, L., 2008a, Some major problems with existing models and terminology associated with kimberlite pipes from a volcanological perspective, and some suggestions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 174, p. 209–225
- Chackmouradian, A.R., Reguir, E.P., Vadim, S.K., Sharygin, V.V., Golovin, A.V. Trace-element partitioning in perovskite: Implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle-derived undersaturated rocks. 2013. *Chemical Geology* 353: 112 – 131.
- Charlier B.L.A., Wilson C.J.N., Lowenstern J.B., Blake S., Van Calsteren P.W., Davidson J.P. 2005. Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zealand) revealed by U-Th and U-Pb systematics in zircons. *Journal of Petrology*, 46(1):3-32.

- Chaves, M.L.S.C., Brandão, P.R.G., Girodo, A.C., Benitez, L., 2008. Kimberlito Canastra 1 (São Roque de Minas, MG): geologia, mineralogia e reservas diamantíferas. *Revista Escola de Minas*, 61 (3): 357-364.
- Clement, C.R. 1982. A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the northern Cape and Orange Free State. Unpublished PhD thesis, University of Cape Town, South Africa, 431.
- Clement, C.R., SKINNER, E.M.W. 1985. A textural-genetic classification of kimberlites. *Transactions Geological Society of South Africa* 88, 403 – 409.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., 1996. Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay. Relationships with coeval magmatism in Brazil. São Paulo, Edusp/Fapesp, 464p.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., 2005. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo, Edusp/Fapesp, 752p.
- Conceição, R. M., Carniel, L. C., Jalowitzki, T., Gervasoni, F., Cedeño, D. G., 2019. Geochemistry and geodynamic implications on the source of Paraná-Etendeka Large Igneous Province evidenced by the 128 Ma Rosário-6 kimberite, southern Brazil. *Lithos*, 328-329: 130-145.
- Collins, W.J., Richards, S.R., Healy, B.E. Ellison, P.I., 2000. Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridization in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers transactions of the Royal Society of Edinburg: *Earth Sciences* 91, pp. 27-45.
- Condie, K.C., 2004. Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record. *Phys. Earth Planet. Inter.* 146, 319–332.
- Danni, J. C. M. & Scartezini, A. A. 1990. O Olivina Leucitito de Pântano e a Natureza do Vulcanismo da Formação Mata da Corda, MG. *Rev. Bras. Geociências*, vol. 20 (1-4), p. 83- 87.
- Dardenne, M.A., 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G., Milani, E.J., Tomas Filho A. and Campos D.A., (eds.) 2000. *Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the XXXI International Geological Congress*, 231-263p.
- Davidson, J.P., Morgan, D.J., Charlier, B.L.A., Harlou, R., Hora, J.M., 2007. Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks: implications for the study of magmatic systems: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, p. 273-311.
- Davies, G.R., Spriggs, A.J., Nixon, P.H., 1999. A non-cognate Origin for the Gibeon Kimberlite Megacryst Suite, Namibia: Implications for the Origin of Namibian Kimberlites. *Journal of Petrology*, 32: 159 – 172.
- Dawson, J.B., 1977. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. *Geochim Cosmochim Acta* 41: 309-322.
- Dawson, J.B.(ed) 1980. *Kimberlites and their xenoliths*. Springer-Verlag, Berlin, 252p.
- Dawson, J.B., 1982. Contrasting types of mantle metasomatism. *Terra Cognita* 2: 232.
- Dawson, J.B., 1987. The MARID suite of xenoliths in kimberlite: relationship to veined and metasomatised peridotite xenoliths. In: Nixon, P.H. (ed.). *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons, 465-473.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. Engleand Editors. Longamn Scientific and Technical, Harlow, 695 p.
- De Hoog, C.M.J., Gall, L., Cornell, D.H., 2010. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*, 270: 196-2015.
- Dobrzhinetskaya, L., Green, H.W., Wang, S., 1996. Alpe Arami: a peridotite massif from depths of more than 300 km. *Science* 271, 1841–1845.
- Dymek, R.F. (1983) Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68, 880-899.
- Edgar, A.D. & Arima, M. Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin, 1981. *Contributions to Mineral Petrology* 77: 288-295.

- Eggins, S.M.; Rudnick, R.L. & McDonough, W.F. 1998. The composition of peridotite and their minerals: a laser-ablation ICP-MS study. *Earth and Planetary Science Letters*, 154: 53-71.
- Ersoy, E.Y., 2013, PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft Excel spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 115-125.
- Faure, G., 2001, *Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence*: Springer Science & Business Media, 496 p., doi:10.1007/978-3-662-04474-2.
- Felgate, M.R., 2014. The petrogenesis of Brazilian kimberlites and kamafugites intruded along the 125 lineament: improved geochemical and geochronological constraints on magmatism in Rondônia and the Alto Panaíba Igneous Province. PhD Thesis, University of Melbourne.
- Fernandes, A.F., Karfunkel, J., Hoover, D.B., Sgarbi, P.B.A., Sgarbi, G.N.C., Oliveira, G.D., Gomes, J.C.S.P., Kambrock, K., 2014. The Basal Conglomerate of the Capacete Formation (Mata da Corda Group) and its Relation to Diamond Distributions in Coromandel, Minas Gerais State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1): 91-103
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H, Toscani, L. 1987. The Ultrapotassic Rocks: Characteristics, Classification and Constraints for Petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24: 81 – 134.
- Foley, S.F., 1992, Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas: *Lithos*, v. 28, p. 435–453.
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.G., Greenough, G.D., Jenner, G.A., 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LA-ICP-MS. *Geochimica e Cosmochimica Acta*, 60: 629-638.
- Foley, S.F., Andronikov, A.V., Jacob, D.E., Melzer, S., 2006. Evidence from Antarctic mantle peridotite xenoliths for changes in mineralogy, geochemistry and geothermal gradients beneath a developing rift. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 3096–3120.
- Foley, S.F., Jacob, D.E., O'Neill, H.S.C., 2011. Trace element variations in olivines from Ugandan potassic rocks as clues to the chemical characteristics of parental magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 162, 1–20.
- Foley, S.F., Prelevic, D., Rehfeldt, T., and Jacob, D.E., 2013, Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 363, p. 181–191.
- Forbes, W.C. & Flower, M.F.J. (1974) Phase relations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{22}(OH)_4$: a refractory phase in the upper mantle? *Earth Planet Science Letter*, 22, 60-66.
- Freitas-Silva, F.H., 1996. Metalogênese do depósito do Morro do Ouro, Paracatu, MG. Inst. De Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Tese de Doutorado, 339p.
- Freitas-Silva, F.H. & Dardenne, M.A., 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. In: SBG, SIMP. GEOLOG. CENTRO-OESTE, 4, Anais, 161-163p.
- Fritschle, T., Prelevic, D., Foley, S.F., Jacob, D.E., 2013. Petrological characterization of the mantle source of Mediterranean lamproites: indications from major and trace elements of phlogopite. *Chemical Geology* 353, 267-279.
- Fryer, B.J., Jackson, S.E., Longerich, H.P., 1995. The design, operation and role of the laser-ablation microprobe coupled with an inductively coupled plasma-mass spectrometer (LAM-ICP-MS) in the earth sciences. *Can. Mineral.* 33, 303-312.
- Gaspar, J. C., Araújo, A. L. N., Carlson, R. W., Sichel, S. E., Brod, J. A., Sgarbi, P. B., Danni, J. C. M., 2003. Mantle xenoliths and new constraints of the origin of alkaline ultrapotassic rocks from the Alto Paranaíba and Goiás Igneous Province, Brasil. 8th International Kimberlite Conference Long Abstract, Toronto, Canadá.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dicken, A.P., Mitchell, J.B., 1995a. The late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology* 36, 189–229.

- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dicken, A.P., Mitchell, J.B., 1995b. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume–lithosphere interaction and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 149–165.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dicken, A.P., Mitchell, J.B., 1999. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in Southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137 (1-2): 147 – 169.
- Gill, R. 2010. *Rochas e Processos ígneos – Um Guia Prático*.
- Giuliani, A., Phillips, D., Kamenetsky, V.S., Goemann, K., 2016. Constraints on kimberlite ascent mechanisms revealed by phlogopite compositions in kimberlites and mantle xenoliths. *Lithos* 240–243, 189–201.
- Green, H.W., Dobrzynetskaia, L., Riggs, E.M., Zhen-Ming, J., 1997. Alpe Arami: a peridotite massif from the mantle transition zone. *Tectonophysics* 279, 1–21.
- Grégoire, M., Bell, D.R., Le Roex, A.P. 2002. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited. *Contribution Mineral Petrology*. 142: 603 – 625.
- Guarino, V., Wu, F.Y., Lustrino, M., Melluso, L., Brotzu, P., Gomes, C. de B., Ruberti, E., Tassinari, C.C.G., and Svisero, D.P., 2013. U-Pb ages, Sr-Nd- isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil: *Chemical Geology*, v. 353, p. 65–82.
- Gualda, G.A.R., and Ghiorso, M.S., 2015, MELTS_Excel: A Microsoft Excel - based MELTS interface for research and teaching of magma properties and evolution: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 16, p. 315–324.
- Gudfinnsson, G.H., and Presnall, D.C., 2005, Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1645–1659
- Gunther, D., Jackson, S.E. & Longerich, H.P. (1999): Laser ablation and arc/spark solid sample introduction into inductively coupled plasma mass spectrometers. *Spectrochim. Acta B* 54, 381-409.
- Gupta, A. K., 1972. The system forsterite-diopside-akermanite-leucite and its significance in the origin of potassium-rich mafic and ultramafic rocks. *American Mineralogist*, 57: pp. 1242-1259.
- Harte, B. 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *Journal of Geology*, 85: 279-288.
- Harte, B., 1987. Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview. In: Nixon, P.H. (ed.). *Mantle xenoliths*. John Wiley & Sons, 625-640.
- Hasui, Y., Cordani, U.G. 1968. Idades Potássio Argônio de Rochas Eruptivas Mesozóicas do Oeste Mineiro e Sul de Goiás, In: CONG. BRAS. GEOL., 22. Belo Horizonte, SBG. v.I, p. 139-143.
- Hermann, J., O'Neill, H.St.C., Berry, A.J., 2005. Titanium solubility in olivine in the system TiO₂–MgO–SiO₂: no evidence for an ultradeep origin of Ti-bearing olivines. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 746–760.
- Howarth, G.H., Michael, E., Skinner, W., Prevec, S.A. 2011. Petrology of the hypabyssal kimberlite of the Kroonstad group II kimberlite (orangeite) cluster, South Africa: Evolution of the magma within the cluster. *Lithos* 125, pp 795 – 808.
- Howarth, G.H., Taylor, L.A., 2016. Multi-stage kimberlite evolution tracked in zoned olivine from the Benfontein sill, South Africa. *Lithos* 262, 384–397.
- Ionov, D.A., Bodinier, J., Mukasa, S.B., Zanett, A., 2002. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace elements compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology*, 43, 2219-2259.

- Jackson, S.E. (2001): The application of Nd: YAG lasers in LA-ICP-MS, in, *Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications* (Sylvester, P.J., Ed.), Mineralogical Association of Canada (MAC) Short Course Series 29, 29-45.
- Jackson, S.E., 2004. Calibration strategies for elemental analysis by LA-ICP-MS. *Lithos* 77, 295– 316.
- Jacob, D.E. (2004). Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. *Lithos*, 77(1-4 SPEC. ISS.), 295-316.
- James, D.E.; Assumpção, M.; Snoke, J.A.; Ribotta, L.C.; Kuehnel, R. 1994. Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*.
- Jaques, L.A., Foley, S.F., 2018. Insights into the petrogenesis of the West Kimberley lamproites from trace elements in olivine. *Proceedings of the 11th International Kimberlite Conference, Mineralogy and Petrology*, in press
- Kamenetsky, V. S., Kamenetsky, M. B., Sobolev, A. V., Golovin, A. V., Demouchy, S., Faure, K., Sharygin, V. V., Kuzmin, D. V. (2008) Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins. *Journal of Petrology* 49(4): 823–839.
- Kamenetsky, V.S., Golovin, A. V, Maas, R., Giuliani, A., Kamenetsky, M.B., and Weiss, Y., 2014, Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals: *Earth-Science Reviews*, v. 139, p. 145–167.
- Kargin, A.V., Sazonova, L.V., Nosova, A.A., Lebedeva, N.M., Kostitsyn, Y.A., Kovalchuk, E.V., Tretyachenko, V.V., Tikhomirova, Y.S., 2019. Phlogopite in mantle xenoliths and kimberlite from the Grib pipe, Arkhangelsk province, Russia: Evidence for multi-stage mantle metasomatism and origin of phlogopite in kimberlite. *Geosciences Frontiers*, 10 in press.
- Kopylova, M. G., Matveev, S., & Raudsepp, M. (2007). Searching for parental kimberlite melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(14), 3616–3629.
- Kjarsgaard, B.A., Pearson, D.G., Tappe, S., Nowell, G.M., Dowall, D.P., 2009. Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: Comparisons to a global database and applications to the parent magma problem. *Lithos*, 112, Supplement 1(0): 236-248.
- Kuhn, H.-R. & Gunther, D., 2004. Laser ablation-ICP-MS: particle size dependent elemental composition studies on filter-collected and online measured aerosols from glass. *J. Analyt. Atom. Spectrom.* 19, 1158-1164.
- Labotka, T.C., 1983. Analysis of the compositional variations of biotite in pelitic hornfels from northeastern Minnesota. *American Mineralogist*, 68, 900-914.
- Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous rocks. A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2 ed. Cambridge, Cambridge University Press, 236 p.
- Le Roex, A. P., Bell, D. R. & Davis, P. (2003). Petrogenesis of group I kimberlites from Kimberley, South Africa: evidence from bulk-rock geochemistry. *Journal of Petrology* 44, 2261–2286.
- Leonardos, O.H.; Carvalho, J.B.; Tallarico, F.H.B.; Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Meyer, H.O.A & Dickin, A.P., 1993. O xenólito de Granada Iherzolito de Três Ranchos 4: uma rocha matriz do diamante na província magmática cretácea do Alto Paranaíba, Goiás. In: R. Weska; O.H. Leonardos & G.M. Ginzaga (eds.). *Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*, I, Cuiabá. *Anais. Publicação Especial UFMT* 2/93, 3-16.
- Lim, E., Giuliani, A., Phillips, D., Goemann, K., 2018. Origin of complex zoning in olivine from diverse, diamondiferous kimberlites and tectonic settings: Ekati (Canada), Alto Paranaíba (Brazil) and Kaalvallei (South Africa). *Mineralogy and Petrology*, 112, 539-554.
- Lima, N.M., 2019. A intrusão ultrapotássica Indaiá II, Província Alcalina Alto Paranaíba (MG): processos magmáticos de sistema aberto e implicações petrogenéticas. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 183 p.

- Longerich, H.P., Jackson, S.E., Gunther, D., 1996. Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *J. Anal. Atom. Spectrom.* 11, 899-904.
- Luth, W.C., 1967. Studies in the system $\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: I. Inferred phase relations and applications. *Journal of Petrology* 8: 372-416.
- McDonough, W.F. and Sun, S.-S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Melluso, L., Lustrino, M., Ruberti, E., Brotzu, P., Gomesc.B., Morbidelli, L., Morra, V., Svisero, D.P., D'Amelio, F., 2008. Major- And Trace-Element Composition of olivine, perovskite, clinopyroxene, Cr-Fe-Ti oxides and host kamafugites and kimberlites, Alto Paranaíba, Brazil. *Canadian Mineralogist*, 46: 19-40.
- Meyer, H.O.A., Garwood, B.L., Svisero, D. P., 1991. The Pântano Intrusion. In: Fifth Int. Kimberlite Conf., Field Guide Book, CPRM, Special Publication 3/91, pp. 59-63
- Meyer, H.O.A., Garwood, B.L., Svisero, D. P., Smith, C.B., 1994. Alkaline ultrabasic intrusions in western Minas Gerais, Brazil. *Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference* pp.140 – 155.
- Mitchell, R. H. & Bergman, S. C., 1991. *Petrology of Lamproites*. New York: Plenum, 447 pp
- Mitchell, R.H. 1995. *Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks*. New York, Plenum Press. 410p.
- Mitchell R.H., 1986. *Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology*. New York, Plenum Press. 442p.
- Mitchell, R.H., 2008. Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174 (1-3): 1-8.
- Moore, A.E., Belousova, E., 2005. Crystallization of Cr-poor and Cr-rich megacryst suites from the host kimberlite magma: Implications for mantle structure and the generation of kimberlite magmas. *Contrib Mineral Petrol*, 149: 462–481.
- Moore, A. E., 2012. The case for a cognate, polybaric origin for kimberlitic olivines. *Lithos*, 128, 1–10.
- Moore, A. E., Costin, C., 2016. Kimberlitic olivines derived from the Cr-poor and Cr-rich megacryst suites. *Lithos* 258-259, 215-227.
- Mori, P.E., Reeves, S., Correia, C.T., Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:441-446.
- Nannini, F., 2016. *Geologia e petrologia de xenólitos mantélicos da Província Ígnea Alto Paranaíba, Minas Gerais*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- Nielsen, T.F., Sand, K.K., 2008. The Majuagaa kimberlite dike, Maniitsoq region, West Greenland: constraints on an Mg-rich silicocarbonatitic melt composition from groundmass mineralogy and bulk compositions. *The Canadian Mineralogist* 46 (4), 1043–1061.
- Nixon, P.H. (ed.), 1987. *Mantle xenoliths*, John Wiley & Sons, New York, 844 p.
- Norman, M.D. 1998. Melting and metasomatism in the continental lithosphere: laser ablation ICP-MS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130: 240-255.
- Nosova, A.A., Sazonova, L.V., Kargin, A.V., Smirnova, MD., Lapin, A.V., Shcherbakov, V.D., 2018. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* --, 173–55.
- Nowicki, T., Porritt, L., Crawford, B., Kjarsgaard, B. 2008. Geochemical trends in kimberlites of the Ekati property, Northwest Territories, Canada: Insights on volcanic and resedimentation processes. *Journal of volcanology and geothermal research* 174, p 117 – 127.
- Patterson, M., Francis, D., Mccandless, T., 2009. Kimberlites: Magmas or mixtures? *Lithos*, 112, 191–200.

- Pearson, D.G.; Canil, D. & Shirey, S.B. 2003. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and Diamonds. In: Carlson, R.W. (ed), *Treatise on Geochemistry, The Mantle and Core*, 2: 171-275.
- Pearson, D.G., Woodhead, J., Janney, P. E., 2019. Kimberlites as Geochemical Probes of Earth's Mantle. *Element*, aprovado para publicação.
- Pilbeam LH, Nielsen TFD, Waight TE (2013) Digestion fractional crystallization (DFC): an important process in the genesis of kimberlites: evidence from olivine in the Majuagaa kimberlite, southern West Greenland. *J Petrol* 54(7):1399–1425.
- Pimentel, M.M., Reinhardt, A.F., Alvarenga, C.J.S., 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, 80: 217-238.
- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., Dellagiustina, M.E.S., Jungue, S.L., Matteini, M., Armstrong, R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. *J. South Am. Earth Sc.*, 31: 345-357.
- Prelević, D., Akal, C., Romer, R.L., Foley, S.F., 2010. Lamproites as indicators of accretion and/or shallow subduction in the assembly of south-western Anatolia, Turkey. *Terra Nova* 22, 443–452.
- Prelevic, D., Foley, S.F., 2007. Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: Evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions in lamproites. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 120–135.
- Prelevic, D., Jacob, D.E., Foley, S.F., 2013. Recycled continental crust is an essential ingredient of Mediterranean orogenic mantle lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 362, 187–197.
- Provenzano, C.A.S., 2016. Caracterização petrográfica, química mineral e petrogênese do kimberlito Alfeu I – Canguçu/RS e uma revisão conceitual do magmatismo e rochas kimberlíticas. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Reguir, E.P., Chakhmouradian, A.R., Halden, N.M., Malkovets, V.G., Yang, P., 2009. Major-and trace-element compositional variation of phlogopite from kimberlites and carbonatites as a petrogenetic indicator. 112: 372 – 384.
- Reverdatto, V.V. 1970. Pyrometamorphism of limestones and the temperature of basaltic magmas. *Lithos* Volume 3 pp. 135 – 143.
- Rieder, M. et al., 1998, Nomenclature of the micas: *Canadian Mineralogist*, v. 36, p. 905–912.
- Rodrigues, J.B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Rodrigues, J.B., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Armstrong, R.A., 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá groups (Brasília belt, Brazil): implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *J. South Ame. Earth Sc.*, 29: 512-521.
- Russell, J.K., Porritt, L.A., Lavallée, Y., and Dingwell, D.B., 2012, Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy: *Nature*, v.481, p.352–356, doi:10.1038/nature10740.
- Saar, B. A. 2009. Geoquímica dos filitos carbonosos do depósito Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, 93 p.
- Santos, L., Souza, Z., S, Botelho, N. F., Viana, R. R., 2014. Pirometamorfismo ígneo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geol. USP, Sér, Cient.* 14, 121-138.
- Sawyer, E.W.; Brown, M. 2008. Working with migmatites.
- Sgarbi P.B.A. & Valença J.G., 1993. Kalsilite in Brazilian kamafugitic rocks. *Mineral. Mag.*, 57:165-171.
- Sgarbi, G. N. C., 2000. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, Eastern Plateau of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3): 450-452.

- Sgarbi, G.N.C., Sgarbi, P.B.A., Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Penha, U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: O Registro Fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: PINTO CP & MARTINS NETO MA (Ed.). Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. SBG MG, Belo Horizonte, p. 93-138.
- Sgarbi P.B.A. & Gaspar J.C. 2002. Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. *J. Sou. Am. Ear. Sci.*, 14:889-901.
- Shaikh, A. M., Patel, S. C., Bussweiler, Y., Kumar, S. P., Tappe, S., Ravi, S., Mainkar, D., 2018. Olivine trace element compositions in diamondiferous lamproites from India: Proxies for magma origins and the nature of the lithospheric mantle beneath the Bastar and Dharwar cratons. *Lithos*, 324-325, 501-518.
- Shee, S., 1985. The petrogenesis of the Wesselton Mine kimberlites, Kimberley, Cape Province, R.S.A. Unpublished PhD Thesis, University of Cape Town, p. 220.
- Shibata, C.S.V., 2015. Petrografia e geoquímica da intrusão kimberlítica Pântano, Província Alcalina Alto Paranaíba, MG. Trabalho de Conclusão de Curso, Unicamp, 70 p.
- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter MJ, 2013. Diamonds and the geology of mantle carbon. *Rev Mineral Geochem* 75(1):355–421.
- Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.L., Danyushevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S., Kerr, A.C., Krivolutsкая, N.A., Matvienkov, V.V., Nikogosian, I.K., Rocholl, A., Sigurdsson, I.A., Sushchevskaya, N.M., Teklay, M., 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science* 316, 412–417.
- Soltys, A., Giuliani, A., Phillips, D., 2018. A new approach to reconstructing the composition and evolution of kimberlite melts: A case study of the archetypal Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa). *Lithos*, 304-307: 1-15.
- Skinner, E.M.W., Marsh, J.S., 2004. Distinct kimberlite pipe classes with contrasting eruption processes. *Proceedings of the 8th International Kimberlite Conference. Lithos*, vol. 76, pp. 183–200.
- Sonoki I.K. & Garda G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 19:63-85.
- Sparks, R.S.J., Brooker, R.A., Field, M., Kavanagh, J.L., Schumacher, J.C., Walter, M.J., and White, J., 2009, The nature of erupting kimberlite melts: *Lithos*, v. 112S, p. 429–438.
- Sparks, R.S.J., 2013. Kimberlite Volcanism. *Earth Planet. Sci.* 2013.41:497-528.
- Streck, M.J., 2008, Mineral textures and zoning as evidence for open system processes: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 69, no. 1, p. 595-622.
- Svisero, D.P. & Ulbrich, M.N.C., 1992. Mineralogia, petrografia e geologia do kimberlito Limeira e intrusões associadas, município de Monte Carmelo, Minas Gerais. *Boletim IG-USP. Série Especial*, São Paulo, 12: 127-129.
- Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., 2005. Integrating Ultramafic Lamprophyres into IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *Journal of Petrology*, 46: 1893-1900.
- Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Romer, R.L., Stracke, A., Joyce, N., Hoefs, J., 2006. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: A consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton. *Journal of Petrology* 47, 1261–1315.
- Tegner, C., Wilson, J.R., and Robins, B., 2005, Crustal assimilation in basalt and jotunite: Constraints from layered intrusions: *Lithos*, v. 83, p. 299–316.
- Ubide, T., Arranz, E., Lago, M., Galé, C., Larrea, P., 2012. The influence of crystal settling on the compositional zoning of a thin lamprophyre sill: A multi-method approach. *Lithos*, 132-133, 37–49.
- Valeriano M.C., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. *Dal Ré*,

- Brito-Neves B.B. de (org.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Ed. Beca, p. 575-592.
- Veter M., Foley S.F., Mertz-Kraus R., Groschopf N., 2017. Trace elements in olivine of ultramafic lamprophyres controlled by phlogopite-rich mineral assemblages in the mantle source. *Lithos* 292–293, 81–95.
- Waychunas G. A., 1987. Synchrotron radiation XANES spectroscopy of Ti in minerals: Effect of Ti bonding distances, Ti valence, and site geometry on absorption edge structure. *Am. Miner.*, 72: 89–101.
- Wedepohl K. H., 1991. Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geol. Rundsch.* 80, 207-223.
- Wendlandt, R.F., 1977. Barium-phlogopite from Haystack Butte, Highwood mountains, Montana. *Carnegie Institution of Washington Year Book.* 76. 534-539.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach, Unwin and Hyman, London.
- Yoder, H.S. (1986): Potassium-rich rocks: phase analysis and heteromorphic relations. *J. Petrol.* 5, 228p.
- Zanetti, A., Tiepolo, M., Oberti, R., Vannucci, R., 2004. Trace-element partitioning in olivine: modelling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt. *Lithos* 75, 39–54.
- Zhang, Y., Radha, A.V., Navrotsky, A. 2013. Thermochemistry of two calcium silicate carbonate minerals: scawtite, $\text{Ca}_7(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, and spurrite, $\text{Ca}_5(\text{SiO}_4)_2(\text{CO}_3)$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 115, pp. 92 -99.
- Zindler, A. and Jagoutz, E. (1988). Mantle Cryptology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(2): 319-333.
- Zorpil, M.J., Coulon, C., Orsini, J.B.; Cocirta, C., 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157: 315-329.

Apêndice A – Análises de Geoquímica de Rocha Total

Tabela A.I: resultados de química de rocha total obtidos por FRX.

% em massa	L.D.	PNT 3	PNT 4	PNT 5	PNT 6	PNT 7	PNT 8	PNT 9	Qtz
SiO ₂	0,03	32,0	31,8	32,0	32,8	34,5	32,3	33,9	97,25
TiO ₂	0,003	4,87	5,91	6,21	4,96	4,88	4,79	4,76	0,031
Al ₂ O ₃	0,02	2,4	2,8	3,1	2,3	2,3	2,3	2,3	0,20
Fe ₂ O ₃	0,01	14,2	15,6	15,9	14,4	14,3	14,1	13,9	0,45
MnO	0,002	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,04
MgO	0,01	24,2	20,6	19,1	24,5	24,6	24,8	23,9	<L.D.
CaO	0,01	11,4	11,4	11,5	11,4	9,3	11,2	10,4	0,02
Na ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,09	0,02	0,02	0,02	0,02	<L.D.
K ₂ O	0,01	2,4	3,2	3,2	2,4	2,3	2,2	2,9	<L.D.
P ₂ O ₅	0,003	1,0	0,7	0,6	0,9	0,5	0,7	0,9	0,22
BaO	0,004	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1	0,3	0,009
Cr ₂ O ₃	0,001	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	<L.D.
NiO	0,005	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	<L.D.
SrO	0,002	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,002
ZrO ₂	0,002	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,006
LOI	0,01	5,5	6,2	6,8	5,4	5,6	6,3	5,5	0,6
Total	-	99,0	99,3	98,4	100,2	99,3	99,8	99,6	98,8
Sc _{ppm}	14	34,0	38,0	35,0	32,0	34,0	35,0	34,0	<L.D.
V	9	76	74	111	48	85	85	61	29
Co	6	93	90	92	95	94	93	93	<L.D.
Cu	5	118	137	137	120	119	119	113	6
Zn	2	89	103	106	91	92	91	90	4
Ga	9	9	14	14	10	<9	9	9	<L.D.
Rb	3	145	199	196	164	163	162	143	7
Y	2	24	26	25	23	25	24	25	3
Nb	9	258	287	285	262	261	259	260	<L.D.
La	28	227	248	260	225	244	239	242	<L.D.
Ce	35	348	395	438	351	386	374	396	<L.D.
Nd	14	116	141	161	122	135	131	136	<L.D.
Th	7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<L.D.
U	3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3
Mg#		0,77	0,72	0,70	0,77	0,77	0,77	0,77	
Cl	-	1,2	1,3	1,4	1,2	1,3	1,3	1,2	

L.D.: Limite de detecção; Qtz: quartzito encaixante.

Tabela A.II: resultados de química de rocha total obtidos por ICP-MS.

	L.D.	PNT 3	PNT 4	PNT 5	PNT 6	PNT 7	PNT 8	PNT 9	Qtz
V_{ppm}	8,0	79,0	72,0	100,0	58,0	78,0	55,0	85,0	30,0
Co	0,2	84,6	77,4	79,3	79,2	78,1	84,1	83,9	5,9
Be	1,0	4,0	4,0	6,0	3,0	2,0	5,0	3,0	<L.Q.
Ga	0,5	9,5	11,9	12,6	8,6	8,6	8,4	10,2	0,6
Rb	0,1	144,5	187,2	198,4	156,5	150,0	140,3	163,6	4,6
Sr	0,5	1731,9	1754,4	2035,3	1772,2	1561,0	1810,8	1762,9	18,7
Y	0,1	22,9	24,1	25,7	23,4	22,1	23,3	23,3	2,5
Zr	0,1	785,5	854,5	797,7	745,7	727,4	762,4	771,2	62,3
Nb	0,1	272,9	291,9	300,0	266,3	260,6	273,0	270,3	0,6
Sn	1,0	4,0	4,0	4,0	3,0	2,0	3,0	3,0	<L.Q.
Cs	0,1	1,8	1,6	2,2	1,7	1,5	1,4	1,4	0,1
Ba	1,0	2973	2866	2308	2902	2907	3010	3082	91
La	0,1	269,7	279,3	287,4	272,5	269,0	278,2	273,6	5,0
Ce	0,1	489,4	512,5	538,1	496,3	488,6	504,4	499,4	6,0
Pr	0,1	54,25	56,69	59,13	54,52	53,52	55,76	54,75	0,98
Nd	0,3	182,3	193,3	201,5	190,5	185,9	191,4	184,3	4,2
Sm	0,05	22,81	24,76	26,48	23,35	22,63	24,22	23,20	0,64
Eu	0,02	5,58	6,02	6,31	5,73	5,85	5,76	5,51	0,21
Gd	0,05	14,90	15,37	15,87	14,26	15,07	14,16	14,09	0,66
Tb	0,01	1,38	1,47	1,50	1,33	1,39	1,39	1,33	0,08
Dy	0,05	6,00	6,96	7,15	6,37	6,17	6,59	6,44	0,42
Ho	0,02	0,84	0,89	0,91	0,79	0,81	0,82	0,79	0,07
Er	0,03	1,70	1,87	1,94	1,66	1,67	1,80	1,69	0,24
Tm	0,01	0,23	0,24	0,24	0,20	0,20	0,23	0,20	0,04
Yb	0,05	1,28	1,33	1,40	1,24	1,27	1,27	1,23	0,22
Lu	0,01	0,16	0,16	0,18	0,16	0,15	0,15	0,17	0,04
Rb	0,1	144,5	187,2	198,4	156,5	150,0	140,3	163,6	4,6
Sr	0,5	1731,9	1754,4	2035,3	1772,2	1561,0	1810,8	1762,9	18,7
Y	0,1	22,9	24,1	25,7	23,4	22,1	23,3	23,3	2,5
Hf	0,1	19,1	21,1	19,0	18,3	18,2	18,1	18,9	1,2
Ta	0,1	15,1	17,2	17,3	15,6	14,9	15,3	15,5	<L.Q.
W	0,5	0,7	0,5	0,8	0,8	0,7	0,9	<L.Q.	0,7
Th	0,2	26,6	27,7	28,6	27,3	27,7	27,8	26,6	0,5
U	0,1	5,9	6,0	6,3	5,8	5,6	5,8	6,2	0,4

L.D.: Limite de detecção; Qtz: quartzito encaixante.

Apêndice B – Análises de Microsonda Eletrônica

Apêndice B - Tabela B.I: Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	P06-04	P06-04	P06-04	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10
Grão¹	MicroR15	MicroR17	MicroR19	MicroR1	MicroR11	MicroR13	MicroR3
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,3	39,82	41,02	40,61	39,3	40,25	39,41
Al₂O₃	0,01	0,07	0,05	0,02	0,06	0,03	0,05
TiO₂			0,17		0,1	0,01	0,07
FeO	10,81	14,19	9,82	8,05	13,44	12,44	13,47
MnO	0,11	0,18	0,15	0,13	0,17	0,17	0,15
MgO	49,01	46,34	50,04	50,1	45,57	45,99	45,7
CaO	0,03	0,14	0,09	0,06	0,09	0,11	0,1
Na₂O	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
K₂O			0,01	0,02		0,02	0,01
NiO				0,42			0,39
Cr₂O₃		0,03	0,1	0,04	0,03	0,06	0,08
Total	100,28	100,79	101,49	99,47	98,79	99,11	99,46
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,99	0,989	0,991	0,995	0,993	1,007	0,991
Al		0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Ti			0,003		0,002		0,001
Fe²⁺	0,222	0,295	0,198	0,165	0,284	0,26	0,283
Mn	0,002	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003
Mg	1,795	1,716	1,802	1,83	1,716	1,715	1,713
Ca	0,001	0,004	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003
Na		0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
K				0,001		0,001	
Ni				0,008			0,008
Σ Cátions	3,01	3,011	3,002	3,006	3,004	2,992	3,004
Componentes moleculares (%)							
Fo	88,99	85,34	90,08	91,73	85,80	86,82	85,81
Fa	11,01	14,66	9,92	8,27	14,20	13,18	14,19

¹Abreviações: Micro (microcristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10
Grão¹	FMicroR5	FMicroR7	FMicroR9	MicrocR1	MicrocR2	MicrocR3	MicrocR4
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,9	40,13	38,32	39,44	39,49	39,8	40,1
Al₂O₃	0,01	0,05	0,08	0,03	0,02	0,07	0,04
TiO₂		0,01	0,04	0,08	0,05	0,03	0,04
FeO	8,72	8,36	13,72	13,54	13,94	13,21	12,7
MnO	0,1	0,16	0,22	0,16	0,22	0,19	0,18
MgO	49,37	49,8	44,96	45,02	44,42	45,17	45,8
CaO	0,06	0,08	0,09	0,14	0,27	0,15	0,15
Na₂O	0,01	0,09	0,05	0,04	0,02	0,04	0,01
K₂O	0,01	0,04		0,03	0,02	0,04	0,03
NiO				0,35	0,2		
Cr₂O₃	0,12	0,05	0,08	0,08	0,05	0,07	0,09
Total	99,3	98,77	97,56	98,91	98,7	98,77	99,14
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	1,004	0,991	0,984	0,997	1,002	1,004	1,005
Al		0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001
Ti			0,001	0,002	0,001	0,001	0,001
Fe²⁺	0,179	0,173	0,295	0,286	0,296	0,279	0,266
Mn	0,002	0,003	0,005	0,003	0,005	0,004	0,004
Mg	1,806	1,833	1,721	1,697	1,68	1,698	1,71
Ca	0,002	0,002	0,002	0,004	0,007	0,004	0,004
Na		0,004	0,002	0,002	0,001	0,002	
K		0,001		0,001	0,001	0,001	0,001
Ni				0,007	0,004		
Σ Cátions	2,993	3,008	3,012	3	2,998	2,995	2,992
Componentes moleculares							
Fo	90,98	91,39	85,38	85,56	85,03	85,90	86,53
Fa	9,02	8,61	14,62	14,44	14,97	14,10	13,47

¹Abreviações: Micro (microcristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A1
Grão¹	MicrocR5	MicrocR6	MicrocR7	MicrocR8	micro27	micro31	micro33
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	39,77	38,81	39,15	39,69	39,36	41	40,09
Al₂O₃	0,04	0,05	0,04	0,08	0,03		0,04
TiO₂	0,03	0,04	0,06	0,05	0,06		0,08
FeO	13,75	13,67	12,79	14,08	14,8	8,07	13,74
MnO	0,18	0,24	0,24	0,16	0,14	0,16	0,16
MgO	44,87	44,84	45,59	44,57	45,29	50,37	45,91
CaO	0,12	0,25	0,13	0,2	0,13		0,08
Na₂O	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01		0,02
K₂O		0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03
NiO					0,3	0,35	0,34
Cr₂O₃	0,11	0,04	0,11	0,12	0,02		
Total	98,89	97,97	98,13	99	100,16	99,96	100,49
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	1,004	0,991	0,994	1,003	0,988	0,998	0,997
Al	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001		0,001
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001		0,001
Fe²⁺	0,29	0,292	0,271	0,297	0,311	0,164	0,286
Mn	0,004	0,005	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,688	1,708	1,725	1,678	1,695	1,829	1,702
Ca	0,003	0,007	0,004	0,005	0,003		0,002
Na	0,001	0,001		0,001			0,001
K				0,001	0,001		0,001
Ni					0,006	0,007	0,007
Σ Cátions	2,992	3,007	3,001	2,991	3,009	3,001	3,001
Componentes moleculares							
Fo	85,33	85,39	86,40	84,94	84,50	91,75	85,62
Fa	14,67	14,61	13,60	15,06	15,50	8,25	14,38

¹Abreviações: Micro (microcristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT3A1	PNT3A1	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f1
Grão¹	micro35	micro37	ol1_mic_n	ol3_mic_n	ol4_mic	ol5_mic	ol6_mic
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	39,74	41,27	41,17	40,95	40,46	40,94	39,85
Al₂O₃	0,02				0,01		0,03
TiO₂	0,03				0,03	0,01	0,02
FeO	13,72	7,88	8,1	8,46	11,01	9,54	14,66
MnO	0,17	0,12	0,08	0,13	0,14	0,13	0,16
MgO	45,73	51,09	50,86	50,27	48,32	49,98	44,7
CaO	0,12	0,01	0,01	0,04	0,07	0,05	0,11
Na₂O	0,03		0,02		0,02	0,02	0,02
K₂O			0,01				
NiO	0,36	0,36	0,40	0,36	0,37	0,35	0,28
Cr₂O₃	0,1	0,01			0,07		0,05
Total	100,02	100,74	100,68	100,23	100,53	101,05	99,91
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,994	0,996	0,996	0,996	0,994	0,993	1,001
Al	0,001						0,001
Ti	0,001				0,001		0,001
Fe²⁺	0,287	0,159	0,164	0,172	0,226	0,194	0,308
Mn	0,004	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004
Mg	1,705	1,839	1,834	1,824	1,769	1,808	1,674
Ca	0,003			0,001	0,002	0,001	0,003
Na	0,001		0,001		0,001	0,001	0,001
K			0,001				
Ni	0,007	0,007	0,008	0,007	0,008	0,007	0,006
Σ Cátions	3,003	3,003	3,006	3,003	3,004	3,007	2,999
Componentes moleculares							
Fo	85,59	92,03	91,80	91,37	88,66	90,32	84,46
Fa	14,41	7,97	8,20	8,63	11,34	9,68	15,54

¹Abreviações: Mic e micro (microcristal). Amostras pnt3f1 (análises realizadas no fragmento 1).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	pnt3f2	pnt3f2	PNT4A4	PNT4A4	PNT4A4	PNT5B	PNT5B
Grão¹	ol1_mic	ol2_mic	micro14	micro16	micro18	micro20	micro22
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,35	40,37	41,12	40,1	40,62	40,25	40,2
Al₂O₃	0,0001	0,0493	0,01	0,01	0,01	0,05	0,04
TiO₂	0,0278	0,0539	0,01	0,05	0,04	0,04	0,03
FeO	9,83	11,54	7,38	15,15	9,84	12,88	12,73
MnO	0,1131	0,1312	0,11	0,19	0,15	0,15	0,15
MgO	49,59	48,69	51,17	45	49,31	46,53	46,68
CaO	0,0141	0,1634	0,01	0,09	0,05	0,1	0,13
Na₂O		0,019	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02
K₂O				0,02		0,02	
NiO	0,3794	0,3844	0,4	0,25	0,35	0,34	0,34
Cr₂O₃	0,0073	0,0162	0,05	0,05	0,01	0,09	0,03
Total	100,31	101,42	100,27	100,92	100,4	100,48	100,35
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,988	0,986	0,996	0,999	0,993	0,997	0,997
Al		0,001				0,001	0,001
Ti	0,001	0,001		0,001	0,001	0,001	0,001
Fe²⁺	0,201	0,236	0,149	0,316	0,201	0,267	0,264
Mn	0,002	0,003	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003
Mg	1,811	1,773	1,847	1,671	1,798	1,719	1,725
Ca		0,004		0,002	0,001	0,003	0,003
Na		0,001			0,001	0,001	0,001
K				0,001		0,001	
Ni	0,007	0,008	0,008	0,005	0,007	0,007	0,007
Σ Cátions	3,01	3,013	3,002	2,999	3,005	3	3,002
Componentes moleculares							
Fo	89,99	88,26	92,51	84,11	89,93	86,55	86,73
Fa	10,01	11,74	7,49	15,89	10,07	13,45	13,27

¹Abreviações: Mic e micro (microcristal). Amostras pnt3f2 (análises realizadas no fragmento 2).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT5B	PNT7B1	PNT7B1	PNT7B1	PNT8A1	P06-04	P06-04
Grão¹	micro24	micro1	micro3	micro5	micro11	MicroR16	MicroR18
Localização²	N	N	N	N	N	B	B
SiO₂	39,9	40,85	39,65	40,45	41,02	40,42	40,38
Al₂O₃	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0	0,01
TiO₂	0,05	0,01	0,02	0,04	0,04	0,04	0,07
FeO	16,25	8,16	14,38	9,83	8,87	14,17	13,82
MnO	0,17	0,12	0,15	0,13	0,1	0,13	0,16
MgO	44,31	50,7	45,57	48,87	51,02	45,82	46,35
CaO	0,09	0,03	0,08	0,04	0,05	0,11	0,09
Na₂O	0,01		0,05	0,01	0,02	0,01	0,01
K₂O			0,03		0,01	0,02	0,01
NiO	0,22	0,41	0,36	0,36	0,38		
Cr₂O₃	0,01		0,02	0,05		0,02	0,01
Total	101,03	100,29	100,34	99,8	101,53	100,74	100,91
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,998	0,993	0,992	0,995	0,988	1,002	0,998
Al	0,001		0,001	0,001	0,001		
Ti	0,001			0,001	0,001	0,001	0,001
Fe²⁺	0,34	0,166	0,301	0,202	0,179	0,294	0,286
Mn	0,004	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003
Mg	1,651	1,837	1,699	1,792	1,832	1,694	1,708
Ca	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002
Na			0,002		0,001		
K			0,001			0,001	
Ni	0,004	0,008	0,007	0,007	0,007		
Σ Cations	3,001	3,007	3,008	3,002	3,012	2,998	2,998
Componentes moleculares							
Fo	82,93	91,72	84,96	89,86	91,11	85,21	85,67
Fa	17,07	8,28	15,04	10,14	8,89	14,79	14,33

¹Abreviações: Micro (microcristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo); B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	P06-04	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10
Grão¹	MicroR1	MicroR10	MicroR20	MicroR14	MicroR2	MicroR4	MicroR6
Localização²	B	B	B	B	B	B	B
SiO₂	39,85	39,85	39,64	40,1	39,96	40,03	39,12
Al₂O₃	0,01	0,01	0,03		0,04	0,01	0,05
TiO₂	0,05	0,03	0,08	0,05	0,09	0,05	
FeO	13,92	13,17	12,14	12,52	12,65	13,06	8,72
MnO	0,16	0,19	0,22	0,21	0,23	0,18	0,12
MgO	46,75	46	46,79	46,15	45,53	46,62	48,85
CaO	0,11	0,12	0,26	0,13	0,16	0,18	0,39
Na₂O	0,02	0,04	0,02	0,01	0,04	0,02	0,23
K₂O	0,01	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,19
NiO					0,23	0,22	
Cr₂O₃	0,07	0,05	0,05	0,06	0,08	0,04	0,09
Total	100,95	99,5	99,27	99,27	99,03	100,45	97,76
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,987	0,998	0,991	1,003	1,004	0,993	0,982
Al			0,001		0,001		0,001
Ti	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	
Fe²⁺	0,288	0,276	0,254	0,262	0,266	0,271	0,183
Mn	0,003	0,004	0,005	0,004	0,005	0,004	0,003
Mg	1,726	1,717	1,745	1,72	1,705	1,725	1,827
Ca	0,003	0,003	0,007	0,003	0,004	0,005	0,01
Na	0,001	0,002	0,001		0,002	0,001	0,011
K		0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,006
Ni					0,005	0,004	
Σ Cátions	3,009	3,002	3,007	2,994	2,995	3,005	3,023
Componentes moleculares							
Fo	85,68	86,16	87,29	86,79	86,51	86,42	90,89
Fa	14,32	13,84	12,71	13,21	13,49	13,58	9,11

¹Abreviações: Micro (microcristal);

²Localização da análise do grão: B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	P10-10	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A1
Grão¹	MicroR8	micro26	micro28	micro29	micro30	micro32	micro34
Localização²	B	B	B	B	B	B	B
SiO₂	40,08	36,34	40,12	40,63	41,26	41,65	39,91
Al₂O₃	0,04	3,84	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02
TiO₂		0,55	0,05	0,13	0	0,05	0,09
FeO	10,14	7,42	13,3	13,45	7,99	12,74	14,83
MnO	0,17	0,16	0,26	0,22	0,13	0,24	0,28
MgO	48,3	22,04	45,74	45,31	50,73	44,76	45,82
CaO	0,05		0,3	0,34	0,02	0,31	0,22
Na₂O	0,01	0,12		0,01		0,01	0,01
K₂O	0,02	2,47			0,01		
NiO		0,08	0,15	0,17	0,35	0,16	0,24
Cr₂O₃	0,05	0,02		0,01		0,06	0,04
Total	98,86	84,28	99,95	100,29	100,5	99,99	101,46
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,996	1,09	1,001	1,009	0,999	1,031	0,989
Al	0,001	0,136	0,001	0,001	0	0	0,001
Ti		0,012	0,001	0,002	0	0,001	0,002
Fe²⁺	0,211	0,186	0,277	0,279	0,162	0,264	0,307
Mn	0,004	0,004	0,005	0,005	0,003	0,005	0,006
Mg	1,789	0,986	1,701	1,678	1,83	1,652	1,693
Ca	0,001	0,361	0,008	0,009	0,001	0,008	0,006
Na		0,007					
K	0,001	0,095					
Ni		0,002	0,003	0,003	0,007	0,003	0,005
Σ Cations	3,003	2,879	2,997	2,986	3,002	2,964	3,009
Componentes moleculares							
Fo	89,46	84,11	85,97	85,72	91,88	86,23	84,63
Fa	10,54	15,89	14,03	14,28	8,12	13,77	15,37

¹Abreviações: Micro (microcristal).

²Localização da análise do grão: B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT3A1	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f2	pnt3f2	PNT4A4
Grão¹	micro36	ol4_mic	ol5_mic	ol1_micr	ol2_mic	micro3
Localização²	B	B	B	B	B	B
SiO₂	40,68	40,2	39,39	39,95	40,37	40,36
Al₂O₃	0,01	0,01	0,01		0,03	0,01
TiO₂	0,03	0,03	0,05	0,06	0,05	0,03
FeO	13,78	14,35	13,82	14,28	14,93	13,16
MnO	0,18	0,24	0,20	0,20	0,18	0,18
MgO	44,92	44,89	46,25	45,8	44,86	46,48
CaO	0,11	0,21	0,17	0,11	0,15	0,07
Na₂O	0,02	0,03	0,01	0,01		0,02
K₂O	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	
NiO	0,29	0,21	0,21	0,32	0,30	0,27
Cr₂O₃		0,02	0,05	0,06		0,02
Total	100,03	100,25	100,24	100,83	100,92	100,6
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)						
Si	1,014	1,004	0,985	0,993	1,004	0,999
Al		0,001			0,001	
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe²⁺	0,287	0,3	0,289	0,297	0,311	0,272
Mn	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	1,67	1,672	1,723	1,698	1,663	1,715
Ca	0,003	0,006	0,005	0,003	0,004	0,002
Na	0,001	0,002	0,001	0,001		0,001
K		0,001	0,001		0,001	
Ni	0,006	0,004	0,004	0,006	0,006	0,005
Σ Cátions	2,986	2,996	3,013	3,003	2,995	2,999
Fo	85,31	84,79	85,64	85,11	84,26	86,29
Fa	14,69	15,21	14,36	14,89	15,74	13,71

¹Abreviações: Mic e micro (microcristal). Amostras pnt3f1 e pnt3f2 (análises realizadas nos fragmentos 1 e 2).

²Localização da análise do grão: B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT4A4	PNT4A4	PNT5B	PNT5B	PNT5B	PNT7B1	PNT7B1
Grão¹	micro17	micro38	micro19	micro21	micro23	micro2	micro25
Localização²	B	B	B	B	B	B	B
SiO₂	40,12	39,65	40,41	39,66	40,44	39,9	39,83
Al₂O₃	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02		0,03
TiO₂	0,07	0,06	0,07	0,05	0,01		0,01
FeO	14,15	14,15	14,51	14,68	14,16	13,77	13
MnO	0,25	0,22	0,22	0,17	0,24	0,19	0,22
MgO	45,13	45,98	45,6	45,33	44,57	45,6	46,59
CaO	0,28	0,22	0,16	0,08	0,17	0,12	0,2
Na₂O	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02
K₂O	0,01		0,02				
NiO	0,15	0,16	0,3	0,29	0,24	0,29	0,16
Cr₂O₃		0,03	0,01	0,09	0,06	0,06	0,05
Total	100,2	100,5	101,34	100,39	99,94	99,95	100,11
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	1,002	0,989	0,999	0,992	1,012	0,998	0,992
Al	0,001		0,001	0,001	0,001		0,001
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001			
Fe²⁺	0,296	0,295	0,3	0,307	0,296	0,288	0,271
Mn	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005
Mg	1,68	1,709	1,681	1,691	1,662	1,7	1,729
Ca	0,007	0,006	0,004	0,002	0,005	0,003	0,005
Na	0,001	0,001		0,001	0,001	0,001	0,001
K			0,001				
Ni	0,003	0,003	0,006	0,006	0,005	0,006	0,003
Σ Cations	2,996	3,009	2,998	3,005	2,987	3	3,007
Componentes moleculares							
Fo	85,04	85,27	84,85	84,62	84,87	85,51	86,46
Fa	14,96	14,73	15,15	15,38	15,13	14,49	13,54

¹Abreviações: Micro (microcristal).

²Localização da análise do grão: B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT7B	PNT8A	P06-04	P06-04	P06-04	P06-04	P06-04
Grão¹	micro4	micro10	Macro13	Macro15	MacroR21	MacroR5	MacroR7
Localização²	B	B	N	N	N	N	N
SiO₂	40,4	40,49	41,18	40,65	41,57	41,18	40,65
Al₂O₃	0,02		0,01	0,02		0,01	0,02
TiO₂	0,13	0,01			0,04		
FeO	13,12	13,69	10,47	11,11	8,27	10,47	11,11
MnO	0,26	0,2	0,13	0,11	0,12	0,13	0,11
MgO	45,66	45,77	48,72	48,56	50,7	48,72	48,56
CaO	0,31	0,11	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03
Na₂O	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
K₂O			0,01			0,01	
NiO	0,17	0,32					
Cr₂O₃	0,02	0,03		0,02			0,02
Total	100,1	100,63	100,57	100,51	100,77	100,57	100,51
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	1,005	1,004	1,005	0,996	1,002	1,005	0,996
Al	0,001			0,001			0,001
Ti	0,002				0,001		
Fe²⁺	0,273	0,284	0,214	0,228	0,167	0,214	0,228
Mn	0,005	0,004	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002
Mg	1,693	1,692	1,772	1,775	1,823	1,772	1,775
Ca	0,008	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Na			0,001		0,001	0,001	
K							
Ni	0,003	0,006					
Σ Cátions	2,99	2,993	2,996	3,003	2,997	2,996	3,003
Componentes moleculares							
Fo	86,11	85,63	89,24	88,62	91,61	89,24	88,62
Fa	13,89	14,37	10,76	11,38	8,39	10,76	11,38

¹Abreviações: Micro (microcristal); Macro (macrocristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo); B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10	P10-10	PNT3A1
Grão¹	MacroR1	MacroR11	MacroR17	MacroR19	MacroR3	MacroR9	macro27
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,57	40,81	39,97	40,79	40,81	40,57	39,71
Al₂O₃		0,02	0,06	0,01	0,02		0,04
TiO₂			0,08				0,02
FeO	8,77	8,85	14,23	9,4	8,85	8,77	15,49
MnO	0,12	0,11	0,17	0,14	0,11	0,12	0,18
MgO	49,75	49,68	44,76	48,99	49,68	49,75	44,12
CaO	0,02	0,05	0,08	0,02	0,05	0,02	0,08
Na₂O	0,01	0,04	0,05	0,01	0,04	0,01	0,02
K₂O	0,01	0,02			0,02	0,01	0,02
NiO	0,4	0,42			0,42	0,4	0,31
Cr₂O₃	0,06	0,06	0,07	0,02	0,06	0,06	0,02
Total	99,71	100,06	99,47	99,38	100,06	99,71	100,01
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,995	0,997	1,005	1,003	0,997	0,995	1
Al		0,001	0,002		0,001		0,001
Ti			0,002				0
Fe²⁺	0,18	0,181	0,299	0,193	0,181	0,18	0,326
Mn	0,002	0,002	0,004	0,003	0,002	0,002	0,004
Mg	1,818	1,809	1,677	1,796	1,809	1,818	1,657
Ca	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002
Na		0,002	0,002		0,002		0,001
K		0,001			0,001		0,001
Ni	0,008	0,008			0,008	0,008	0,006
Σ Cations	3,004	3,002	2,993	2,996	3,002	3,004	2,998
Componentes moleculares							
Fo	91,00	90,91	84,86	90,28	90,91	91,00	83,54
Fa	9,00	9,09	15,14	9,72	9,09	9,00	16,46

¹Abreviações: Macro (macrocristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A2	pnt3f2	pnt3f2	PNT4A4
Grão¹	macro28	macro31	macro32	macro33	ol1_macro	ol2_macro	macro34
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,1	41,23	41,04	42,04	40,93	40,54	41,32
Al₂O₃	0,02	0,02	0,04	1,04			
TiO₂	0,04	0,05	0,06	1,06		0,06	0,01
FeO	15,47	8,39	8,62	9,62	9,1	8,49	8,17
MnO	0,17	0,11	0,11	0,11	0,13	0,10	0,1
MgO	44,23	49,85	50,11	51,11	50,42	50,38	50,42
CaO	0,06	0,04	0,04				0,02
Na₂O	0,02	0,02	0,02	1,02	0,01		0,01
K₂O		0,01		1	0,01		0,01
NiO	0,29	0,4	0,4	0,4	0,41	0,35	0,4
Cr₂O₃	0,01		0,04	0,04	0,01	0,06	0,01
Total	100,41	100,12	100,48	111,48	101,04	100	100,47
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	1,005	1,003	0,997	0,946	0,992	0,99	1,001
Al	0,001	0,001	0,001	0,028			
Ti	0,001	0,001	0,001	0,018		0,001	
Fe²⁺	0,324	0,171	0,175	0,181	0,184	0,173	0,166
Mn	0,004	0,002	0,002	0,021	0,003	0,002	0,002
Mg	1,652	1,808	1,815	1,714	1,821	1,834	1,821
Ca	0,002	0,001	0,001	0,025			0,001
Na	0,001	0,001	0,001	0,044	0,001		
K				0,029			
Ni	0,006	0,008	0,008	0,025	0,008	0,007	0,008
Σ Cátions	2,996	2,996	3,001	3,051	3,009	3,007	2,999
Componentes moleculares							
Fo	83,59	91,37	91,20	90,45	90,80	91,36	91,66
Fa	16,41	8,63	8,80	9,55	9,20	8,64	8,34

¹Abreviações: Macro (macrocristal). Amostras pnt3f2 (análises no fragmento 2).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT4A4	PNT5B	PNT5B	PNT7B1	PNT7B1	PNT8A1	PNT8A1
Grão¹	macro37	macro13	macro15	macro18	macro20	macro2	macro22
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,46	41,42	40,72	39,39	40,89	40,99	40,89
Al₂O₃			0,02	0,08		0,01	0,01
TiO₂	0,04		0,02	0,04			0,01
FeO	13,48	8,26	9,89	14,79	8,13	8,62	10,27
MnO	0,18	0,12	0,12	0,17	0,12	0,12	0,13
MgO	45,94	50,99	49,51	44,7	49,86	50,24	49,33
CaO	0,03	0,04	0,08	0,1	0,02	0,05	0,04
Na₂O	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01
K₂O			0,01		0,01	0,01	0
NiO	0,35	0,38	0,39	0,31	0,37	0,36	0,39
Cr₂O₃		0,06	0,02	0,01		0,07	
Total	100,49	101,28	100,79	99,64	99,41	100,49	101,08
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	1,004	0,996	0,992	0,994	1,001	0,996	0,995
Al			0,001	0,002			
Ti	0,001			0,001			
Fe²⁺	0,28	0,166	0,202	0,312	0,166	0,175	0,209
Mn	0,004	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003
Mg	1,699	1,828	1,799	1,681	1,82	1,819	1,789
Ca	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001
Na				0,002		0,001	
K							
Ni	0,007	0,007	0,008	0,006	0,007	0,007	0,008
Σ Cations	2,996	3	3,006	3,005	2,997	3,001	3,005
Componentes moleculares							
Fo	85,86	91,67	89,92	84,34	91,62	91,22	89,54
Fa	14,14	8,33	10,08	15,66	8,38	8,78	10,46

¹Abreviações: Macro (macrocristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT8A1	P06-04	P06-04	P06-04	P06-04	P06-04	P10-10
Grão¹	macro24	MacroR14	MacroR16	MacroR22	MacroR6	MacroR8	MacroR10
Localização²	N	B	B	B	B	B	B
SiO₂	41,23	40,41	40,45	39,55	40,41	40,45	38,85
Al₂O₃	0,01						0,01
TiO₂	0,04	0,02	0,05		0,02	0,05	
FeO	7,82	13,68	13,58	13,32	13,68	13,58	14,89
MnO	0,11	0,22	0,17	0,28	0,22	0,17	0,2
MgO	51,35	46,53	46,74	46,85	46,53	46,74	44,83
CaO		0,19	0,16	0,29	0,19	0,16	0,09
Na₂O	0,01		0,01	0,03		0,01	
K₂O		0,01		0,01	0,01		0,01
NiO	0,39						0,3
Cr₂O₃			0,02	0,05		0,02	0,01
Total	100,96	101,06	101,18	100,38	101,06	101,18	99,19
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,993	0,997	0,997	0,984	0,997	0,997	0,986
Al							
Ti	0,001		0,001			0,001	
Fe²⁺	0,158	0,282	0,28	0,277	0,282	0,28	0,316
Mn	0,002	0,005	0,004	0,006	0,005	0,004	0,004
Mg	1,844	1,712	1,717	1,738	1,712	1,717	1,697
Ca		0,005	0,004	0,008	0,005	0,004	0,002
Na				0,001			
K							
Ni	0,008						0,006
Σ Cátions	3,006	3,001	3,003	3,014	3,001	3,003	3,011
Componentes moleculares							
Fo	92,13	85,84	85,98	86,24	85,84	85,98	84,29
Fa	7,87	14,16	14,02	13,76	14,16	14,02	15,71

¹Abreviações: Macro (macrocristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo); B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT8A1	P06-04	P06-04	P06-04	P06-04	P06-04	P10-10
Grão¹	macro24	MacroR14	MacroR16	MacroR22	MacroR6	MacroR8	MacroR10
Localização²	N	B	B	B	B	B	B
SiO₂	41,23	40,41	40,45	39,55	40,41	40,45	38,85
Al₂O₃	0,01						0,01
TiO₂	0,04	0,02	0,05		0,02	0,05	
FeO	7,82	13,68	13,58	13,32	13,68	13,58	14,89
MnO	0,11	0,22	0,17	0,28	0,22	0,17	0,2
MgO	51,35	46,53	46,74	46,85	46,53	46,74	44,83
CaO		0,19	0,16	0,29	0,19	0,16	0,09
Na₂O	0,01		0,01	0,03		0,01	
K₂O		0,01		0,01	0,01		0,01
NiO							0,3
Cr₂O₃			0,02	0,05		0,02	0,01
Total	100,96	101,06	101,18	100,38	101,06	101,18	99,19
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,993	0,997	0,997	0,984	0,997	0,997	0,986
Al							
Ti	0,001		0,001			0,001	
Fe²⁺	0,158	0,282	0,28	0,277	0,282	0,28	0,316
Mn	0,002	0,005	0,004	0,006	0,005	0,004	0,004
Mg	1,844	1,712	1,717	1,738	1,712	1,717	1,697
Ca		0,005	0,004	0,008	0,005	0,004	0,002
Na				0,001			
K							
Ni	0,008						0,006
Σ Cations	3,006	3,001	3,003	3,014	3,001	3,003	3,011
Componentes moleculares							
Fo	92,13	85,84	85,98	86,24	85,84	85,98	84,29
Fa	7,87	14,16	14,02	13,76	14,16	14,02	15,71

¹Abreviações: Macro (macrocristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo); B (borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT3A1	PNT3A1	pnt3f2	pnt3f2	PNT4A4	PNT4A4	PNT5B
Grão¹	macro29	macro30	ol1_macro	ol2_macro	macro35	macro36	macro12
Localização²	B	B	B	B	B	B	B
SiO₂	40,31	40	39,84	39,38	39,54	40,67	40,09
Al₂O₃				0,0079	0,01	0,01	0,03
TiO₂	0,05	0,02	0,0025	0,0537	0,03	0,06	0,06
FeO	13,91	13,5	13,64	14,39	19,31	14,52	14,17
MnO	0,17	0,23	0,2088	0,2269	0,24	0,28	0,22
MgO	45,54	45,86	47,49	46,22	42,02	44,51	45,96
CaO	0,1	0,15	0,1262	0,1963	0,05	0,24	0,21
Na₂O	0,03	0,02	0,0129			0,01	0,01
K₂O	0,02			0,0094	0,01	0,01	0,01
NiO	0,29	0,16	0,2245	0,151	0,18	0,16	0,2
Cr₂O₃	0,03	0,05	0,0501		0,04	0,03	0,06
Total	100,45	99,99	101,6	100,64	101,43	100,5	101,02
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	1,003	0,998	0,981	0,983	0,999	1,013	0,994
Al							0,001
Ti	0,001			0,001	0,001	0,001	0,001
Fe²⁺	0,289	0,282	0,281	0,3	0,408	0,302	0,294
Mn	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005	0,006	0,005
Mg	1,689	1,707	1,743	1,719	1,582	1,652	1,699
Ca	0,003	0,004	0,003	0,005	0,001	0,006	0,006
Na	0,001	0,001	0,001				
K	0,001						
Ni	0,006	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004
Σ Cátions	2,997	3	3,017	3,016	3	2,983	3,004
Componentes moleculares							
Fo	85,37	85,82	86,12	85,13	79,50	84,53	85,25
Fa	14,63	14,18	13,88	14,87	20,50	15,47	14,75

¹Abreviações: Macro (macrocristal). Amostras pnt3f2 (análises realizadas fragmento 2).

²Localização da análise do grão: B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT5B	PNT7B1	PNT7B1	PNT7B1	PNT8A1	PNT8A1	PNT8A1
Grão¹	macro14	macro16	macro17	macro19	macro1	macro21	macro23
Localização²	B	B	B	B	B	B	B
SiO₂	39,7	38,8	40,22	39,18	40,11	40,57	40,28
Al₂O₃	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02		0,01
TiO₂	0,02	0,08	0,05	0,05	0,09	0,03	0,01
FeO	14,6	17,25	13,33	13,23	13,9	14,26	14,21
MnO	0,21	0,2	0,28	0,17	0,2	0,31	0,21
MgO	45,57	42,74	45,51	46,23	46,14	45,42	45,92
CaO	0,13	0,1	0,32	0,16	0,14	0,41	0,09
Na₂O	0,01	0,01		0,02		0,02	0,03
K₂O	0,03			0,01	0,01		
NiO	0,27	0,19	0,13	0,22	0,27	0,09	0,29
Cr₂O₃	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02
Total	100,57	99,42	99,89	99,34	100,91	101,13	101,07
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,991	0,992	1,004	0,985	0,994	1,004	0,998
Al	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001		
Ti		0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	
Fe²⁺	0,305	0,369	0,278	0,278	0,288	0,295	0,294
Mn	0,004	0,004	0,006	0,004	0,004	0,006	0,004
Mg	1,696	1,63	1,693	1,733	1,705	1,676	1,696
Ca	0,003	0,003	0,009	0,004	0,004	0,011	0,002
Na				0,001		0,001	0,001
K	0,001						
Ni	0,005	0,004	0,003	0,004	0,005	0,002	0,006
Σ Cations	3,006	3,005	2,995	3,011	3,003	2,996	3,001
Componentes moleculares							
Fo	84,76	81,53	85,88	86,16	85,54	85,02	85,20
Fa	15,24	18,47	14,12	13,84	14,46	14,98	14,80

¹Abreviações: Macro (macrocristal).

²Localização da análise do grão: B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A1	pnt3f2	pnt3f2	PNT4A4
Grão¹	mega20	mega21	mega25	mega26	ol2_mega	ol_mega2	mega27
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,82	40,45	41,03	41,01	41,12	40,59	40,76
Al₂O₃		0,04	0,01	0,01		0,04	0,01
TiO₂				0,04	0,01		0,03
FeO	8,71	8,62	7,86	7,92	8,91	9,60	11,01
MnO	0,12	0,12	0,1	0,09	0,10	0,14	0,16
MgO	49,86	48,53	50,89	50,59	50,1	49,57	48,33
CaO	0,03	0,09	0,02	0,01	0,03	0,03	0,06
Na₂O	0,01	0,01	0,01	0,01			0,01
K₂O		0,11		0,04			
NiO	0,38	0,34	0,39	0,41	0,41	0,38	0,33
Cr₂O₃	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06
Total	99,95	98,32	100,34	100,16	100,74	100,42	100,76
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,997	1,004	0,995	0,996	0,997	0,992	0,998
Al		0,001				0,001	
Ti				0,001			0,001
Fe²⁺	0,178	0,179	0,159	0,161	0,181	0,196	0,225
Mn	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003
Mg	1,816	1,796	1,839	1,832	1,812	1,805	1,764
Ca	0,001	0,002	0,001		0,001	0,001	0,002
Na							
K		0,003		0,001			
Ni	0,007	0,007	0,008	0,008	0,008	0,008	0,007
Σ Cátions	3,001	2,995	3,004	3,001	3,001	3,006	3
Componentes moleculares							
Fo	91,07	90,94	92,02	91,92	90,93	90,20	88,67
Fa	8,93	9,06	7,98	8,08	9,07	9,80	11,33

¹Abreviações: Mega (megacristal). Amostras pnt3f2 (análises realizadas no fragmento 2).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT4A4	PNT4A4	PNT5B	PNT5B	PNT7B1	PNT7B1	PNT8A1
Grão¹	mega28	mega30	mega32	mega8	mega10	mega13	mega15
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,03	40,86	39,87	39,72	40,26	40,06	40,08
Al₂O₃	0,01	0,02	0,03	0,07	0,02	0	0,12
TiO₂	0,01	0,03	0,05	0,10	0,01	0,01	0,08
FeO	14,76	9,28	15,76	15,65	10,86	12,39	14,46
MnO	0,2	0,14	0,19	0,18	0,13	0,16	0,16
MgO	44,92	49,55	44,78	44,57	48,03	46,59	45,7
CaO	0,13	0,06	0,09	0,09	0,02	0,06	0,09
Na₂O	0,01	0,01	0,02	0,08		0,01	0,04
K₂O	0,01		0,01	0,03			0,01
NiO	0,26	0,42	0,30	0,33	0,4	0,32	0,35
Cr₂O₃	0,07	0,09	0,01		0,05		0,02
Total	100,41	100,46	101,11	100,82	99,78	99,60	101,11
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	1,001	0,996	0,995	0,994	0,996	0,999	0,994
Al		0,001	0,001	0,002			0,004
Ti		0,001	0,001	0,002			0,001
Fe²⁺	0,309	0,189	0,329	0,327	0,225	0,258	0,3
Mn	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003
Mg	1,674	1,801	1,665	1,663	1,77	1,732	1,69
Ca	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
Na			0,001	0,004			0,002
K				0,001			
Ni	0,005	0,008	0,006	0,007	0,008	0,006	0,007
Σ Cátions	2,996	3,001	3,004	3,006	3,004	3	3,003
Componentes moleculares							
Fo	84,43	90,49	83,51	83,54	88,74	87,01	84,92
Fa	15,57	9,51	16,49	16,46	11,26	12,99	15,08

¹Abreviações: Mega (megacristal).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT8A1	PNT3A1	PNT3A1	PNT3A1	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f2
Grão¹	mega17	mega22	mega23	mega24	ol1_mc_b	ol3_mc_b	ol2_mega
Localização²	N	B	B	B	B	B	B
SiO₂	41,39	40,13	40,45	40,39	40,07	40,47	40,36
Al₂O₃	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	
TiO₂		0,02	0,07	0,12	0,03		0,03
FeO	8,11	12,73	12,31	13,57	14,71	13,29	14,53
MnO	0,11	0,16	0,16	0,21	0,19	0,21	0,20
MgO	50,78	46,84	46,82	45,53	44,49	45,54	45,3
CaO	0,02	0,06	0,06	0,25	0,11	0,16	0,15
Na₂O	0,02	0,01			0,02	0,01	
K₂O	0,01	0,01					
NiO	0,44	0,25	0,3	0,17	0,28	0,15	0,22
Cr₂O₃	0,05	0,05	0,1	0,03	0,04	0,04	0,06
Total	100,94	100,27	100,3	100,29	100,01	99,94	100,88
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,998	0,995	1,001	1,004	1,005	1,008	1,002
Al			0,001	0,001	0,001	0,001	
Ti			0,001	0,002	0,001		0,001
Fe²⁺	0,164	0,264	0,255	0,282	0,309	0,277	0,302
Mn	0,002	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	1,826	1,732	1,726	1,688	1,663	1,691	1,677
Ca	0,001	0,002	0,002	0,007	0,003	0,005	0,004
Na	0,001				0,001	0,001	
K							
Ni	0,009	0,005	0,006	0,003	0,006	0,003	0,004
Σ Cátions	3,001	3,001	2,995	2,991	2,993	2,99	2,994
Componentes moleculares							
Fo	91,77	86,77	87,14	85,67	84,35	85,93	84,75
Fa	8,23	13,23	12,86	14,33	15,65	14,07	15,25

¹Abreviações: Mega (megacristal). Amostras pnt3f1 e pntf2 (análises realizadas nos fragmentos 1 e 2).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo); B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	pnt3f2	PNT4A4	PNT5B	PNT5B	PNT7B1	PNT7B1	PNT7B1
Grão¹	ol_mega	mega29	mega31	mega7	mega11	mega12	mega9
Localização²	B	B	B	B	B	B	B
SiO₂	39,54	40,08	39,78	40,07	39,31	39,62	39,56
Al₂O₃	0,04		0,02	0,05	0,03	0,01	0
TiO₂	0,05	0,07		0,03	0,04	0,05	0,06
FeO	13,67	14,47	14,64	15,83	15,45	13,79	13,36
MnO	0,22	0,22	0,19	0,16	0,17	0,23	0,18
MgO	47,06	44,59	45,63	44,18	44,64	45,95	46,19
CaO	0,22	0,16	0,08	0,11	0,09	0,26	0,12
Na₂O		0,01	0,04	0,08	0,01	0,02	0,03
K₂O			0,03	0,01	0,01		
NiO	0,17	0,24	0,35	0,31	0,24	0,15	0,27
Cr₂O₃	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,06
Total	101,05	99,86	100,79	100,85	100	100,1	99,83
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,98	1,006	0,991	1,002	0,991	0,99	0,99
Al	0,001		0,001	0,001	0,001		
Ti	0,001	0,001		0,001	0,001	0,001	0,001
Fe²⁺	0,283	0,304	0,305	0,331	0,326	0,288	0,28
Mn	0,005	0,005	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004
Mg	1,738	1,668	1,695	1,647	1,678	1,712	1,723
Ca	0,006	0,004	0,002	0,003	0,002	0,007	0,003
Na			0,002	0,004		0,001	0,001
K			0,001				
Ni	0,003	0,005	0,007	0,006	0,005	0,003	0,005
Σ Cátions	3,017	2,993	3,008	2,998	3,008	3,007	3,007
Componentes moleculares							
Fo	85,98	84,59	84,74	83,26	83,74	85,59	86,04
Fa	14,02	15,41	15,26	16,74	16,26	14,41	13,96

¹Abreviações: Mega (megacristal). Amostra pntf2 (análise realizada no fragmento 2).

²Localização da análise do grão: B (Borda).

Apêndice B - Tabela B.I (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das olivinas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT8A1	PNT8A1	pnt3f2
Grão¹	mega14	mega16	ol1_nod
Localização²	B	B	N
SiO₂	39,78	40,3	39,6
Al₂O₃	0,02		0,0142
TiO₂	0,04	0,03	0,0786
FeO	14,86	13,22	13,88
MnO	0,17	0,23	0,1393
MgO	45,56	46,04	46,42
CaO	0,09	0,22	0,1087
Na₂O	0,01	0,02	0,0166
K₂O			0,0131
NiO	0,35	0,15	0,2856
Cr₂O₃	0,05	0,06	0,0303
Total	100,93	100,27	100,59
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)			
Si	0,991	1,001	0,986
Al	0,001		
Ti	0,001	0,001	0,001
Fe²⁺	0,31	0,275	0,289
Mn	0,004	0,005	0,003
Mg	1,692	1,705	1,723
Ca	0,002	0,006	0,003
Na		0,001	0,001
K			
Ni	0,007	0,003	0,006
Σ Cátions	3,008	2,997	3,012
Componentes moleculares			
Fo	84,53	86,12	85,63
Fa	15,47	13,88	14,37

¹Abreviações: Mega (megacristal); Nod (nódulo). Amostra pntf2 (análise realizada fragmento 2).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo); B (Borda).

Apêndice B – Tabela B.II: Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das monticelitas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f1	pnt3f1
Grão¹	mtc1n	mtc1int	mtc1int2	mtc2n	mtc2int	mtc2int	mtc3n1
Localização²	N	N	N	N	INT	INT	N
SiO₂	36,34	36,55	36,85	36,47	36,86	36,64	36,56
Al₂O₃		0,02	0,01		0,02	0,01	
TiO₂	0,11	0,09	0,06	0,12	0,07	0,09	0,09
FeO	10,70	10,43	8,47	10,52	9,50	9,98	10,27
MnO	0,00	0,42	0,34	0,40	0,37	0,40	0,46
MgO	0,42	18,81	20,61	19,52	20,26	19,35	20,45
CaO	20,29	33,02	33,15	31,98	32,11	32,51	31,59
Na₂O	31,17	0,07	0,06	0,10	0,13	0,06	0,15
K₂O	0,07	0,04	0,02	0,09	0,08	0,10	0,01
NiO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
Cr₂O₃						0,03	0,00
Total	99,14	99,47	99,57	99,22	99,41	99,18	99,58
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	0,996	1,002	0,999	1,001	1,004	1,004	0,997
Al		0,001					
Ti	0,002	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	0,002
Fe²⁺	0,245	0,239	0,192	0,241	0,216	0,229	0,234
Mn	0,010	0,010	0,008	0,009	0,009	0,009	0,011
Mg	0,829	0,769	0,833	0,798	0,822	0,791	0,831
Ca	0,916	0,970	0,963	0,940	0,937	0,955	0,923
Na	0,004	0,004	0,003	0,005	0,007	0,003	0,008
K	0,001	0,002	0,001	0,003	0,003	0,004	
Ni	0,001	0,001	0,001			0,000	
Cr						0,001	
Σ Cátions	3,004	2,999	3,002	3,001	2,999	2,997	3,006

²Localização da análise do grão: N (Núcleo); INT: zona intermediária.
A população de monticelita constitui-se exclusivamente de microcristais.

Apêndice B – Tabela B.II: Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das monticelitas da intrusão Pântano.

Amostra	pnt3f1	pnt3f2	pnt3f2	pnt3f2	pnt3f2	pnt3f2	pnt3f2
Grão¹	mtc3n	Mtc1n	Mtc1bd	mtc2n	mtc2b	Mtc3n	Mtc4n
Localização²	N	B	B	N	B	N	N
SiO₂	36,65	36,38	35,06	36,63	36,96	36,58	36,34
Al₂O₃	0,0982		0,0745	0,0221	0,024	0,0144	0,0426
TiO₂	0,1856	0,1031	0,0451	0,1537	0,1315	0,1298	0,1367
FeO	10,03	10,16	9,27	10,11	9,87	9,8	9,69
MnO	0,0129	0,0019		0,0037	0,0331		0,0277
MgO	0,527	0,4125	0,456	0,433	0,3859	0,3717	0,3844
CaO	20,03	21,37	20,99	21,14	19,73	21,54	22,05
Na₂O	31,41	31,6	33,32	31,66	33,21	31,39	31,07
K₂O	0,2049	0,1272	0,0879	0,106	0,0823	0,1014	0,1987
NiO	0,1407		0,1145	0,0185	0,0796	0,0273	0,1094
Cr₂O₃	0,0409	0,0213	0,0244	0,0215	0,0323	0,0422	0,0246
Total	99,33	100,18	99,44	100,30	100,54	100,00	100,07
Fórmula estrutural na base de 4 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	1,001	0,986	0,963	0,991	1,000	0,990	0,9830
Al	0,003		0,002	0,001	0,001		0,001
Ti	0,004	0,002	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003
Fe²⁺	0,229	0,230	0,213	0,229	0,223	0,222	0,219
Mn	0,012	0,009	0,011	0,010	0,009	0,009	0,009
Mg	0,816	0,863	0,860	0,852	0,795	0,869	0,889
Ca	0,919	0,918	0,981	0,917	0,962	0,911	0,901
Na	0,011	0,007	0,005	0,006	0,004	0,005	0,010
K	0,005		0,004	0,001	0,003	0,001	0,004
Ni							
Cr					0,001		0,001
Σ Cátions	3,001	3,015	3,039	3,009	3,001	3,010	3,020

²Localização da análise do grão: N (Núcleo); B (Borda).

A população de monticelita constitui-se exclusivamente de microcristais.

Apêndice B – Tabela B.III: Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das flogopitas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	pnt3f1	pnt3f2	8A1	8A1	8A1	8A1	8A1
Grão¹	mic1_b	mic2_b	mic3_b	mic4_b	mic4_b	mac1_b	mac2_b
Localização²	B	B	B	B	B	B	B
SiO₂	40,53	39,00	40,82	40,20	40,33	39,86	40,69
TiO₂	2,79	4,98	3,48	3,37	3,71	4,64	3,53
Al₂O₃	10,68	13,12	12,84	12,58	12,88	12,88	12,20
FeO	8,92	6,25	6,20	6,07	5,93	6,01	8,64
MnO	0,05	0,02	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04
MgO	21,53	20,31	22,25	22,51	22,31	21,20	20,79
CaO	0,12	0,02	0,01	0,03	0,05	0,02	
Na₂O	0,24	0,08	0,05	0,02	0,02	0,04	0,08
K₂O	10,74	10,47	10,56	10,69	10,81	10,44	10,70
F	0,71	0,29	0,33	0,32	0,31	0,31	0,14
Cl	0,02			0,03		0,01	0,03
BaO	0,19	0,10	0,07	0,08	0,14	0,16	0,02
ZnO	0,04	0,03	0,00	0,01			
Total	96,37	94,56	96,61	95,86	96,41	95,46	96,84
Fórmula estrutural calculada na base anidra de 22 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	5,949	5,699	5,820	5,790	5,769	5,753	5,843
Al^{IV}	1,848	2,260	2,158	2,136	2,172	2,191	2,065
Fe³⁺	0,203	0,041	0,021	0,074	0,059	0,056	0,091
Sum Z (s, tetra)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}							
Ti	0,308	0,547	0,373	0,365	0,399	0,504	0,381
Fe²⁺	0,892	0,723	0,718	0,657	0,650	0,670	0,947
Mn	0,006	0,002	0,007	0,004	0,005	0,005	0,005
Mg	4,711	4,424	4,730	4,833	4,757	4,561	4,451
Sum Y (s, octa)	5,917	5,696	5,828	5,859	5,812	5,740	5,784
Ca	0,019	0,002	0,002	0,004	0,008	0,004	0,000
Ba	0,011	0,006	0,004	0,004	0,008	0,009	0,001
Na	0,069	0,022	0,015	0,006	0,007	0,012	0,022
K	2,011	1,952	1,921	1,964	1,973	1,922	1,960
Sum X (inter)	2,109	1,982	1,942	1,979	1,995	1,947	1,984
Total	16,027	15,678	15,770	15,839	15,807	15,687	15,768
F	0,329	0,135	0,149	0,147	0,142	0,140	0,062
Cl	0,006			0,006		0,004	0,007
OH	3,665	3,865	3,851	3,847	3,858	3,856	3,931
Total	4	4	4	4	4	4	4

¹Abreviações: Mic: microcristal; Mac: macrocristal). Amostra pntf2 (análises realizadas no presente trabalho, fragmento 2); 8A1 (número da lâmina petrográfica).

²Localização da análise do grão: B (Borda).

Apêndice B – Tabela B.III (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das flogopitas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	pnt3f1	pnt3f2	8A1	8A1	8A1	8A1	8A1
Grão¹	mic1_b	mic2_b	mi3_b1	mic4_b	mic4_b2	mac1_b	mac2_b
Localização²	B	B	B	B	B	B	B
SiO₂	40,53	39,00	40,82	40,20	40,33	39,86	40,69
TiO₂	2,79	4,98	3,48	3,37	3,71	4,64	3,53
Al₂O₃	10,68	13,12	12,84	12,58	12,88	12,88	12,20
FeO	8,92	6,25	6,20	6,07	5,93	6,01	8,64
MnO	0,05	0,02	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04
MgO	21,53	20,31	22,25	22,51	22,31	21,20	20,79
CaO	0,12	0,02	0,01	0,03	0,05	0,02	
Na₂O	0,24	0,08	0,05	0,02	0,02	0,04	0,08
K₂O	10,74	10,47	10,56	10,69	10,81	10,44	10,70
F	0,71	0,29	0,33	0,32	0,31	0,31	0,14
Cl	0,02			0,03	0,00	0,01	0,03
BaO	0,19	0,10	0,07	0,08	0,14	0,16	0,02
ZnO	0,04	0,03		0,01			
Total	96,37	94,56	96,61	95,86	96,41	95,46	96,84
Fórmula estrutural calculada na base anidra de 22 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	5,949	5,699	5,820	5,790	5,769	5,753	5,843
Al^{IV}	1,848	2,260	2,158	2,136	2,172	2,191	2,065
Fe³⁺	0,203	0,041	0,021	0,074	0,059	0,056	0,091
Sum Z (s, tetra)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}							0,000
Ti	0,308	0,547	0,373	0,365	0,399	0,504	0,381
Fe²⁺	0,892	0,723	0,718	0,657	0,650	0,670	0,947
Mn	0,006	0,002	0,007	0,004	0,005	0,005	0,005
Mg	4,711	4,424	4,730	4,833	4,757	4,561	4,451
Sum Y (s, octa)	5,917	5,696	5,828	5,859	5,812	5,740	5,784
Ca	0,019	0,002	0,002	0,004	0,008	0,004	
Ba	0,011	0,006	0,004	0,004	0,008	0,009	0,001
Na	0,069	0,022	0,015	0,006	0,007	0,012	0,022
K	2,011	1,952	1,921	1,964	1,973	1,922	1,960
Sum X (inter)	2,109	1,982	1,942	1,979	1,995	1,947	1,984
Total	16,027	15,678	15,770	15,839	15,807	15,687	15,768
F	0,329	0,135	0,149	0,147	0,142	0,140	0,062
Cl	0,006			0,006	0,000	0,004	0,007
OH	3,665	3,865	3,851	3,847	3,858	3,856	3,931
Total	4	4	4	4	4	4	4

¹Abreviações: Mic: microcristal; Mac: macrocristal. Amostra pntf2 (análises realizadas no presente trabalho, fragmento 2); 8A1 (número da lâmina petrográfica).

²Localização da análise do grão: B (Borda).

Apêndice B – Tabela B.III (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das flogopitas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	8A1 mac4_b	8A1 mac4_b	8A1 mic3_int	8A1 mic3_int	8A1 mic3_int	8A1 mic4_in	8A1 mac2_in
Grão ¹ Localização ²	1		2	3	4	t	t
	B	B	INT	INT	INT	INT	INT
SiO ₂	41,04	42,94	40,43	40,58	40,89	38,63	40,93
TiO ₂	3,76	0,81	3,56	3,71	3,81	4,81	3,49
Al ₂ O ₃	11,96	4,56	12,85	12,81	12,78	12,45	12,13
FeO	8,61	9,13	5,94	5,98	5,91	6,98	8,53
MnO	0,04	0,01	0,04	0,03	0,01	0,05	0,04
MgO	20,78	25,47	22,15	22,37	22,36	21,15	20,75
CaO	0,05	0,26	0,01	0,05	0,02	0,38	0,02
Na ₂ O	0,15	1,09	0,04	0,05	0,04	0,16	0,18
K ₂ O	10,58	10,62	10,72	10,52	10,75	10,49	10,55
F	0,14	1,20	0,38	0,37	0,33	0,19	0,12
Cl	0,01		0,05	0,04	0,01	0,03	0,01
BaO	0,00	0,38	0,09	0,11	0,13	0,30	0,07
ZnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	97,12	96,11	96,17	96,51	96,92	95,33	96,78
Fórmula estrutural calculada na base anidra de 22 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	5,870	6,420	5,804	5,797	5,810	5,630	5,869
Al ^{IV}	2,017	0,804	2,175	2,157	2,141	2,139	2,051
Fe ³⁺	0,113	0,776	0,021	0,046	0,049	0,232	0,080
Sum Z (s, tetra)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}							
Ti	0,405	0,091	0,384	0,399	0,407	0,527	0,376
Fe ²⁺	0,917	0,366	0,692	0,668	0,653	0,619	0,943
Mn	0,005	0,001	0,005	0,003	0,002	0,006	0,005
Mg	4,431	5,677	4,740	4,764	4,736	4,595	4,436
Sum Y (s, octa)	5,757	6,135	5,822	5,834	5,798	5,748	5,761
Ca	0,007	0,042	0,002	0,008	0,002	0,059	0,003
Ba	0,000	0,022	0,005	0,006	0,007	0,017	0,004
Na	0,042	0,317	0,012	0,015	0,012	0,046	0,049
K	1,931	2,026	1,963	1,917	1,949	1,950	1,930
Sum X (inter)	1,980	2,407	1,981	1,947	1,971	2,072	1,987
Total	15,737	16,542	15,803	15,780	15,769	15,820	15,747
F	0,063	0,567	0,171	0,167	0,150	0,088	0,054
Cl	0,004	0,000	0,012	0,009	0,003	0,008	0,003
OH	3,933	3,433	3,818	3,824	3,848	3,904	3,943
Total	4	4	4	4	4	4	4

¹Abreviações: Mic: microcristal; Mac: macrocristal.

²Localização da análise do grão: B (Borda); INT (zona intermediária).

Apêndice B – Tabela B.III (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das flogopitas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	8A1	8A1	8A1	8A1	8A1	pnt3f1	pnt3f2
Grão¹	mac2_int	mac4_int1	mac4_int2	mac4_int3	mac4int4	mic1_n	mic2_n
Localização²	INT	INT	INT	INT	INT	N	N
SiO₂	40,71	40,61	40,61	41,01	40,61	40,23	40,68
TiO₂	3,50	3,77	3,62	3,84	3,50	3,07	2,60
Al₂O₃	12,09	11,39	11,95	11,89	12,01	11,66	12,43
FeO	8,43	8,52	8,92	8,90	8,82	9,36	5,64
MnO	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,05
MgO	20,97	21,58	20,92	20,80	20,72	20,08	23,07
CaO	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,21	0,02
Na₂O	0,05	0,17	0,05	0,21	0,10	0,16	0,07
K₂O	10,62	10,66	10,86	10,47	10,84	10,21	10,33
F	0,20	0,48	0,29	0,13	0,20	0,48	0,15
Cl	0,00	0,01	0,00	0,04	0,06	0,01	0,01
BaO	0,08	0,05	0,15	0,06	0,00	0,19	0,14
ZnO	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	96,64	97,28	97,28	97,35	96,91	95,53	95,06
Fórmula estrutural calculada na base anidra de 22 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	5,855	5,855	5,836	5,858	5,852	5,912	5,853
Al^{IV}	2,050	1,936	2,025	2,002	2,040	2,020	2,108
Fe³⁺	0,095	0,210	0,139	0,139	0,108	0,068	0,038
Sum Z (s, tetra)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}							
Ti	0,379	0,409	0,391	0,413	0,379	0,339	0,281
Fe²⁺	0,919	0,817	0,933	0,924	0,955	1,083	0,641
Mn	0,004	0,004	0,003	0,005	0,004	0,005	0,006
Mg	4,496	4,638	4,482	4,430	4,451	4,399	4,949
Sum Y (s, octa)	5,798	5,868	5,809	5,771	5,789	5,827	5,877
Ca	0,002	0,004	0,004	0,004	0,003	0,034	0,004
Ba	0,005	0,003	0,009	0,004	0,000	0,011	0,008
Na	0,015	0,048	0,015	0,057	0,027	0,047	0,019
K	1,949	1,961	1,991	1,908	1,993	1,914	1,896
Sum X (inter)	1,970	2,015	2,019	1,973	2,023	2,005	1,927
Total	15,768	15,883	15,828	15,744	15,812	15,832	15,804
F	0,089	0,218	0,130	0,058	0,091	0,224	0,069
Cl		0,002		0,009	0,015	0,003	0,002
OH	3,911	3,780	3,870	3,933	3,895	3,773	3,930
Total	4	4	4	4	4	4	4

¹Abreviações: Mic: microcristal; Mac: macrocristal. Amostras pntf1 e pntf2 (análises realizadas no presente trabalho, fragmentos 1 e 2); 8A1 (número da lâmina petrográfica).

²Localização da análise do grão: N (Núcleo); B (Borda); INT (zona intermediária).

Apêndice B – Tabela B.III (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das flogopitas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	pnt3f2	pnt3f2	8A1	8A1	8A1	8A1	8A1
Grão¹	mic2_n	mic2_b	mi3_n1	mi4_n	mi4_n2	mac1_n	mac2_n
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,82	39,81	39,21	38,78	40,60	40,70	40,90
TiO₂	2,70	4,31	5,10	3,52	3,19	3,63	3,60
Al₂O₃	12,52	13,20	13,09	12,69	12,74	12,02	12,15
FeO	5,94	6,15	6,56	7,83	6,21	8,70	8,65
MnO	0,01	0,04	0,01	0,03	0,06	0,04	0,03
MgO	23,13	20,99	20,77	22,21	22,66	20,70	20,81
CaO	0,03	0,04	0,02	0,05	0,06	0,04	0,01
Na₂O	0,09	0,03	0,01	0,02	0,06	0,27	0,16
K₂O	10,60	10,39	10,38	10,53	10,60	10,52	10,49
F	0,12	0,12	0,11	0,13	0,13	0,17	0,15
Cl	0,06	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
BaO	0,09	0,16	0,24	0,47	0,08	0,14	0,09
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
Total	96,04	95,08	95,29	95,82	96,32	96,84	96,99
Fórmula estrutural calculada na base anidra de 22 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	5,832	5,744	5,665	5,622	5,791	5,850	5,857
Al^{IV}	2,109	2,245	2,230	2,169	2,142	2,037	2,051
Fe³⁺	0,059	0,011	0,105	0,209	0,067	0,114	0,091
Sum Z (s, tetra)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}							
Ti	0,290	0,468	0,554	0,384	0,342	0,392	0,388
Fe²⁺	0,651	0,731	0,688	0,741	0,673	0,932	0,945
Mn	0,002	0,005	0,002	0,004	0,007	0,005	0,003
Mg	4,927	4,515	4,474	4,800	4,818	4,435	4,443
Sum Y (s, octa)	5,870	5,719	5,718	5,929	5,841	5,765	5,778
Ca	0,005	0,006	0,003	0,008	0,009	0,006	0,002
Ba	0,005	0,009	0,014	0,027	0,004	0,008	0,005
Na	0,025	0,007	0,004	0,006	0,017	0,076	0,045
K	1,932	1,912	1,913	1,948	1,929	1,929	1,917
Sum X (inter)	1,968	1,935	1,934	1,988	1,959	2,018	1,969
Total	15,838	15,654	15,651	15,917	15,800	15,783	15,747
F	0,056	0,056	0,049	0,059	0,058	0,077	0,068
Cl	0,015	0,000	0,005	0,003	0,002	0,005	0,006
OH	3,928	3,944	3,946	3,938	3,939	3,918	3,926
Total	4	4	4	4	4	4	4

¹Abreviações: Mic: microcristal; Mac: macrocristal; f2: fragmento 2.

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B – Tabela B.III (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das flogopitas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	8A1	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4
Grão¹	mac3_n	poiq1	poiq2	poiq3	poiq4	poiq5	poiq6
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	41,13	41,54	41,16	41,12	41,59	41,92	42,22
TiO₂	3,74	1,33	1,22	1,36	0,13	0,20	1,00
Al₂O₃	12,06	6,58	6,66	7,06	6,02	7,00	6,72
FeO	8,82	8,73	8,68	8,67	13,87	12,59	8,78
MnO	0,03	0,03	0,05	0,04	0,33	0,22	0,05
MgO	20,70	24,85	24,92	25,53	20,86	21,46	23,38
CaO	0,00	0,06	0,07	0,04	1,88	1,51	0,12
Na₂O	0,26	0,43	0,39	0,34	0,44	0,38	0,76
K₂O	10,53	10,61	10,56	10,50	6,90	7,34	11,49
F	0,14	0,89	0,88	0,96	0,01	0,01	0,94
Cl	0,03					0,01	
BaO	0,08	0,55	0,59	0,66	0,08	0,06	0,23
ZnO			0,01		0,02	0,04	0,01
Total	97,44	95,05	94,60	95,62	92,04	92,68	95,47
Fórmula estrutural calculada na base anidra de 22 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	5,867	6,211	6,185	6,115	6,361	6,321	6,324
Al^{IV}	2,028	1,160	1,180	1,238	1,085	1,244	1,187
Fe³⁺	0,105	0,630	0,636	0,647	0,554	0,435	0,489
Sum Z (s, tetra)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}							
Ti	0,401	0,150	0,138	0,152	0,015	0,023	0,113
Fe²⁺	0,948	0,462	0,455	0,432	1,220	1,153	0,611
Mn	0,004	0,004	0,006	0,005	0,043	0,029	0,006
Mg	4,402	5,539	5,582	5,660	4,756	4,824	5,221
Sum Y (s, octa)	5,755	6,155	6,181	6,249	6,034	6,029	5,950
Ca		0,010	0,012	0,006	0,308	0,244	0,020
Ba	0,005	0,032	0,035	0,038	0,005	0,004	0,014
Na	0,071	0,124	0,114	0,099	0,129	0,111	0,221
K	1,916	2,024	2,024	1,992	1,346	1,412	2,196
Sum X (inter)	1,992	2,190	2,185	2,136	1,788	1,770	2,450
Total	15,747	16,344	16,366	16,385	15,822	15,799	16,400
F	0,065	0,422	0,417	0,452	0,004	0,005	0,444
Cl	0,007					0,002	
OH	3,928	3,578	3,583	3,548	3,996	3,993	3,556
Total	4	4	4	4	4	4	4

¹Abreviações: Mac: macrocristal; poiq: poiquilítica.

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B – Tabela B.III (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das flogopitas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4
Grão¹	poi7	poi8	poi9	poi10	poi11	poi12	poi13
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	40,56	41,55	41,01	42,05	41,82	41,27	41,13
TiO₂	1,28	1,20	1,37	1,31	1,20	1,19	1,43
Al₂O₃	7,51	6,89	8,17	6,00	6,84	6,92	7,04
FeO	8,37	8,74	7,85	8,83	8,53	8,52	8,40
MnO	0,03	0,07	0,03	0,05	0,02	0,04	0,03
MgO	25,68	25,10	25,11	24,90	24,99	25,28	25,64
CaO	0,03	0,04	0,05	0,02	0,05		0,03
Na₂O	0,23	0,34	0,16	0,56	0,37	0,31	0,35
K₂O	10,32	10,57	10,42	10,29	10,51	10,58	10,76
F	0,95	0,91	0,86	0,97	0,92	0,92	0,96
Cl			0,01	0,01			
BaO	0,98	0,74	0,89	0,30	0,52	0,47	0,57
ZnO	0,06			0,05		0,01	0,01
Total	95,01	95,42	95,03	95,04	95,25	95,03	95,78
Fórmula estrutural calculada na base anidra de 22 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	6,055	6,183	6,080	6,296	6,224	6,169	6,111
Al^{IV}	1,322	1,209	1,428	1,059	1,200	1,219	1,233
Fe³⁺	0,623	0,608	0,492	0,645	0,576	0,612	0,656
Sum Z (s, tetra)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}							
Ti	0,144	0,134	0,153	0,148	0,134	0,134	0,160
Fe²⁺	0,422	0,480	0,481	0,461	0,486	0,453	0,388
Mn	0,004	0,009	0,004	0,006	0,003	0,004	0,004
Mg	5,716	5,568	5,549	5,558	5,545	5,633	5,679
Sum Y (s, octa)	6,286	6,191	6,187	6,173	6,168	6,224	6,230
Ca	0,005	0,006	0,008	0,003	0,008		0,005
Ba	0,057	0,043	0,052	0,018	0,031	0,028	0,033
Na	0,066	0,097	0,045	0,163	0,106	0,089	0,100
K	1,966	2,007	1,971	1,966	1,996	2,017	2,039
Sum X (inter)	2,093	2,153	2,076	2,149	2,140	2,134	2,178
Total	16,379	16,345	16,263	16,322	16,308	16,358	16,408
F	0,446	0,428	0,401	0,461	0,431	0,434	0,451
Cl		0,001	0,002	0,002			
OH	3,554	3,570	3,597	3,537	3,568	3,566	3,549
Total	4	4	4	4	4	4	4

¹Abreviações: Poiq: poiquilítica.

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice B – Tabela B.III (continuação): Composição em óxidos (% massa) e fórmula estrutural das flogopitas da intrusão Pântano (continua).

Amostra	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4	PNT4
Grão¹	poi14	poi15	poi16	poi17	poi18	poi19	poi20
Localização²	N	N	N	N	N	N	N
SiO₂	41,36	41,92	41,16	41,08	41,40	40,83	40,84
TiO₂	1,23	1,32	1,33	1,23	1,38	1,27	1,41
Al₂O₃	7,04	6,50	6,88	7,22	6,71	6,91	6,67
FeO	8,13	8,47	8,78	8,10	9,04	8,05	8,78
MnO	0,05	0,04	0,07	0,07	0,06	0,03	0,04
MgO	25,31	25,52	25,09	25,55	25,24	25,62	25,57
CaO	0,02	0,05	0,06	0,08	0,04	0,06	0,03
Na₂O	0,39	0,41	0,36	0,32	0,38	0,44	0,38
K₂O	10,51	10,72	10,56	10,43	10,46	10,63	10,32
F	0,98	0,97	0,87	0,99	0,91	0,95	0,99
Cl					0,01	0,01	0,01
BaO	0,53	0,40	0,72	0,66	0,66	0,42	0,63
ZnO		0,04					0,02
Total	95,02	95,96	95,17	95,07	95,61	94,80	95,06
Fórmula estrutural calculada na base anidra de 22 oxigênios (a.p.f.u.)							
Si	6,175	6,215	6,146	6,130	6,159	6,124	6,123
Al^{IV}	1,239	1,136	1,211	1,270	1,177	1,222	1,179
Fe³⁺	0,586	0,649	0,643	0,601	0,664	0,654	0,698
Sum Z (s, tetra)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^{VI}							
Ti	0,138	0,147	0,149	0,138	0,154	0,143	0,159
Fe²⁺	0,429	0,401	0,453	0,410	0,461	0,356	0,403
Mn	0,006	0,005	0,008	0,009	0,007	0,004	0,005
Mg	5,633	5,640	5,585	5,683	5,598	5,729	5,715
Sum Y (s, octa)	6,206	6,194	6,196	6,241	6,221	6,232	6,281
Ca	0,004	0,007	0,010	0,013	0,006	0,009	0,005
Ba	0,031	0,024	0,042	0,039	0,039	0,025	0,037
Na	0,113	0,119	0,105	0,091	0,109	0,129	0,110
K	2,002	2,028	2,012	1,985	1,985	2,034	1,974
Sum X (inter)	2,150	2,177	2,168	2,128	2,138	2,197	2,126
Total	16,356	16,371	16,364	16,369	16,359	16,429	16,407
F	0,462	0,456	0,409	0,466	0,428	0,448	0,471
Cl					0,002	0,002	0,002
OH	3,538	3,544	3,586	3,534	3,571	3,549	3,527
Total	4	4	4	4	4	4	4

¹Abreviações: poi14: poiquilítica.

²Localização da análise do grão: N (Núcleo).

Apêndice C – Análises de Laser Ablation (LA-ICP-MS)

Apêndice C - Tabela C.I: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de olivinas no fragmento 1 (LA-ICP-MS).

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	BHVO	2σ
Li	4,4	0,8	0,236	3,5	0,82
Na	1,78	0,2	15,4	19616,68	3464,5
Al	7,20	2	2,78	58301,53	6500,3
P	308	19	27,83	999,23	2563,42
Sc	33	2	0,197	35,91	5,7
Ti	16300	7	1,27	19558,93	4932,72
V	308	11	0,0967	299,62	62,36
Cr	293	6	1,89	301,2	46,04
Mn	0,132	3	0,38	1176,84	235,44
Co	44	0,1	0,0367	43,83	9,0
Ni	116	0,04	0,474	119,58	30,04
Cu	127	1	0,195	98,54	23,66
Zn	102	2	0,999	117,42	33,16
Rb	9,2	7	0,0484	7,92	1,76
Sr	396	0,8	0,0301	379,12	54,42
Y	26	0,2	0,0348	26,39	4,98
Zr	170	0,02	0,0585	167,14	33,18
Nb	18,3	0,02	0,0304	17,64	4,8
Ba	131	0,6	0,314	121,22	40,84
La	15,2	0,13	0,0323	15,66	4,02
Ce	37,6	0,02	0,0346	35,09	8,46
Pr	5,35	2	0,0401	5,02	1,14
Nd	24,5	0,2	0,326	25,13	6,58
Sm	6,1	0,2	0,294	7,3	2,62
Eu	2,07	0,22	0,0928	2,01	0,68
Gd	6,16	0,2	0,288	6,84	2,2
Tb	0,92	0,03	0,0314	0,96	0,38
Dy	5,28	0,01	0,174	5,52	2,64
Ho	0,98	0,05	0,0499	1,05	0,48
Er	2,56	0,04	0,15	2,41	1,12
Tm	0,34	0,05	0,053	0,349	0,16
Yb	2,01	0,04	0,271	2,27	1,2
Lu	0,279	0,02	0,0485	0,35	0,168
Hf	4,32	0,02	0,241	4,95	2,14
Ta	1,15	0,02	0,0484	1,19	0,42
Pb	1,70	0,003	0,105	1,61	0,62
Th	1,22	0,18	0,00	1,52	0,54
U	0,403	0,1	0,00	0,412	0,164

LD: Limite de detecção; n.d.: não detectado

Apêndice C - Tabela C.II: Concentrações do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de olivinas no fragmento 1 (LA-ICP-MS).

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	Nist-610	2σ
Li	468	24	0,37	421,55	109,74
Na	9,94	0,223	31,96	8,62	2,16
Al	413	46	42,9	323,29	977,84
Si	455	455	0,296	526,91	101,24
P	452	452	1,91	563,11	180,26
Sc	450	450	0,147	395,96	100,94
Ti	408	408	3,16	416,26	78,22
V	444	444	0,649	394,47	97,36
Cr	410	410	0,0926	363,92	91,22
Mn	458	4	0,823	418,72	128,98
Co	441	15	0,326	356,93	105,26
Ni	460	18	1,57	377,88	130,04
Cu	425,7	1	0,0899	354,52	93,52
Zn	515,5	1	0,0234	483,24	83,8
Rb	462	11	0,0457	513,39	118,3
Sr	448	9	0,0955	461,98	112,34
Y	465	34	0,0523	481,35	163,58
Zr	452	9	0,338	434,27	180,18
Nb	440	10	0,0664	461,54	144,66
Ba	453	8	0,0585	440,54	131,1
La	448	7	0,055	441,94	120,64
Ce	430	8	0,582	423,03	131,02
Pr	453	11	0,521	484,84	206,84
Nd	447	12	0,115	444,22	177,14
Sm	449	12	0,39	467,47	173,34
Eu	437	9	0,0654	461,41	216,92
Gd	437	11	0,266	470,39	272,7
Tb	449	12	0,0958	495,2	267,78
Dy	455	14	0,237	497	274,24
Ho	435	10	0,0476	487,76	236,38
Er	450	9	0,394	500,32	291,58
Tm	439	8	0,0752	507,83	261,42
Yb	435	12	0,342	463,12	243,8
Lu	446	33	0,116	535	217,42
Hf	426	1	0,119	397,7	173,88
Ta	457,2	1	0,00	498,09	208,34
Pb	461,5	1	0,00	426,11	182,98
Th	457,2	1	0,00	498,09	208,34
U	461,5	1	0,00	426,11	182,98

LD: Limite de detecção; n.d.: não detectado

Apêndice C - Tabela C.III: Limites de detecção do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de olivinas do fragmento 1 (LA-ICP-MS).

Elemento	Nist-612a	Nist-612b	Nist-612d	Nist-612e	Média LD	DP
Li	0,376	0,443	0,354	0,441	0,4035	0,04
Na	20,63	24,58	32,72	41,86	29,9475	9,40
Al	5,05	5,78	4,87	6,13	5,4575	0,59
P	55,75	56,28	42,14	50,06	51,0575	6,57
Sc	0,347	0,398	0,309	0,364	0,3545	0,03
Ti	1,79	2,28	1,72	2,22	2,0025	0,28
V	0,143	0,193	0,139	0,153	0,157	0,02
Cr	3,44	3,9	3,15	3,84	3,5825	0,35
Mn	0,713	0,789	0,621	0,76	0,72075	0,07
Co	0,0982	0,0926	0,0805	0,1	0,092825	0,008
Ni	0,897	0,965	0,693	1,14	0,92375	0,18
Cu	0,329	0,343	0,271	0,315	0,3145	0,03
Zn	1,56	2,12	1,69	2,04	1,8525	0,26
Rb	0,0804	0,0851	0,085	0,0877	0,08455	0,003
Sr	0,0717	0,0573	0,0451	0,0514	0,056375	0,01
Y	0,0602	0,0634	0,0312	0,0551	0,052475	0,01
Zr	0,0804	0,0947	0,112	0,103	0,097525	0,01
Nb	0,0808	0,0604	0,0772	0,0731	0,072875	0,008
Ba	0,497	0,702	0,651	0,469	0,57975	0,11
La	0,0674	0,103	0,0441	0,0696	0,071025	0,02
Ce	0,0845	0,0742	0,0595	0,0813	0,074875	0,01
Pr	0,0491	0,0647	0,0713	0,0708	0,063975	0,01
Nd	0,559	0,655	0,54	0,539	0,57325	0,05
Sm	0,297	0,314	0,39	0,488	0,37225	0,08
Eu	0,116	0,129	0,138	0,0797	0,115675	0,02
Gd	0,463	0,315	0,376	0,519	0,41825	0,09
Tb	0,0678	0,0799	0,0515	0,0688	0,067	0,01
Dy	0,222	0,338	0,271	0,32	0,28775	0,05
Ho	0,0729	0,102	0,0435	0,109	0,08185	0,02
Er	0,167	0,29	0,219	0,247	0,23075	0,05
Tm	0,0648	0,101	0,0531	0,0811	0,075	0,02
Yb	0,584	0,614	0,48	0,691	0,59225	0,08
Lu	0,0702	0,0829	0,0803	0,0857	0,079775	0,006
Hf	0,507	0,675	0,469	0,622	0,56825	0,09
Ta	0,0822	0,0812	0,0911	0,0999	0,0886	0,008
Pb	0,116	0,18	0,0938	0,244	0,15845	0,06
Th	0,0451	0,00	0,00	0,00	0,011275	0,02
U	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

LD: Limite de detecção; n.d.: não detectado

Apêndice C - Tabela C.IV: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de olivinas do fragmento 1 (LA-ICP-MS).

Elemento	Georem	Incerteza	Nist-612a	Nist-612b	Nist-612c	Nist-612d	Nist-612e	Média Análises	Média Incertezas	Desvio Padrão
Li	40,2	1,3	39,25	43,14	45,55	39,97	41	41,782	9,452	2,56
Na	10,16	0,223	10,44	10,67	9,64	10,33	10,93	10,40	0,209	4,82
Al	1,07	0,02	1,08	1,14	1,15	1,09	1,11	1,11	1,33	0,31
P	46,6	6,9	n.d.	118,51	63,36	n.d.	82,92	88,26	175,15	27,96
Sc	39,9	2,5	39,14	42,67	43,49	39,85	40,88	41,20	7,036	1,84
Ti	44	2,3	50,61	47,14	43,79	46,57	53,2	48,26	14,304	3,67
V	38,8	1,2	37,29	40,4	43,25	37,27	39,17	39,47	8,868	2,49
Cr	36,4	1,5	37,99	42,45	39,86	39,16	40,67	40,02	7,368	1,67
Mn	38,7	0,9	36,69	39,48	41,89	36,37	38,89	38,66	8,38	2,25
Co	35,5	1	33,68	36,57	37,58	32,84	36,79	35,49	7,856	2,09
Ni	38,8	0,2	36,98	38,36	43,7	38,4	35,74	38,63	10,932	3,03
Cu	37,8	1,5	35,01	37,3	41,5	34,57	36,61	36,99	9,632	2,75
Zn	39,1	1,7	36,76	37,34	44,23	35,54	37,36	38,24	12,136	3,42
Rb	31,4	0,4	30,89	31,24	35,68	30,1	31,24	31,83	7,492	2,20
Sr	78,4	0,2	74,32	76,43	82	74,77	74,36	76,37	11,772	3,25
Y	38,3	1,4	36,31	39,59	41,64	37,26	37,38	38,43	7,784	2,15
Zr	37,9	1,2	34,45	36,62	39,84	34,87	35,1	36,17	7,788	2,20
Nb	38,9	2,1	36	38,8	44,01	36,25	37,01	38,41	11,232	3,31
Ba	39,3	0,9	35,41	38,27	45,46	35,78	36,09	38,20	14,06	4,20
La	36	0,7	33,8	36,6	40,95	34,76	34,16	36,05	9,892	2,94
Ce	38,4	0,7	36,84	38,48	43,82	36,71	37,34	38,63	10,028	2,97
Pr	37,9	1	35,78	37,33	41,96	35,71	36,24	37,40	8,924	2,62
Nd	35,5	0,7	33,79	35,25	40,55	34	33,85	35,48	10,028	2,89
Sm	37,7	0,8	35,85	35,86	43,5	32,84	38,2	37,25	13,876	3,97
Eu	35,6	0,8	32,73	34,51	41,2	32,18	33,67	34,858	12,072	3,65
Gd	37,3	0,9	34,57	37,98	43,15	34,64	36,31	37,33	12,26	3,54

Elemento	Georem	Incerteza	Nist-612a	Nist-612b	Nist-612c	Nist-612d	Nist-612e	Média Análises	Média Incertezas	Desvio Padrão
Tb	37,6	1,1	32,8	38,26	42,57	32,22	37,03	36,576	14,844	4,24
Dy	35,5	0,7	32,56	37,88	45,45	31,66	36,66	36,842	18,548	5,48
Ho	38,3	0,8	34,57	39,73	47,19	33,6	38,66	38,75	18,1	5,38
Er	38	0,9	34,12	39,67	45,34	32,44	39,82	38,278	18,236	5,13
Tm	36,8	0,6	34,56	39,32	45,36	33,52	38,62	38,276	16,04	4,68
Yb	39,2	0,9	35,0	44,14	49,5	35,77	40,02	40,886	20,872	6,04
Lu	37	0,9	34,07	40,38	45,86	33,99	38,08	38,476	16,984	4,94
Hf	36,7	1,2	33,07	35,37	40,15	29,71	38,81	35,422	15,928	4,24
Ta	37,6	1,9	36,26	42,74	45,77	36,94	39,76	40,294	14,096	3,99
Pb	38,57	0,2	36,54	39,54	47,28	36	38,29	39,53	15,056	4,55
Th	37,79	0,08	34,7	38,41	44,27	33,99	37,49	37,772	13,796	4,07
U	37,38	0,08	35,25	37,34	44,69	33,77	37,49	37,708	14,016	4,19

LD: Limite de detecção; n.d.: não detectado

Apêndice C - Tabela C.V: Concentrações de elementos-traço obtidas para as olivinas do fragmento 1, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	1OLMICN			2OLMACN		
Li	5,78	0,255	1,18	1,5	0,315	0,54
Na	173,37	14,24	27,8	86	20,38	24,52
Al	149,4	3,2	15,96	15,41	4,6	5,42
P	n.d.	34,53	56,24	n.d.	45,44	47,12
Ca	1123,56	367,26	398,14	n.d.	499,84	511,78
Sc	3,78	0,211	0,64	0,74	0,298	0,38
Ti	280,52	1,29	61,14	26,39	1,91	7,62
V	9,94	0,101	1,88	2,43	0,146	0,56
Cr	277,48	2,19	37,22	59,72	3,0	8,82
Mn	1173,15	0,45	204,58	723,72	0,607	127,7
Co	198,71	0,0639	35,7	166,76	0,0877	30,32
Ni	2829,69	0,703	611,58	3851,42	0,736	841,16
Cu	1,7	0,181	0,5	0,63	0,312	0,42
Zn	117,21	0,934	29,4	62,95	1,57	16,66
Rb	n.d.	0,0629	0,046	0,077	0,077	0,1
Sr	0,031	0,0301	0,04	0,677	0,047	0,19
Y	n.d.	0,0387	0,048	n.d.	0,0452	0,046
Zr	0,252	0,0644	0,128	0,206	0,107	0,166
Nb	n.d.	0,0494	0,042	n.d.	0,0599	0,078
Ba	n.d.	0,296	0,34	1,42	0,533	0,96
La	n.d.	0,0432	0,04	0,098	0,0539	0,088
Ce	n.d.	0,0331	0,036	0,134	0,0593	0,098
Pr	n.d.	0,0333	0,034	n.d.	0,0412	0,042
Nd	n.d.	0,307	0,28	n.d.	0,452	0,38
Sm	n.d.	0,222	0,22	n.d.	0,269	0,28
Eu	n.d.	0,0911	0,07	0,174	0,0779	0,148
Gd	n.d.	0,286	0,24	n.d.	0,479	0,46
Tb	n.d.	0,0393	0,038	n.d.	0,0581	0,058
Dy	n.d.	0,194	0,176	n.d.	0,199	0,28
Ho	n.d.	0,0414	n.d.	n.d.	0,0686	0,076
Er	n.d.	0,139	0,148	n.d.	0,174	0,16
Tm	n.d.	0,056	0,046	n.d.	0,0797	0,078
Yb	n.d.	0,322	0,28	n.d.	0,329	0,38
Lu	n.d.	0,0586	0,054	n.d.	0,0745	0,072
Hf	n.d.	0,286	0,3	n.d.	0,382	0,34
Ta	n.d.	0,0434	0,046	n.d.	0,0705	0,072
Pb	n.d.	0,0783	0,09	n.d.	0,116	0,134
Th	0,0093	0,001	0,0188	n.d.	0,001	0,00
U	n.d.	0,00	0,00	n.d.	0,00	0,00

MIC: microcristal; MAC: macrocristal; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.VI: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	BHVO	2σ
Li	4,4	0,8	0,181	3,82	0,62
Na	1,78	0,2	16,66	2,38	5039,24
Al	7,20	2	2,85	56,2	72,09
P	0,127	19	22,7	968,77	1819,08
Sc	33	2	0,214	37,02	8,4
Ti	16300	7	1,21	18689,03	2773,26
V	308	11	0,0912	296,26	72,46
Cr	293	6	1,14	283,54	99,02
Mn	0,132	3	0,358	1133,45	249,1
Co	44	0,1	0,0536	40,21	8,16
Ni	116	0,04	0,453	107,48	29,38
Cu	127	1	0,175	90,23	13,78
Zn	102	2	1,18	119,34	42,2
Rb	9,2	7	0,046	8,76	2,22
Sr	396	0,8	0,0396	382,55	65,1
Y	26	0,2	0,0426	25,94	4,34
Zr	170	0,02	0,0643	168,26	30,94
Nb	18,3	0,02	0,038	17,66	4,56
Ba	131	0,6	0,197	119,67	31,5
La	15,2	0,13	0,0445	15,73	3,54
Ce	37,6	0,02	0,0406	33,8	6,96
Pr	5,35	2	0,0386	5,09	1,02
Nd	24,5	0,2	0,389	24,03	6,22
Sm	6,1	0,2	0,382	6,4	1,3
Eu	2,07	0,22	0,0995	1,92	0,4
Gd	6,16	0,2	0,239	7,39	1,46
Tb	0,92	0,03	0,0492	0,896	0,152
Dy	5,28	0,01	0,192	6,18	0,94
Ho	0,98	0,05	0,0481	1,27	0,156
Er	2,56	0,04	0,116	2,93	0,42
Tm	0,34	0,05	0,0439	0,347	0,09
Yb	2,01	0,04	0,402	1,85	0,6
Lu	0,279	0,02	0,0439	0,304	0,098
Hf	4,32	0,02	0,299	5,22	1,7
Ta	1,15	0,02	0,0427	1,05	0,26
Pb	1,7	0,003	0,0844	1,74	0,54
Th	1,22	0,18	0,00	1,42	0,32
U	0,403	0,1	0,00	0,418	0,106

Apêndice C - Tabela C.VII: Concentrações do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	Nist-610	2σ
Li	468	0,8	0,29	413,54	73,8
Na	9,94	0,2	30,8	9,41	27,74
Al	413	2	5,15	12343,57	2112,5
P	452	19	37,51	327,9	795,02
Sc	450	2	0,368	544,08	167,54
Ti	408	7	1,53	550,78	113,12
V	444	11	0,139	406,06	136,72
Cr	410	6	1,85	408,06	190,02
Mn	458	3	0,657	408,18	122,64
Co	441	0,1	0,0729	374,42	103,04
Ni	460	0,04	0,885	414,62	156,82
Cu	425,7	1	0,332	367,41	76,02
Zn	515,5	2	2,14	424,22	218,5
Rb	462	7	0,0708	397,86	136,5
Sr	448	0,8	0,0518	544,84	125,94
Y	465	0,2	0,0702	554,43	125,12
Zr	452	0,02	0,12	521,06	132,56
Nb	440	0,02	0,0609	514,97	184,82
Ba	453	0,6	0,616	449,42	159,08
La	448	0,13	0,0809	492,07	148,62
Ce	430	0,02	0,083	439,87	121,6
Pr	453	2	0,0615	474,87	125,86
Nd	447	0,2	0,582	475,7	161,38
Sm	449	0,2	0,542	514,69	108,1
Eu	437	0,22	0,168	460,33	99,52
Gd	437	0,2	0,377	512,62	107,08
Tb	449	0,03	0,0671	497,9	68,76
Dy	455	0,01	0,381	493,68	70,6
Ho	435	0,05	0,102	518,08	54,02
Er	450	0,04	0,217	510,7	43,82
Tm	439	0,05	0,0914	508,29	72,44
Yb	435	0,04	0,372	514	92,88
Lu	446	0,02	0,0925	488,96	129,02
Hf	426	0,02	0,59	441,19	172,64
Ta	457,2	0,02	0,0977	480,92	138,48
Pb	461,5	0,003	0,0824	362,56	134,26
Th	457,2	0,18	0,00	484,39	120,98
U	461,5	0,1	0,00	388,46	86,68

Apêndice C - Tabela C.VIII: Limites de detecção (LD) do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de olivina do fragmento 2.

Elemento	Nist-612a	Nist-612b	Nist-612d	Nist-612e	Média LD	DP
Li	0,384	0,384	0,406	0,412	0,4042	0,02
Na	36,51	36,8	37,71	42,96	38,65	2,64
Al	6,93	6,96	6,54	7,1	6,862	0,21
P	54,51	59,16	45,11	52,41	53,352	5,22
Sc	0,498	0,471	0,418	0,496	0,4648	0,03
Ti	2,1	2,11	2,6	2,99	2,484	0,38
V	0,216	0,18	0,187	0,178	0,1942	0,02
Cr	2,99	2,94	2,22	2,5	2,656	0,32
Mn	0,869	0,861	0,794	0,925	0,866	0,05
Co	0,105	0,069	0,0547	0,13	0,09354	0,03
Ni	0,53	0,92	0,918	0,997	0,8312	0,18
Cu	0,363	0,423	0,346	0,493	0,4006	0,06
Zn	2,35	2,37	2,38	3,16	2,544	0,35
Rb	0,139	0,102	0,14	0,109	0,1192	0,02
Sr	0,0875	0,0876	0,086	0,109	0,09096	0,01
Y	0,0702	0,0314	0,0764	0,0829	0,07298	0,03
Zr	0,116	0,101	0,158	0,188	0,143	0,03
Nb	0,115	0,0601	0,105	0,102	0,09962	0,02
Ba	0,789	0,836	0,736	0,436	0,7296	0,17
La	0,12	0,0626	0,0684	0,128	0,0992	0,03
Ce	0,0994	0,124	0,0982	0,11	0,10142	0,02
Pr	0,0792	0,0947	0,0996	0,128	0,09546	0,02
Nd	0,952	0,672	0,856	0,809	0,826	0,10
Sm	0,63	0,628	0,579	0,82	0,7048	0,13
Eu	0,18	0,203	0,2	0,226	0,1974	0,02
Gd	0,656	0,697	0,526	0,507	0,596	0,08
Tb	0,0892	0,096	0,0812	0,068	0,09108	0,02
Dy	0,394	0,452	0,533	0,238	0,3944	0,11
Ho	0,0964	0,0393	0,104	0,138	0,09346	0,04
Er	0,234	0,286	0,215	0,382	0,2858	0,07
Tm	0,111	0,135	0,0978	0,098	0,10798	0,02
Yb	0,607	0,783	0,736	0,676	0,7282	0,09
Lu	0,109	0,0917	0,111	0,104	0,10694	0,01
Hf	0,763	0,807	0,704	0,834	0,7852	0,05
Ta	0,13	0,129	0,118	0,0809	0,11278	0,02
Pb	0,187	0,294	0,115	0,215	0,194	0,07
Th	0,0511	0,00	0,0474	0,00	0,04925	0,00
U	0,00	0,00	0,0378	0,00	0,0378	0,00

Apêndice C - Tabela C.IX: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de olivina do fragmento 2.

Elemento	GeoRem	Incerteza	Nist-612a	Nist-612b	Nist-612c	Nist-612d	Nist-612e	Média Análises	Desvio Padrão
Li	40,2	0,8	41,64	40,68	43,54	39,62	42,87	41,67	1,59
Na	10,16	0,2	105062,6	99815,91	111955,4	96561,93	110721,9	104823,534	6690,30
Al	46,6	2	11247,14	10917,62	11629,55	10703,77	11554,29	11210,474	399,28
P	44	19	101,18	n.d.	n.d.	68,31	n.d.	84,745	23,24
Sc	38,8	2	42,74	38,46	43,88	38,18	43,43	41,338	2,79
Ti	36,4	7	49,62	47,59	46,05	46,5	51,06	48,164	2,13
V	38,7	11	38,68	38,39	43,19	35,72	41,93	39,582	2,99
Cr	35,5	6	41,02	36,75	44,04	35,48	43,57	40,172	3,90
Mn	38,8	3	39,21	36,19	42,31	36,11	39,63	38,69	2,61
Co	37,8	0,1	33,51	36,49	37,37	32,85	37,13	35,47	2,13
Ni	39,1	0,04	35,61	39,96	43,38	35,57	39,58	38,82	3,30
Cu	31,4	1	37,46	36,16	36,45	34,81	39,17	36,81	1,62
Zn	78,4	2	34,13	40,49	42,98	34	40,51	38,422	4,10
Rb	38,3	7	31,39	31,46	33,02	28,51	35,04	31,884	2,40
Sr	37,9	0,8	74,9	76,18	79,83	71,2	80,57	76,536	3,82
Y	38,9	0,2	37,62	38,51	39,52	35,78	40,64	38,414	1,85
Zr	39,3	0,02	35,09	35,79	39,1	33,8	37,2	36,196	2,04
Nb	36	0,02	35,81	39,85	40,49	34,64	41,18	38,394	2,96
Ba	38,4	0,6	37,14	36,86	41,98	34,14	40,29	38,082	3,08
La	37,9	0,13	34,66	35,67	39,34	32,99	37,63	36,058	2,49
Ce	35,5	0,02	36,51	39,25	41,52	35,77	39,97	38,604	2,41
Pr	37,7	2	36,83	36,73	39,37	34,36	39,65	37,388	2,18
Nd	35,6	0,2	33,39	35,67	39,47	32,4	36,71	35,528	2,80
Sm	37,3	0,2	36,74	35,61	39,62	35,06	37,43	36,892	1,79
Eu	37,6	0,22	33,2	34,58	37,55	33,12	34,56	34,602	1,79
Gd	35,5	0,2	35,46	37,37	40,01	35,56	37,14	37,108	1,84

Elemento	GeoRem	Incerteza	Nist-612a	Nist-612b	Nist-612c	Nist-612d	Nist-612e	Média Análises	Desvio Padrão
Tb	38,3	0,03	35,72	35,72	37,02	34,55	36,98	35,998	1,03
Dy	38	0,01	35,22	36,22	37,42	34,69	36,68	36,046	1,10
Ho	36,8	0,05	37,61	37,81	38,74	36,91	38,53	37,92	0,74
Er	39,2	0,04	37,25	37,23	38,36	36,98	37,51	37,466	0,53
Tm	37	0,05	38,05	36,45	39,06	36,53	38,07	37,632	1,12
Yb	36,7	0,04	39,46	39,27	42,97	38,77	39,98	40,09	1,67
Lu	37,6	0,02	38,02	36,26	40,88	35,28	39,29	37,946	2,26
Hf	38,57	0,02	36,51	31,48	39,59	32,61	35,49	35,136	3,22
Ta	37,79	0,02	39,6	38,46	43,9	36,95	41,44	40,07	2,70
Pb	37,38	0,003	38,71	36,67	46,1	37,56	37,92	39,392	3,82
Th	40,2	0,18	37,54	35,64	40,7	35,29	38,07	37,448	2,17
U	10,16	0,1	36,67	36,55	40,09	35,1	38,28	37,338	1,91

Apêndice C - Tabela C.X: Concentrações de elementos-traço obtidas para de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	1OLN			1OLB		
Li	3,53	0,204	0,6	3,5	0,212	0,76
Na	166,95	19,9	35,7	489,98	19,46	94,74
Al	54,46	3,6	7,6	62,91	3,45	9,72
P	n.d.	30,54	31,38	94,68	28,62	168,2
Sc	2,19	0,239	0,54	3,96	0,227	0,96
Ti	109,5	1,28	15,7	271,57	1,08	39,36
V	4,52	0,111	1,02	3,03	0,0986	0,76
Cr	201,66	1,55	62,86	176,79	1,46	55,72
Mn	704,31	0,461	135,68	1557,23	0,435	304,1
Co	147,67	0,0591	26,22	182,42	0,058	32,92
Ni	3301,39	0,455	774,22	1763,96	0,448	420,68
Cu	0,99	0,221	0,32	2,02	0,213	0,6
Zn	71,42	1,08	21,48	105,51	1,32	32,7
Rb	n.d.	0,0522	0,052	0,275	0,0649	0,16
Sr	n.d.	0,0448	0,04	2,58	0,0369	0,54
Y	n.d.	0,0356	0,04	n.d.	0,0398	0,062
Zr	0,557	0,0936	0,186	1,88	0,074	0,52
Nb	0,127	0,0421	0,07	0,172	0,0528	0,12
Ba	n.d.	0,445	0,42	3,65	0,404	1,56
La	n.d.	0,0512	0,046	0,128	0,0642	0,116
Ce	n.d.	0,0565	0,048	0,273	0,0366	0,134
Pr	n.d.	0,0444	0,036	0,079	0,0356	0,074
Nd	n.d.	0,469	0,48	n.d.	0,445	0,52
Sm	n.d.	0,304	0,28	n.d.	0,28	0,3
Eu	n.d.	0,115	0,092	n.d.	0,0797	0,07
Gd	n.d.	0,347	0,28	n.d.	0,396	0,36
Tb	n.d.	0,0409	0,034	n.d.	0,0605	0,054
Dy	n.d.	0,254	0,24	n.d.	0,176	0,16
Ho	n.d.	0,0628	0,06	n.d.	0,057	0,078
Er	n.d.	0,141	0,142	n.d.	0,129	0,188
Tm	n.d.	0,0578	0,058	n.d.	0,0567	0,074
Yb	n.d.	0,381	0,34	n.d.	0,311	0,42
Lu	n.d.	0,0632	0,052	n.d.	0,0455	0,066
Hf	n.d.	0,381	0,36	0,41	0,318	0,56
Ta	n.d.	0,0609	0,056	n.d.	0,0596	0,05
Pb	n.d.	0,105	0,082	n.d.	0,0945	0,112
Th	n.d.	0,00	0,00	0,056	0,00	0,066
U	n.d.	0,00	0,00	n.d.	0,0171	0,0106

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.X (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para as análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
Elemento	3OLN			3OLB		
Li	1,35	0,16	0,28	7,15	0,146	1,06
Na	124,98	17,14	27,94	223,02	12,21	45,34
Al	30,26	3,06	4,76	50,03	2,19	7,04
P	31,41	24,84	58,94	70,7	17,58	126,58
Sc	2,78	0,199	0,62	2,98	0,157	0,7
Ti	76,16	1,2	11,18	164,48	0,611	23,98
V	4,56	0,089	1,04	3,84	0,0662	0,9
Cr	108,92	1,25	34,72	299,35	0,881	97,1
Mn	842,42	0,387	166,72	1116,28	0,275	225,72
Co	135,01	0,0461	24,6	143,05	0,0332	26,64
Ni	2923,43	0,366	707,18	2089,32	0,0995	517,66
Cu	1,25	0,181	0,3	2,16	0,123	0,46
Zn	69,31	1,14	21,58	71,63	0,831	23,08
Rb	n.d.	0,0489	0,038	n.d.	0,0352	0,042
Sr	n.d.	0,0364	0,034	0,036	0,029	0,042
Y	n.d.	0,04	0,034	0,021	0,0204	0,03
Zr	0,428	0,0431	0,13	0,214	0,0491	0,112
Nb	0,303	0,0384	0,102	n.d.	0,0291	0,038
Ba	n.d.	0,417	0,34	n.d.	0,262	0,24
La	n.d.	0,0509	0,044	0,053	0,0299	0,05
Ce	n.d.	0,0496	0,042	n.d.	0,0259	0,022
Pr	n.d.	0,0379	0,032	n.d.	0,0208	0,019
Nd	n.d.	0,331	0,28	n.d.	0,226	0,26
Sm	n.d.	0,31	0,26	n.d.	0,254	0,26
Eu	n.d.	0,0845	0,074	n.d.	0,0524	0,066
Gd	n.d.	0,342	0,28	n.d.	0,252	0,28
Tb	n.d.	0,0415	0,034	n.d.	0,0312	0,038
Dy	n.d.	0,182	0,17	n.d.	0,154	0,166
Ho	n.d.	0,0589	0,048	n.d.	0,034	0,034
Er	n.d.	0,12	0,116	n.d.	0,0742	0,096
Tm	n.d.	0,045	0,036	n.d.	0,0409	0,036
Yb	n.d.	0,349	0,26	n.d.	0,214	0,22
Lu	n.d.	0,0496	0,04	n.d.	0,0322	0,044
Hf	n.d.	0,338	0,3	n.d.	0,21	0,32
Ta	n.d.	0,0493	0,042	n.d.	0,0403	0,032
Pb	n.d.	0,0817	0,074	n.d.	0,0413	0,04
Th	0,0053	0,0	0,0106	0,00	0,00	0,00
U	n.d.	0,0148	0,0092	n.d.	0,0106	0,0148

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.X (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para as análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	4OLB			4OLN		
Li	4,35	0,218	0,96	1,8	0,147	0,38
Na	358,01	19,89	76,94	139,22	14,55	32,12
Al	343,04	3,44	44,36	36,89	2,57	5,76
P	n.d.	28,5	63,94	26,77	20,4	53,48
Sc	2,78	0,245	0,8	2,84	0,177	0,7
Ti	1188,67	1,54	171,96	138,53	0,919	21,26
V	30,95	0,108	7,28	4,89	0,0766	1,2
Cr	5749,37	1,4	1907,52	98,94	1,02	33,66
Mn	1224,16	0,425	254,68	927,25	0,326	197,74
Co	180,57	0,0496	34,72	137,46	0,037	26,98
Ni	2679,42	0,445	684,32	2720,59	0,235	713,76
Cu	5,45	0,217	1,2	1,27	0,154	0,34
Zn	108,37	1,23	36,62	85,76	0,917	29,4
Rb	0,214	0,0699	0,164	0,061	0,0431	0,058
Sr	2,67	0,0478	0,6	1,29	0,0291	0,26
Y	0,111	0,0474	0,104	n.d.	0,031	0,04
Zr	3,08	0,0816	0,8	0,79	0,0552	0,22
Nb	0,49	0,0412	0,22	1,07	0,0392	0,3
Ba	6,02	0,457	2,38	1,72	0,329	0,76
La	0,47	0,0649	0,22	0,145	0,0507	0,08
Ce	0,57	0,0527	0,22	0,249	0,032	0,09
Pr	0,088	0,0392	0,088	0,053	0,0226	0,04
Nd	n.d.	0,479	0,74	n.d.	0,336	0,38
Sm	n.d.	0,363	0,32	n.d.	0,216	0,22
Eu	0,112	0,0613	0,144	n.d.	0,076	0,08
Gd	0,54	0,28	0,62	n.d.	0,319	0,26
Tb	n.d.	0,049	0,046	n.d.	0,0439	0,04
Dy	n.d.	0,224	0,24	n.d.	0,173	0,148
Ho	n.d.	0,0535	0,072	n.d.	0,0449	0,046
Er	n.d.	0,143	0,176	n.d.	0,142	0,146
Tm	n.d.	0,0534	0,062	n.d.	0,0522	0,042
Yb	n.d.	0,367	0,4	n.d.	0,2	0,22
Lu	n.d.	0,0536	0,084	n.d.	0,0437	0,042
Hf	n.d.	0,311	0,48	n.d.	0,306	0,28
Ta	n.d.	0,0465	0,074	0,062	0,0432	0,06
Pb	n.d.	0,0915	0,158	0,085	0,0553	0,09
Th	0,141	0,00	0,118	n.d.	0,0155	0,0096
U	0,038	0,00	0,054	0,0059	0,00	0,0118

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.X (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para as análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
Elemento	7OLXN			7OLXB		
Li	2,97	0,148	0,58	3,06	0,192	0,56
Na	191,53	13,28	45,9	182,7	17,48	45,64
Al	97,38	2,31	14,08	103,64	3,08	15,16
P	18,72	17,56	41,86	36,03	23,11	76,32
Sc	3,03	0,152	0,8	2,59	0,21	0,7
Ti	270,7	0,775	44,3	271,79	0,891	45,44
V	8,73	0,0687	2,32	8,61	0,0736	2,36
Cr	141,36	0,872	52,48	144,3	1,14	55,3
Mn	1024,66	0,299	240,86	978,04	0,38	238
Co	148,06	0,0334	32	152,18	0,048	34
Ni	2002,24	0,301	583,04	2090,96	0,393	631,58
Cu	0,347	0,119	0,188	0,37	0,192	0,2
Zn	97,36	0,966	37,52	108,43	1,15	43,4
Rb	n.d.	0,0418	0,034	n.d.	0,0579	0,048
Sr	0,075	0,0228	0,048	0,074	0,0363	0,046
Y	n.d.	0,0199	0,028	0,075	0,0259	0,04
Zr	0,219	0,0443	0,112	0,304	0,0656	0,12
Nb	n.d.	0,028	0,04	n.d.	0,0516	0,046
Ba	n.d.	0,253	0,22	n.d.	0,328	0,3
La	n.d.	0,0298	0,036	n.d.	0,0483	0,04
Ce	n.d.	0,0301	0,036	n.d.	0,0408	0,036
Pr	n.d.	0,0372	0,032	n.d.	0,0374	0,032
Nd	n.d.	0,292	0,34	n.d.	0,324	0,32
Sm	n.d.	0,223	0,24	n.d.	0,301	0,26
Eu	n.d.	0,0651	0,076	n.d.	0,0618	0,06
Gd	n.d.	0,234	0,26	n.d.	0,325	0,24
Tb	n.d.	0,0325	0,028	n.d.	0,0402	0,032
Dy	n.d.	0,17	0,136	n.d.	0,156	0,15
Ho	n.d.	0,0241	0,034	n.d.	0,0522	0,044
Er	n.d.	0,0896	0,106	n.d.	0,184	0,15
Tm	0,046	0,0285	0,046	n.d.	0,0442	0,04
Yb	n.d.	0,254	0,28	n.d.	0,364	0,28
Lu	n.d.	0,0481	0,048	n.d.	0,059	0,046
Hf	n.d.	0,22	0,28	n.d.	0,212	0,22
Ta	n.d.	0,048	0,046	n.d.	0,0545	0,046
Pb	n.d.	0,049	0,066	n.d.	0,0633	0,058
Th	n.d.	0,0139	0,0086	n.d.	0,018	0,0112
U	n.d.	0,0111	0,0146	n.d.	0,0144	0,012

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.X (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para as análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	10OLN			10OLN2		
Li	2,23	0,181	0,54	1,23	0,183	0,32
Na	123,41	20,16	37,14	109,95	17,51	31,98
Al	15,95	3,38	4,68	13,53	3,04	3,56
P	27,47	26,32	64,5	28,21	22,15	64,24
Sc	1,24	0,229	0,46	1,15	0,215	0,38
Ti	77,74	1,36	15,12	70,02	1,35	13,2
V	1,55	0,107	0,5	1,28	0,0896	0,4
Cr	83,87	1,28	33,28	75,83	1,1	31,04
Mn	847,72	0,431	213,96	776,31	0,373	202,8
Co	134,7	0,0689	31,26	125,14	0,0424	30
Ni	2845,88	0,37	893,28	2697,91	0,36	878,5
Cu	0,58	0,222	0,32	n.d.	0,177	0,168
Zn	64,27	1,33	27,26	63,81	1,27	27,94
Rb	n.d.	0,0625	0,058	n.d.	0,0434	0,042
Sr	n.d.	0,0433	0,042	0,037	0,0205	0,03
Y	n.d.	0,0308	0,036	n.d.	0,0424	0,034
Zr	0,236	0,0738	0,15	0,188	0,0569	0,096
Nb	3,97	0,0377	1,24	3,81	0,0456	1,2
Ba	n.d.	0,332	0,42	n.d.	0,36	0,3
La	n.d.	0,0406	0,04	n.d.	0,0333	0,034
Ce	n.d.	0,0542	0,05	n.d.	0,0303	0,034
Pr	n.d.	0,0364	0,038	0,037	0,0317	0,036
Nd	n.d.	0,479	0,46	n.d.	0,415	0,34
Sm	n.d.	0,397	0,34	0,33	0,215	0,26
Eu	n.d.	0,0732	0,064	n.d.	0,064	0,068
Gd	n.d.	0,297	0,32	n.d.	0,243	0,2
Tb	n.d.	0,0583	0,044	n.d.	0,0409	0,038
Dy	n.d.	0,277	0,28	n.d.	0,177	0,152
Ho	n.d.	0,0439	0,054	n.d.	0,0451	0,042
Er	n.d.	0,189	0,152	n.d.	0,132	0,108
Tm	n.d.	0,0621	0,054	n.d.	0,0491	0,04
Yb	n.d.	0,378	0,36	n.d.	0,333	0,26
Lu	0,057	0,0554	0,076	n.d.	0,0477	0,044
Hf	n.d.	0,276	0,36	n.d.	0,32	0,28
Ta	0,216	0,0694	0,13	0,143	0,0549	0,078
Pb	n.d.	0,112	0,118	n.d.	0,0865	0,074
Th	n.d.	0,00	0,00	0,0109	0,00	0,0156
U	n.d.	0,00	0,00	0,0044	0,00	0,0088

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.X (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para as análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
Elemento		10OLB			11OLN	
Li	6,14	0,137	1,22	0,98	0,262	0,6
Na	173,34	12,68	49,22	256,71	24,34	80,08
Al	62,17	2,19	11,04	57,39	4,09	12,9
P	44,05	16,68	101,28	n.d.	30,76	72,18
Sc	3,26	0,149	1	2,61	0,288	1,02
Ti	250,57	0,784	48,04	51,4	1,63	14,18
V	4,14	0,0642	1,32	5,51	0,121	1,88
Cr	254,05	0,789	107,44	165,75	1,49	72,64
Mn	1400,38	0,275	379,4	775,98	0,517	218,46
Co	171,81	0,0366	42,76	128,21	0,0694	33,3
Ni	2022,85	0,176	684,76	2784,03	0,473	980,46
Cu	0,43	0,139	0,28	n.d.	0,292	0,5
Zn	101,56	0,923	46,62	83,39	1,52	40,84
Rb	0,084	0,0384	0,086	0,28	0,0615	0,22
Sr	0,067	0,0198	0,06	1,83	0,0672	0,58
Y	0,062	0,035	0,068	0,131	0,0534	0,138
Zr	0,355	0,0395	0,188	2,05	0,081	0,78
Nb	0,055	0,0251	0,062	0,62	0,0569	0,34
Ba	n.d.	0,313	0,44	2,81	0,559	1,94
La	0,033	0,0248	0,052	0,22	0,0711	0,194
Ce	n.d.	0,0352	0,044	0,29	0,0647	0,2
Pr	n.d.	0,0236	0,044	n.d.	0,0558	0,082
Nd	n.d.	0,213	0,36	n.d.	0,537	1,02
Sm	n.d.	0,21	0,28	n.d.	0,379	0,62
Eu	n.d.	0,0693	0,046	n.d.	0,131	0,22
Gd	n.d.	0,208	0,24	n.d.	0,375	0,52
Tb	n.d.	0,029	0,028	0,072	0,0548	0,118
Dy	n.d.	0,131	0,122	n.d.	0,183	0,114
Ho	0,044	0,0286	0,06	n.d.	0,079	0,074
Er	n.d.	0,094	0,148	n.d.	0,159	0,3
Tm	n.d.	0,0305	0,044	n.d.	0,0793	0,092
Yb	n.d.	0,222	0,36	n.d.	0,383	0,74
Lu	n.d.	0,0429	0,038	0,09	0,0609	0,138
Hf	n.d.	0,206	0,38	n.d.	0,468	0,48
Ta	n.d.	0,0309	0,054	0,062	0,0619	0,126
Pb	n.d.	0,0454	0,03	0,11	0,105	0,22
Th	n.d.	0,0185	0,0116	0,071	0,00	0,102
U	n.d.	0,00	0,00	n.d.	0,00	0,00

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.X: Concentrações de elementos-traço obtidas para as análises de olivina do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

	Análise	LD	2σ
Elemento	11OLB		
Li	7	0,124	1,48
Na	200,06	13,27	60,38
Al	64,62	2,21	12,3
P	34,68	17,14	86,02
Sc	3,52	0,157	1,16
Ti	243,88	0,726	50,54
V	6,44	0,0514	2,18
Cr	270,36	0,808	122,04
Mn	1185,23	0,281	344,48
Co	152,35	0,0296	40,68
Ni	2180,96	0,286	795,14
Cu	1,91	0,143	0,64
Zn	106,15	0,709	53,06
Rb	n.d.	0,0422	0,072
Sr	0,371	0,0227	0,164
Y	n.d.	0,0291	0,046
Zr	0,6	0,0585	0,3
Nb	n.d.	0,0266	0,052
Ba	1,1	0,258	0,86
La	n.d.	0,0283	0,042
Ce	n.d.	0,0364	0,066
Pr	n.d.	0,0298	0,054
Nd	n.d.	0,268	0,26
Sm	n.d.	0,194	0,38
Eu	n.d.	0,0425	0,074
Gd	0,31	0,214	0,44
Tb	0,043	0,018	0,054
Dy	n.d.	0,19	0,166
Ho	n.d.	0,0282	0,054
Er	n.d.	0,131	0,17
Tm	n.d.	0,0448	0,064
Yb	n.d.	0,219	0,34
Lu	n.d.	0,0367	0,058
Hf	n.d.	0,281	0,34
Ta	n.d.	0,0392	0,05
Pb	0,058	0,0573	0,12
Th	n.d.	0,00	0,00
U	n.d.	0,00	0,00

B: Borda; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XI: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de flogopita do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	BHVO	2σ
Li	4,4	0,8	0,379	4,66	0,35
P	711	19	45,42	958,85	218,37
Sc	33,0	2	0,264	31,51	2,51
Ti	16300	7	1,47	16040,55	1130,91
V	308	11	0,173	333,59	22,2
Cr	293	6	1,57	298,13	18,36
Mn	1161	3	0,663	1280,4	87,93
Co	44	0,1	0,0761	42,97	3,37
Ni	116	0,04	0,243	112,23	6,97
Cu	127	1	0,732	106,39	4,49
Zn	102	2	1,99	124,76	11,79
Rb	9,2	7	0,117	9,26	0,7
Sr	396	0,8	0,0531	393,05	32,02
Y	26	0,2	0,053	23,9	2,11
Zr	170	0,02	0,075	164,17	11,78
Nb	18,3	0,02	0,0576	15,45	1,49
Ba	131	0,6	0,575	120,98	11,62
La	15,2	0,13	0,0668	15,56	1,72
Ce	37,6	0,02	0,0746	37,07	3,22
Pr	5,35	2	0,0544	4,89	0,4
Nd	24,5	0,2	0,456	24,79	2,36
Sm	6,1	0,2	0,509	6,54	0,71
Eu	2,07	0,22	0,154	2	0,24
Gd	6,16	0,2	0,397	5,49	0,71
Tb	0,92	0,03	0,0835	0,809	0,094
Dy	5,28	0,01	0,33	5,22	0,63
Ho	0,98	0,05	0,061	1,17	0,13
Er	2,56	0,04	0,163	2,71	0,3
Tm	0,34	0,05	0,0426	0,347	0,053
Yb	1,94	0,04	0,316	1,9	0,3
Lu	0,279	0,02	0,0733	0,215	0,05
Hf	4,32	0,02	0,216	4,26	0,42
Ta	1,15	0,02	0,0458	1,025	0,095
Pb	1,70	0,003	0,348	2,01	0,33
Th	1,22	0,18	0,0391	1,27	0,13
U	0,403	0,1	0,00	0,46	0,065

Apêndice C - Tabela C.XII: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de flogopita do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	Nist-612	2σ
Li	40,2	0,8	0,479	57,09	6,26
P	46,6	19	59,27	69,21	31,75
Sc	39,9	2	0,352	38,3	5,03
Ti	44,0	7	2,36	42,97	5,99
V	38,8	11	0,201	53,22	6,56
Cr	36,4	6	2,1	50,41	6,13
Mn	38,7	3	0,905	50,04	6,25
Co	35,5	0,1	0,136	47,35	6,19
Ni	38,8	0,04	0,573	52,11	6,38
Cu	37,8	1	0,895	50,86	5,69
Zn	39,1	2	2,54	62,31	9,21
Rb	31,4	7	0,123	44,47	5,56
Sr	78,4	0,8	0,0864	93,65	12,47
Y	38,3	0,2	0,0682	36,73	5,06
Zr	37,9	0,02	0,151	37,5	4,77
Nb	38,9	0,02	0,0942	41,8	6,01
Ba	39,3	0,6	0,712	46,09	6,79
La	36,0	0,13	0,0702	38,95	6,03
Ce	38,4	0,02	0,105	49,04	6,7
Pr	37,9	2	0,0661	42,66	5,53
Nd	35,5	0,2	0,771	38,06	5,38
Sm	37,7	0,2	0,516	40,1	5,22
Eu	35,6	0,22	0,222	38,76	5,32
Gd	37,3	0,2	0,602	33,69	5,07
Tb	37,6	0,03	0,0862	36,39	4,5
Dy	35,5	0,01	0,401	34,82	4,94
Ho	38,3	0,05	0,078	36,05	4,74
Er	38,0	0,04	0,281	33,74	4,4
Tm	36,8	0,05	0,0856	32,71	4,08
Yb	39,2	0,04	0,409	36,39	4,73
Lu	37,0	0,02	0,115	35,06	4,25
Hf	36,7	0,02	0,308	33,89	4,22
Ta	37,6	0,02	0,102	31,11	3,6
Pb	38,57	0,003	0,563	50	5,76
Th	37,79	0,18	0,0374	35,28	4,34
U	37,38	0,1	0,00	48,51	5,42

Apêndice C - Tabela C.XIII: Limites de detecção do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Nist-610a	Nist-610b	Nist-610c	Nist-610d	Média LD	DP
Li	0,541	0,528	0,535	0,473	0,51925	0,031
P	72,24	69,99	73,43	66,45	70,5275	3,070
Sc	0,385	0,383	0,415	0,408	0,39775	0,016
Ti	2,36	2,29	2,43	2,52	2,4	0,098
V	0,256	0,229	0,24	0,238	0,24075	0,011
Cr	2,34	2,21	2,42	2,44	2,3525	0,104
Mn	1,01	0,975	1,01	1,06	1,01375	0,035
Co	0,168	0,101	0,14	0,127	0,134	0,028
Ni	0,816	0,773	0,779	0,694	0,7655	0,051
Cu	1,02	0,949	1,21	1,09	1,06725	0,111
Zn	2,52	3,05	2,88	2,71	2,79	0,227
Rb	0,141	0,134	0,196	0,167	0,1595	0,028
Sr	0,0743	0,0952	0,111	0,104	0,096125	0,016
Y	0,0572	0,0904	0,0628	0,0687	0,069775	0,015
Zr	0,143	0,127	0,136	0,195	0,15025	0,031
Nb	0,109	0,103	0,078	0,108	0,0995	0,015
Ba	0,672	0,831	0,718	0,961	0,7955	0,129
La	0,112	0,0528	0,102	0,113	0,09495	0,029
Ce	0,0703	0,0939	0,114	0,107	0,0963	0,019
Pr	0,0978	0,0819	0,0746	0,0926	0,086725	0,010
Nd	0,812	0,766	0,927	0,966	0,86775	0,094
Sm	0,793	0,59	0,579	0,675	0,65925	0,099
Eu	0,184	0,201	0,201	0,245	0,20775	0,026
Gd	0,526	0,619	0,655	0,663	0,61575	0,063
Tb	0,097	0,0916	0,101	0,103	0,09815	0,005
Dy	0,599	0,524	0,552	0,535	0,5525	0,033
Ho	0,104	0,114	0,0821	0,104	0,101025	0,013
Er	0,385	0,264	0,329	0,281	0,31475	0,054
Tm	0,0882	0,0832	0,0918	0,0777	0,085225	0,006
Yb	0,565	0,389	0,565	0,591	0,5275	0,093
Lu	0,147	0,109	0,141	0,0871	0,121025	0,028
Hf	0,271	0,443	0,411	0,368	0,37325	0,075
Ta	0,0861	0,0976	0,128	0,0914	0,100775	0,019
Pb	0,358	0,275	0,598	0,402	0,40825	0,137
Th	n.d.	0,0576	0,0419	0,00	0,04975	0,011
U	0,0435	0,00	0,0423	0,00	0,0429	0,001

n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XIV: Concentrações do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita do fragmento 2.

Elemento	GeoRem	Incerteza	Nist-610a	Nist-610b	Nist-610c	Nist-610d	Média Análises	Desvio Padrão*
Li	468	0,8	493,16	476,17	485,05	485,16	484,88	6,94
P	413	19	344,61	341,89	329,09	353,41	342,25	10,05
Sc	455	2	461,34	422,25	450,74	435,49	442,45	17,14
Ti	452	7	452,56	416,69	437,75	432,82	434,95	14,78
V	450	11	455,76	427,47	453,05	434,25	442,63	13,91
Cr	408	6	416,66	393,43	414,54	399	405,90	11,45
Mn	444	3	447,73	418,79	444,87	425,74	434,28	14,21
Co	410	0,1	421	389,32	417,16	397,21	406,17	15,32
Ni	458	0,04	452,57	434	457,09	434,57	444,55	12,00
Cu	441	1	435,24	424,89	434,19	427,61	430,48	5,03
Zn	460	2	481,55	433,46	464,27	452,3	457,89	20,23
Rb	425,7	7	445,43	416,67	442,64	423,55	432,07	14,14
Sr	515,5	0,8	520,07	476,04	510,77	489,22	499,02	20,04
Y	462	0,2	474,01	428,17	459,99	444,3	451,61	19,78
Zr	448	0,02	458,05	422,83	447,4	435,69	440,99	15,16
Nb	465	0,02	443,79	397,68	430,44	413,12	421,25	20,11
Ba	452	0,6	450,58	401,2	428,68	422,99	425,86	20,29
La	440	0,13	492,4	429,32	458,52	459,94	460,04	25,77
Ce	453	0,02	472,45	426,08	454,03	445,19	449,43	19,27
Pr	448	2	449,61	413,04	423,32	437,84	430,95	16,06
Nd	430	0,2	455,05	409,76	431,74	432,56	432,27	18,49
Sm	453	0,2	470,65	432,61	448,95	454,09	451,57	15,67
Eu	447	0,22	487	438,47	465,71	459,96	462,78	19,95
Gd	449	0,2	448,04	396,75	417,34	425,11	421,81	21,18
Tb	437	0,03	460,66	427,16	438,72	448,38	443,73	14,23
Dy	437	0,01	450,53	406,54	419,89	435,16	428,03	19,01

Elemento	GeoRem	Incerteza	Nist-610a	Nist-610b	Nist-610c	Nist-610d	Média Análises	Desvio Padrão*
Ho	449	0,05	472,31	429,77	446,7	454,24	450,75	17,64
Er	455	0,04	444,62	410,21	418,35	435,13	427,07	15,63
Tm	435	0,05	437,4	405,06	415,33	426,3	421,02	13,94
Yb	450	0,04	482,07	443,54	457,89	466,93	462,60	16,15
Lu	439	0,02	450,22	421,09	429,56	441	435,46	12,77
Hf	435	0,02	432,83	403,15	424,02	414,15	418,53	12,78
Ta	446	0,02	387,75	366,35	374,88	379,34	377,08	8,92
Pb	426	0,003	422,73	404,21	412,86	414,77	413,64	7,60
Th	457,2	0,18	468,34	435	445,92	456,82	451,52	14,32
U	461,5	0,1	467,81	446,92	456,02	459,26	457,50	8,63

Apêndice C - Tabela C.XV: Concentrações de elementos-traço obtidas partir das análises de flogopita do fragmento 2, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	8flgn1			8flgn2		
Li	27,37	0,358	1,29	25,36	0,341	1,19
P	n.d.	43,13	22,39	1357,41	44,88	304,20
Sc	2,39	0,261	0,25	3,13	0,260	0,29
Ti	13850,87	1,46	775,72	13993,10	1,03	818,45
V	143,73	0,148	7,72	157,95	0,147	8,82
Cr	2709,80	1,52	134,07	2783,43	1,49	143,33
Mn	222,84	0,643	12,23	222,21	0,666	12,72
Co	54,57	0,0802	3,42	67,98	0,0804	4,40
Ni	1169,70	0,477	56,86	1331,70	0,498	67,01
Cu	3,61	0,514	0,57	415,47	0,742	15,28
Zn	53,61	1,92	4,81	55,17	1,81	4,95
Rb	567,87	0,0882	31,08	563,39	0,0886	32,19
Sr	16,14	0,0656	1,10	103,24	0,0397	6,93
Y	n.d.	0,0372	0,026	0,087	0,0499	0,036
Zr	23,92	0,0993	1,49	46,22	0,137	2,85
Nb	12,63	0,0501	0,98	12,40	0,0569	1,00
Ba	504,80	0,467	37,16	705,91	0,495	54,27
La	n.d.	0,0839	0,044	n.d.	0,0756	0,043
Ce	n.d.	0,0679	0,041	n.d.	0,0710	0,037
Pr	n.d.	0,0590	0,027	n.d.	0,0511	0,027
Nd	n.d.	0,608	0,26	n.d.	0,455	0,21
Sm	n.d.	0,462	0,19	n.d.	0,338	0,20
Eu	n.d.	0,138	0,080	n.d.	0,138	0,081
Gd	n.d.	0,360	0,15	n.d.	0,395	0,21
Tb	n.d.	0,0425	0,024	n.d.	0,0686	0,031
Dy	n.d.	0,389	0,16	n.d.	0,312	0,15
Ho	n.d.	0,0731	0,032	n.d.	0,0702	0,033
Er	n.d.	0,190	0,10	n.d.	0,181	0,095
Tm	n.d.	0,0687	0,029	n.d.	0,0503	0,024
Yb	n.d.	0,328	0,16	n.d.	0,300	0,14
Lu	n.d.	0,0809	0,035	n.d.	0,0468	0,029
Hf	1,22	0,227	0,25	1,45	0,268	0,26
Ta	1,09	0,0697	0,12	1,30	0,0721	0,12
Pb	0,55	0,421	0,29	1,82	0,325	0,37
Th	n.d.	0,00	0,00	n.d.	0,0278	0,0086
U	n.d.	0,0397	0,019	n.d.	0,0280	0,015

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XV (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para partir das análises de flogopita do fragmento 2, limites de detecção e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	8flgb1			8flgb2		
Li	20,03	0,328	1,10	8,52	0,330	0,68
P	73,12	42,60	30,65	3655,64	38,17	822,89
Sc	4,97	0,263	0,45	7,81	0,242	0,68
Ti	29892,83	1,46	1847,51	28164,94	1,13	1855,25
V	233,87	0,145	13,78	142,76	0,141	9,01
Cr	10480,74	1,51	567,91	7325,44	1,41	421,29
Mn	268,93	0,645	16,29	318,47	0,602	20,53
Co	72,69	0,0829	5,02	65,16	0,0824	4,83
Ni	1256,93	0,521	66,71	746,19	0,492	42,36
Cu	2,71	0,666	0,61	71,92	0,713	3,81
Zn	47,25	1,94	4,94	47,45	1,77	5,36
Rb	541,46	0,102	32,76	548,36	0,0814	35,36
Sr	40,35	0,0546	2,94	529,15	0,0603	40,12
Y	0,165	0,0485	0,052	0,350	0,0548	0,081
Zr	22,45	0,125	1,57	20,10	0,0961	1,52
Nb	10,89	0,0452	0,96	11,07	0,0696	1,06
Ba	1417,89	0,481	115,72	2525,02	0,564	220,64
La	n.d.	0,0815	0,038	n.d.	0,0635	0,031
Ce	n.d.	0,0745	0,045	n.d.	0,0773	0,044
Pr	n.d.	0,0549	0,038	n.d.	0,0540	0,032
Nd	n.d.	0,488	0,32	n.d.	0,458	0,33
Sm	n.d.	0,302	0,17	0,39	0,284	0,26
Eu	n.d.	0,109	0,078	0,130	0,120	0,097
Gd	n.d.	0,469	0,22	n.d.	0,360	0,27
Tb	n.d.	0,0666	0,035	0,059	0,0426	0,040
Dy	n.d.	0,440	0,19	n.d.	0,379	0,23
Ho	n.d.	0,0681	0,034	0,042	0,0369	0,034
Er	n.d.	0,147	0,089	n.d.	0,165	0,10
Tm	n.d.	0,0583	0,038	n.d.	0,0624	0,036
Yb	n.d.	0,344	0,16	n.d.	0,245	0,13
Lu	n.d.	0,0788	0,028	n.d.	0,0691	0,036
Hf	0,66	0,209	0,22	0,38	0,253	0,21
Ta	0,90	0,0571	0,12	0,91	0,0588	0,13
Pb	0,56	0,363	0,30	0,65	0,339	0,33
Th	n.d.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U	0,056	0,00	0,032	0,022	0,00	0,022

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XVI: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4.

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	BHVO	2σ
Li	4,4	0,8	0,379	4,66	0,7
P	711	19	45,42	958,85	436,74
Sc	33,0	2	0,264	31,51	5,02
Ti	16300	7	1,47	16040,55	2261,82
V	308	11	0,173	333,59	44,4
Cr	293	6	1,57	298,13	36,72
Mn	1161	3	0,663	1280,40	175,86
Co	44	0,1	0,0761	42,97	6,74
Ni	116	0,04	0,243	112,23	13,94
Cu	127	1	0,732	106,39	8,98
Zn	102	2	1,99	124,76	23,58
Rb	9,2	7	0,117	9,26	1,4
Sr	396	0,8	0,0531	393,05	64,04
Y	26	0,2	0,0530	23,90	4,22
Zr	170	0,02	0,0750	164,17	23,56
Nb	18,3	0,02	0,0576	15,45	2,98
Ba	131	0,6	0,575	120,98	23,24
La	15,2	0,13	0,0668	15,56	3,44
Ce	37,6	0,02	0,0746	37,07	6,44
Pr	5,35	2	0,0544	4,89	0,8
Nd	24,5	0,2	0,456	24,79	4,72
Sm	6,1	0,2	0,509	6,54	1,42
Eu	2,07	0,22	0,154	2,00	0,48
Gd	6,16	0,2	0,397	5,49	1,42
Tb	0,92	0,03	0,0835	0,809	0,188
Dy	5,28	0,01	0,330	5,22	1,26
Ho	0,98	0,05	0,0610	1,17	0,26
Er	2,56	0,04	0,163	2,71	0,6
Tm	0,34	0,05	0,0426	0,347	0,106
Yb	1,94	0,04	0,316	1,90	0,6
Lu	0,279	0,02	0,0733	0,215	0,1
Hf	4,32	0,02	0,216	4,26	0,84
Ta	1,15	0,02	0,0458	1,025	0,19
Pb	1,70	0,003	0,348	2,01	0,66
Th	1,22	0,18	0,0391	1,27	0,26
U	0,403	0,1	0,00	0,460	0,13

Apêndice C - Tabela C.XVII: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4.

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	Nist-612	2 σ
Li	40,2	0,8	0,479	57,09	12,52
P	46,6	19	59,27	69,21	63,5
Sc	39,9	2	0,352	38,30	10,06
Ti	44,0	7	2,36	42,97	11,98
V	38,8	11	0,201	53,22	13,12
Cr	36,4	6	2,10	50,41	12,26
Mn	38,7	3	0,905	50,04	12,5
Co	35,5	0,1	0,136	47,35	12,38
Ni	38,8	0,04	0,573	52,11	12,76
Cu	37,8	1	0,895	50,86	11,38
Zn	39,1	2	2,54	62,31	18,42
Rb	31,4	7	0,123	44,47	11,12
Sr	78,4	0,8	0,0864	93,65	24,94
Y	38,3	0,2	0,0682	36,73	10,12
Zr	37,9	0,02	0,151	37,50	9,54
Nb	38,9	0,02	0,0942	41,80	12,02
Ba	39,3	0,6	0,712	46,09	13,58
La	36,0	0,13	0,0702	38,95	12,06
Ce	38,4	0,02	0,105	49,04	13,4
Pr	37,9	2	0,0661	42,66	11,06
Nd	35,5	0,2	0,771	38,06	10,76
Sm	37,7	0,2	0,516	40,10	10,44
Eu	35,6	0,22	0,222	38,76	10,64
Gd	37,3	0,2	0,602	33,69	10,14
Tb	37,6	0,03	0,0862	36,39	9
Dy	35,5	0,01	0,401	34,82	9,88
Ho	38,3	0,05	0,0780	36,05	9,48
Er	38,0	0,04	0,281	33,74	8,8
Tm	36,8	0,05	0,0856	32,71	8,16
Yb	39,2	0,04	0,409	36,39	9,46
Lu	37,0	0,02	0,115	35,06	8,5
Hf	36,7	0,02	0,308	33,89	8,44
Ta	37,6	0,02	0,102	31,11	7,2
Pb	38,57	0,003	0,563	50,00	11,52
Th	37,79	0,18	0,0374	35,28	8,68
U	37,38	0,1	0,00	48,51	10,84

Apêndice C - Tabela C.XVIII: Limites de detecção do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4.

Elemento	Nist-610a	Nist-610b	Nist-610c	Nist-610d	Média LD	DP
Li	0,541	0,528	0,535	0,473	0,51925	0,03
P	72,24	69,99	73,43	66,45	70,5275	3,07
Sc	0,385	0,383	0,415	0,408	0,39775	0,02
Ti	2,36	2,29	2,43	2,52	2,4	0,10
V	0,256	0,229	0,24	0,238	0,24075	0,01
Cr	2,34	2,21	2,42	2,44	2,3525	0,10
Mn	1,01	0,975	1,01	1,06	1,01375	0,03
Co	0,168	0,101	0,14	0,127	0,134	0,03
Ni	0,816	0,773	0,779	0,694	0,7655	0,05
Cu	1,02	0,949	1,21	1,09	1,06725	0,11
Zn	2,52	3,05	2,88	2,71	2,79	0,23
Rb	0,141	0,134	0,196	0,167	0,1595	0,03
Sr	0,0743	0,0952	0,111	0,104	0,096125	0,02
Y	0,0572	0,0904	0,0628	0,0687	0,069775	0,01
Zr	0,143	0,127	0,136	0,195	0,15025	0,03
Nb	0,109	0,103	0,078	0,108	0,0995	0,01
Ba	0,672	0,831	0,718	0,961	0,7955	0,13
La	0,112	0,0528	0,102	0,113	0,09495	0,03
Ce	0,0703	0,0939	0,114	0,107	0,0963	0,02
Pr	0,0978	0,0819	0,0746	0,0926	0,086725	0,01
Nd	0,812	0,766	0,927	0,966	0,86775	0,09
Sm	0,793	0,59	0,579	0,675	0,65925	0,10
Eu	0,184	0,201	0,201	0,245	0,20775	0,03
Gd	0,526	0,619	0,655	0,663	0,61575	0,06
Tb	0,097	0,0916	0,101	0,103	0,09815	0,01
Dy	0,599	0,524	0,552	0,535	0,5525	0,03
Ho	0,104	0,114	0,0821	0,104	0,101025	0,01
Er	0,385	0,264	0,329	0,281	0,31475	0,05
Tm	0,0882	0,0832	0,0918	0,0777	0,085225	0,01
Yb	0,565	0,389	0,565	0,591	0,5275	0,09
Lu	0,147	0,109	0,141	0,0871	0,121025	0,03
Hf	0,271	0,443	0,411	0,368	0,37325	0,07
Ta	0,0861	0,0976	0,128	0,0914	0,100775	0,02
Pb	0,358	0,275	0,598	0,402	0,40825	0,14
Th	n.d.	0,0576	0,0419	n.d.	0,04975	0,01
U	0,0435	n.d.	0,0423	n.d.	0,0429	0,00

Apêndice C - Tabela C.XIX: Concentrações do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4.

Elemento	GeoRem	Incerteza	Nist-610a	Nist-610b	Nist-610c	Nist-610d	Média Análises	Desvio Padrão*
Li	468	0,8	493,16	476,17	485,05	485,16	484,885	6,94
P	452	19	344,61	341,89	329,09	353,41	342,25	10,06
Sc	450	2	461,34	422,25	450,74	435,49	442,455	17,15
Ti	408	7	452,56	416,69	437,75	432,82	434,955	14,79
V	444	11	455,76	427,47	453,05	434,25	442,6325	13,92
Cr	410	6	416,66	393,43	414,54	399	405,9075	11,45
Mn	458	3	447,73	418,79	444,87	425,74	434,2825	14,21
Co	441	0,1	421	389,32	417,16	397,21	406,1725	15,33
Ni	460	0,04	452,57	434	457,09	434,57	444,5575	12,01
Cu	425,7	1	435,24	424,89	434,19	427,61	430,4825	5,03
Zn	515,5	2	481,55	433,46	464,27	452,3	457,895	20,24
Rb	462	7	445,43	416,67	442,64	423,55	432,0725	14,14
Sr	448	0,8	520,07	476,04	510,77	489,22	499,025	20,04
Y	465	0,2	474,01	428,17	459,99	444,3	451,6175	19,79
Zr	452	0,02	458,05	422,83	447,4	435,69	440,9925	15,17
Nb	440	0,02	443,79	397,68	430,44	413,12	421,2575	20,12
Ba	453	0,6	450,58	401,2	428,68	422,99	425,8625	20,29
La	448	0,13	492,4	429,32	458,52	459,94	460,045	25,78
Ce	430	0,02	472,45	426,08	454,03	445,19	449,4375	19,27
Pr	453	2	449,61	413,04	423,32	437,84	430,9525	16,07
Nd	447	0,2	455,05	409,76	431,74	432,56	432,2775	18,49
Sm	449	0,2	470,65	432,61	448,95	454,09	451,575	15,67
Eu	437	0,22	487	438,47	465,71	459,96	462,785	19,95
Gd	437	0,2	448,04	396,75	417,34	425,11	421,81	21,19
Tb	449	0,03	460,66	427,16	438,72	448,38	443,73	14,24
Dy	455	0,01	450,53	406,54	419,89	435,16	428,03	19,02
Ho	435	0,05	472,31	429,77	446,7	454,24	450,755	17,64
Er	450	0,04	444,62	410,21	418,35	435,13	427,0775	15,63
Tm	439	0,05	437,4	405,06	415,33	426,3	421,0225	13,94
Yb	435	0,04	482,07	443,54	457,89	466,93	462,6075	16,16

Elemento	GeoRem	Incerteza	Nist-610a	Nist-610b	Nist-610c	Nist-610d	Média Análises	Desvio Padrão*
Lu	446	0,02	450,22	421,09	429,56	441	435,4675	12,78
Hf	426	0,02	432,83	403,15	424,02	414,15	418,5375	12,78
Ta	457,2	0,02	387,75	366,35	374,88	379,34	377,08	8,92
Pb	461,5	0,003	422,73	404,21	412,86	414,77	413,6425	7,60
Th	468	0,18	468,34	435	445,92	456,82	451,52	14,32
U	413	0,1	467,81	446,92	456,02	459,26	457,5025	8,63

Apêndice C - Tabela C.XX: Concentrações de elementos-traço obtidas para de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	8flgn1			8flgn2		
Li	27,37	0,358	2,58	25,36	0,341	2,38
P	n.d.	43,13	44,78	1357,41	44,88	608,4
Sc	2,39	0,261	0,5	3,13	0,26	0,58
Ti	13850,87	1,46	1551,44	13993,1	1,03	1636,9
V	143,73	0,148	15,44	157,95	0,147	17,64
Cr	2709,8	1,52	268,14	2783,43	1,49	286,66
Mn	222,84	0,643	24,46	222,21	0,666	25,44
Co	54,57	0,0802	6,84	67,98	0,0804	8,8
Ni	1169,7	0,477	113,72	1331,7	0,498	134,02
Cu	3,61	0,514	1,14	415,47	0,742	30,56
Zn	53,61	1,92	9,62	55,17	1,81	9,9
Rb	567,87	0,0882	62,16	563,39	0,0886	64,38
Sr	16,14	0,0656	2,2	103,24	0,0397	13,86
Y	n.d.	0,0372	0,052	0,087	0,0499	0,072
Zr	23,92	0,0993	2,98	46,22	0,137	5,7
Nb	12,63	0,0501	1,96	12,4	0,0569	2
Ba	504,8	0,467	74,32	705,91	0,495	108,54
La	n.d.	0,0839	0,088	n.d.	0,0756	0,086
Ce	n.d.	0,0679	0,082	n.d.	0,071	0,074
Pr	n.d.	0,059	0,054	n.d.	0,0511	0,054
Nd	n.d.	0,608	0,52	n.d.	0,455	0,42
Sm	n.d.	0,462	0,38	n.d.	0,338	0,4
Eu	n.d.	0,138	0,16	n.d.	0,138	0,162
Gd	n.d.	0,36	0,3	n.d.	0,395	0,42
Tb	n.d.	0,0425	0,048	n.d.	0,0686	0,062
Dy	n.d.	0,389	0,32	n.d.	0,312	0,3
Ho	n.d.	0,0731	0,064	n.d.	0,0702	0,066
Er	n.d.	0,19	0,2	n.d.	0,181	0,19
Tm	n.d.	0,0687	0,058	n.d.	0,0503	0,048
Yb	n.d.	0,328	0,32	n.d.	0,3	0,28
Lu	n.d.	0,0809	0,07	n.d.	0,0468	0,058
Hf	1,22	0,227	0,5	1,45	0,268	0,52
Ta	1,09	0,0697	0,24	1,3	0,0721	0,24
Pb	0,55	0,421	0,58	1,82	0,325	0,74
Th	n.d.	0,00	0,00	n.d.	0,0278	0,0172
U	n.d.	0,0397	0,038	n.d.	0,028	0,03

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XX (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para de flogopita poiquilítica da lâmina PNT-4, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	8flgb1			8flgb2		
Li	20,03	0,328	2,2	8,52	0,33	1,36
P	73,12	42,6	61,3	3655,64	38,17	1645,78
Sc	4,97	0,263	0,9	7,81	0,242	1,36
Ti	29892,83	1,46	3695,02	28164,94	1,13	3710,5
V	233,87	0,145	27,56	142,76	0,141	18,02
Cr	10480,74	1,51	1135,82	7325,44	1,41	842,58
Mn	268,93	0,645	32,58	318,47	0,602	41,06
Co	72,69	0,0829	10,04	65,16	0,0824	9,66
Ni	1256,93	0,521	133,42	746,19	0,492	84,72
Cu	2,71	0,666	1,22	71,92	0,713	7,62
Zn	47,25	1,94	9,88	47,45	1,77	10,72
Rb	541,46	0,102	65,52	548,36	0,0814	70,72
Sr	40,35	0,0546	5,88	529,15	0,0603	80,24
Y	0,165	0,0485	0,104	0,35	0,0548	0,162
Zr	22,45	0,125	3,14	20,1	0,0961	3,04
Nb	10,89	0,0452	1,92	11,07	0,0696	2,12
Ba	1417,89	0,481	231,44	2525,02	0,564	441,28
La	n.d.	0,0815	0,076	n.d.	0,0635	0,062
Ce	n.d.	0,0745	0,09	n.d.	0,0773	0,088
Pr	n.d.	0,0549	0,076	n.d.	0,054	0,064
Nd	n.d.	0,488	0,64	n.d.	0,458	0,66
Sm	n.d.	0,302	0,34	0,39	0,284	0,52
Eu	n.d.	0,109	0,156	0,13	0,12	0,194
Gd	n.d.	0,469	0,44	n.d.	0,36	0,54
Tb	n.d.	0,0666	0,07	0,059	0,0426	0,08
Dy	n.d.	0,44	0,38	n.d.	0,379	0,46
Ho	n.d.	0,0681	0,068	0,042	0,0369	0,068
Er	n.d.	0,147	0,178	n.d.	0,165	0,2
Tm	n.d.	0,0583	0,076	n.d.	0,0624	0,072
Yb	n.d.	0,344	0,32	n.d.	0,245	0,26
Lu	n.d.	0,0788	0,056	n.d.	0,0691	0,072
Hf	0,66	0,209	0,44	0,38	0,253	0,42
Ta	0,9	0,0571	0,24	0,91	0,0588	0,26
Pb	0,56	0,363	0,6	0,65	0,339	0,66
Th	n.d.	0,00	0,00	n.d.	0,00	0,00
U	0,056	0,00	0,064	0,022	0,00	0,044

B: Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XXI: Concentrações do padrão primário BHVO-2G obtidas a partir das análises de flogopita da lâmina PNT-8.

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	BHVO	2 σ
Li	4,4	0,8	0,202	4,88	1,12
P	711	19	23,52	992	570,3
Sc	33,0	2	0,145	31,93	2,92
Ti	16300	7	0,834	16568,45	1472,24
V	308	11	0,0741	341,62	26,82
Cr	293	6	0,731	301,4	24,7
Mn	1161	3	0,34	1304,34	94,74
Co	44	0,1	0,0422	45,41	3,08
Ni	116	0,04	0,257	115,39	10,1
Cu	127	1	0,352	112,69	11,88
Zn	102	2	0,713	129,91	11,1
Rb	9,2	7	0,065	9,25	0,86
Sr	396	0,8	0,0261	397,29	25,84
Y	26	0,2	0,0315	23,11	2,22
Zr	170	0,02	0,0365	157,76	12,5
Nb	18,3	0,02	0,0327	15,8	1,26
Ba	131	0,6	0,233	129,28	18,4
La	15,2	0,13	0,0342	16,49	2,56
Ce	37,6	0,02	0,0295	39,06	4,26
Pr	5,35	2	0,0292	5,4	0,76
Nd	24,5	0,2	0,249	26,01	4,44
Sm	6,1	0,2	0,22	6,71	1,04
Eu	2,07	0,22	0,0612	1,99	0,34
Gd	6,16	0,2	0,299	6,07	1,1
Tb	0,92	0,03	0,0383	0,981	0,182
Dy	5,28	0,01	0,246	5,2	0,9
Ho	0,98	0,05	0,0372	1,09	0,24
Er	2,56	0,04	0,106	2,47	0,5
Tm	0,34	0,05	0,037	0,34	0,098
Yb	1,94	0,04	0,139	2,23	0,58
Lu	0,279	0,02	0,0386	0,276	0,082
Hf	4,32	0,02	0,143	4,29	0,98
Ta	1,15	0,02	0,0371	0,99	0,22
Pb	1,70	0,003	0,178	2,33	0,62
Th	1,22	0,18	0,00	1,25	0,24
U	0,403	0,1	0,0218	0,455	0,124

Apêndice C - Tabela C.XXII: Concentrações do padrão secundário NIST-612 obtidas a partir das análises de flogopita da lâmina PNT-8.

Elemento	GeoRem	Incerteza	LD	Nist-612	2 σ
Li	40,2	0,8	0,182	56,11	11,16
P	44,0	19	24,94	54,27	35,36
Sc	38,8	2	0,138	35,69	4,92
Ti	36,4	7	0,846	40,55	6,34
V	38,7	11	0,077	50,73	6,78
Cr	35,5	6	0,774	47,28	6,42
Mn	38,8	3	0,378	47,76	6,3
Co	37,8	0,1	0,0579	46,02	6
Ni	39,1	0,04	0,214	49,42	6,98
Cu	31,4	1	0,352	48,73	7,2
Zn	78,4	2	1,06	48,15	7,16
Rb	38,3	7	0,0738	47,59	6,46
Sr	37,9	0,8	0,0251	82,78	10,7
Y	38,9	0,2	0,0234	33,2	4,62
Zr	39,3	0,02	0,0604	32,7	4,42
Nb	36,0	0,02	0,0264	37,23	4,96
Ba	38,4	0,6	0,26	43,53	7,18
La	37,9	0,13	0,0376	37,59	6,2
Ce	35,5	0,02	0,0385	46,14	6,66
Pr	37,7	2	0,0317	40,41	6,3
Nd	35,6	0,2	0,323	35,91	6,32
Sm	37,3	0,2	0,227	37,88	5,84
Eu	37,6	0,22	0,0592	38,54	6,12
Gd	35,5	0,2	0,174	32,51	5,42
Tb	38,3	0,03	0,0455	34,01	5,58
Dy	38,0	0,01	0,159	33,26	5,32
Ho	36,8	0,05	0,0423	34,26	6,24
Er	39,2	0,04	0,142	32,54	5,68
Tm	37,0	0,05	0,0315	32,43	6,34
Yb	36,7	0,04	0,175	35,55	6,98
Lu	37,6	0,02	0,0323	32,12	5,96
Hf	38,57	0,02	0,117	29,87	5,9
Ta	37,79	0,02	0,0282	28,72	5,46
Pb	37,38	0,003	0,184	52,38	10,1
Th	40,2	0,18	0,00	34,54	5,84
U	46,6	0,1	0,00	49,67	9,44

Apêndice C - Tabela C.XXIII: Limites de detecção do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita da lâmina PNT-8.

Elemento	Nist-610a	Nist-610b	Nist-610c	Nist-610d	Nist-610e	Média LD	DP
Li	0,28	0,268	0,293	0,46	0,365	0,3332	0,08
P	31,93	29,61	33,56	61,08	50,37	41,31	13,76
Sc	0,215	0,197	0,212	0,315	0,265	0,2408	0,05
Ti	1,12	0,831	1,16	1,59	1,51	1,2422	0,31
V	0,107	0,0869	0,107	0,134	0,13	0,11298	0,02
Cr	1,1	1,02	1,13	1,72	1,47	1,288	0,30
Mn	0,522	0,484	0,542	0,808	0,702	0,6116	0,14
Co	0,0775	0,0728	0,0688	0,108	0,131	0,09162	0,03
Ni	0,41	0,327	0,354	0,454	0,468	0,4026	0,06
Cu	0,616	0,431	0,632	0,824	1,45	0,7906	0,39
Zn	1,67	1,13	1,44	1,66	4,54	2,088	1,39
Rb	0,0771	0,0617	0,0758	0,113	0,0748	0,08048	0,02
Sr	0,0404	0,0334	0,0365	0,108	0,0536	0,05438	0,03
Y	0,0344	0,0373	0,0556	0,0534	0,0431	0,04476	0,01
Zr	0,0738	0,0932	0,0556	0,164	0,102	0,09772	0,04
Nb	0,0472	0,0418	0,0587	0,07	0,0548	0,0545	0,01
Ba	0,424	0,371	0,423	0,597	0,391	0,4412	0,09
La	0,0648	0,0579	0,0647	0,109	0,0573	0,07074	0,02
Ce	0,0412	0,0387	0,0507	0,107	0,0593	0,05938	0,03
Pr	0,0498	0,0382	0,0482	0,0938	0,049	0,0558	0,02
Nd	0,354	0,461	0,398	0,63	0,503	0,4692	0,11
Sm	0,358	0,251	0,331	0,409	0,37	0,3438	0,06
Eu	0,0911	0,0926	0,108	0,104	0,131	0,10534	0,02
Gd	0,329	0,318	0,396	0,572	0,387	0,4004	0,10
Tb	0,0577	0,0426	0,036	0,0624	0,0536	0,05046	0,01
Dy	0,336	0,291	0,214	0,393	0,275	0,3018	0,07
Ho	0,0514	0,0542	0,0592	0,0761	0,0498	0,05814	0,01
Er	0,208	0,075	0,188	0,323	0,131	0,185	0,09
Tm	0,0538	0,0412	0,0537	0,0723	0,0646	0,05712	0,01
Yb	0,256	0,24	0,213	0,505	0,331	0,309	0,12
Lu	0,0566	0,0388	0,0532	0,0788	0,0616	0,0578	0,01
Hf	0,171	0,167	0,2	0,301	0,249	0,2176	0,06
Ta	0,0535	0,0375	0,0491	0,0779	0,0423	0,05206	0,02
Pb	0,218	0,302	0,29	0,348	1,17	0,4656	0,40
Th	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	0,0367	0,03835	0,00
U	n.d.	0,0175	0,0232	n.d.	0,0259	0,0222	0,00

Apêndice C - Tabela C.XXIV: Concentrações do padrão secundário NIST-610 obtidas a partir das análises de flogopita da lâmina PNT-8.

Elemento	GeoRem	Incerteza	Nist-610a	Nist-610b	Nist-610c	Nist-610d	Nist-610e	Média Análises	Desvio Padrão*
Li	468	0,8	505,4	472,4	465,69	475,03	511,9	486,084	21,01
P	452	19	326,54	342,94	380,21	336,42	319,12	341,046	23,72
Sc	450	2	447,61	431,75	442,45	437,54	444,7	440,81	6,26
Ti	408	7	435,9	426,98	441,58	428,31	435,85	433,724	6,04
V	444	11	444,91	434,38	446,17	442,23	438,71	441,28	4,80
Cr	410	6	405,32	400,4	412,77	403,21	402,85	404,91	4,73
Mn	458	3	434,14	430,9	435,75	428,17	437,57	433,306	3,78
Co	441	0,1	405,82	403,36	406,06	402,08	407,62	404,988	2,23
Ni	460	0,04	443,46	450,12	435,79	446,45	446,42	444,448	5,39
Cu	425,7	1	423,28	441,16	429,77	436,62	423,64	430,894	7,91
Zn	515,5	2	455,42	456,88	456,61	462,45	449,69	456,21	4,55
Rb	462	7	425,97	438,67	431,06	435,44	426,25	431,478	5,60
Sr	448	0,8	496,28	499,39	496,5	500,85	494,27	497,458	2,63
Y	465	0,2	455,9	444,41	444,78	458,62	444,77	449,696	6,97
Zr	452	0,02	443,14	437,15	436,48	446,37	435,66	439,76	4,73
Nb	440	0,02	420,28	418,94	417,51	425,56	414,37	419,332	4,12
Ba	453	0,6	436,14	415,24	412,53	435,42	421,07	424,08	11,12
La	448	0,13	474,61	444,39	443,74	462,02	462,98	457,548	13,27
Ce	430	0,02	456,94	442,13	438,09	447,07	455,84	448,014	8,29
Pr	453	2	442,47	421,59	417,42	430,94	437,92	430,068	10,58
Nd	447	0,2	444,93	423,18	415,23	428,91	445,06	431,462	13,27
Sm	449	0,2	456,62	446,02	445,74	441,1	465,3	450,956	9,83
Eu	437	0,22	470,18	457,1	449,95	453,22	479	461,89	12,27
Gd	437	0,2	427,72	418,96	406,62	414,56	436,17	420,806	11,48
Tb	449	0,03	452,93	441,65	425,24	441,93	457,17	443,784	12,40
Dy	455	0,01	435,43	424,05	412,83	424,91	438,49	427,142	10,21

Elemento	GeoRem	Incerteza	Nist-610a	Nist-610b	Nist-610c	Nist-610d	Nist-610e	Média Análises	Desvio Padrão*
Ho	435	0,05	461,84	447,33	429,5	443,89	472,1	450,932	16,50
Er	450	0,04	436,78	423,33	409,61	420,86	445,11	427,138	13,94
Tm	439	0,05	431,57	421,57	397,52	415,8	443,79	422,05	17,35
Yb	435	0,04	477,67	454,56	442,05	452,74	488,46	463,096	19,23
Lu	446	0,02	447,51	433,1	413,37	431,74	455,5	436,244	16,21
Hf	426	0,02	430,18	415,81	397,88	410,43	442,95	419,45	17,52
Ta	457,2	0,02	382,35	382,72	358,42	370,54	398,47	378,5	14,98
Pb	461,5	0,003	415,19	423,71	397,12	402,37	439,47	415,572	16,97
Th	468	0,18	459,99	451,98	431,21	449,02	467,2	451,88	13,56
U	413	0,1	467,62	456,8	439,02	445,63	486,15	459,044	18,67

Apêndice C - Tabela C.XXV: Concentrações de elementos-traço obtidas para de flogopita da lâmina PNT-8, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	flog1n1			flog1b1		
Li	39,27	0,173	5,5	32,23	0,184	4,66
P	n.d.	19,77	20,2	n.d.	20,29	21,8
Sc	1,94	0,127	0,26	2,33	0,125	0,32
Ti	22587,24	0,633	1625,22	23631,55	1,13	1711,74
V	232,43	0,0604	15,76	238,26	0,0499	16,28
Cr	39,02	0,672	2,9	40,47	0,662	3,1
Mn	329,80	0,323	21,54	349,38	0,304	22,94
Co	97,25	0,0572	6,22	102,99	0,0399	6,68
Ni	175,91	0,229	13,06	183,19	0,246	13,98
Cu	2,18	0,286	0,58	1,98	0,336	0,68
Zn	89,10	0,990	7,64	96,09	0,827	8,76
Rb	820,33	0,0469	57,48	816,31	0,0611	57,56
Sr	14,43	0,0235	1,02	14,70	0,0328	1,08
Y	0,047	0,0259	0,034	0,021	0,0181	0,028
Zr	10,37	0,0460	0,88	10,38	0,0508	0,94
Nb	15,48	0,0225	1,12	15,69	0,0256	1,2
Ba	550,78	0,235	54,14	544,03	0,318	54,42
La	n.d.	0,0378	0,036	n.d.	0,0373	0,036
Ce	n.d.	0,0417	0,038	0,072	0,0217	0,048
Pr	n.d.	0,0255	0,026	0,031	0,0211	0,032
Nd	n.d.	0,293	0,24	n.d.	0,289	0,32
Sm	n.d.	0,160	0,17	n.d.	0,189	0,22
Eu	0,081	0,0499	0,068	n.d.	0,0746	0,074
Gd	n.d.	0,192	0,148	n.d.	0,226	0,22
Tb	n.d.	0,0281	0,032	n.d.	0,0307	0,032
Dy	n.d.	0,197	0,182	0,164	0,0869	0,168
Ho	n.d.	0,0265	0,026	n.d.	0,0327	0,028
Er	n.d.	0,0855	0,08	n.d.	0,0844	0,108
Tm	n.d.	0,0299	0,034	n.d.	0,0280	0,028
Yb	n.d.	0,141	0,144	n.d.	0,140	0,162
Lu	0,035	0,0255	0,034	n.d.	0,0411	0,038
Hf	0,353	0,0996	0,176	0,38	0,104	0,22
Ta	1,130	0,0202	0,194	1,13	0,0368	0,22
Pb	n.d.	0,156	0,14	n.d.	0,141	0,2
Th	n.d.	0,0135	0,0136	n.d.	0,00	0,00
U	n.d.	0,0134	0,0082	n.d.	0,0229	0,026

B:Borda; N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XXV (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para de flogopita da lâmina PNT-8, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	flog1n2			flog1b2		
Li	24,02	0,107	3,46	50,22	0,169	7,42
P	20,84	11,44	14,04	n.d.	20,21	17,14
Sc	1,442	0,0718	0,154	2,16	0,115	0,24
Ti	13997,43	0,405	1020,8	21922,45	0,720	1615,26
V	139,86	0,0374	9,56	218,64	0,0619	15,04
Cr	23,72	0,394	1,74	35,92	0,664	2,68
Mn	196,86	0,187	12,92	313,99	0,302	20,7
Co	58,31	0,0219	3,72	91,75	0,0368	5,86
Ni	104,83	0,120	7,72	168,21	0,261	12,5
Cu	1,75	0,190	0,34	2,08	0,293	0,48
Zn	55,36	0,472	4,46	92,58	0,796	7,46
Rb	464,09	0,0293	32,86	763,09	0,0415	54,48
Sr	7,08	0,0167	0,48	15,64	0,0280	1,06
Y	n.d.	0,0150	0,0146	0,031	0,0225	0,026
Zr	5,83	0,0250	0,48	9,53	0,0449	0,78
Nb	9,01	0,0192	0,64	15,23	0,0237	1,1
Ba	325,36	0,144	32,78	552,89	0,253	56,8
La	0,0264	0,0117	0,017	0,052	0,0261	0,032
Ce	n.d.	0,0171	0,0168	n.d.	0,0346	0,032
Pr	n.d.	0,0133	0,0132	0,023	0,0177	0,02
Nd	n.d.	0,120	0,126	n.d.	0,226	0,22
Sm	n.d.	0,111	0,098	n.d.	0,258	0,2
Eu	0,055	0,0290	0,036	n.d.	0,0522	0,052
Gd	n.d.	0,0969	0,086	n.d.	0,196	0,16
Tb	n.d.	0,0231	0,0158	0,032	0,0274	0,03
Dy	n.d.	0,0723	0,078	n.d.	0,122	0,11
Ho	n.d.	0,0225	0,0186	n.d.	0,0351	0,03
Er	n.d.	0,0495	0,042	n.d.	0,0877	0,076
Tm	n.d.	0,0190	0,0166	n.d.	0,0320	0,024
Yb	n.d.	0,0864	0,076	n.d.	0,138	0,12
Lu	n.d.	0,0160	0,016	n.d.	0,0351	0,028
Hf	0,273	0,0500	0,098	0,309	0,114	0,152
Ta	0,619	0,0157	0,104	1,198	0,0249	0,198
Pb	n.d.	0,117	0,098	n.d.	0,197	0,174
Th	0,0023	0,00	0,0046	n.d.	0,00	0,00
U	n.d.	0,00778	0,0066	0,0072	0,00	0,0102

B: Borda, N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XXV (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para de flogopita da lâmina PNT-8, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	flog2n1			flog2b1		
Li	47,11	0,172	7,2	2,80	0,275	0,78
P	n.d.	20,38	19,24	n.d.	26,11	32,5
Sc	2,10	0,124	0,26	14,99	0,170	1,44
Ti	21475,39	0,775	1602,36	26013,47	1,11	1974,94
V	216,26	0,0518	15,02	72,95	0,0723	5,48
Cr	35,78	0,640	2,72	997,36	0,826	71,92
Mn	308,93	0,291	20,5	391,60	0,400	26,46
Co	91,03	0,0427	5,86	62,90	0,0497	4,5
Ni	163,03	0,238	12,36	486,32	0,361	37,78
Cu	2,19	0,269	0,54	1,99	0,484	0,98
Zn	88,81	0,817	7,48	48,25	1,14	7,02
Rb	721,34	0,0584	52,06	530,50	0,0523	39,18
Sr	10,02	0,0270	0,72	34,33	0,0289	2,5
Y	n.d.	0,0270	0,03	0,230	0,0142	0,1
Zr	8,54	0,0585	0,74	27,81	0,0567	2,46
Nb	12,96	0,0159	0,96	16,34	0,0358	1,42
Ba	481,33	0,292	50,78	3639,21	0,305	392,48
La	0,021	0,0175	0,024	0,067	0,0353	0,07
Ce	0,050	0,0170	0,03	0,122	0,0385	0,09
Pr	n.d.	0,0214	0,017	n.d.	0,0283	0,044
Nd	0,37	0,104	0,22	0,32	0,314	0,5
Sm	n.d.	0,219	0,196	n.d.	0,238	0,22
Eu	0,099	0,0535	0,07	0,184	0,0574	0,148
Gd	n.d.	0,147	0,15	n.d.	0,276	0,3
Tb	n.d.	0,0281	0,022	n.d.	0,0328	0,032
Dy	n.d.	0,183	0,144	0,14	0,126	0,24
Ho	n.d.	0,0373	0,026	n.d.	0,0302	0,04
Er	n.d.	0,0851	0,084	0,056	0,0496	0,106
Tm	n.d.	0,0267	0,02	n.d.	0,0331	0,046
Yb	n.d.	0,133	0,124	n.d.	0,201	0,172
Lu	n.d.	0,0232	0,022	n.d.	0,0513	0,032
Hf	0,412	0,127	0,19	1,00	0,174	0,48
Ta	1,087	0,0221	0,192	0,75	0,0418	0,22
Pb	n.d.	0,221	0,22	n.d.	0,224	0,14
Th	n.d.	0,00	0,00	n.d.	0,00	0,00
U	0,0180	0,00	0,0182	n.d.	0,00	0,00

B: Borda, N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XXV (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas de flogopita da lâmina PNT-8, limites de detecção (LD) e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	flog2n2			flog3n1		
Li	51,24	0,155	9,54	24,85	0,179	4,92
P	n.d.	19,00	20,5	40,25	22,81	34,7
Sc	2,09	0,108	0,28	2,45	0,124	0,36
Ti	20603,56	0,615	1676,16	21663,87	0,910	1800,58
V	204,20	0,0577	15,12	210,44	0,0644	15,86
Cr	33,68	0,592	2,8	31,14	0,693	2,74
Mn	287,16	0,276	19,98	337,44	0,312	23,76
Co	83,66	0,0315	5,56	95,31	0,0424	6,4
Ni	148,01	0,225	12,32	274,32	0,181	22,78
Cu	2,54	0,244	0,66	2,53	0,362	0,8
Zn	74,94	0,714	7,28	94,29	0,883	9,36
Rb	651,39	0,0382	50,64	756,81	0,0592	59,92
Sr	9,35	0,0193	0,72	30,34	0,0211	2,12
Y	n.d.	0,0294	0,032	0,077	0,0255	0,05
Zr	7,96	0,0389	0,78	10,32	0,0536	1,02
Nb	12,56	0,0276	1,02	14,01	0,0329	1,16
Ba	475,31	0,245	58,52	622,85	0,234	79,34
La	n.d.	0,0317	0,038	n.d.	0,0334	0,044
Ce	n.d.	0,0400	0,04	0,078	0,0327	0,058
Pr	n.d.	0,0195	0,02	n.d.	0,0257	0,032
Nd	n.d.	0,240	0,2	n.d.	0,254	0,24
Sm	n.d.	0,176	0,162	n.d.	0,173	0,22
Eu	n.d.	0,0600	0,062	n.d.	0,0660	0,078
Gd	n.d.	0,125	0,166	n.d.	0,194	0,24
Tb	n.d.	0,0307	0,024	n.d.	0,0311	0,034
Dy	n.d.	0,174	0,156	n.d.	0,198	0,194
Ho	n.d.	0,0271	0,026	n.d.	0,0371	0,038
Er	n.d.	0,0889	0,108	n.d.	0,0745	0,088
Tm	n.d.	0,0257	0,026	n.d.	0,0231	0,034
Yb	0,097	0,0950	0,138	n.d.	0,140	0,174
Lu	n.d.	0,0281	0,02	0,029	0,0252	0,04
Hf	0,32	0,132	0,2	0,204	0,0928	0,176
Ta	1,01	0,0247	0,22	0,97	0,0351	0,24
Pb	0,119	0,116	0,172	0,20	0,111	0,22
Th	n.d.	0,0124	0,0156	n.d.	0,0192	0,0118
U	n.d.	0,00	0,00	n.d.	0,0135	0,0084

B: Borda, N: núcleo; n.d.: não detectado.

Apêndice C - Tabela C.XXV (continuação): Concentrações de elementos-traço obtidas para de flogopita da lâmina PNT-8, limites de detecção e erros associados (2σ) utilizados como padrão de qualidade.

Elemento	Análise	LD	2σ	Análise	LD	2σ
	flog3b1			flog3x		
Li	25,49	0,146	5,38	20,97	0,187	4,44
P	n.d.	22,00	32,38	23,81	23,38	24,38
Sc	1,92	0,127	0,38	2,68	0,129	0,3
Ti	18638,32	0,611	1586,88	24395,95	0,888	2116,52
V	184,31	0,0708	14,3	230,63	0,0605	17,82
Cr	25,74	0,658	2,58	35,62	0,721	3
Mn	308,41	0,310	22,16	325,54	0,341	23,38
Co	88,70	0,0361	6,24	99,38	0,0454	6,58
Ni	281,49	0,198	24,66	382,05	0,265	31,8
Cu	3,29	0,326	1,16	2,02	0,381	0,54
Zn	82,07	0,830	10,02	73,57	0,967	6,7
Rb	741,46	0,0423	60,04	762,11	0,0583	62,5
Sr	839,10	0,0224	54,2	15,13	0,0336	1,06
Y	0,785	0,0246	0,192	0,032	0,0286	0,03
Zr	9,94	0,0562	1,16	10,66	0,0574	0,94
Nb	14,71	0,0265	1,34	17,19	0,0240	1,34
Ba	16904,30	0,213	2209,02	603,74	0,312	81,96
La	0,099	0,0275	0,08	n.d.	0,0404	0,036
Ce	0,140	0,0301	0,094	n.d.	0,0259	0,026
Pr	n.d.	0,0222	0,038	n.d.	0,0247	0,024
Nd	n.d.	0,235	0,148	n.d.	0,249	0,22
Sm	0,13	0,132	0,28	n.d.	0,255	0,2
Eu	0,74	0,0583	0,3	n.d.	0,0710	0,064
Gd	n.d.	0,163	0,22	n.d.	0,200	0,166
Tb	n.d.	0,0314	0,05	n.d.	0,0349	0,03
Dy	n.d.	0,140	0,24	n.d.	0,173	0,164
Ho	n.d.	0,0318	0,046	n.d.	0,0301	0,026
Er	n.d.	0,0860	0,13	n.d.	0,0905	0,076
Tm	n.d.	0,0273	0,044	n.d.	0,0417	0,032
Yb	0,22	0,162	0,32	n.d.	0,173	0,146
Lu	n.d.	0,0385	0,056	n.d.	0,0366	0,032
Hf	0,39	0,117	0,32	0,352	0,146	0,184
Ta	0,97	0,0339	0,28	1,36	0,0218	0,28
Pb	0,36	0,151	0,4	n.d.	0,182	0,164
Th	0,017	0,00	0,034	0,0039	0,00	0,0078
U	0,017	0,00	0,034	0,0038	0,00	0,0078

B: Borda, N: núcleo; n.d.: não detectado.

**Apêndice D – Fundidos calculados para intrusão Pântano, fundido granítico e
filito utilizados na modelagem de contaminação**

Apêndice D - Tabela D.I: fundidos calculados para intrusão Pântano obtidos através do desconto das populações xenocrísalinas de olivina e flogopita.

	PNT 3	PNT 4	PNT 5	PNT 6	PNT 7	PNT 8	PNT 9
Olivina (% rocha)	24	17	16	33	29	20	33
Flogopita (% rocha)	2					2	2
SiO₂ (% massa)	29,24	30,08	29,30	29,25	32,26	30,19	30,75
TiO₂	6,44	7,12	7,39	7,40	6,87	6,01	7,16
Al₂O₃	2,91	3,39	3,67	3,37	3,24	2,59	3,11
FeO_T	12,18	13,78	14,10	11,84	11,95	12,20	11,29
Fe₂O_{3T}	13,53	15,32	15,67	13,16	13,28	13,56	12,55
MnO	0,25	0,26	0,26	0,26	0,25	0,24	0,25
MgO	18,00	16,00	14,45	15,25	16,93	20,18	14,13
CaO	15,30	13,72	13,68	17,00	13,01	14,35	15,94
Na₂O	0,03	0,02	0,11	0,03	0,03	0,02	0,03
K₂O	2,90	3,87	3,75	3,55	3,21	2,52	4,12
P₂O₅	1,39	0,84	0,75	1,28	0,66	0,85	1,40
BaO	0,44	0,39	0,30	0,48	0,48	0,12	0,48
NiO	0,06	0,03	0,02	0,02	0,04	0,16	0,01
LOI	7,32	6,60	8,08	8,10	7,82	8,05	8,51
Sc_{ppm}	34	38	35	32	34	35	34
V	79	72	100	58	78	55	85
Co	84	77,4	79,3	79,2	78,1	84,1	83,9
Be	4	4	6	3	2	5	3
Cu	118	137	137	120	119	116	112
Zn	89	103	106	91	92	90	85
Ga	9,5	11,9	12,6	8,6	8,6	8,4	10,2
Rb	144,5	187,2	198,4	156,5	150	140,3	163,6
Y	22,9	24,1	25,7	23,4	22,1	23,3	23,3
Nb	272,9	291,9	300	266,3	260,6	273	270,3
Sn	4	4	4	3	2	3	3
Cs	1,8	1,6	2,2	1,7	1,5	1,4	1,4
La	269,7	279,3	287,4	272,5	269	278,2	273,6
Ce	489,4	512,5	538,1	496,3	488,6	504,4	499,4
Pr	54,3	56,69	59,13	54,52	53,52	55,76	54,75
Nd	182,3	193,3	201,5	190,5	185,9	191,4	184,3
Sm	22,8	24,76	26,48	23,35	22,63	24,22	23,2
Eu	5,6	6,02	6,31	5,73	5,85	5,76	5,51
Gd	14,9	15,37	15,87	14,26	15,07	14,16	14,09
Tb	1,4	1,47	1,5	1,33	1,39	1,39	1,33
Dy	6	6,96	7,15	6,37	6,17	6,59	6,44
Ho	0,8	0,89	0,91	0,79	0,81	0,82	0,79
Er	1,7	1,87	1,94	1,66	1,67	1,8	1,69

Apêndice D - Tabela D.I: fundidos calculados para intrusão Pântano obtidos através do desconto das populações xenocristalinas de olivina e flogopita (continuação).

	PNT 3	PNT 4	PNT 5	PNT 6	PNT 7	PNT 8	PNT 9
Olivina (% rocha)	24	17	16	33	29	20	33
Flogopita (% rocha)	2					2	2
Tm_{ppm}	0,2	0,24	0,24	0,2	0,2	0,23	0,2
Yb	1,3	1,33	1,4	1,24	1,27	1,27	1,23
Lu	0,2	0,16	0,18	0,16	0,15	0,15	0,17
Hf	19,1	21,2	19	18,3	18,2	18,2	18,9
Ta	15,1	17,2	17,3	15,6	14,9	15,3	15,5
W	0,7	0,5	0,8	0,8	0,7	0,9	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0
Th	27	27,7	28,6	27,3	27,7	27,8	26,6
U	6	6	6,3	5,8	5,6	5,8	6,2

Apêndice D - Tabela D.II: composição do granito utilizado como possível encaixante na modelagem de contaminação crustal e fundido da rocha, calculado a partir do *RhyoliteMelts*. Dados de Lima, 2019.

% em massa	Encaixante	Fundido Encaixante
SiO₂	71,38	73,65
TiO₂	0,275	0,29
Al₂O₃	14,29	12,74
Fe₂O₃	2,19	0,15
FeO		0,14
MnO	0,034	0,1
MgO	0,56	0,3
CaO	2,61	1,07
Na₂O	3,82	1,07
K₂O	2,42	6,4
P₂O₅	0,073	0,25
H₂O	1,3	3,84
Rb_{ppm}	118	222,13
Sr	267	120,28
Ba	831	1005,12
Pb	16,2	12,7
Zr	165	326,66
Y	5,65	14,65
Nb	9,65	15,58
La	34,9	30
Ce	57,2	109,38
Nd	16,9	36,12
Sm	2,59	6,81
U	3,1	8,53
Th	15,93	47,84
Gd	1,6	4,63
Eu	0,7	0,26

Apêndice D - Tabela D.III: dados do possível filito encaixante do Grupo Canastra (Saar, 2009) utilizado na modelagem de contaminação.

% em massa	Filito
SiO₂	65
Al₂O₃	16
Fe₂O₃	7,26
MgO	1,48
CaO	0,81
Na₂O	1,21
K₂O	3,51
TiO₂	0,98
P₂O₅	0,14
MnO	0,06
Cr₂O₃	0,01
LOI	3,67
Ag	0,13
As	195
Cd	0,15
Cu	42,22
Mo	1,58
Pb	23
Ba	472
Co	16,48
Ni	32,48
Sb	0,29
Zr	234
W	2,25
Zn	93