

Petrografia e geoquímica de pegmatitos básicos da Província Ígnea do Paraná, no sudoeste do estado do Paraná

Petrography and geochemistry of basic pegmatites of the Paraná Igneous Province, southwest of the Paraná State

Arthur Vicentini de Oliveira¹ , Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos² ,
Otavio Augusto Boni Licht³ , Anderson Matias dos Santos¹ 

¹Universidade Federal do Paraná - UFPR, Departamento de Geologia, Avenida Cel. Francisco H. dos Santos, 210, Jardim das Américas, CEP 81530-900, Curitiba, PR, BR (arthurvicentini.oliveira@gmail.com; and.matias.santos@gmail.com)

²Universidade Federal do Paraná - UFPR, Departamento de Geologia, Laboratório de Análise de Minerais e Rochas - LAMIR, Curitiba, PR, BR (eleonora@ufpr.br)

³Universidade Federal do Paraná - UFPR, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Curitiba, PR, BR (otavio.licht@gmail.com)

Recebido em 28 de agosto de 2019; aceito em 7 de outubro de 2020

Resumo

No sudoeste do estado do Paraná ocorre grande concentração de pegmatitos básicos hospedados em derrames da Província Ígnea do Paraná. Apesar de estudos de detalhe recentes com esses pegmatitos, há a necessidade de compreender as características e os processos de formação, realizando uma correlação em escala regional. Dados petrográficos e geoquímicos de trabalhos anteriores foram reunidos em um banco de dados. Juntamente com cristais 5 a 20 vezes maiores que cristais do basalto hospedeiro, é possível observar que os pegmatitos possuem associação mineral muito similar, com plagioclásio, augita e minerais opacos como principais fases minerais. Nos pegmatitos, esses minerais ocorrem sob a forma de fenocristais e microfenocristais juntamente com micrólitos derivados da devitrificação da matriz. Também possuem cristais com hábito esqueletal, augita em leque e intercrescimento symplectito, além de mesóstase vítrea, evidenciando rápido resfriamento. Geoquimicamente, os pegmatitos são rochas mais evoluídas, formadas por fracionamento do plagioclásio, augita, óxidos de Fe-Ti e apatita. Com a ajuda da análise de componentes principais e diagramas multielementares foi possível definir seis grupos de pegmatitos geoquimicamente semelhantes e espacialmente próximos. Todos os pegmatitos estudados estão hospedados em derrames do Tipo 1 (baixo SiO₂, Zr, TiO₂ e P₂O₅), sendo a maioria nos derrames de Tipo 1 Centro-Norte e raros de Tipo 1 Sul. Derrames desse tipo são comumente *pahoehoe*, essencial para a formação dos pegmatitos, enquanto derrames basálticos de outros tipos, mais evoluídos, costumam ter maior ocorrência de derrame *rubbly pahoehoe* ou *a'a*, o que poderia explicar a falta de ocorrências descobertas em derrames desses tipos.

Palavras-chave: Segregação magmática; Derrames basálticos; Correlação regional.

Abstract

In the southwest of the Paraná State, there is a great concentration of basic pegmatites hosted in lava flows of the Paraná Igneous Province. Despite several recent detailed studies, there is a need to understand the characteristics and formation processes of these pegmatites, with a regional correlation study. Petrographic and geochemical data from previous works were compiled in a database. Along with crystal sizes 5 to 20 times larger than the basalt host, pegmatites have a mineral association very similar to the basalts, with plagioclase, augite, and opaque minerals as the main mineral phases. In the pegmatites, these minerals occur in the form of phenocrysts and microphenocrysts together with microlites derived from the devitrification of the matrix. The pegmatites have skeletal crystals, fan-like plumose augite, symplectite intergrowth, and a vitreous mesostasis, evidencing a rapid cooling. On geochemical grounds, the pegmatites are more evolved rocks, formed by fractionation labradorite, augite, Fe-Ti oxides, and apatite. With the help of principal component analysis and multielement diagrams, it was possible to define six groups of geochemically similar and spatially close pegmatites. All the pegmatites studied are hosted in Type 1 flows (low SiO₂, Zr, TiO₂, and P₂O₅), especially in Type 1 Central-North flows. Lava flows of this type are commonly *pahoehoe*, essential for the formation of pegmatites, while flows of other types tend to have a higher occurrence of *rubbly pahoehoe* or *a'a* flows, which could explain the lack of occurrences discovered in spills of these types.

Keywords: Magmatic segregation; Basaltic flows; Regional correlation.

INTRODUÇÃO

Corpos efusivos e intrusivos basálticos produzem estruturas na forma de cilindros, lençóis, vênulas e glóbulos a partir da evolução e segregação *in situ* dos magmas. Essas estruturas de segregação já foram descritas em locais como as soleiras de Palisades (Estados Unidos), Whin Sill (Inglaterra) e na Província do Karoo (sul da África) (Walker, 1953; Svensen et al., 2012), nos derrames basálticos da Província de Columbia River (Estados Unidos) (Hartley e Thordarson, 2009) e da Província do Deccan (Índia) (Bondre et al., 2004), nos lagos de lava nas ilhas havaianas (Estados Unidos) (Helz, 1980; Greaney et al., 2017), e também em intrusões como Skaergaard (Groenlândia) (Larsen e Brooks, 1994) e o Complexo de Bushveld (África do Sul) (Cawthorn et al., 2018).

Essas estruturas de segregações são feições vesiculares hospedadas em corpos básicos a ultrabásicos e, em derrames de lavas, ocorrem principalmente nas porções basais e centrais de lobos *pahoehoe* inflados (Self et al., 1997; Fowler et al., 2015). Algumas segregações possuem granulação mais grossa que a lava hospedeira, comumente com cristais com 5 a 20 vezes o tamanho dos cristais do basalto, sendo corpos de composição máfica com textura pegmatítica em referência ao basalto muito fino a afanítico, portanto referidos como pegmatitos básicos (Walker, 1953; Greenough e Dostal, 1992; Puffer e Horter, 1993; Kontak et al., 2002; Vernon, 2004). O pegmatito básico e o basalto hospedeiro são mineralogicamente semelhantes, possuindo as mesmas espécies minerais, apesar de terem uma química mineral levemente diferenciada (e.g. Puffer e Horter, 1993). Um contraste importante é a presença de grandes cristais com texturas típicas de resfriamento rápido, como cristais esqueléticos e plagioclásio com terminação em cauda-de-andorinha, piroxênios plumosos dispostos em leque, zoneamento e má formação de geminação polissintética em cristais de plagioclásio, e mesóstase vítrea (Greenough e Dostal, 1992; Goff, 1996; Phillipotts et al., 1996). Essas estruturas de segregação são interpretadas como produtos de diferenciação magmática a partir da cristalização fracionada da lava hospedeira, pois possuem caráter mais evoluído com empobrecimento em elementos compatíveis e enriquecimento em elementos incompatíveis com a lava (Kennedy, 1933; Dostal e Greenough, 1992; Hartley e Thordarson, 2009; Sigmarsson et al., 2009).

Os pegmatitos básicos começaram a ser descritos e estudados na Província Ígnea do Paraná (PIP) por Licht et al. (2000) e Vasconcellos et al. (2001) no sudoeste do Paraná, Brasil, e mapeamentos de detalhe no sudoeste paranaense (Wildner et al., 2006) e na folha de Guarapuava (Arioli e Licht, 2008) encontraram outras ocorrências de pegmatitos básicos no estado. Arioli (2008) estudou os pegmatitos básicos do Sudoeste por estarem localizados em anomalias de elementos do grupo da platina (EGP) e metais associados,

identificando-os como fase importante para a concentração dos EGP na PIP. Estudos petrográficos e geoquímicos dos pegmatitos básicos foram continuados por Ferreira (2011), Silva (2011), Ferreira et al. (2014), Costa (2015), Soares (2016) e Titon (2016) em trabalhos de conclusão de curso, dissertações e teses.

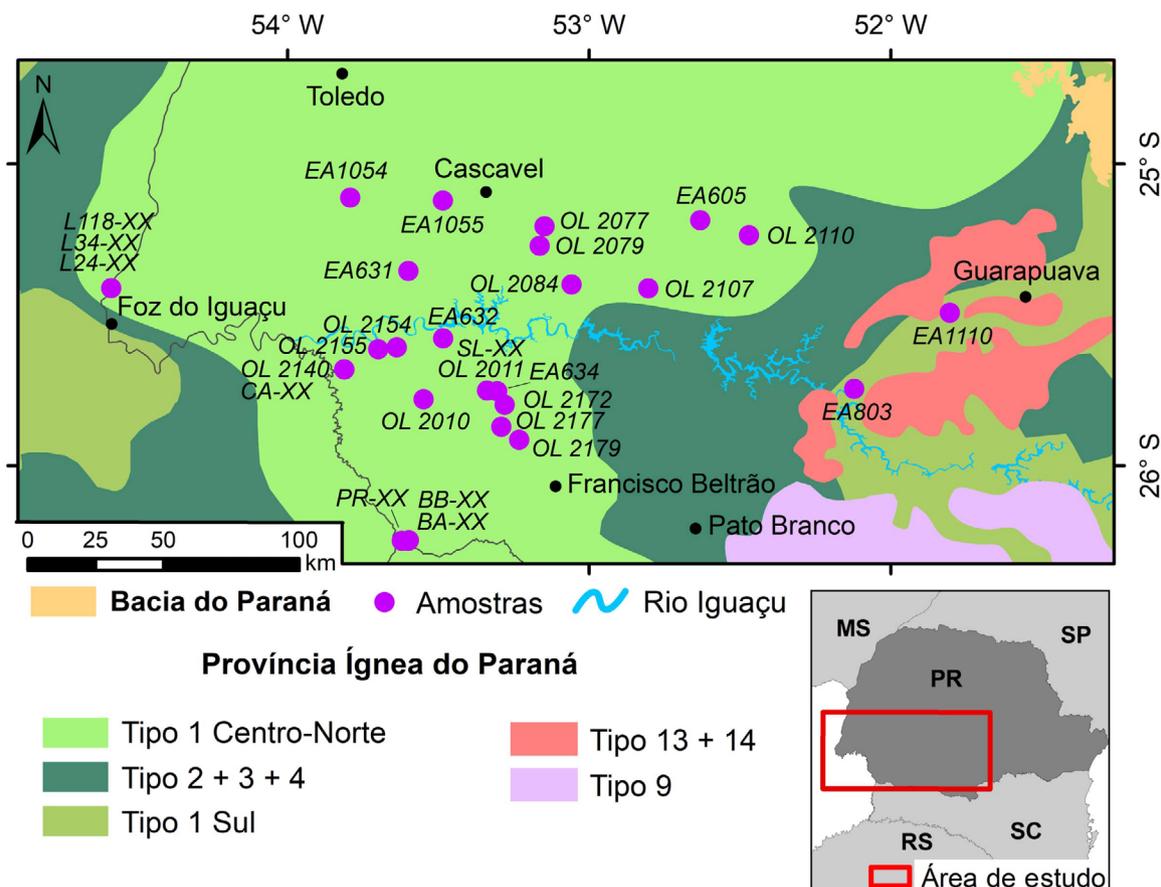
Como um processo magmático importante, os pegmatitos básicos são estruturas que refletem a formação e a história de cristalização dos derrames em que estão hospedados. Por se tratar de estruturas de segregação, elas são petrogeneticamente relevantes por serem evidência do curso de diferenciação e evolução dos magmas. Por isso, de modo a compreender e refinar o conhecimento sobre a estratigrafia e evolução química da PIP, os pegmatitos básicos do sudoeste do Paraná foram descritos e analisados petrográficamente e geoquimicamente para estudar os processos de cristalização e evolução dos derrames e as implicações das heterogeneidades provocadas pelos pegmatitos.

MATERIAIS E MÉTODOS

As ocorrências de pegmatitos básicos estudadas neste trabalho se concentram no sudoeste do estado do Paraná, em derrames da PIP (Figura 1). São afloramentos e amostras descritas e analisadas por Licht et al. (2000), Ferreira (2011), Silva (2011), Costa (2015), Soares (2016) e Titon (2016) — a partir de agora referidos por “trabalhos anteriores”. Essas ocorrências estão localizadas no centro e no sudoeste do estado do Paraná, Brasil, próximas ao rio Iguaçu, nos municípios de Barracão, Candói, Capanema, Cascavel, Catanduvas, Espigão Alto do Iguaçu, Foz do Iguaçu, Foz do Jordão, Nova Esperança do Sul, Nova Laranjeiras, Nova Prata do Iguaçu, Realeza, Salto do Lontra, Santa Lúcia e Quedas do Iguaçu.

Realizaram-se descrições petrográficas macroscópicas de 21 amostras de pegmatitos básicos coletadas no projeto de Mapeamento Geológico Serra Geral, desenvolvido pela Mineropar (Licht et al., 2000), e foram confeccionadas sete seções delgadas dos pegmatitos básicos em contato com basalto para descrição microscópica. Também foram reunidas descrições de afloramentos, amostras de mão e furos de sondagem (Costa, 2015; Titon, 2016), e seções delgadas dos trabalhos anteriores.

Os dados geoquímicos de rocha total utilizados foram obtidos por trabalhos anteriores (Tabela 1). Esses trabalhos são conclusões de curso, dissertações e tese, exceto o de Licht et al. (2000), que é um relatório interno não publicado. Amostras de pegmatitos com tamanho relativo a 5 vezes o tamanho dos cristais foram priorizadas, mas algumas amostras estavam limitadas ao tamanho dos próprios pegmatitos. Antes da preparação das amostras foram retiradas as amígdalas visíveis a olho nu. A análise de óxidos



Fonte: modificado de Licht (2018).

Figura 1. Mapa de localização das ocorrências de pegmatitos básicos analisados neste trabalho. As ocorrências possuem a identificação das amostras, em que as terminadas em XX representam múltiplas amostras na mesma ocorrência. O Tipo 1 Centro-Norte, o Tipo 1 Sul e o Tipo 2 + 3 + 4 são rochas vulcânicas básicas, e o Tipo 13 + 14 e o Tipo 9 são rochas vulcânicas ácidas, referentes aos tipos geoquímicos de Licht (2018).

Tabela 1. Relação dos dados geoquímicos analisados neste trabalho com a fonte, o número de amostras com dados geoquímicos e os métodos de obtenção dos teores de óxidos e elementos menores.

Fonte	Nº de amostras	Óxidos	Laboratório	Elementos menores	Laboratório
Licht et al. (2000)	18	FRX	Bondar-Clegg Laboratório de Geoquímica da	-	-
Silva (2011)	10	FRX	Universidade Estadual de Campinas (Unicamp)	ICP-MS	Laboratório de Geoquímica da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp)
Ferreira (2011)	20	FRX	Acme Labs	ICP-MS	Acme Labs
Costa (2015)/Titon (2016)*	4	FRX	NAP Geoanalítica da Universidade de São Paulo (USP)	ICP-MS	NAP Geoanalítica da Universidade de São Paulo (USP)
Costa (2015)/Titon (2016)**	4	ICP-ES	Acme Labs	ICP-MS	Acme Labs
Soares (2016)	26	FRX	Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da Universidade Federal do Paraná (UFPR)	ICP-MS	Bureau Veritas

FRX: fluorescência de raios X; ICP-ES: espectrômetro de emissão com fonte de plasma acoplado; ICP-MS: espectrômetro de massa com fonte de plasma acoplado; *amostras do furo L24; **amostras dos furos L34 e L118.

foi realizada majoritariamente por fluorescência de raios X (FRX) e com um dos furos de sondagem analisado por espectrômetro de emissão (ICP-ES). Os elementos menores (elementos traços e elementos terras raras — ETR) foram analisados por espectrômetro de massa induzido por plasma (ICP-MS). Para análise em ICP-MS de metais preciosos, metais bases e elementos associados foi realizada digestão por água régia, enquanto para outros elementos foi realizada fusão por tetraborato de lítio e metaborato de lítio. Os limites de detecção estão na bibliografia citada na Tabela 1.

Os elementos traços não analisados na maior parte das amostras (> 5% de amostras sem análise dos elementos) foram removidos. Também foram removidos elementos com valores abaixo do limite de detecção, assim como Co, Pb e W, por terem sido contaminados durante a coleta e a preparação de algumas amostras. Os dados geoquímicos após esse tratamento estão compilados nas Tabelas 1 e 2 e nas Tabelas Suplementares 1 e 2, incluindo os municípios e as coordenadas UTM (Zona 22, com pontos de Foz do Iguaçu na Zona 21) dos pontos. Os óxidos foram convertidos para a base anidra para as análises químicas.

Os basaltos e pegmatitos básicos foram classificados de acordo com os tipos geoquímicos de Licht (2018) para os derrames da PIP. Esses tipos são separados conforme *gaps* composicionais de SiO_2 , TiO_2 , Zr e P_2O_5 , inspirados em classificações antigas da província e corroborados por métodos estatísticos. Essa classificação foi determinada para estabelecer critérios numéricos bem limitados e estabelecidos, sem vazios e sobreposições na classificação de amostras, como ocorre com a classificação de Peate (1989) e Peate et al. (1992). Os tipos seguem os limites de $\text{SiO}_2 = 62,02\%$, $\text{Zr} = 522,15$ ppm, $\text{TiO}_2 = 2,85\%$ e $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,413\%$, para separar valores menores (*low* — L) e maiores (*high* — H) desses elementos. A combinação de valores altos e baixos para cada elemento permite a geração de 16 tipos geoquímicos teóricos. Os derrames básicos da PIP podem ser classificados em Tipo 1 (LSi, LZr, LTi, LP), Tipo 2 (LSi, LZr, LTi, HP), Tipo 3 (LSi, LZr, HTi, LP) e Tipo 4 (LSi, LZr, HTi, HP), sendo o Tipo 1 o mais primitivo dos quatro, além de ser o mais comum. Com uma correlação estratigráfica dos derrames básicos, Licht (2018) e Gomes et al.

(2018) os dividiram em três principais grupos: Tipo 1 Sul (porção mais basal), Tipos 4–3–2 e Tipo 1 Centro-Norte (porção superior). Além da posição estratigráfica, o Tipo 1 Sul difere geoquimicamente do Tipo 1 Centro-Norte por ser mais enriquecido em elementos incompatíveis, possivelmente por contaminação crustal (e.g., Mantovani et al., 1985; Peate e Hawkesworth, 1996).

Todos os diagramas foram confeccionados no *software* GCDKit 6.0, escrito em R, por Janoušek et al. (2006, 2019). As classificações das amostras de basaltos e pegmatitos básicos nos diagramas AFM ($[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times \text{Fe}(\text{t}) \times \text{MgO}$) de Irvine e Baragar (1971), no diagrama catiônico ($\text{Al} \times [\text{Fe}(\text{t}) + \text{Ti}] \times \text{Mg}$) de Jensen (1976) e no diagrama TAS (Total Álcalis Sílica: $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times \text{SiO}_2$) de Le Bas et al. (1986) foram realizadas para distinção de tendências composicionais dos tipos de rochas. Para compreender as relações entre os elementos, foram confeccionados diagramas de variação do tipo Fenner. Uma matriz de correlação entre óxidos e Zr também foi realizada, de modo a identificar outras relações e processos importantes.

Os óxidos são dados de baixa dimensionalidade em comparação com elementos traços, e como estes são elementos muito úteis para identificar processos petrológicos, é comum utilizar diagramas multielementares (*spidergrams*) para visualizar uma quantidade maior de variáveis em um diagrama. Os elementos plotados foram normalizados pelo Manto Primordial de Wood et al. (1979) para elementos traços gerais e pelo condrito de Boynton (1984) para os ETR.

Em razão da quantidade de dados e da grande variabilidade nos padrões geoquímicos das ocorrências dos pegmatitos básicos analisados, foi realizada uma análise de componentes principais (*principal components analysis* — PCA) dos elementos traços. A PCA é uma ferramenta de redução dimensional, tornando possível analisar diferentes variáveis em diagramas binários (*bi-plots*) a partir dos fatores. Outra utilidade da PCA é a possibilidade de identificar agrupamentos, ou *clusters*, a partir da influência multivariada das amostras. Juntamente com o auxílio de variáveis externas, como a posição geográfica ou a coexistência em um mesmo derrame, foram definidos alguns grupos de pegmatitos básicos para facilitar a visualização dos *spidergrams*

Tabela 2. Principais características geoquímicas distintivas entre os grupos propostos para os pegmatitos estudados.

Grupo	Características
Catanduvas	Baixa diferenciação dos pegmatitos básicos.
Candói	Basaltos hospedeiros do Tipo 1 Sul.
Foz do Iguaçu	Pegmatitos com alta razão $(\text{La}/\text{Lu})_N$: 6,2 a 6,9.
Salto do Lontra	Pegmatitos com grande variedade de diferenciação, possuindo o pegmatito básico mais evoluído.
Capanema	Distinta diferenciação entre pegmatitos e a lava hospedeira, fortes anomalias positivas em Rb e K.
Barracão	Anomalia positiva em Y e elementos terras raras pesados, especialmente Gd.

e melhor compreender como os pegmatitos se comportam espacialmente.

Análises pontuais por microsonda eletrônica (EMPA) foram realizadas para a determinação da composição de piroxênios, plagioclásios e minerais opacos de quatro amostras referentes a dois derrames do furo L24 da Usina de Itaipu, Foz do Iguaçu (Costa, 2015), disponíveis em Titon (2016). As análises foram realizadas em EMPA Cameca SX 50 (equipada com quatro espectrômetros WDS e um EDS) do Laboratório de Microanálise da Universidade de Pádua, na Itália. Para as análises de EMPA foram utilizados tensão constante de 15 kV, corrente variada entre 15 nA (plagioclásio) e 20 nA (piroxênio e óxido), e diâmetro do feixe de 1 μ m.

As estimativas de Fe^{2+}/Fe^{3+} nas análises por EMPA de piroxênios, magnetitas e ilmenitas foram realizadas com o método de Droop (1987), em que o número de íons Fe^{3+} por X oxigênios (de acordo com a espécie mineral) na fórmula mineral (F) ocorre por $F = 2X(1 - T/S)$, sendo T o número ideal de cátions por unidade de fórmula e S o total de cátions observados por X oxigênios. Para as análises de plagioclásio, todo o Fe foi considerado como Fe^{3+} .

PETROGRAFIA

Basaltos hospedeiros

Os basaltos da PIP que hospedam os pegmatitos básicos têm cor cinza a cinza-escuro, sendo cinza-acastanhado quando há percolação de hidróxidos/óxidos de ferro. São rochas com textura afírica equigranular fanerítica muito fina (< 1 mm), ocasionalmente porfírica fina com fenocristais de plagioclásio. Estruturalmente, os basaltos são majoritariamente maciços, mas com algumas esparsas porções amigdaloidais próximas ao contato com os pegmatitos básicos. Em amostras de mão, as amígdalas possuem formatos circulares, oblatas a irregulares levemente ameboides, podendo ter entre < 1 e 3 mm, podendo alcançar até 30 mm de diâmetro/comprimento e são compostas de celadonita e raramente vidro vulcânico.

Microscopicamente, os basaltos hospedeiros são compostos de labradorita (40 – 50%), augita (35 – 40%), minerais opacos (5 – 15%), traços de apatita e pseudomorfos de olivina (Figura 2A). Em algumas amostras há mesóstase vítrea (até 5%). Possuem textura intergranular, localmente diktitaxítica (amígdalas ou vesículas angulosas e irregulares delimitadas por cristais, comumente ripas de plagioclásio) e raramente simplectítica entre plagioclásio e augita. O plagioclásio possui duas gerações de cristais: uma matricial de granulometria menor que 0,3 mm com cristais euédricos a subédricos ripiformes, e outra de fenocristais (~2%) de granulometria entre 0,4 e 1,4 mm, euédricos a subédricos tabulares, com geminação polissintética rara e mal formada, além de zoneamento composicional normal (Figura 2B). A

augita também ocorre em duas gerações: uma matricial com cristais de tamanho menor que 0,1 mm, anédricos a subédricos, e uma de fenocristais (traços) com tamanho entre 0,2 e 1,0 mm, de hábito anédrico a subédrico. Os minerais opacos possuem tamanho menor que 0,1 mm, com hábitos anédricos a subédricos com seções quadrangulares a triangulares, comumente esquelética. Estão associados com a augita, ocasionalmente ocorrendo em suas bordas. Ocorrem como minerais traços a apatita (< 0,1 mm) euédrica acicular e os pseudomorfos de olivina subédricos a anédricos com tamanhos inferiores a 0,1 mm, ambos na matriz. A mesóstase vítrea não compõe toda a matriz da rocha, presente como interstício de alguns cristais matriciais. Ela é caracterizada por micrólitos de plagioclásio (< 0,1 mm) de contato difuso em meio a uma massa afanítica.

As amígdalas, em seções delgadas, possuem tamanho médio entre 0,1 e 1,0 mm, podendo chegar até 7,5 mm de comprimento próximo do contato com o pegmatito básico. São preenchidas por agregados fibrorradiais finos de celadonita e calcedônia. Comumente ocorrem aglomeração de numerosas amígdalas angulares e irregulares entre as ripas de plagioclásio, formando uma textura diktitaxítica (Figura 2C). Próximo ao contato com os pegmatitos básicos, algumas amostras possuem aglomerados de cristais de plagioclásio e augita oriundos dos pegmatitos básicos, com tamanhos entre 0,5 e 3 mm (Figura 2D).

Pegmatitos básicos

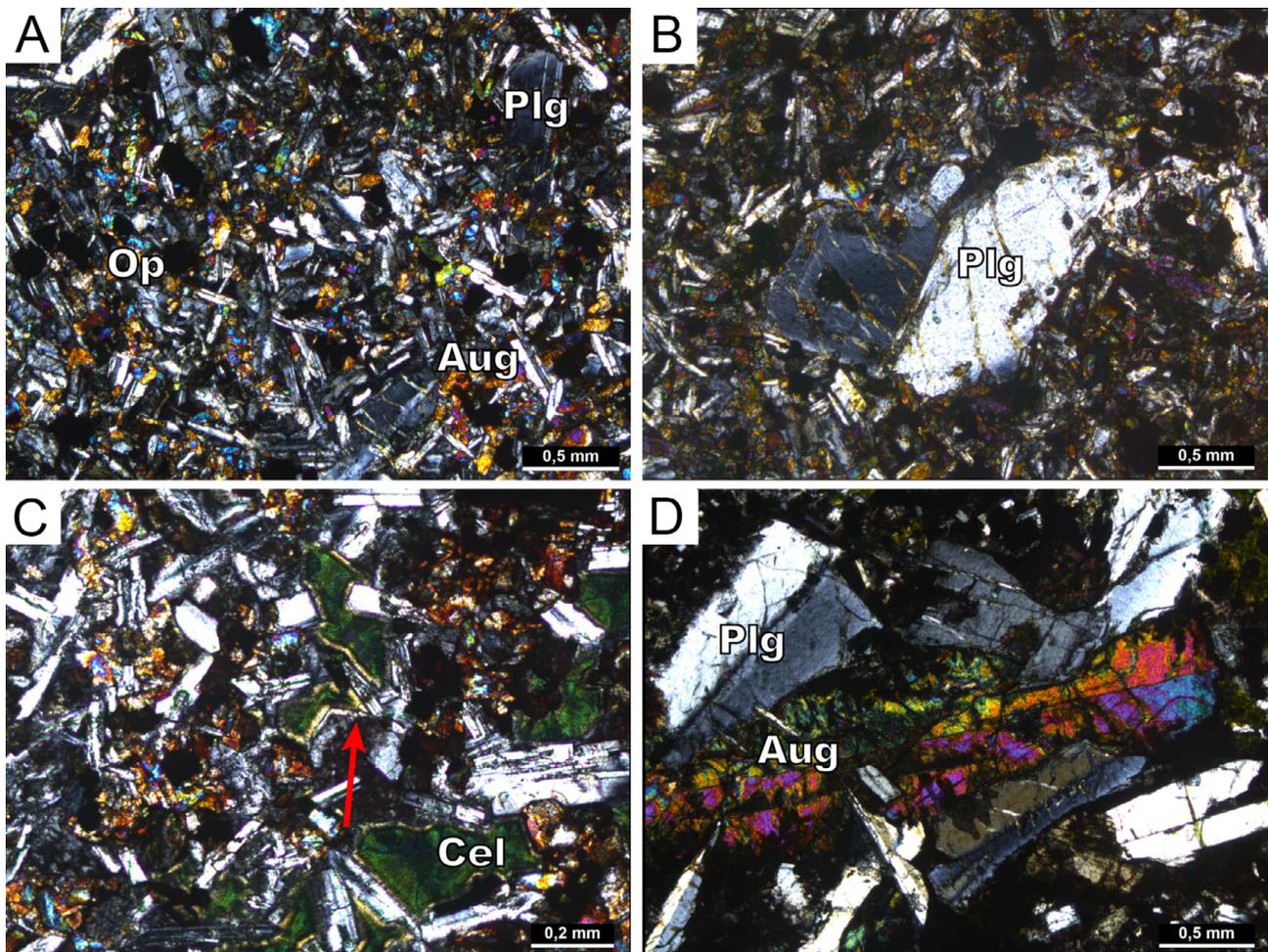
Os pegmatitos básicos são corpos que ocorrem sob a forma de cilindros, lençóis e veios com espessuras entre poucos centímetros até cerca de 70 cm (Figuras 3A e 3B). Também podem ocorrer sob a forma de *stockwork*, com vênulas interligando os corpos pegmatíticos (Figura 3C). São estruturas que ocorrem somente nos derrames *pahoehoe* espessos da PIP. Costa (2015), comparando perfis e furos de sondagem na Usina de Itaipu, identificou diferentes derrames empilhados, com a intercalação de derrames *pahoehoe* e derrames *rubbly pahoehoe a 'a'*, mas os pegmatitos só foram encontrados nos derrames *pahoehoe* com espessura acima de 40 m, em detrimento até mesmo de derrames *pahoehoe* pouco espessos.

Os pegmatitos básicos da PIP são rochas de cor cinza-escuro a cinza-drosado-claro quando percolados por óxidos/hidróxidos de ferro, assim como pela argilização (muito frequente ao redor das amígdalas). Apesar de ter uma composição mineral semelhante ao do basalto em que está hospedado, seus cristais podem ser cinco a 20 vezes maiores. Outra característica, presente em alguns pegmatitos básicos, é a presença de fenocristais de augita com hábito plumoso de hastas encurvadas ou retas, com tamanho variando entre 5 e 30 mm, podendo chegar até 60 mm, em agregados dispostos em leque (Figura 3D) e com tendência a se ramificarem das

bordas em direção ao centro do pegmatito básico. Apesar de ocorrerem pegmatitos básicos maciços, a principal estrutura é amigdaloidal. As amígdalas possuem forma ameboide a oblata, com < 1,0 a 7,0 mm de comprimento, algumas com até 30 mm, preenchidas por celadonita e calcedônia, com ocasional carbonato e malaquita e eventualmente azurita. Em algumas poucas amostras é possível observar pequenos filamentos de cobre nativo ($\leq 1,0$ mm) em amígdalas.

O contato entre o pegmatito básico e o basalto hospedeiro é abrupto (Figura 3E), variando entre retilíneo e bem definido e interdigitado a irregular (Figura 3F). Pegmatitos nas porções mais inferiores dos derrames tendem a ter contato mais difuso (Arioli, 2008).

Microscopicamente, os pegmatitos básicos possuem textura hipocristalina, porfírica a microporfírica de matriz intersertal, com fenocristais (3 – 10 mm) e microfenocristais (0,2 – 3 mm) com matriz de mesóstase devitrificada em micrólitos (< 0,1 mm), subofítica a intergranular, e localmente diktitaxítica (amígdalas irregulares e angulosas delimitadas por ripas de plagioclásio). A fase mineral dominante nos pegmatitos básicos é o plagioclásio (40 – 60%), além de augita (30 – 45%) e minerais opacos (10 – 15%) (Figura 4A). Os minerais opacos foram definidos por Ferreira (2011) como magnetita, Ti-magnetita, ilmenita, porções de hematita e alguns sulfetos. Há traços de apatita e, em alguns poucos pegmatitos, pseudomorfos de olivina.



Plg: plagioclásio; Aug: augita; Op: minerais opacos; Cel: celadonita.

Figura 2. Fotomicrografias dos basaltos hospedeiros com polarizadores cruzados. (A) Visão geral do basalto, composto principalmente de plagioclásio, augita e minerais opacos — amostra do município de Catanduvas, Paraná. (B) Fenocristal de plagioclásio em meio à matriz — amostra de Catanduvas. (C) Amígdalas irregulares e angulares preenchidas por celadonita com borda de calcedônia (seta vermelha denota preenchimento intersticial aos plagioclásios da rocha) — amostra de Nova Laranjeiras, Paraná. (D) Agregado de cristais de plagioclásio e augita dos pegmatitos básicos em meio à matriz basáltica (próximo ao contato entre basalto e pegmatito básico) — amostra de Capanema, Paraná.

O plagioclásio ($An_{45} - An_{60}$) ocorre em três gerações: a primeira e a segunda geração são os fenocristais e os microfenocristais, respectivamente, que representam a granulação típica dos pegmatitos básicos, enquanto a terceira geração são os micrólitos que compõem a matriz dessas rochas. Esses micrólitos da matriz possuem tamanho inferior a 0,2 mm, hábito euédrico ripiforme e limites de contato difusos, geralmente esqueléticos, com raríssima geminação polissintética. Os microfenocristais são euédricos tabulares a subédricos,

com tamanho entre 0,2 e 3 mm, com contato irregular retilíneo a curvilíneo, exibindo feições de rápida cristalização, como geminação polissintética mal formada e terminação em cauda-de-andorinha (Figura 4B). Também ocorre intercrescimento “em cruz” do plagioclásio com cristais euédricos de augita ou de outros cristais de plagioclásio, assim como intercrescimento com engolfamento da augita nas ripas de plagioclásio, formando uma feição de “estrangulamento” (Figura 4C). Os fenocristais compõem a primeira geração e correspondem a cristais de plagioclásio entre 3 e 10 mm, euédricos ripiformes, com contato irregular a retilíneo, geminação Carlsbad comum e poucos cristais com geminação polissintética mal formada. Assim como os microfenocristais, há intercrescimento em cruz com cristais de augita e plagioclásio, bem como a feição de engolfamento da augita, com essas duas feições associadas com o intercrescimento simplectítico entre os dois minerais (Figura 4D).

A augita ocorre em duas gerações, apesar de pouco distintas: a primeira é formada por fenocristais com tamanho entre 2 e 10 mm, euédricos prismáticos, e a segunda é formada por microfenocristais, de tamanho entre 0,2 e 2 mm, anédricos a euédricos prismáticos. Ambas as gerações têm contatos irregulares a retilíneos, além de possuírem intercrescimento em cruz com plagioclásio e serem engolfados por cristais de plagioclásio. Os fenocristais costumam estar frequentemente associados com minerais opacos, que possuem hábito esquelético, assemelhando-se a um intercrescimento.

Os minerais opacos também ocorrem em diferentes gerações, sendo observadas três: a primeira geração é constituída de fenocristais entre 0,7 e 7 mm, euédricos octaédricos a prismáticos, aciculares e ripiformes; a segunda geração é formada por microfenocristais entre 0,2 e 1,3 mm, anédricos a subédricos, e ambas as gerações possuem hábito esquelético e estão frequentemente associadas à augita (Figura 4E). A terceira geração ocorre na matriz devitrificada como cristais aciculares (< 0,3 mm) e alguns cristais dendríticos.

A apatita ocorre como principal mineral traço, como microfenocristais com hábito acicular e raramente prismático com tamanhos desde < 0,5 mm até valores anômalos de 8 mm. Ocorrem também pseudomorfos de microfenocristais de olivina, com tamanhos menores que 0,3 mm.

As amígdalas, com tamanhos entre < 0,1 e 3 mm, possuem formas ameboides, oblatas e intersticiais. São preenchidas principalmente por celadonita, sob a forma de finos agregados fibrorradiados, e subordinadamente por calcedônia, como agregados fibrorradiados de tamanho médio (Figura 4F). Em algumas amostras há a presença de preenchimento por vidro vulcânico (possivelmente sideromelana). São raras as amígdalas preenchidas por carbonato e argilominerais, e foi encontrada uma única ocorrência com preenchimento por cobre nativo. Essas amígdalas estão comumente associadas à matriz, inclusive com a presença de diminutos agregados de celadonita matricial. Pegmatitos básicos do

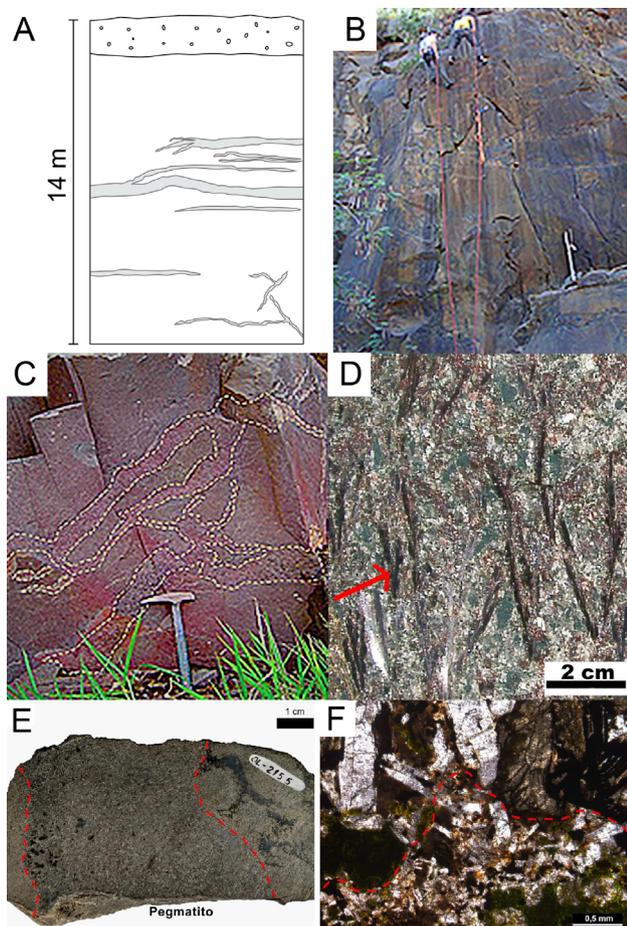
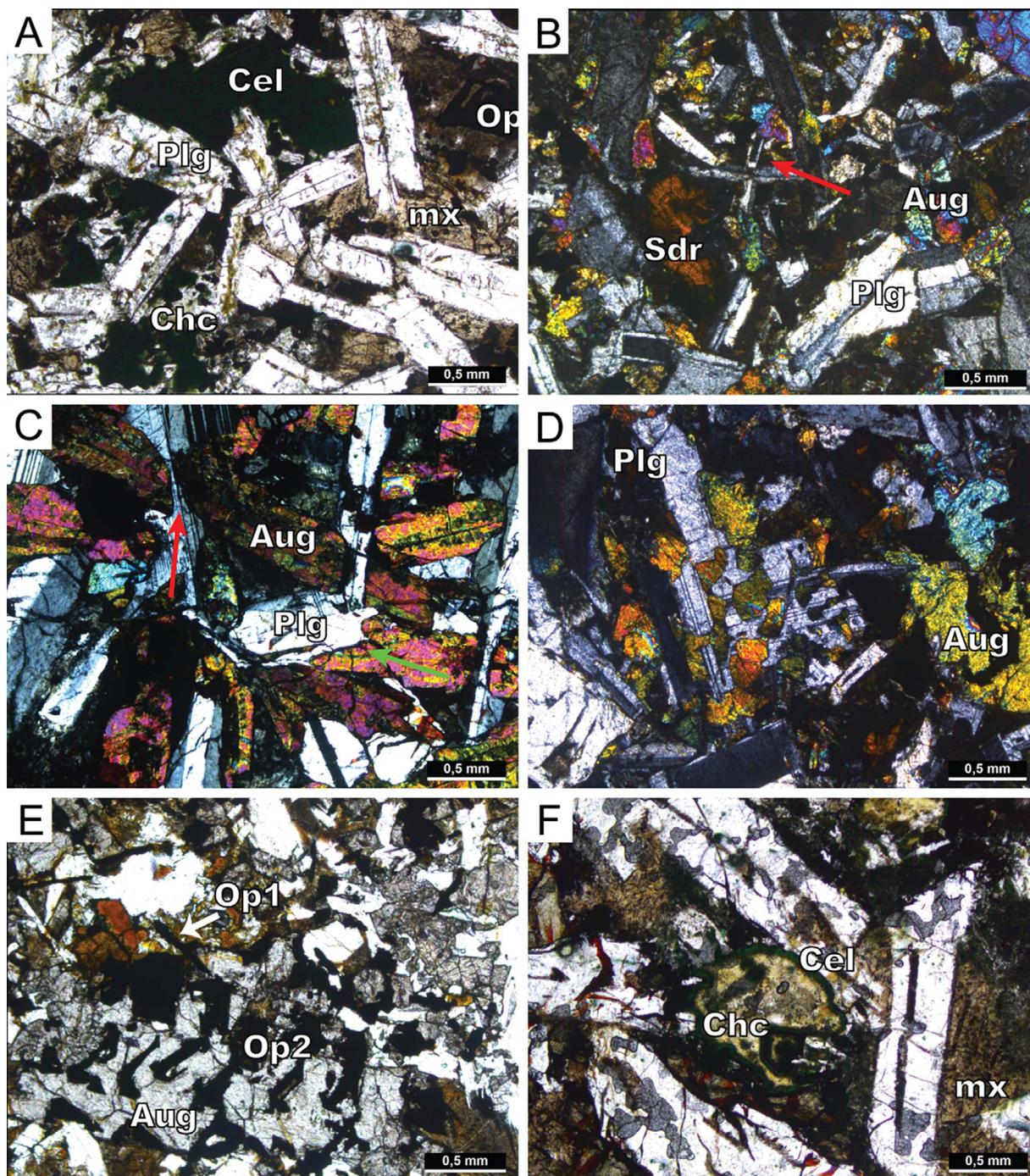


Figura 3. (A) Perfil esquemático. (B) Fotografia de derrame basáltico em Salto do Lontra com pegmatitos básicos em cinza. (Fonte: Ferreira, 2011). (C) *Stockwork* de pegmatitos básicos no município de Barracão (Fonte: Soares, 2016). (D) Cristais de augita com hábito plumoso em agregados de poucos cristais dispostos em leque (indicado por setas vermelhas) em pegmatito básico de Santo Antônio do Sudoeste (Fonte: Arioli, 2008). (E) Contato (linha tracejada em vermelho) do pegmatito básico hospedado no basalto — amostra de Capanema. (F) Fotomicrografia de contato interdigitado (linha tracejada em vermelho) do pegmatito básico de granulação grossa (parte superior da fotomicrografia) hospedado no basalto de granulação muito fina (parte inferior da fotomicrografia) — amostra de Capanema.



Plg: plagioclásio; Aug: augita; Op: mineral opaco; Sdr: vidro vulcânico em amígdala (sideromelana); Cel: celadonita; Chc: calcedônia; mx: matriz.

Figura 4. Fotomicrografias de pegmatitos básicos da Província Ígnea do Paraná. (A) Visão geral de pegmatito básico: matriz com micrólitos de plagioclásio e augita e com minerais opacos aciculares, microfenocristais de plagioclásio, minerais opacos e amígdalas de celadonita e calcedônia — amostra de Capanema, Paraná. Polarizadores paralelos. (B) Feição de terminação em cauda-de-andorinha (seta vermelha) em microfenocristais de plagioclásio, indicativa de rápida cristalização — amostra do município de Realeza, Paraná. Polarizadores cruzados. (C) Intercrescimento em cruz (seta vermelha) de plagioclásio e augita e feição de engolfamento (seta verde) da augita no plagioclásio — amostra do município de Quedas do Iguaçu, Paraná. Polarizadores cruzados. (D) Intercrescimento simplectítico entre plagioclásio e augita — amostra de Realeza, Paraná. Polarizadores cruzados. (E) Minerais opacos aciculares (Op1) e minerais opacos de alteração da augita (Op2) — amostra de Realeza, Paraná. Polarizadores paralelos. (F) Amígdala preenchida por agregados fibrorradiais de celadonita e calcedônia — amostra de Quedas do Iguaçu, Paraná. Polarizadores paralelos.

município de Capanema possuem as maiores quantidades de amígdalas preenchidas por celadonita, podendo compor até cerca de 20% da rocha.

LITOGEOQUÍMICA

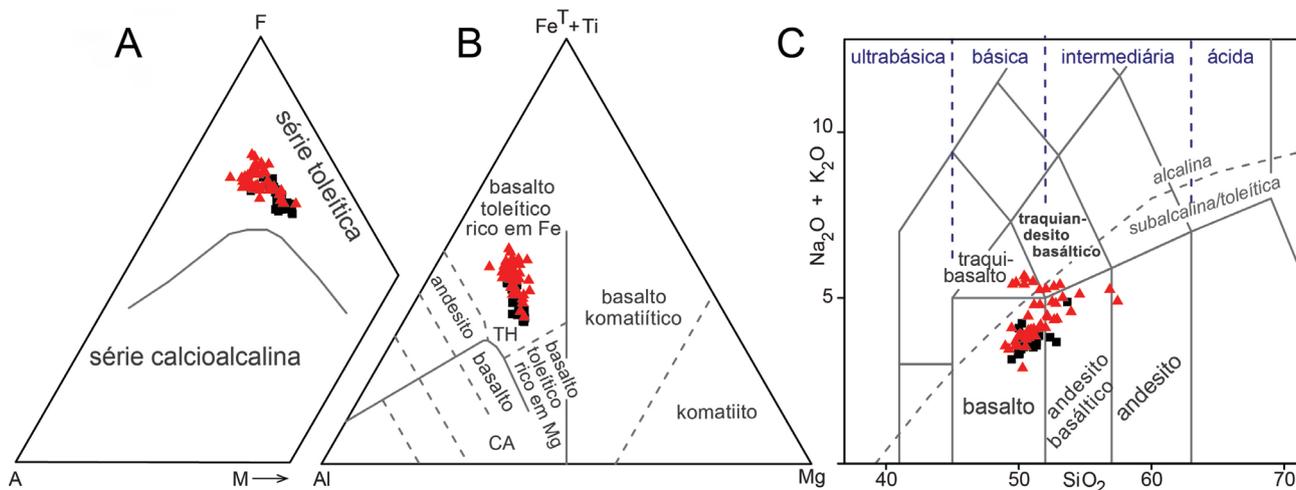
A partir da análise dos óxidos é possível classificar os pegmatitos básicos e os basaltos hospedeiros no diagrama AFM (1971) (Figura 5A), em que se pode observar que todas as rochas são de série toleítica. No diagrama catiônico de Jensen (1976) (Figura 5B), tanto os pegmatitos básicos quanto os basaltos são classificados como basaltos toleíticos ricos em Fe. No diagrama TAS (Figura 5C), é possível observar que as rochas hospedeiras predominam no campo dos basaltos, com escassas amostras no campo do andesibasalto. Os pegmatitos básicos, no entanto, possuem uma classificação mais variada, predominando basaltos a andesibasaltos, com menor ocorrência de traquibasaltos e traquiandesitos basálticos e raros andesitos. Poucos pegmatitos plotam no campo alcalino.

Com base na classificação geoquímica dos magmas basálticos de Peate (1989) e Peate et al. (1992), os basaltos hospedeiros são classificados como tipo Paranapanema, enquanto os pegmatitos básicos são majoritariamente tipo Paranapanema (17 amostras; 55%), seguido por tipo Pitanga (11; 35%), com três amostras (10%) com classificação ambígua entre os dois tipos. De acordo com a classificação de tipos geoquímicos de Licht (2018) para as rochas vulcânicas da PIP, os basaltos hospedeiros analisados são todos classificados como Tipo 1 (LSi, LZr, LTi, LP). Já os pegmatitos

básicos, quando classificados de acordo com Licht (2018), são majoritariamente do Tipo 3 (LSi, LZr, HTi, LP) em 52,3% das amostras, seguido do Tipo 1 em 36,4% e, subordinadamente, ocorrem poucas amostras do Tipo 4 (LSi, LZr, HTi, HP) e do Tipo 2 (LSi, LZr, LTi, HP), com 9,1 e 2,3%, respectivamente. A grande frequência do Tipo 3 indica que os pegmatitos básicos tendem a ser mais enriquecidos em TiO_2 do que os basaltos hospedeiros, e a baixa frequência dos Tipos 4 e 2 demonstra que não é comum a ocorrência de pegmatitos básicos enriquecidos em P_2O_5 .

Nos diagramas de variação do tipo Fenner (Figura 6), com MgO como óxido discriminante, foram projetados os óxidos e os elementos traços para a análise dos comportamentos dos elementos entre basaltos e pegmatitos básicos, além de visualizar algumas tendências. Foram postos os limites de SiO_2 , Zr, TiO_2 e P_2O_5 para a classificação dos tipos geoquímicos propostos por Licht (2018) para a PIP, de modo a melhor visualizar a distribuição das amostras com relação aos valores baixos e altos com os referidos elementos.

É possível observar nos diagramas do tipo Fenner com os óxidos que os pegmatitos básicos representam rochas mais evoluídas com base em seus menores valores de MgO. Isso permite observar tendências evolutivas das rochas hospedeiras com relação aos pegmatitos básicos da PIP. O CaO e o Al_2O_3 possuem tendências negativas e demonstram empobrecimento nos pegmatitos básicos, enquanto há enriquecimento de TiO_2 , FeO, K_2O , além de leve enriquecimento em SiO_2 . O Na_2O possui correlação baixa com MgO, mas é possível identificar pequena tendência positiva para os pegmatitos básicos. Os valores mais baixos de MgO, Al_2O_3 e CaO nos pegmatitos básicos também podem ser atestados



Triângulos vermelhos: pegmatitos básicos; quadrados pretos: basaltos hospedeiros.

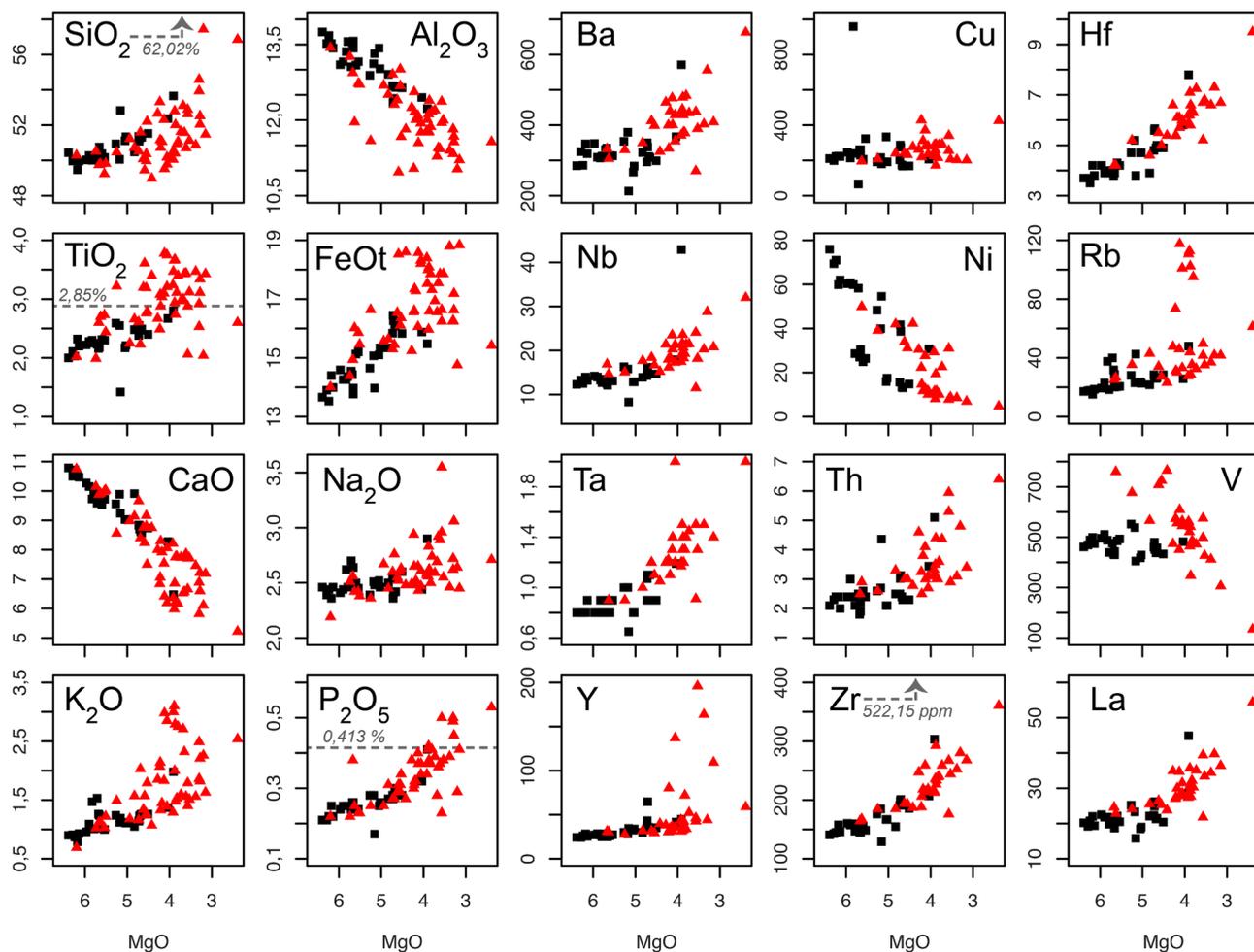
Figura 5. (A) Diagrama AFM ($[Na_2O + K_2O] \times Fe(t) \times MgO$) de Irvine e Baragar (1971). (B) Diagrama catiônico ($Al \times [Fe(t) + Ti] \times Mg$) de Jensen (1976). (C) Diagrama TAS (Total Alcalis-Sílica – $[Na_2O + K_2O] \times SiO_2$) de Le Bas et al. (1986), com os óxidos em % peso.

pelas diferenças em Mg# ($100 * [MgO/FeOt + MgO]$), com basaltos tendo como mediana 39,70 e pegmatitos 29,32, e nos índices A/NK ($Al_2O_3/Na_2O + K_2O$) e A/CNK ($Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$), com a mediana nos basaltos de 2,46 e 0,58, respectivamente, e nos pegmatitos básicos de 1,94 e 0,59.

Nos diagramas do tipo Fenner com os elementos traços é possível observar que os pegmatitos básicos são enriquecidos em elementos incompatíveis, como Ba, Hf, Nb, Rb, Ta, Th, Y, Zr e La, sendo empobrecidos em Ni. V possui um comportamento interessante, em que os basaltos possuem valores relativamente constantes, enquanto os pegmatitos possuem um *trend* negativo para rochas mais evoluídas. Cu possui comportamento constante para os dois tipos de rochas, e possui um teor anômalo (968,9 ppm) para a amostra SL-3A/8 que, curiosamente, compõe o topo vesiculado do principal derrame no município de Salto do Lontra, junto

à amostra SL-3A/7, que possui o menor valor de Cu (66,3 ppm). Os teores anômalos de Rb estão associados às amostras de Capanema, com valores 3 a 4 vezes maiores que outros pegmatitos, sendo amostras com grande quantidade de amígdalas de celadonita (> 20%). As anomalias de Y são referentes a pegmatitos básicos do município de Barracão, com cerca de 3 a 8 vezes os valores das outras ocorrências de pegmatitos da PIP. A amostra L24-k2, do município de Foz do Iguaçu, é a amostra de basalto mais evoluída, com anomalia em Ba, Hf, Nb, Zr e La.

Uma matriz de correlação foi elaborada entre os óxidos e Zr para identificar outras estruturas e relações geoquímicas (Figura 7). O Zr foi selecionado por corresponder a um elemento que delimita os tipos geoquímicos de Licht (2018). O MgO, o CaO e o Al_2O_3 são elementos com forte correlação positiva entre si, indicando

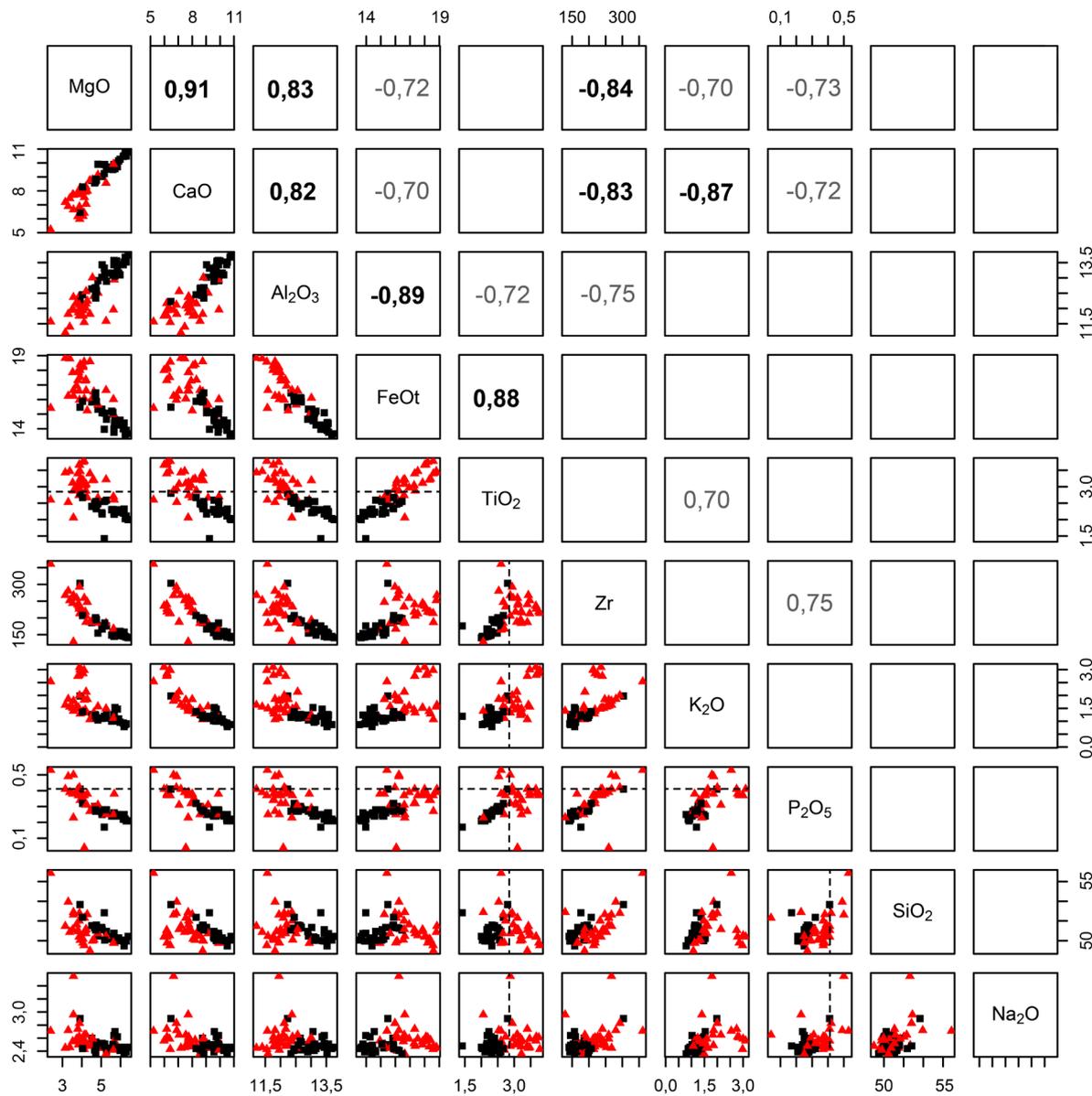


Triângulos vermelhos: pegmatitos básicos; quadrados pretos: basaltos hospedeiros.

Figura 6. Diagramas do tipo Fenner para óxidos e elementos traços. A linha tracejada representa os limites dos elementos de acordo com a classificação de Licht (2018) para a Província Ígnea do Paraná, com $LSi < 62,02\% < HSi$, $LZr < 522,15 \text{ ppm} < HZr$, $LTi < 2,85\% < HTi$ e $LP < 0,413\% < HP$.

um comportamento geoquímico similar e que, conforme indicado na Figura 6, favorecem as associações minerais nos basaltos hospedeiros. Eles possuem correlações negativas com os outros elementos, especialmente FeOt, TiO₂, Zr, K₂O e P₂O₅. O único óxido com forte correlação positiva com FeOt é o TiO₂. O Zr possui forte correlação positiva com o P₂O₅. O SiO₂ e o Na₂O não possuem nenhuma correlação significativa.

Como os elementos traços possuem alta dimensionalidade, ou seja, possuem muitas variáveis (Ba, Cu, Hf, Mo, Nb, Ni, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zn, Zr e ETR), diagramas binários não permitem analisar todas as estruturas existentes mesmo com o uso de matrizes de correlação. Para tentar resolver esse problema, utilizou-se o método PCA para redução de dimensionalidade para melhor compreensão da estrutura multivariada dos pegmatitos



Triângulos vermelhos: pegmatitos básicos; quadrados pretos: basaltos hospedeiros.

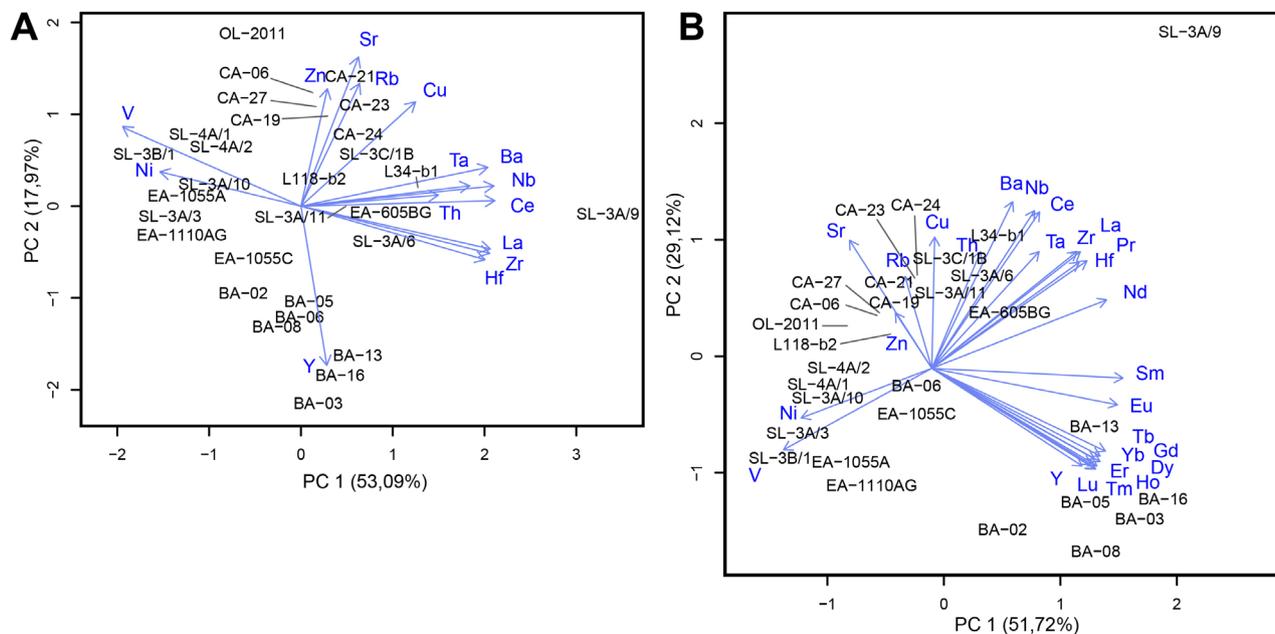
Figura 7. Matriz exibindo diagramas elementares e correlação de óxidos mais Zr, com valores de correlação > 0,70 (p < 0,001). Linhas tracejadas representam valores de TiO₂ = 2,83% e P₂O₅ = 0,413%, referentes aos valores-limite da classificação dos tipos geoquímicos das rochas da Província Ígnea do Paraná de Licht (2018).

básicos. U e Mo são elementos com valores muito baixos e bem próximos do limite de detecção e não foram considerados na PCA. Como os ETR se concentram nas PCAs, foram feitas duas análises: a primeira considerando os elementos traços em que os únicos ETR fossem o La e o Ce (Figura 8A) e a segunda considerando todos os ETR (Figura 8B).

O Componente Principal 1 (PC 1), em ambas as análises, possui grande influência positiva dos ETR e de elementos de alto potencial iônico (*high field strength elements* — HFSE), como Zr, Nb, Hf, Ta e Th, além do Ba. Os únicos elementos que possuem influência negativa no PC 1 são Ni e V, elementos compatíveis com o basalto e de tendência para rochas mais primitivas. O Componente Principal 2 (PC 2) possui menor variação no sistema do que o PC1, mas ele ainda é significativo na análise multivariada dos pegmatitos básicos. Na Figura 8A, é possível observar que Y (representando elementos terras raras pesados — ETRP) possui forte influência negativa, ao contrário de Zn, Rb, Cu, Sr e V, enquanto os outros elementos não possuem tanta influência no PC 2. Na Figura 8B, é possível observar que os elementos se destacam mais com relação ao PC 2, com a principal diferença sendo a divisão entre os ETRP juntamente com Y com maiores valores negativos, e elementos terras raras leves (ETRL),

especificamente La, Ce, Pr e Nd, juntamente com Ba e HSFE com maiores valores positivos.

Com a presença das amostras nos diagramas de PCA é possível identificar alguns comportamentos. Os pegmatitos de Barracão (identificados por BA) possuem grande influência dos ETRP, agrupando-se e isolando-se próximo dos vetores desses elementos, correspondendo as suas grandes anomalias a partir de Gd em comparação com pegmatitos básicos de outras localidades. Os pegmatitos de Capanema (identificados por CA e pela amostra OL 2011) estão fortemente associados com Zn, Sr, Rb e, subordinadamente, com Cu, com a amostra OL 2011 possuindo um pouco de influência de Ni e V. É possível observar que uma amostra da localidade de Salto do Lontra (SL-3A/9) é fortemente anômala e possui diferenciação maior com relação às outras amostras, sendo fortemente influenciada por elementos incompatíveis (Ba, HSFE e ETRL). As amostras de Salto do Lontra (identificadas por SL e também pela amostra EA634B) possuem grande variância, possuindo amostras com bastante influência de Ni e V e também na direção dos elementos incompatíveis, tendo o extremo a amostra SL-3A/9, inclusive a amostra com menor valor de MgO (2,39%) — comportamento semelhante às amostras ao norte do Rio Iguaçu, entre Catanduvás e Nova Laranjeiras (EA1054A, EA1055C e EA605BG). A amostra de Candói (EA1110AG) possui



PC 1: Componente Principal 1; PC 2: Componente Principal 2.

Figura 8. Gráficos de Componentes Principais de elementos traços. (A) Diagrama utilizando os elementos traços (com exceção de U e Mo, por terem valores muito próximos do limite de detecção) e somente La e Ce de elementos terras raras. O Componente Principal 1 (PC 1) corresponde a cerca de 53,09% do comportamento multielementar, enquanto o Componente Principal 2 corresponde a 17,97%. (B) Diagrama utilizando também todos os elementos terras raras. O Componente Principal 1 corresponde a 51,72% da variação no sistema, e o Componente Principal 2, a 29,12%.

influência dos elementos compatíveis Ni e V, oposta aos elementos incompatíveis. Já as amostras localizadas em Foz do Iguaçu (identificadas por L) possuem tendência para elementos mais incompatíveis.

Um método mais tradicional para a análise de elementos traços e ETR é a utilização de *spidergrams*, com valores normalizados a algum padrão que simula uma composição mais primitiva e indiferenciada da Terra. Os pegmatitos básicos da PIP possuem uma quantidade relativamente grande de amostras (n = 49) e com uma grande variação de padrões geoquímicos, o que dificulta a visualização dos diagramas, o que também ocorre com os dados dos basaltos hospedeiros. Um jeito de solucionar esse problema é separar as amostras em grupos. Utilizando PCA com auxílio da posição geográfica das amostras de pegmatitos básicos da PIP, principalmente pela coexistência no mesmo derrame, foi possível estimar cerca de seis grupos de pegmatitos

básicos: Catanduvas, Candói, Foz do Iguaçu, Salto do Lontra, Capanema e Barracão. Desses grupos, somente Candói tem lavas hospedeiras do Tipo 1 Sul. Apesar de a amostra OL 2011 estar localizada muito próxima às outras amostras de Salto do Lontra, ela é quimicamente muito similar às amostras de Capanema. A Figura 9 apresenta um mapa com as ocorrências dos pegmatitos básicos e seus possíveis agrupamentos.

Para os *spidergrams* dos elementos traços, as amostras foram separadas conforme os grupos previamente discutidos (Figura 10). É possível observar que os pegmatitos básicos são mais evoluídos que os basaltos hospedeiros por possuírem valores superiores de elementos incompatíveis (e.g., Rb, Ba e HFSE), em acordo com diagramas prévios. Uma característica comum em todos os grupos é um valor quase constante de Sr com relação aos basaltos, provocando uma anomalia negativa do elemento. Outras anomalias

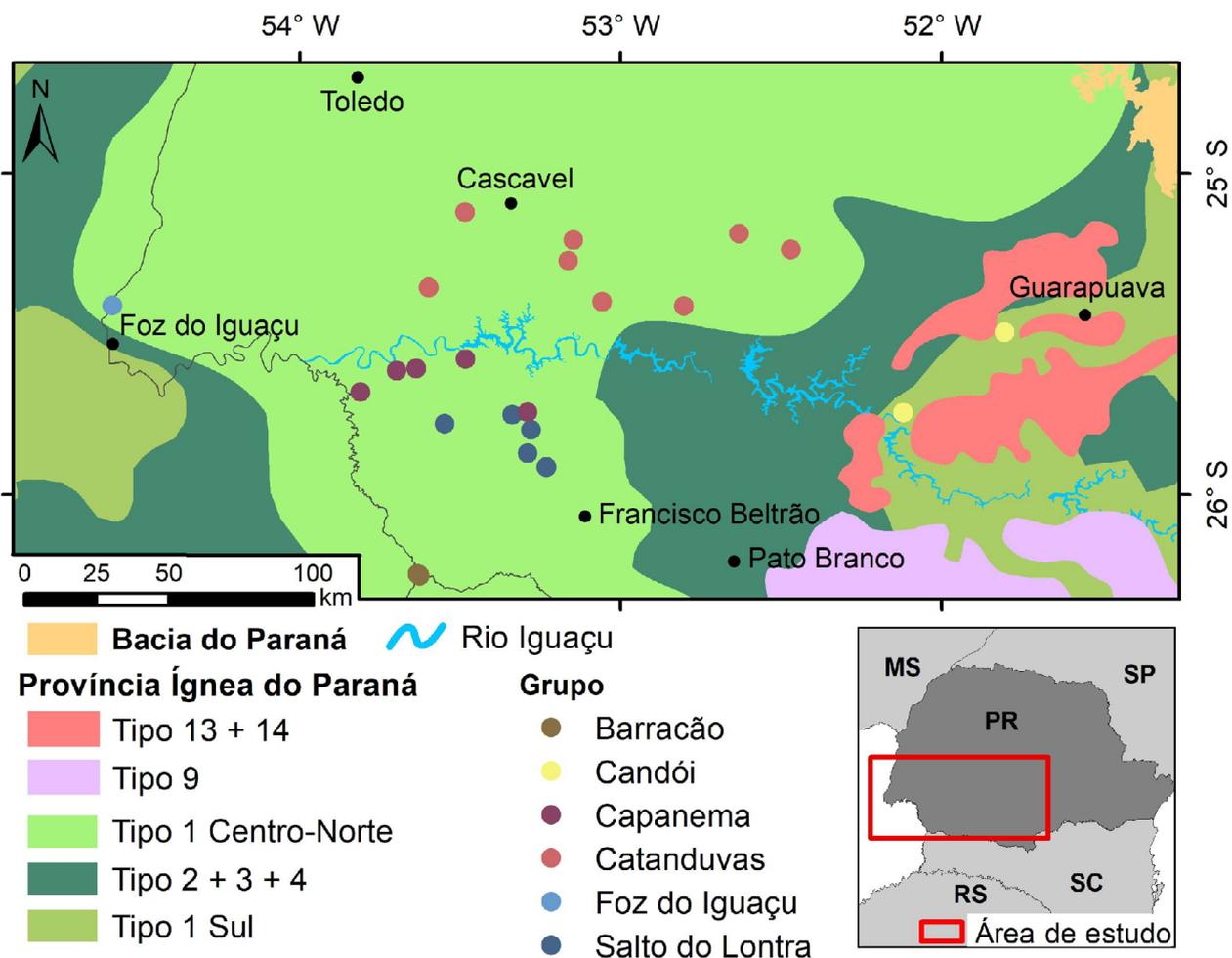


Figura 9. Mapa de localização dos agrupamentos das ocorrências de pegmatitos básicos da Província Ígnea do Paraná, no sudoeste do estado do Paraná.

negativas presentes são de Ti, que só não ocorre nas rochas de Capanema, de U (que só não ocorre em Candói), de Ta, Nb, P e Hf. As rochas de Candói possuem anomalia positiva de Ba, ao contrário dos outros grupos, que possuem anomalia negativa de Ba. Esses padrões geoquímicos são herdados dos basaltos hospedeiros, e somente os pegmatitos básicos de Capanema e Barracão possuem anomalias

positivas diferentes de suas lavas hospedeiras (anomalias de Rb e de Tb e Y, respectivamente). De todos os grupos, os pegmatitos básicos são os que possuem um fracionamento mais distinto dos basaltos.

Nos diagramas multielementares normalizados pelo condrito de Boynton (1984) para os ETR (Figura 11), é possível observar novamente a distinção dos pegmatitos básicos

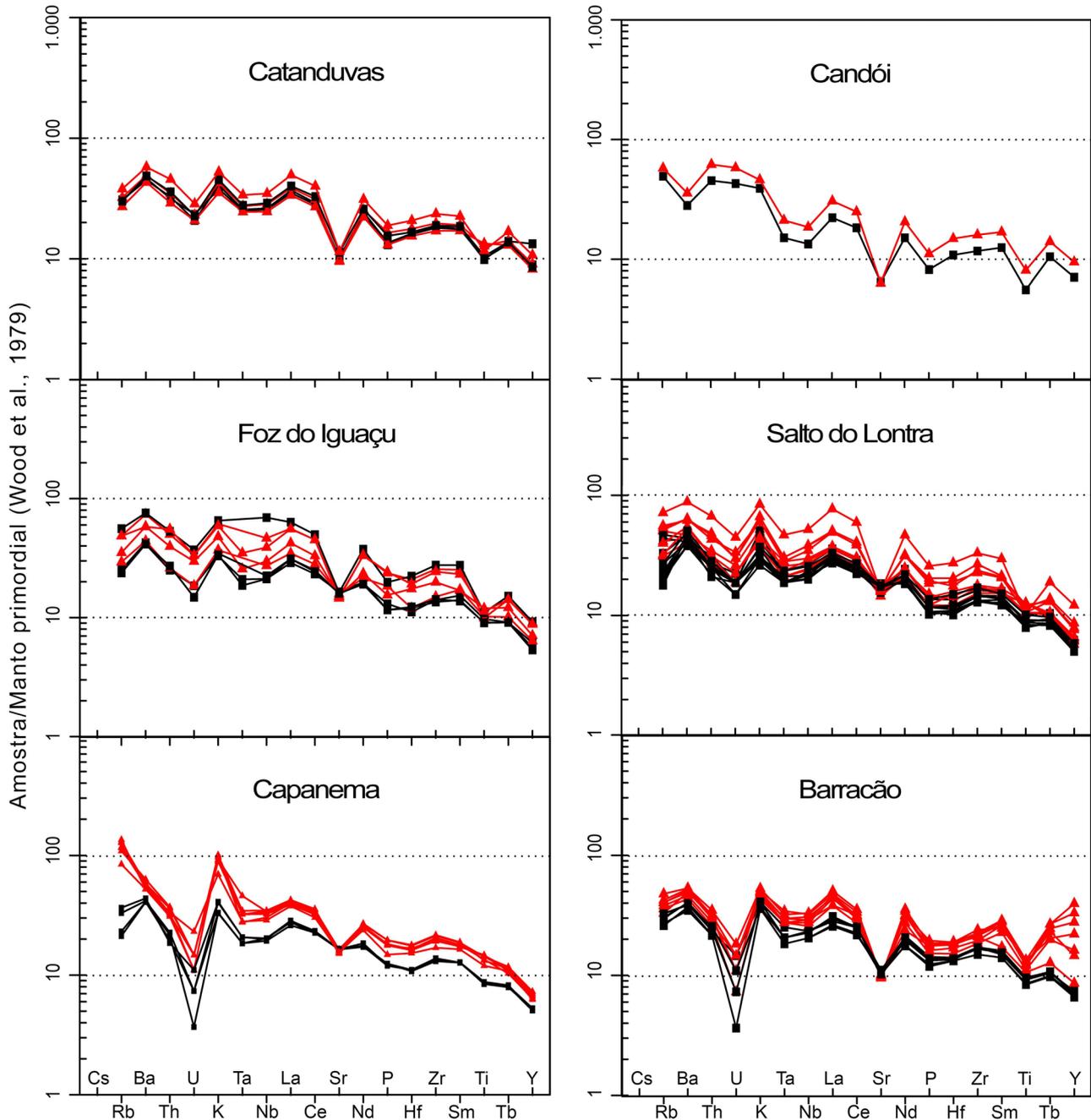


Figura 10. Comparação entre pegmatitos básicos (triângulos vermelhos) e basaltos hospedeiros (quadrados pretos) dos diferentes grupos (Catanduvas, Candói, Foz do Iguaçu, Salto do Lontra, Capanema e Barracão), em diagramas multielementares para elementos traços normalizados pelo manto primordial de Wood et al. (1979).

com relação às rochas hospedeiras, em padrões mais nítidos do que nos diagramas multielementares para elementos traços, já que os ETR são elementos altamente incompatíveis em magmas basálticos. As rochas de Catanduvás e Cândói, além dos pegmatitos mais diferenciados de Salto do Lontra e de Foz do Iguaçu, possuem uma inflexão a partir de Gd, demarcando bem a mudança entre os ETRL e os ETRP. Os basaltos hospedeiros de Foz do Iguaçu são os que possuem maior grau de fracionamento, com valores $(La/Lu)_N$ entre 5,3 e 7,8, enquanto Cândói possui o menor grau de fracionamento, com $(La/Lu)_N$ de 3,1. O grau de fracionamento dos ETR também é maior nos pegmatitos básicos de Foz

do Iguaçu, onde $(La/Lu)_N$ varia de 6,2 a 6,9, mas Salto do Lontra também possui um grau de fracionamento considerável, com $(La/Lu)_N$ de 5,4 a 6,8. São os pegmatitos básicos de Barracão que possuem o menor grau de fracionamento, em que $(La/Lu)_N$ é, em média, 2,3 e (La/Sm) de 1,9 a 2,0, para fracionamento de ETRL. Isso se deve ao fato de essas rochas possuírem fortes anomalias nos ETRP, com horizontalização no final do padrão e com grande anomalia de Gd.

Na Tabela 2 estão algumas das características distintivas entre os 6 grupos de pegmatitos do sudoeste do Paraná, com base nas PCAs e nos diagramas multielementares de elementos traços.

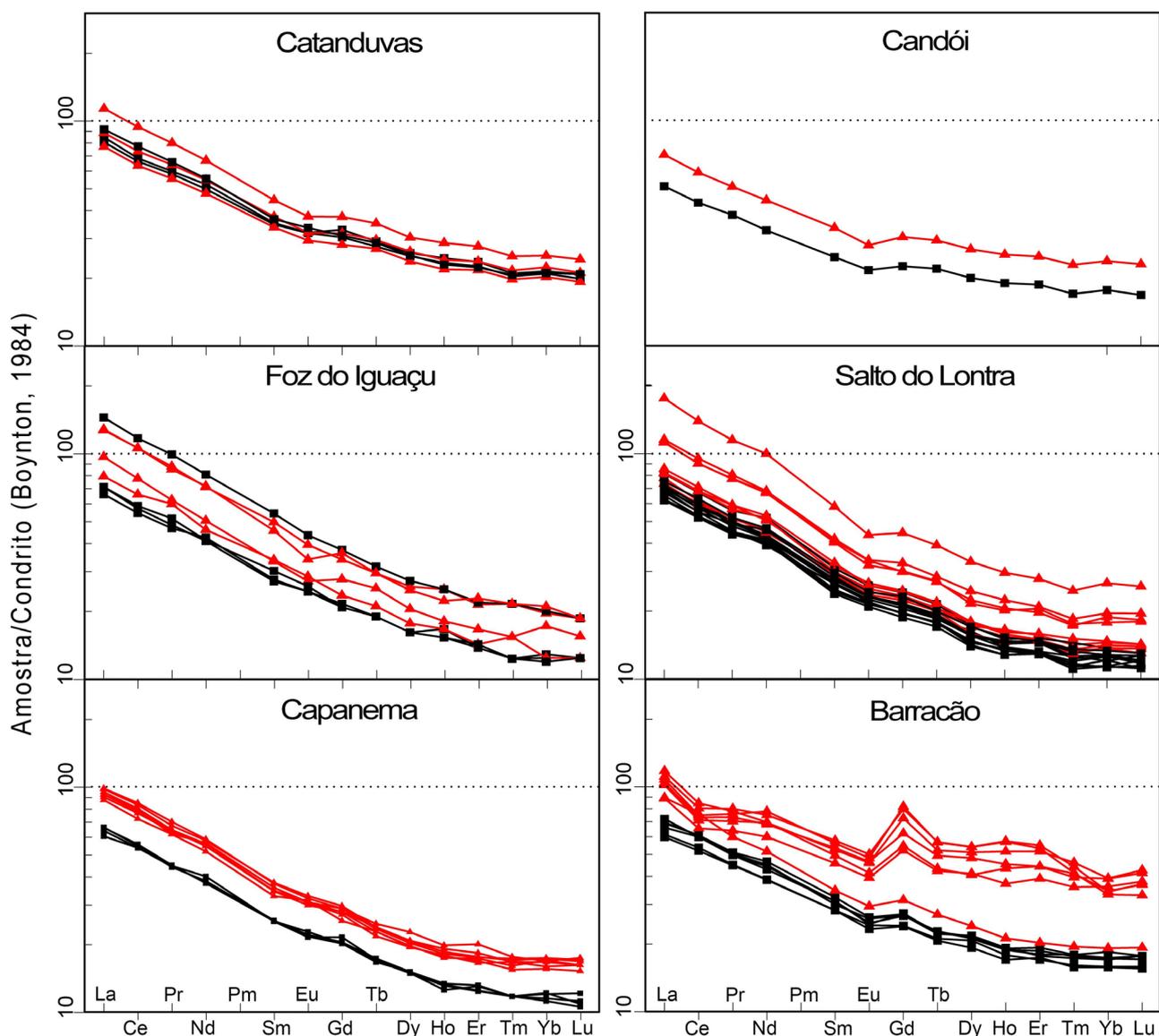


Figura 11. Comparação entre pegmatitos básicos (triângulos vermelhos) e basaltos hospedeiros (quadrados pretos) dos diferentes grupos para elementos terras raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984).

QUÍMICA MINERAL

Neste estudo, são apresentadas microanálises com WDS em cristais de plagioclásio, piroxênio e minerais opacos de pegmatitos básicos e de basaltos hospedeiros, e realizadas por Costa (2015). Essas microanálises foram feitas em amostras correspondentes a dois derrames com pegmatitos básicos do furo L24, localizado na Usina de Itaipu, em Foz do Iguaçu (Costa, 2015; Titon, 2016). Composições representativas de plagioclásio e piroxênio são listadas na Tabela 3, e de minerais opacos, na Tabela 4.

Plagioclásio

Os cristais de plagioclásio que compõem os pegmatitos básicos de Foz do Iguaçu são classificados como Labradorita, com valores entre An₅₉ e An₄₄ para a amostra L24-a2 e entre An₅₈ e An₅₅ para a amostra L24-k1 (Figura 12). São cristais com variação de An% mais restrita do que a composição dos plagioclásios dos basaltos hospedeiros, que variam de

labradorita a bytownita com ocasional andesina, com An₆₆ a An₄₉ para L24-a1 e An₅₈ a An₅₅ para L24-k2. As composições mais sódicas nos basaltos (< An₅₀) são referentes às bordas de alguns minerais. Os plagioclásios possuem maiores teores de Na₂O, SiO₂ e MgO, enquanto os cristais do basalto são mais enriquecidos em CaO, Al₂O₃ e FeO.

Piroxênio

Tanto para os basaltos quanto para os pegmatitos básicos, a augita é o principal clinopiroxênio, porém há duas análises pontuais mais empobrecidas em cálcio, que são classificadas como pigeonita (Figura 13). Os cristais de augita dos basaltos são mais ricos em CaO e Cr₂O₃ do que dos pegmatitos, enquanto os pegmatitos possuem cristais de augita mais ricos em TiO₂ e Al₂O₃, com as análises da amostra L24-a2 possuindo augita com Al_{tot} > 0,100%, correspondendo, portanto, à augita rica em Al (Morimoto, 1988). Assim como os plagioclásios, os cristais de piroxênio dos pegmatitos básicos são composicionalmente restritos em comparação

Tabela 3. Composições representativas de cristais de plagioclásio e piroxênio de pegmatitos básicos e basaltos hospedeiros de Foz do Iguaçu. Óxidos em % e fórmula estrutural calculada com base em oito oxigênios para plagioclásio e seis oxigênios para piroxênios. Fe total como FeO.

	Basalto (n = 23)		Pegmatito (n = 23)		Basalto (n = 27)		Pegmatito (n = 19)			
	L24-a1	L24-k2	L24-a2	L24-k1	L24-a1	L24-k2	L24-a2	L24-k1		
	Byt	Lab	Lab	Lab	Aug	Aug	Aug	Aug		
SiO ₂	48,80	51,50	53,58	54,01	SiO ₂	50,32	51,1	50,09	49,75	50,2
TiO ₂	0,04	0,11	0,109	0,12	TiO ₂	0,67	0,84	1,03	1,11	1,02
Al ₂ O ₃	31,38	29,54	27,96	27,99	Al ₂ O ₃	0,62	2,18	2,07	2,35	1,59
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,01	Cr ₂ O ₃	0	0,13	0,14	0,02	0
FeO	0,92	0,85	0,79	0,58	FeO	26,62	10,33	12,09	14,19	14,5
MnO	0	0	0,03	0,02	MnO	0,59	0,3	0,27	0,34	0,39
MgO	0,09	0,09	0,13	0,12	MgO	15,28	15,17	13,76	14,91	14
CaO	15,02	12,97	11,65	11,18	CaO	4,84	19,11	19,01	15,99	17,58
Na ₂ O	2,90	3,96	4,92	4,86	Na ₂ O	0,04	0,2	0,27	0,2	0,2
Total	99,14	99,04	99,17	98,88	Total	98,97	99,36	98,73	98,86	99,49
Si	2,25	2,366	2,446	2,474	Si	1,967	1,921	1,914	1,901	1,917
Ti	0,001	0,004	0,004	0,004	Ti	0,02	0,024	0,03	0,032	0,029
Al	1,706	1,6	1,505	1,511	Al	0,029	0,096	0,093	0,106	0,072
Cr	0	0	0	0	Cr	0	0,004	0,004	0,001	0
Fe ³⁺	0,035	0,007	0,030	0	Fe ³⁺	0,002	0,039	0,053	0,065	0,075
Fe ²⁺	0	0	0	0	Fe ²⁺	0,868	0,286	0,333	0,389	0,388
Mn	0	0	0,001	0,001	Mn	0,019	0,009	0,009	0,011	0,013
Mg	0,006	0,006	0,009	0,008	Mg	0,890	0,850	0,784	0,849	0,797
Ca	0,742	0,638	0,57	0,549	Ca	0,203	0,769	0,778	0,654	0,719
Na	0,259	0,353	0,435	0,431	Na	0,003	0,015	0,02	0,015	0,015
Total	5,000	5,000	5,000	5,000	Total	4,001	4,013	4,018	4,022	4,025
An	74,14	64,4	56,69	55,98	Wo	10,33	40,38	41,07	34,58	37,78
Ab	25,86	35,6	43,31	44,02	En	45,4	44,61	41,34	44,88	41,87
Or	0	0	0	0	Fs	44,27	15,02	17,59	20,54	20,35

Plagioclásio: Byt (bytownita) e Lab (labradorita); piroxênio: Aug (augita).

aos cristais dos basaltos, especialmente com relação aos valores de Em-Fs. Os piroxênios da rocha hospedeira se distribuem conforme *trends* de fracionamento de clinopiroxênios das intrusões máficas/ultramáficas de Bushveld e Skaergaard (Figura 13), o que não ocorre com os piroxênios da segregação.

Óxidos de Fe-Ti

Todas as análises de magnetita possuem valores totais < 98% de óxidos, entre 84,50 e 93,25% nos pegmatitos básicos e entre 91,47 e 95,71% nos basaltos. Os pontos analisados correspondem às séries de solução sólida ilmenita-hematita_{ss} e magnetita-ulvöspinelio_{ss} (Figura 14). As análises de magnetita se concentram mais próximas da molécula Usp (Fe₂TiO₄), com os basaltos com valores Mt₁₃Usp₉₇ — Mt₃₅Usp₆₅ e pegmatitos básicos com valores extremos nos membros finais (tanto Mt quanto Usp) e valor intermediário de Mt₂₈Usp₇₂. As análises de magnetita nos basaltos e a análise intermediária nos pegmatitos correspondem à Ti-magnetita, ou magnetita titanífera (Deer et al., 2013). Das análises pontuais dos cristais dos pegmatitos na série magnetita-ulvöspinelio_{ss}, somente uma tem comportamento

semelhante ao dos basaltos hospedeiros, com duas análises no membro final magnetita e uma na aresta FeO-TiO₂ em direção à molécula de Ilm. Os cristais de ilmenita não possuem alteração ou contaminação aparente, com todas as análises concentradas próximas à molécula de Ilm, com basaltos com valores Ilm₉₉Hm₀₁ — Ilm₉₀Hm₁₀ e pegmatitos básicos com Ilm₁₀₀Hm₀₀ — Ilm₉₇Hm₀₃.

DISCUSSÃO

Os pegmatitos básicos são resultados da segregação do magma basáltico de um espesso derrame *pahoehoe*, caracterizados pela granulação maior do que a do basalto hospedeiro, além de sua ocorrência como cilindros e lençóis vesiculares. A mineralogia entre as duas rochas é semelhante, somente variando na composição mineral entre espécies, com plagioclásio dos pegmatitos sendo mais sódico. Esses minerais costumam ocorrer nos pegmatitos básicos em três gerações: uma principal, formada por fenocristais de plagioclásio e augita; outra com microfenocristais; e uma terceira intersticial às outras duas, sob a forma de micrólitos derivados da devitrificação da mesóstase vítrea. Esses minerais ocorrem

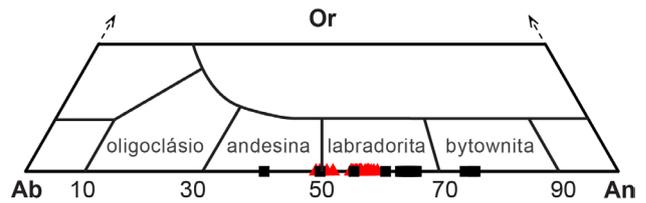
Tabela 4. Composições representativas de cristais de óxidos de Fe-Ti de pegmatitos básicos e basaltos hospedeiros de Foz do Iguaçu. Óxidos em % e fórmula estrutural da magnetita calculada com base em 32 oxigênios e da ilmenita com base em seis oxigênios. Fe total como FeO.

	Basalto (n = 21)				Pegmatito (n = 7)			
	L24-a1		L24-k2		L24-a2	L24-k1		
	Ti-magnetita	Ilmenita	Ti-magnetita	Ilmenita	Ilmenita	Magnetita	Ti-magnetita	Ilmetita
SiO ₂	0,089	0,004	0,571	0,021	0,051	0,147	0,544	0,000
TiO ₂	25,483	51,842	21,653	51,058	51,420	0,378	23,785	53,354
Al ₂ O ₃	1,493	0,047	1,538	0,076	0,023	0,072	0,662	0,053
Cr ₂ O ₃	0,033	0,009	0,017	0,073	0,028	0,000	0,052	0,004
FeO	66,996	45,175	66,665	46,127	46,138	83,748	66,781	43,714
MnO	0,657	0,534	1,422	0,462	0,663	0,003	0,759	0,965
MgO	0,861	1,390	0,264	1,237	1,076	0,122	0,629	1,374
CaO	0,030	0,007	0,047	0,000	0,008	0,029	0,040	0,000
Na ₂ O	0,000	0,018	0,000	0,052	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	95,642	99,026	92,177	99,106	99,407	84,499	93,252	99,464
Si	0,027	0,000	0,180	0,001	0,003	0,050	0,170	0,000
Ti	5,826	1,964	5,137	1,932	1,945	0,096	5,595	2,016
Al	0,535	0,003	0,572	0,005	0,001	0,029	0,244	0,003
Cr	0,008	0,000	0,004	0,003	0,001	0,000	0,013	0,000
Fe ³⁺	3,750	0,070	4,790	0,131	0,103	15,679	4,213	0,000
Fe ²⁺	13,284	1,833	12,797	1,811	1,838	8,073	13,257	1,837
Mn	0,169	0,023	0,380	0,020	0,028	0,001	0,201	0,041
Mg	0,390	0,104	0,124	0,093	0,081	0,062	0,293	0,103
Ca	0,010	0,000	0,016	0,000	0,000	0,011	0,013	0,000
Na	0,000	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	24,000	4,000	24,000	4,000	4,000	24,000	24,000	4,000

com feições típicas de resfriamento rápido: plagioclásio com terminação em cauda-de-andorinha, minerais com hábito esquelético, augita plumosa em leque, intercrescimento simplectítico e vidro vulcânico (caracterizado principalmente pela mesóstase devitrificada). Há presença de amígdalas na maioria dos pegmatitos básicos e ocorrendo também nas porções basálticas no contato com os pegmatitos, sendo compostos, majoritariamente, de celadonita.

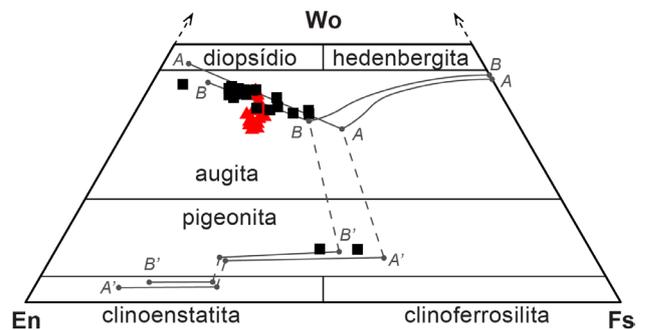
Para a formação dos pegmatitos básicos, Puffer e Horter (1993) propõem um modelo em que juntas de resfriamento no topo do derrame se propagam por meio da crosta rígida superior, provocando efervescência por pequena despressurização. Isso promove a ascensão de voláteis em bolhas coalescidas junto com o líquido segregado. Quando esses líquidos ascendem até a zona central, mais quente, do derrame, os núcleos cristalinos são fundidos, diminuindo a densidade de núcleos cristalinos (Helz e Thornber, 1987; Helz et al., 1989), o que contribui para dificultar a renucleação no líquido e incentivar maior crescimento de poucos núcleos, gerando assim grandes cristais (Lofgren, 1980, 1983). Outro fator que também dificulta a renucleação é o aumento da taxa de difusão de íons, inversamente proporcional à viscosidade do líquido, que também promove a formação de hábitos esqueléticos em cristais de plagioclásio e plumosos em leque nos cristais de augita (Kirkpatrick, 1977, 1983; Toramaru, 1991). O líquido segregado ascende até atingir o fronte de cristalização, que forma uma barreira física e obriga o líquido segregado a se acumular horizontalmente. Como o fronte de cristalização superior continua cristalizando, as juntas de resfriamento do derrame são seladas, impedindo o escape dos voláteis, que são reabsorvidos pelo líquido segregado. Os voláteis provocam a diminuição da viscosidade do líquido (Scarfe, 1973), aumentando a difusão de íons e permitindo a cristalização de grandes cristais com hábitos esqueléticos em uma taxa de resfriamento similar ao do basalto hospedeiro. Com a evolução e a movimentação no derrame de lava, novas rupturas ocorrem na crosta superior e algumas atravessam o fronte de cristalização, permitindo nova degaseificação e aumento da viscosidade no líquido segregado, promovendo rápida nucleação do líquido residual próxima à temperatura de *solidus*, formando os microfeno-cristais e a matriz vítrea (Sparks e Pinkerton, 1978; Puffer e Horter, 1993).

Para Phillipotts et al. (1996), os líquidos são formados a partir de uma cristalização inicial (~30%) no fronte inferior de cristalização do derrame, formando uma rede cristalina interconectada. Em derrames espessos, a gravidade compacta essa rede cristalina, expulsando e segregando o líquido que ascende para porções mais superiores, em um processo similar ao processo de filtragem de gás por pressão (*gas-filter pressing*) de Anderson Jr. et al. (1984). Magmas inicialmente próximos da saturação em água e outros voláteis podem se tornar supersaturados durante rápida ascensão,



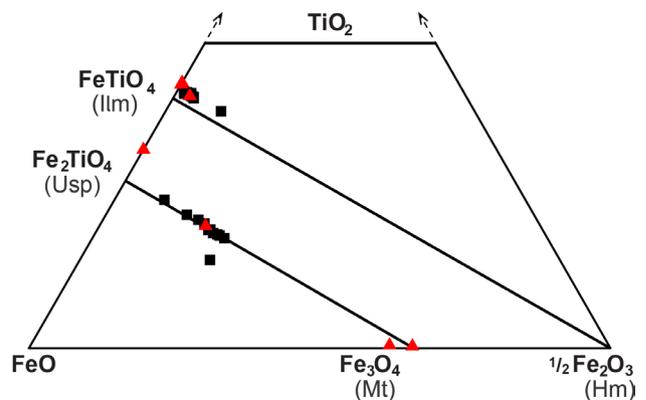
Or: ortoclásio (KAlSi_3O_8); Ab: albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$); An: anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$); triângulos vermelhos: pegmatitos básicos; quadrados pretos: basaltos hospedeiros.

Figura 12. Diagrama ternário Or - Ab - An (Smith e Brown, 1988) para feldspatos



Wo: wollastonita (Ca); En: enstatita (Mg); Fs: ferrosilita ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$); triângulos vermelhos: pegmatitos básicos; quadrados pretos: basaltos hospedeiros.

Figura 13. Diagrama ternário Wo - En - Fs (Morimoto, 1988) para clinopiroxênios cálcicos. *Trend* de fracionamento de clinopiroxênios ricos e pobres em cálcio das intrusões de Bushveld (AA') e Skaergaard (BB') (Deer et al., 1978).



Ilm: ilmenita; Usp: ulvöespinélio; Mt: magnetita; Hm: hematita; triângulos vermelhos: pegmatitos básicos; quadrados pretos: basaltos hospedeiros.

Figura 14. Diagrama do sistema $\text{FeO} - \frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (Robinson et al., 2016), com as linhas indicando soluções sólidas entre hematita - ilmenita e magnetita - ulvöespinélio.

com o processo de degaseificação ocorrendo somente em superfície (Proussevitch e Sahagian, 1998). Já em superfície, a supersaturação pode incitar exsolução da água durante a cristalização de cristais anidros (*second boiling*) na base do derrame, que iniciaria o processo de formação e ascensão de vesículas e líquidos segregados por *gas-filter pressing* (Sisson e Bacon, 1999; Caroff et al., 2000).

Hartley e Thordarson (2009) complementam esses modelos, sugerindo que as estruturas de segregação são alimentadas por *pipes* vesiculares na base do derrame, impulsionando a extração do líquido a partir de um *mush* cristalino rico em voláteis. Os autores também propõem que o processo de cristalização fracionada que gera os pegmatitos básicos da Província Columbia River (Estados Unidos) emula processos em subsuperfície que geram lavas muito evoluídas, resgatando ideias propostas por Kennedy (1933) e Walker (1953) dos pegmatitos como registros de *trends* evolutivos dentro dos derrames máficos.

Titon (2016), estudando os pegmatitos básicos dos derrames em Foz do Iguaçu, definiu um modelo em que o pegmatito mais evoluído foi gerado a partir da cristalização de aproximadamente 50% da lava na base do derrame, caracterizada como sendo quimicamente mais primitiva que as outras amostras. A fase fracionante foi proposta como composta de 54% de plagioclásio, 35% de piroxênio, 10% de óxido de Fe-Ti e cerca de 1% de apatita. Esse modelo condiz com os modelos de Phillipotts et al. (1996) e Hartley e Thordarson (2009), que definem uma cristalização de 30–40% da porção basal do derrame para a geração de um líquido segregado capaz de formar pegmatitos básicos.

O empobrecimento de Al_2O_3 e CaO nos pegmatitos está relacionado ao fracionamento de plagioclásio e augita para sua formação. O enriquecimento do FeOt e TiO_2 é consequência de maior presença de minerais de óxidos de Fe-Ti (ilmenita e Ti-magnetita), que inclusive tendem a ocorrer em maior quantidade nas porções dos pegmatitos em contato com o basalto (Arioli, 2008; Silva, 2011). Ocorre também aumento de elementos incompatíveis, como o P_2O_5 , sob a forma de maior quantidade de grãos de apatita, e Zr, que pode inclusive significar a presença de cristais de zircão e até badeleita nos pegmatitos básicos, como já reportado na literatura (Mitchell et al., 1997; Svensen et al., 2012), apesar de não terem sido descritos nos pegmatitos básicos estudados.

O comportamento dos elementos traços e dos ETR nos diagramas multielementares evidencia o processo de segregação dos pegmatitos a partir das lavas hospedeiras, e para Sr possuem valores similares. Esses teores de Sr provavelmente indicam um fracionamento do plagioclásio para a formação dos pegmatitos básicos, e, por isso, o elemento foi retido nos basaltos hospedeiros. As anomalias negativas de Ti e P de alguns grupos indicam o fracionamento de ilmenita/Ti-magnetita e apatita, respectivamente. Os baixos valores de U, bastante evidentes nas rochas de Capanema, Barracão e Salto do Lontra, demonstram que os basaltos, e

eventualmente os pegmatitos, possuíram como fonte material mantélico sem grande influência crustal, algo que não ocorre nas rochas de Candói, já que são rochas do Tipo 1 Sul e que não possuem anomalia negativa em U. Isso pode ocorrer em razão da contaminação crustal das lavas do Tipo 1 Sul (Mantovani et al., 1985; Peate e Hawkesworth, 1996). Os altos valores de Rb e K_2O das rochas de Capanema com relação ao manto primordial revelam a importância da celadonita nesses pegmatitos, pois é um argilomineral que ocorre em grande quantidade nessas rochas, tendo K como elemento importante em sua fórmula e que pode ser substituído pelo Rb no mineral, conforme dados experimentais de Innocent et al. (1997) para a celadonita presente nas rochas da PIP.

CONCLUSÃO

Pegmatitos básicos são encontrados nos derrames *pahoehoe* espessos da PIP, e ocorre grande quantidade de pegmatitos no sudoeste do estado do Paraná (38 ocorrências no total).

Os pegmatitos básicos possuem associação mineralógica muito semelhante ao basalto hospedeiro, mas possuem cristais cinco a 20 vezes maiores. Há junto à textura pegmatítica contrastantes feições típicas de cristalização rápida, como fenocristais grandes (até 3 cm) de hastes retas a curvadas de augita plumosa dispostos em leque, cristais com hábito esquelético e presença de mesóstase vítrea (já devitrificada). São também bastante associados com alta vesiculação, com grande quantidade de amígdalas (até 20%) preenchidas principalmente por celadonita, inclusive em meio às ripas de plagioclásio.

Com base na geoquímica, os pegmatitos básicos são frações mais diferenciadas das lavas em que estão hospedados, podendo ser classificados quimicamente desde basaltos (para ocorrências pouco diferenciadas) até andesitos (para as frações mais diferenciadas). Essas rochas mais evoluídas são enriquecidas em elementos incompatíveis e refletem a tendência evolutiva dos derrames em que elas estão hospedadas, pois, ao contrário dos basaltos hospedeiros, que são exclusivamente Tipo 1 (LSi, LZr, LTi, LP), os pegmatitos básicos se enriquecem em SiO_2 , Zr, TiO_2 e P_2O_5 , evoluindo para Tipos 2 (HP), 3 (HTi) e 4 (HTi, HP), que são os tipos geoquímicos comuns e representativos dos derrames basálticos mais evolutivos da província. Assim, é possível que os derrames mais primitivos e com baixo TiO_2 possam fracionar e gerar derrames de alto TiO_2 , mas isso não indica que os derrames de alto TiO_2 (Tipos 4 e 3) foram gerados dessa maneira na PIP. As principais diferenças entre os basaltos e os pegmatitos básicos do sudoeste do Paraná são listadas na Tabela 5.

A possível ausência de pegmatitos básicos em derrames que não sejam Tipo 1 pode estar no fato de que os pegmatitos só ocorrem em derrames *pahoehoe* espessos (Self et al., 1997). Uma importante característica dos derrames

Tabela 5. Síntese de algumas características petrográficas e químicas entre os pegmatitos básicos e os basaltos hospedeiros.

	Basaltos hospedeiros	Pegmatitos básicos
Composição mineralógica principal	Plagioclásio: 45 – 60% Augita: 25 – 40% Minerais opacos: 5 – 15%	Plagioclásio: 40 – 60% Augita: 30 – 45% Minerais opacos: 10 – 15%
Granulometria	Matriz: < 0,4 mm Microfenocristais: 0,4 – 1,4 mm	Micrólitos: < 0,2 mm Microfenocristais: 0,2 – 3,0 mm Fenocristais: 3,0 – 10,0 mm
Teor de SiO ₂	49,77 a 52,39%	48,33 a 57,26%
Teor de TiO ₂	1,407 a 2,65%	1,91 a 3,89%
Mg# (mediana)	31,05 a 45,47 (39,70)	21,65 a 44,10 (29,32)
Tipo (Licht, 2018)	Tipo 1 CN e Tipo 1 S	Tipo 3, Tipo 1, Tipo 4 e Tipo 2
TAS (Le Bas et al., 1986)	Basalto a andesito basáltico	Basalto, traquibasalto, traquiandesito basáltico, andesito basáltico e andesito
Elementos enriquecidos	MgO, Al ₂ O ₃ , CaO e Ni	TiO ₂ , Zr, P ₂ O ₅ , FeO, Na ₂ O, K ₂ O e elementos incompatíveis

pahoehoe inflados é que eles formam uma crosta rígida que não permite o escape total de voláteis, essenciais para a formação de estruturas de segregação e pegmatitos básicos. As unidades *rubbly pahoehoe* identificadas em Itaipu, sem pegmatitos básicos, são referentes a derrames do Tipo 4, enquanto as unidades *pahoehoe*, com pegmatitos, são do Tipo 1. Essa é uma característica de toda a PIP: Derrames Tipo 1 Centro-Norte composto quase inteiramente de derrames *pahoehoe*, Tipos 1 Sul e 2 que costumam formar derrames *pahoehoe* em paleotopografias planas, e Tipos 4 e 3 que extravasam quase exclusivamente como *rubbly pahoehoe* ou *a'a*. A ocorrência de derrames não *pahoehoe* no Tipo 1 Sul pode inclusive explicar a menor quantidade de ocorrências de pegmatitos básicos quando comparado com o Tipo 1 Centro-Norte.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao programa PET Geologia UFPR e ao tutor Elvo Fassbinder o incentivo à pesquisa e o auxílio com o início deste estudo sobre os pegmatitos básicos, ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) o apoio institucional, ao antigo Serviço Geológico do Paraná (MINEROPAR) a confecção das lâminas e ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR e seus técnicos as análises realizadas.

Agradecemos a Bruno Titon e Jan Soares a ajuda e os dados de seus trabalhos, e a Isis Armstrong o auxílio na preparação e na interpretação de algumas análises. Agradecemos também a Cristina Valle Pinto-Coelho (UFPR) e Maria José de Mesquita Barros (Universidade Estadual de Campinas — Unicamp) a revisão e as correções do trabalho, e a Luanna Chmyz o apoio e as discussões que muito auxiliaram no refinamento deste artigo.

REFERÊNCIAS

- Anderson Jr., A. T., Swihart, G. H., Artioli, G., Geiger, C. A. (1984). Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation. *Journal of Geology*, 92(1), 55-72. <https://doi.org/10.1086/628834>
- Arioli, E. E. (2008). *Arquitetura faciológica da seqüência vulcânica e o significado exploratório das anomalias geoquímicas de elementos do grupo da platina (EGP) e metais associados no sistema magmático Serra Geral, estado do Paraná, Brasil*. Tese (Doutorado). Curitiba: Setor de Ciências da Terra – UFPR. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/1884/27955>>. Acesso em: 8 out. 2020.
- Arioli, E. E., Licht, O. A. B. (2008). *Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral: Relatório Final da Folha de Guarapuava*. Relatório Técnico. Curitiba: Mineropar.
- Bondre, N. R., Duraiswami, R. A., Dole, G. (2004). Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. *Bulletin of Volcanology*, 66, 29-45. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0294-x>
- Boynnton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.). *Rare earth element geochemistry* (p. 63-114). Amsterdã: Elsevier. (Developments in Geochemistry, 2). <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Caroff, M., Maury, R. C., Cotten, J., Clément, J.-P. (2000). Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. *Bulletin of Volcanology*, 62, 171-187. <https://doi.org/10.1007/s004450000077>

- Cawthorn, R. G., Latypov, R., Klemd, R., Vuthuza, A. (2018). Origin of discordant ultramafic pegmatites in the Bushveld Complex from externally-derived magmas. *South African Journal of Geology*, 121(3), 287-310. <https://doi.org/10.25131/sajg.121.0027>
- Costa, J. (2015). *Estratigrafia e geoquímica da sequência de lavas da Província Magmática do Paraná na região da Usina de Itaipu (PR)*. Tese (Doutorado). Curitiba: Setor de Ciências da Terra - UFPR. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/1884/42082>>. Acesso em: 8 out. 2020.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1978). *Rock-Forming Minerals*. Volume 2A: Single-Chain Silicates. Londres: Geological Society.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (2013). *An introduction to the Rock-Forming Minerals*. Londres: The Mineralogical Society. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Dostal, J., Greenough, J. D. (1992). Geochemistry and petrogenesis of the early Mesozoic North Mountain basalts of Nova Scotia, Canada. In: J. H. Puffer, P. C. Ragland (Eds.). *Eastern North American Mesozoic Magmatism* (p. 149-160). Boulder: Geological Society of America. (Special Paper, 268). <https://doi.org/10.1130/SPE268-p149>
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(361), 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Ferreira, C. H. N. (2011). *Geologia do derrame Salto do Lontra e gênese dos pegmatitos básicos associados, Província Magmática do Paraná, sudoeste do estado do Paraná*. Dissertação (Mestrado). Curitiba: Setor de Ciências da Terra – UFPR. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/1884/28823>>. Acesso em: 7 out. 2020.
- Ferreira, C. H. N., Mesquita, M. J. M., Gomes, M. E. B., Hillebrandt, P., Vasconcellos, E. M. G. (2014). Arquitetura interna e petrografia do derrame Salto do Lontra, sudoeste do estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 71(1), 46-59. <http://doi.org/10.5380/geo.v71i0.30998>
- Fowler, A. C., Rust, A. C., Vynnycky, M. (2015). The formation of vesicular cylinders in pahoehoe lava flows. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 109(1), 39-61. <https://doi.org/10.1080/03091929.2014.955799>
- Goff, F. (1996). Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71(2-4), 167-185. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00073-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00073-9)
- Gomes, A. S., Licht, O. A. B., Vasconcellos, E. M. G., Soares, J. S. (2018). Chemostratigraphy and evolution of the Paraná Igneous Province volcanism in the central portion of the state of Paraná, Southern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 253-269. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.002>
- Greaney, A., Rudnick, R. L., Helz, R. T., Gaschnig, R. M., Piccoli, P. M., Ash, R. D. (2017). The behavior of chalcophile elements during magmatic differentiation as observed in Kilauea Iki lava lake, Hawaii. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 210, 71-96. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.04.033>
- Greenough, J. D., Dostal, J. (1992). Cooling history and differentiation of a thick North Mountain basalt flow. *Bulletin of Volcanology*, 55, 63-73. <https://doi.org/10.1007/BF00301120>
- Hartley, M. E., Thordarson, T. (2009). Melt segregations in a Columbia River Basalt lava flow: A possible mechanism for the formation of highly evolved mafic magmas. *Lithos*, 112(3-4), 434-446. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.003>
- Helz, R. T. (1980). Crystallization history of Kilauea Iki lava lake as seen in drill core recovered in 1967-1979. *Bulletin Volcanologique*, 43, 675-701. <https://doi.org/10.1007/BF02600365>
- Helz, R. T., Kirschenbaum, H., Marinenko, J. W. (1989). Diapiric transfer of melt in Kilauea Iki lava lake, Hawaii: A quick, efficient process of igneous differentiation. *Geological Society of America Bulletin*, 101(4), 578-594. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101%3C0578:DTOMIK%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101%3C0578:DTOMIK%3E2.3.CO;2)
- Helz, R. T., Thornber, C. R. (1987). Geothermometry of Kilauea Iki lava lake. *Bulletin of Volcanology*, 49, 651-668. <https://doi.org/10.1007/BF01080357>
- Innocent, C., Parron, C., Hamelin, B. (1997). Rb/Sr chronology and crystal chemistry of celadonites from the Paraná continental tholeiites, Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(17), 3753-3761. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00183-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00183-X)
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>

- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V. (2006). Interpretation of Whole-rock geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Janoušek, V., Moyen, J. F., Erban, V., Hora, J. (2019). GCDkit goes platform independent! *Goldschmidt2019*. Barcelona: European Association of Geochemistry, Geochemical Society.
- Jensen, L. S. (1976). *A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks*. Toronto: Ontario Division of Mines. Miscellaneous Paper, 66, 22 p. Disponível em: <<http://www.geologyontario.mndmf.gov.on.ca/mndmfiles/pub/data/imaging/MP066/MP066.pdf>>. Acesso em: 7 out. 2020.
- Kennedy, W. Q. (1933). Trends of differentiation in basaltic magmas. *American Journal of Science*, 25(147), 239-256. <https://doi.org/10.2475/ajs.s5-25.147.239>
- Kirkpatrick, R. J. (1977). Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 88(1), 78-84. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88%3C78:NAGOPM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88%3C78:NAGOPM%3E2.0.CO;2)
- Kirkpatrick, R. J. (1983). Theory of nucleation in silicate melts. *American Mineralogist*, 68(1-2), 66-77.
- Kontak, D. J., De Young, M. Y. D. W., Dostal, J. (2002). Late-Stage Crystallization History of the Jurassic North Mountain Basalt, Nova Scotia, Canada. I. Textural and Chemical Evidence for Pervasive Development of Silicate-Liquid Immiscibility. *The Canadian Mineralogist*, 40(5), 1287-1311. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.40.5.1287>
- Larsen, R. B., Brooks, C. K. (1994). Origin and evolution of gabbroic pegmatites in the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, 35(6), 1651-1679. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.6.1651>
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Licht, O. A. B. (2018). A revised chemo-chrono-stratigraphic 4-D model for the extrusive rocks of the Paraná Igneous Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 32-54. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.12.003>
- Licht, O. A. B., Arioli, E. E., Silveira, L. (2000). *Prospecção mineral no Terceiro Planalto*. Relatório Interno. Curitiba: Mineropar.
- Lofgren, G. E. (1980). Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: R. B. Hargraves (Ed.). *Physics of magmatic processes* (p. 487-551). Nova Jersey: Princeton University Press.
- Lofgren, G. E. (1983). Effect of heterogeneous nucleation on basaltic texture: a dynamic crystallization study. *Journal of Petrology*, 24(3), 229-255. <https://doi.org/10.1093/petrology/24.3.229>
- Mantovani, M. S. M., Marques, L. S., de Sousa, M. A., Civetta, L., Atalla, L., Innocenti, F. (1985). Trace elements and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26(1), 187-209. <http://doi.org/10.1093/petrology/26.1.187>
- Mitchell, A. A., Naicker, S. B., Marsh, J. S., Dunlevey, J. N. (1997). The petrology and significance of a stratiform mafic segregation pegmatite in a Karoo-aged dolerite sheet. *South African Journal of Geology*, 100(3), 251-260.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39, 55-76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Peate, D. W. (1989). *Stratigraphy and petrogenesis of the Paraná Continental Flood Basalts, Southern Brazil*. PhD Thesis. Londres: Open University. <https://doi.org/10.21954/ou.ro.0000dfc2>
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. (1996). Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, 127(1-3), 1-24. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00086-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00086-0)
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55, 119-139. <https://doi.org/10.1007/BF00301125>
- Phillpotts, A. R., Carroll, M., Hill, J. M. (1996). Crystal-mush Compaction and the Origin of Pegmatitic Segregation Sheets in a Thick Flood-Basalt Flow in the Mesozoic Hartford Basin, Connecticut. *Journal of Petrology*, 37(4), 811-836. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.4.811>
- Proussevitch, A. A., Sahagian, D. L. (1998). Dynamics and energetics of bubble growth in magmas: analytical formulation

- and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 103(B8), 18223-18251. <https://doi.org/10.1029/98JB00906>
- Puffer, J. H., Horter, D. L. (1993). Origin of pegmatitic segregation veins within flood basalts. *Geological Society of America Bulletin*, 105(6), 738-748. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105<0738:OOPSVW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105<0738:OOPSVW>2.3.CO;2)
- Robinson, P., McEnroe, S. A., Miyajima, N., Fabian, K., Church, N. (2016). Remanent magnetization, magnetic coupling, and interface ionic configurations of intergrown rhombohedral and cubic Fe-Ti oxides: A short survey. *American Mineralogist*, 101(3), 518-530. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5519>
- Scarfe, C. M. (1973). Viscosity of Basic Magmas at Varying Pressure. *Nature Physical Science*, 241, 101-102. <https://doi.org/10.1038/phyci241101a0>
- Self, S., Thordarson, T., Keszthelyi, L. (1997). Emplacement of Continental Flood Basalt Lava Flows. In: J. J. Mahoney, M. F. Coffin (Eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* (p. 381-410). Washington: American Geophysical Union. (Geophysical Monograph, 100).
- Sigmarrsson, O., Thordarson, T., Jakobsson, S. P. (2009). Segregations in Surtsey lavas (Iceland) reveal extreme magma differentiation during late stage flow emplacement. In: T. Thordarson, S. Self, G. Larsen, S. K. Rowland, A. Hoskuldsson (Eds.). *Studies in Volcanology: The legacy of George Walker* (p. 85-104). Londres: Geological Society (Special Publication of IAVCEI, 2). <https://doi.org/10.1144/IAVCEI002.5>
- Silva, K. F. B. (2011). *Caracterização petrográfica e geoquímica de pegmatitos básicos, encaixados em derrames basálticos do Grupo Serra Geral, no Estado do Paraná*. Trabalho de Conclusão de Curso. Campinas: Instituto de Geociências – Unicamp.
- Sisson, T. W., Bacon, C. R. (1999). Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology*, 27(7), 613-616. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027%3C0613:GDFPIM%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027%3C0613:GDFPIM%3E2.3.CO;2)
- Smith, J. V., Brown, W. L. (1988). *Feldspar Minerals*. Berlin: Springer-Verlag. v. 1. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4>
- Soares, J. S. (2016). *Relações temporais, petrológicas e geoquímicas entre pegmatitos básicos e basaltos encaixantes da Província Magmática do Paraná no sudoeste do Paraná*. Dissertação (Mestrado). Curitiba: Setor de Ciências da Terra – UFPR. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/1884/43623>>. Acesso em: 7 out. 2020.
- Sparks, R. S. J., Pinkerton, H. (1978). Effect of degassing on rheology of basaltic lava. *Nature*, 276, 385-386. <https://doi.org/10.1038/276385a0>
- Svensen, H., Corfu, F., Polteau, S., Hammer, Ø., Planke, S. (2012). Rapid magma emplacement in the Karoo Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 325-326, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.015>
- Titon, B. G. (2016). *Modelagem geoquímica de Pegmatitos Básicos na Região de Itaipu, Foz do Iguaçu – PR*. Trabalho de Conclusão de Curso. Curitiba: Setor de Ciências da Terra – UFPR.
- Toramaru, A. (1991). Model of nucleation and growth of crystals in cooling magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108, 106-117. <https://doi.org/10.1007/BF00307330>
- Vasconcellos, E. M. G., Licht, O. B., Braga, L. S. L., Bittencourt, A. V. L. (2001). Gabros da Bacia do Paraná: Aspectos petrográficos e geoquímicos. *VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica; I Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul*, 195, p. 7. Curitiba: SBGq.
- Vernon, R. H. (2004). *A Practical guide to rock microstructure*. Cambridge: University Press.
- Walker, F. (1953). The pegmatitic differentiates of basic sheets. *American Journal of Science*, 251(1), 41-60. <https://doi.org/10.2475/ajs.251.1.41>
- Wildner, W., Brito, R. S. C., Licht, O. A. B., Arioli, E. E. (2006). *Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Paraná*. Brasília: CPRM, Convênio CPRM/Mineropar.
- Wood, D. A., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A. D., Bougault, H., Joron, J. L., Treuil, M., Cann, J. R. (1979). Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg. 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planetary Science Letters*, 42(1), 77-97. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90192-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90192-4)