UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALFENAS

ANDRÉ LUÍS REIS BACHA

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS NÍVEIS DE ALTERAÇÃO DE PIROCLASTOS DA CALDEIRA VULCÂNICA DE POÇOS DE CALDAS (MG)

Alfenas/MG

2019

ANDRÉ LUÍS REIS BACHA

Caracterização geoquímica dos níveis de alteração de piroclastos da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas (MG)

Dissertação apresentada como parte dos requisitos para obtenção do Título de Mestre em Ciências Ambientais pela Universidade Federal de Alfenas – UNIFAL-MG. Área de concentração: Tecnologias Ambientais Aplicadas.
Orientador: Prof. Dr. Diego de Souza Sardinha.

Alfenas/MG
2019

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal de Alfenas

Bacha, André Luís Reis.
B118c Caracterização geoquímica dos níveis de alteração de piroclastos da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas (MG). / André Luís Reis Bacha - Alfenas/MG, 2019.
77f. : il. –

Orientador: Diego de Souza Sardinha.
Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Universidade Federal de Alfenas, 2019.
Bibliografia.

1. Piroclastro. 2. Intemperismo. 3. Geoquímica. 4. Metais Terras Raras. I. Sardinha, Diego de Souza. II. Título.

CDD-551.9

Ficha Catalográfica elaborada por Fátima dos Reis Goiatá
Bibliotecária-Documentalista CRB/6-425

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
Universidade Federal de Alfenas / UNIFAL-MG
Programa de Pós-graduação – Ciências Ambientais
Rua Gabriel Monteiro da Silva, 714. Alfenas - MG CEP 37130-000
Fone: (35) 3701-9685 (Coordenação) / (35) 3701-9262 (Secretaria)
http://www.unifal-mg.edu.br/ppgca/

ANDRÉ LUIS REIS BACHA

"Caracterização geoquímica dos níveis de alteração de *Piroclastos* da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas (MG)".

A Banca julgadora, abaixo assinada, aprova a Dissertação apresentada como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais pela Universidade Federal de Alfenas. Área de Concentração: Ciências Ambientais.

Aprovado em: 22 de fevereiro de 2019.

Prof. Dr. Diego de Souza Sardinha
Instituição: UNIFAL-MG
Assinatura:

Profa. Dra. Leticia Hirata Godoy
Instituição: UNIFAL-MG
Assinatura:

Prof. Dr. Matheus Fernando Ancelmi
Instituição: UNIFAL
Assinatura:

Dedico este trabalho à Cristiane Hadano Saito.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço de coração o meu orientador, professor Dr. Diego de Souza Sardinha, pela oportunidade que me concedeu de realizar este estudo, pelos seus ensinamentos, pelas suas contribuições, pela sua dedicação, ajuda, zelo, paciência e pela liberdade que me permitiu experimentar vários caminhos e meios. Agradeço imensamente pela confiança depositada em todas as etapas deste trabalho.

Agradeço de coração também a professora Dra. Letícia Hirata Godoy e o professor Dr. Matheus Fernando Ancelmi, pela disponibilidade, pelos ensinamentos e esclarecimentos sobre geoquímica e sobre o complexo Alcalino Poços de Caldas, pelos materiais de apoio disponibilizados e pelas contribuições e sugestões na qualificação que me ajudaram a direcionar e a concluir este trabalho.

À minha família pelo apoio prestado, muito obrigado!

Aos meus amigos de mestrado Cochise, Gleycon, André e Mariela, pela amizade, companhia, ajuda e suporte nas disciplinas do curso.

Ao meu amigo Henrique pela manutenção do computador e suporte nos programas utilizados na pesquisa.

Aos técnicos de laboratório Guilherme, Bruno e Eveline pelo suporte prestado e pela prontidão e boa vontade em auxiliar e disponibilizar os equipamentos necessários na realização deste estudo.

À secretaria do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais pelo suporte e atendimento prestado.

À PROPLAN/UNIFAL pela disponibilização das fotos de abertura do terreno durante a construção do *campus* Poços de Caldas (MG).

À bibliotecária Fátima pela orientação prestada na formatação deste trabalho.

Aos professores do programa de pós-graduação Maria José dos Santos Wisniewski (Zezé), Tereza Cristina Orlando, Paulo Augusto Zaitune Pamplin, Thiago Corrêa de Souza, Breno Régis Santos, Romero Francisco Vieira Carneiro, Marina Wolowski Torres e Érica Hasui, que ajudaram no meu desempenho e formação durante o curso.

À agência de fomento CAPES pelo apoio prestado na realização desta pesquisa.

E à minha namorada Cristiane (a quem dedico este trabalho) que sempre me apoiou em buscar a realização dos meus sonhos. Muito obrigado!

RESUMO

Neste estudo a análise dos teores de óxidos (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O e P_2O_5), elementos traços (Ba, Co, Cs, Hf, Cr, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zr, e Ni), elementos terras raras (ETR) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), pH e matéria orgânica de 10 amostras de piroclastos intemperizados (matriz+clastos) que afloram na Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas (CVPC) foram comparados com os teores contidos nas rochas (nefelina sienito, tinguaíto, fonólito e aglomerados diversos) e materiais alterados (saprólitos, solos e bauxitas) de trabalhos já realizados na CVPC. As amostras foram recolhidas de 4 perfis (P) cujos depósitos apresentaram feições de queda de piroclastos (P1) e fluxo piroclástico (P2, P3 e P4), confirmando o modelo evolutivo de caldeira vulcânica. Dois tipos de litofácies foram identificados nos depósitos: *Structureless lapilli tuff* e *Structureless undifferentiated tuff breccia and coarse lapilli tuff.* As amostras apresentam maiores concentrações de Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 e baixas concentrações de SiO_2, K_2O, Na_2O, CaO e MgO, com trend avançado de intemperismo e laterização ferruginosa avançada no nível de alteração P4.2. As concentrações de elementos traços foram similares às rochas da CVPC , com altas concentrações de Ni, Cr, Co e V, provavelmente devido à presença de clastos máficos/ultramáficos presentes na matriz dos depósitos. Observou-se uma tendência de enriquecimento dos elementos HFSE e empobrecimento em elementos LILE, a exceção do Ba, cujas altas concentrações podem estar relacionadas com as baixas concentrações de K_2O. Os ETR's apresentam um padrão de fracionamento contínuo caracterizado pelo empobrecimento de ETRL's aos ETRP's e ausência de anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,98 \pm 0,02$). Comparando com os teores de ETR's das rochas de outros trabalhos realizados na CVPC, há um maior empobrecimento em ETRP's ($Gd/Lu_{cn} = 6.8 \pm 3$) nas amostras, provavelmente relacionado ao intemperismo dos perfis estudados. Porém, os ETR's também apresentam padrões de fracionamento diferenciados em relação aos saprólitos, solos e bauxitas que, associados aos baixos percentuais de carbono obtidos, conferem aos perfis características não pedogênicas e assinaturas geoquímicas das rochas que afloram na CVPC.

Palavras-chave: Elementos traços e terras raras. Rochas alcalinas. Depósitos piroclásticos intemperizados. Fluxo e queda de piroclastos.

ABSTRACT

In this study, the analysis of the oxides (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O e P_2O_5), trace elements (Ba, Co, Cs, Hf, Cr, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zr, e Ni), rare earth elements (REE) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), pH and organic matter of 10 weathered pyroclasts samples (matrix + clasts), which outcrop in the Poços de Caldas Volcanic Caldera (PCVC) were compared with the contents of the rocks (nepheline syenite, tinguaite, phonolite and various agglomerates) and altered materials (saprolites, soils and bauxites) from previous works made in the PCVC. The samples were collected from 4 profiles (P), whose deposits presented pyroclastic fall (P1) and pyroclastic flow (P2, P3 and P4) features, confirming the evolutionary model of a volcanic caldera. Two types of lithofacies were identified in these deposits: *Structureless lapilli tuff* and *Structureless undifferentiated tuff breccia and coarse lapilli tuff*. The samples present higher concentrations of Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 and SiO_2, K_2O, Na_2O, CaO and MgO low concentrations, with an advanced weathering trend and advanced ferruginous laterization at the P4.2 alteration level. Trace element concentrations were similar to PCVC rocks, with Ni, Cr, Co and V high concentrations, probably due to the presence of mafic / ultramafic clasts present in the deposit matrix. It was observed a tendency of HFSE increase and LILE depletion, except for Ba, whose high concentrations may be related to K_2O low concentrations. The REE present a continuous partition pattern characterized by LREE to HREE depletion and Eu anomaly absence (Eu/Eu* = 0,98 ± 0,02). Comparing with rocks' REE of others studies in PCVC, there is more depletion in HREE (Gd/Lu_{cn} = 6.8 ± 3) in the samples, probably related to the weathering of the studied profiles. However, the REE also present differentiated fractionation patterns in relation to the saprolites, soils and bauxites that, associated with the low percentages of carbon, give the profiles non-pedogenic characteristics and geochemical signatures of the PCVC outcropping rocks.

Keywords: Trace and rare earth elements. Alkaline rocks. Weathered pyroclastic deposits. Flow and fall pyroclastic.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Localização da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas (MG).....13
Figura 2 – Modelo de evolução da caldeira vulcânica.....16
Figura 3 – Mapa tectônico da região sudeste do Brasil.....18
Figura 4 – Mapa geológico da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas 19
Figura 5 – Modelo digital de elevação 22
Figura 6 – Precipitações na área urbana de Poços de Caldas 24
Figura 7 – Mapa de drenagem do planalto de Poços de Caldas 25
Figura 8 – Sistemas fisionômico-ecológicos dominantes 26
Figura 9 – Preparo das amostras.....31
Figura 10 – Homogeneização de amostras 33
Figura 11 – Processo de aquecimento e reação das amostras.....34
Figura 12 – Destaque da área de estudo 36
Figura 13 – Perfil P1.....38
Figura 14 – Perfil P2.....39
Figura 15 – Perfil P3.....40
Figura 16 – Perfil P4.....42
Figura 17 – Diagramas de Harker Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, TiO_2 e LOI vs SiO_2.....44
Figura 18 – Diagramas de Harker K_2O, Na_2O, CaO, MgO, P_2O_5 vs SiO_2.....46
Figura 19 – Diagrama ternário.....47
Figura 20 – Diagrama ternário $SiO_2/Fe_2O_3/Al_2O_3$.....48
Figura 21 – Diagramas de variação (HFSE vs Zr; elementos maiores vs Zr).....53
Figura 22 – Diagrama Nb/Y, Zr/TiO_2 54
Figura 23 – Diagramas multielementares.....55
Figura 24 – a) Diagrama razão Th/Ta vs Th/Tb; b) Diagrama de Pearce (1982).....56
Figura 25 – Diagramas multielementares.....57
Figura 26 – Diagrama de abundância.....59
Figura 27 – Diagrama de abundância.....61
Quadro 1 – Descrição dos principais tipos litológicos que afloram na CVPC.....20
Quadro 2 – Questionário descritivo dos perfis selecionados.....30
Quadro 3 – Classificação granulométrica de piroclastos.....32
Quadro 4 – Questionário descritivo do perfil P1.....74
Quadro 5 – Questionário descritivo do perfil P2.....74
Quadro 6 – Questionário descritivo do perfil P3.....75
Quadro 7 – Questionário descritivo do perfil P4.....75

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Resultados geoquímicos dos elementos maiores e menores (óxidos) 43
Tabela 2 – Teor de carbono e pH das amostras estudadas. 50
Tabela 3 – Resultados geoquímicos dos elementos traços. 52
Tabela 4 – Resultados geoquímicos dos elementos terras raras. 58
Tabela 5 – Média da razão e desvio padrão das amostras. 59
Tabela 6 – Resultados geoquímicos dos elementos traços (complementar).. 76
Tabela 7 – Razões normalizadas, média da razão e desvio padrão (complementar)..... 77

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA 10
2 OBJETIVO 12
3 CALDEIRA VULCÂNICA DE POÇOS DE CALDAS (CVPC) 13
3.1 Evolução da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas 14
3.2 Geologia da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas 17
3.3 Geomorfologia da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas 21
3.4 Clima da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas 23
3.5 Hidrografia da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas 24
3.6 Pedologia da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas 25
3.7 Cobertura vegetal da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas 26
4 REFERENCIAL TEÓRICO 27
4.1 Caracterização geoquímica 27
4.2 Piroclastos 28
5 MATERIAIS E MÉTODOS 30
5.1 Caracterização da área de estudo, coleta e preparo das amostras 30
5.2 Caracterização dos depósitos piroclásticos selecionados 32
5.3 pH e Matéria Orgânica 33
5.4 Análise geoquímica 35
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES 36
6.1 Caracterização dos piroclastos da área de estudo 36
6.2 Geoquímica dos elementos maiores e menores (óxidos) 43
6.3 pH e matéria orgânica das amostras 49
6.4 Geoquímica dos elementos traços e elementos terras raras (ETR) 51
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS 63
REFERÊNCIAS 66
BIBLIOGRAFIA CONSULTADA 73
APÊNDICES 74

1 INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

A geoquímica é o ramo da geologia que estuda a dinâmica dos elementos químicos contidos nas rochas e nos seus produtos de alteração (ALBARÈDE, 2011). Mason (1971) define a geoquímica como sendo a ciência que trata da química da Terra como um todo, e de suas partes componentes.

A geoquímica utiliza os princípios da química para explicar os mecanismos que regulam o funcionamento – no passado e no presente – dos principais sistemas geológicos, como por exemplo, o manto e a crosta terrestre (MANAHAN, 2013). Segundo Goldschmidt (1954), a finalidade primária da geoquímica consiste em determinar quantitativamente a composição da Terra e de suas partes e em descobrir as leis que controlam a distribuição dos elementos individuais.

As rochas piroclásticas representam uma categoria de rochas vulcânicas formadas pela erupção explosiva do magma, podendo ser encontradas em quase todas as configurações vulcânicas (JERRAM; PETFORD, 2014). São originadas da consolidação de detritos vulcânicos constituídos predominantemente por cinzas, podendo conter também bombas, blocos, lapillis, púmices, escória, além de rochas das paredes e de dutos ejetados com as explosões vulcânicas (FISHER, 1960; FISHER et al., 2006; McCLINTOCK; WHITE, 2006; MOTOKI et al., 2008; RUGGIERI, 2010).

O Complexo Alcalino intrusivo e extrusivo de Poços de Caldas representa uma caldeira vulcânica com uma estrutura circular de cerca de 35 km de diâmetro e área de aproximadamente 800 km², diferenciados do Paleógeno, Mesozóico e Proterozóico (CHAPMAN et al., 1991). A caldeira está localizada na região sul do estado de Minas Gerais e apresenta uma história evolutiva com a elevação do embasamento causando distensões, fraturas e movimentos de massa, seguido de um grande vulcanismo responsável por associações de rochas não abundantes no Brasil.

Diversos trabalhos já foram realizados sobre a Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas, destacando aspectos geológicos, mineralógicos, petrográficos, geomorfológicos, geocronológicos, dentre outros (ELLERT, 1959; CHRISTOFOLETTI, 1973; GARDA, 1990; CHAPMAN et al., 1991; ULBRICH et al., 2002; ALVES, 2003; TINÓS, 2011; SARDINHA et al., 2015). Com base nas observações de campo durante a realização deste trabalho, os piroclastos aflorados apresentam feições associadas a vulcanismos com lançamento de cinzas vulcânicas e clastos de variados tamanhos. As cinzas geraram depósitos de queda,

constituídas por tufos finos e/ou partículas de cinzas muito finas a vítreas. O lançamento de clastos resultou em depósitos de fluxos, constituídos por aglomerados, brechas angulares de variados tamanhos e lapillis, estando todos inseridos caoticamente em matrizes de tufos.

Estudos geoquímicos que enfocam elementos traços litófilos, incluindo os elementos terras raras são importantes para a identificação dos processos de alteração superficial e diagênese dos depósitos de piroclastos (ZHOU et al., 2000; HUBER et al., 2003; MUHS; BUDAHN, 2009).

Alguns depósitos piroclásticos da caldeira vulcânica estão com suas matrizes e partes de seus clastos intemperizados, sendo este o caso dos depósitos selecionados para este estudo. Como não existem trabalhos sobre este tipo de material da região, pretende-se através da caracterização geoquímica, aprofundar o conhecimento sobre sua proveniência magmática e seus padrões de fracionamento e de alteração pós-deposição.

Além da caracterização geoquímica, este estudo propõe uma classificação dos depósitos piroclásticos selecionados, tendo como base sua gênese e as feições de suas litofácies.

2 OBJETIVO

O presente trabalho tem como objetivo a caracterização geoquímica dos níveis de alteração de piroclastos da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas (MG). Considerando a escassez de estudos geoquímicos até então disponíveis sobre o tema, espera-se com este estudo, agregar informações que contribuam para o enriquecimento do conhecimento sobre estes materiais que afloram na Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas, área geologicamente singular no Brasil.

3 CALDEIRA VULCÂNICA DE POÇOS DE CALDAS (CVPC)

A Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas – Figura 1 – está situada nos limites dos estados de Minas Gerais (onde ocupa a maior área) e São Paulo. É constituída de uma estrutura ligeiramente elíptica com aproximadamente 35 km de diâmetro no eixo NW- SE e aproximadamente 30 km no eixo NE-SW, com área aproximada de 800 km^2 (CHAPMAN et al., 1991).

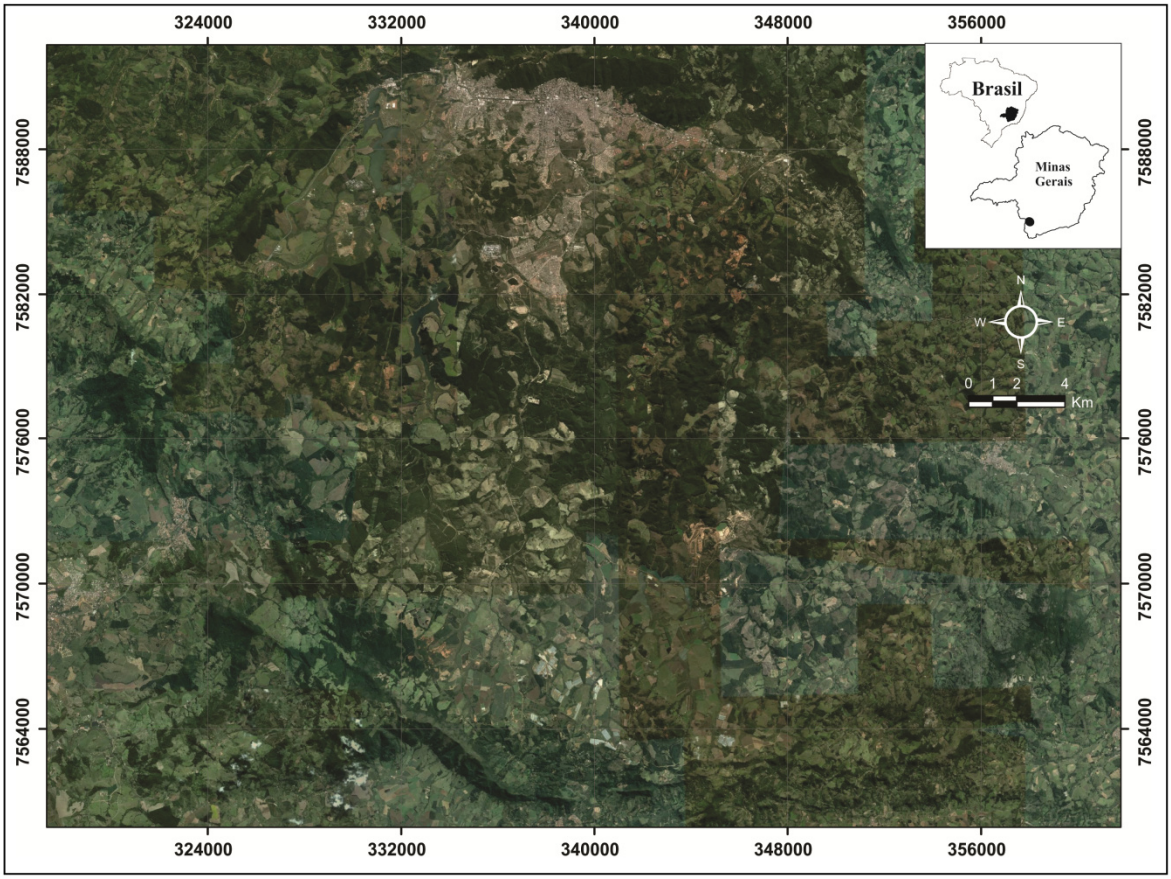

Figura 1 – Localização da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas (MG)
Fonte: modificado de GOOGLE EARTH (2018).

Os primeiros trabalhos de cunho geológico realizados na Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas tiveram início em 1887 com o geólogo Derby, que reconheceu a natureza vulcânica da região (identificou tufos, brechas e aglomerados ao longo do vale do Quartel, entre Águas da Prata e Cascata) e demonstrou a mudança da granulação fina dos fonólitos para a granulação grosseira dos foiaítos. Em 1888 Machado realizou um minucioso estudo petrográfico das rochas da região, descrevendo vários nefelina sienitos de granulação fina,

grossa e porfiríticos, apresentando também algumas análises químicas. Nos anos de 1934, 1936 e 1948 Barbosa estabeleceu relações de idades entre as principais unidades de rochas realizando análises químicas e destacou a importância econômica das jazidas minerais da área (ELLERT, 1959; GARDA, 1990).

Em 1943 Freitas realizou a primeira interpretação geotectônica para as rochas alcalinas, associando o complexo alcalino de Poços de Caldas aos movimentos de tensão que criaram a Serra do Mar e que foram responsáveis pelo surgimento dos focos de rochas alcalinas do Brasil Meridional. Em 1956 Branco apresentou um mapa geológico da borda oeste da caldeira e destacou a semelhança da composição dos arenitos situados no topo da Serra do Mirante, com os arenitos que cobrem a Formação Botucatu (ELLERT, 1959; GARDA, 1990).

Em 1959 Ellert, Coutinho e Björnberg apresentaram o primeiro mapa geológico da caldeira vulcânica em escala de 1:75.000 e, no mesmo ano, Ellert utilizou o mapa para descrever suas diferentes litologias e para criar um modelo do mecanismo de intrusão, apoiado pelos estudos de Björnberg (ELLERT, 1959). Em 1966 Dutra realizou as primeiras datações geocronológicas por meio do método chumbo-alfa em zircões (GARDA, 1990). Desde então, vários autores realizaram trabalhos abordando diversos aspectos e temas na Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas.

3.1 Evolução da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas

A idade geocronológica da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas foi revisada no trabalho de Ulbrich et al. (2002) e os autores levantaram considerações importantes, ressaltando ser comum a ocorrência de uma contradição entre as idades geocronológicas obtidas por diversos métodos de datação com as idades relativas inferidas por meio de observações geológicas e estruturais.

Sonoki e Garda (1988) revisaram os cálculos das datações K-Ar até então efetuados das várias amostras estudadas por diversos autores e obtiveram as seguintes idades: entre 82,9 a 64,3 Ma para os tinguaítos; entre 85,5 a 54,3 Ma para os foiaítos; entre 63,6 a 61,2 Ma para nefelina sienito com feldspato potássico; entre 89,3 a 78,4 Ma para os ankaratritos; 62,3 Ma para o lujaurito com feldspato potássico; entre 82,7 a 82,3 Ma para os nefelina sienitos com biotita; entre 86,5 a 54,2 Ma para os fonólitos.

Com base nestes dados, a atividade magmática da caldeira vulcânica pode ter ocorrido entre 89,3 Ma (ankaratrito) a 54,2 Ma (fonólito), resultando num período de 35 Ma de atividade. Porém, o período de 35 Ma pode ser considerado demasiadamente extenso e contraditório quando se observa os contatos, as texturas e estruturas rochosas (ULBRICH et al., 2002).

Uma revisão mais detalhada nas amostras apontou problemas relacionados com o baixo teor de K ou alto teor de ^{40}Ar o que levou a considerarem apenas as amostras adequadas, resultando assim, numa idade entre 83 e 64 Ma para a ocorrência do magmatismo na caldeira vulcânica (ULBRICH et al., 2002). Para os principais magmatismos de nefelina sienito a idade de 78,6 Ma foi considerada a melhor, para a alteração hidrotermal das micas da usina Osamu Utsumi a idade considerada é de 76 ± 1-2 Ma (restrito ao método Ar-Ar), e para a alteração hidrotermal dos sienitos a idade é de 76,6 ± 2,6 Ma (pelo método Rb-Sr) (ULBRICH et al., 2002).

Os tinguaítos, fonólitos e nefelinas sienitos mostraram polarização reversa ocorrendo dentro do evento de polaridade geomagnética 33r Campaniano, diferente de algumas amostras de rochas vulcanoclásticas do Vale do Quartel que, além de se destacarem pela dificuldade na sua datação, apresentaram polaridade geomagnética normal (ULBRICH et al., 2002). Tal fato sugere que os eventos vulcanoclásticos no Vale do Quartel ocorreram posteriormente ao assentamento dos tinguaítos circundantes, irrompendo, pelo menos em parte, dentro da polaridade geomagnética 33n (normal) do evento Campaniano, resultando em uma idade inferior a 79,1 Ma para estas rochas (ULBRICH et al., 2002).

Antes da intrusão alcalina a área – Figura 1 – era formada por rochas do embasamento pré-cambriano com coberturas sedimentares Fanerozóicas (ALVES, 2003). Os afloramentos desse embasamento pré-cambriano são escassos na caldeira, podendo ser encontrados granitóides róseos em alguns pontos e gnaisses graníticos de granulação média intrudidos e/ou cobertos por rochas fonolíticas, principalmente na região oeste, sentido São Sebastião da Grama.

A cobertura sedimentar Fanerozóica aparece em forma de corpos descontínuos distribuídos ao longo das bordas internas dos diques anelares, principalmente em suas porções extremas W, S, N e E (ALVES, 2003). São na maioria quartzo arenitos finos cinza-esbranquiçados e arenitos litificados, podendo ocorrer também siltitos finos e laminados e diabásios intercalados aos arenitos. Fora da caldeira, os sedimentos Fanerozóico são praticamente ausentes, ocorrendo 15 km a W, onde o embasamento já se encontra coberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná (ALVES, 2003).

O primeiro modelo sugerido para explicar os processos de intrusão alcalina foi o modelo de caldeira vulcânica proposto por Ellert (1959), sendo ratificado posteriormente por outros pesquisadores (CHAPMAN et al., 1991; SCHORSCHER; SHEA, 1992; HOLMES et al., 1992) (FIGURA 2). De acordo com Ellert (1959), ocorreram seis etapas principais para a formação da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas:

I. levantamento do embasamento cristalino após a sedimentação do arenito Botucatu;
II. atividade vulcânica com formação de brechas, tufos e derrames de lavas;
III. subsidência da parte central;
IV. ascensão do magma nefelítico e formação de fonólitos e tinguaítos;
V. formação do dique anelar;
VI. intrusão de lujauritos, chibinitos e foiaítos.

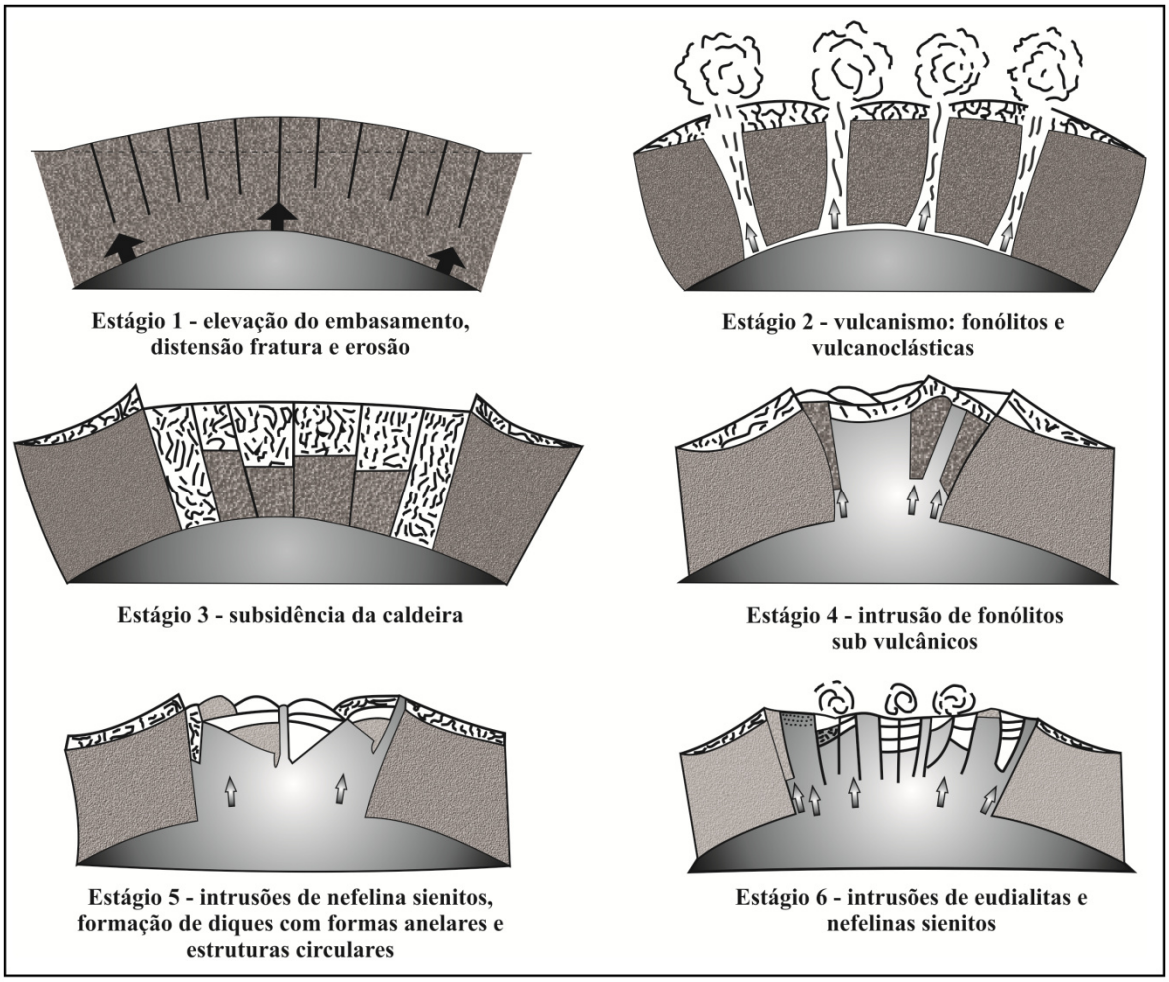

Figura 2 – Modelo de evolução da caldeira vulcânica
Fonte: modificado de ELLERT (1959).

Segundo Ellert (1959), os anéis topográficos que dão o aspecto de uma caldeira seriam apenas manifestações resultantes da erosão da caldeira vulcânica.

Outro modelo sugerido para a evolução da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas foi o de Motoki e Oliveira (1987), denominado Corpo Intrusivo Erodido. Neste modelo, os autores discutem a exposição dos tipos litológicos, correspondendo estes a um 'corpo diapírico' (corpo intrusivo de material rochoso menos denso que a rocha encaixante), cujo resfriamento provavelmente se iniciou a partir do topo e da borda gerando fonólitos em posições mais externas e nefelina sienitos em posições mais internas.

3.2 Geologia da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas

O embasamento cristalino (Pré-Cambriano) está inserido no contexto do Sistema Mantiqueira, mais precisamente no Complexo Guaxupé onde estão presentes rochas gnáissicas, migmatíticas, anfibolíticas a granulíticas e corpos ígneos tardi a pós-tectônicos da Pedra Branca. São rochas de idade proterozóica (630 Ma a 610 Ma) que representam a porção de uma faixa de dobramentos onde estão presentes muitas estruturas associadas, tais como foliações, falhas e fraturas (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM, 1979). De acordo com Hasui (2012), alguns autores consideram o Complexo Guaxupé como pertencente à porção meridional do Cinturão Brasília.

Dentro do Complexo Guaxupé ocorrem intrusões de corpos alcalinos pertencentes à Província Alcalina do Brasil Meridional (SCHOBBENHAUS et al., 1984). A intrusão alcalina de Poços de Caldas surgiu a partir da abertura continental – que ocorreu entre 145 a 125 Ma – e o magmatismo alcalino na crosta continental ocorreu entre 140 a 50 Ma se estendendo também para as ilhas oceânicas da costa brasileira (SCHORSCHER; SHEA, 1992). Assim, e conforme discutido anteriormente, a intrusão alcalina de Poços de Caldas ocorreu entre 83 a 64 Ma, aproximadamente (ULBRICH et al., 2002) (FIGURA 3).

Os maciços alcalinos pertencem às séries magmáticas alcalinas. De acordo com Pomerol et al. (2013), as séries magmáticas são representadas pela série tholeiítica, pela série cálcio-alcalina e pela série alcalina.

A série tholeiítica (basaltos tholeiíticos ou tholeiítos – nome derivado da cidade de Tholey, do estado de Saarland, sudoeste da Alemanha) se caracteriza por conter uma baixa razão $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ e por uma supersaturação de sílica. Encontram-se principalmente no

âmbito das dorsais oceânicas (MORB – basalto de cadeias meso-oceânicas) sendo abundantes no assoalho dos oceanos e nas bacias de pós-arco. Podem ocorrer também nos derrames continentais, formando vastas extensões superpostas e apresentando um teor maior de sílica, potássio e terras-raras quando comparados com os tholeiítos oceânicos (POMEROL et al., 2013).

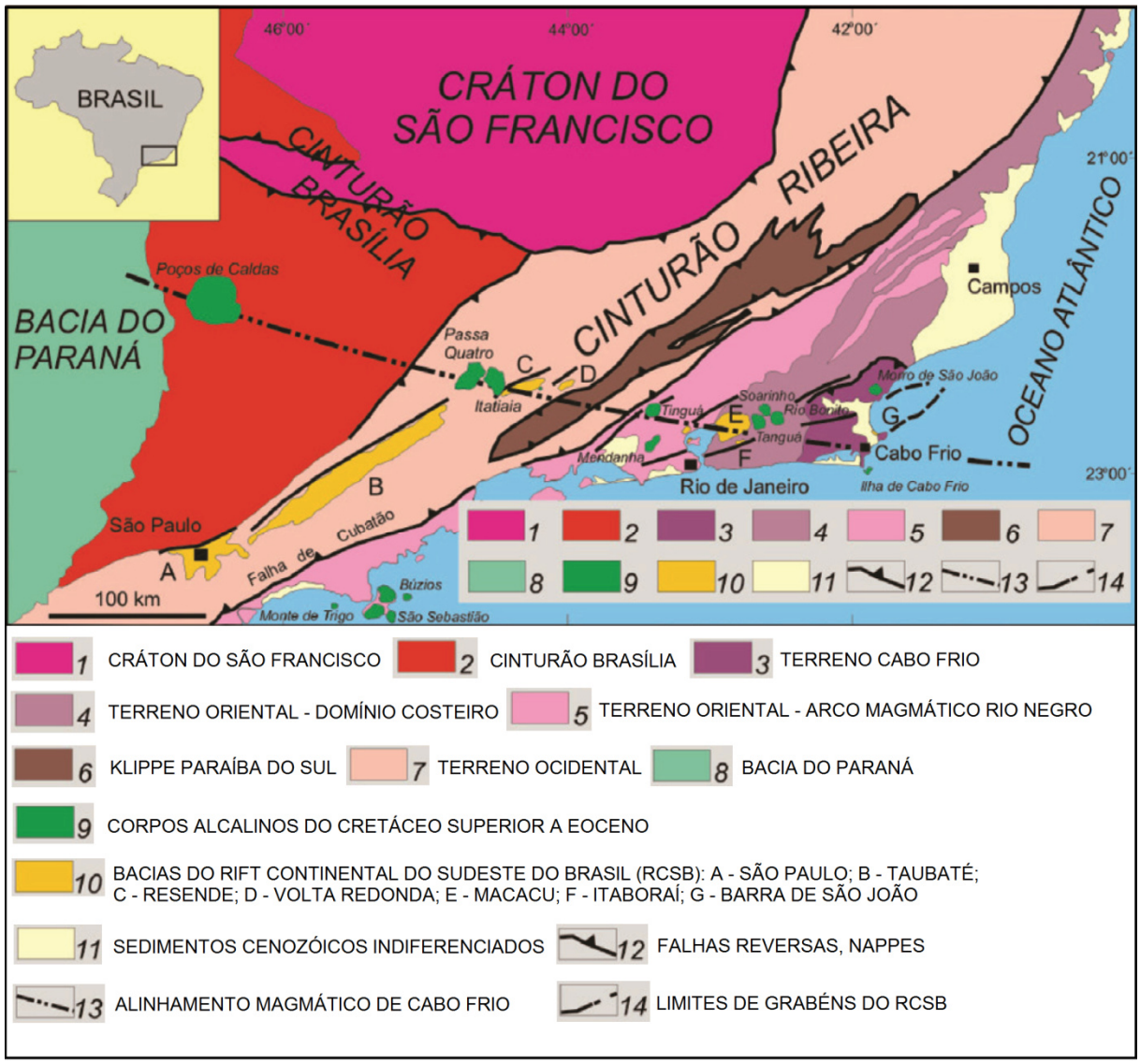

Figura 3 – Mapa tectônico da região sudeste do Brasil
Fonte: modificado de ALMEIDA; CARNEIRO (2012).

A série cálcio-alcalina se caracteriza por uma razão maior de álcalis/sílica quando comparado à série tholeiítica, apesar do limite entre estas duas séries não estar definitivamente claro. Ela ocupa quase o mesmo domínio da série tholeiítica e é a evolução entre elas que permite realmente distingui-las. Essa série é característica do vulcanismo dos arcos insulares evoluídos e das cordilheiras das margens ativas, revelando, portanto, um ambiente de subducção (POMEROL et al., 2013).

A série alcalina é caracterizada por uma forte razão álcalis/sílica, e os minerais principais são a olivina e os feldspatóides, às vezes acompanhados por um clinopiroxênio rico em Ca (augita titanífera). Podem apresentar-se como rochas medianamente alcalinas (e.g. basaltos alcalinos) ou rochas fortemente alcalinas (e.g. nefelinitos). Outra forma de distinção pode ser feita por meio do valor da razão Na_2O/K_2O. Tem-se então uma subseqüência sódica ($Na/K > 1$) e uma subseqüência potássica ($Na/K < 1$). A série alcalina é característica do vulcanismo dos domínios continentais estáveis, mas encontra-se também no vulcanismo intraplaca oceânico (POMEROL et al., 2013).

De acordo com Ellert (1959), Chapman et al. (1991), Schorscher e Shea (1992), Holmes et al. (1992), Ulbrich et al. (2002) e Indústrias Nucleares do Brasil – INB (2011), a litologia da intrusão alcalina que originou a Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas é formada por tinguaítos, foiaitos, fonólitos, lujauritos e chibinitos, rochas potássicas indiferenciadas, rochas piroclásticas e arenitos (FIGURA 4 e QUADRO 1).

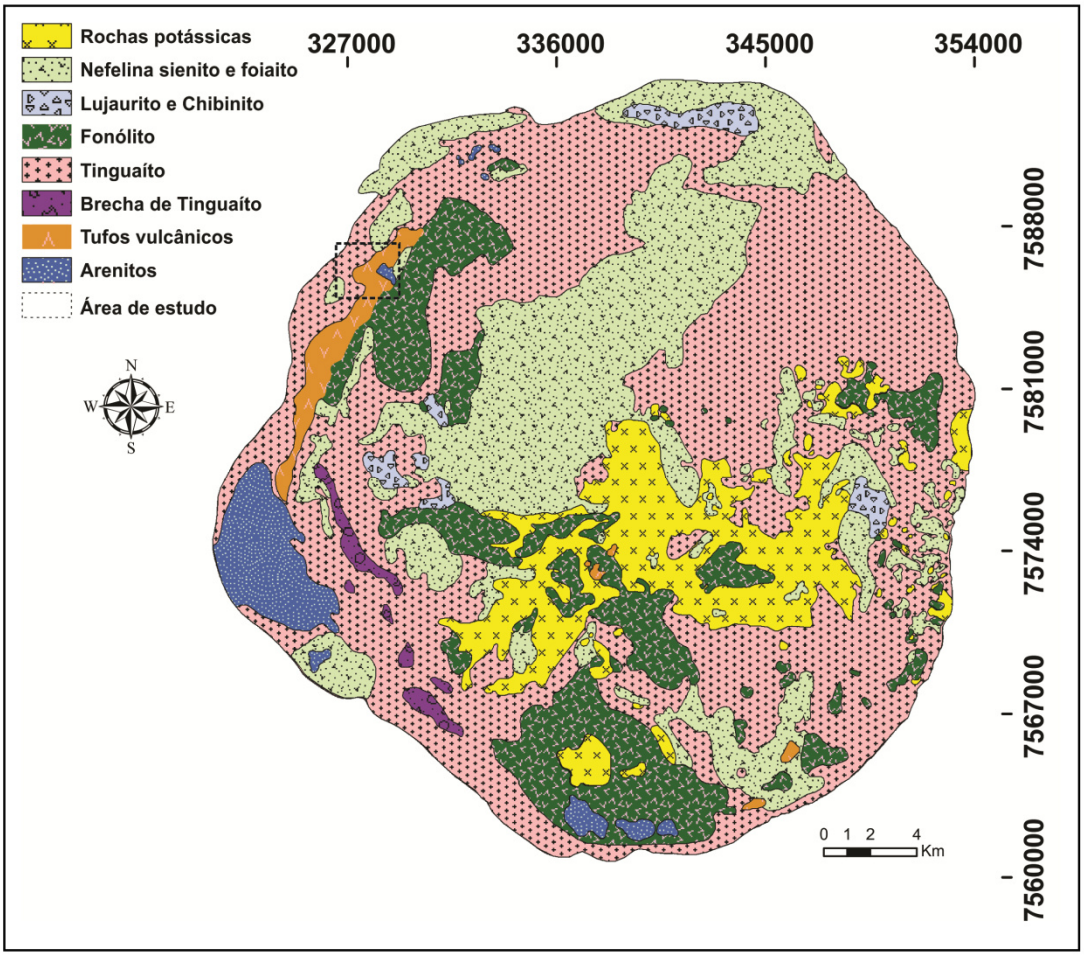

Figura 4 – Mapa geológico da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas
Fonte: Modificado de: ELLERT (1959); CHAPMAN et al. (1991); SCHORSCHER; SHEA (1992); HOLMES et al. (1992); ULBRICH et al. (2002); INDÚSTRIAS NUCLEARES DO BRASIL – INB (2011).
Nota: Destaque para área de estudo (área hachurada).

Além da litologia apresentada no Quadro 1, brechas e aglomerados ankaratríticos podem ser encontrados na porção W-NW da borda da caldeira (ALVES, 2003). Os ankaratritos são rochas extrusivas, às vezes com aspecto de lavas aglomeráticas, que apresentam uma cor cinza escura (quando frescas) com texturas microcristalinas ou porfiríticas (ALVES, 2003). Quando alteradas, é comum apresentarem cor cinza esverdeada. Microscopicamente são formados por fenocristais de augita às vezes titanífera, sanidina, analcita e raros prismas de olivina cloritizada, dispersos em matriz microcristalina de augita, nefelina, analcita, ortoclásio, magnetita e grande quantidade de calcita secundária, pertencendo assim, à fração básica dos grupos alcalinos (ELLERT, 1959).

Quadro 1 – Descrição dos principais tipos litológicos que afloram na CVPC

Rocha	Características
Tinguaítos	Considerado uma variedade hipoabissal (formado em profundidades rasas sem atingir a superfície) de fonólito, contendo feldspato alcalino, nefelina com ou sem feldspatóides, biotita e egirina, o que lhe confere a textura tinguaítica.
Foiaítos	Rochas plutônicas com textura granular grosseira, às vezes ligeiramente traquitóide.
Fonólitos	Rochas microcristalinas, efusivas, cujo nome se deve ao som ressonante quando a rocha é golpeada com um martelo.
Lujauritos	São sienitos agpaíticos contendo nefelina. Rochas agpaíticas são aquelas que contêm excesso de Na sobre K e de álcalis sobre alumina (razão álcalis/alumina é maior do que 1 ou 1,2). O mineral Eudialita é abundante.
Chibinitos	São também sienitos agpaíticos contendo nefelina podendo apresentar textura hipidiomórficas-granular (os cristais apresentam formas geométricas regulares) ou textura foiaítica (textura onde os feldspatos alcalinos de hábito tabular formam uma densa malha em cujos interstícios alojam-se outros minerais). A eudialita também é abundante.
Rocha Potássica	Rochas de vários tipos que sofreram alteração hidrotermal. Soluções hidrotermais produzem transformações mineralógicas e geoquímicas, sendo que um dos principais resultados é o enriquecimento relativo de K_2O, podendo este atingir 17% na rocha. As rochas alteradas apresentam tonalidade bege esbranquiçado a creme claro.
Tufos e Rochas Piroclásticas	Rochas piroclásticas são formadas por fragmentos de tamanho variado projetados por uma explosão vulcânica. Tufos são cinzas vulcânicas consolidadas. As cinzas vulcânicas são partículas que apresentam diâmetro menor que 2 mm.
Arenitos	Rochas clásticas de origem sedimentar cujas partículas apresentam tamanho de areia muito fina a areia muito grossa, possuindo menos de 25% de feldspatos e menos de 20% de minerais de argila em sua composição.

Fonte: ELLERT (1959); CHAPMAN et al. (1991); SCHORSCHER; SHEA (1992); HOLMES et al. (1992); ULBRICH et al. (2002); INDÚSTRIAS NUCLEARES DO BRASIL – INB (2011).

A porção centro-sul da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas está constituída por rochas alteradas por soluções hidrotermais (fluídos aquosos aquecidos combinados ou não com outras fases fluídas e em várias proporções provocando processos de alteração dos minerais pré-existentes) (GARDA, 1990). As soluções hidrotermais produzem transformações

mineralógicas e geoquímicas, sendo que um dos principais resultados é o enriquecimento relativo da rocha em íons de K. Outras mineralizações associadas à alteração hidrotermal são as de Zr, U, Mo, Th e elementos terras raras (GARDA, 1990).

3.3 Geomorfologia da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas

Com base nos processos exógenos de degradação e agradação, o território mineiro está dividido em cinco grandes domínios geomorfológicos (MACHADO; SILVA, 2010):

I. domínio das unidades agradacionais;
II. domínio das unidades denudacionais em rochas cristalinas ou sedimentares;
III. domínio das unidades denudacionais em rochas sedimentares litificadas;
IV. domínio das unidades denudacionais em rochas sedimentares pouco litificadas;
V. domínio dos relevos de aplainamento.

A caldeira vulcânica está inserida dentro do Domínio das Unidades Denudacionais em Rochas Cristalinas ou Sedimentares.

O sul de Minas Gerais insere-se na unidade de relevo denominada Planalto Atlântico, sendo esta unidade subdividida em seis feições particulares de relevo. Uma dessas feições denomina-se Planalto Sul de Minas, que está subdividida em três unidades morfológicas: a superfície do Alto Rio Grande, o Planalto de São Pedro de Caldas e o Planalto de Poços de Caldas (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM, 1977).

De acordo com Schorscher e Shea (1992) o Planalto de Poços de Caldas limita-se a sudeste com a Serra da Mantiqueira e a oeste com a depressão da Bacia do Paraná. O maciço de Poços de Caldas se sobressai do embasamento adjacente por meio da elevação topográfica de seus limites, que apresentam cotas de até 1.600 m. Os desníveis do maciço para com as rochas encaixantes atingem 400-700 m. Segundo Grohmann et al. (2007) a morfologia principal do maciço alcalino é um platô semicircular com altitude média de 1300 m subindo até 400 m acima das planícies vizinhas, com elevações de até 1500-1600 m em suas bordas (FIGURA 5).

A Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas é regionalmente caracterizada por um proeminente paredão rochoso anelar e em cada parte desse anel sobressaem serras de variadas altitudes (GARDA, 1990). No centro dessa estrutura anelar desenvolve-se uma topografia de morros e vertentes suaves com desníveis locais raramente ultrapassando os 150 m

(COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM, 1977). No trabalho de Moraes e Jiménez-Rueda (2008), os autores dividiram o complexo alcalino e suas áreas adjacentes em cinco categorias altimétricas: muito baixos (800-900 m), baixos (900-1000 m), médios (1000-1.200 m), altos (1.200-1.400 m), muito altos (acima de 1.400 m).

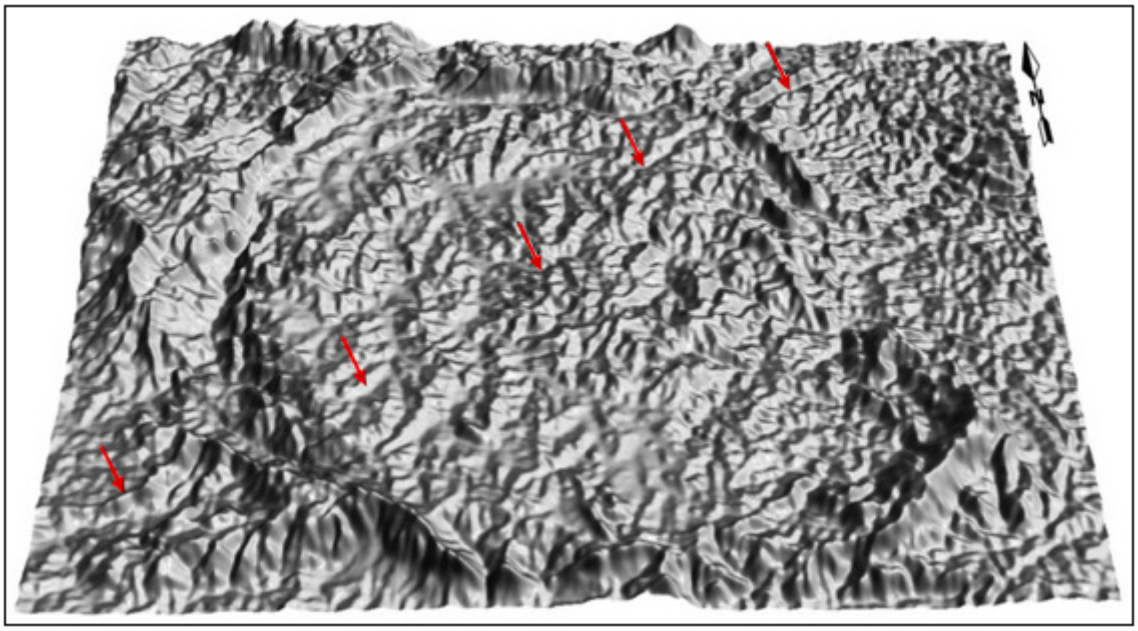

Figura 5 – Modelo digital de elevação
Fonte: modificado de GROHMANN et al. (2007).
Nota: Perspectiva do Maciço Alcalino de Poços de Caldas vista de sul a norte, exagero vertical de 3,5 x. As setas vermelhas indicam a falha que corta todo o maciço de NE-SW.

A subsidência tectônica em conjunto com a erosão controlada foi o modelo proposto por Ellert (1959) para explicar a evolução geomorfológica específica da caldeira vulcânica, particularmente para a formação da depressão da caldeira junto com a parede do anel circundante. O autor ainda discerniu dois subdomínios morfológicos dentro do planalto: o principal composto por formas de paisagem madura e um sistema de drenagem anelar ocupando as porções norte, oeste e sul da caldeira; e um domínio menor composto por formas de relevo com estágio evolutivo intermediário entre sistemas de drenagem mista (juvenil e maduro) e com padrões de drenagem radial a anelar ocupando a parte oriental da caldeira.

Ellert (1959) ressaltou também que a evolução morfológica da região de Poços de Caldas foi influenciada pela atividade pós-caldeira, incluindo a tectônica recente. Tal processo causou a ocorrência de sistemas de fratura de tendência NE e NW e a formação de uma estrutura graben morfológica de tendência E-W que une e separa as fronteiras meridionais da caldeira do sopé adjacente da Serra da Mantiqueira. Outro limite tectônico N-S principal

segue as fronteiras ocidentais da caldeira onde o desvio do rio e sua captura são suspeitos por ter ocorrido ali, particularmente no caso do Ribeirão das Antas (ELLERT, 1959).

3.4 Clima da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas

Os estudos climatológicos da área da caldeira vulcânica remontam a 1956 quando o consultor técnico José Setzer, membro do outrora Conselho Nacional de Geografia (CNG) e atual IBGE reuniu dados sobre a pluviosidade e temperatura da área. Setzer (1956) observou que partindo da fazenda Graminha, assentada a 870 metros de altitude, e seguindo em direção ao Planalto de Poços de Caldas, com altitude acima dos 1.100 metros, a pluviosidade aumentava de modo a alcançar até 1.700 mm anuais na fazenda Lambari. Em outros pontos, incluindo à montante da fazenda Graminha, o autor observou que o total anual de chuvas não ultrapassava os 1.600 mm anuais (SETZER, 1956).

Com base nos dados coletados entre 1912 a 1954, o clima da área ficou definido como transicional de Cwa para Cwb (sistema internacional de Köppen), sendo os símbolos indicativos de clima temperado chuvoso e quente, onde Cwa indica verão quente com chuva e o Cwb indica clima temperado úmido com inverno seco e verão moderadamente quente (AYOADE, 2006). Sá Junior (2009) em seu trabalho de classificação de Köppen para o zoneamento climático das mesorregiões do estado de Minas Gerais confirmou o tipo Cwb para o Planalto de Poços de Caldas.

Na região é comum a incidência de chuvas frontais que ocorrem mediante o choque de duas massas de ar de características diferentes: massa Tropical Atlântica quente e úmida formada pelos ventos alísios do Sudeste, procedentes de centros de Alta Pressão (AP) subtropicais do Atlântico Sul; massa Polar Atlântica, que é uma massa fria e seca formada por ventos oriundos dos anticiclones polares (SÁ JÚNIOR, 2009). Os choques destas massas provocam instabilidade ocasionando, em seguida, a precipitação. Também são freqüentes chuvas orográficas associadas ao choque de massas à linha da crista circundante do município, esta de altitude máxima de 1.575 m.

Segundo Sá Júnior (2009) na medida em que a massa de ar se desloca do sul indo em direção ao norte, tem-se o choque inicial com o dique anelar e, consequentemente, incidência pluviométrica na porção sul da caldeira vulcânica. Parte da frente que não se chocou continua

seu trajeto indo de encontro ao dique anelar situado a oeste e norte, ocasionando elevada precipitação no interior da caldeira vulcânica.

As estações climáticas podem ser divididas em dois tipos: verão chuvoso de outubro a março, caracterizado pelas temperaturas e precipitações elevadas, temperatura média de 20,3˚C e precipitação total de 1.430 mm no período; e inverno seco nos meses de abril a setembro, marcado por temperaturas e índices pluviométricos baixos, temperatura média de 15˚C e 315 mm de totais de chuva no período (SARDINHA et al., 2016) (FIGURA 6).

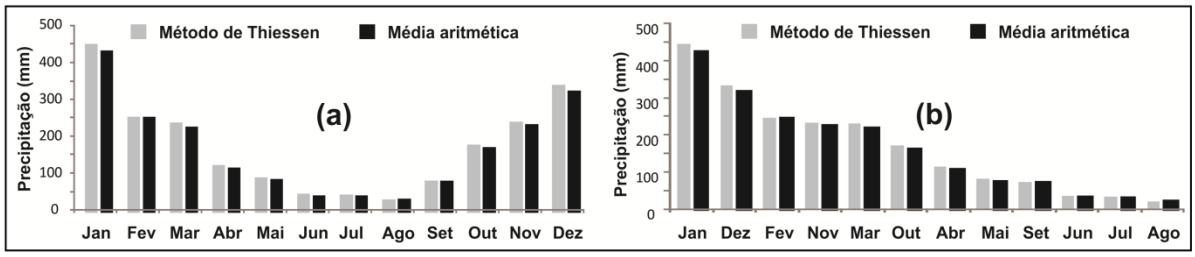

Figura 6 – Precipitações na área urbana de Poços de Caldas
Fonte: SARDINHA et al. (2016).
Legenda: (a) Precipitação pluviométrica mensal pela média aritmética e pelo método de Thiessen.
(b) Distribuição pluviométrica dos meses do ano pela média aritmética e pelo método de Thiessen.

3.5 Hidrografia da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas

Com relação à hidrografia, a drenagem da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas apresenta alta densidade e é constituída pelo Ribeirão das Antas, Rio Verde e Rio Taquari, estes sendo tributários dos rios Pardo e Mogi-Guaçu (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM, 1979). Três padrões principais de drenagem podem ser observados, segundo Moraes (2007): dendrítico a subdendrítico, treliça e anelar (FIGURA 7).

Os trechos de drenagem com padrão anelar são destacados nas proximidades das bordas do planalto, resultado do forte controle estrutural determinado pela intrusão alcalina onde ocorrem rupturas abruptas, permitindo a ocorrência de saltos e cachoeiras. Os trechos de padrão dendrítico podem ser observados no interior do planalto em áreas de menor declividade, onde também ocorrem cursos naturalmente retos associadas a falhas geológicas. Já os trechos de padrão em treliça ocorrem na região NNW do planalto, nas proximidades do

município de Divinolândia e indicam forte controle estrutural com ocorrência de vales profundos e encaixados contendo pouco material aluvionar (FIGURA 7).

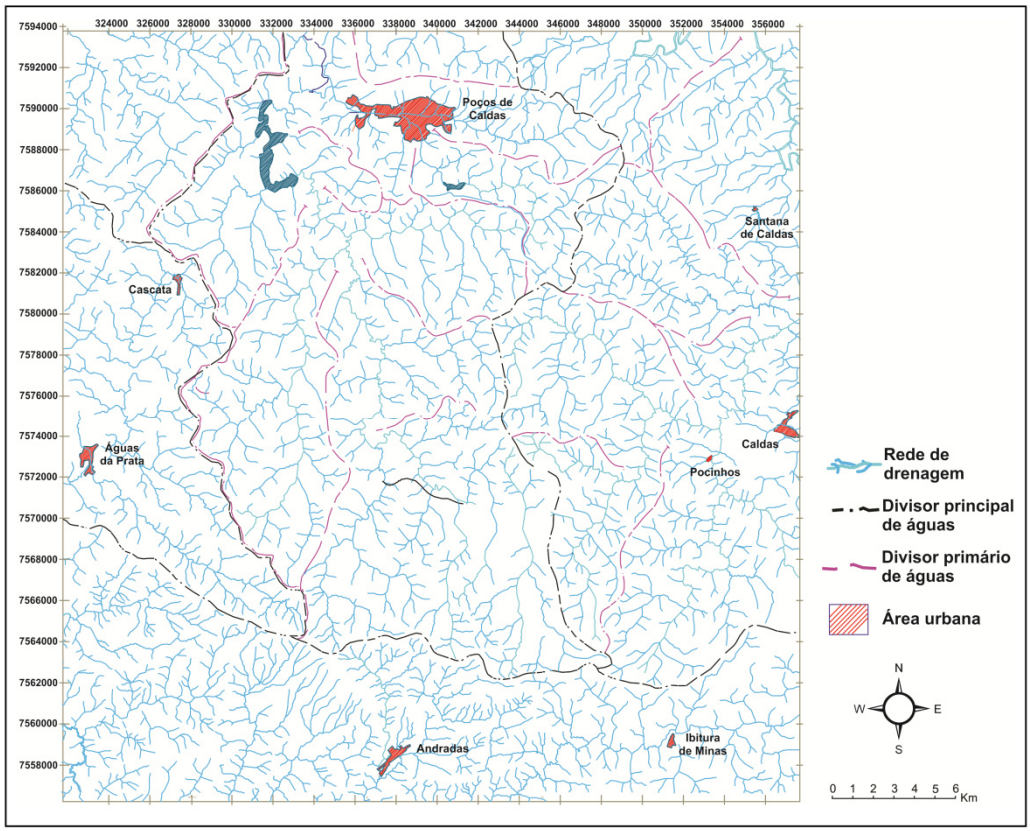

Figura 7 – Mapa de drenagem do planalto de Poços de Caldas
Fonte: modificado de INDÚSTRIAS NUCLEARES DO BRASIL – INB (2006).

3.6 Pedologia da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas

Com relação aos aspectos pedológicos, predominam na Caldeira Vulcânica de Poços de Calda solos do tipo Argissolo vermelho-amarelo, Latossolo vermelho, Cambissolo, Neossolo e Gleissolo (EMBRAPA, 2013).

Os solos do tipo Argissolo possuem diferenciação marcante nos seus horizontes, apresentando um horizonte E de cor clara sobre um horizonte B argiloso de cor divergente, além de uma textura gradual com estrutura em blocos nos horizontes A e E. Os solos do tipo Latossolo representam solos profundos, porosos, ácidos e com pouca diferenciação entre horizontes A e B (EMBRAPA, 2013).

Os solos do tipo Cambissolo são solos considerados rasos com sequência de horizontes A, Bi e C. Os solos do tipo Neossolo possuem sequência de horizontes A-R ou A-

C e apresentam uma profundidade que varia de 20 a 40 cm, estando assentados sobre rochas ou saprólitos. Os solos do tipo Gleissolo são solos formados em baixadas úmidas (várzeas), em saturação com água e horizonte Glei imediatamente abaixo de um horizonte A ou H pouco espesso (EMBRAPA, 2013).

Em diversas áreas da caldeira vulcânica é comum observar nos perfis de solos expostos, disposições truncadas de horizontes pedológicos sequenciais, o que provavelmente estão associadas a eventos de reativação tectônica somados a processos degradacionais e agradacionais (MORAES, 2007; SARDINHA et al., 2015).

3.7 Cobertura vegetal da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas

Quanto à vegetação, a Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas encontra-se na região do domínio fitogeográfico da Mata Atlântica onde aparecem formações transicionais de floresta estacional semidecidual submontana com floresta ombrófila mista, esta representada pela mata-de-araucária. Além destas duas formações, destacam-se também os campos cerrados do tipo savana gramíneo-lenhosa sem a formação de dossel (IBGE, 1991).

A Figura 8 apresenta um perfil esquemático dos sistemas fisionômico-ecológicos dominantes no planalto de Poços de Caldas. As matas-de-araucárias podem ser interpretadas como indícios de tempos pretéritos em que o clima regional apresentava-se mais frio. Já as áreas florestadas apresentam estratos variados com dosséis atingindo em torno de 15 metros de altura e sub-bosques formados por espécies de crescimento intermediário com menos de 8 metros de altura (IBGE, 1991).

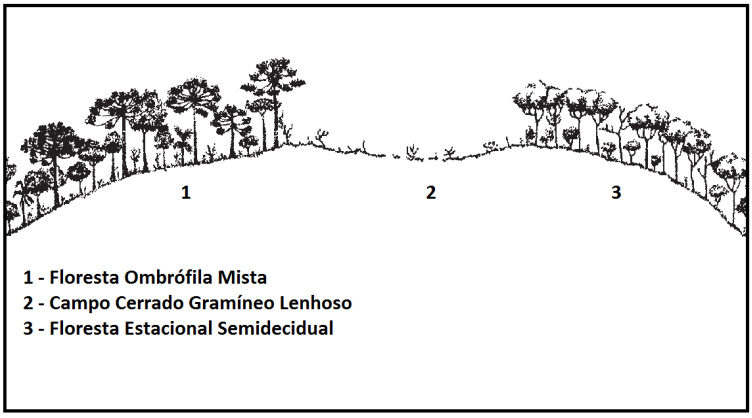

Figura 8 – Sistemas fisionômico-ecológicos dominantes
Fonte: modificado de IBGE (1991).

4 REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 Caracterização geoquímica

O estudo geoquímico compreende as análises químicas dos chamados elementos maiores (óxidos) e elementos traços sendo os primeiros muito úteis na classificação e nomenclatura das rochas e os segundos na identificação de processos de fracionamento do material magmático e caracterização de ambientes geotectônicos (MASON, 1971; ALBARÈDE, 2011; POMEROL et al., 2013).

Dentre os fatores que influenciam a mobilidade dos elementos químicos causando seu empobrecimento ou enriquecimento na rocha, estão o grau de cristalinidade do mineral, o raio iônico do elemento, a granulometria e porosidade da rocha e as condições do ambiente de deposição (CARVALHO, 1995).

Fatores de ordem cristalográfica estão relacionados com a capacidade do elemento de permanecer em sítios específicos ou de ocupar os defeitos presentes nas estruturas cristalinas do mineral (ROLLINSON, 1993).

Fatores relacionados ao raio iônico envolvem as características próprias dos elementos litófilos de grande raio iônico (Large Ion Lithophile Elements – LILE) e dos elementos de alto potencial iônico (High Field Strength Elements – HFSE). Os primeiros contêm baixa carga e se acomodam com dificuldade na maioria dos minerais do manto concentrando-se nos minerais da crosta continental e os segundos formam intensos campos eletrostáticos ao seu redor e não substituem diretamente os principais elementos dos minerais mais comuns (ROLLINSON, 1993).

Fatores relacionados à granulometria e porosidade, onde o tamanho do clasto, a integridade e a estrutura física da rocha favorecem ou não a exposição dos minerais ao contato das águas meteóricas percolantes, proporcionando a solubilização e lixiviação dos minerais menos resistentes e concentrando na rocha os elementos químicos menos móveis (TOLEDO et al., 2000).

Fatores relacionados às condições do ambiente tais como clima, fisiografia local, agentes endógenos e exógenos do relevo também podem proporcionar a solubilização, lixiviação ou concentração de elementos químicos nas rochas (LEPSCH, 2011).

4.2 Piroclastos

Piroclastos são fragmentos de rochas ou magmas gerados pela atividade vulcânica explosiva. Estes fragmentos são dispersos em um meio fluído representado por gases quentes e vapores de alta temperatura e suas acumulações na superfície formam os depósitos piroclásticos (SOMMER et al., 2003).

Com base no mecanismo de transporte, os depósitos piroclásticos podem ser do tipo queda (*pyroclastic fall)*, *surge* (*pyroclastic surge*) e fluxo (*pyroclastic flow*) (SPARKS; WALKER, 1973, apud SOMMER et al., 2003, p.8).

O depósito de queda de piroclastos (mecanismo de transporte: suspensão) origina-se através do acúmulo do material ejetado pelo conduto que gera uma coluna de erupção na forma de uma pluma convectiva. A ação dos gases faz com que esta pluma se expanda e a deposição dos piroclastos acontece por meio da ação da gravidade, resultando numa uniformidade de camadas. Estas camadas se assentam sobre áreas restritas apresentando material bem selecionado e com gradual decréscimo na sua espessura e no tamanho dos seus grãos (SOMMER et al., 2003; TUCKER, 2014).

O depósito piroclástico tipo *surge* (mecanismo de transporte: tração) origina-se de movimentos laterais arrastados, promovendo uma forma ondular nas camadas, sendo altamente expandido, turbulento e com baixa concentração de partículas. Capeia a topografia e tende a se acumular também nas depressões (SOMMER et al., 2003).

O depósito piroclástico de fluxo (mecanismo de transporte: fluxo de massa) é o acúmulo resultante do movimento lateral de piroclastos em um fluxo quente, contendo alta concentração de partículas, estando sob o controle da gravidade e podendo atingir condições parcialmente fluidizadas (SOMMER et al., 2003).

Quando os piroclastos expelidos (material juvenil) são misturados com água (e.g. erupção vulcânica com chuva) formam-se fluxos que, durante o trajeto, promovem a remobilização de materiais já depositados, tais como os piroclastos não juvenis (depositados em outros eventos) e os epiclastos (clastos procedentes de rochas vulcânicas ou não vulcânicas), acumulando-se em áreas topograficamente favoráveis. Segundo Tucker (2014) os depósitos formados por estes fluxos recebem o nome de depósitos piroclásticos de fluxo de lahar e são caracterizados por produzirem uma matriz lamosa onde clastos de vários tamanhos bóiam em sua estrutura.

Os depósitos piroclásticos podem ser formados por tefras ou por rochas piroclásticas. As tefras são depósitos piroclásticos formados por matrizes de cinzas não soldadas que podem envolver outros piroclastos formando assim, as tefras de bombas, tefras de blocos, tefras de lapillis e, quando composta apenas por cinzas, tefras de cinzas (SOMMER et al., 2003).

A diferença de um depósito piroclástico para um depósito sedimentar está no seu processo de formação, que envolve a presença de gases e vapores quentes na dispersão das suas partículas, algo que não ocorre nos sistemas sedimentares (SOMMER et al., 2003).

As rochas piroclásticas são depósitos piroclásticos formados por matrizes de cinzas soldadas que podem envolver outros piroclastos formando os aglomerados (bombas), as brechas piroclásticas (blocos) e os lapilitos (lapillis). Os tufos são rochas piroclásticas compostas apenas por cinzas soldadas (SOMMER et al., 2003).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Caracterização da área de estudo, coleta e preparo das amostras

A escolha do local teve por base a interpretação das cartas SP-23-V-C-VI-4 (IBGE, 1972); SF.23-V-D-IV e SF.23-V-C-VI (COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS – CODEMIG, 2015); SF.23-V-D (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CRPM, 1979); Mapa Geológico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (ELLERT, 1959) e Mapa Geológico Regional 2 (INDÚSTRIAS NUCLEARES DO BRASIL – INB, 2011).

As imagens foram tratadas através do software ArcGis e Suíte de Aplicativos Gráficos Corel Draw X3.

Foram selecionados e fotografados quatro depósitos constituídos por materiais piroclásticos e realizado uma descrição geral por meio de questionário (QUADRO 2). Em cada depósito foi selecionado um perfil (P) e coletado as seguintes amostras:

a) P1 – amostras do nível de alteração P1.1 (inferior) e P1.2 (superior);
b) P2 – amostras do nível de alteração P2.1 (inferior), P2.2 (intermediário) e P2.3 (superior);
c) P3 – amostras do nível de alteração P3.1 (inferior), P3.2 (intermediário) e P3.3 (superior);
d) P4 – amostras do nível de alteração P4.1 (inferior) e P4.2 (superior).

Quadro 2 – Questionário descritivo dos perfis selecionados

PERFIL:	Data:	
Coordenadas	Longitude	Latitude
Localização: Altitude: Tipo de relevo: Forma do relevo local: Declive do terreno: Feições de inclinação local: Erosão local: Drenagem: Vegetação: Fatores biológicos: Uso atual do local:		

Fonte: do autor.

A coleta das amostras foi realizada por meio de martelo geológico, foice e espátula. Os perfis foram raspados para se obter uma superfície fresca e as amostras foram retiradas em profundidade de 20 cm. O material foi acomodado em sacos plásticos devidamente selados e identificados.

No laboratório de engenharia da Universidade Federal de Alfenas *Campus* Avançado de Poços de Caldas (UNIFAL – CAPC) as amostras foram preparadas para envio à empresa SGS Geosol Laboratórios Ltda. Foram manuseadas à mão com luva em látex descartável e para cada amostra foi utilizada uma nova luva e um novo recipiente de plástico a fim de se evitar possíveis misturas entre partículas de amostras diferentes (FIGURA 9a).

Foi selecionado amostra total (matriz + clasto) separando pouco mais de 300 gramas para cada exemplar, acondicionando-os em sacos plásticos apropriados devidamente etiquetados, marcados com informações sobre o nome da amostra, proprietário da mesma e nome da instituição.

Para a determinação do potencial hidrogeniônico (pH) e da matéria orgânica, as amostras foram quarteadas pelo método da pilha cônica (FIGURA 9b). As porções selecionadas foram secas em estufa a 105° C durante 24 horas e então destorroadas e maceradas com pistilo em almofariz de porcelana. Em seguida, foram ensacadas e devidamente seladas para uso posterior.

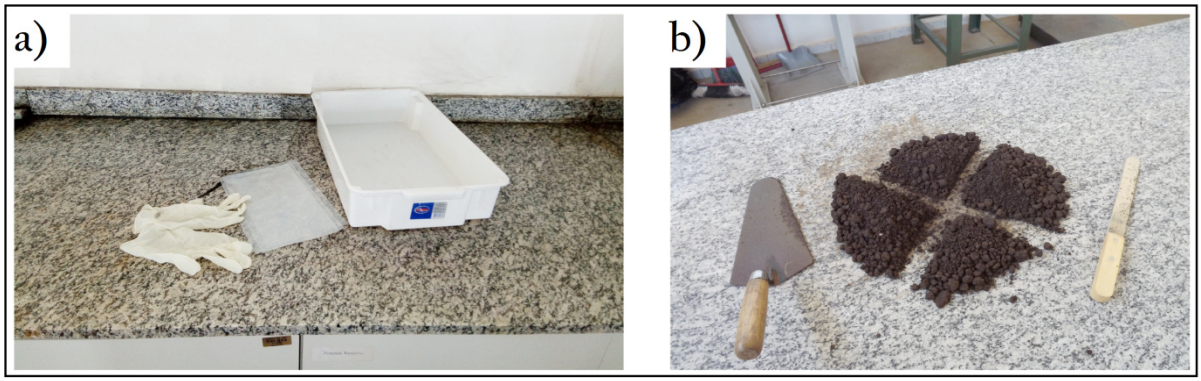

Figura 9 – Preparo das amostras
Fonte: do autor.
Legenda: a) Material utilizado para manuseio das amostras e envio ao laboratório.
b) Quarteamento das amostras para determinação do pH e matéria orgânica.

5.2 Caracterização dos depósitos piroclásticos selecionados

A classificação do tipo de depósito piroclástico teve como base os trabalhos de Sommer et al. (2003), McClintock e White (2006), Motoki et al. (2008), Jerram e Petford (2014) e Tucker (2014).

Na classificação e caracterização dos quatro depósitos selecionados foram consideradas as dimensões dos fragmentos – cuja relação encontra-se no Quadro 3 – o tipo de transporte envolvido na formação dos depósitos – transporte do tipo queda, tipo fluxo e tipo *surge* – e as feições das litofácies dos perfis selecionados.

Quadro 3 – Classificação granulométrica de piroclastos

Fragmento	Descrição
Bombas	Fragmentos superiores a 64 mm de diâmetro que são ejetados no estado pastoso com a massa envolvendo o núcleo sólido. São exclusivamente juvenis e os coágulos derretidos são moldados durante o vôo pelas forças de arrasto sendo modificadas pelo impacto se ainda estiverem suficientemente plásticas. São nomeadas de acordo com as formas apresentadas: fusiformes, globulosas, cordão e assim por diante. Suas tefras são denominadas tefra de bombas ou tefra de aglomerados e suas rochas piroclásticas são denominadas depósitos de aglomerados.
Blocos	Fragmentos angulares a subangulares superiores a 64 mm de diâmetro, derivados de extrusão explosiva ou de desmoronamento de cúpulas, podendo apresentar uma origem juvenil, cognata ou acidental. Suas tefras são denominadas tefra de blocos e suas rochas piroclásticas são denominadas depósitos de brechas piroclásticas.
Lapilli	Fragmentos superiores a 2 mm e inferiores a 64 mm de diâmetro. As partículas lapilizadas podem ser juvenis, cognatas ou acidentais. Lapilli-tufo é uma mistura soldada de cinzas com lapilli. Os lapillis apresentam formas angulares a subarredondadas sendo estes comumente de origem juvenil. Suas tefras são denominadas tefra de lapilli e suas rochas piroclásticas são denominadas lapilito.
Cinza	Partículas iguais ou menores que 2 mm de diâmetro: Cinza grossa: 2 mm a 1/16 mm de diâmetro; cinza fina: inferior a 1/16 mm de diâmetro. A cinza vulcânica é composta de partículas vítricas, cristalinas ou líticas, contendo fragmentos de rochas de origem juvenil, cognata ou acidental. Suas tefras são denominadas tefra de cinzas (grosso ou fino) e suas rochas piroclásticas são denominadas tufo (grosso, fino, pó).
Púmice	Os púmices são espumas de vidro altamente vesicular com densidade inferior a 1 g/cm³. As suas paredes em forma de bolhas são compostas por vidro translúcido e são comuns em erupções explosivas envolvendo magmas de composição riolítica, dacítica e andesítica. Os fluxos piroclásticos de púmices formam depósitos denominados ignimbritos. Seus tamanhos não são referenciados, mas apresentam dimensões de lapillis ou maiores.
Escória	São partículas menos infladas que os púmices e sem tamanho referencial sendo geralmente compostas de taquilita (vidro basáltico com cristais de têmpera) e seus depósitos de fluxos apresentam lapillis vesiculares.

Fonte: BRANNEY; KOKELAAR (2002); SOMMER et al. (2003); FISHER; HEIKEN; MAZZONI (2006).

5.3 pH e Matéria Orgânica

A determinação do pH e da matéria orgânica foi realizada respectivamente no laboratório de engenharia da UNIFAL – CAPC. Para a determinação do pH foi aplicado o método proposto pelo Grupo de Pesquisa em Educação Química (1998).

Para isto, utilizou-se o medidor de pH bancada modelo MPA-210 da marca Tecnopon, devidamente calibrado com soluções tampão pH 4,00, 7,00 e 10,00. Foram colocados 20 gramas de amostra macerada e seca em um copo plástico de 250 ml e acrescentado 20 ml de água destilada. A água destilada teve seu pH calibrado para 7,0 (neutro) e estava com temperatura a 23°C. O copo foi colocado no agitador mecânico Fisatom modelo 713/713D, programado para 340/450 rotações por minuto (FIGURA 10a). O processo de mistura e homogeneização ocorreu durante 30 minutos e, em seguida, as amostras tiveram seu pH medido e anotado (FIGURA 10b).

A matéria orgânica foi mensurada pelo método de oxidação do carbono com uma solução de peróxido de hidrogênio (H_2O_2) e posterior determinação gravimétrica. Este método apresenta eficiência comparável ao método de titulação com sulfato ferroso em solução de dicromato de sódio/potássio com ácido sulfúrico, tendo a vantagem de não produzir resíduos tóxicos após o uso (FARINE et al., 2011). Para isso, foram utilizados os seguintes equipamentos: Balança Analítica Shimadzu modelo AY220, Agitador Magnético com Aquecimento modelo 1540/QI-18 da CienLab Equipamentos Científicos, béquer de 500 ml, estufa e dessecador.

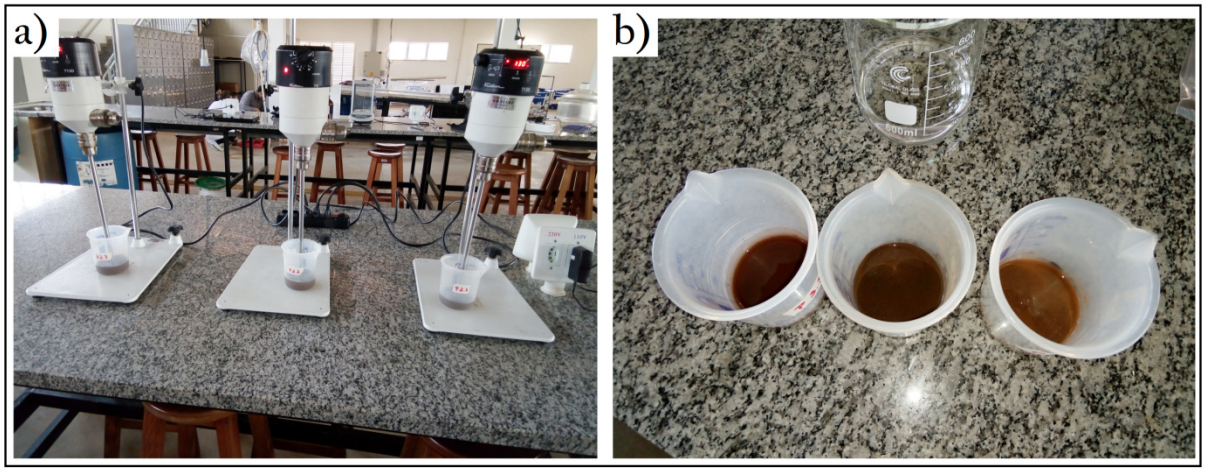

Figura 10 – Homogeneização de amostras
Fonte: do autor.
Legenda: a) Homogeneização através de Agitador Fisatom 713/713D; b) Amostras homogeneizadas.

Os béqueres vazios tiveram seus pesos anotados antes de serem tarados na balança analítica. Após a tara, cada béquer recebeu aproximadamente 2,00 gramas de amostra macerada e seca. Cada amostra teve seu peso anotado.

Iniciou-se o procedimento acrescentando 5,00 ml de H_2O_2 (peróxido de hidrogênio) na amostra e colocando o béquer para aquecer no agitador magnético (sem ligar o modo agitador) a uma temperatura que variou entre 45° a 50° C. Durante o processo de aquecimento as amostras apresentaram graus diferentes de reação (FIGURA 11). Cessando a efervescência, foi acrescentado novamente 5,00 ml de H_2O_2 e o processo foi repetido até obter a total ausência de efervescência ao se acrescentar o peróxido de hidrogênio. A quantidade de repetições variou de oito para trinta e seis vezes, dependendo da amostra.

Terminado o processo de efervescência as amostras permaneceram no equipamento até a sua completa secagem. Depois foram colocadas na estufa durante aproximadamente 150 minutos a uma temperatura de 100°C. Em seguida, foram retiradas e colocadas no dessecador por aproximadamente 60 minutos. Para finalizar, os béqueres contendo as amostras dessecadas foram pesados e os valores foram subtraídos do peso vazio do béquer para que se obtivesse o peso líquido da amostra. Em seguida foi efetuado o cálculo baseando-se na diferença de peso da amostra antes e depois do procedimento, obtendo-se assim o percentual de matéria orgânica que estava presente na amostra.

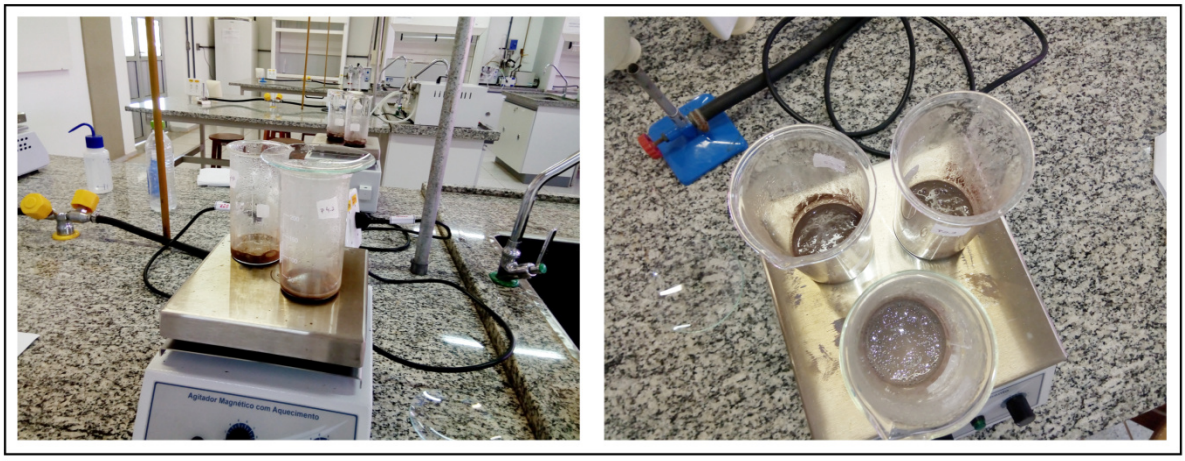

Figura 11 – Processo de aquecimento e reação das amostras
Fonte: do autor.

5.4 Análise geoquímica

Para realizar a análise química, as amostras foram encaminhadas à SGS Geosol Laboratórios Ltda. A empresa efetuou o preparo das amostras (secagem a 105°C, britagem a 3 mm, homogeneização, quarteamento, pulverização de 250 a 300 g de amostra em moinho de aço 95% 150 mesh). Com isso, foram determinados os principais óxidos (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O e P_2O_5), elementos traços (Ba, Co, Cs, Ga, Hf, Cr, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zr, Tl, Zn, Cu, Mo e Ni), elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e LOI (Loss on Ignition/Perda ao fogo).

Os óxidos, alguns elementos traços (Ba, Cr, Sr, Zn, Zr e V) e o LOI foram determinados por fusão com metaborato de lítio através de espectrometria de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry – ICP OES). Já os elementos terras raras e outros elementos traços (Co, Cs, Cu, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Rb, Sn, Ta, Th, Tl, U, W e Y) foram determinados por fusão com metaborato de lítio através de espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – ICP MS).

Os resultados das análises foram normalizados pela base anidra (óxidos) e pelo Condrito C1 (elementos traços e terras raras) e a interpretação geoquímica foi realizada no programa Minpet v2.02. Os dados obtidos foram comparados com os teores contidos nas rochas e materiais alterados de trabalhos realizados anteriormente na Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas: nefelina sienitos e fonólitos (SCHORSCHER; SHEA, 1992); saprólitos, solos e bauxitas (VALETON et al., 1997); aglomerados diversos (ALVES, 2003); nefelina sienitos e tinguaítos (ULBRICH et al., 2005).

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Caracterização dos piroclastos da área de estudo

A área de estudo destacada na Figura 4 está localizada na borda Noroeste da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas. A região apresenta uma encosta convexa a plana de topos aplainados a leste, interflúvio do Córrego das Amoras, acompanhando um alinhamento mais serrano a oeste e um vale aberto amplo do Córrego da Ariranha (FIGURA 12).

O depósito do perfil P1 encontra-se margeando a rodovia BR-267 enquanto que os depósitos dos demais perfis localizam-se dentro da UNIFAL – CAPC.

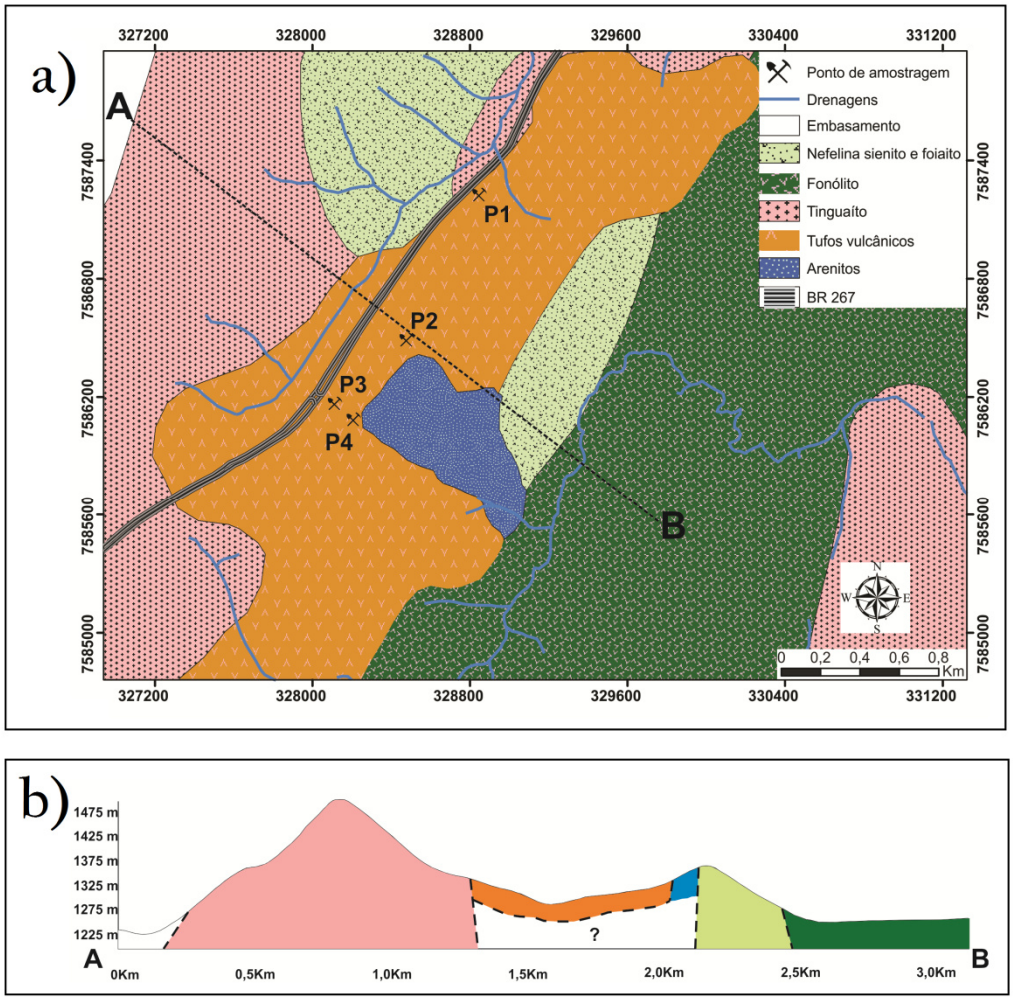

Figura 12 – Destaque da área de estudo
Fonte: imagem (a) modificada de ELLERT (1959); CHAPMAN et al. (1991); SCHORSCHER; SHEA (1992); HOLMES et al. (1992); ULBRICH et al. (2002); INDÚSTRIAS NUCLEARES DO BRASIL – INB (2011); imagem (b) modificada de GOOGLE EARTH (2018).
Legenda: a) localização dos perfis selecionados; b) perfil de elevação do transecto A-B.

Dois tipos de litofácies se aproximaram mais dos depósitos estudados: litofácie de lapilli-tufo sem estrutura (*Structureless lapilli tuff*) e litofácie de tufo-brecha indiferenciado sem estrutura e lapilli-tufo grosso (*Structureless undifferentiated tuff breccia and coarse lapilli tuff*). A litofácie do tipo *lapilli-tufo sem estrutura* é caracterizada por conter lapilli pouco ou moderadamente selecionado numa matriz de cinzas grosseiras, enquanto que a litofácie do tipo *tufo-brecha indiferenciado sem estrutura e lapilli-tufo grosso* é caracterizada pela diversidade de fragmentos (McCLINTOCK; WHITE, 2006).

Na Figura 13a é possível ver toda a extensão do depósito de piroclastos onde foram coletadas duas amostras no perfil P1, este indicado na Figura 13b.1 e descrito no Quadro 4 do Apêndice A. O perfil P1 situa-se a mais de 4 metros de altitude em relação ao piso da rodovia e corresponde a um depósito de queda de piroclastos. Este depósito encontra-se truncado por um outro depósito do tipo fluxo piroclástico – indicado na Figura 13b.2 – que está sustentado por um afloramento rochoso saprolitizado (FIGURA 13b.3).

O perfil P1 possui uma matriz saprolitizada, quebradiça e pouco umedecida com litofácie do tipo *lapilli-tufo sem estrutura*, apresentando lapillis inferiores a 9 mm, pouco ordenados e envolvidos numa matriz de cinza grossa – 0,5 a 1 mm – conforme destacado na Figura 13c.

Observando toda a extensão do depósito mostrado na Figura 13a, Alves (2003) identificou a presença de rochas vulcanoclásticas de fluxo piroclástico dispostas "sobre camada de tufos e derrames fonolíticos (...)" (ALVES, 2003, p. 40).

A Figura 14a apresenta a vista geral do depósito do tipo fluxo piroclástico onde se encontra o perfil P2. Este depósito é formado por tufos – indicado na Figura 14a.1 – e brechas – indicado na Figura 14a.2 – ora sotopostos ora sobrepostos, sugerindo momentos diferentes de deposição e eventos pretéritos de reativação tectônica (soerguimento).

O perfil P2 está indicado na Figura 14b e descrito no Quadro 5 do Apêndice A. Trata-se de um depósito formado por tufo cuja matriz encontra-se saprolitizada e ligeiramente umedecida, contendo vários clastos polimíticos que aparentam ser de diferentes formações mineralógicas, cuja presença pode estar relacionada com a possível formação de fluxos de lahares que se misturaram ou participaram da formação deste depósito (FIGURA 14d).

No depósito, os tufos apresentam litofácie do tipo *lapilli-tufo sem estrutura* – indicado nas Figuras 14c.2, c.2.1 e c.2.2 – e as brechas apresentam litofácie do tipo *tufo-brecha indiferenciado sem estrutura e lapilli-tufo grosso* (FIGURA 14c.1, c.1.1 e c.1.2).

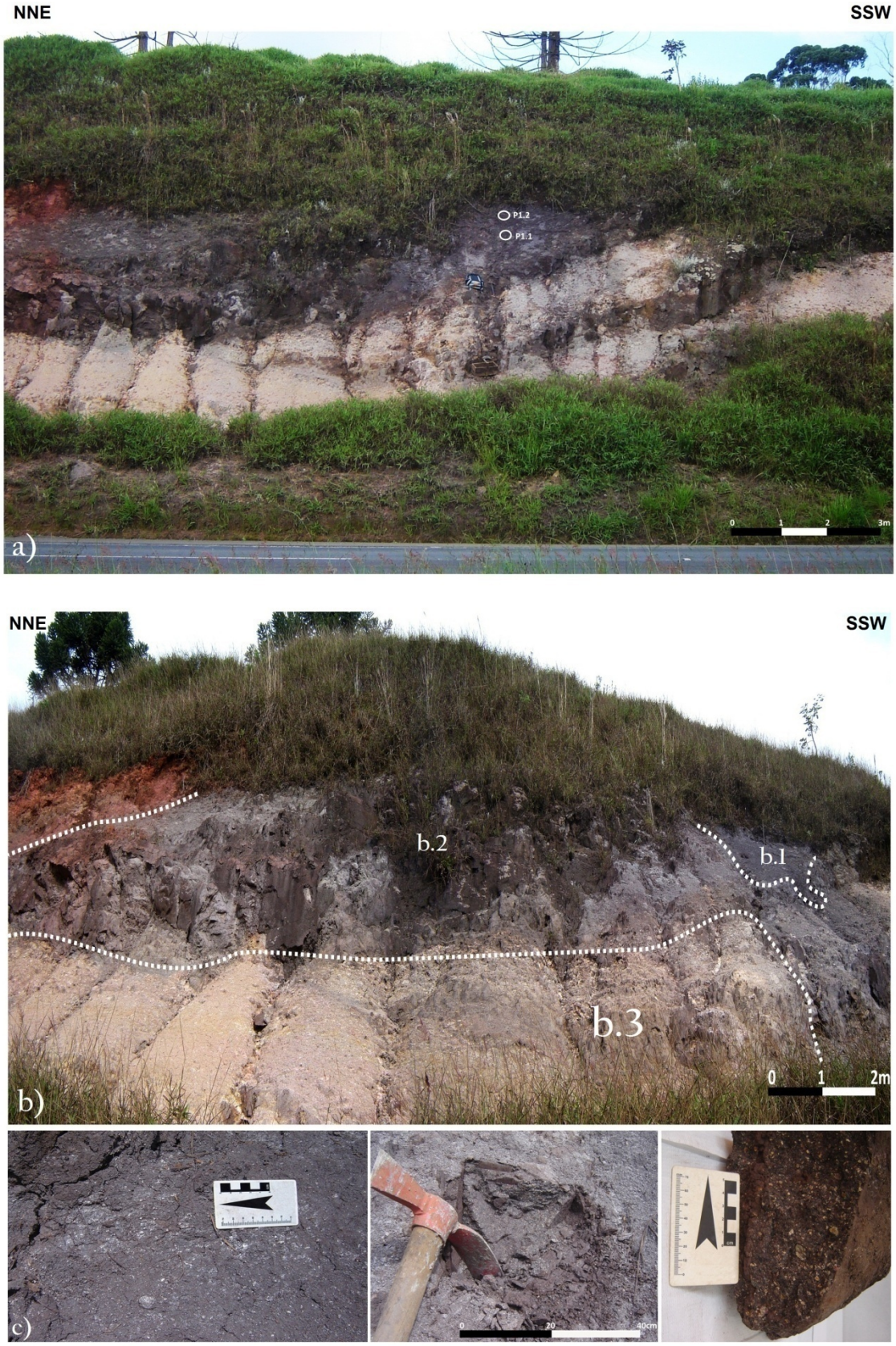

Figura 13 – Perfil P1
Fonte: do autor.

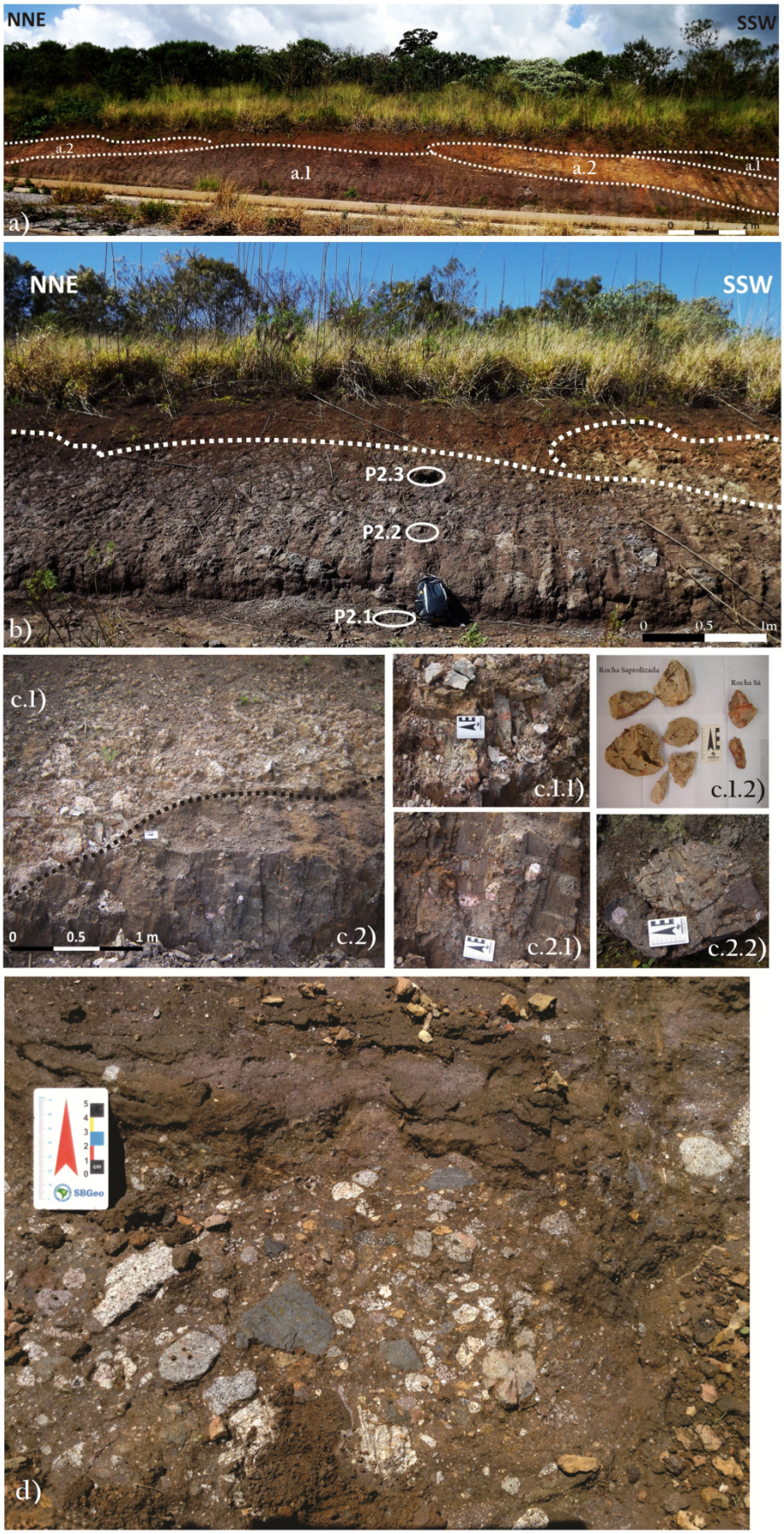

Figura 14 – Perfil P2
Fonte: do autor.

O perfil P3 corresponde a um depósito de fluxo piroclástico formado por brecha piroclástica saprolitizada com litofácie do tipo *tufo-brecha indiferenciado sem estrutura e lapilli-tufo grosso* (FIGURA 15a; QUADRO 6 do APÊNDICE A).

Neste depósito são encontrados brechas sustentadas por uma matriz de lapilli-tufo saprolitizado (Figura 15b). Os detalhes das brechas são mostrados na Figura 15c, sendo possível identificar semelhanças entre estas e as brechas do perfil P2 indicadas na Figura 14c.1.2.

Os detalhes da matriz de lapilli-tufo que sustenta as brechas do perfil P3 são mostrados na Figura 15d.

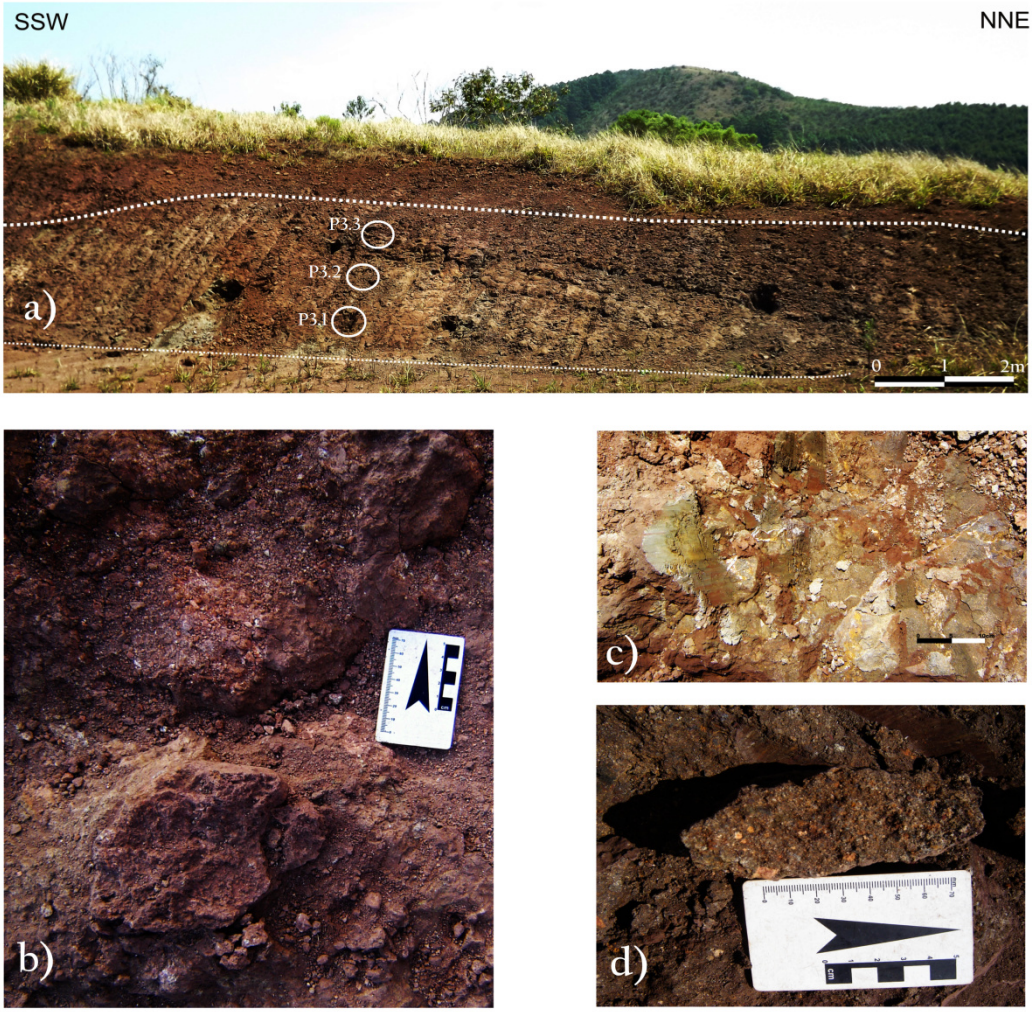

Figura 15 – Perfil P3
Fonte: do autor.

O depósito do perfil P4 foi desenterrado durante as obras de construção do CAPC em 2014 (FIGURA 16a). O perfil P4 está indicado na Figura 16b e descrito no Quadro 7 do

Apêndice A. Este perfil apresenta uma litofácie heterogênea não se observando seleção granulométrica dos clastos, sendo por isso, classificado como *tufo-brecha indiferenciado sem estrutura e lapilli-tufo grosso* (FIGURA 16c).

Fragmentos em forma de bombas podem ser encontrados espalhados pela superfície do topo do depósito (FIGURA 16d). Na Figura 16e é possível ver clastos que se parecem ou com bombas ou com nódulos/concreções minerais, além de lapillis – todos inseridos na matriz saprolitizada. Tal fato sugere que a formação deste depósito se deu, provavelmente, por fluxo de piroclastos, onde bombas assumiram a forma arredondada ao serem acrescentadas por rolamento no fluxo, gerando aglomerados e brechas com clastos de variados tamanhos após a soldagem do depósito. Os aparentes nódulos/concreções minerais inseridos na matriz podem ser também resultados de processos de alteração, considerando o aspecto saprolitizado do depósito.

Além do depósito do perfil P2, a possibilidade da presença de lahares na formação dos depósitos dos perfis P3 e P4 não pode ser descartada, apesar de sua identificação ser mais difícil por se tratarem de depósitos de aglomerados e brechas alteradas pela ação dos agentes endógenos e exógenos.

A exposição do depósito do perfil P1 só foi possível devido à construção e duplicação da rodovia BR-267 em meados de 1980. Já os depósitos dos perfis P2, P3 e P4 foram desenterrados recentemente (menos de 10 anos) com a construção do *campus*. Sobrepostos a estes quatro depósitos encontram-se formações pedológicas que parecem não se relacionar com os mesmos.

A identificação de depósitos de fluxo de piroclastos com provável formação de lahares em locais com quotas de altitude superiores a 1.250 m indica que o paleorrelevo do local (maciço alcalino interno) pode ter sido topograficamente soerguido e posteriormente rebaixado possibilitando assim, o acúmulo dos depósitos pela ação da gravidade.

Com a subsidência da área interna, a área ao redor (dique anelar) sofreu soerguimento causando truncamento de formações com diferentes idades e momentos de assentamento. Portanto, as feições apresentadas por estes quatro depósitos confirmam o modelo evolutivo de caldeira vulcânica proposto por Ellert (1959).

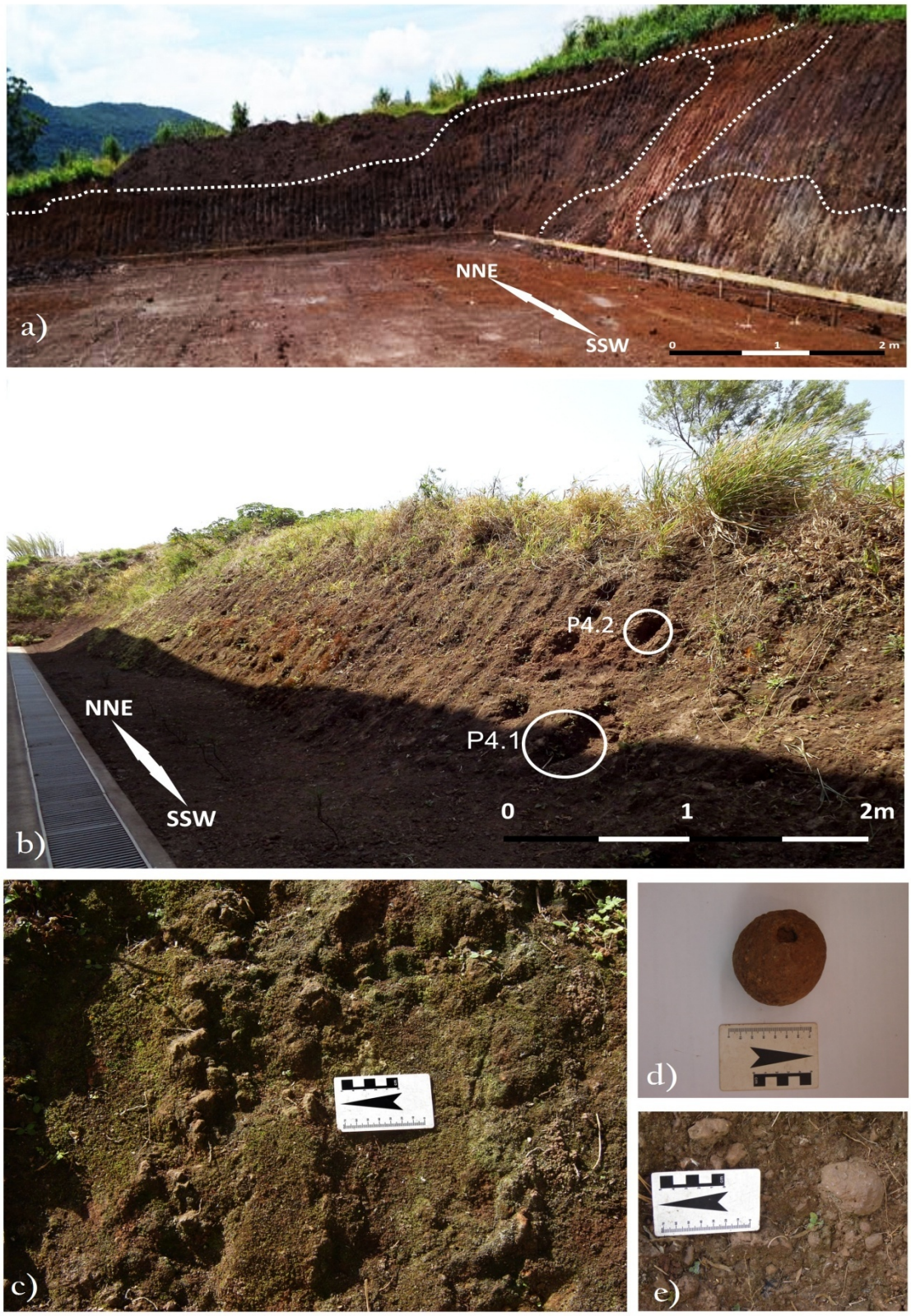

Figura 16 – Perfil P4
Fonte: (a) modificado de PRÓ-REITORIA DE PLANEJAMENTO, ORÇAMENTO E DESENVOLVIMENTO INSTITUCIONAL – PROPLAN/UNIFAL (2014); (b), (c), (d), (e) do autor.

6.2 Geoquímica dos elementos maiores e menores (óxidos)

Os resultados geoquímicos para os elementos maiores e menores das amostras coletadas nos perfis estão na Tabela 1 e foram plotados nos diagramas de Harker, tendo a SiO_2 (%) como índice de diferenciação (FIGURAS 17 e 18).

Nos diagramas de Harker os resultados foram comparados com os dados geoquímicos dos estudos de Schorscher e Shea (1992) (nefelina sienitos e fonólitos), Alves (2003) (brechas e aglomerados vulcânicos de várias origens) e Ulbrich et al. (2005) (nefelina sienitos e tinguaítos).

Tabela 1 – Resultados geoquímicos dos elementos maiores e menores (óxidos)

(%)	LD	P1.1	P1.2	P2.1	P2.2	P2.3	P3.1	P3.2	P3.3	P4.1	P4.2
SiO_2	0,01	27,28	26,32	29,75	34,47	26,45	28,98	28,26	15,97	22,43	4,94
TiO_2	0,01	7,74	7,58	7,2	5,44	8,12	5,61	9,6	6,67	8,59	11,38
Al_2O_3	0,01	24,57	24,32	28,72	30,57	26,15	28,39	26,29	34,29	22,21	11,85
Fe_2O_3	0,01	31,35	32,91	24,58	21,32	28,78	26,87	25,95	28,01	33,84	52,51
MnO	0,01	0,18	0,14	0,26	0,14	0,26	0,17	0,07	0,18	0,41	1,23
MgO	0,01	0,03	0,04	0,04	0,06	0,08	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03
CaO	0,01	0,10	0,10	0,08	0,06	0,13	0,10	0,09	0,13	0,31	0,70
Na_2O	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,06
K_2O	0,01	0,05	0,03	0,07	0,12	0,09	0,03	0,05	0,08	0,11	0,14
P_2O_5	0,01	0,39	0,31	0,40	0,20	0,37	0,59	0,53	0,69	1,49	3,99
LOI	0,01	8,67	9,03	10,79	11,15	10,64	11,14	10,45	15,27	9,99	8,18
Soma	**0,01**	**100,38**	**100,79**	**101,91**	**103,55**	**101,09**	**101,93**	**101,32**	**101,35**	**99,44**	**95,01**

Fonte: do autor.
Nota: L.D.: limite de detecção; LOI: Loss on Ignition/perda ao fogo.

As amostras de Alves (2003) nomeadas como PDC-11 foram coletadas em um depósito piroclástico vizinho ao depósito do perfil P1 deste estudo. O autor coletou amostras não alteradas de matriz de brecha de fluxo piroclástico (PDC-11-BG, PDC-11-CF, PDC-11-B e PDC-11-2), amostras de fragmentos de carbonatitos em brecha extrusiva (PDC-11CA, PDC-11CB e PDC-11C) e uma amostra de fragmento de rocha ultramáfica (piroxenito) em brecha extrusiva (PDC-11-4). No trabalho do autor, outras amostras foram coletadas em vários pontos da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas e a amostra PDC-14 (coletada em um local distante da área deste estudo) incluída nos diagramas das Figuras 17 e 18 refere-se a uma matriz de ankaratrito.

Observando a Figura 17, a amostra do nível de alteração P4.2 destaca-se pela dispersão acentuada em relação às demais amostras, sendo esta causada pela diminuição da concentração de SiO_2. Esta amostra (P4.2) destaca-se também pela menor concentração de Al_2O_3 com valor próximo à amostra de nefelina sienito e de ankaratrito (PDC-14).

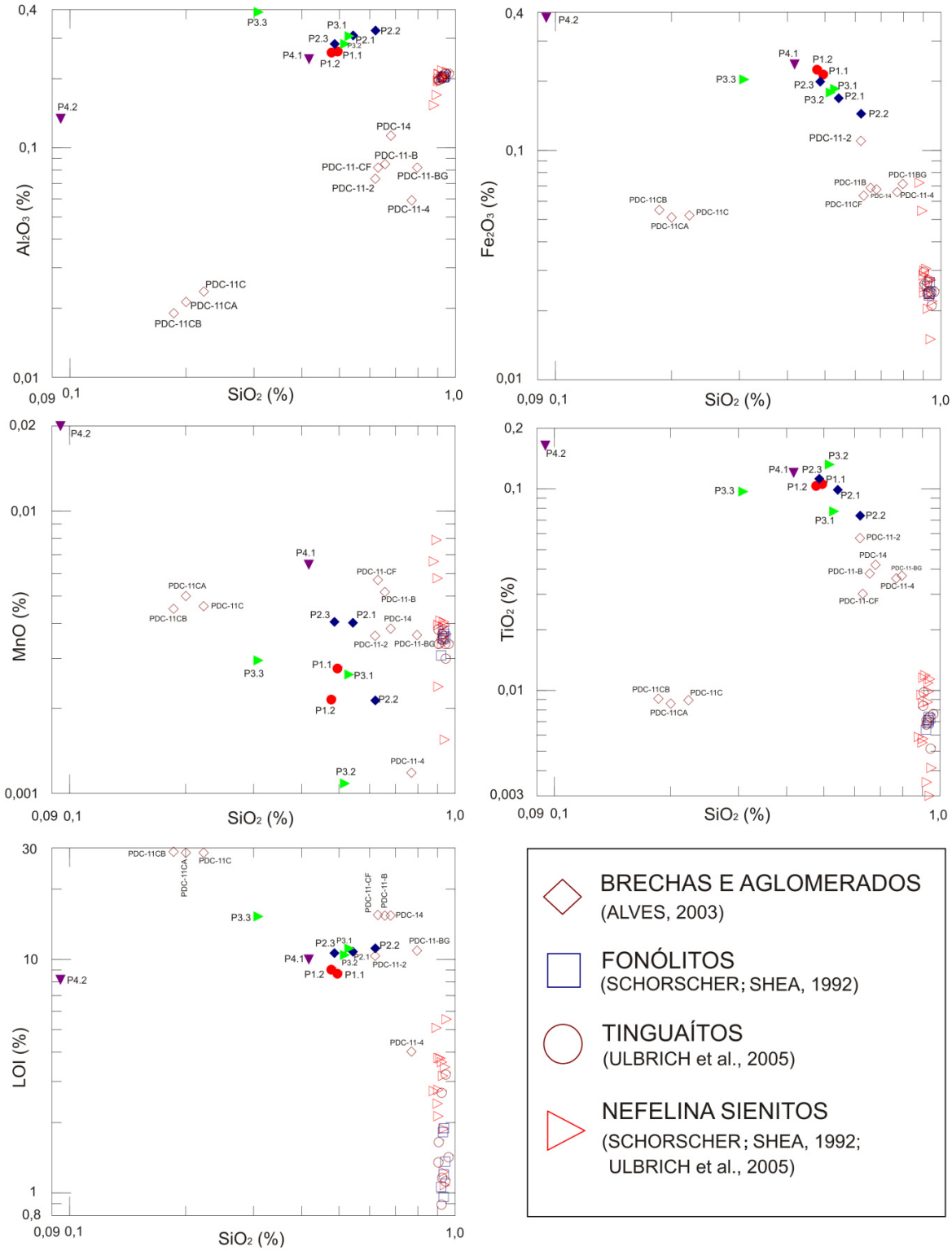

Figura 17 – Diagramas de Harker Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, TiO_2 e LOI vs SiO_2
Fonte: dados deste estudo; dados de SCHORSCHER; SHEA (1992); ULBRICH et al. (2005); ALVES (2003).

A amostra do nível de alteração P3.3 também apresenta dispersão causada pela menor concentração de SiO_2, porém, de forma menos acentuada, sendo sua concentração de Al_2O_3 a maior dentre todas as amostras dos perfis analisados.

As amostras também apresentam concentrações de TiO_2 similares entre si e superiores às amostras de Schorscher e Shea (1992), Alves (2003) e Ulbrich et al. (2005), ocorrendo o mesmo com o Fe_2O_3 que se acumula nos níveis superiores de alteração de cada perfil (P1.2, P2.3, P3.3 e P4.2). A maior concentração de MnO está na amostra do nível de alteração P4.2 e a menor concentração na amostra P3.2, estando esta amostra com concentrações similares às da amostra PDC-11-4 (fragmento de rocha ultramáfica) do estudo de Alves (2003).

As concentrações de LOI são similares entres as amostras dos perfis e as amostras de Alves (2003), exceto para com o fragmento de rocha ultramáfica PDC-11-4 que possui concentração inferior e para com as amostras de carbonatitos (PDC-11CA, PDC-11CB e PDC-11C) que possuem concentrações superiores.

Na Figura 18 as concentrações de K_2O e Na_2O encontram-se acentuadamente menores em todas as amostras dos quatro perfis quando estas são comparadas com as amostras dos autores. Dentre as amostras dos perfis, a do nível de alteração P4.2 apresenta as maiores concentrações de K_2O e Na_2O.

As maiores concentrações de CaO estão nas amostras do perfil P4 e a do nível de alteração P4.2 apresenta teores similares a duas amostras de nefelina sienito de Schorscher e Shea (1992) e a uma amostra de tinguaíto de Ulbrich et al. (2005). Diferentemente das amostras do perfil PDC-11 de Alves (2003), as amostras do perfil P1 (P1.1 e P1.2) apresentam baixas concentrações do elemento.

As concentrações de MgO também são menores nas amostras dos perfis, destacando-se a menor concentração na amostra do nível de alteração P1.1, estando assim, em contraste com as maiores concentrações apresentadas nas amostras PDC-11 de Alves (2003).

No P_2O_5 as concentrações em todos os níveis de alteração das amostras são superiores às dos tinguaítos, nefelina sienitos e fonólitos de Schorscher e Shea (1992) e Ulbrich et al. (2005), assemelhando-se porém, às amostras de Alves (2003).

A amostra do nível de alteração P4.2 possui as maiores concentrações de P_2O_5 quando comparada com as demais amostras dos perfis, aproximando-se dos teores das amostras de carbonatitos (PDC-11CA, PDC-11CB e PDC-11C) de Alves (2003). Tal fato pode estar relacionado à sua mineralogia que, provavelmente, contém apatita. Além disso, fragmentos de carbonatito/foscorito com fluorapatita podem ter sido agregados durante o processo de preparo da amostra total (matriz + clastos) para a sua análise. Tal fato explicaria a proximidade de concentração da amostra P4.2 para com as amostras de carbonatito do autor.

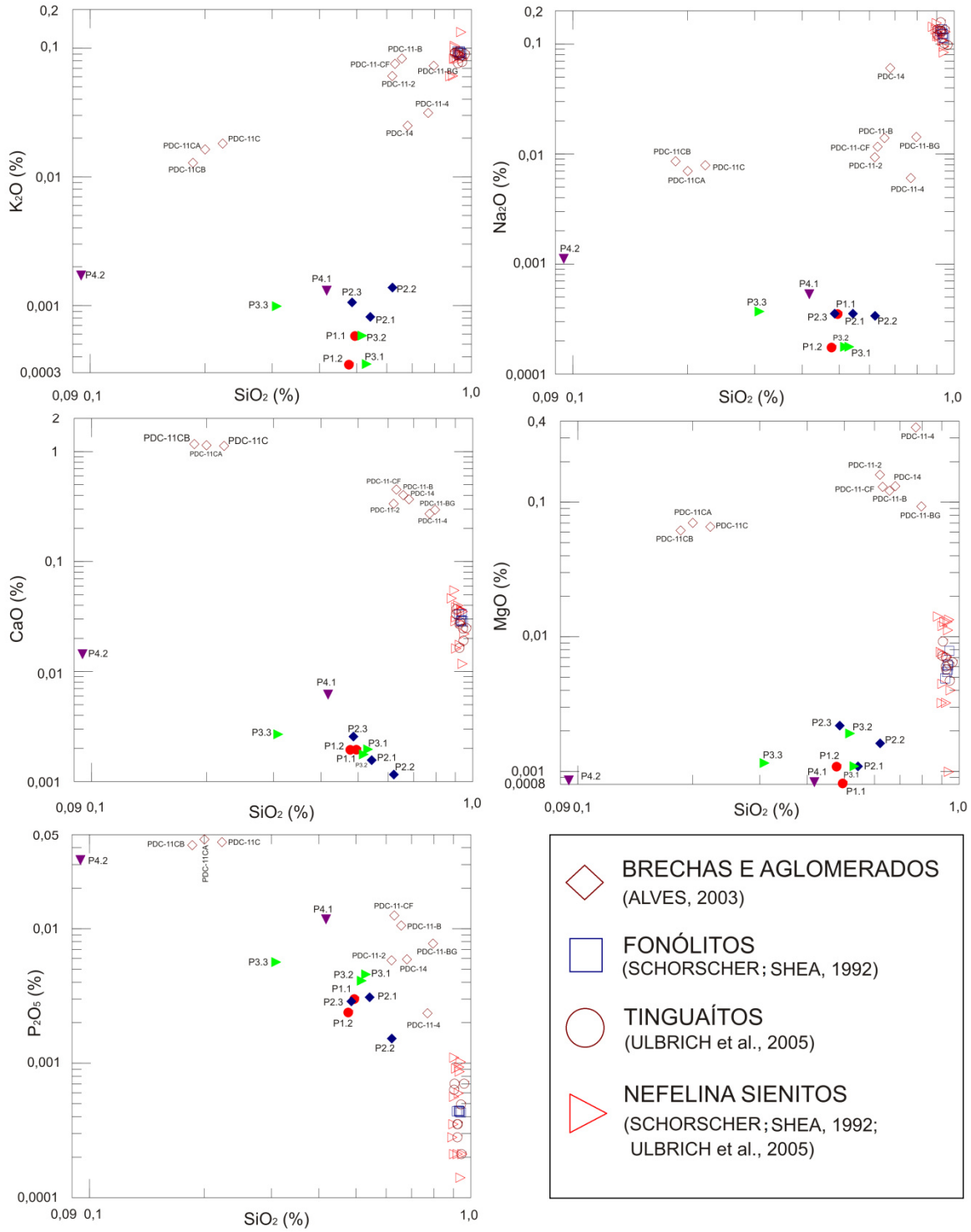

Figura 18 – Diagramas de Harker K_2O, Na_2O, CaO, MgO, P_2O_5 vs SiO_2
Fonte: dados deste estudo; dados de SCHORSCHER; SHEA (1992); ULBRICH et al. (2005); ALVES (2003)..

Majoritariamente, verifica-se que as amostras dos perfis apresentam baixas concentrações de K_2O, Na_2O e maiores concentrações de Al_2O_3, Fe_2O_3 e TiO_2 quando comparadas com as amostras dos autores. Destaca-se também a menor concentração de SiO_2 nas amostras deste estudo, especialmente na do nível de alteração P4.2, que apresenta

concentrações menores que as amostras de carbonatito de Alves (2003), provavelmente devido ao processo de alteração/intemperismo destes piroclastos.

O intemperismo pode causar a mobilização dos elementos nos minerais da rocha sã, especialmente aqueles susceptíveis a lixiviação, como o K_2O e o Na_2O. Através dos diagramas Nesbitt e Young (1984, 1989) na Figura 19, é possível identificar o estágio do intemperismo nas amostras estudadas. Observa-se um trend avançado de intemperismo com altas concentrações de Al_2O_3, Fe_2O_3 e TiO_2 nas amostras dos perfis.

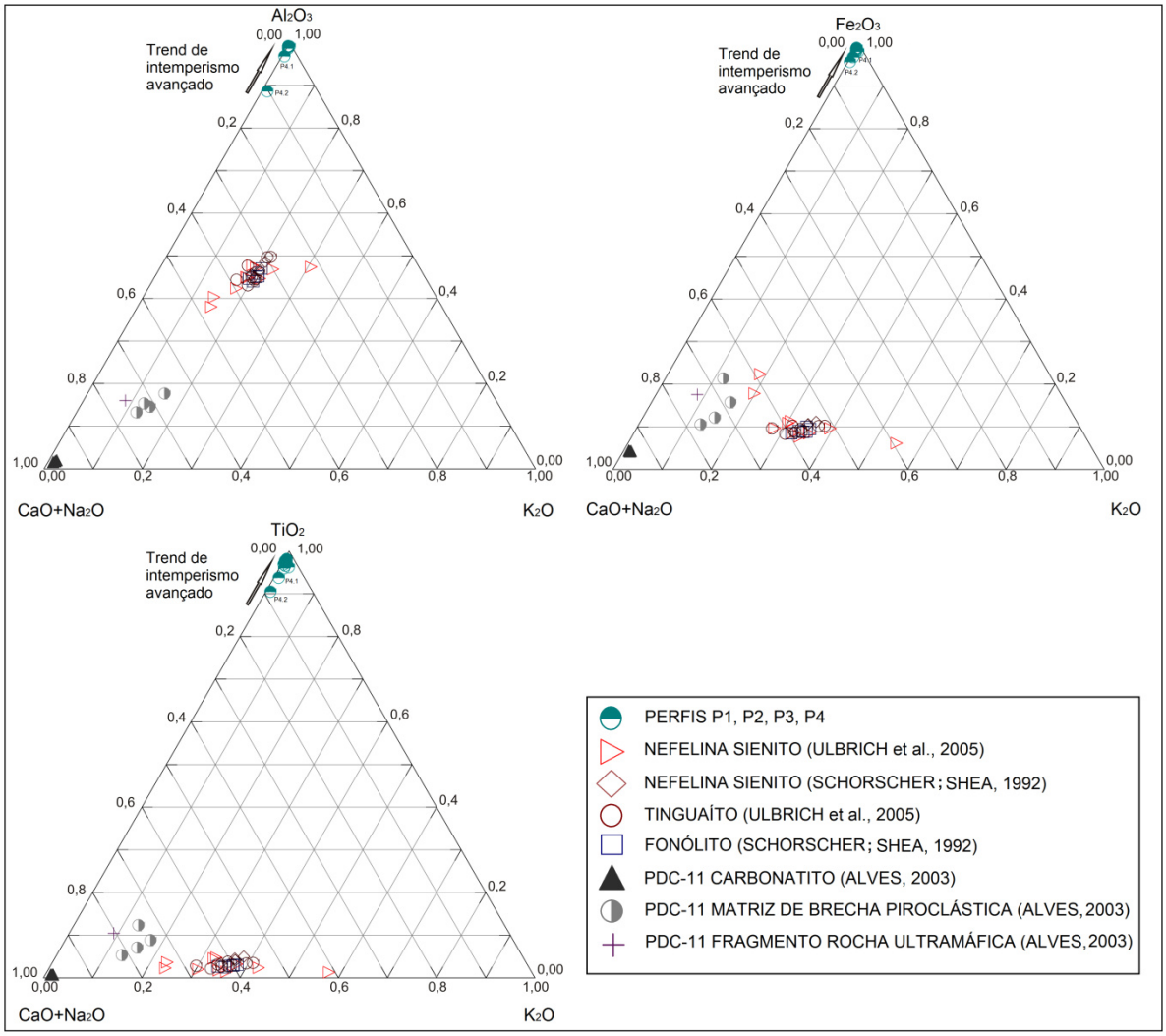

Figura 19 – Diagrama ternário
Fonte: modificado de NESBITT; YOUNG (1984, 1989); dados deste estudo;
dados de SCHORSCHER; SHEA (1992); ULBRICH et al. (2005); ALVES (2003).

Nas amostras de Schorscher e Shea (1992) e Ulbrich et al. (2005) observam-se baixas concentrações de Fe_2O_3 e TiO_2 e uma concentração inferior a 0,5 para o Al_2O_3. Para as amostras de matriz de brecha piroclástica e de fragmento de rocha ultramáfica de Alves

(2003), as concentrações de Al_2O_3 são ainda menores (abaixo de 0,2) que as dos outros autores, estando o Fe_2O_3 e o TiO_2 com concentrações aproximadas das amostras dos mesmos.

Portanto, o diagrama deixa evidente que as características de rocha não alterada estão preservadas nas amostras dos autores, principalmente quando se observa as altas concentrações de $CaO+Na_2O$ nas amostras de carbonatito de Alves (2003).

Segundo Toledo et al. (2000), o comportamento geoquímico dos elementos Al_2O_3 e Fe_2O_3 no domínio hidrolítico é semelhante e a presença de caulinita e óxidos de Fe e Ti indicam processos evoluídos de intemperismo (monossialitização e alitização). Assim, considerando o estágio de intemperismo nas amostras dos perfis, verificou-se também o seu processo de laterização por meio do diagrama ternário $SiO_2/Fe_2O_3/Al_2O_3$ de Schellmann (1994, 2003) na Figura 20.

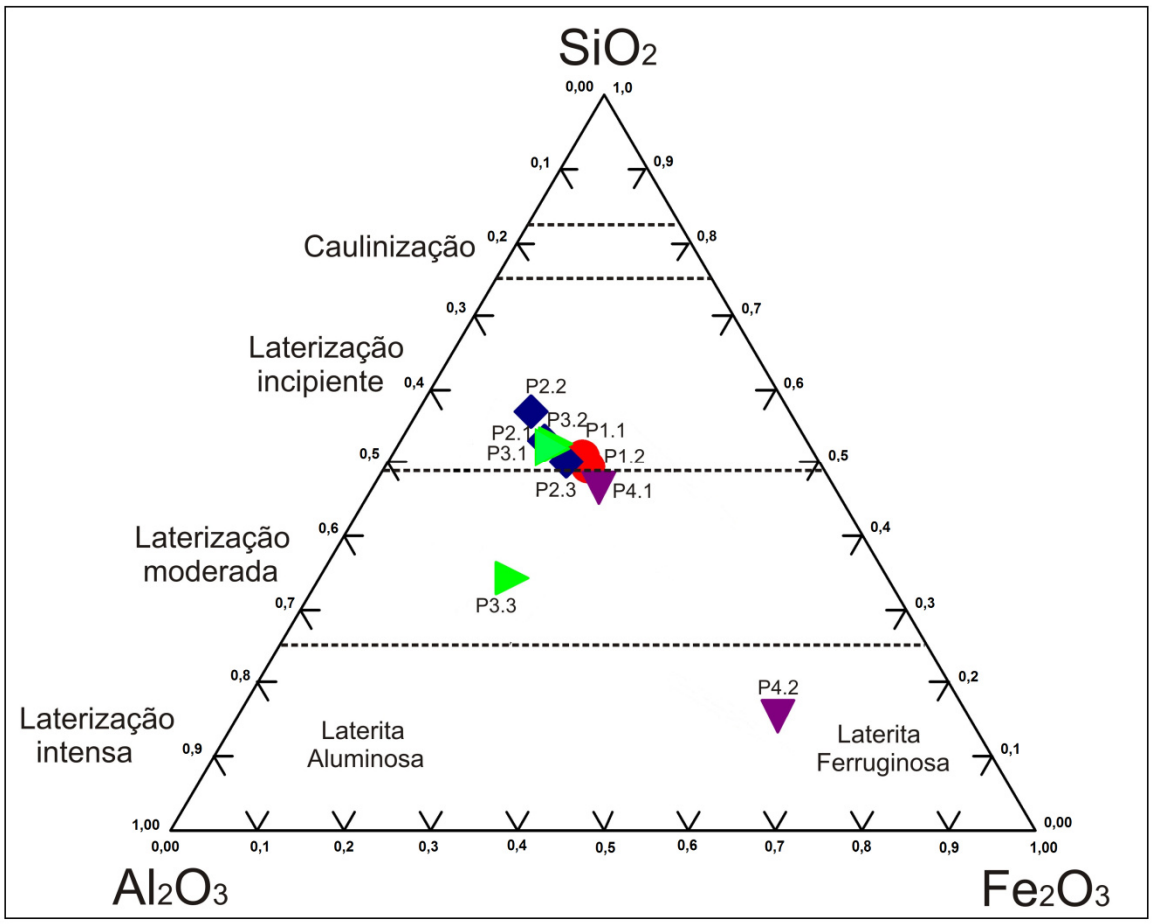

Figura 20 – Diagrama ternário $SiO_2/Fe_2O_3/Al_2O_3$
Fonte: modificado de SCHELLMANN (1994, 2003); dados deste estudo.

Observando a Figura 20, verifica-se uma laterização intensa na amostra do nível de alteração P4.2 com forte concentração de Fe_2O_3 e uma laterização moderada na amostra do nível de alteração P3.3. A laterização é causada pela ação do intemperismo e neste processo

ocorre enriquecimento de óxidos hidratados de ferro, alumínio, titânio e manganês, notadamente nas camadas superficiais (TOLEDO et al., 2000).

Os modelos que explicam a gênese das formações lateríticas foram reunidos e resumidos no trabalho de Augustin et al. (2013). Basicamente existem dois modelos: o modelo por acumulação relativa e o modelo por acumulação absoluta.

O modelo por acumulação relativa trabalha com a hipótese de acumulação residual de Fe_2O_3, Al_2O_3 e MnO ao mesmo tempo em que os cátions metálicos (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+) e a sílica são lixiviados. Este modelo não prevê contribuições de outra forma que não seja pela precipitação que pode ocorrer dos pontos superiores aos inferiores (*in situ*), dos inferiores aos superiores (oscilação de nível freático) ou de ambos (pedogênico) (AUGUSTIN et al., 2013).

O modelo de acumulação absoluta considera o aporte externo ao perfil para os íons de Fe, Al e Mn. A deposição do material pode acontecer pela ação da gravidade, pelos fluxos de água dos rios que transportam detritos de diversas fontes, pelas enxurradas que remobilizam os materiais na superfície e pelos corpos d'água que podem conter precipitados de óxidos e hidróxidos de Fe e Mn (AUGUSTIN et al., 2013).

Além dos modelos de gênese citados, as ações climáticas do passado e do presente também podem ter influenciado na configuração geoquímica dos pontos em estudo. A presença de jazidas de bauxitas na Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas evidencia o domínio pretérito de um clima semiárido dominante na América do Sul durante o Paleoceno (65-55 Ma). Um clima úmido com intemperismo químico associado ocorreu de forma prolongada na época do Eoceno (55-36 Ma) retornando para condições mais secas durante o período Neogeno (23-2 Ma) (HOLMES et al., 1992).

Esta condição cíclica de clima afetou os processos geomorfológicos e a vegetação local, condicionando padrões de drenagem favoráveis ao enriquecimento de determinados óxidos. Além disso, a recarga hidrogeológica no Planalto de Poços de Caldas se dá nos interflúvios das áreas de alta topografia descarregando nas zonas mais baixas e nos vales (HOLMES et al., 1992).

6.3 pH e matéria orgânica das amostras

Nas erupções vulcânicas o pH das cinzas pode estar muito ácido devido à presença de gases ácidos (SO_2, HCL e HF) condensados nas suas superfícies (CRONIN; SHARP, 2002).

Porém, depois de depositados no ambiente o pH fica sujeito à influência de fatores externos (e.g. clima, biota, intemperismo).

Os resultados do teor de carbono (%) e do pH das amostras dos perfis estão relacionados na Tabela 2. A média obtida para o pH das dez amostras é de 6,0 com a amostra do nível de alteração P2.2 apresentando o menor resultado (4,71) e a amostra do nível de alteração P3.3 o maior (6,86).

No trabalho de Adamo et al. (2001) os autores mensuraram o pH de três amostras de materiais piroclásticos provenientes do vulcão Roccamonfina, pertencente à província Campano-romano de natureza alcalino-potássica. Os valores obtidos foram 6,8 para a amostra 1, 6,7 para a amostra 2 e 6,5 para a amostra 3, valores próximos aos das amostras P3.1 e P3.3 deste estudo.

Tabela 2 – Teor de carbono e pH das amostras estudadas

Amostra	Peso inicial (gramas)	Peso final (gramas)	Teor de carbono (%)	Teor de LOI (%)	pH	Temperatura °C
P1.1	2,0543	2,0539	0,0195	8,67	5,49	22,6
P1.2	2,0419	2,0332	0,4261	9,03	5,89	22,0
P2.1	2,0798	2,0790	0,0385	10,79	6,20	22,5
P2.2	2,0544	2,0358	0,9054	11,15	4,71	22,5
P2.3	2,0562	2,0417	0,7052	10,64	6,16	22,3
P3.1	2,0747	2,0613	0,6459	11,14	6,52	22,5
P3.2	2,0610	2,0429	0,8782	10,45	5,85	22,6
P3.3	2,0625	2,0538	0,4218	15,27	6,86	22,4
P4.1	2,0525	2,0152	1,8173	9,99	6,02	22,7
P4.2	2,0620	2,0527	0,4510	8,18	6,34	22,5

Fonte: do autor.

No ano de 2009 Wang et al. (2010) coletaram amostras de piroclastos provenientes da erupção do vulcão da ilha de Kasatochi (Alasca) ocorrido em 2008, comparando-as com os pH's dos solos pré-eruptivos enterrados pelos piroclastos. Os valores de pH dos piroclastos variaram de extremamente ácidos (pH 3,5) a ligeiramente alcalinos (pH 7,5). A média obtida para as sessenta e seis amostras coletadas foi de 6,9.

Wang et al. (2010) também verificaram que as reservas disponíveis de carbono, fósforo e nitrogênio foram significativamente baixas nos depósitos piroclásticos, quando comparados com os solos pré-eruptivos. Os autores citaram outros trabalhos onde depósitos piroclásticos apresentam baixas concentrações de nutrientes importantes para as plantas, tais como N e C.

As amostras dos perfis P1, P2, P3 e P4 apresentaram valores percentuais muito baixos de carbono sendo que o maior teor de LOI está na amostra P3.3 (FIGURA 17, TABELA 2). A

amostra do nível de alteração P1.1 apresenta o menor teor de carbono (0,0195%) e o segundo menor teor de LOI (8,67%).

Na amostra P4.2 a reação com o H_2O_2 foi intensa e o procedimento teve que ser repetido trinta e seis vezes até cessar a efervescência. No entanto, além desta amostra não apresentar altos teores de carbono ela possui o menor teor de LOI (8,18%).

As amostras dos níveis de alteração P4.1 e P4.2 se destacam dentre as demais amostras deste estudo pelas suas maiores concentrações de CaO e P_2O_5 (FIGURA 18). Comparando-as entre si, a amostra P4.1 possui maior teor de carbono (1,8173%), menor teor de CaO (0,31%) e menor teor de P_2O_5 (1,49%) enquanto que a amostra P4.2 apresenta menor teor de carbono (0,4510%), maior teor de CaO (0,70%) e maior teor de P_2O_5 (3,99%). Os teores de P_2O_5 da amostra P4.2 – semelhantes aos das amostras de carbonatito de Alves (2003) – associados aos seus teores de CaO pode indicar a presença de fluorapatita $Ca_5(PO_4)_3F$, conforme já citado no tópico anterior.

Além disso, o maior teor de CaO na amostra P4.2 pode ter sido responsável pela forte reação desta amostra ao H_2O_2, sendo que na amostra P4.1 o CaO pode estar na forma de carbonatos/matéria orgânica, explicando assim, seu maior teor de carbono (1,8173%). Portanto, a diferença dos teores de carbono entre as amostras P4.1 e P4.2 demonstra estar relacionado à mineralogia onde o carbono está retido.

6.4 Geoquímica dos elementos traços e elementos terras raras (ETR)

Na Tabela 3 estão os resultados geoquímicos para os elementos traços das amostras dos perfis. Devido ao estágio avançado de intemperismo nas amostras, não foi possível utilizar diagramas de elementos maiores para determinar a proveniência magmática do material piroclástico. Diante disso, optou-se pelo uso dos elementos considerados de baixa mobilidade no ambiente ou de alto potencial iônico (HFSE) versus o Zr como índice de diferenciação nos diagramas de variação da Figura 21.

Nos diagramas observa-se uma correlação positiva nas amostras dos perfis para com as concentrações dos elementos traços HFSE, ocorrendo dispersão (outliers) nas amostras do perfil P3, exceto para Hf que é um elemento considerado bastante imóvel no ambiente superficial, possuindo configuração eletrônica e características geoquímicas similares ao Zr, conforme descrito em Zhou et al. (2000).

Tabela 3 – Resultados geoquímicos dos elementos traços

(ppm)	L.D.	P1.1	P1.2	P2.1	P2.2	P2.3	P3.1	P3.2	P3.3	P4.1	P4.2	CC1
Cs	0,05	0,74	0,73	0,40	0,32	0,39	0,11	0,10	0,58	0,18	0,19	0,188*
Rb	0,2	2,0	1,7	3,1	4,8	3,5	1,2	1,3	2,0	3,8	4,1	2,320*
Ba	10	1262	1149	1948	954	1833	2497	2661	2815	3293	7117	2,410*
Th	0,1	28,5	27,2	31,9	22,2	40,8	16,5	10,4	46,8	42,8	88,5	0,029*
U	0,05	11,41	9,94	8,57	8,28	10,26	7,42	8,86	10,97	12,58	20,36	0,008*
Ta	0,05	15,47	15,00	15,23	10,03	18,39	11.34	12,62	19,51	21,04	31,85	0,014*
Nb	0,05	306,43	290,89	332,36	251,98	436,74	431,31	229,75	842,57	596,37	1000,00	0,246*
La	0,1	356,0	232,2	313,8	210,0	414,4	382,4	287,6	453,4	547,8	1484,0	0,237*
Ce	0,1	557,0	392,0	486,5	317,3	670,6	525,8	446,5	792,9	800,9	2122,0	0,612*
Sr	10	857	873	656	397	536	1125	545	1416	1763	6210	7,260*
Nd	0,1	220,7	182,0	201,6	131,9	244,4	198,0	202,7	245,2	449,8	1018,0	0,467*
Sm	0,1	34,1	31,0	32,2	21,5	36,7	30,9	35,3	37,1	66,0	148,8	0,153*
Zr	10	1103	1058	984	782	1220	1758	734	1558	1884	2847	3,870*
Y	0,05	47,97	46,21	51,81	36,02	59,89	63,59	38,45	76,68	89,86	230,62	1,570*
Hf	0,05	21,70	21,74	19,97	15,08	24,73	29,28	17,95	27,23	39,24	48,27	-
Ni	5	95	74	91	98	95	28	47	35	78	133	9900**
Cr	0,01	821,05	821,05	205,26	205,26	342,11	68.42	547,37	205,26	136,84	273,68	2430**
Co	0,5	6,7	6,3	18,3	16,6	29,0	17,7	13,5	19,4	57,8	102,8	480**
V	5	665	595	860	794	891	1460	912	1108	626	1463	42**

Fonte: do autor.
Nota: L.D.: limite de detecção; CC1: Condrito C1 (SUN; McDONOUGH, 1989)*; Condrito C1 (SUN, 1982)**.

Comparando o Zr com os elementos maiores, observa-se uma correlação positiva para TiO_2 (outliers no perfil P3) não ocorrendo o mesmo para K_2O, Na_2O e SiO_2, provavelmente devido à mobilidade destes elementos nos níveis de alteração dos perfis. Percebe-se também que as concentrações dos elementos HFSE nas amostras deste estudo plotam próximas às amostras de fonólitos, tinguaítos e nefelina sienitos dos autores.

Com relação às amostras de Alves (2003), além daquelas do ponto PDC-11 e do ponto PDC-14 já mencionadas, foram utilizados nos diagramas da Figura 21 amostras das mais variadas origens coletadas pelo autor na caldeira vulcânica: granitóides encontrados em brechas (granito M13-G; aplito M9-FC; fenito E-2), diabásios encontrados em brechas (diabásio PDC-2B e PDC-8), blocos e fragmentos de ankaratrito encontrados em aglomerados (PDC-15B).

Considerando as correlações positivas entre os elementos HFSE, as amostras foram plotadas no diagrama de discriminação proposto por Winchester e Floyd (1977), que utiliza a razão entre os elementos incompatíveis (Nb/Y, Zr/TiO_2) considerados imóveis durante os processos de alteração, possibilitando assim, distinguir o tipo de magma ou evento vulcânico que pode ter dado origem aos piroclastos deste estudo (FIGURA 22).

O uso dos elementos incompatíveis deve-se ao fato de que seus coeficientes de partição em massa são muito semelhantes entre si, não variando no decurso da cristalização

fracionada ou variando pouco durante a fusão parcial (ROLLINSON, 1993). Como resultado, as amostras dos perfis P1, P2, P3 e P4 aparecem no campo do fonólito no diagrama.

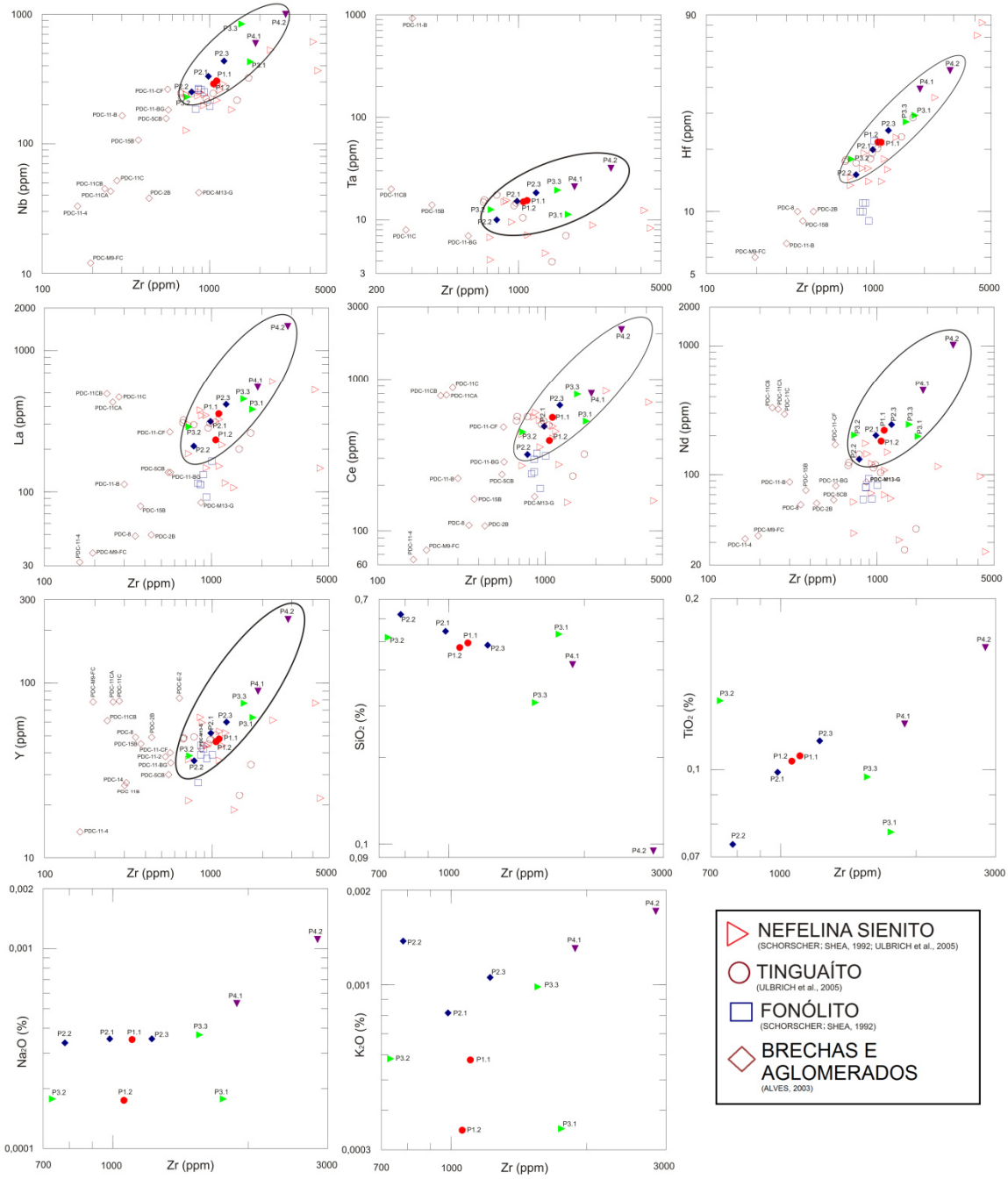

Figura 21 – Diagramas de variação (HFSE vs Zr; elementos maiores vs Zr)
Fonte: dados deste estudo; dados de SCHORSCHER; SHEA (1992); ULBRICH et al. (2005); ALVES (2003).

Alves (2003) elaborou também um modelo evolutivo para a Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas, em que durante a construção do edifício vulcânico ocorreu uma transição do magmatismo ankaratrítico para o magmatismo nefelínico-sienítico, ocasionando derrames e intercalações de tufos e lapilli tufos fonolíticos que recobriram os ankaratritos já depositados.

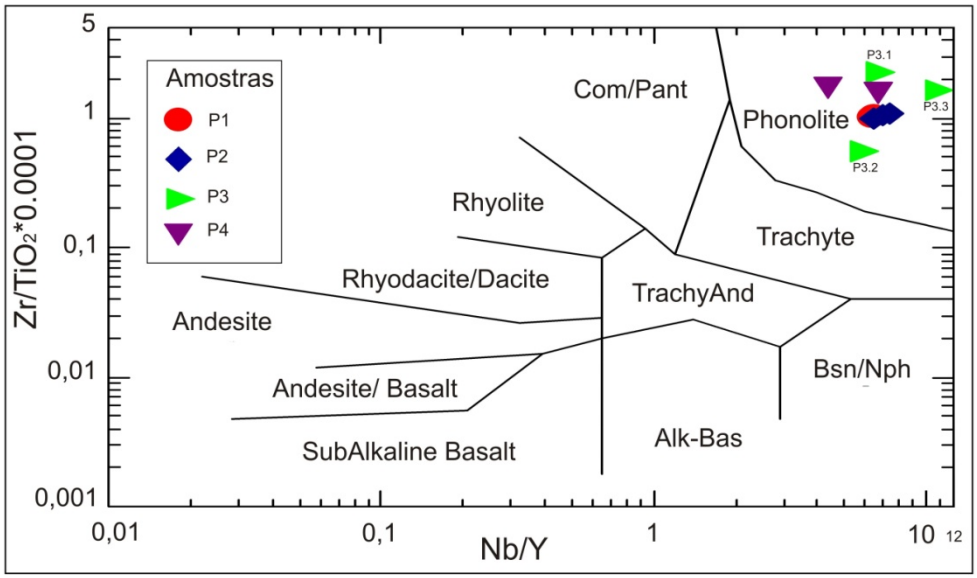

Figura 22 – Diagrama Nb/Y, Zr/TiO_2
Fonte: adaptado de Winchester e Floyd (1977); dados deste estudo.
Nota : eixo X estendido de 10 para 12.

Ulbrich et al. (2005) observaram que as rochas máficas e ultramáficas do Vale do Quartel (local onde se encontram os depósitos deste estudo) são claramente posteriores às extrusões dos tinguaítos félsicos circundantes. Os autores, porém, não descartaram a possibilidade destas rochas máficas e ultramáficas terem sido extrudidas por um tempo mais prolongado, começando bem antes do início do magmatismo alcalino na caldeira.

Em análise petrográfica de uma amostra de brecha polimítica de fluxo piroclástico retirada do ponto PDC-11, Alves (2003) identificou a presença de fragmentos de ankaratritos vesiculados, piroxenitos, granitóides róseos, carbonatitos, nefelina sienitos e fonólitos.

Os elementos do grupo metais de transição inseridos na Tabela 3 (Ni, Cr, Co e V) são considerados, segundo Rollinson (1993), de pouca mobilidade e foram plotados nos diagramas multielementares da Figura 23 para comparar as concentrações nas amostras dos perfis com as amostras de nefelina sienitos e fonólitos de Schorscher e Shea (1992), aglomerados e brechas de Alves (2003) e nefelina sienitos e tinguaítos de Ulbrich et al. (2005). Os elementos Cu e Zn (metais de transição) não foram utilizados por serem bastante móveis durante o metamorfismo ou em processos de alteração, de acordo com Rollinson (1993), e seus dados encontram-se na Tabela 6 do Apêndice B.

No diagrama (a) da Figura 23, as amostras dos perfis (P1, P2, P3 e P4) apresentam concentrações superiores de Ni e o Cr se comparadas com a única amostra de fonólito de Schorscher e Shea (1992).

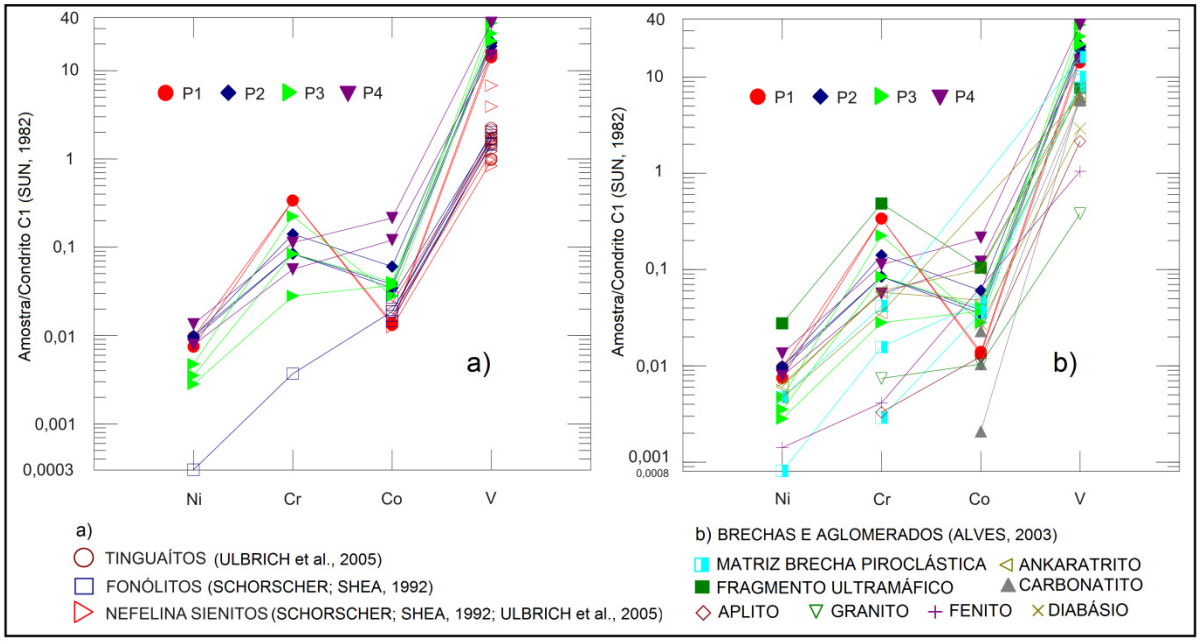

Figura 23 – Diagramas multielementares
Fonte: dados deste estudo; dados de SCHORSCHER; SHEA (1992); ULBRICH et al. (2005); ALVES (2003).

As concentrações de Co estão próximas ou equivalentes entre as amostras dos perfis P1, P2 e P3 e as amostras de fonólitos e nefelina sienitos de Schorscher e Shea (1992) e Ulbrich et al. (2005). Para V as concentrações estão mais acentuadas nas amostras dos perfis, estando significativamente superiores às concentrações das amostras de nefelina sienitos, fonólitos e tinguaítos dos autores, sendo que duas amostras de nefelina sienitos apresentaram concentrações mais próximas às das amostras do perfil P1.

Quando as amostras dos perfis são comparadas com as de brechas e aglomerados de Alves (2003) no diagrama (b) da Figura 23, verifica-se uma concentração mais equivalente entre os perfis P1, P2, P3 e P4 e os vários tipos de amostras estudados pelo autor. Das três amostras de brecha de fluxo piroclástico uma amostra apresenta concentrações similares de Ni, Cr e V, e algumas amostras de ankaratrito mostram concentrações similares de Ni, Cr e Co. No fragmento de rocha ultramáfica as concentrações de Cr são ligeiramente superiores às concentrações das amostras do perfil P1 e equivalentes à concentração de Co na amostra P4.1.

O V se destaca pela sua alta concentração em todas as amostras dos perfis deste estudo e, segundo Fischer e Ohl (1970), trata-se de um elemento cujas concentrações em rochas máficas comumente estão em torno de 100 a 200 partes por milhões (ppm).

Diagramas razão contendo elementos incompatíveis têm a característica de minimizar os efeitos do fracionamento, o que permite examinar a característica da fonte do manto (ROLLINSON, 1993). O diagrama razão Th/Ta vs Th/Tb da Figura 24 mostra uma

correlação linear entre as amostras dos perfis P1, P2, P3 e P4 com as amostras de tinguaítos e nefelina sienitos de Ulbrich et al. (2005), indicando uma procedência magmática comum entre elas. Se as fontes mantélicas fossem diferentes as linhas de correlação plotariam em direções diferentes. Já o diagrama petrogenético Ce/Yb vs Ta/Yb de Pearce (1982) evidencia a origem alcalina das amostras dos perfis (FIGURA 24).

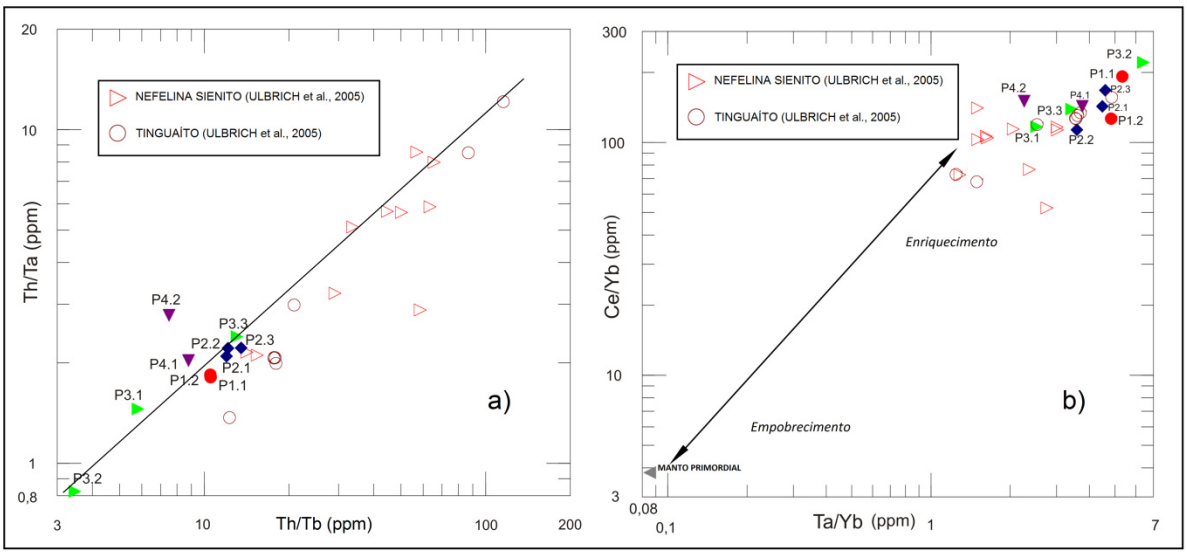

Figura 24 – a) Diagrama razão Th/Ta vs Th/Tb; b) Diagrama de Pearce (1982)
Fonte: dados deste estudo; dados de ULBRICH et al. (2005).

Apesar da origem alcalina demonstrada nos diagramas da Figura 24, as concentrações de Ni, Cr, Co e V nas amostras dos perfis podem sugerir uma provável contaminação geoquímica oriunda ou de fonte magmática residual máfica/ultramáfica ou de materiais clásticos dessa origem contidos nos condutos vulcânicos e agregados durante a ejeção do material piroclástico alcalino. Outra possibilidade é a mistura de clastos máficos/ultramáficos durante o trajeto percorrido pelos fluxos piroclásticos de lahares que, posteriormente, formaram estes depósitos.

Para avaliar os demais elementos traços da Tabela 3 os dados deste estudo foram plotados nos diagramas multielementares da Figura 25 e comparados com os dados dos estudos dos autores.

Observando os diagramas, as concentrações dos elementos traços variam pouco entre as amostras de cada perfil, havendo um maior enriquecimento na amostra do nível de alteração P4.2. Tal enriquecimento pode estar relacionado ao fator intemperismo mais a mineralogia da referida amostra, pois os elementos traços facilmente entram na estrutura da fluorapatita. Além disso, o nível de alteração P4.2 encontra-se na parte superior do perfil, ou

seja, na porção que mais sofreu alteração intempérica e lixiviação de elementos maiores, resultando no enriquecimento relativo dos seus elementos menos móveis.

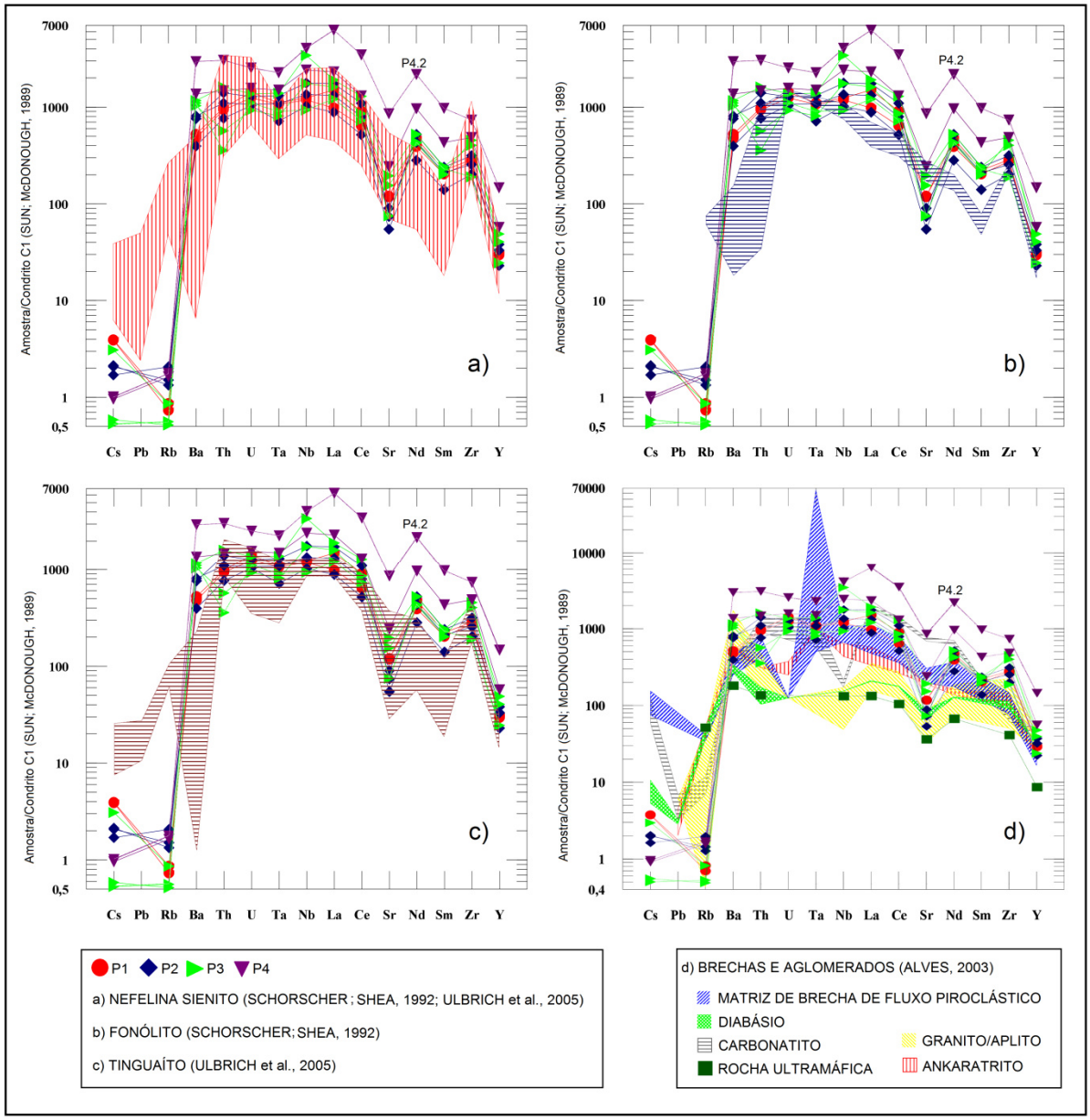

Figura 25 – Diagramas multielementares
Fonte: dados deste estudo; dados de SCHORSCHER; SHEA (1992); ULBRICH et al. (2005); ALVES (2003).

Em todas as amostras dos perfis observa-se uma tendência de enriquecimento na maioria dos elementos de alto potencial iônico (HFSE) e empobrecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), com exceção do Ba. As concentrações de elementos HFSE nas amostras dos perfis são similares às das amostras de nefelina sienitos e tinguaítos de Ulbrich et al. (2005).

Apesar das amostras de matriz de brecha de fluxo piroclástico de Alves (2003) apresentarem anomalias negativas e positivas para o U e Ta respectivamente, também é observado um padrão de fracionamento similar ao das amostras deste estudo.

As baixas concentrações de Cs e Rb nas amostras dos perfis P1, P2, P3 e P4 podem estar relacionadas ao baixo potencial iônico destes elementos (LILE), o que os torna suscetíveis a lixiviação, segundo Rollinson (1993). De acordo com Mason (1971) e Green (1980), o Ba pode substituir o K em feldspato-K e suas altas concentrações nas amostras deste estudo associado com as baixas concentrações de K_2O nas mesmas, indica que houve essa substituição, ao contrário das amostras de nefelina sienitos, fonólitos e tinguaítos que apresentam anomalias negativas de Ba e maior % de K_2O.

A Tabela 4 apresenta os resultados geoquímicos das concentrações dos elementos terras raras (ETR) bem como os dados da média dos condritos carbonáceos 1 (CC1) de Evensen et al. (1978) utilizados para a normalização. Nesta tabela encontram-se também as somas dos ETR's leves (ETRL), ETR's pesados (ETRP), as razões normalizadas La/Eu, Gd/Lu, La/Lu e os cálculos para a determinação de anomalias de európio e cério. As razões normalizadas, a média da razão e o desvio padrão La/Yb, La/Sm e Gd/Yb encontram-se na Tabela 7 do Apêndice C.

Tabela 4 – Resultados geoquímicos dos elementos terras raras

(ppm)	LD	P1.1	P1.2	P2.1	P2.2	P2.3	P3.1	P3.2	P3.3	P4.1	P4.2	CC1
La	0,1	356,0	232,2	313,8	210,0	414,4	382,4	287,6	453,4	547,8	1484,0	0,24460
Ce	0,1	557,0	392,0	486,5	317,3	670,6	525,8	446,5	792,9	800,9	2122,0	0,63790
Pr	0,05	63,56	47,92	57,39	37,98	72,51	59,96	53,08	74,59	122,38	294,65	0,09637
Nd	0,1	220,7	182,0	201,6	131,9	244,4	198,0	202,7	245,2	449,8	1018,0	0,47380
Sm	0,1	34,1	31,0	32,2	21,5	36,7	30,9	35,3	37,1	66,0	148,8	0,15400
Eu	0,05	9,13	8,72	8,76	5,74	9,72	8,48	10,15	10,44	16,89	38,86	0,05802
Gd	0,05	22,67	22,95	22,33	14,84	25,54	22,73	26,12	28,10	42,65	101,06	0,20430
Tb	0,05	2,71	2,58	2,66	1,83	3,02	2,84	3,00	3,58	4,87	11,81	0,03745
Dy	0,05	12,35	12,38	12,83	9,26	14,87	13,89	13,09	18,01	22,60	55,97	0,25410
Ho	0,05	1,90	1,97	2,10	1,48	2,42	2,34	1,83	2,97	3,66	9,29	0,05670
Er	0,05	4,44	4,76	5,03	3,71	5,84	5,75	3,84	7,54	8,76	21,65	0,16600
Tm	0,05	0,53	0,57	0,61	0,46	0,70	0,75	0,40	0,93	1,03	2,50	0,02561
Yb	0,1	2,9	3,1	3,4	2,8	4,0	4,5	2,0	5,7	5,6	14,1	0,16510
Lu	0,05	0,38	0,40	0,43	0,37	0,53	0,64	0,23	0,74	0,71	1,87	0,02539
$(\Sigma ETR)_{cn}$	**-**	**4178**	**3147**	**3786**	**2523**	**4834**	**4174**	**3610**	**5311**	**7081**	**17817**	-
$(\Sigma ETR_L)_{cn}$	**-**	**3833**	**2797**	**3427**	**2267**	**4420**	**3774**	**3258**	**4809**	**6434**	**16236**	-
$(\Sigma ETR_P)_{cn}$	**-**	**345**	**350**	**359**	**256**	**414**	**400**	**352**	**502**	**647**	**1581**	-
$(La/Eu)_{cn}$	-	9	6	8	9	10	11	7	10	8	9	-
$(Gd/Lu)_{cn}$	-	7	7	6	5	6	4	14	5	7	7	-
$(La/Lu)_{cn}$	-	97	60	76	59	81	62	130	64	80	82	-
Eu/Eu*	-	1,00	0,99	0,99	0,98	0,97	0,97	1,02	0,98	0,97	0,96	-
Ce/Ce*	-	0,89	0,89	0,87	0,85	0,93	0,83	0,87	1,03	0,75	0,77	-

Fonte: do autor.

Nota: L.D.: limite de detecção; CC1: média dos condritos C1(EVENSEN et al., 1978); cn: normalizado pelo condrito; $Eu/Eu^* = Eu_n/(Sm_n \times Gd_n)^{0.5}$; $Ce/Ce^* = Ce_n/(La_n \times Pr_n)^{0.5}$.

Na Tabela 5 são apresentados os cálculos da média da razão e desvio padrão das amostras dos perfis P1, P2, P3 e P4, dos fonólitos de Schorscher e Shea (1992), dos tinguaítos e nefelina sienitos de Ulbrich et al. (2005), estando todos normalizados com os dados da média dos condritos carbonáceos 1 (CC1) de Evensen et al. (1978).

Tabela 5 – Média da razão e desvio padrão das amostras

	P1, P2, P3 e P4	Nefelina Sienitos	Tinguaítos	Fonólitos
La/Lu_{cn}	79,1 ± 22	53 ± 15	58,5 ± 14	30 ± 2
La/Eu_{cn}	8,7 ± 1.5	33,5 ± 12	26 ± 16.6	11 ± 2
Gd/Lu_{cn}	6,8 ± 3	1,4 ± 1	2,16 ± 1.3	2,5 ± 0.3

Fonte: dados deste estudo; dados de SCHORSCHER; SHEA (1992); ULBRICH et al. (2005).
Nota: cn: normalizado pelo condrito.

No diagrama de abundância da Figura 26 observa-se um padrão de enriquecimento de ETRL e ETRP (este em menor grau que aquele) em relação ao condrito C1 e ausência de anomalias de Eu (Eu/Eu* = 0,98 ± 0,02).

As amostras apresentam um padrão de fracionamento praticamente contínuo, caracterizado pelo empobrecimento de ETRL's aos ETRP's e pela média da razão La/Lu_{cn} = 79,1 ± 22. De acordo com Sousa (2017), o grau de fracionamento que ocorre no processo petrogenético pode ser avaliado pela razão da concentração normalizada de ETRL ou de ETRP e a razão La/Eu (La/Eu_{cn} = 8,7 ± 1,5) está muito próxima da razão Gd/Lu (Gd/Lu_{cn} = 6,8 ± 3).

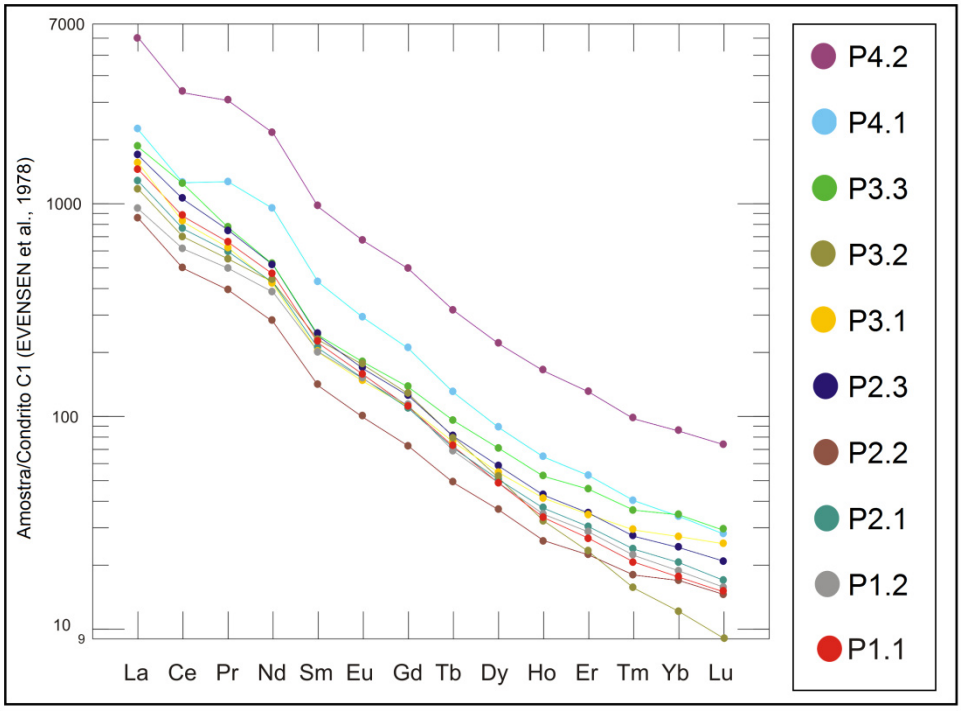

Figura 26 – Diagrama de abundância
Fonte: do autor.

Na Figura 26, as amostras do perfil P4 (P4.1 e P4.2) apresentam uma incipiente anomalia de Ce (Ce/Ce^*_{cn} = 0,75 e 0,77, respectivamente) e o nível de alteração P4.2 se destaca das demais pelos elevados teores em ETR's (Σ ETR_{cn} = 17817) apesar de apresentar um padrão semelhante de distribuição. A amostra do perfil P3, nível de alteração P3.2, apresenta um empobrecimento mais acentuado do Gd ao Lu (Gd/Lu_{cn} = 14) se comparado com as demais amostras dos perfis (TABELA 4).

Com base nos valores da Tabela 5, observa-se um maior fracionamento das amostras deste estudo (La/Lu_{cn} = 79,1 ± 22) se comparado com as amostras de nefelina sienitos (La/Lu_{cn} = 53 ± 15), tinguaítos (La/Lu_{cn} = 58,5 ± 14) e fonólitos (La/Lu_{cn} = 30 ± 2) dos outros estudos.

Na Figura 27 são apresentados os diagramas de abundância comparando as concentrações de ETR's nas amostras dos perfis com as amostras de nefelina sienito, fonólito, tinguaíto, brechas e aglomerados e material intemperizado dos outros estudos.

As amostras de nefelina sienitos (diagrama a), fonólitos (diagrama b) e tinguaítos (diagrama c) apresentam um padrão de fracionamento caracterizado por um empobrecimento mais acentuado do La ao Eu (Nefelina sienitos La/Eu_{cn} = 33,5 ± 12; Fonólitos La/Eu_{cn} = 11 ± 2; Tinguaítos La/Eu_{cn} = 26 ± 16,6), diferenciando-se do padrão de fracionamento das amostras dos perfis (La/Eu_{cn} = 8,7 ± 1.5). Do Gd ao Lu, o fracionamento nas rochas é menor (Nefelina sienitos Gd/Lu_{cn} = 1,4 ± 1; Fonólitos Gd/Lu_{cn} = 2,5 ± 0,3; Tinguaítos Gd/Lu_{cn} = 2,16 ± 1,3) se comparado com as amostras dos perfis (Gd/Lu_{cn} = 6,8 ± 3).

Entre todos os elementos terras raras apenas o La, Ce e Nd foram determinados no estudo de Alves (2003) impossibilitando realizar o cálculo da média da razão e limitando a comparação das amostras no diagrama de abundância. Observando o diagrama (d), as amostras de Alves (2003) apresentam também um padrão de fracionamento caracterizado pelo contínuo empobrecimento relativo entre o La e o Nd. As amostras de carbonatito e uma amostra de matriz de brecha de fluxo piroclástico apresentam enriquecimento de ETRL's comparável às amostras deste estudo, estando as demais amostras do autor com concentrações inferiores.

De forma geral, o maior fracionamento dos ETRP's (Gd ao Lu) das amostras deste estudo para com as amostras de nefelina sienitos, fonólitos e tinguaítos evidencia a atuação do intemperismo nos perfis estudados, visto que a mobilidade e solubilização dos ETRP's é maior do que nos ETRL's durante os processos intempéricos (FORMOSO et al., 1989).

Porém, apesar do estágio intempérico dos perfis deste estudo, os padrões de fracionamento dos seus ETR's diferem dos padrões das amostras de saprólitos, bauxitas e

solos (diagrama e) coletados na Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas no estudo de Valeton et al. (1997).

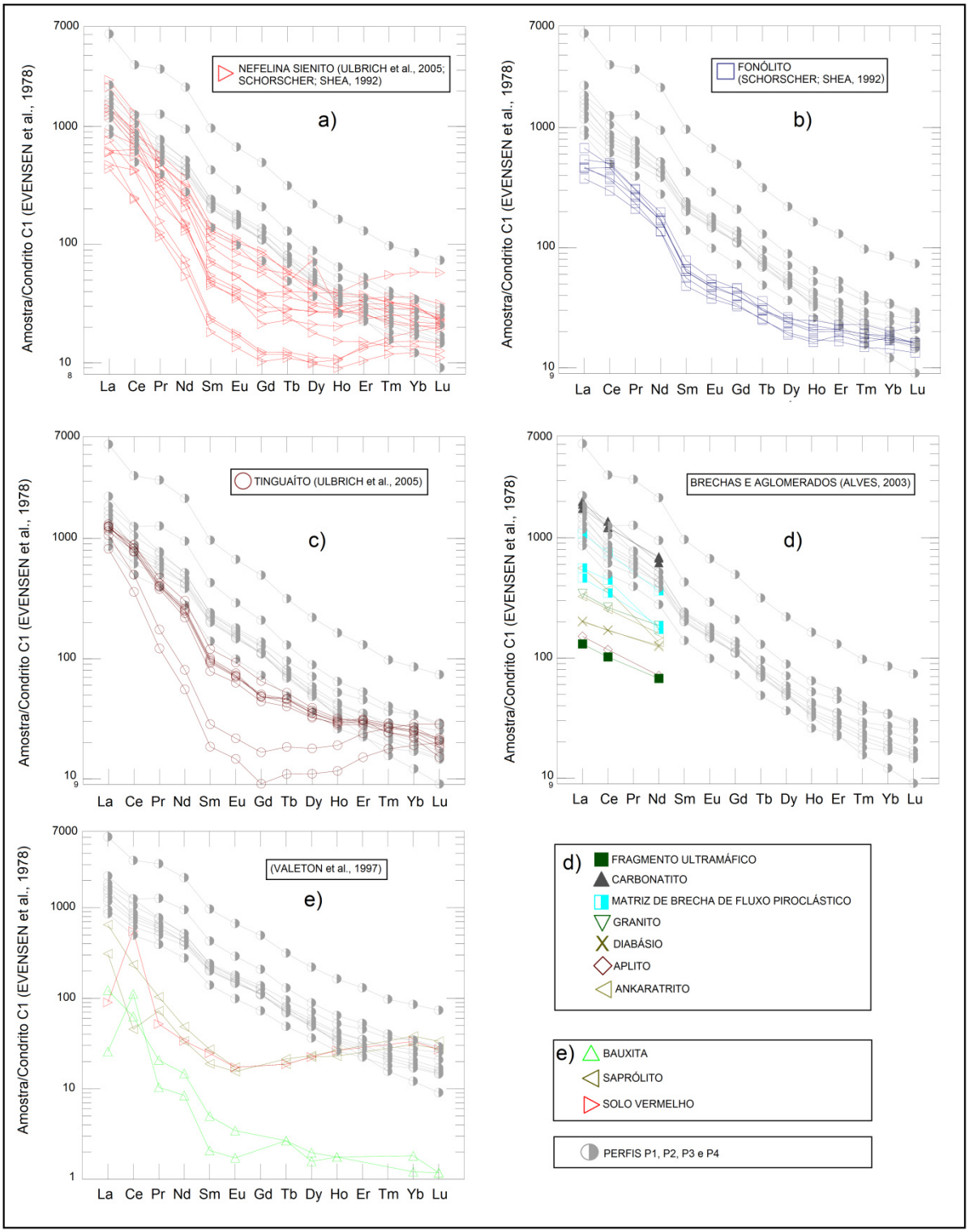

Figura 27 – Diagrama de abundância
Fonte: dados deste estudo; dados de SCHORSCHER; SHEA (1992); ULBRICH et al. (2005); ALVES (2003); VALETON et al. (1997).

Estes padrões de fracionamento associados aos baixos percentuais de carbono apresentados na Tabela 2 indicam que os perfis deste estudo não representam material pedogênico, apesar de estarem intemperizados. Por conseguinte, os nódulos/concreções inseridos no nível de alteração P4.2 mostrados na Figura 16e representam bomba e piroclastos com diferentes graus de alteração.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base no mecanismo de transporte (classificação genética) e considerando as feições atuais, os depósitos estudados podem se classificados em: depósito de queda de piroclastos (P1) e depósito de fluxo piroclástico (P2, P3 e P4). Os depósitos dos perfis P2, P3 e P4 podem ter sido formados por fluxos de lahares, considerando os variados clastos polimíticos presentes na matriz de tufo saprolitizada do perfil P2.

Com base nas feições da litofácie foram distinguidos dois tipos: litofácie de lapilli-tufo sem estrutura (perfil P1 e perfil P2) e litofácie de tufo-brecha indiferenciado sem estrutura e lapilli-tufo grosso (parte do depósito do perfil P2 e perfis P3 e P4).

A interpretação dos quatro depósitos com base nas suas feições e mecanismo de transporte confirma o modelo de caldeira vulcânica proposto por Ellert (1959).

As dez amostras apresentam uma média de 6,0 para o pH, com a amostra do nível de alteração P2.2 apresentando o menor resultado (4,71) e a amostra do nível de alteração P3.3 o maior (6,86).

Os resultados geoquímicos dos elementos maiores e menores (óxidos) das amostras dos perfis, quando comparados com as amostras de rochas da CVPC de outros estudos, mostram baixas concentrações de SiO_2, K_2O, Na_2O, CaO e MgO e maiores concentrações de Al_2O_3, Fe_2O_3 e TiO_2. A amostra P4.2 apresenta a menor concentração de SiO_2 devido ao intenso processo de intemperismo que atuou no perfil, processo este responsável pelo enriquecimento relativo dos demais elementos neste nível de alteração. Os maiores teores de P_2O_5 e CaO contidos na amostra P4.2 pode estar relacionado com a presença de fluorapatita $Ca_5(PO_4)_3F$ na mesma, enquanto que o maior teor de carbono (1,8173%) contido na amostra P4.1 pode ter relação com o seu alto teor de CaO que, provavelmente, está na forma de carbonatos/matéria orgânica.

Um trend de intemperismo avançado é observado em todas as amostras por meio dos diagramas Nesbitt e Young (1984, 1989), ocorrendo uma laterização intensa na amostra P4.2, que possui forte concentração de Fe_2O_3.

Por meio do diagrama Winchester e Floyd (1977), as amostras situam-se no campo do fonólito e os resultados do diagrama de Pearce (1982) confirmam a proveniência alcalina das mesmas. Além disso, a proximidade das concentrações de elementos HFSE entre as amostras dos perfis e as amostras de nefelina sienitos, tinguaítos e fonólitos reforça a similaridade geoquímica destes piroclastos para com as demais rochas alcalinas da CVPC.

Apesar da origem alcalina, as concentrações de Ni, Cr, Co e V nas amostras dos perfis podem sugerir uma provável contaminação geoquímica oriunda ou de fonte magmática residual máfica/ultramáfica ou de materiais clásticos dessa origem contidos nos condutos vulcânicos e agregados ao material piroclástico alcalino expelido ou ainda presentes no trajeto percorrido pelos fluxos de lahares que, posteriormente, formaram os depósitos.

As concentrações dos elementos traços variam pouco entre as amostras de cada perfil, havendo um maior enriquecimento na amostra do nível de alteração P4.2, o que pode estar relacionado ao intemperismo mais a mineralogia da amostra, pois os elementos traços entram com facilidade na estrutura da fluorapatita. Além disso, a amostra P4.2 encontra-se na parte superior do perfil, ou seja, na porção que mais sofreu alteração intempérica e lixiviação de elementos maiores resultando assim, no enriquecimento relativo dos seus elementos menos móveis.

Em todas as amostras dos perfis observa-se uma tendência de enriquecimento na maioria dos elementos de alto potencial iônico (HFSE) e empobrecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) como o Cs e Rb, cujas baixas concentrações podem estar relacionadas à lixiviação/intemperismo sofrido pelos depósitos. A exceção está no Ba que, provavelmente, entrou na estrutura dos feldspatos-K com a lixiviação do K nas amostras.

Para os ETR's observa-se nas amostras dos perfis um padrão de fracionamento praticamente contínuo e caracterizado pelo empobrecimento de ETRL's aos ETRP's e ausência de anomalias de Eu (Eu/Eu* = 0,98 ± 0,02). A razão La/Eu (La/Eu_{cn} = 8,7 ± 1,5) está muito próxima da razão Gd/Lu (Gd/Lu_{cn} = 6,8 ± 3). Observa-se também uma incipiente anomalia de Ce na amostra P4.1 (Ce/Ce^*_{cn} = 0,75) e na amostra P4.2 (Ce/Ce^*_{cn} = 0,77), sendo que esta se destaca das demais pelos seus elevados teores em ETR's (Σ ETR_{cn} P4.2 = 17817). Na amostra P3.2, ocorre um empobrecimento mais acentuado do Gd ao Lu (Gd/Lu_{cn} = 14) se comparado com as demais amostras dos perfis.

Com base nos valores da média da razão dos ETR's, observa-se um maior fracionamento nas amostras deste estudo (média da razão La/Lu_{cn} = 79,1 ± 22) em relação às amostras dos autores, especialmente em ETRP's, cuja média da razão das amostras de nefelina sienito (Gd/Lu_{cn} = 1,4 ± 1), fonólito (Gd/Lu_{cn} = 2,5 ± 0,3) e tinguaíto (Gd/Lu_{cn} = 2,16 ± 1,3) é menor que a média da razão das amostras dos perfis (Gd/Lu_{cn} = 6,8 ± 3).

Apesar do maior fracionamento de ETRP's e também do estágio avançado de intemperismo, as amostras dos perfis apresentam padrões de fracionamento de ETR's muito diferente das amostras de saprólitos, bauxitas e solos da CVPC que, associado aos baixos percentuais de carbono nas amostras, conferem aos perfis características não pedogênicas,

indicando que estes depósitos ainda preservam as características da assinatura química do magma primordial, tratando-se, portanto, de material diferenciado e/ou piroclastos com diferentes níveis de alteração.

REFERÊNCIAS

ADAMO, P.; VIOLANTE, P.; WILSON, M. J. Tubular and spheroidal halloysite in pyroclastic deposits in the área of the Roccamonfina volcano (Southern Italy). **Geoderma**, v. 99, issues 3-4, p. 295-316, Feb. 2001.

ALBARÈDE, F. **Geoquímica – uma introdução**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Corpos alcalinos de Poços de Caldas, Itatiaia e São Sebastião. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Editora Beca, 2012. cap. 18d, p. 464-465.

ALVES, A. D. **Rochas vulcanoclásticas do complexo alcalino de Poços de Caldas – MG/SP**. 2003. 157f. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

AUGUSTIN, C. H. R. R.; LOPES, M. R. S.; SILVA, S. M. Lateritas: um conceito ainda em construção. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 3, p. 241-257, jul./set. 2013.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. Tradução de Maria Juraci Zani dos Santos. 11. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

BRANNEY, M. J; KOKELAAR, P. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. **Geological Society Memoir**, London, n. 27, 2002.

CARVALHO, I. G. **Fundamentos da geoquímica dos processos exógenos**. Salvador: Bureau, 1995. 239 p.

CHAPMAN, N. A.; McKINLEY, I. G.; SHEA, M. E.; SMELLIE, J. A. T. The Poços de Caldas project: summary and implications for radioactive waste management. **SKB-Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.**, Uppsala, p. 147, 1991.

CHRISTOFOLETTI, A. A unidade morfoestrutural do planalto de Poços de Caldas. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, v. 13, n. 26, p. 77-85, 1973.

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS (CODEMIG). **Projeto fronteiras de Minas Gerais – Folha Caldas/Poços de Caldas**. Poços de Caldas, 2015. 86 p.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Projeto Sapucaí:** relatório final. Geologia, São Paulo, v.1, 5 v. 1977. 615 p.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Projeto Sapucaí:** relatório final. São Paulo: Editora do Departamento Nacional de Produção Mineral, 1979. 289 p. 5 v. Escala 1:250.000

CRONIN, S. J.; SHARP, D. S. Environmental impacts on health from continuous volcanic activity at Yasur (Tanna) and Ambrym, Vanuatu. **International Journal of Environmental Health Research**, v.12, n. 2, p. 109-123, June 2002.

ELLERT, R. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. **Boletim Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras USP**, São Paulo, v. 237, n. 18, p. 5-63, 1959.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Brasília, 2013. 353 p.

EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 42, p. 1199-1212, 1978.

FARINE, E. L.; MOREIRA, D. A.; NARDO, A. E.; CAMARGO, I. S. P.; JORDÃO, L. T.; GERMANO, M. M. G.; KLEINERT, J. J.; OLIVEIRA JUNIOR, A. Comparação de dois métodos para determinação do teor de carbono orgânico do solo. In: JORNADA ACADÊMICA DA EMBRAPA SOJA, 6., Londrina. **Anais** [...] Londrina: Embrapa Soja, 2011. p. 28-30.

FISCHER, R. P.; OHL, J. P. Bibliography on the geology and resources of vanadium to 1968. **Geological Survey Bulletin 1316**, Washington, 1970.

FISHER, R. V.; HEIKEN, G.; MAZZONI, M. Where do tuffs fit into the framework of volcanoes? In: HEIKEN, G. **Tuffs – their properties, uses, hydrology, and resources**. [S.l.]: The Geological Society of America, 2006. cap. 2.1, p. 5-9.

FISHER, R. V. Classification of volcanic breccias. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 71, p. 973-982, July 1960.

FORMOSO, M. L. L.; NARDI, L. V. S.; HARTMAN, L. A. Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. **Sociedade Brasileira de Geoquímica**, p. 109-120, 1989.

GARDA, M. G. **A alteração hidrotermal no contexto da evolução geológica do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP**. 1990. 262f. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.

GOLDSCHMIDT, V. M. **Geochemistry**. 2. ed. Oxford: Claredon Press, 1954. 730 p.

GOOGLE EARTH PRO. **Imagens de satélite**. Disponível em: <https://earth.google.com/>. Acesso em 06 set. 2018.

GREEN, T. H. Island arc and continent-building magmatism – A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. **Tectonophysics**, v. 63, p. 367-385, 1980.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; ALVES, F. M. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. **Computers & Geosciences**, v. 33, p. 10-19, 2007.

GRUPO DE PESQUISA EM EDUCAÇÃO QUÍMICA (GEPEC). Experiências sobre solos. **Química Nova na Escola**, São Paulo, n. 8, p. 40-41, 1998.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Editora Beca, 2012. cap. 15, p. 331-372

HOLMES, D. C.; PITTY, A. E.; NOY, D. J. Geomorphological and hydrogeological features of the Poços de Caldas caldera analogue study sites. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 45, p. 215-247, 1992.

HUBER, H.; KOEBERL, C.; EGGER, H. Geochemical study of lower Eocene volcanic ash layers from the Alpine Anthering Formation, Austria. **Geochemical Journal**, v. 37, p. 123-134, 2003.

IBGE. **Poços de Caldas, Folha SP-23-V-C-VI-4**. Poços de Caldas: Superintendência de Cartografia, 1972. Carta em escala 1:50.000.

IBGE. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro, 1991. 124 p.

INDÚSTRIAS NUCLEARES DO BRASIL (INB). **Mapa básico de drenagem do planalto de Poços de Caldas**. Superintendência de desenvolvimento de projetos (SUDEP). Gerência de descomissionamento da unidade de Caldas (GEDEC), 2006.

INDÚSTRIAS NUCLEARES DO BRASIL (INB). **UTM – Caldas – Minas Gerais**. Programa de Recuperação de Áreas Degradadas (PRAD). Nº Projeto099-515-3023. Elaboração R. L. Mapa Geológico Regional (2), 22/08/2011.

JERRAM, D.; PETFORD, N. **Descrição de rochas ígneas – guia geológico de campo**. 2. ed. Porto Alegre: Bookman, 2014.

LEPSCH, I. F. **19 Lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456 p.

MACHADO, M. F.; SILVA, S. F. (org.). **Geodiversidade do estado de Minas Gerais**. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Serviço Geológico do Brasil. Programa Geologia do Brasil Levantamento da Geodiversidade. Belo Horizonte, 2010. 131 p.

MANAHAN, S. E. **Química ambiental**. 9. ed. New York: Bookman, 2013.

MASON, B. H. **Princípios de geoquímica**. São Paulo: Polígono, 1971.

McCLINTOCK, M.; WHITE, J. D. L. Large phreatomagmatic vent complex at Coombs Hills, Antarctica: wet, explosive initiation of flood basalt volcanism in the Ferrar-Karoo LIP. **Bull Volcanol**, n. 68, p. 215-239, 2006.

MORAES, F. T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Fisiografia da região do planalto de Poços de Caldas, MG/SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n.1, 2008.

MORAES, F. T**. Zoneamento geoambiental do planalto de Poços de Caldas, MG/SP a partir de análise fisiográfica e pedoestratigráfica**. 2007. 173f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – IGCE, UNESP, Rio Claro, 2007.

MOTOKI A.; SICHEL, S. E.; SOARES, R.; AIRES, J. R.; SAVI, D. C.; PETRAKIS, G. H.; MOTOKI, K. F. Rochas piroclásticas de preenchimento de condutos subvulcânicos do Mendanha, Itaúna e Ilha do Cabo Frio, RJ, e seu processo de formação com base no modelo de implosão de conduto. **Revista Geociências**, v. 27, n. 4, p. 451-467, 2008.

MOTOKI, A.; OLIVEIRA, J. L. S. Reconsiderações vulcanológicas sobre a hipótese de caldeira vulcânica no Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG. Parte I: rochas sedimentares como corpos capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4., 1987, Belo Horizonte **Anais** [...], Belo Horizonte, 1987. p. 240-243.

MUHS, D. R.; BUDAHN, J. R. Geochemical evidence for African dust and volcanic ash inputs to terra rossa soils on carbonate reef terraces, northern Jamaica, west Indies. **Quartenary International**, v. 196, p. 13-35, 2009.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **Journal of Geology**, v. 97, p. 129-147, 1989.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, n.7, p. 1523-1534, 1984.

PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boudaries. In: THORPE, R. S. (ed.). **Andesites: orogenic andesites and related rocks**. Chichester: Wiley & Sons, 1982. cap.8, p. 525-548.

POMEROL, C.; LAGABRIELLE, Y.; RENARD, M.; GUILLOT, S. **Princípios de geologia:** técnicas, modelos e teorias. 14. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.

ROLLINSON, H. **Using geochemical data:** evaluation, presentation, interpretation. London: Longman Group, 1993. 352 p.

RUGGIERI F.; SAAVEDRA, J.; FERNANDEZ-TURIEL, J. L.; GIMENO, D.; GARCIA-VALLES, M. Environmental geochemistry of ancient volcanic ashes. **Journal of Hazardous Materials**, n. 183, p. 353-365, 2010.

SÁ JÚNIOR, A. de. **Aplicação da classificação de Köppen para o zoneamento climático do estado de Minas Gerais**. 2009. 113f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – UFLA, Lavras, 2009.

SARDINHA, D. S.; PENA, Y. T. L.; TIEZZI, R. O.; ALMEIDA, M. C. J. Base de dados de desastres naturais no município de Poços de Caldas/ MG: ferramenta para o planejamento e a gestão territorial. **URBE – Revista Brasileira de Gestão Urbana**, v. 8, n. 3, 2016.

SARDINHA, D. S.; GODOY, L. H.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; MORENO, M. M. T. Discussão da evolução da Caldeira Vulcânica de Poços de Caldas (MG) a partir de uma análise pedogeoquímica em uma topossequência. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 321-340, abr./jun. 2015.

SCHELLMANN, W. Discussion of a critique of the Schellmann definition and classification of laterite by R. P. Bourman and C. D. Ollier (Catena 47, 117-131). **Catena**, v. 52, p. 77-79, 2003.

SCHELLMANN, W. Geochemical differentiation in laterite and bauxite formation. **Catena**, v. 21, p. 131-143, 1994.

SCHOBBENHAUS C.; CAMPOS D. A.; DERZE G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil**. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1984. 435 p.

SCHORSCHER, H. D.; SHEA, M. E. The regional geology of the Poços de Caldas alkaline complex: mineralogy and geochemistry of selected nepheline syenites and phonolites. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 45, p. 25-51, 1992.

SETZER, J. A. Natureza e as possibilidades do solo no vale do Rio Pardo entre os municípios de Caconde, SP, e Poços de Caldas, MG. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 3, Ano XVIII, jul./set. 1956.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F. de; NARDI, L. V. S.; LIZ, J. D. de; PIEROSAN, R. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido Neoproterozóico do escudo sul-rio-grandense. **Pesquisas em Geociências**, v. 30, n. 1, p. 3-26, 2003.

SONOKI, I. K.; GARDA, M. G. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. **Boletim IG-USP, Série Científica**, n. 19, p. 63-85, 1988.

SOUSA, T. A. de. **Elementos terras raras como indicadores do aporte e proveniência sedimentar nos últimos 45 mil anos, Bacia de Santos – Brasil**. 2017. 126f. Dissertação (Mestrado em Geociências – Geoquímica Ambiental) – Universidade Federal Fluminense – UFF, Niterói, Rio de Janeiro, 2017.

SUN, S. S.; McDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society, Special Publications**, London, v. 42, p. 313–345, 1989.

SUN, S. S. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 46, p. 179–192, 1982.

TINÓS, T. M. **Mapeamento geológico-geotécnico a partir de metodologia de análise integrada: ensaio de aplicação no município de Poços de Caldas – MG**. 2011. 141f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2011.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B. de; MELFI, A. J. Intemperismo e formação do solo. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M. de; TAIOLI, F. (Org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo. Oficina de Textos, 2000. cap. 8, p. 139-166.

TUCKER M. E. **Rochas sedimentares – guia geológico de campo**. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2014.

ULBRICH, H. H.; VLACH, S. R. F.; DEMAIFFE, D.; ULBRICH, M. N. C. Structure and origin of the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE Brazil. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C. B. (Ed.). **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005. cap. 12, p. 367-418.

ULBRICH, H. H. G. J.; VLACH, S. R. F.; ULBRICH, M. N. C.; KAWASHITA, K. Penecontemporaneous syenitic-phonolitic and basic-ultrabasic-carbonatitic rocks at the Poços de Caldas alkaline massif, SE Brazil: geologic and geochronologic evidence. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, p. 15-26, 2002.

VALETON, I.; SCHUMANN, A.; VINX, R.; WIENEKE, M. Supergene alteration since the upper cretaceous on alkaline igneous and metasomatic rocks of the Poços de Caldas ring complex, Minas Gerais, Brazil. **Applied Geochemistry**, v. 12, p. 133-154, 1997.

WANG, B.; MICHAELSON, G.; PING, C-L.; PLUMLEE, G.; HAGEMAN, P. Characterization of pyroclastic deposits and pre-eruptive soils following the 2008 eruption of Kasatochi Island volcano, Alaska. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, v. 42, n. 3, p. 276-284, 2010.

WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v. 20, p. 325-343, 1977.

ZHOU Y.; BOHOR, B. F.; REN, Y. Trace element geochemistry of altered volcanic ash layers (tonsteins) in Late Permian coal-bearing formations of eastern Yunnan and western Guizhou provinces, China. **International Journal of Coal Geology**, v. 44, p. 305-324, 2000.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

BECEGATO, V. A.; FERREIRA, F. J. F. Gamaespectrometria, resistividade elétrica e susceptibilidade magnética de solos agrícolas no noroeste do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 23, n. 4, p. 371-405, 2005.

FIGUEIREDO, M. C. H. Introdução à geoquímica dos elementos terras raras. **Boletim IG-USP, Série Científica**, v. 16, p. 15-31, 1985.

KABATA-PENDIAS, A.; PENDIAS, H. **Trace elements in soils and plants.** 3. ed. CRC Press, 2001. 403 p.

LACERDA, M. P. C.; ANDRADE, H.; QUÉMÉNEUR, J. J. G. Pedoquímica em perfis de alteração na região de Lavras (MG). I – Elementos maiores – óxidos constituintes. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 26, p. 75-85, 2002.

LACERDA, M. P. C.; ANDRADE, H.; QUÉMÉNEUR, J. J. G. Pedoquímica em perfis de alteração na região de Lavras (MG). II – Elementos menores e elementos das Terras Raras. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 26, p. 87-102, 2002.

SOUBIÈS, F.; MELFI, A. J.; DELVIGNE, J.; SARDELA, I. A. Mobilidade do zircônio na bauxitização de rochas alcalinas do maciço de Poços de Caldas, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 1, p. 17-22, mar. 1991.

ULBRICH, H. H. G. J. As brechas de origem ígnea: revisão e proposta para uma classificação geológica. **Boletim IG – USP Publ. Esp.**, n. 3, p. 1-82, maio 1986.

APÊNDICES

APÊNDICE A – Questionários descritivos dos perfis

Quadro 4 – Questionário descritivo do perfil P1

PERFIL: P1	Data: 11 de abril de 2017	
Coordenadas:	Longitude: Oeste 328.724	Latitude: Sul 7.587.171
Localização:	Rodovia José Aurélio Vilela (BR-267)	
Altitude:	1.291 m	
Tipo de relevo:	Morro	
Forma do relevo local:	Suave ondulado	
Declive do terreno:	Inclinado	
Feições de inclinação local:	Retilínea	
Erosão local:	Incipiente < 10%	
Drenagem:	Bem drenado	
Vegetação:	Vegetação rasteira no topo e na base	
Fatores biológicos:	Ausente	
Uso atual do local:	Corte de rodovia	

Fonte: do autor.

Quadro 5 – Questionário descritivo do perfil P2

PERFIL: P2	Data: 11 de abril de 2017	
Coordenadas:	Longitude: Oeste 328.444	Latitude: Sul 7.586.330
Localização:	UNIFAL Campus Poços de Caldas – Área de Expansão	
Altitude:	1.327 m	
Tipo de relevo:	Morro	
Forma do relevo local:	Suave ondulado	
Declive do terreno:	Ligeiramente inclinado	
Feições de inclinação local:	Mista entre convexa e retilínea	
Erosão local:	Incipiente < 10%	
Drenagem:	Ligeiramente drenado	
Vegetação:	Vegetação rasteira no topo	
Fatores biológicos:	Ausente	
Uso atual do local:	Não	

Fonte: do autor.

Quadro 6 – Questionário descritivo do perfil P3

PERFIL: P3	Data: 11 de abril de 2017	
Coordenadas:	Longitude Oeste 328.066	Latitude Sul 7.586.040
Localização:	UNIFAL – encosta próxima ao Prédio I	
Altitude:	1.314 m	
Tipo de relevo:	Morro	
Forma do relevo local:	Suave ondulado	
Declive do terreno:	Ligeiramente inclinado	
Feições de inclinação local:	Mista entre convexa e retilínea	
Erosão local:	Laminar	
Drenagem:	Bem drenado	
Vegetação:	Vegetação rasteira no topo	
Fatores biológicos:	Ausente	
Uso atual do local:	Não	

Fonte: do autor.

Quadro 7 – Questionário descritivo do perfil P4

PERFIL: P4	Data: 11 de abril de 2017	
Coordenadas	Longitude Oeste 328.437	Latitude Sul 7.586.025
Localização:	UNIFAL – encosta ao fundo do prédio K	
Altitude:	1.323 m	
Tipo de relevo:	Morro	
Forma do relevo local:	Suave ondulado	
Declive do terreno:	Inclinada	
Feições de inclinação local:	Mista entre convexa e retilínea	
Erosão local:	Laminar	
Drenagem:	Ligeiramente drenado	
Vegetação:	Vegetação rasteira no topo e em alguns pontos da inclinação	
Fatores biológicos:	Ausente	
Uso atual do local:	Não	

Fonte: do autor.

APÊNDICE B – Tabela complementar dos resultados geoquímicos

Tabela 6 – Resultados geoquímicos dos elementos traços (complementar)

(ppm)	L.D.	P1.1	P1.2	P2.1	P2.2	P2.3	P3.1	P3.2	P3.3	P4.1	P4.2
Ga	0,1	43,1	41,8	48,8	34,8	52,5	57,0	39,3	62,5	52,1	129,1
Sn	0,3	5,8	5,9	5,7	4,0	6,7	6,7	5,9	7,2	8,7	12,4
W	0,1	7,2	4,4	8,5	7,3	11,4	7,7	6,3	14,6	10,7	24,3
Tl	0,5	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1,0
Zn	5	46	64	97	62	67	199	135	168	205	424
Cu	5	95	95	95	80	120	76	96	67	122	182
Mo	2	4	6	5	3	4	2	2	3	2	5

Fonte: do autor.

Nota: L.D.: limite de detecção.

APÊNDICE C – Tabela complementar das razões dos ETR's

Tabela 7 – Razões normalizadas, média da razão e desvio padrão (complementar)

(ppm)	P1.1	P1.2	P2.1	P2.2	P2.3	P3.1	P3.2	P3.3	P4.1	P4.2
$(La/Yb)_{cn}$	83	50	62	50	70	57	97	53	66	71
$(La/Sm)_{cn}$	7	5	6	6	7	8	5	8	5	6
$(Gd/Yb)_{cn}$	6	6	5	4	5	4	10	4	6	5

	P1, P2, P3 e P4	Nefelina Sienitos	Tinguaítos	Fonólitos
La/Yb_{cn}	65,9 ± 15	46,7 ± 10	48,3 ± 5.7	28 ± 3
La/Sm_{cn}	6,3 ± 1	25,5 ± 8.8	19,9 ± 13.1	8 ± 1.7
Gd/Yb_{cn}	5,5 ± 1.8	1,16 ± 0.7	1,7 ± 0.8	2,3 ± 0.2
Ce/Ce_{cn}	0,87± 0.08	-	-	-

Fonte: dados deste estudo; dados de SCHORSCHER; SHEA (1992); ULBRICH et al. (2005).
Nota: cn: normalizado pelo condrito.