



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**ESTUDO VULCANOLÓGICO E GEOQUÍMICO DO DEPÓSITO
PIROCLÁSTICO DE QUEDA DA CAVA DE CANTONIERA, CALDEIRA
DE LATERA, ITÁLIA**

KELLIN CRISTIANE SANAIOTTO SCHMIDT

Dissertação de Mestrado N° 416

Brasília - DF

2018



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**ESTUDO VULCANOLÓGICO E GEOQUÍMICO DO DEPÓSITO
PIROCLÁSTICO DE QUEDA DA CAVA DE CANTONIERA, CALDEIRA
DE LATERA, ITÁLIA**

KELLIN CRISTIANE SANAIOTTO SCHMIDT

Dissertação de Mestrado Nº 416

Área de concentração: Petrologia e Mineralogia

Orientador: Prof. Dr. Massimo Matteini

Co-orientador: Prof. Dr. Raffaello Cioni (Universidade de Florença, Itália)

Banca Examinadora

Presidente da banca: Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (UnB)

Examinadora Interna: Prof.^a Dra. Natalia Hauser (UnB)

Examinador Externo: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima (UFRGS)

Examinadora Interna (suplente): Prof.^a Dra. Catarina Toledo (UnB)

Brasília, DF, junho de 2018

AGRADECIMENTOS

Aos meus familiares por todo o apoio e paciência ao longo desses anos de mestrado e por incentivarem a minha paixão pela vulcanologia.

Ao meu orientador, o Prof. Dr. Massimo Matteini, por me incentivar a realizar este trabalho e compartilhar os seus conhecimentos sobre a vulcanologia.

Ao meu co-orientador Prof. Dr. Raffaello Cioni e ao Dr. Marco Pistolesi e Alvaro Alvarena, da Universidade de Florença, por toda a atenção durante os trabalhos de campo, em laboratório e a distância.

Ao Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho por gentilmente aceitar presidir esta banca, por disponibilizar seu tempo e contribuir com sugestões para a melhoria deste trabalho.

Aos meus amigos Anthony Medina, Gabriel Franco e Ítalo Lopes pelas sugestões que muito contribuíram para a realização deste trabalho.

Aos meus amigos, Ilanna, Eveline, Carolinna, Valessa, Caroline, Ineya, Kaline, Isabela, Juliana, Ana Luísa e Polyana pelas conversas e apoio ao longo desses anos de mestrado.

Ao Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos e ao Prof. Dr. Lucas Vieira Barros por todo o auxílio, sugestões e incentivo durante os anos mestrado.

Aos membros da equipe do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, do Laboratório de Laminação e Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UnB, por fornecerem todo o suporte necessário para a realização das diversas análises. Em especial, gostaria de agradecer à Isabela e a Jacqueline pelo auxílio durante as análises de microsonda, e a Francisca e a Edna no auxílio de elaboração das lâminas delgadas.

Ao Prof. Dr. Valmir Souza e ao Prof. Dr. Elton Dantas por disponibilizarem seu tempo e propiciarem sugestões que muito contribuíram para este trabalho.

À Capes e ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado e pelo apoio financeiro para a realização das análises geoquímicas, respectivamente.

E finalmente, a todos aqueles que contribuíram diretamente ou indiretamente para a realização desta dissertação.

RESUMO

Este trabalho relata o estudo de sequências deposicionais da Formação Onano Superior, referente às fases finais da erupção Onano, na Caldeira de Latera, Província Romana, Distrito Vulcânico Vulsini (0,6-0,13 Ma), Itália. A atividade vulcânica é caracterizada pela alternância entre os estilos eruptivos estrombolianos e freatomagmáticos, diagnosticados pelos depósitos piroclásticos de queda de escórias, púmices, líticos, *spatter* e depósitos do tipo *surge*. Os fragmentos juvenis são caracterizados por fenocristais de clinopiroxênio (Mg# = 40,99-89,66), sanidina (Or = 60,74-81,29 mol%), plagioclásio (An = 85,00-94,20 mol%), flogopita e leucita. As fases acessórias incluem magnetita e microcristais de apatita. Dados geoquímicos de rocha total classificam os componentes vulcânicos como alcalinos potássicos e ultrapotássicos insaturados em sílica, indicando um magmatismo bimodal de composição traquibasáltica e tefrítica a fonolítica. Os valores incluem SiO₂ = 46,18 a 55,99 wt%, (Na₂O + K₂O) = 7,21 a 13,21 wt%, Al₂O₃ = 14,8 a 19,27 wt%, CaO = 4 a 11,87 wt%, Fe₂O₃ = 4,37 a 8,77 wt% e MgO = 0,89 a 6,66 wt%. A geoquímica dos elementos traço e terras raras é indica composição semelhante às composições de magmatismo em arco vulcânico, com enriquecimento em LILEs e ETR's leves, juntamente com o empobrecimento em HFSEs e ETR's pesados. Os padrões multielementares apresentam anomalias positivas em Th, U, K, Pb, Nd e Dy e anomalias negativas em Ba, Nb, Ta, P e Ti. Exibem forte fracionamento nos ETR's leves em relação aos ETR's pesados ([La/Yb]_N = 21,96 a 31,94) e discreta anomalia negativa em Eu (Eu/Eu_N = 0,69 a 0,77). As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd estão entre 0.512106 e 0.512148, valores que geram εNd₍₀₎ entre -9.56 a -10.37, e as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr estão entre 0.71016 a 0.71036, indicando fonte mantélica enriquecida com processo de contaminação crustal. Os valores de TDM (Ga) variam de 1.09 a 1.29. Com base nos dados geoquímicos e petrológicos sugere-se que os magmas derivam de fusões de uma fonte metassomatizada relacionada à subducção e que a evolução deste magmatismo foi dominada por processos de fracionamento mineral, envolvendo principalmente clinopiroxênio, feldspato e leucita.

Palavras - chaves: Caldeira de Latera, erupção Onano, Formação Onano, Província Romana, Itália.

ABSTRACT

This work reports the study of depositional sequences of the Onano Superior Formation, referring to the final phases of the Onano eruption, in Latera Caldera, Roman Province, Vulsini Volcanic District (0,6-0,13 Ma), Italy. The volcanic activity is characterized by the alternation between the eruptive strombolian and phreatomagmatic styles, diagnosed by pyroclastic deposits of scoriae, pumice, lithic, spatter and surge deposits. The juvenile fragments are characterized by clinopyroxene ($Mg\# = 40.99$ to 89.66), sanidine ($Or = 60.74$ to 81.29 mol%), plagioclase ($An = 85.00$ to 94.20 mol%), phlogopite and leucite phenocrysts. The accessory phases include magnetite and apatite microcrystals. Total rock geochemical data classify the volcanic components as alkaline potassic and ultrapotassic unsaturated in silica, indicating a bimodal magmatism of traquibasaltic and thephritic to phonolitics compositions. Values include $SiO_2 = 46.18$ to 55.99 wt%, $(Na_2O + K_2O) = 7.21$ to 13.21 wt%, $Al_2O_3 = 14.8$ to 19.27 wt%, $CaO = 4$ to 11.87 wt%, $Fe_2O_3 = 4.37$ to 8.77 wt% and $MgO = 0.89$ to 6.66 wt%. The geochemistry of the trace and rare earths elements indicate compositions similar to the compositions of volcanic arc magmatism with enrichment in LILEs and LREEs, and depletion in HFSEs and HREEs. The multielement pattern shows positive anomalies in Th, U, K, Pb, Nd and Dy and negative anomalies in Ba, Nb, Ta, P and Ti. They exhibit strong fractionation in the LREEs in relation to the HREEs ($[La/Yb]_N = 21.96$ to 31.94) and discrete negative anomaly in Eu ($Eu/Eu_N = 0.69$ to 0.77). The $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios are between 0.512106 and 0.512148 , values that generate $\epsilon Nd_{(0)}$ are between -9.56 and -10.37 , and the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios are between 0.71016 and 0.71036 , indicating mantle source enriched with crustal contamination process. TDM values (Ga) range from 1.09 to 1.29 . Based on the geochemical and petrological data it is suggested that the magmas derive from melts of a subduction-related metassomatized source, and that the evolution of this magmatism was dominated by mineral fractionation processes, mainly involving clinopyroxene, feldspar and leucite.

Keywords: Latera caldera, Onano eruption, Onano Formation, Roman Province, Italy.

Lista de ilustrações

- Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, em destaque os perfis e a cidade de Bolsena. Fonte: ArcGis/Basemap/World Imagery.2
- Figura 2. Imagem satélite (rotacionada a 90 graus a oeste, em relação à Figura 1) da área de estudo e suas vias de acesso. Em destaque os perfis 1 e 2 (Cava de Cantoniera), perfil 3 (corte de estrada na direção: cidade de Cantoniera – Valentano) e perfil 4 (corte de estrada na direção: cidade de Cantoniera – Gradoli). Imagem adaptada de *Google Earth* 2018.3
- Figura 3. a) Conjunto de peneiras utilizado para análises granulométricas dos componentes vulcânicos amostrados; b) Componentes armazenados segundo as granulometrias < 4,0 mm, > 4,0 mm, > 8,0 mm e > 16,0 mm.5
- Figura 4. Análise dos componentes vulcânicos segundo as características morfológicas, de vesiculação, densidade e cor para as diferentes granulometrias.6
- Figura 5. a) Recipiente utilizado para análise de densidade contendo esferas de vidro como fluido contínuo e clasto em seu interior; b) Exemplo de uma medida de densidade.....7
- Figura 6. Distribuição do magmatismo Plio-Quaternário na Itália (os números entre parênteses são idades em Ma). O local do cinturão vulcânico cálcio-alcálico de Eoceno – Mioceno da Sardenha também é relatado. Símbolos abertos indicam vulcões submarinos. As províncias vulcânicas são as definidas no texto. Linhas tracejadas indicam linhas tectônicas principais transversais. As intersecções mostram as distribuições espaciais dos magmas orogênicos e anorogênicos. A seta mostra a migração do magmatismo orogênico com o tempo. Modificado após Peccerillo (2005). Destacado em vermelho encontra-se a localização do Distrito Vulcânico Vulsini. 18
- Figura 7. Esboço estrutural da margem Tirrena, Itália central, mostrando os principais sistemas de falhas e algumas Províncias Plioceno-Quaternárias da Itália,

sendo a Província Romana composta pelos complexos Vulsini (área tracejada), Vico, Sabatini e Colli Albani. Fonte: adaptado de Acocella e Funiciello (2006). 20

Figura 8. Mapa do esboço geológico do Distrito Vulcânico de Vulsini e as suas subdivisões, adaptado de Vezzoli et al., 1987. 1: depósitos sedimentares Quaternários; 2: travertines; 3: produtos vulcânicos do Distrito Vulcânico Vico e Torre Alfina; *Complexo Vulcânico de Latera*; 4: produtos finais efusivos e estrombolianos; 5: Formação Pitigliano; 6: Sucessão Poggio Pinzo; 7: Formação Onano, Grotte di Castro e Sorano; 8: Formação Sovana; 9: Formação Canino e Farnese. *Complexo Vulcânico Bolsena-Orvieto*; 10: fluxos de lavas; 11: ignimbritos Bolsena-Orvieto-Bagnoregio; 12: sucessões piroclásticas; *Complexo Vulcânico Montefiascone*; 13: fluxos de lavas; 14: sucessões piroclásticas; *Complexo Vulcânico Campos Vulsini*; 15: fluxos de lavas; 16: sucessões piroclásticas; *Complexo Vulcânico Paleovulsini*; 17: fluxos de lavas; 18: ignimbritos basais; 19: sucessões piroclásticas e vulcano-sedimentares; 20: substratos sedimentares; 21: cones de escórias; 22: crateras; 23: caldeiras; 24: falhas e fraturas. Cidades e outras localidades: A = Acquapendente, B = Bolsena, Ba = Bagnoregio, C = Canino, CA = Civitella d'Agliano, F = Farnese, G = Grotte di Castro, L = Latera, M = Montefiascone, O = Orvieto, P = Pitigliano, PS = Pian della Selva, R = La Rocca, S = Sovana, Se = Sermignano, So = Sorano, T = Tuscania, TA = Torre Alfina. A área de estudo corresponde a folha TUSCANIA N° 344 da Carta Geológica Italiana. 23

Figura 9. Imagem Landsat da caldeira de Latera (linha tracejada em branco marca a borda da caldeira). Imagem adaptada de *Google Earth* 2018. 24

Figura 10. Reconstrução da erupção Onano concomitante ao colapso da caldeira, ao longo da seção oeste-leste da Caldeira de Latera, adaptado de Barberi et al., 1984. A) Período principal da atividade explosiva do Complexo Vulcânico de Latera (0,3–0,2 Ma), anterior à erupção Onano. B) Início da erupção Onano a partir de fissuras em contato com o substrato carbonático. C) Colapso do teto da câmara magmática. O sistema de fissuras permitiu a extração de magma de composição traquítica do reservatório pré-Onano principal de Latera, concomitante ao magma máfico. O comportamento pseudo-rígido das rochas da parede da câmara possivelmente causou uma queda repentina da pressão confinante, levando à intensa vesiculação

e fragmentação do magma. D) Nos estágios avançados da erupção, a redução da pressão do magma e o rompimento do teto da câmara magmática permitiram que as águas subterrâneas do aquífero carbonático confinado interagissem explosivamente com o magma residual. A pressão hidrostática *versus* a pressão magmática produziu *surges* piroclásticos freatomagmáticos, alternados com a precipitação de escórias estrombolianas e fluxos de *spatter*. 27

Figura 11. Vista frontal do perfil 1 (*fallout 3*), localizado ao norte da entrada da Cava de Cantoniera. Abaixo das linhas tracejadas de cor branca localiza-se o depósito piroclástico de queda descrito neste perfil. 30

Figura 12. Vista frontal do perfil 2. Os depósitos piroclásticos de queda descritos neste afloramento foram a sequência de *spatter*, *fallout 1* e *fallout 3* (também observados na figura 13, abaixo). 30

Figura 13. Vista frontal do perfil 2 e das sequências *spatter*, *fallout 1* e *fallout 3* descritas neste afloramento. 31

Figura 14. Vista frontal do perfil 3 (*fallout 4*), localizado em corte de estrada na direção Cantoniera – Valentano. 32

Figura 15. a) Vista frontal do perfil 4, localizado em corte de estrada na direção Cantoniera – Gradoli, caracterizado como *surge* freatomagmático; b) estratificações cruzadas, observadas no perfil 4. 33

Figura 16. Imagens do perfil 1. a) paleossolo, leitos A e B; b) leitos A, B, C e D1. ... 35

Figura 17. Imagens do perfil 1. a) leitos C, D1, D2, D3, E e F; b) leitos F, G, H, I, J e K. 36

Figura 18. Imagem do perfil 3, dos leitos N2, N3, N4 e O. 38

Figura 19. Coluna esquemática representando a divisão dos 15 leitos estratigráficos observados nas sequências *fallout 3* (leitos A-M) e *fallout 4* (leitos N1-N4 e O). 40

Figura 20. Imagens dos juvenis A (púmices vesiculadas). a) amostra ON3b (leito B) de cor marrom clara; b) amostra ON5b (leito B) de cor cinza clara. A amostra ON5b é mais vesiculada que a amostra ON3b. Escala em cm e granulometria > 8,0 mm. 44

Figura 21. Imagens dos juvenis B (escórias vesiculadas a moderadamente vesiculadas de cor castanha a preta). a) amostra ON10 (leito E); b) amostra ON25 (leito J1) com granulometria > 8,0 mm. Escala em cm. 44

Figura 22. Imagens dos juvenis C (densos). a) amostra ON22a (leito F2) menos densa e pouco vesiculada; b) amostra ON22b (leito F2) mais densa e sem vesiculação com granulometria > 8,0 mm. Escala em cm. 45

Figura 23. Fração de massa relacionada a cada classe ao longo da sequência eruptiva. Os componentes juvenis vesiculados incluem as classes Juvenis A e Juvenis B, e os juvenis densos correspondem aos Juvenis C. 46

Figura 24. Fotomicrografias das principais características observadas em lâminas delgadas das amostras do depósito piroclástico de queda e *surge* estudados. *Amostra ON32*: A) Fenocristal de clinopiroxênio com variação de cor bem evidente no grão superior (na forma de um trapézio) e fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio não zonados em matriz vítrea a nicóis cruzados. B) Fenocristal maior com hábito anedral de clinopiroxênio (apresenta coloração mais clara em seu interior) e dois fenocristais anedrais menores de clinopiroxênio não zonados em matriz vítrea a nicóis cruzados. C) Microcristais de apatita inclusas em fenocristais de plagioclásio em matriz vítrea e nicóis cruzados. *Amostra 28*: D) Enclave em matriz vítrea a nicóis cruzados. *Amostra ON22b*: E) Fenocristal de leucita com macla polissintética complexa em matriz de textura traquítica a nicóis cruzados. F) Variação de cor com centro anedral verde claro e bordas verde escuras em fenocristais de clinopiroxênio em matriz de textura traquítica a nicóis paralelos. As abreviações utilizadas na identificação dos minerais na figura 24 (a, b, c, e, f) correspondem a Lct = leucita, Cpx = clinopiroxênio, Pl = plagioclásio e Ap = apatita. 49

Figura 25. Diagrama ternário baseado em análises representativas de microsonda em fenocristais de clinopiroxênio das amostras a) ON22a, b) ON22b, c) ON28 e d) ON32 do depósito piroclástico de queda e *surge* da Formação Onano. Nomenclatura

no sistema $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Wo) - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En) - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Fs) segundo Morimoto (1988).	53
Figura 26. Diagrama ternário Ortoclásio (KAlSi_3O_8) – Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – Anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) para nomenclatura dos feldspato a partir da composição química em porcentagem de moles para as análises em fenocristais das amostras do depósito piroclástico de queda e <i>surge</i> da Formação Onano, adaptado de Deer et al., 1963. Os: A reta em Ab que marca o valor próximo a 50 entre Na e Or é uma linha fictícia.	55
Figura 27. Diagrama de classificação $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ versus Si para as composições dos fenocristais das mica trioctraédricas analisadas, segundo Rieder et al., 1998. .	57
Figura 28. Diagrama $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ versus TiO_2 para os fenocristais das mica trioctraédricas.	57
Figura 29. Diagrama TiO_2 versus Al_2O_3 para os fenocristais das mica trioctraédricas analisadas.	57
Figura 30. Diagrama de classificação Total-Alcalis vs. Sílica (adaptado Le Bas et al., 1986) para os componentes vulcânicos dos depósitos piroclásticos de queda e <i>surge</i> da Formação Onano. A curva observada no gráfico indica a divisão entre os domínios alcalinos e subalcalinos de Irvine e Baragar (1971). Entre parênteses estão indicadas as amostras referentes a cada sequência.	63
Figura 31. Diagramas bivariantes mostrando o comportamento dos elementos maiores e menores em função de MgO para os componentes analisados. Entre parênteses encontram-se as amostras correspondentes de cada leito.	65
Figura 32. Diagramas bivariantes mostrando o comportamento dos elementos maiores e menores em função de MgO para os componentes analisados. Entre parênteses encontram-se as amostras correspondentes de cada leito.	66
Figura 33. Diagramas bivariantes usando Zr como índice de diferenciação para os elementos traços dos componentes analisados.	67

Figura 34. Diagramas bivariantes usando Zr como índice de diferenciação para os elementos traços dos componentes analisados.	68
Figura 35. Diagramas bivariantes usando Zr como índice de diferenciação para os elementos traços dos componentes analisados.	69
Figura 36. a) Diagrama de padrão multi-elementar normalizado ao padrão do manto primitivo de acordo com Sun e McDonough (1989) e b) Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito, segundo Sun e McDonough (1989).	72
Figura 37. Diagrama de evolução do Nd para os componentes dos depósitos piroclásticos. A linha verde representa o CHUR e a linha azul representa o DM (evolução do manto depletado).	72
Figura 38. a) Diagrama de padrão multi-elementar normalizado ao padrão do manto primitivo de acordo com Sun e McDonough (1989); b) Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito, segundo Sun e McDonough (1989) para os fragmentos juvenis do <i>fallout 3</i> e <i>fallout 4</i>	79
Figura 39. Modelo de câmara magmática zonada para a caldeira de Latera (adaptado de Turbeville, 1993).	80
Figura 40. a) Diagrama Th/Yb <i>versus</i> Ta/Yb para os fragmentos juvenis dos depósitos estudados.	80
Figura 41. Diagrama ϵNd <i>versus</i> $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os componentes vulcânicos do depósito piroclástico de queda e <i>surge</i>	82

Lista de Tabelas

Tabela 1. Localização das amostras e análises realizadas.....	41
Tabela 2. Caracterização das classes de acordo com as análises de componentes.	43
Tabela 3. Análises representativas de microsonda dos centros e bordas dos fenocristais de clinopiroxênio das amostras ON22a e ON28 do depósito piroclástico de queda.....	51
Tabela 4. Análises representativas de microsonda dos centros e bordas dos fenocristais de clinopiroxênio das amostras ON32 e ON22b do depósito piroclástico de queda e <i>surge</i>	52
Tabela 5. Análises representativas de microsonda para os fenocristais de feldspato das amostras analisadas.	54
Tabela 6. Resultados representativos das análises de microsonda em fenocristais de mica.	56
Tabela 7. Resultados representativos das análises de microsonda em espinélio... ..	58
Tabela 8. Resultados dos elementos maiores e menores, traços e terras raras das análises químicas realizadas nos componentes vulcânicos do depósito piroclástico de queda, <i>surge</i> e <i>spatter</i>	60
Tabela 9. Resultados das análises isotópicas de Sr e Nd dos componentes vulcânicos do depósito piroclástico de queda e <i>surge</i> da Formação Onano.....	73
Tabela 10. Composições químicas dos componentes analisados nas sequências eruptivas.	77

Sumário

RESUMO	20
ABSTRACT	21
Lista de ilustrações	22
Lista de Tabelas	28
Sumário	29
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Estruturação	1
1.2 Localização e vias de acesso	2
1.3 Objetivos	3
1.4 Materiais e métodos	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	11
2.1 Província magmática	11
2.2 Estilos Eruptivos	11
2.3 Piroclastos	12
2.4 Rochas piroclásticas	13
2.5 Depósitos piroclásticos	15
2.6 Tefritos	16
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	18
3.1 Províncias Magmáticas Quaternárias da Itália	18

3.1.1	Província Magmática Romana ou Lázio	19
3.1.2	Distrito Vulcânico Vulsini	21
3.1.3	Complexo Vulcânico de Latera	24
4	RESULTADOS	29
4.1	Perfis	29
4.1.1	Sessão Geológica	33
4.2.	Petrografia	42
4.2.1	Análise granulométrica	42
4.2.2	Análise dos componentes vulcânicos	42
4.2.3.	Descrição microscópica	47
4.3.	Química mineral	50
4.4	Geoquímica	59
4.4.1	Elementos Maiores e Menores	59
4.4.2	Elementos traços e terras raras	64
5	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	74
5.1	Sequência eruptiva	74
5.2	Petrografia e Química mineral	75
5.4	Geoquímica	76
5.5	Isótopos	81
6	REFERÊNCIAS	83

1 INTRODUÇÃO

A presente pesquisa faz parte do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília (UnB), como requisito para obtenção do título de Mestre na área de concentração Mineralogia e Petrologia, e foi realizada em conjunto com o *Dipartimento di Scienze della Terra*, da Universidade de Florença (UniFI), Itália.

A área de estudo localiza-se na Caldeira de Latera, que compõe o Complexo Vulcânico de Latera, no Distrito Vulcânico Vulsini. O distrito encontra-se a noroeste da Província Quaternária Magmática Romana, Itália central.

Aqui reportamos o estudo de sequências vulcânicas, afloradas na Cava de Cantoniera e em dois cortes de estrada ao longo da borda NE e NW da Caldeira de Latera. Os depósitos estão relacionados às fases finais da erupção explosiva de Onano e são marcados pela alternada deposição de *surges* piroclásticos, *spatter* e precipitação de escórias, púmices e líticos.

A partir das descrições de campo e estudos petrográficos, juntamente com a integração dos dados de análises de química mineral, geoquímica e isotópica, os resultados estão materializados aqui sob a forma dessa Dissertação de Mestrado.

1.1 Estruturação

Esta dissertação inicia-se com um primeiro capítulo introdutório, contendo informações sobre a localização da área de estudo, os objetivos a serem realizados e as metodologias aplicadas.

Em seguida, o capítulo 2 discorre de uma revisão bibliográfica dos termos genéricos utilizados neste trabalho e o capítulo 3 trata do Contexto Geológico no qual o Complexo Vulcânico de Latera está inserido, bem como a breve descrição da erupção Onano e as características gerais que compõem a Formação Onano.

Já o capítulo 4 apresenta os resultados obtidos das descrições de campo e das análises realizadas em laboratórios, como análise granulométrica, de componentes e densidade, petrografia, química mineral, geoquímica e isotópica.

Em seguida, no capítulo 5 apresentam-se as discussões e conclusões associadas.

Por último, no capítulo 6, as referências bibliográficas.

1.2 Localização e vias de acesso

A área de estudo é localizada na caldeira de Latera, no Distrito Vulcânico Vulsini, província de Lazio, a 183 km ao sudoeste de Florença e a 114 km ao noroeste de Roma, Itália. O acesso foi realizado pela via A1/E35 a partir da cidade de Florença até Bolsena. O trabalho de campo consistiu na descrição de quatro perfis localizados nas bordas NE e SE da caldeira e suas localizações podem ser observadas nas Figuras 1 e 2.

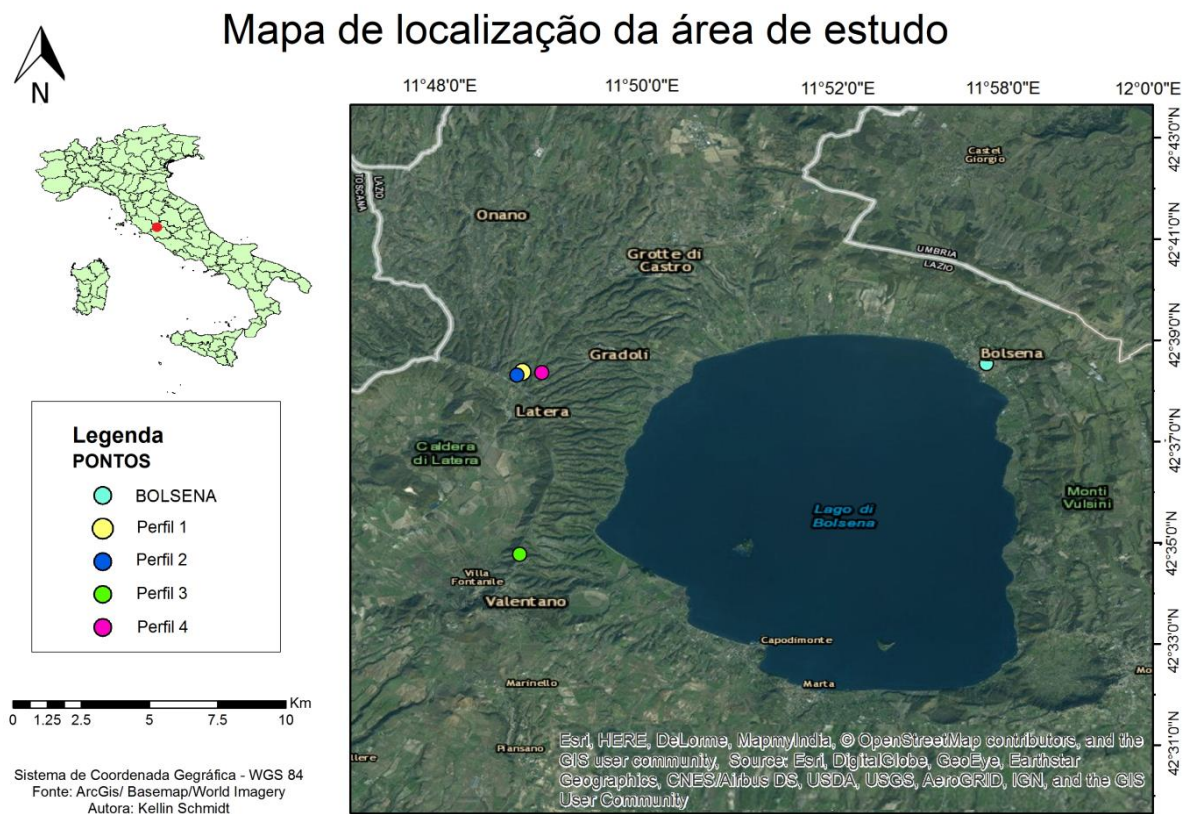


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, em destaque os perfis e a cidade de Bolsena. Fonte: ArcGis/Basemap/World Imagery.

Perfis 1 e 2 (Cava de Cantoniera): no interior da Cava de Cantoniera foram descritas duas sequências deposicionais, sendo a primeira localizada ao norte da entrada da cava, nas coordenadas 42°38'22"N e 11°50'00"E, e a segunda, a oeste da entrada

da cava, nas coordenadas 42°38'18"N e 11°49'53"E. O acesso ao local deu-se a partir da cidade de Bolsena até a cidade de Cantoniera (a 15 km de distância) pela via Cassia Nord/RS2 e SS489, e depois seguindo pela estrada SS74 por 6 km até a entrada da cava.

Perfil 3: o acesso foi realizado pela via SS74 a partir da cidade de Cantoniera em direção a cidade de Valentano. O afloramento está localizado em corte de estrada, nas coordenadas 42°34'46"N e 11°49'57"E.

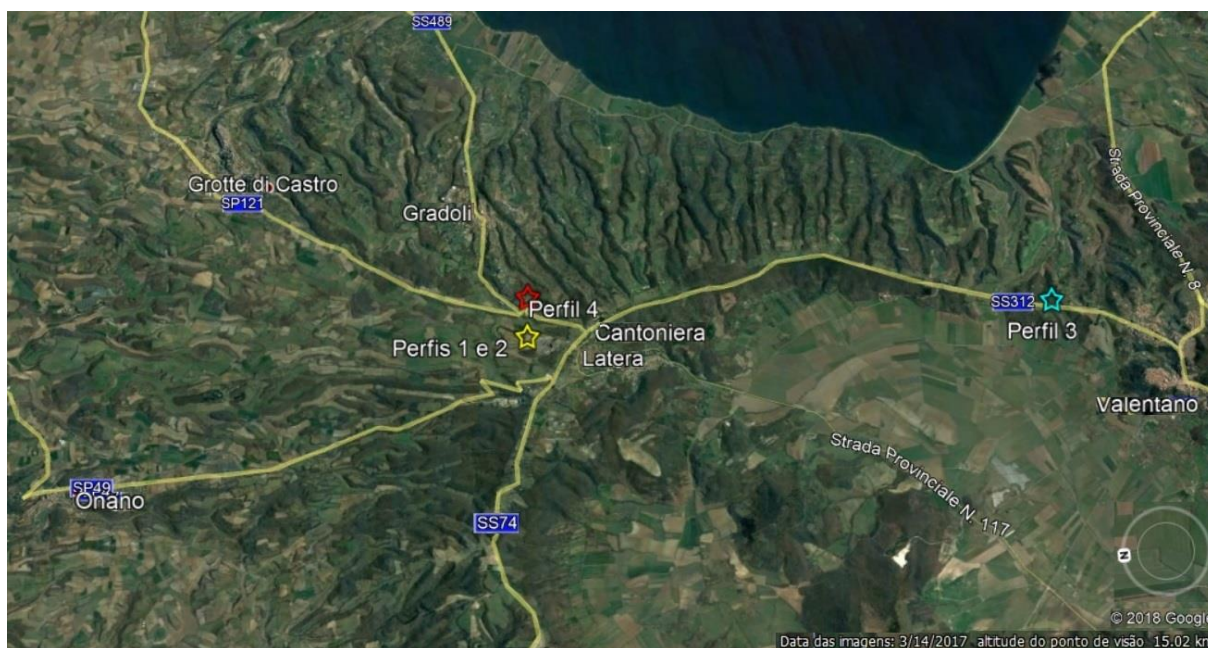


Figura 2. Imagem satélite (rotacionada a 90 graus a oeste, em relação à Figura 1) da área de estudo e suas vias de acesso. Em destaque os perfis 1 e 2 (Cava de Cantoniera), perfil 3 (corte de estrada na direção: cidade de Cantoniera – Valentano) e perfil 4 (corte de estrada na direção: cidade de Cantoniera – Gradoli). Imagem adaptada de Google Earth 2018.

Perfil 4: o afloramento encontra-se em corte de estrada, nas coordenadas 42°38'21"N e 11°50'23"E e seu acesso é pela via SS74 a partir da cidade de Cantoniera em direção a cidade de Gradoli.

1.3 Objetivos

O propósito do presente estudo é descrever e analisar os componentes vulcânicos da sequência deposicional relacionada à Formação Onano da Caldeira de Latera. Os objetivos específicos são:

- a) descrever as sequências piroclásticas e diferenciar os leitos e seus produtos deposicionais visando identificar os estilos eruptivos;
- b) descrever e caracterizar petrograficamente os componentes vulcânicos presentes nos depósitos, com a finalidade de classificá-los;
- c) realizar análises de química mineral em fenocristais para observar variações composicionais, e análises de rocha total para elementos maiores, menores, traço e terras raras, com a finalidade de determinar o ambiente tectônico e os possíveis processos envolvidos na geração e evolução dos magmas;
- d) realizar análises isotópicas de Nd e Sr em rocha total dos componentes vulcânicos.

1.4 Materiais e métodos

Com a finalidade de alcançar os objetivos anteriormente propostos, a metodologia do trabalho consistiu das seguintes etapas: *i)* pré-campo; *ii)* trabalho de campo; *iii)* pesquisa laboratorial, *iv)* etapa de tratamento e interpretação dos dados obtidos e *v)* confecção do texto da dissertação.

- (i) Etapa pré-campo: foi realizado o levantamento do material bibliográfico de estudos antecedentes e de artigos científicos relacionados à área de estudo.
- (ii) Etapa de Campo: o trabalho de campo foi realizado nos dias 09 a 11 de maio de 2016, acompanhado pelo co-orientador do projeto o Dr. Raffaello Cioni, Dr. Marco Pistolesi e Álvaro Alvarena da Universidade de Florença (UniFI), tendo em vista à descrição da sucessão piroclástica de queda e do tipo *surge*, relacionada a erupção Onano da caldeira de Latera.
- (iii) Trabalho em Laboratório: as amostras dos componentes vulcânicos coletadas em campo foram encaminhadas ao Laboratório de Geociências da Universidade de Florença (UniFI), onde foram selecionadas as de maior relevância para a realização de análises petrográficas, de química mineral, geoquímica e isotópicas.
 - ❖ Estudo Petrográfico

- **Análise granulométrica:** Ao longo da sequência eruptiva do perfil 1 foram amostrados componentes vulcânicos dos seis leitos mais significativos. Por razões de acessibilidade esses foram obtidos das partes inferiores do empilhamento. Primeiramente as amostras foram colocadas em estufa para secagem a uma temperatura de 77° C, por um período de 24 horas. Em seguida, para a análise do tamanho dos fragmentos coletados, foi utilizado um conjunto de peneiras entre $\phi = - 4$ e $\phi = + 4$ (Figura 3a). Após a separação por peneiramento, as amostras foram armazenadas em distintas embalagens (Figura 3b) em função das suas granulometrias, e por fim pesadas. As análises foram realizadas no Laboratório de Geociências da Universidade de Firenze (UniFI).

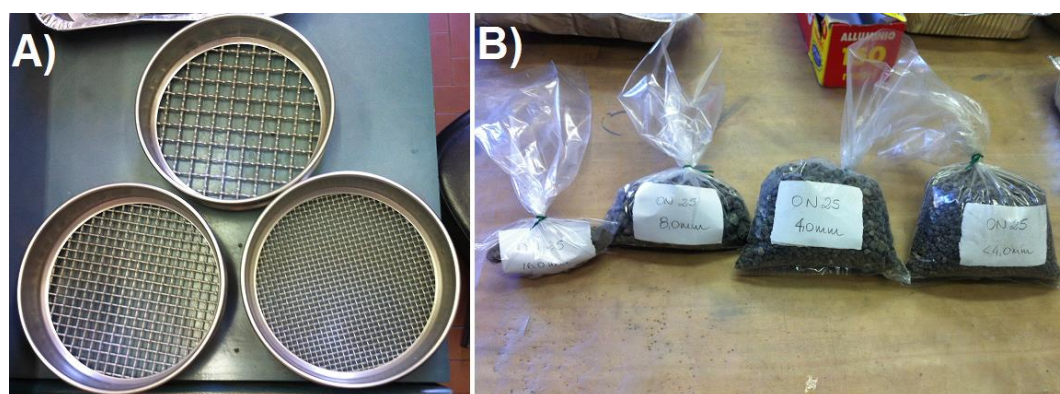


Figura 3. a) Conjunto de peneiras utilizado para análises granulométricas dos componentes vulcânicos amostrados; b) Componentes armazenados segundo as granulometrias $< 4,0 \text{ mm}$, $> 4,0 \text{ mm}$, $> 8,0 \text{ mm}$ e $> 16,0 \text{ mm}$.

- **Análise de componentes:** consistiu na descrição dos componentes líticos e juvenis (com classes granulométricas superiores a $\phi = - 1$, $> 2 \text{ mm}$), segundo a morfologia, cor, densidade e vesiculação, usando as terminologias de Cas et al. (2008) (Figura 4). Em seguida, os componentes vulcânicos foram divididos em seis classes (juvenis A, juvenis B, juvenis C, líticos A, líticos B e cristais). As análises foram realizadas no Laboratório de Geociências da Universidade de Firenze (UniFI).



Figura 4. Análise dos componentes vulcânicos segundo as características morfológicas, de vesiculação, densidade e cor para as diferentes granulometrias.

- Análise de densidade: para realizar a análise da densidade, reunimos 100 fragmentos juvenis para cada um dos 6 leitos selecionados ao longo da sequência eruptiva do perfil 1. Utilizamos pequenas esferas de vidro como fluido contínuo (Figura 5a), seguindo a metodologia de Houghton e Wilson (1989) para o cálculo da vesicularidade. Desenvolvemos três medidas de densidade para cada fragmento juvenil (Figura 5b), obtendo resultados com erros relativos médios inferiores a 4,0%. Dada uma densidade equivalente de rocha densa DRE (*Dense-rock equivalent*) de cerca de 2.600 kg/m^3 , com base na composição de *spatter* da erupção Onano, segundo Palladino e Simei (2005), estimamos os valores da vesiculação usando a equação 1. As análises foram realizadas no Laboratório de Geociências da Universidade de Firenze (UniFI).

$$(1) V(\%) = 100 \cdot \frac{(\text{DRE densidade} - \text{densidade do clasto})}{\text{DRE densidade}}$$

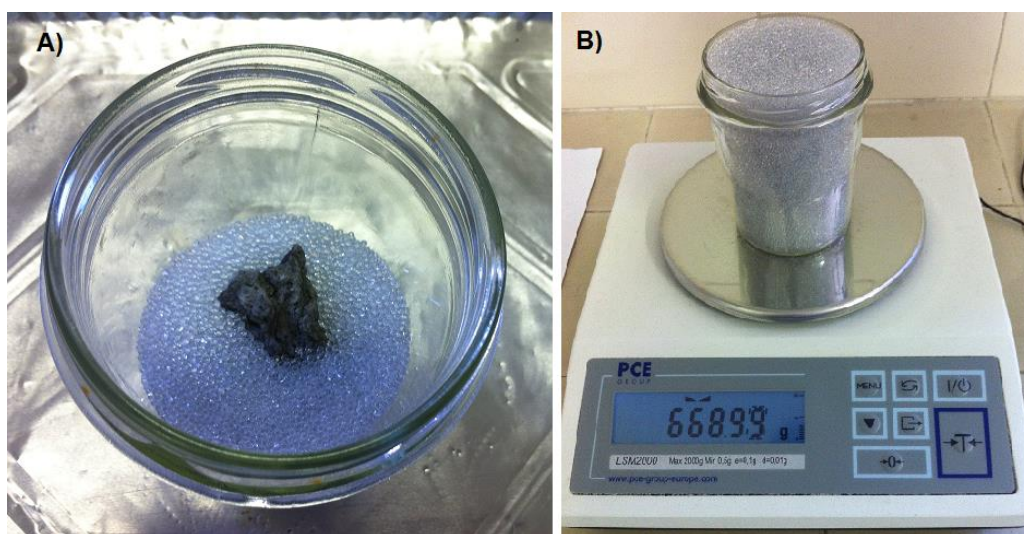


Figura 5. a) Recipiente utilizado para análise de densidade contendo esferas de vidro como fluido contínuo e clasto em seu interior; b) Exemplo de uma medida de densidade.

- **Descrições petrográficas:** foram confeccionadas lâminas delgadas de quatro componentes vulcânicos amostrados nos leitos deposicionais. As amostras correspondem ao *spatter* (ON28), *surge* freatomagmático (ON32) e fragmentos juvenis (ON22a e ON22b). A preparação das lâminas consistiu da impregnação dos componentes juvenis com resina *Araldite*, para preenchimento das vesículas e polimento com pasta diamantada de 0-2 *mícrons*. As lâminas foram elaboradas no Laboratório de Laminação da Universidade de Brasília e as descrições microscópicas foram realizadas no Instituto de Geociências (IG - UnB), utilizando um microscópio petrográfico de luz transmitida da marca ZEISS – Scope. A1, câmera AXIOCAM 105 color e *software* ZEN 2.3.

- ❖ **Análises químicas de minerais – Microsonda Eletrônica:** foram realizadas análises de química mineral em 4 lâminas delgadas (amostras ON28, ON32, ON22a e ON22b), visando observar as composições dos fenocristais de piroxênio, feldspato, mica e espinélio. As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica e Microanálises do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG - UnB). O equipamento utilizado foi o JEOL, modelo *Superprobe* JXA-8230, acoplado com 5 espectrômetros e detector EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*). As condições analíticas foram 10 nA de transmissão de

corrente e 15 kV de transmissão de energia. O tempo de aquisição foi de 10 segundos e o diâmetro do feixe foi de 1 μm para os silicatos e 5 μm para os feldspatos, mantendo as demais condições analíticas para que as análises não fossem influenciadas pela perda dos elementos mais voláteis. O instrumento foi calibrado utilizando padrões primários naturais e sintéticos. Os dados obtidos foram tratados para o cálculo das fórmulas estruturais das fases minerais analisadas, e por fim, executados no Excel 2010®. As fórmulas de piroxênio foram calculadas com 6 átomos de oxigênio, plagioclásio com 8 átomos de oxigênio e mica com 22 átomos de oxigênio equivalentes.

❖ Preparação das amostras para análises químicas de rochas: foram selecionadas 17 amostras de componentes vulcânicos para a realização de análises químicas de rocha total. Primeiramente foram lavadas em água corrente e em seguida colocadas na estufa com temperatura de 75° C, por um período de 24 horas. As superfícies de alterações foram retiradas cuidadosamente das amostras, para que não houvesse contaminação nos resultados. Para a redução das amostras a pó (a uma granulometria inferior a 200 *mesh*) utilizou-se um moinho com uma panela de ágata do Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Por fim as amostras foram encaminhadas ao Laboratório ACME - *Analytical Laboratories Ltda.*, (Vancouver, Canadá), para a realização de análises ICP (*Inductively Coupled Plasma*) em elementos maiores e menores, e ICP-MS (*Mass Spectrometry*) em elementos traço e terras raras. Os dados obtidos foram tratados com o uso do *software Iqpet 6.0* para geração de diagramas de classificação química, diagramas do tipo *Harker* para elementos maiores, menores e traços, diagramas multielementares e aranhogramas.

❖ Preparação das amostras para análises isotópicas de Nd - Sr: foram selecionados 13 exemplares para as análises isotópicas de rocha total. As superfícies de alterações foram retiradas cuidadosamente das amostras, para que não houvesse contaminação nos resultados. Para a redução das

amostras a pó utilizou-se um moinho com uma panela de ágata no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências – UnB e as análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Geologia Isotópica da Universidade de Brasília, seguindo as metodologias propostas por Gioia e Pimentel (2000). Primeiramente o pó da rocha total de aproximadamente 100 mg foi pesado em uma balança de precisão, e em seguida misturado com um traçador isotópico *spike* misto ($^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$) e dissolvida em bombas de teflon, usando 1 mL HNO_3 e 4 mL de HF. A dissolução é seguida de evaporação e este resíduo é retirado novamente na mistura de HF: HNO_3 (4:1) e colocada no forno a 190°C durante 4 dias. Após a dissolução completa a amostra foi seca e adicionou-se 2 mL de HNO_3 concentrado. A solução passou por evaporação novamente e o resíduo foi solubilizado com 6 mL de HCl 6N. Completa a terceira evaporação, a solução foi adicionada a 2 mL de HCl 2,5N destilado.

- Extração dos ETR's: foram adicionados 250 μL de amostra e lavadas três vezes com 250 μL de HCl 2,5N. Em seguida 7 mL de HCl 2,5N foram descartados e a fração ETR saiu em 5 mL de HCl 6N. A coluna foi regenerada com 15 mL de HCl 6N.
- Extrações de Sm e Nd: a coluna foi empacotada com a resina LN-Spec a uma altura de 7 cm (~ 100 mg) e adicionou-se na parte superior uma camada de resina aniônica anidra Bio-Rad 200-400 *mesh*. Foram adicionados 100 μL de amostra em HCl 0,18N e lavadas três vezes com a mesma quantidade de HCl 0,18N. A eluição foi realizada com HCl 0,18N. Os primeiros 6 mL foram descartados e o Nd foi extraído em 3 mL de HCl 0,3N. Em seguida da eluição de 2 mL de HCl 0,3N foram extraídos Sm em 3 mL de 0,4N HCl. A coluna é regenerada com 5 mL de HCl 6N.
- Extrações de Sr: a abertura das amostras para as determinações isotópicas de Sr ocorreu de acordo com os métodos descritos anteriormente para as análises de Sm e Nd. Posteriormente à digestão, utilizou-se colunas de Teflon® com aproximadamente 83 mg de resina Eichrom® Sr-Spec 50-100 μm para a separação do Sr da matriz. As determinações isotópicas foram realizadas por meio do *Thermo Scientific*

TRITON™ Plus Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS). As amostras foram depositadas com HNO₃ 50% em filamentos de Re de arranjo duplo. O Sr foi analisado em modo rotacional multicoletor (*multi-dynamic*).

- (iv) Etapa de tratamento e interpretação dos dados obtidos: consistiu na análise e integração dos resultados obtidos nas etapas anteriores, cujas interpretações e conclusões estão apresentadas na forma dessa dissertação de mestrado.

- (v) Confecção da dissertação de mestrado e do artigo proposto: esta etapa consistiu na redação do texto da dissertação e do artigo, preparação e apresentação da defesa da dissertação.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste trabalho serão mencionadas seguidamente as expressões província magmática, erupções estrombolianas e freatomagmáticas, piroclastos, depósitos piroclásticos, *spatter*, *surge*, tefritos, entre outros, motivo pelo qual cabe aqui uma sucinta conceituação desses conceitos vulcanológicos, conforme a literatura citada.

2.1 Província magmática

É um conjunto de unidades geológicas magmáticas de ocorrência restrita no espaço e no tempo, caracterizadas por feições geológicas, mineralógicas, químicas, estruturais, isotópicas e metalogênicas específicas.

2.2 Estilos Eruptivos

Os estilos eruptivos incluem diferenças nas propriedades físicas dos magmas, como temperatura, composição, viscosidade, conteúdo de voláteis e de fenocristais. Os diferentes mecanismos de fragmentação produzem depósitos piroclásticos variando em dispersão, tamanho dos grãos, vesicularidade, textura, morfologia dos clastos juvenis e abundância de fragmentos líticos (McPhie et al., 1993). Abaixo seguem descritas as principais características dos estilos eruptivos citados neste trabalho.

2.2.1 Estromboliana: erupções breves, geralmente livres de cinzas e com explosões relativamente modestas. No geral estão associadas a magmas basálticos e alcalinos, ricos em substâncias voláteis. Os produtos piroclásticos típicos dessas erupções correspondem a bombas, fragmentos de escórias de tamanho *lapilli* e pequenas quantidades de cinzas de granulometria grossa. Os depósitos encontram-se próximos aos centros emissores, desenvolvendo cones de precipitação maciça, depósitos balísticos de *spatter* e fragmentos densos vesiculados de tamanho *lapilli* a blocos (Blackburn et al., 1976);

2.2.2 Estromboliana violenta: atividade moderadamente explosiva. Os depósitos formam cones estratificados, com fragmentos de tamanho *lapilli* fino a grosso, rico em cinzas de granulometria grossa e menor presença de cinzas de granulometria fina (MacDonald, 1972).

2.2.3 Plinianas: são altamente violentas, associadas a depósitos de queda sobre grande área, devido à altura da coluna eruptiva que pode atingir 30 km de altura. Estão comumente associadas com PDC (*pyroclastic density currents*). São caracterizadas por queda de púmices e fluxo de cinzas. As fases plinianas apresentam uma mistura de gases e partículas (juvenis ou não). As erupções de menores magnitudes e intensidades podem ser classificadas como subplinianas. A frequente geração de PDC está relacionada à desestabilização da coluna eruptiva. Uma erupção pliniana, pode conter fases com diferentes estilos eruptivos, e variar os produtos depositados. Essas mudanças ocorrem em função das variações nas composições do magma, do grau de cristalinidade, quantidade e natureza dos voláteis dissolvidos, ventilação e geometria, bem como acesso de água externa ao sistema (Cioni et al., 2000).

2.2.4 Freatomagmática: este termo foi introduzido por Stearns e MacDonald (1946) em referência a explosões resultantes da conversão de águas subterrâneas a vapor a partir do magma ascendente. A violência da explosão se deve a transferência rápida da energia térmica do magma para a água do aquífero, que se vaporiza e expande. A interação água-magma é muito mais fácil quando a pressão da mistura de gases e piroclastos dentro do conduto vulcânico são inferiores à da água do aquífero, o que indica que a interação do magma com aquíferos profundos poderá ocorrer preferencialmente em estágios avançados da erupção. Este estilo eruptivo envolve processos de *surge* de base e de queda, e os produtos gerados são água, vapor, clastos juvenis e xenólitos acidentais e/ou acessórios. Os depósitos são caracteristicamente de grãos finos, embora também ocorram *lapilli* de granulometria grossa e tufo de brechas, blocos balísticos dispersos, *lapilli* acrescionários e xenólitos indicando alta fragmentação, devido à alta energia gerada no contato magma-água. A quantidade de cinzas finas é significativa e são formadas por contração térmica (Fisher e Schminke, 1984). As formas dos clastos podem indicar fragmentação por fraturamento (arestas angulares) e por abrasão (arestas arredondadas). Em termos de tamanho, os clastos freatomagmáticos são geralmente mais finos que os magmáticos, particularmente devido à interação água/magma.

2.3 Piroclastos

Os piroclastos são formados pela fragmentação resultante de erupções vulcânicas explosivas e formam as rochas piroclásticas. Do ponto de vista genético, podem agrupar-se como piroclastos de queda ou piroclastos de fluxo. No primeiro caso, os fragmentos, essencialmente gravíticos, atingem o solo por queda livre, a partir de uma coluna eruptiva, ou são projetados balisticamente a partir de um ponto emissor. No segundo caso, os piroclastos movimentam-se ao longo das encostas do edifício vulcânico sob a forma de uma escoada (Nunes, 2002).

Os piroclastos de queda em função da granulometria dos clastos/fragmentos classificam-se segundo o tamanho. As divisões, em quatro intervalos granulométricos principais, compõem: 1) *bombas*: piroclastos alongados, algumas vezes espiralados, com diâmetro excedendo 64 mm. Geralmente tem uma superfície com fraturas características, conhecidas como crosta de pão (*bread crust surface*). As bombas são porções de lava total ou parcialmente consolidadas, ejetadas pelos vulcões; 2) *blocos*: piroclastos com diâmetro maior que 64 mm, de forma angular a subangular, indicando que foram ejetados e posteriormente transportados no estado sólido, 3) *lapilli* (plural de *lapillus*): piroclastos de qualquer forma, com diâmetro variando de 64 mm a 2 mm e 4) *cinzas*: piroclastos menores que 2 mm, podem ser divididos em grossas (entre 2 mm a 0,0625 mm) e finas (menores que 0,0625 mm) (Fisher, 1961; Schmid, 1981).

Os tipos de piroclastos também podem ser classificados quanto as suas origens, sendo: 1) *juvenis*: material derivado diretamente do magma; 2) *cognatos*: fragmentos originados a partir da fragmentação de rochas vulcânicas co-magmáticas anteriormente formadas, 3) *xenólitos*: piroclasto lítico que se subdivide em acessório e acidental. As partículas acessórias são fragmentos oriundos de rochas encaixantes ejetadas explosivamente durante a erupção, já os fragmentos acidentais, são clastos coletados aleatoriamente durante o transporte, podendo apresentar diferentes composições e 4) *crystal*: pode ser juvenil ou xenocrystal. O tipo juvenil são cristais livres e fragmentos angulares de cristais liberados de um magma porfirítico, já os xenocrystal são cristais não juvenis, derivados da fragmentação de xenólitos (Fisher, 1961).

2.4 Rochas piroclásticas

De acordo com a IUGS (*International Union of Geological Sciences*) a classificação litológica dos depósitos piroclásticos fundamenta-se nos limites de tamanho de grão e sua distribuição, nos tipos de fragmentos e no grau de soldagem (Le Maitre, 2002). As rochas piroclásticas podem ser unimodais (bem selecionadas) ou polimodais (pobremamente selecionadas), a depender se os piroclastos constituintes tem granulometria pouco ou muito variável.

Outra classificação descritiva é sugerida para rochas constituídas por uma mistura de piroclastos e epiclastos. Esta classificação proposta por Schmid (1981) considera um limite mínimo de 75% de piroclastos por volume, para classificar um depósito como piroclástico. A classificação é realizada de acordo com os volumes relativos de bombas e blocos, *lapilli* e cinzas, classificadas como: 1) *aglomerado*: apresenta volume de bombas maior que 75% do volume da rocha; 2) *brecha piroclástica*: apresenta volume de blocos maior que 75% do volume da rocha; 3) *tufo de brecha*: apresenta uma quantidade de bombas/blocos entre 25% a 75% do volume da rocha; 4) *tufo de lapilli*: bombas e/ou blocos constituem menos que 25% do volume da rocha, e *lapilli* e cinzas constituem menos que 75% do volume da rocha, 5) *lapilito*: contém 75% de *lapilli* e 6) *tufo de cinzas*: apresenta mais de 75% de volume de cinzas. Os tufos de cinzas podem ser subdivididos em grossos (2 mm a 0,0625 mm) e finos (< 0,0625 mm) e também podem ser qualificados por sua composição fragmental, variando a nomenclatura conforme o tipo de cinza predominante, como o tufo de cinzas lítico (predomínio de fragmentos líticos ou litoclastos), tufo de cinzas vítreo (predomínio de púmice e/ou hialoclastos) e tufo de minerais (predomínio de cristais ou cristaloclastos).

2.4.1 Púmices ou pedra-pomes: rocha vítrea esponjosa, associada a erupções explosivas. Os fragmentos são muito vesiculados e de baixa densidade. Apresenta superfície áspera e abrasiva e textura vesicular ou microvesicular. Embora possa conter material cristalino disperso, é essencialmente constituída por vidro vulcânico, predominantemente de coloração clara (McPhie et al., 1993).

2.4.2 Escórias: rocha vulcânica altamente vesiculada de cor escura e composição basáltica ou andesítica. Apresenta baixa densidade, como resultado de suas numerosas vesículas elipsoidais macroscópicas. As escórias podem se

formar a partir de fluxos de lava ou por ejeções (*lapilli*, blocos e bombas), por exemplo, em erupções estrombolianas. A maioria das escórias é formada por fragmentos vítreos e podem conter fenocristais (McPhie et al., 1993).

2.5 Depósitos piroclásticos

Os depósitos piroclásticos são definidos como uma assembléia de piroclastos, e podem ser consolidados (rochas piroclásticas) ou predominantemente inconsolidados (tefra). São caracteristicamente primários e constituídos por mais de 75% do volume em piroclastos, sendo o restante do volume geralmente de origem epiclástica, orgânica, sedimentar química ou autigênica (Le Maitre, 2002).

Os depósitos são gerados a partir de erupções explosivas e depositados por mecanismos de fluxo de massa, suspensão e/ou tração, referindo-se a todos os depósitos ricos em constituintes de origem vulcânica, sem implicações genéticas (Fisher, 1961). Os mecanismos de transporte e deposição dos fragmentos são determinantes na classificação e organização dos piroclastos, responsáveis pela construção dos depósitos primários de queda (*pyroclastic fall*) - mecanismo: suspensão, depósitos do tipo *surge* (*pyroclastic surge*) - mecanismo: tração e depósitos de fluxo (*pyroclastic flow*) - mecanismo: fluxo de massa (Sparks e Walker, 1973).

2.5.1 Depósitos piroclásticos de queda: segundo Martí (2008) são formados a partir da precipitação de piroclastos diretamente ao solo, descrevendo uma trajetória balística (para os fragmentos mais densos) desde a coluna eruptiva, ou vertical (para os fragmentos mais leves), a partir da expansão das nuvens de cinzas pelo deslocamento lateral, controlado por ventos dominantes. Esses depósitos são originados da acumulação dos piroclastos um a um, e cobrem uniformemente a topografia, acumulando-se tanto em depressões, quanto em altas topografias. São caracterizados por estratificações planas paralelas, lateralmente contínuas, podem apresentar variações verticais normais ou inversas no tamanho dos piroclastos, e boa seleção dos clastos juvenis de formas irregulares. A espessura das camadas do depósito e o tamanho dos clastos diminuem progressivamente à medida que se afastam do centro emissor.

2.5.1.1 *Spatter*: esse termo é usado para os piroclastos semi fundidos “respringos”, “salpicos de lava” que atingem o solo ainda bastante fluidos e plásticos, moldando-se uns aos outros (deformando-se plasticamente), formando um depósito aglutinado, susceptível a apresentar declives acentuados (Fisher e Schmincke, 1984).

2.5.2 Depósitos piroclásticos do tipo *surge*: ou “ondulações” são tipos particulares de escoadas piroclásticas, tendo uma baixa densidade e elevada velocidade. Estão relacionados ao movimento lateral de piroclastos como um fluxo altamente expandido (tração), turbulento, com baixa concentração de partículas e movimentação não condicionada pela topografia. Os depósitos de *surge* apresentam frequentemente laminação centimétrica a decimétrica, estratificações cruzadas, *pinch and swell*, moderada seleção dos clastos juvenis e algum grau de arredondamento. Podem apresentar *shards*. (Sparks e Walker, 1973).

2.5.3 Depósitos de fluxo: formam-se a partir do movimento lateral de piroclastos como um fluxo quente, com alta concentração de partículas, controlado pela gravidade que em, algumas vezes, pode atingir uma condição parcialmente fluidizada (Sparks e Walker, 1973). Os depósitos são mal selecionados e apresentam clastos juvenis formados por púmices, escórias, fragmentos vítreos não vesiculados, *shards* e cristaloclastos (Wilson e Houghton, 2000).

2.5.3.1 *Shards*: são fragmentos de vidro vulcânico, da parte fundida do magma que esfriaram e solidificaram em vários tamanhos e formas, tipicamente remanescentes de minúsculas bolhas de gás, expandidas e rompidas durante a erupção. Os fragmentos formados por erupções freatomagmáticas, geralmente têm uma forma particularmente angular resultante da violenta interação explosiva entre o magma e a água (Cox et al., 1979).

2.6 Tefritos

Os tefritos, do grego *tephra*, significando cinza vulcânica, são rochas extrusivas essencialmente compostas por plagioclásio cálcico, clinopiroxênio e um ou mais feldspatóides. Adicionalmente podem conter quantidades variáveis de feldspato alcalino, cujo incremento gradual implica em uma transição entre tefritos, tefritos

fonolitos, fonolitos tefritos e fonolitos (IUGS). Os tefritos diferem dos basanitos pela quantidade de olivina normativa, olivina >10% na rocha é denominada basanito, e olivina <10%, tefrito (Le Maitre et al., 2002).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Províncias Magmáticas Quaternárias da Itália

O magmatismo Plio-Quaternário na Itália se dispõe ao longo de uma zona extensional NW-SE e abrange o litoral do mar Tirreno, ao longo da península Italiana; a Sicília; o canal da Sicília, intra oceânico Tirreno e a Sardenha, mostrado na Figura 6.

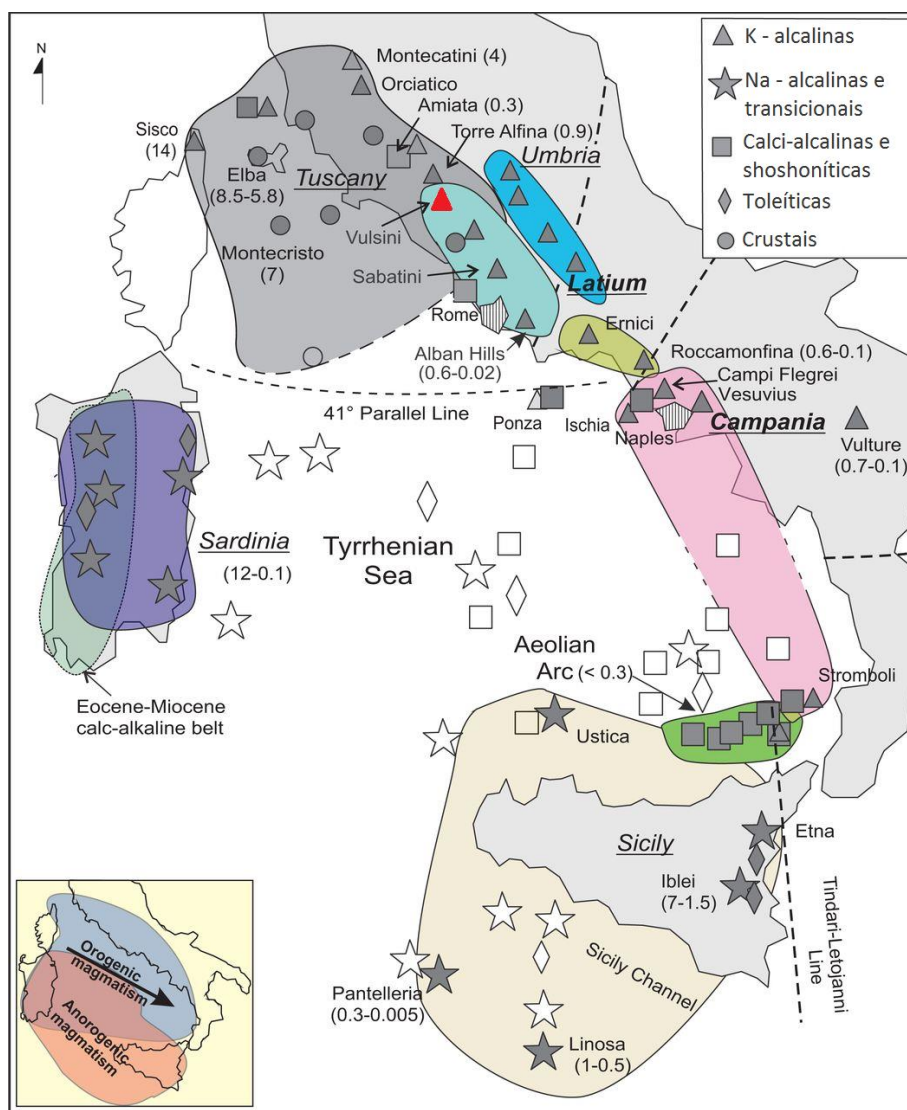


Figura 6. Distribuição do magmatismo Plio-Quaternário na Itália (os números entre parênteses são idades em Ma). O local do cinturão vulcânico cálcio-alkalino de Eoceno – Mioceno da Sardenha também é relatado. Símbolos abertos indicam vulcões submarinos. As províncias vulcânicas são as definidas no texto. Linhas tracejadas indicam linhas tectônicas principais transversais. As intersecções mostram as distribuições espaciais dos magmas orogênicos e anorogênicos. A seta mostra a migração do magmatismo orogênico com o tempo. Modificado após Peccerillo (2005). Destacado em vermelho encontra-se a localização do Distrito Vulcânico Vulsini.

A atividade ígnea foi agrupada nas províncias magmáticas Toscana, Intra-Apenina, Romana, Ernici-Roccamonfina, Campanha, Vulture, Sicília, Ilhas Eólias, Sardenha e mar Tirreno, de acordo com as suas idades, afinidades petroquímicas e assinaturas geoquímicas (Peccerillo, 2005).

As províncias compreendem diversos distritos, e estes podem ser formados por um conjunto de dois ou três complexos vulcânicos, por campos vulcânicos monogenéticos ou apenas por um único edifício vulcânico com uma caldeira e uma atividade monogenética pós-caldeira.

As rochas magmáticas abrangem composições subalcalinas a alcalinas, e máficas a félsicas. Na maioria dos distritos as rochas máficas ocorrem em quantidades subordinadas em relação às rochas intermediárias e félsicas, e há concordância geral de que as rochas evoluídas representem magmas “filhos” derivados de “pais” máficos por processos evolutivos dominados por cristalização fracionada (Backmann e Bergantz, 2008).

As relações dos elementos incompatíveis e as variações isotópicas de Sr, Nd e Pb são variáveis, abrangendo composições intraplaca (anorogênico) e de arco vulcânico (orogênico), mostrando tendências de interação entre crosta e manto ocorridos no manto superior, processo conhecido como contaminação mantélica por subducção (Peccerillo, 1995).

3.1.1 Província Mágmatca Romana ou Lázio

A Província Romana é também conhecida como província de Lázio, e estende-se do sul da Toscana até a área napolitana, como ilustrada na Figura 7. A fronteira da província, ao norte, sobrepõe as rochas magmáticas da província da Toscana, tendo evidências de hibridização entre elas em alguns lugares (Conticelli e Peccerillo, 1992), e a fronteira ao sul, é marcada pela linha tectônica NE-SW Ancona-Anzio, que cruza a península italiana e divide os apeninos do norte das sequências Abruzzi-Lázio (Locardi, 1988).

Os vulcões dessa província desenvolveram-se em uma região caracterizada por tectônica extensional do Mioceno-Quaternário tardio, relacionada à migração para o leste da cordilheira dos Apeninos e à abertura contemporânea do mar Tirreno. A zona vulcânica é caracterizada por um sistema de bacias NW-SE do Mioceno-Pleistoceno Superior, desenvolvida ao longo de falhas normais intersectadas por falhas transcorrentes NE-SW (Bartolini et al., 1982). Ambos os sistemas de falhas representam zonas de fraqueza crustal ao longo dos quais os magmas potássicos ascenderam à superfície.

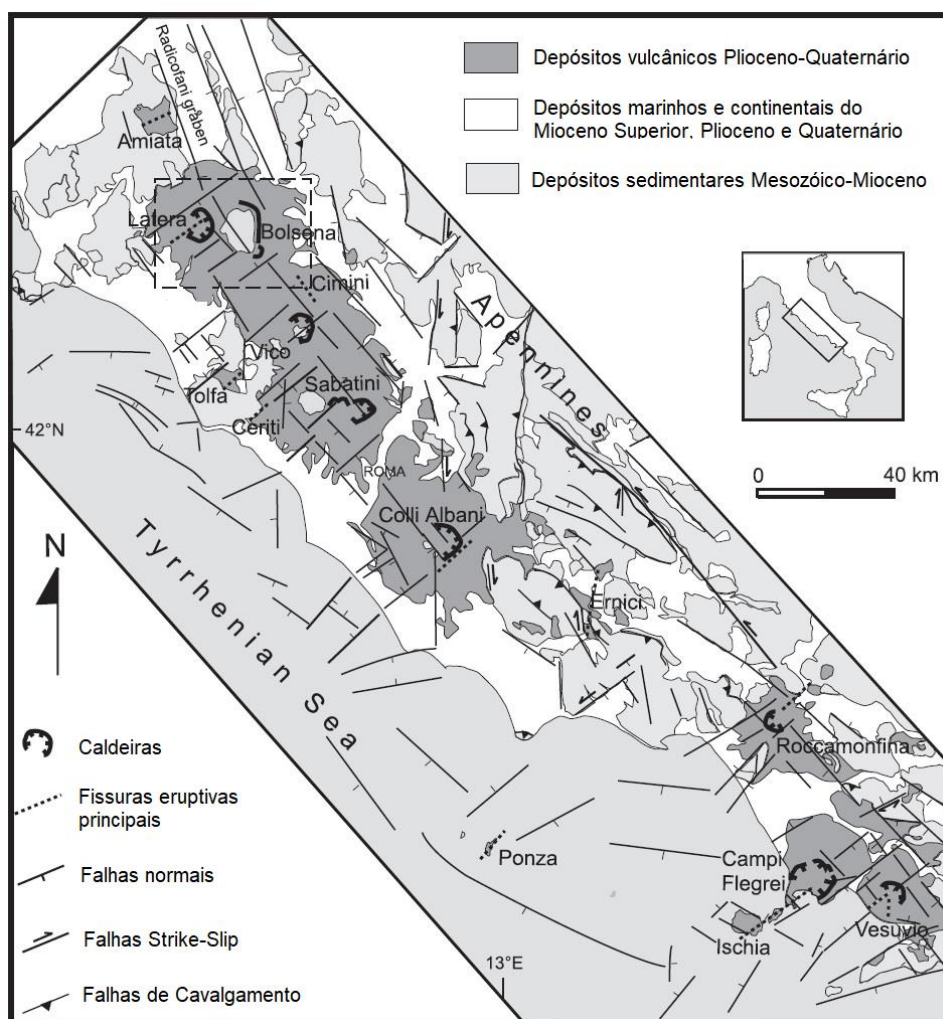


Figura 7. Esboço estrutural da margem Tirrena, Itália central, mostrando os principais sistemas de falhas e algumas Províncias Plioceno-Quaternárias da Itália, sendo a Província Romana composta pelos complexos Vulsini (área tracejada), Vico, Sabatini e Colli Albani. Fonte: adaptado de Acocella e Funiello (2006).

A crosta tem espessura menor que 25 km (Pi-Romallo e Morelli, 2003) e as rochas pré-vulcânicas consistem de sequências alóctonas da Toscana, Ligúria e Umbria-Marche e por sequências neo-autóctonas do Mioceno-Quaternário de sedimentos

marinhos, argilas e areias continentais que preencheram as bacias extensionais pós-orogênicas (Buonasorte et al., 1987). As sequências da Umbria-Marche são constituídas principalmente por rochas carbonáticas (Barchi et al., 2001).

A Província Romana foi dividida segundo os mecanismos de gênese magmática e eventos geodinâmicos na área, e é composta por quatro complexos vulcânicos: Vulsini (área tracejada na Figura 7); Vico, Sabatini e Colli Albani, alinhados ao longo da margem NW-SE do mar Tirreno (Conticelli et al., 2004). O vulcanismo na área foi prevalentemente explosivo, com numerosas erupções plinianas associadas a colapsos vulcano-tectônicos, onde cerca de 900 km³ de produtos foram depositados entre um período de 800 a 20 mil anos atrás (Peccerillo, 2005).

As composições geoquímicas das rochas vulcânicas romanas são caracterizadas por altos teores de potássio, rubídio, tório, urânio e outros elementos traço e terras raras. As rochas evoluídas félsicas tefrifonolíticas, fonotefríticas e fonolíticas prevalecem sobre as rochas mais máficas traquibasálticas, latíticas e traquíticas, e são compostas principalmente de ignimbritos e depósitos piroclásticos de queda. As composições isotópicas são próximas aos valores da crosta continental (Peccerillo, 2005).

3.1.2 Distrito Vulcânico Vulsini

O Distrito Vulcânico Vulsini está localizado na encosta ocidental dos Apeninos centrais, a noroeste da Província Magmática Romana, e desenvolveu-se no Mioceno-Plioceno acima das unidades de calcário e unidades arenosas do tipo *flysch*.

O vulcanismo ocorreu do Tortoniano ao Pleistoceno ao longo do sistema de grabens Siena-Radicofani e Paglia-Tevere e *horst* Cetona-Razzano. As áreas foram fortemente controladas pelo ajuste estrutural do substrato sedimentar, que também iniciou o vulcanismo e controlou a evolução vulcano-tectônica do sistema de caldeiras (Barberi et al., 1994).

O Distrito é formado por cinco domínios: Complexo Vulcânico Paleovulsini; Complexo Vulcânico Bolsena-Orvieto; Complexo Vulcânico Campos Vulsini, Complexo Vulcânico de Latera e Complexo Vulcânico Montefiascone. Atualmente esses complexos são compostos por três caldeiras principais: Caldeira de Bolsena (representada pelas atividades dos Complexos Vulcânicos Paleovulsini, Bolsena-Orvieto e Campos Vulsini), Caldeira de Latera e Caldeira de Montefiascone, ilustradas na Figura 8.

As atividades vulcânicas se sobrepuseram no espaço e tempo, sendo dominadas por erupções plinianas, estrombolianas e freatomagmáticas entre 0,6 e 0,13 Ma (Vezzoli et al., 1987), e seus produtos cobrem uma área de aproximadamente 2.200 Km² (Nappi et al., 1994).

Os primeiros estágios eruptivos ocorreram possivelmente no setor norte da caldeira de Bolsena com erupções plinianas datadas a cerca de 0,59 Ma (Cioni et al., 1987), seguido pela deposição de ignimbritos em grande escala entre 0,55 e 0,49 Ma (Cioni et al., 1989), onde a última erupção pliniana possivelmente causou o primeiro colapso de caldeira, denominado de Complexo Vulcânico Paleovulsini.

A atividade do Paleovulsini, entre 0,49 e 0,33 Ma, foi caracterizada por vulcanismo areal, ao longo das bordas da protocaldeira, com atividades explosivas e efusivas relatadas a NE no Complexo Vulcânico Bolsena-Orvieto, e ao sul, nos Campos Vulsini (Palladino et al., 2010). Por volta de 0,28 Ma (Metzeltin e Vezzoli, 1983) iniciaram-se as atividades explosivas nos vulcões Montefiascone e Latera, e desenvolveram-se durante o período de atividade da caldeira de Bolsena.

As atividades eruptivas nos setores leste e sudeste do distrito diminuíram entre 0,24 e 0,22 Ma (Nappi et al., 1994), fase tardia do Montefiascone. Por volta de 0,15 Ma ocorreu a fase final explosiva no Latera, onde várias erupções piroclásticas plinianas resultaram em colapsos poligênicos da caldeira (Sparks, 1975). O período de atividade tardia do Latera, pós-caldeira, e a atividade dos Campos Vulsini, foram caracterizados por erupções explosivas e efusivas de centros monogenéticos, em torno de 0,13 Ma (Nappi et al., 1995).

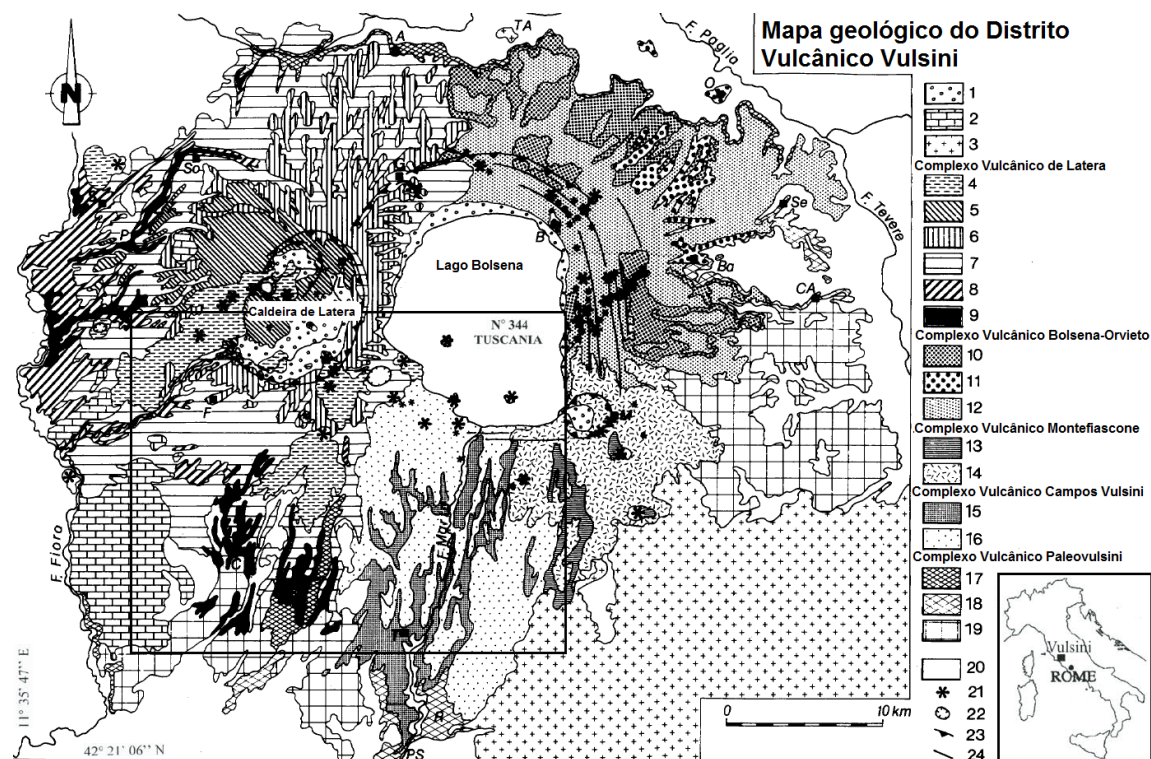


Figura 8. Mapa do esboço geológico do Distrito Vulcânico de Vulsini e as suas subdivisões, adaptado de Vezzoli et al., 1987. 1: depósitos sedimentares Quaternários; 2: travertines; 3: produtos vulcânicos do Distrito Vulcânico Vico e Torre Alfina; *Complexo Vulcânico de Latera*; 4: produtos finais efusivos e estrombolianos; 5: Formação Pitigliano; 6: Sucessão Poggio Pinzo; 7: Formação Onano, Grotte di Castro e Sorano; 8: Formação Sovana; 9: Formação Canino e Farnese. *Complexo Vulcânico Bolsena-Orvieta*; 10: fluxos de lavas; 11: ignimbritos Bolsena-Orvieta-Bagnoregio; 12: sucessões piroclásticas; *Complexo Vulcânico Montefiascone*; 13: fluxos de lavas; 14: sucessões piroclásticas; *Complexo Vulcânico Campos Vulsini*; 15: fluxos de lavas; 16: sucessões piroclásticas; *Complexo Vulcânico Paleovulsini*; 17: fluxos de lavas; 18: ignimbritos basais; 19: sucessões piroclásticas e vulcano-sedimentares; 20: substratos sedimentares; 21: cones de escórias; 22: crateras; 23: caldeiras; 24: falhas e fraturas. Cidades e outras localidades: A = Acquapendente, B = Bolsena, Ba = Bagnoregio, C = Canino, CA = Civitella d'Agliano, F = Farnese, G = Grotte di Castro, L = Latera, M = Montefiascone, O = Orvieta, P = Pitigliano, PS = Pian della Selva, R = La Rocca, S = Sovana, Se = Sermignano, So = Sorano, T = Tuscania, TA = Torre Alfina. A área de estudo corresponde a folha TUSCANIA N° 344 da Carta Geológica Italiana.

Em termos de composição química os vulcões do Distrito Vulcânico Vulsini englobam uma gama completa de tipos de rochas potássicas e ultrapotássicas, desde traquibasaltos, basanitos e tefritos (menos diferenciados), rochas intermediárias como tefritos fonolíticos e fonolito tefríticos (volumetricamente dominantes e relacionadas a erupções efusivas e moderadamente explosivas) até fonolitos e traquitos (mais diferenciados), relacionados a grandes erupções plinianas e depósitos de fluxo (Innocenti e Trigila, 1987).

3.1.3 Complexo Vulcânico de Latera

O Complexo Vulcânico de Latera está localizado na parte ocidental do flanco da caldeira de Bolsena. A atual caldeira poligenética, marcada na Figura 9, apresenta 200 metros de altura e forma elíptica (eixos de 9 km x 7 km) com elongação NNE-SSW. Os depósitos piroclásticos encontrados a leste e a norte da borda da caldeira destacam-se claramente, enquanto os depósitos ocidentais e ao sul são mais difíceis de encontrar devido à cobertura parcial dos produtos finais eruptivos.



Figura 9. Imagem Landsat da caldeira de Latera (linha tracejada em branco marca a borda da caldeira). Imagem adaptada de Google Earth 2018.

Estudos de subsuperfície, em perfuração de poços, identificaram abaixo da caldeira uma intrusão sienítica a 2 km de profundidade, com aproximadamente 6 km de diâmetro, implicando ao menos 5 km³ de magma sienítico cristalizado (Bertrami et al., 1984). A intrusão apresenta idade de 0,9 Ma segundo datações de K-Ar (Barberi et al., 1984). O contato entre a intrusão e a rocha encaixante carbonática é marcada por uma auréola termometamórfica, caracterizada por rochas insaturadas em sílica, e a zona interna é marcada por rochas supersaturadas em sílica. A intrusão sienítica é quimicamente semelhante aos traquitos ricos em potássio, e aos xenólitos de sienito comuns nos tufos encontrados no Latera (Holm et al., 1982).

Essas evidências sugerem uma câmara magmática central para a caldeira, e de acordo com os estudos da estratigrafia local, observa-se uma progressão ascendente da composição dos magmas erupcionados entre 0,28 e 0,15 Ma, idades obtidas por $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ em cristais de sanidina (Turbeville, 1990). As mudanças composicionais entre as unidades de idades significativamente diferentes evidenciam que os gradientes de concentração nos magmas foram restabelecidos entre os períodos eruptivos.

O vulcão Latera começa sua atividade em torno de 0,28 Ma (Cioni, 1993) ascendendo fluxos de lava de composições tefríticas e fonolíticas. Após sucessivas erupções, como a de Canino e Farnese, entre 0,28 e 0,23 Ma (Turbeville, 1993), ocorreu o primeiro colapso de caldeira (~ 0,19 Ma), consequência provável da interrupção de um conduto central e formação de falhas em anéis em torno do edifício, envolvendo parte do piso pré-existente (a leste), acima do substrato sedimentar (Palladino e Simei, 2005a). As múltiplas fases de colapsos sustentaram as colunas plinianas e as correntes piroclásticas, levando a colocação de depósitos de queda, de fluxo e de lavas, seguidas pelas erupções explosivas Sorano; Grotte di Castro, Onano e Pitigliano.

Os principais processos evolutivos da caldeira de Latera podem estar ligados a estágios de colapsos discretos concomitantes a eventos explosivos específicos, como as erupções Sovana ~ 0,19 Ma (Walker, 1985); Onano ~ 0,17 Ma (Palladino e Simei, 2005a) e Pitigliano ~ 0,16 Ma (Nappi et al., 1991).

A partir das sucessões eruptivas o complexo vulcânico foi dividido em sete formações: Formações Pitigliano; Onano; Grote di Castro; Sorano; Sovana, Farnese e Canino (Vezzoli et al., 1987).

Erupção Onano

A erupção Onano marca a fase final da atividade vulcânica da caldeira de Latera e ocorreu em torno de 0,17 Ma (Palladino e Simei, 2005a). A erupção foi caracterizada como um evento típico de formação de caldeiras, estilo *trapdoor* de aproximadamente 2x5 Km², de baixa magnitude, com um volume estimado de produtos depositados na ordem de 1 Km³ (Palladino e Simei, 2005a).

O colapso da caldeira envolveu a parte oriental pré-existente e as encostas próximas, extra caldeira. A erupção ocorreu na área estruturalmente mais fraca, correspondente ao substrato de carbonato confinado pela borda oriental da caldeira de Latera e a borda ocidental da caldeira de Bolsena (Figura 10). Os sistemas de falhas conduziram a ascensão de um magma traquito-fonolítico, da periferia da câmara magmática mais antiga, com a emissão de fluxos de cinzas e de púmices seguidos pela formação de depósitos de queda e depósitos ricos em *spatter* e fragmentos líticos (Palladino e Simei, 2005a, 2005b).

Nos estágios decrescentes da erupção, a retirada do magma e a redução da pressão, induziram a ruptura do teto da câmara magmática e seu colapso, permitindo a interação explosiva das águas subterrâneas do aquífero de carbonato confinado com o magma residual. A interação água-magma produziu erupções freatomagmáticas alternadas com estrombolianas, gerando depósitos de *base surge*, depósitos de escórias de queda e depósitos de *spatter*.

A alternância dessas erupções foi importante para as atividades do Latera, favorecendo a interrupção da caldeira, gerando magmas de composições máficas e diminuindo as taxas eruptivas explosivas de maior magnitude (Palladino e Simei, 2005a). A borda estrutural resultante desta erupção corresponde a presente margem morfológica oriental da caldeira de Latera (Figura 9).

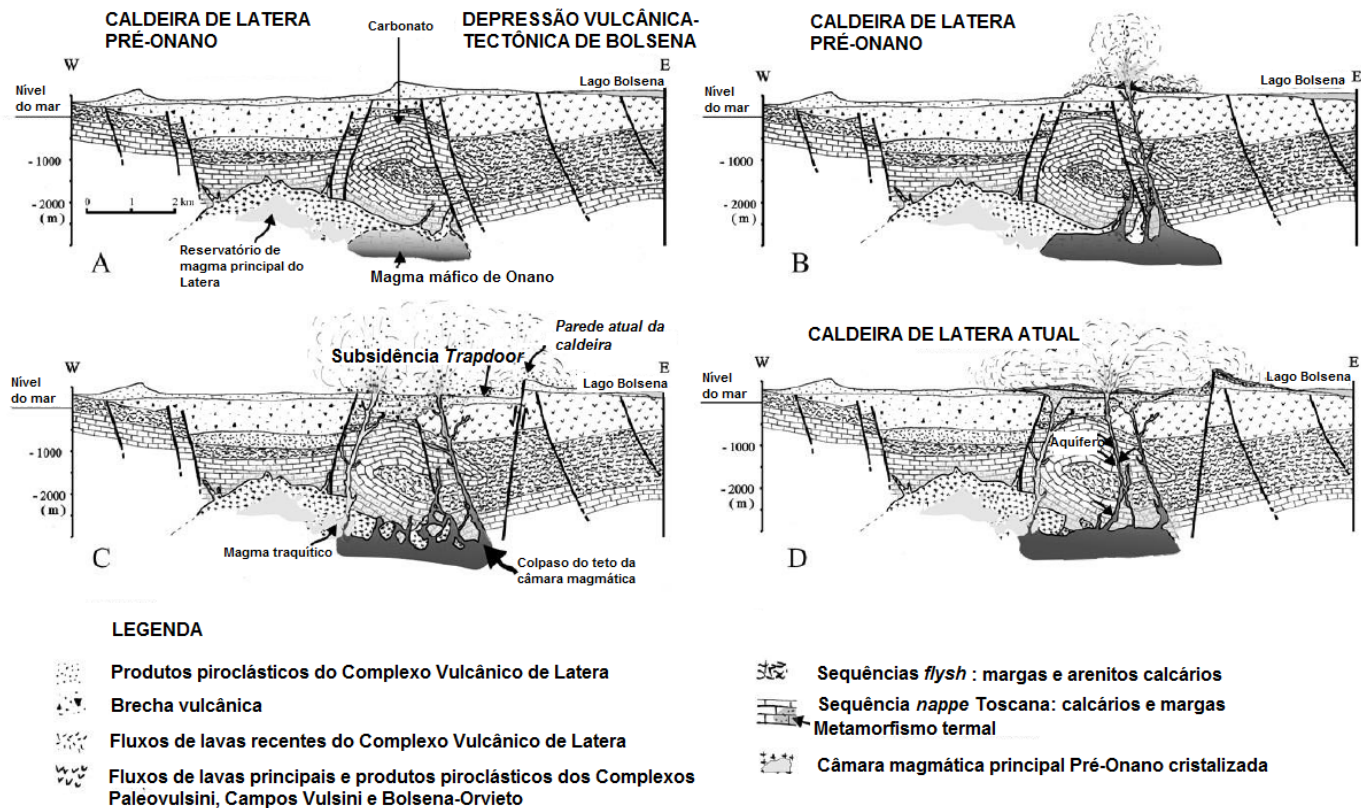


Figura 10. Reconstrução da erupção Onano concomitante ao colapso da caldeira, ao longo da seção oeste-leste da Caldeira de Latera, adaptado de Barberi et al., 1984. A) Período principal da atividade explosiva do Complexo Vulcânico de Latera (0,3–0,2 Ma), anterior à erupção Onano. B) Início da erupção Onano a partir de fissuras em contato com o substrato carbonático. C) Colapso do teto da câmara magmática. O sistema de fissuras permitiu a extração de magma de composição traquítica do reservatório pré-Onano principal de Latera, concomitante ao magma máfico. O comportamento pseudo-rígido das rochas da parede da câmara possivelmente causou uma queda repentina da pressão confinante, levando à intensa vesiculação e fragmentação do magma. D) Nos estágios avançados da erupção, a redução da pressão do magma e o rompimento do teto da câmara magmática permitiram que as águas subterrâneas do aquífero carbonático confinado interagissem explosivamente com o magma residual. A pressão hidrostática *versus* a pressão magmática produziu *surges* piroclásticos freatomagmáticos, alternados com a precipitação de escórias estrombolianas e fluxos de *spatter*.

Segundo Vezzoli et al., (1987) os produtos vulcânicos da erupção Onano recortam extensivamente o nordeste da presente caldeira e ao longo dos vales e encostas radiais que cortam o vulcão a leste, até as margens do lago Bolsena. A espessura da Formação Onano varia de algumas dezenas de metros em áreas proximais (área localizada entre as cidades de Latera e Gradoli) a poucos metros em áreas distais. Além disso, exposições limitadas das fácies intra caldeira ocorrem ao longo da parede oriental.

Formação Onano (ONK)

A Formação Onano sobrepõe à Formação Grotte di Castro e se dispõe sequencialmente abaixo da Formação Pitigliano. Esta formação foi diferenciada em duas partes. A sequência inferior é constituída principalmente por depósitos de fluxos piroclásticos, e a parte superior, denominada de *Tufi di Poggio Pinzo* (Metzeltin e Vezzoli, 1983), apresenta precipitação aérea e depósitos piroclásticos de *surge* (Vezzoli et al., 1987). Datações $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ para a colocação dos depósitos de queda de púmices indicam idades entre 192 e 156 ka (Turbeville, 1992).

A sequência eruptiva inferior é caracterizada pela aglomeração de vários tipos de clastos líticos, principalmente lávicos, uma camada de depósito de *surge*, uma camada de *spatter* (consistindo de escórias de cor preta a violeta, sutilmente alinhadas, achatadas e soldadas de tamanho decimétrico, de composição shoshonítica a fonotefrítica, e abundantes fragmentos líticos), uma camada de brecha lítica de granulometria grossa (*lag-breccia*), variando lateralmente com o fluxo piroclástico principal, e depósitos de fluxos piroclásticos na cor amarelo rosado, zeolitizados (*sillar*) (Vezzoli et al., 1987). O empilhamento superior da Formação Onano consiste principalmente de depósitos de queda estrombolianos, variando ao longo da sequência no tamanho de cinzas a *lapilli* escoriáceos de cor preta a púmices brancas, de composição latítica a tefrifonolítica, alternadas por depósitos freatomagmáticos de queda e *surge* constituídos de tufo vesiculares e tufo finos a grossos com estruturas de ondas. A composição química é variável ao longo da sequência superior, sendo composta por tefritos na base e traquitos no topo (Vezzoli et al., 1987).

4 RESULTADOS

A identificação dos mecanismos de transporte e deposição dos materiais vulcânicos constitui um passo imprescindível para reconhecer os estilos eruptivos pelos quais foram originados. Estudos dos materiais piroclásticos auxiliam a determinar a forma em que o magma foi extraído da câmara magmática (por exemplo, processos no conduto vulcânico e dinâmicas de fragmentação), assim como a existência de outros fenômenos relacionados com a evolução magmática.

A caldeira de Latera fornece um exemplo notável de colapso de caldeira e de seus estilos eruptivos. Este trabalho tem como objetivo o estudo de sequências deposicionais em quatro cortes geológicos (Figuras 1 e 2) referentes às fases finais da erupção Onano, onde foi observada a alternância de estilos eruptivos estrombolianos e freatomagmáticos. As descrições de campo e os resultados dos estudos petrográficos e análises de química mineral, geoquímica e isotópica serão apresentados neste capítulo.

4.1 Perfis

Perfil 1 – Cava de Cantoniera

O afloramento apresenta uma sequência deposicional de queda (*fallout*), de aproximadamente 10 metros de espessura e 40 metros de largura, e encontra-se localizado ao norte da entrada da Cava de Cantoniera (Figura 11). O depósito foi descrito de oeste para leste para observar as variações granulométricas laterais e verticais presentes.

A sequência é marcada pela repetida alternância de bancos centimétricos a decimétricos de *lapilli* escoriáceo de queda, nas cores cinza claro a escuro, bem classificados e gradados com laminação plano-paralela. São observadas finas camadas de cinzas de granulometria fina a grossa e púmices bem vesiculadas de cor cinza clara a cinza escura. Os componentes mais relevantes foram amostrados ao longo do empilhamento e correspondem às amostras ON1 a ON26. Essa sucessão foi caracterizada como *fallout* 3, de acordo com observações em campo, e é o objeto principal de estudo deste trabalho.



Figura 11. Vista frontal do perfil 1 (*fallout 3*), localizado ao norte da entrada da Cava de Cantoniera. Abaixo das linhas tracejadas de cor branca localiza-se o depósito piroclástico de queda descrito neste perfil.

Perfil 2 – Cava de Cantoniera

Observamos um depósito localizado a oeste do perfil 1 (Figura 12). A sequência apresenta depósitos de queda (com estratificações plano paralelas de juvenis densos escuros, púmices de cor clara e cinzas), depósitos de fluxos piroclásticos, depósito de *spatter*, discordâncias erosivas e um solo. São evidenciadas duas erupções diferentes em um pequeno intervalo de tempo.

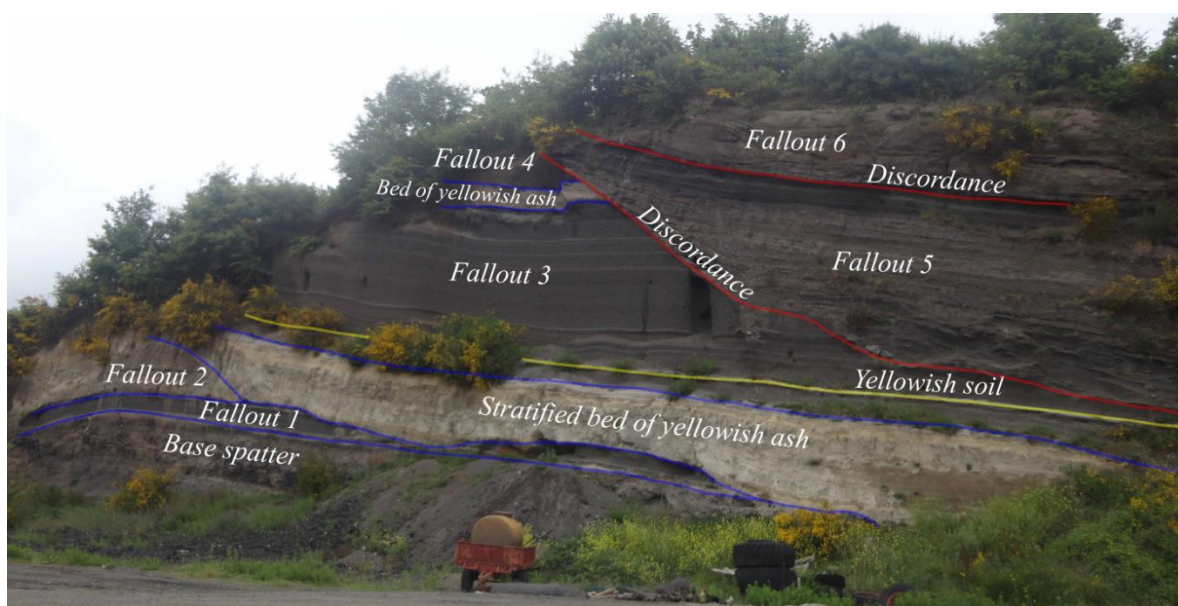


Figura 12. Vista frontal do perfil 2. Os depósitos piroclásticos de queda descritos neste afloramento foram a sequência de *spatter*, *fallout 1* e *fallout 3* (também observados na figura 13, abaixo).

Na Figura 12 pode-se observar o *fallout* 3 (referente ao perfil 1) e como se dispõe em estratigrafia. Neste perfil foram descritos somente os depósitos piroclásticos de queda, referentes ao *spatter*, *fallout* 1, *fallout* 3 e *fallout* 4, e foram amostrados os componentes vulcânicos ON28 (referente ao *spatter*), e ON27n e ON27b (referentes ao *fallout* 1).

A unidade de *spatter* apresenta espessura decimétrica à métrica (Figura 13) e é constituída de aglomerados de clastos suportados, blocos e piroclastos *lapilli* de cor preta. Os fragmentos líticos são abundantes e estão concentrados principalmente nas áreas inferiores da unidade.

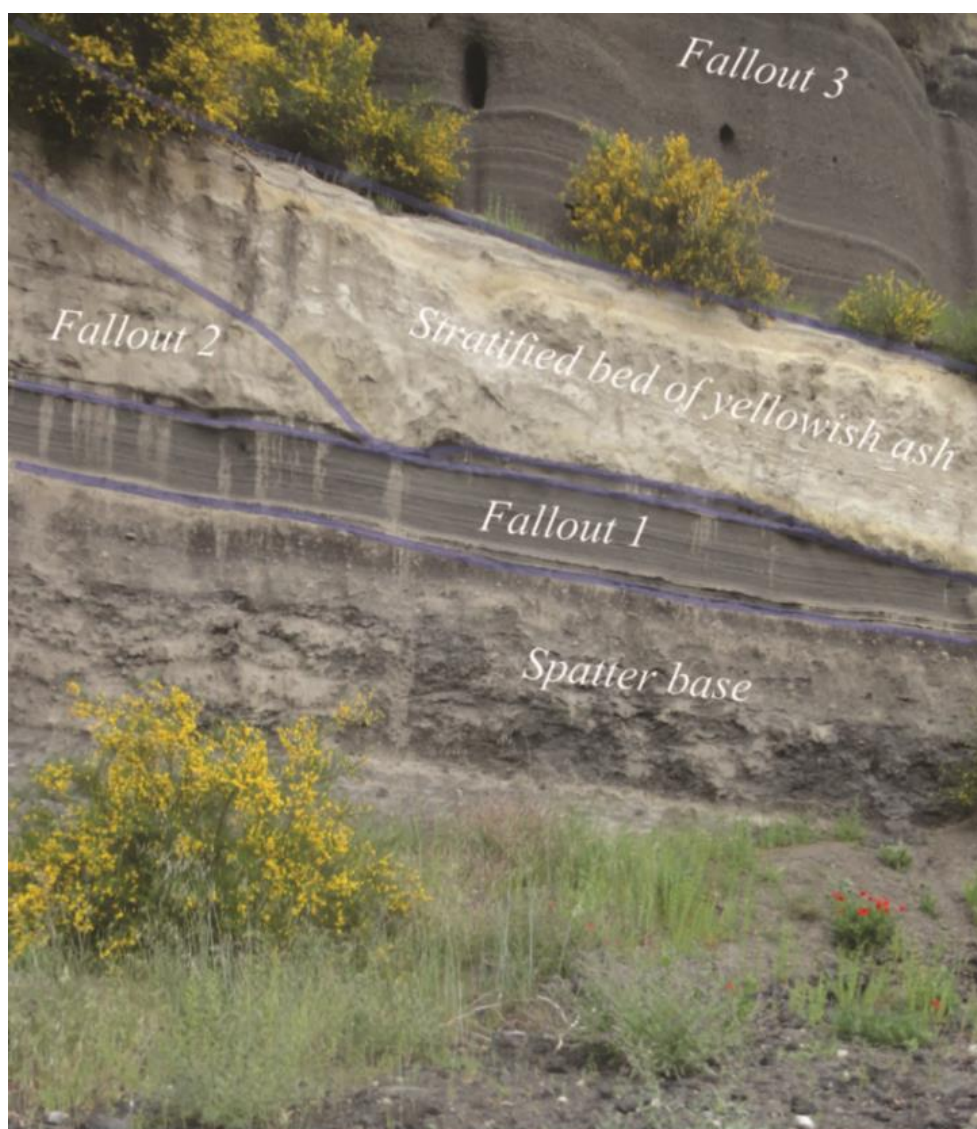


Figura 13. Vista frontal do perfil 2 e das sequências *spatter*, *fallout* 1 e *fallout* 3 descritas neste aforamento.

Perfil 3 – Corte de estrada Cantoniera – Valentano

Observamos um depósito de queda e do tipo *surge* (Figura 14). Em relação aos afloramentos anteriores (perfis 1 e 2) este depósito é similar em litologia, encontra-se mais fino e massivo, e é menos estratificado. Há níveis muito enriquecidos de fragmentos líticos alterados. Nesta unidade coletamos as amostras ON29n e ON29b. Esta erupção foi caracterizada como *fallout* 4 de acordo com observações em campo, e também pode ser observada no perfil 2 (Figura 12) na Cava de Cantoniera.



Figura 14. Vista frontal do perfil 3 (*fallout* 4), localizado em corte de estrada na direção Cantoniera – Valentano.

Perfil 4 – Corte de estrada Cantoniera – Gradoli (Bivio Grote di Castro)

O perfil 4 mostra uma sequência do tipo *surge*, com estratificações cruzadas (Figura 15a e 15b). Observa-se uma discordância na base e uma camada correspondente a um *lapilli*-tufo com presença de juvenis, líticos e *shards* na matriz. Nesta unidade coletamos a amostra ON32.

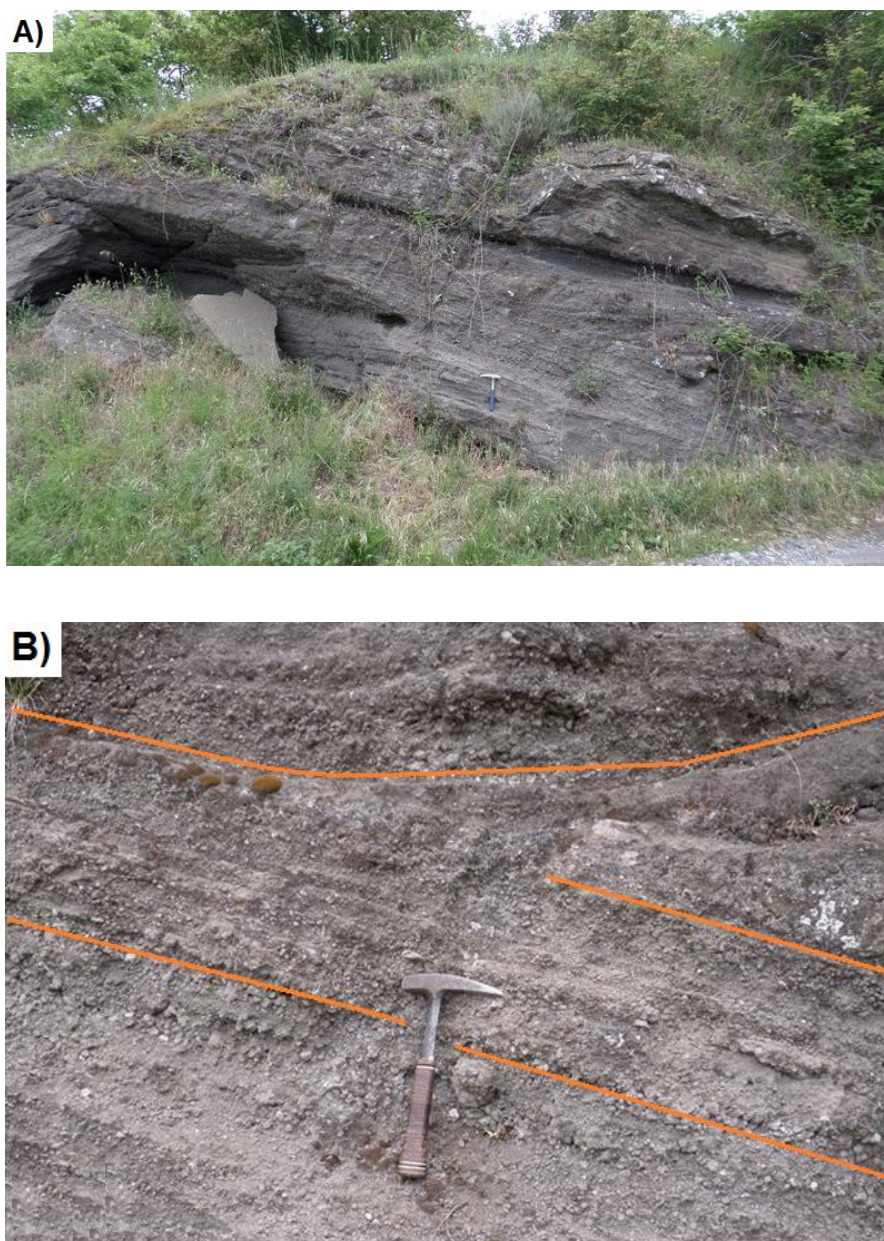


Figura 15. a) Vista frontal do perfil 4, localizado em corte de estrada na direção Cantoniera – Gradoli, caracterizado como *surge* freatomagmático; b) estratificações cruzadas, observadas no perfil 4.

4.1.1 Sessão Geológica

Os depósitos de queda *fallout* 3 e *fallout* 4 foram interpretados como pertencentes ao mesmo evento eruptivo, e foram diferenciados em 15 leitos (A a O) principais, descritos abaixo em ordem estratigráfica (Figuras 16 a 19). As transições entre os leitos são graduais e foram descritas quanto à espessura, estrutura interna, variação dos constituintes, cor e características granulométricas.

Paleossolo: observamos contato reto entre o solo e a primeira camada de cinzas. O solo, com espessura de 87 cm, apresentou alteração de cor amarela à laranja (Figura 16a), matriz muito fina e ausência de estruturas. Observou-se a presença de líticos de granulometria fina na cor vermelha.

Leito A: acima do nível do solo encontra-se a base do depósito, marcado por um contato reto e caracterizado por um nível constante de cinzas de cor cinza e granulometria grossa massiva, com espessura variando de 40 a 46 cm (Figura 16a). Os componentes apresentavam coloração similar aos bancos intermediários acima. Observa-se presença de púmices de tamanho *lapilli* fino de cor clara e escura, variando o tamanho de 1 a 2 cm. No topo ocorre intercalação de ao menos quatro níveis de escórias de tamanho *lapilli* fino, geralmente arredondados e estão intercalados com cinzas massivas de granulometria grossa na cor cinza. Nos últimos 10 cm observa-se diminuição da granulometria, com púmices e escórias variando de 2 mm a 2 cm. Neste leito também se observam líticos de granulometria fina a grossa, na cor vermelha.

Leito B: esta sucessão de 44 cm (Figura 16a e 16b) marca a fase inicial da erupção, sendo a primeira camada do depósito piroclástico de queda. Os componentes estão suportados grão a grão e variam de 2 mm a 4 cm. Os clastos juvenis de púmices são vesiculados, de cor cinza clara, tendem a ser mais grossas que as escórias de tamanho *lapilli* fino menos vesiculadas. Ocorre pouca presença de líticos. Nos últimos 9 cm há presença de cinzas grossas (2 mm a 2 cm) que apresentam-se massivas e bem estratificadas.

Leito C: fácies caracterizada como *surge* intercalado com o *fallout*. O leito apresenta laminações com espessura de 13 a 32 cm, composto principalmente por piroclastos de escórias de tamanho *lapilli* (2 - 4 cm). Os primeiros 3 cm são marcados por cinzas finas massivas de cor cinza clara (< 2 mm), e em seguida, por 2 a 5 cm, de cinzas finas laminadas plano paralelas. Nesta camada ocorre uma lente pumícea (entre 8 a 15 cm, Figura 16b) com estratificação cruzada em seu interior, composta por púmices e escórias de tamanho *lapilli* fino e cinzas finas massivas de cor cinza clara. Superiormente à lente pumícea ocorrem cinzas grossas de cor clara, laminadas

plano paralelas até o topo. As púmices presentes neste leito apresentam cores semelhantes aos leitos abaixo.

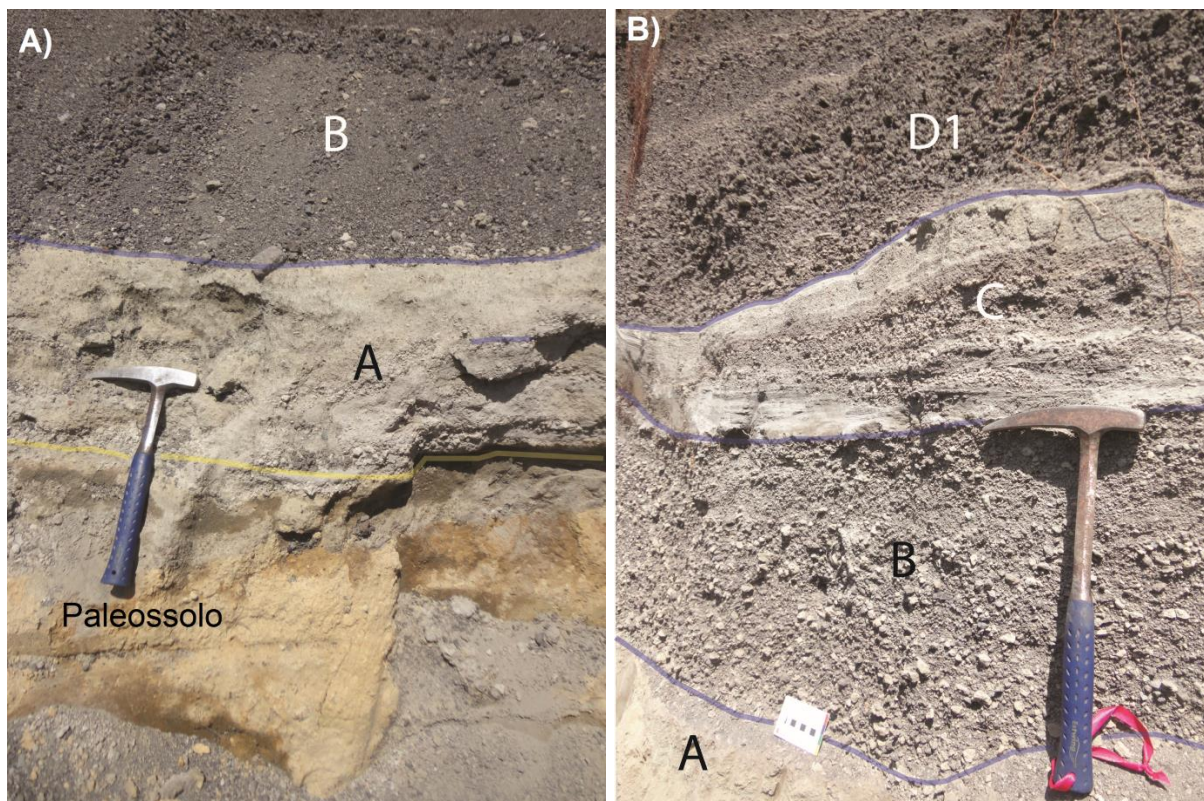


Figura 16. Imagens do perfil 1. a) paleossolo, leitos A e B; b) leitos A, B, C e D1.

Leito D: este leito foi diferenciado em 3 fácies (D1 - D3), compostos principalmente por fragmentos de escórias de tamanho *lapilli*, separados por finos níveis de cinzas de cor branca. A fácies D1 (Figuras 16b e 17a) apresentou um nível de cinza na base (3 cm) seguido por uma zona rica em escórias de tamanho *lapilli* grosso. Na transição das fácies D1 à D2, observamos gradação normal (escórias de tamanho *lapilli* grosso a fino) e nas fácies D2 à D3 ocorre gradação inversa (escórias de tamanho *lapilli* fino à grosso).

Leito E: banco estratificado de cor avermelhada (Figura 17a), dividido em 3 fácies principais (E1 - E3), sendo delimitadas por níveis de lapilli grosso, onde ao longo do leito observamos gradação inversa (escórias de tamanho *lapilli* fino a grosso), coberto por cinzas grossas de cor vermelha). A base é marcada por um nível (1 cm) composto de cinzas de cor cinza clara, de granulometria grossa a *lapilli* fino. Os primeiros 4 cm da fácies E1 é composta por camadas de cinzas finas estratificadas,

na cor cinza escura; e em seguida (25 cm) apresenta-se gradação inversa de *lapilli* fino a grosso. Na fácies E2 (24 cm) a granulometria é mais fina que a da fácies anterior e é marcada por escórias de tamanho *lapilli* e dois níveis sutis de cinzas de cor clara. Nos últimos 47 cm (E3) observamos gradação inversa (*lapilli* fino a grosso) e presença de juvenis.

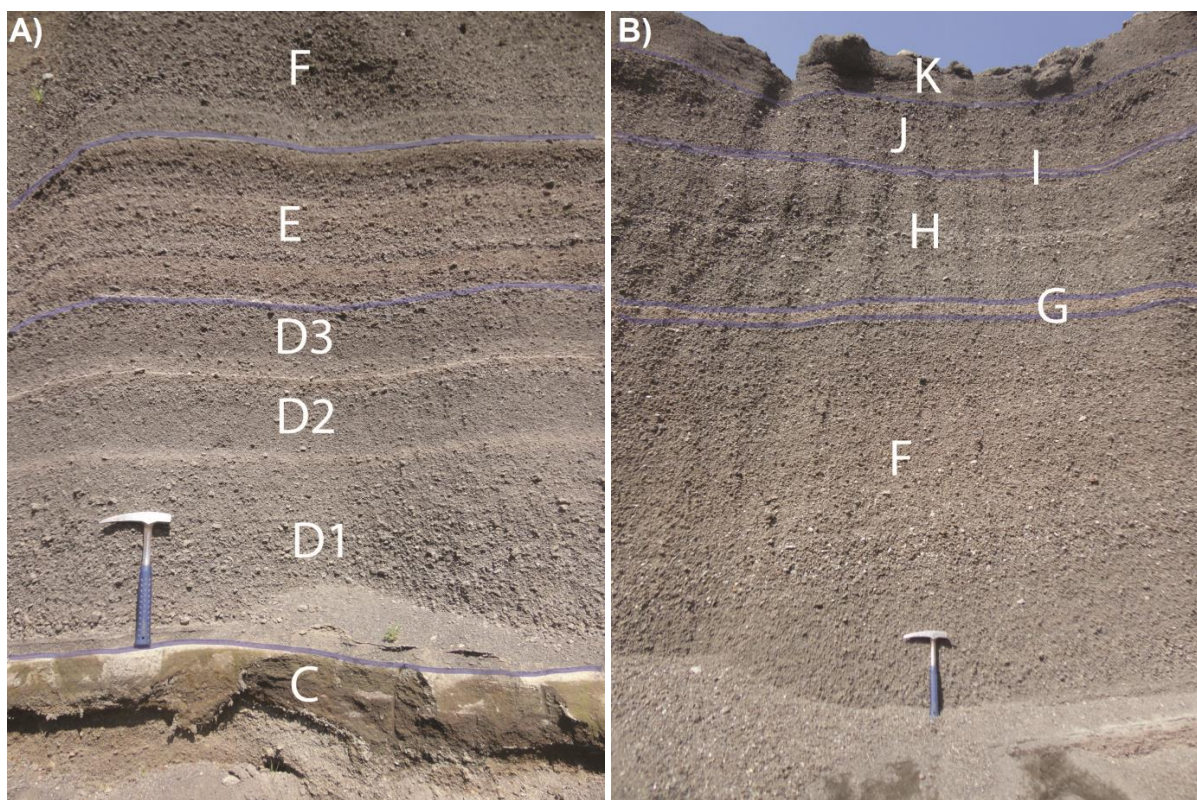


Figura 17. Imagens do perfil 1. a) leitos C, D1, D2, D3, E e F; b) leitos F, G, H, I, J e K.

Leito F: este leito foi diferenciado em 5 fácies (F1 - F5). A fácies F1 apresentou uma zona basal gradada (cinzas grossas a *lapilli* fino, 0 - 10 cm) e uma zona superior maciça (10 - 50 cm) composta por fragmentos de escórias de tamanho *lapilli*, semelhantes a F3 e F5 (Figura 17b). Entre esses leitos, observam-se dois leitos grossos (F2 e F4), com maiores teores de fragmentos líticos. Foram observados juvenis de diversas formas (podendo ser interpretado como resultado de diversos mecanismos de fragmentação), e vesiculados ou não (refletindo gradientes laterais de vesiculação).

Leito G: sequência de *lapilli* fino a grosso, de 10 cm, estratificados internamente e revestidos por cinzas finas e grossas na cor avermelhada (Figura 17b).

Leito H: a espessura é de aproximadamente 1,20 m e foi diferenciado em 5 fácies (H1 - H5). As fácies H1, H3 e H5 consistem de escórias de tamanho *lapilli* finos mal estratificados, com alternância de granulometria apresentando gradação inversa não muito evidente, rico em líticos e blocos juvenis vesiculados e não vesiculados, intercaladas com fácies estratificadas H2 e H4 (de espessuras equivalentes) de escórias de tamanho *lapilli* fino a grosso de cor rosada a avermelhada, revestido por fragmentos de cinzas de cor brancas (Figura 17b).

Leito I: nível de cinzas (2 - 5 cm) de cor avermelhada (podem estar relacionadas à oxidação) e componentes em tons escuros (refletindo a baixa cristalinidade dos constituintes).

Leito J: leito estratificado de escórias de tamanho *lapilli* fino a grosso, de aproximadamente 50 cm.

Leito K: camada massiva de escórias de tamanho *lapilli* fino a grosso, de aproximadamente 40 cm.

Leito L: camada massiva a estratificada de escórias de tamanho *lapilli* fino. Presença de um nível basal de cinzas. Os leitos J, K e L marcam a fase final da erupção no perfil 1 (*fallout* 3).

Leito M: observamos uma discordância e um nível de cinzas compactadas, alternadas com *lapilli* na cor amarela, interpretado como um depósito de *surge*.

Leito N: este depósito foi analisado em detalhe no perfil 3 e foi caracterizado como *fallout* 4. No leito N identificamos intercalação do depósito piroclástico de queda (Figura 18), com o depósito identificado como de *surge* com caráter freatomagmático. Este leito foi dividido em 4 fácies (N1 - N4). A fácies N1 apresenta intercalação principalmente estratificada de níveis de *lapilli* fino e cinzas grosseiras. É composto por piroclastos de cor escura, apresentando um nível de cinza avermelhada. Em seguida N2 é formada por uma camada grossa e classificada de *lapilli* fino a grosso; na base, apresenta uma intercalação fina e estratificada de cinzas grosseiras e *lapilli* fino; esta fácies é composta principalmente por piroclastos

de escória de cor escura. A fácies N3 apresenta-se classificada de *lapilli* fino a grosso, e na base, apresentou uma intercalação fina e estratificada de cinzas grosseiras e *lapilli* fino. A fácies N4 apresentou intercalação de camadas finas de *lapilli* e níveis grossos de cinzas grossas. É formada principalmente por piroclastos de escória escuras.

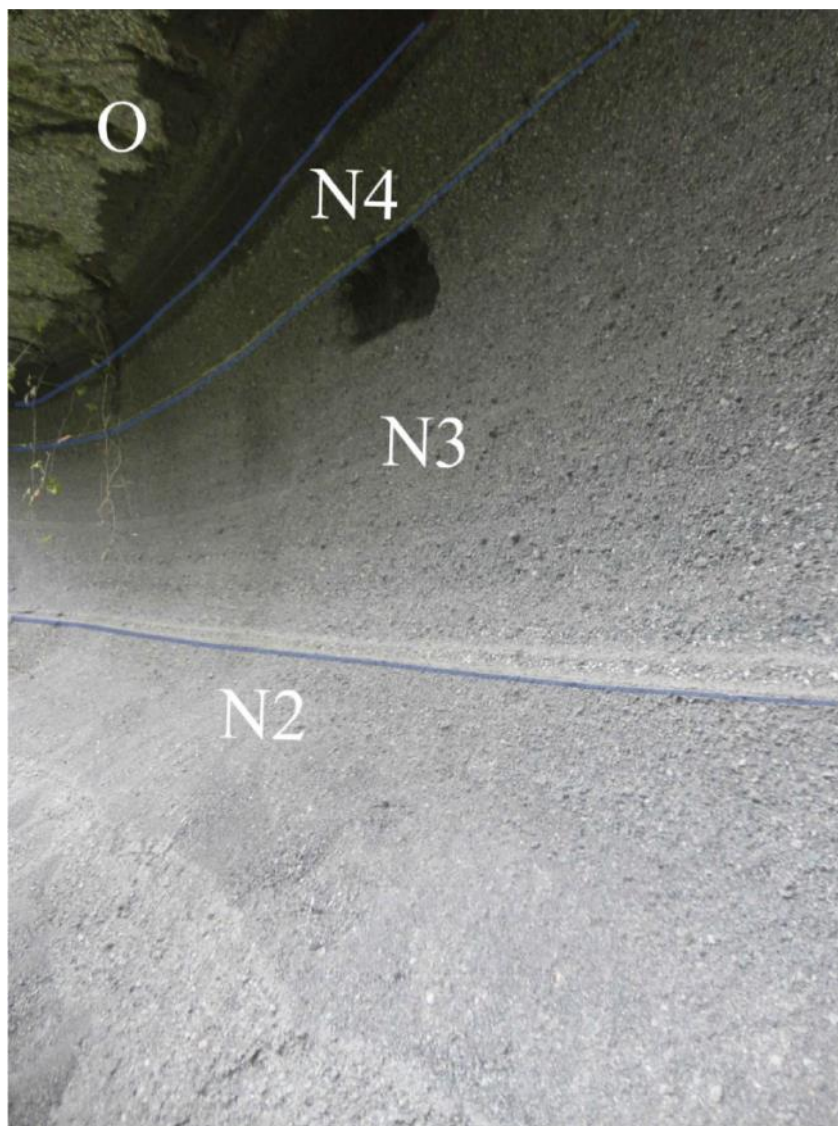


Figura 18. Imagem do perfil 3, dos leitos N2, N3, N4 e O.

Leito O: sequência localizada superiormente ao leito N (Figura 18) e identificada como *surge*. A granulometria corresponde a um *lapilli*-tufo. Observou-se uma discordância na base e estratificações cruzadas de baixo ângulo.

A partir das descrições anteriores, foi elaborada uma coluna esquemática representando a divisão dos 15 leitos estratigráficos, correspondentes ao *fallout* 3 e *fallout* 4 (Figura 19). Na Tabela 1 apresentam-se as amostras coletadas nas diferentes unidades, bem como as localizações e procedimentos analíticos realizados.

Embora várias mudanças granulométricas (cinzas finas a *lapilli* grosso) sejam observadas ao longo do depósito, não há descontinuidades dentro da sequência, sugerindo que correspondem a um único evento eruptivo.

Segundo Cas e Wright (1987) a presença de estruturas observadas ao longo da sequência piroclástica, como camadas plano paralelas sem erosão interna, boa classificação e clastos juvenis com formas angulares a irregulares, classificam este depósito como sendo de queda, e a grande abundância de fragmentos de escórias de tamanho *lapilli* caracteriza o estilo eruptivo como magmático explosivo.

A sucessão mostra evidências de múltiplas mudanças no regime eruptivo, alternando de freatomagmático a estromboliano, produzindo depósitos de *surge* e depósitos de queda de escórias, respectivamente.

Os fragmentos juvenis são constituídos principalmente por púmices na base do depósito (leito A), e sua concentração tende a diminuir acima na sequência, onde são observadas evidências de mistura entre fragmentos juvenis de púmices e escórias no leito B. Os fragmentos juvenis de cor castanho-escuros são dominantes na zona superior dos leitos B e C, e as mudanças nos componentes juvenis acima na sequência (ou seja, entre os leitos D e O) estão relacionadas à vesicularidade dos juvenis de cor marrom-escuro.

Os leitos C, M e O identificados como *surge* hidromagmático, contém as características dos depósitos produzidos em uma erupção freatomagmática, como a grande abundância de cinzas de granulometria fina, classificação moderada, presença de líticos, estruturas do tipo estratificação cruzada de baixo ângulo e presença de clastos juvenis com algum grau de arredondamento.

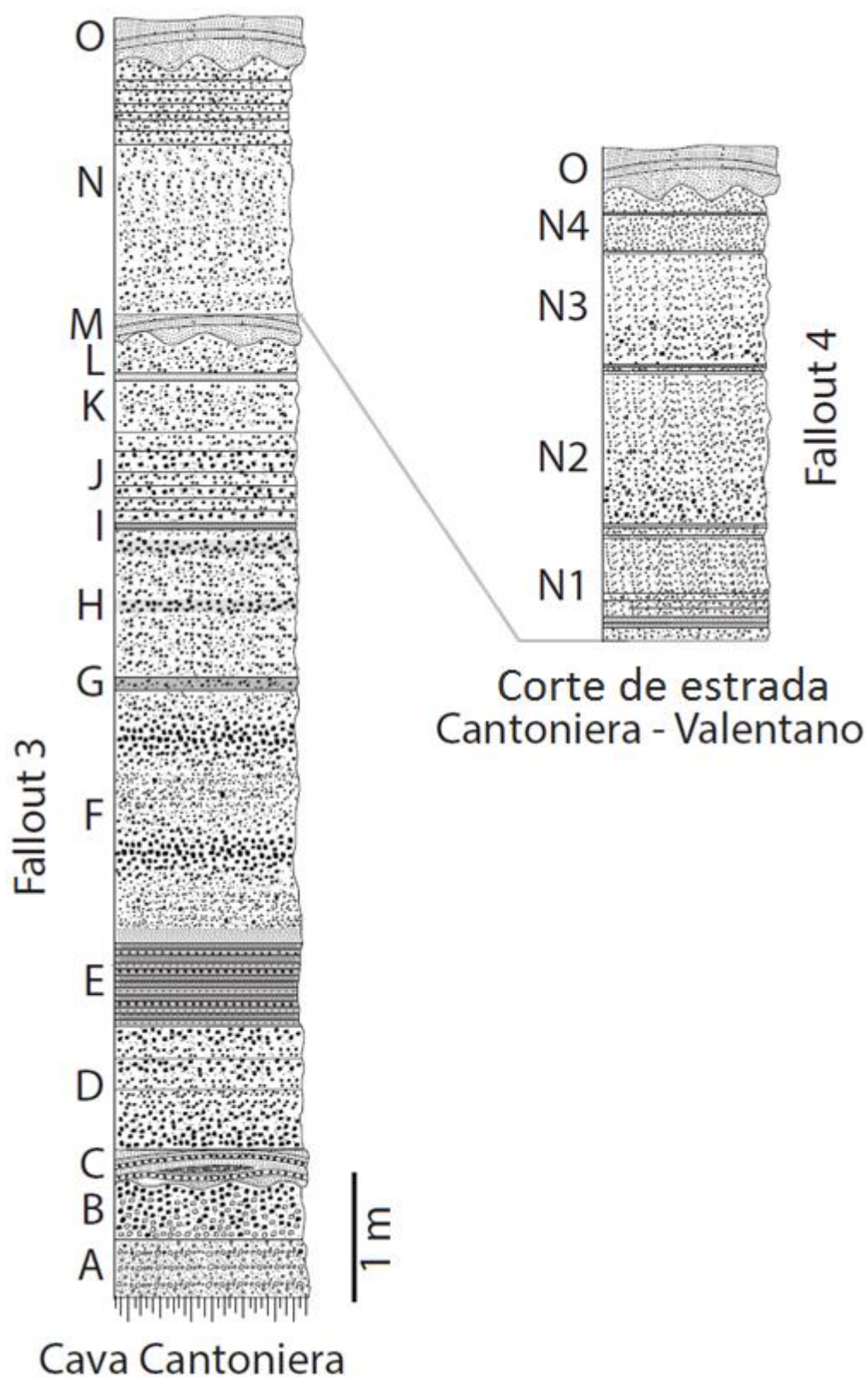


Figura 19. Coluna esquemática representando a divisão dos 15 leitos estratigráficos observados nas sequências *fallout 3* (leitos A-M) e *fallout 4* (leitos N1-N4 e O).

Tabela 1. Localização das amostras e análises realizadas.

Perfil	Sequência	Leito	Amostra	Descrição das amostras coletadas	Análises					
					Granulometria	Componentes	Densidade	Química mineral	Geoquímica	Isótopos
Perfil 1	fallout 3	B	ON3n	Púmices de cor marrom clara vesiculada	X	X			X	X
Perfil 1	fallout 3	B	ON3b	Púmices de cor branca vesiculada		X			X	X
Perfil 1	fallout 3	B	ON5n	Púmices de cor marrom clara vesiculada		X			X	X
Perfil 1	fallout 3	B	ON5b	Púmices de cor branca vesiculada		X			X	
Perfil 1	fallout 3	B	ON17	Coleta de 100 clastos densos		X	X			
Perfil 1	fallout 3	B	ON18	Coleta de 100 clastos vesiculados		X	X			
Perfil 1	fallout 3	D1	ON7	Banco de gradação normal, <i>lapilli</i> grosso a fino	X	X			X	X
Perfil 1	fallout 3	D1	ON19	Coleta de 100 clastos			X			
Perfil 1	fallout 3	E	ON10	Escórias de cor vermelha	X	X			X	X
Perfil 1	fallout 3	E	ON20	Coleta de 100 clastos		X	X			
Perfil 1	fallout 3	F1	ON13	Coleta de 100 clastos			X			
Perfil 1	fallout 3	F2	ON14	Amostragem do primeiro nível de 15 cm de granulometria mais grossa	X	X			X	X
Perfil 1	fallout 3	F2	ON21	Coleta de 100 clastos vesiculados			X			
Perfil 1	fallout 3	F2	ON22	Coleta de 100 clastos densos			X			
Perfil 1	fallout 3	F2	ON22a	Juvenis densos vesiculados		X		X	X	X
Perfil 1	fallout 3	F2	ON22b	Juvenis densos não vesiculados		X		X	X	X
Perfil 1	fallout 3	F4	ON15	Coleta de 100 clastos			X			
Perfil 1	fallout 3	H1-H2	ON24	Coleta de <i>lapilli</i> grosso e coleta de 100 clastos	X		X		X	X
Perfil 1	fallout 3	J1	ON25	<i>Lapilli</i> fino e <i>lapilli</i> grosso (15 cm)	X	X			X	
Perfil 3	fallout 4	N2	ON29a	Escórias de granulometria fina vesiculadas de cor clara					X	X
Perfil 3	fallout 4	N2	ON29b	Escórias de granulometria fina pouco vesiculadas de cor escura					X	
Perfil 2	-		ON28	<i>Spatter vesiculado</i>		X		X	X	X
Perfil 2	fallout 1		ON27n	Escórias vesiculadas de cor clara					X	X
Perfil 2	fallout 1		ON27b	Escórias pouco vesiculadas de cor escura					X	
Perfil 4	-		ON32	Amostra de <i>base surge</i>		X		X	X	X

De acordo com Heiken e Wohletz (1985) as cinzas observadas nos depósitos estudados podem estar correlacionadas a dois mecanismos principais de formação: (1) a liberação de gases devido à descompressão do magma quando ascende à superfície (erupções magmáticas) e/ou (2) fragmentação explosiva do magma durante o contato com água-externa (eventos explosivos com interação água-magma), no caso da erupção Onano, quando o magma entrou em contato com as águas do aquífero de carbonato confinado.

4.2. Petrografia

Para descrição petrográfica foram realizadas análises granulométricas, de componentes e de densidade para os componentes vulcânicos coletados na sequência vulcânica principal (*fallout 3*).

4.2.1 Análise granulométrica

Estudos de análises granulométricas em erupções vulcânicas explosivas fornecem informações importantes sobre os mecanismos de fragmentação e as condições eruptivas. As características das dimensões dos grãos são significativas para distinguir as fácies e também a reconstrução das intensidades das fragmentações ocorridas durante a erupção.

Os componentes coletados nos seis leitos mais significativos da sequência eruptiva principal (*fallout 3*), foram classificados granulometricamente nos tamanhos *lapilli* > 16,0 mm; 8,0 mm; 4,0 mm e < 4,0 mm (incluindo cinzas de tamanho inferior a 2,0 mm), e por fim pesadas individualmente. Esta análise permite estimar os parâmetros estatísticos mais relevantes da distribuição granulométrica resultante.

4.2.2 Análise dos componentes vulcânicos

Utilizando o material das classes granulométricas superiores a $\phi = -1$ (> 2 mm, 90-99% da massa total de cada amostra), descrevemos os componentes líticos e juvenis segundo a morfologia, cor, densidade e vesiculação, e em seguida, estes

componentes foram divididos em seis classes (Tabela 2). Os componentes vulcânicos descritos a seguir foram coletados nos *fallout 3* e *fallout 4*.

Tabela 2. Caracterização das classes de acordo com as análises de componentes.

Classes	Definições dos componentes
<i>Juvenis A</i>	Fragmentos de pedra-pomes vesiculados. Eles geralmente exibem morfologias e vesículas alongadas. Cores brancas a marrom claro.
<i>Juvenis B</i>	Fragmentos de escórias vesiculadas a moderadamente vesiculadas. Exibem morfologias alongadas. Cor castanha a preto.
<i>Juvenis C</i>	Juvenis densos
<i>Líticos A</i>	Fragmentos líticos densos, geralmente de cor cinza, não exibem evidências de processos de alteração, e são moderadamente arredondados.
<i>Líticos B</i>	Fragmentos líticos moderadamente densos. Apresentam cores amareladas e avermelhadas (processo de alteração evidente) e são geralmente arredondados.
<i>Cristais</i>	Cristais soltos

- *Juvenis A* (púmices vesiculados): observamos dois tipos distintos de púmices (Figuras 20a e 20b) retirados do leito B, uma na cor marrom clara (amostra ON3b) e outra na cor cinza clara (amostra ON5b). Os púmices apresentam baixa densidade, e microvesiculações e vesiculações máximas quando comparadas a outros juvenis. Apresentam morfologias irregulares, relacionados ao comportamento plástico do meio, e pequenos pontos de alteração na cor marrom escuro.
- *Juvenis B* (escórias vesiculadas a moderadamente vesiculadas): as escórias de tamanho *lapilli* (entre 64 mm a 2 mm) apresentam morfologia externa angulosa com cristais bem formados (ocorre quando chegam a superfície já consolidados), arredondada (quando a lava é consolidada na superfície) ou irregular e rugosa (indicando altas temperaturas e plasticidade do meio). As cores variam de cinza clara a preto e a densidade varia de baixa a média (Figuras 21a e 21b). Apresentam vesiculações e microvesiculações. São observados pontos de alteração na parte externa na cor amarela a marrom.

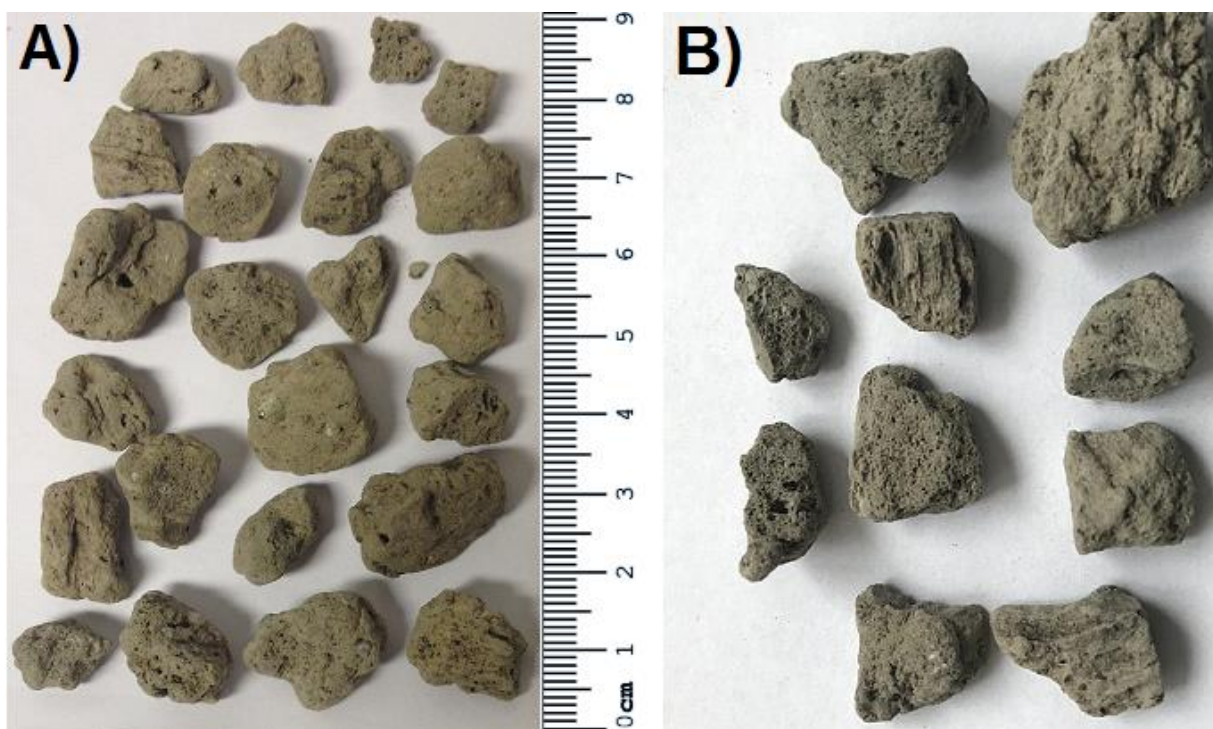


Figura 20. Imagens dos juvenis A (púmices vesiculadas). a) amostra ON3b (leito B) de cor marrom clara; b) amostra ON5b (leito B) de cor cinza clara. A amostra ON5b é mais vesiculada que a amostra ON3b. Escala em cm e granulometria > 8,0 mm.

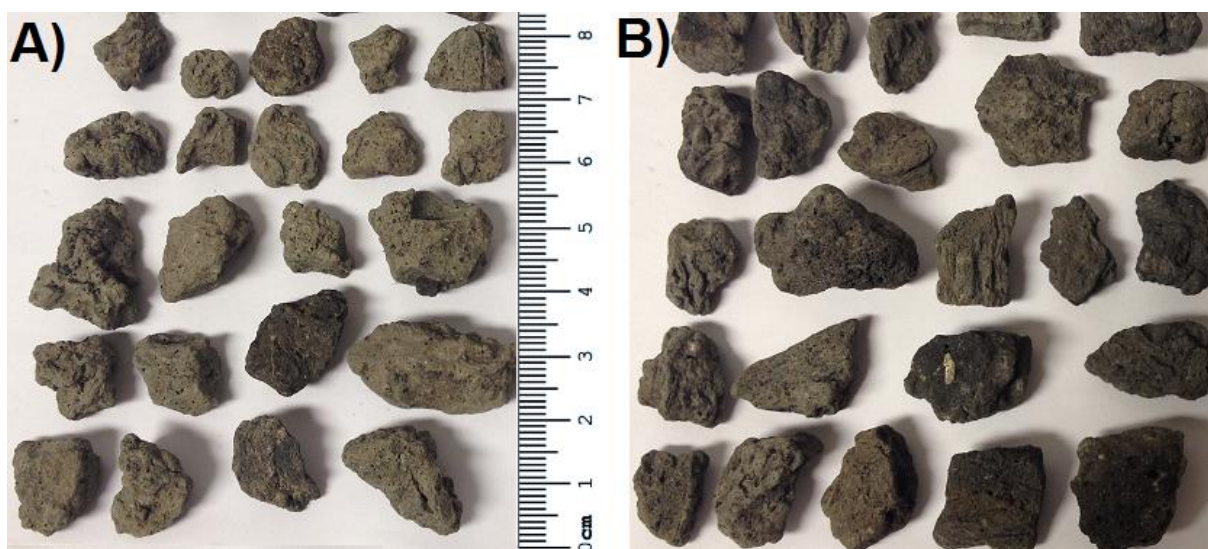


Figura 21. Imagens dos juvenis B (escórias vesiculadas a moderadamente vesiculadas de cor castanha a preta). a) amostra ON10 (leito E); b) amostra ON25 (leito J1) com granulometria > 8,0 mm. Escala em cm.

- Juvenis C (alta densidade, pouco vesiculados ou não vesiculados): os fragmentos juvenis não apresentam vesiculação ou são pouco vesiculados (Figura 22). São mais densos que as escórias (juvenis B) e apresentam morfologia planar à angulosa. A cor varia de cinza clara a escuro (Figuras 22a e 22b).

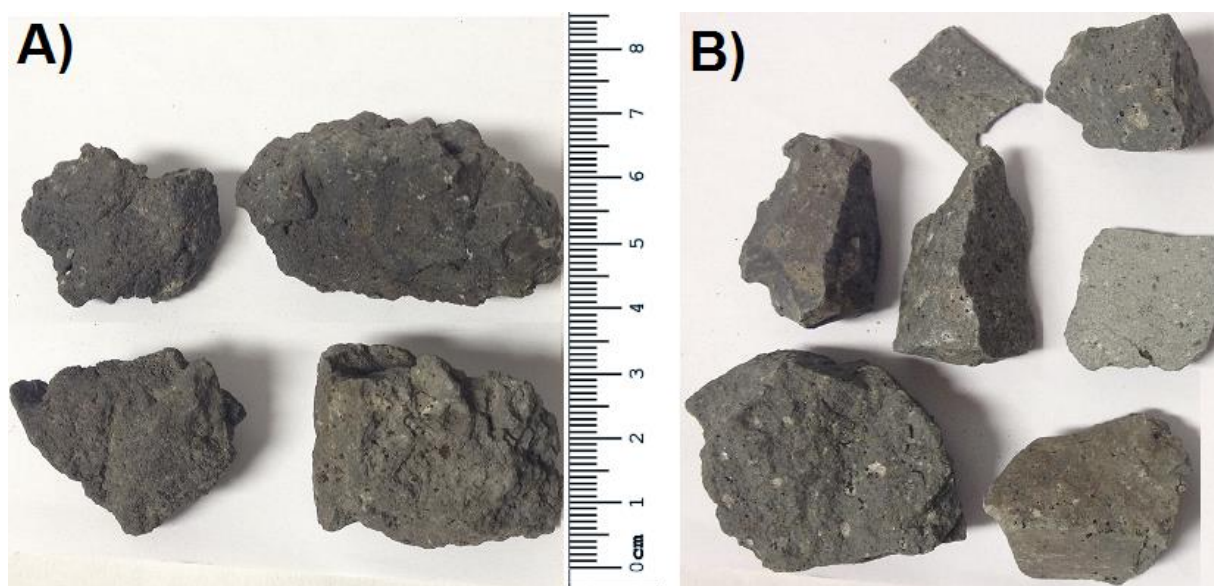


Figura 22. Imagens dos juvenis C (densos). a) amostra ON22a (leito F2) menos densa e pouco vesiculada; b) amostra ON22b (leito F2) mais densa e sem vesiculação com granulometria > 8,0 mm. Escala em cm.

- Líticos: apresentam formas planares a angulosos, com densidade maior que a das escórias e podem apresentar vesiculação. A cor varia de cinza média a escuro, e tons amarelos claros. Em alguns fragmentos são observados pontos de alterações na superfície externa, de cor amarela a marrom. Podem estar envoltos por material juvenil.

Além dos componentes vulcânicos coletados no *fallout* 3 (perfil 1), descritos acima, também foram amostrados a amostra ON32, correspondente ao *surge* hidromagmático (coletada no perfil 4) e a amostra ON28 correspondente ao *spatter* (coletada no perfil 2). O *surge* corresponde a um *lapilli-tufo*, podendo ser juvenil (provenientes do magma) ou cognato (provenientes de rochas fragmentadas que constituíram os tetos das câmaras magmáticas e as paredes do conduto vulcânico). Os *spatter* são altamente vesiculados, compactados e soldados, perdendo a granulometria. São facilmente quebráveis e possuem formas alongadas ou contorcidas.

De acordo com os resultados granulométricos estimamos a fração de massa relacionada a cada classe ao longo da sequência eruptiva (Figura 23).

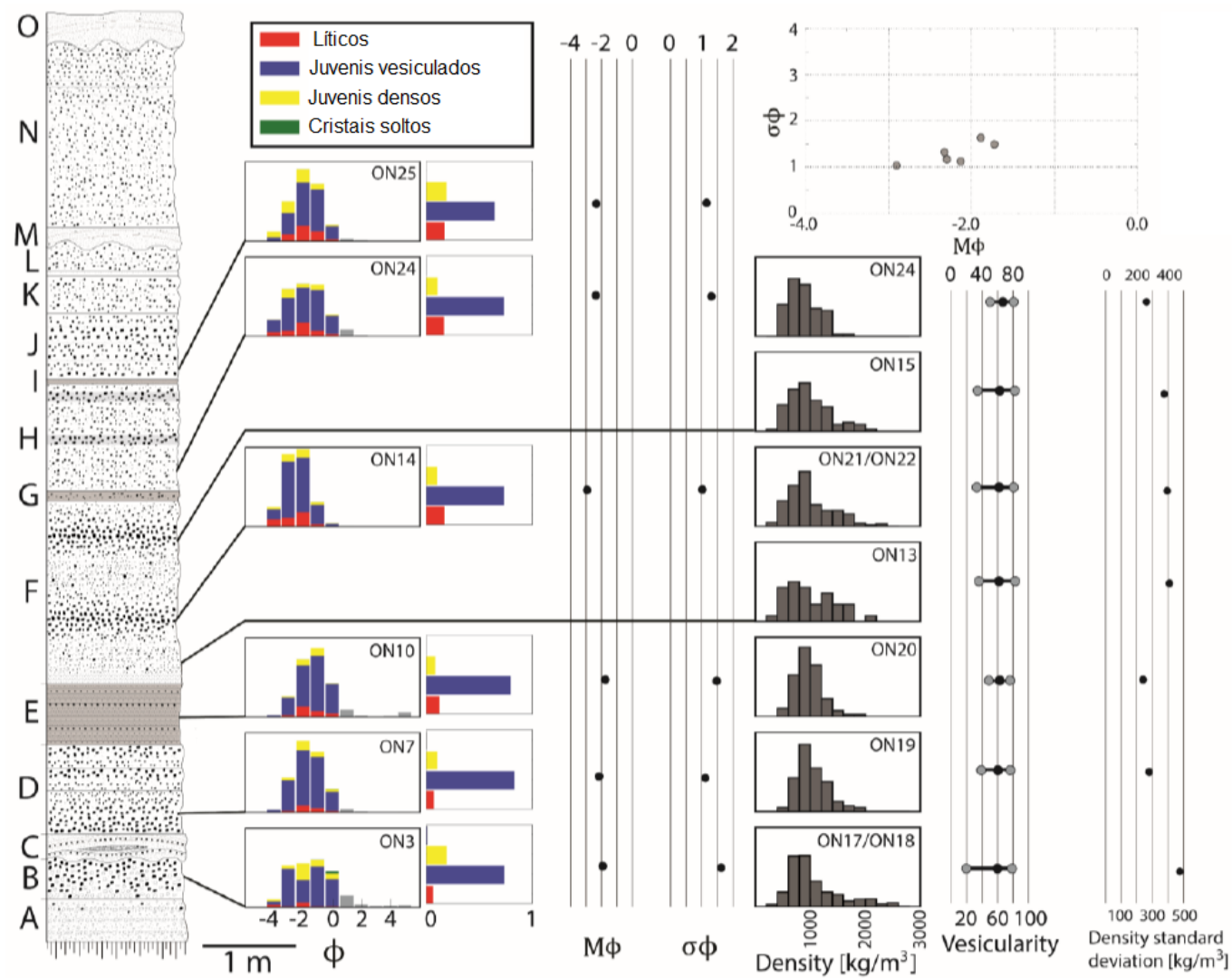


Figura 23. Fração de massa relacionada a cada classe ao longo da sequência eruptiva. Os componentes juvenis vesiculados incluem as classes Juvenis A e Juvenis B, e os juvenis densos correspondem aos Juvenis C.

Os fragmentos juvenis representam entre 80 e 90% dos componentes dos depósitos piroclásticos, com uma proporção de juvenis densos seguindo uma tendência variável em relação ao tempo, particularmente alta nos leitos B e J (Figura 23). A porcentagem dos fragmentos líticos varia entre 7% nos leitos B e D, e aproximadamente 18% nos leitos H, J e F, mostrando uma tendência ligeiramente crescente com o tempo. Por outro lado, dentro das classes granulométricas analisadas, a porcentagem de cristais soltos é inferior a 1%. A densidade dos fragmentos juvenis é altamente variável, desde $< 500 \text{ kg/m}^3$ até $> 2000 \text{ kg/m}^3$, exibindo distribuições assimétricas com um valor médio próximo a 1000 kg/m^3 . O índice de vesicularidade associado ao longo de toda a erupção apresenta-se próximo a 60%, com importantes variações na taxa de vesicularidade, com valores entre $< 20\%$ (por exemplo, nos leitos E e H2) e $> 40\%$ (por exemplo, nos leitos B e F2), observando-se uma importante variabilidade na dinâmica de ascensão dos magmas, com períodos caracterizados por importantes gradientes laterais de vesicularidade no conduto. O diagrama $M\phi$ versus $\sigma\phi$ é consistente com nossa interpretação, indicando que se trata de depósitos de queda piroclástica (Figura 23).

4.2.3. Descrição microscópica

Foram realizadas análises microscópicas nas amostras ON32, ON28, ON22a e ON22b, apresentando assembleias minerais formadas em sua maioria por fenocristais de (1) clinopiroxênio > plagioclásio > flogopita, (2) clinopiroxênio > plagioclásio > sanidina > flogopita e (3) leucita > sanidina > plagioclásio > clinopiroxênio. As fases acessórias são compostas por espinélios e microcristais de apatita.

A amostra ON32 (referente ao perfil 4), corresponde a um *surge* freatomagmático (Figuras 15a e 15b), formado por poucos fenocristais de clinopiroxênio, plagioclásio e flogopita, colocados em uma matriz de *shards*. As fases acessórias compreendem microfenocristais de opacos e microcristais de apatita. Observam-se variações de cores em alguns fenocristais de clinopiroxênio (Figuras 24a e 24b). Os fenocristais de flogopita encontram-se prismáticos e em nicóis cruzados variam o pleocroísmo na cor marrom avermelhada a amarelo escuro, com extinção não completa, mosqueada

com cores de terceira ordem. Os espinélios ocorrem como microfenocristais dentro dos fenocristais de clinopiroxênio e nos glomerocristais de clinopiroxênio, plagioclásio e flogopita. Observam-se microcristais na forma de bastonetes segundo o eixo cristalográfico *c*, com baixa birrefringência, ocorrendo como inclusões em alguns fenocristais de plagioclásio, sugerindo que são apatitas (Figura 24c).

A amostra ON28, referente ao *spatter* do perfil 2 (Figura 13), apresenta-se muito vesiculada, com poucos fenocristais e microfenocristais de clinopiroxênio, plagioclásio, sanidina, flogopita e espinélio como mineral acessório, colocados em uma matriz vítrea. Observam-se agregados de fenocristais de clinopiroxênio, plagioclásio, sanidina, flogopita e espinélio. Os fenocristais de clinopiroxênio apresentam variações nas cores amarelo claro à cinza escura. O plagioclásio tem hábito subeuédrico, pleocroísmo nas cores cinza clara à escura e estão alterados. Os fenocristais de flogopita são prismáticos e em nicóis cruzados variam o pleocroísmo na cor marrom avermelhada a amarelo escuro, com extinção não completa, mosqueada com cores de terceira ordem. Os fenocristais de sanidina apresentam-se subeuédricos, não zonados e livres de quaisquer inclusões minerais e de vidro. Nesta amostra encontra-se um enclave na forma arredondada, com fenocristais de plagioclásio (labradorita An_{56}), clinopiroxênio (aegerina augita, com cor verde intensa e alta birrefringência), feldspatóide (possivelmente leucita) e espinélios, classificado como um gabro alcalino (Figura 24d).

A amostra ON22a corresponde a uma escória densa e vesiculada, coletada no leito F2 do *fallout* 3 (Figura 22a). Apresenta poucos fenocristais e microfenocristais de leucita, clinopiroxênio, plagioclásio, flogopita e espinélio como mineral acessório, dispostos em uma matriz com textura traquítica (micrólitos de feldspato alinhados sub paralelamente). Os fenocristais de clinopiroxênio são prismáticos e em nicóis paralelos apresentam variações nas cores amarelo à azul claro. Os espinélios ocorrem como microfenocristais inclusos nos fenocristais de clinopiroxênio, em glomerocristais de clinopiroxênio, plagioclásio e flogopita, ou dispersos na matriz.

A amostra ON22b correspondente a uma escória densa e pouco vesiculada, coletada no leito F2 do *fallout* 3 (Figura 22b). Apresenta assembleia mineral marcada por fenocristais de leucita, plagioclásio, sanidina, clinopiroxênio e

microfenocristais de espinélios, colocados em uma matriz com textura traquítica (micrólitos de feldspato alinhados sub paralelamente).

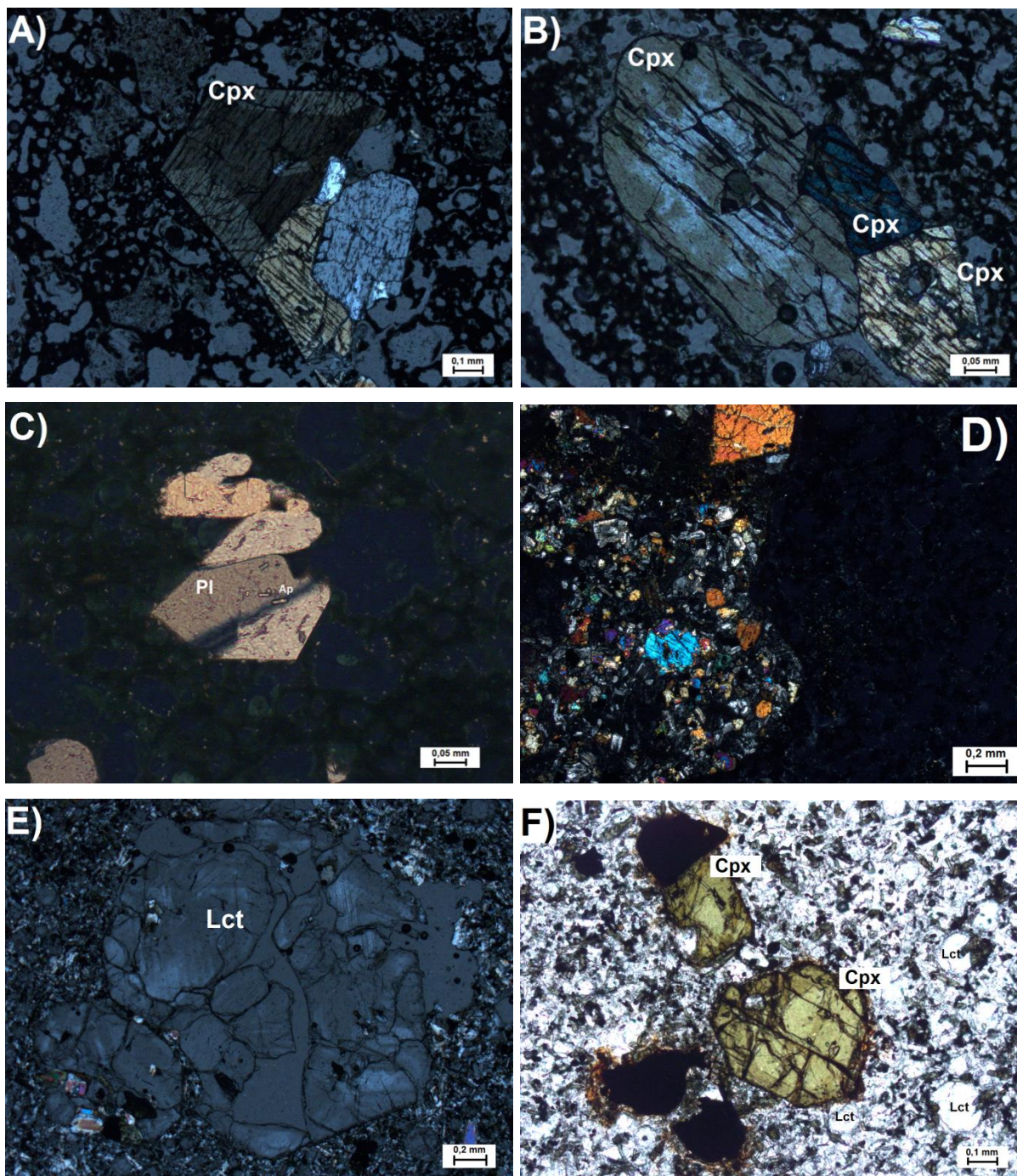


Figura 24. Fotomicrografias das principais características observadas em lâminas delgadas das amostras do depósito piroclástico de queda e surge estudados. *Amostra ON32*: A) Fenocristal de clinopiroxênio com variação de cor bem evidente no grão superior (na forma de um trapézio) e fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio não zonados em matriz vítrea a nicóis cruzados. B) Fenocristal maior com hábito anedral de clinopiroxênio (apresenta coloração mais clara em seu interior) e dois fenocristais anedrais menores de clinopiroxênio não zonados em matriz vítrea a nicóis cruzados. C) Microcristais de apatita inclusas em fenocristais de plagioclásio em matriz vítrea e nicóis cruzados. *Amostra 28*: D) Enclave em matriz vítrea a nicóis cruzados. *Amostra ON22b*: E) Fenocristal

de leucita com macla polissintética complexa em matriz de textura traquítica a nicóis cruzados. F) Variação de cor com centro anedral verde claro e bordas verde escuras em fenocristais de clinopiroxênio em matriz de textura traquítica a nicóis paralelos. As abreviações utilizadas na identificação dos minerais na figura 24 (a, b, c, e, f) correspondem a Lct = leucita, Cpx = clinopiroxênio, Pl = plagioclásio e Ap = apatita.

Os fenocristais e os microfenocristais de leucita representam mais de 50% da composição modal da rocha e apresentam-se na forma arredondada à hexagonal, com baixo pleocroísmo na cor cinza escuro à cinza médio com típicas maclas polissintéticas (Figura 24e). Os fenocristais de clinopiroxênio apresentam-se prismáticos e em nicóis paralelos apresentam pleocroísmo nas cores amarelo claro a escuro (Figura 24f). Os opacos ocorrem como microcristais dispersos na matriz e como microfenocristais em agregados de fenocristais de clinopiroxênio, plagioclásio, sanidina e flogopita. Observam-se microcristais na forma de bastonetes segundo o eixo cristalográfico c, com baixa birrefringência nas cores cinza-laranja e ocorrendo como inclusões em alguns fenocristais de plagioclásio, supondo-se que são apatitas. Os cristais de sanidina apresentam-se euédricos, não zonados, e livres de quaisquer inclusões minerais e de vidro.

4.3. Química mineral

Com o objetivo de caracterizar a química mineral e observar as possíveis variações composicionais foram realizadas análises em fenocristais de piroxênio, feldspato, mica e espinélio, das amostras ON22a, ON22b, ON28 e ON32. Os resultados foram selecionados preferencialmente dentro do intervalo de fechamento entre 98 a 101 (wt.%) e os cálculos dos *end members nos* silicatos e a confecção dos diagramas de variação composicional foram realizados utilizando-se o número de átomos por unidade de fórmula (a.u.f.).

Piroxênio

Foram realizadas análises pontuais nos centros e bordas de fenocristais de piroxênio para evidenciar as principais variações químicas. A fórmula estrutural foi calculada na base de 6 oxigênios e os *end members* En, Wo e Fs foram calculados a partir do número de cátions na fórmula estrutural. Os resultados estão exibidos na Tabela 3 e 4.

Tabela 3. Análises representativas de microsonda dos centros e bordas dos fenocristais de clinopiroxênio das amostras ON22a e ON28 do depósito piroclástico de queda.

	Amostras											
	ON22a				ON28							
	1		2		1		2		3		4	
	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO_2	45,91	46,91	45,57	45,84	54,17	51,09	49,26	51,98	51,85	52,26	51,81	52,22
TiO_2	1,08	1,04	1,40	1,65	0,86	0,72	0,85	0,99	0,32	0,40	0,58	0,46
Al_2O_3	7,50	7,19	8,38	7,36	4,36	3,53	4,76	5,87	3,59	3,30	3,65	3,56
$FeO(t)$	10,99	10,45	11,48	10,42	7,72	4,44	7,92	8,46	3,94	4,23	4,20	4,24
MnO	0,21	0,26	0,24	0,24	0,35	0,12	0,32	0,33	0,05	0,11	0,06	0,138
MgO	10,62	10,78	10,28	10,96	11,66	15,85	13,13	11,15	15,72	16,12	15,87	15,91
CaO	22,46	23,03	23,03	22,75	21,51	24,33	23,58	21,32	24,03	24,00	23,87	23,90
Cr_2O_3	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,27	0,03	0,00	0,48	0,27	0,41	0,13
Na_2O	0,27	0,23	0,23	0,28	0,35	0,17	0,26	0,38	0,16	0,10	0,15	0,07
Total	99,18	100,04	100,69	99,52	100,97	100,85	100,48	100,46	100,27	100,94	100,74	100,73
FeO	6,61	6,99	6,62	6,06	7,72	2,19	5,74	8,46	3,44	3,25	3,55	3,74
Fe₂O₃	4,86	3,85	5,40	4,84	0,00	2,50	2,42	0,00	0,56	1,09	0,72	0,56
Fórmula estrutural baseada em 6 oxigênios												
Si	1,74	1,76	1,71	1,73	2,01	1,86	1,83	1,94	1,89	1,90	1,88	1,90
Al IV	0,26	0,24	0,29	0,27	0,00	0,14	0,17	0,06	0,11	0,10	0,12	0,10
Fe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al IV	0,08	0,08	0,08	0,06	0,19	0,01	0,04	0,20	0,05	0,04	0,04	0,05
Ti	0,03	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe³⁺	0,14	0,11	0,15	0,14	0,00	0,09	0,11	0,00	0,04	0,04	0,04	0,03
Fe²⁺	0,15	0,17	0,16	0,14	0,14	0,01	0,11	0,15	0,04	0,03	0,03	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,60	0,60	0,57	0,62	0,65	0,86	0,73	0,62	0,86	0,87	0,86	0,86
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Sítio O	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Ca	0,91	0,93	0,92	0,92	0,86	0,95	0,94	0,85	0,94	0,93	0,93	0,93
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio C	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Wo	49,03	49,86	49,74	49,31	49,2	48,81	49,1	49,08	49,1	48,25	48,5	48,43
En	32,25	32,48	30,90	33,06	37,1	44,25	38,0	35,72	44,7	45,11	44,9	44,86
Fs	18,72	17,66	19,36	17,62	13,8	6,94	12,9	15,20	6,28	6,64	6,66	6,71
mg#*	42,85	44,46	40,99	44,95	53,97	89,66	69,28	50,57	81,80	81,70	81,14	78,32

*mg# = $100 * Mg / (Mg + Fe_{total})$

A nomenclatura utilizada para os piroxênio foi a do sistema $Ca_2Si_2O_6$ (Wo) - $Mg_2Si_2O_6$ (En) - $Fe_2Si_2O_6$ (Fs), segundo Morimoto (1988). De acordo com os cátions em sítios M1 e M2 na estrutura, todos os fenocristais foram classificados como clinopiroxênio cálcico, distribuídos no diagrama entre os campos composicionais do diopsídio, como ilustrado na Figura 25 (a-d).

A amostra de fragmento juvenil ON22a apresenta análises de centro e borda em fenocristais de clinopiroxênio, com teores de *end members* variando de En_{29-40} , Fs_{10-19} e Wo_{48-50} . Os resultados obtidos encontram-se distribuídos no campo do diopsídio, como ilustrado na Figura 25a.

A amostra de fragmento juvenil ON22b apresenta análises de centro e borda em fenocristais de clinopiroxênio, com teores *end members* variando de En₃₁₋₃₆, Fs₁₃₋₁₉ e Wo₄₈₋₅₁. Os resultados obtidos encontram-se distribuídos no campo do diopsídio, como ilustrado na Figura 25b.

Os resultados obtidos para as análises de centro e borda em fenocristais de clinopiroxênio da amostra ON28, variam entre os teores de *end members* de En₃₅₋₄₅, Fs₆₋₁₅ e Wo₄₇₋₄₉ e distribuem-se no campo do diopsídio, como observado na Figura 25c.

Tabela 4. Análises representativas de microsonda dos centros e bordas dos fenocristais de clinopiroxênio das amostras ON32 e ON22b do depósito piroclástico de queda e *surge*.

	Amostras											
	ON32								ON22b			
	1		2		3		4		1		2	
	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	53,42	53,68	51,41	49,35	46,04	44,65	49,36	46,58	48,97	48,65	47,15	48,90
TiO ₂	0,48	0,41	0,74	0,74	1,28	1,35	0,62	1,12	0,54	0,58	1,04	1,17
Al ₂ O ₃	2,43	2,59	4,17	5,31	7,27	8,43	5,24	7,91	3,86	5,26	6,79	5,27
FeO (t)	3,13	3,61	4,48	5,90	9,44	9,89	7,11	7,43	11,49	9,64	9,59	8,81
MnO	0,10	0,06	0,21	0,06	0,22	0,16	0,07	0,11	0,61	0,40	0,22	0,33
MgO	16,92	16,85	15,30	14,47	11,03	10,61	13,93	12,72	11,07	12,01	11,32	12,15
CaO	24,24	24,02	24,91	24,11	24,31	23,54	23,22	23,54	22,67	23,16	24,18	23,90
Cr ₂ O ₃	0,09	0,07	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01	0,09	0,00	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,10	0,12	0,15	0,20	0,21	0,29	0,17	0,15	0,48	0,31	0,27	0,35
Total	100,96	101,48	101,43	100,23	99,93	99,06	99,76	99,73	99,77	100,04	100,58	100,98
FeO	2,53	3,10	2,02	2,01	4,12	3,96	4,13	3,06	7,40	5,76	4,69	5,27
Fe ₂ O ₃	0,67	0,56	2,74	4,33	5,91	6,59	3,31	4,86	4,55	4,31	5,44	3,93
Fórmula estrutural baseada em 6 oxigênios												
Si	1,93	1,93	1,86	1,81	1,73	1,69	1,83	1,73	1,85	1,82	1,75	1,81
Al IV	0,07	0,07	0,14	0,19	0,27	0,31	0,17	0,27	0,15	0,18	0,25	0,19
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al IV	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,07	0,06	0,08	0,02	0,05	0,05	0,04
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Fe ³⁺	0,02	0,02	0,07	0,12	0,17	0,19	0,09	0,14	0,13	0,12	0,15	0,11
Fe ²⁺	0,02	0,03	0,04	0,03	0,13	0,11	0,06	0,05	0,21	0,14	0,14	0,15
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,91	0,90	0,82	0,79	0,62	0,60	0,77	0,70	0,62	0,67	0,63	0,67
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio O	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Ca	0,94	0,92	0,96	0,95	0,98	0,95	0,92	0,94	0,92	0,93	0,96	0,95
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio C	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Wo	48,26	47,77	50,13	49,35	51,70	51,15	48,22	50,05	48,20	48,86	51,00	50,12
En	46,88	46,63	42,83	41,22	32,63	32,08	40,25	37,63	32,74	35,27	33,22	35,47
Fs	4,87	5,60	7,04	9,43	15,67	16,77	11,53	12,33	19,06	15,87	15,78	14,42
mg#*	80,74	78,37	72,58	65,54	47,55	45,43	60,32	57,06	42,77	49,16	47,81	51,71

mg# = 100 Mg/(Mg+Fe_{total})

Os centros e bordas dos fenocristais de clinopiroxênio referente à amostra ON32 apresentam teores de *end members* variando de En_{32-46} , Fs_{4-16} e Wo_{47-51} e localizam-se no campo do diopsídio (Figura 25d).

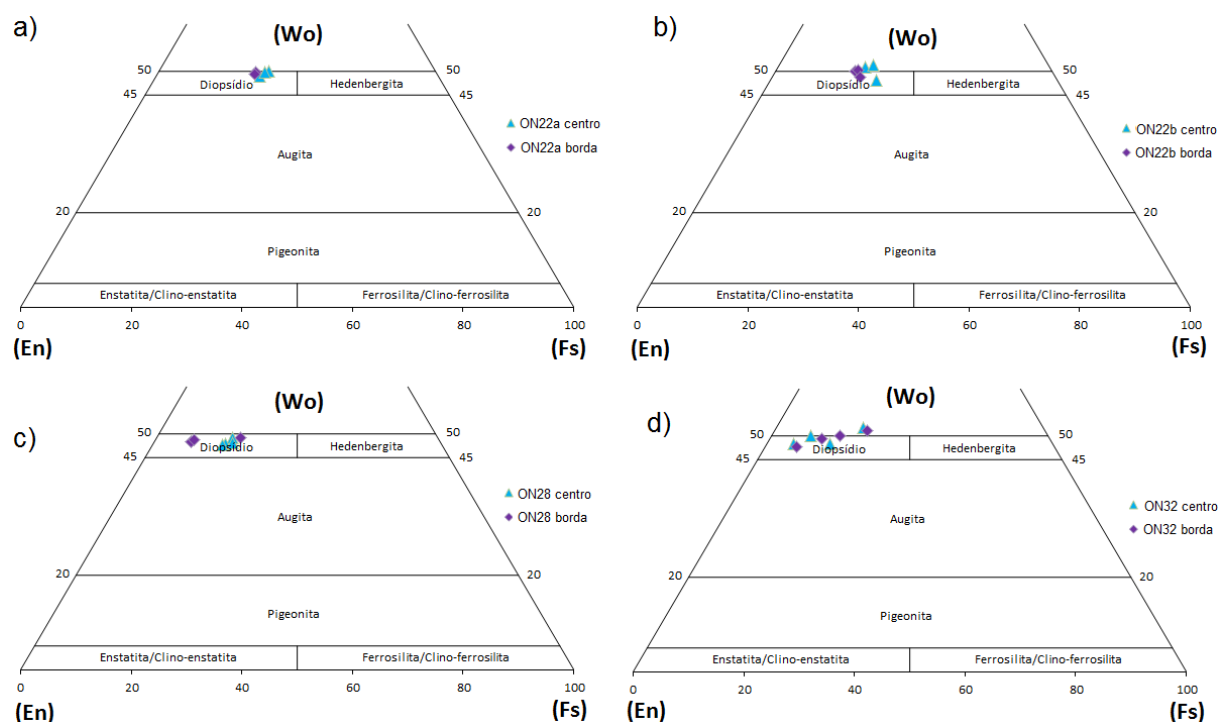


Figura 25. Diagrama ternário baseado em análises representativas de microsonda em fenocristais de clinopiroxênio das amostras a) ON22a, b) ON22b, c) ON28 e d) ON32 do depósito piroclástico de queda e *surge* da Formação Onano. Nomenclatura no sistema $Ca_2Si_2O_6$ (Wo) - $Mg_2Si_2O_6$ (En) - $Fe_2Si_2O_6$ (Fs) segundo Morimoto (1988).

Feldspato

Análises de microsonda foram realizadas pontualmente em fenocristais de feldspato nas amostras ON22a, ON22b, ON28 e ON32 e seus resultados estão representados na Tabela 5. A fórmula estrutural foi calculada na base de 8 oxigênios e os *end members* An, Ab e Or foram calculados a partir do número de cátions na fórmula estrutural.

Os teores de anortita variam entre An_{85-94} , sendo classificados como plagioclásio, com composições químicas variando entre bytownita e anortita, e teores de ortoclásio variando entre Or_{60-81} correspondendo a sanidina, como observado no diagrama triangular Ortoclásio-Albita-Anortita (Figura 26).

Tabela 5. Análises representativas de microsonda para os fenocristais de feldspato das amostras analisadas.

	Plagioclásio														Sanidina						
	Amostras														Amostras						
	ON22a			ON22b				ON32			ON28				ON22b			ON28			
<i>SiO₂</i>	45,19	45,37	45,79	47,87	46,69	46,48	46,69	46,95	45,03	45,81	44,76	47,41	46,39	46,98	45,51	66,26	64,44	63,64	67,31	65,65	65,43
<i>TiO₂</i>	0,22	0,21	0,00	0,06	0,12	0,00	0,10	0,17	0,00	0,09	0,13	0,00	0,00	0,09	0,01	0,01	0,23	0,04	0,07	0,00	0,18
<i>Al₂O₃</i>	34,42	34,38	33,90	33,50	33,87	33,39	33,65	33,91	34,46	34,21	34,04	33,07	33,06	32,72	33,64	19,84	19,41	19,41	19,14	18,68	19,30
<i>FeO</i>	0,89	0,73	0,79	0,82	0,83	0,75	0,75	0,95	0,60	0,71	0,76	0,82	0,70	0,63	0,61	0,42	0,35	0,44	0,17	0,17	0,32
<i>MnO</i>	0,00	0,08	0,03	0,04	0,02	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00	0,07	0,09	0,08	0,04	0,07	0,00	0,00
<i>MgO</i>	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,06	0,04	0,04	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<i>CaO</i>	17,62	17,89	17,71	16,22	17,60	16,92	16,91	16,80	19,18	17,81	18,79	17,29	17,05	17,44	18,04	1,02	0,93	0,95	0,38	0,44	0,45
<i>Na₂O</i>	0,70	0,76	0,96	1,46	1,50	1,41	1,44	1,01	0,59	1,06	0,72	1,43	1,45	1,50	0,89	3,50	3,55	3,57	1,84	1,67	1,89
<i>K₂O</i>	0,17	0,20	0,21	0,14	0,11	0,11	0,11	0,22	0,09	0,18	0,13	0,31	0,32	0,30	0,10	9,55	10,03	10,04	11,37	12,65	11,61
<i>Cr₂O₃</i>	0,03	0,07	0,04	0,11	0,00	0,03	0,01	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
<i>V₂O₃</i>	0,04	0,00	0,00	0,03	0,05	0,01	0,01	0,00	0,06	0,14	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,05	0,01	0,00	0,04
<i>NiO</i>	0,00	0,00	0,04	0,02	0,05	0,02	0,00	0,02	0,00	0,08	0,10	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06
<i>Total</i>	99,30	99,73	99,48	100,28	100,87	99,16	99,71	100,09	100,10	100,12	99,54	100,5	99,11	99,74	98,94	100,70	99,10	98,27	100,42	99,26	99,27
<i>cátions</i>																					
<i>Si</i>	2,11	2,11	2,13	2,20	2,13	2,16	2,16	2,17	2,08	2,12	2,08	2,18	2,16	2,17	2,13	3,01	2,97	2,95	3,10	3,05	3,04
<i>Ti</i>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
<i>Al</i>	1,89	1,88	1,86	1,82	1,82	1,83	1,83	1,85	1,88	1,86	1,87	1,79	1,81	1,78	1,85	1,06	1,05	1,06	1,04	1,02	1,06
<i>Fe₃₊</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Fe₂₊</i>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
<i>Mn</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Mg</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Ca</i>	0,88	0,89	0,88	0,80	0,86	0,84	0,84	0,83	0,95	0,88	0,94	0,85	0,85	0,86	0,90	0,05	0,05	0,05	0,02	0,02	0,02
<i>Na</i>	0,06	0,07	0,09	0,13	0,13	0,13	0,13	0,09	0,05	0,09	0,06	0,13	0,13	0,13	0,08	0,31	0,32	0,32	0,16	0,15	0,17
<i>K</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,55	0,59	0,59	0,67	0,75	0,69
<i>Cr</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>End members (mol %)</i>																					
<i>% An</i>	92,34	91,77	89,94	85,26	86,10	86,35	86,08	88,88	94,20	89,36	92,80	85,35	85,04	85,00	91,19	5,43	4,84	2,55	2,22	2,37	2,55
<i>% Ab</i>	6,61	7,03	8,78	13,84	13,24	12,98	13,28	9,71	5,27	9,60	6,44	12,80	13,08	13,24	8,18	33,83	33,28	19,32	19,27	16,34	19,32
<i>% Or</i>	1,05	1,20	1,28	0,90	0,66	0,67	0,64	1,41	0,53	1,05	0,76	1,85	1,88	1,76	0,63	60,74	61,88	78,13	78,51	81,29	78,13

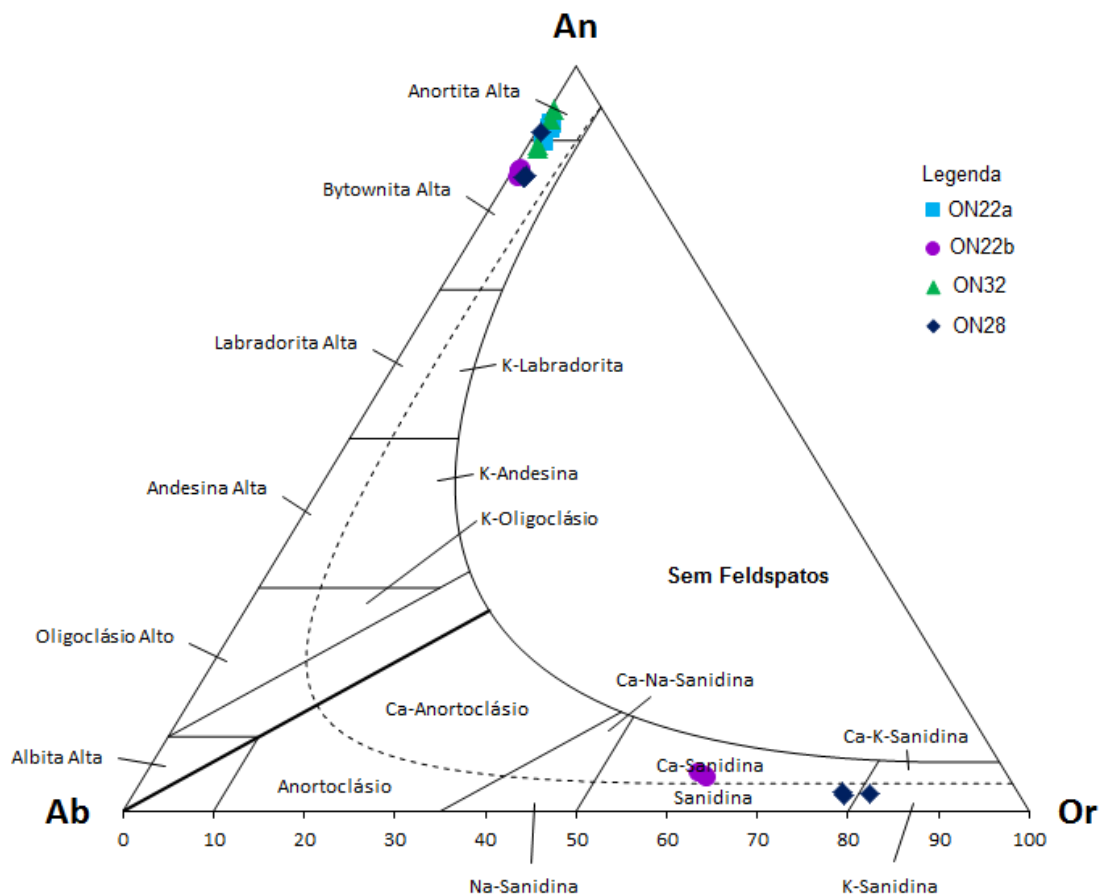


Figura 26. Diagrama ternário Ortoclásio (KAlSi_3O_8) – Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – Anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) para nomenclatura dos feldspato a partir da composição química em porcentagem de moles para as análises em fenocristais das amostras do depósito piroclástico de queda e *surge* da Formação Onano, adaptado de Deer et al., 1963. Os: A reta em Ab que marca o valor próximo a 50 entre Na e Or é uma linha fictícia.

Na Figura 26, observamos a coexistência do plagioclásio cálcico com a sanidina, nas amostras ON28 e ON22b, sugerindo um equilíbrio entre esses dois feldspato.

Mica

As lamelas de mica ocorrem como fenocristais nas amostras ON28, ON32 e ON22a, e os resultados representativos estão exibidos na Tabela 6.

Segundo Rieder et al. (1998), os índices de $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ entre 0,85 e 0,90 a.u.f para o intervalo de Si entre 5,40 a 5,64 a.u.f, dos fenocristais de mica trioctraédricas analisadas, apresentam composição flogopítica (Figura 27).

Os índices de $Mg/(Mg+Fe)$ entre 0,85 a 0,90 a.u.f apresentam correlação negativa para os conteúdos de TiO_2 , com intervalo entre 3,28 a 6,00 wt.% (Figura 28).

Tabela 6. Resultados representativos das análises de microsonda em fenocristais de mica.

	Amostras											
	ON28				ON32				ON22a			
<i>SiO₂</i>	38,77	36,83	37,01	37,37	38,69	37,78	36,68	36,98	36,99	36,84	36,36	36,67
<i>TiO₂</i>	4,52	5,33	4,86	6,00	3,28	3,62	4,19	3,63	3,55	3,57	4,14	3,84
<i>Al₂O₃</i>	16,09	14,76	15,26	14,40	17,05	16,36	15,37	15,47	15,36	15,14	15,26	15,20
<i>FeO</i>	10,22	12,43	11,74	11,82	12,42	10,94	12,72	12,16	12,48	12,37	13,88	13,76
<i>MnO</i>	0,00	0,16	0,16	0,19	0,20	0,07	0,22	0,20	0,22	0,07	0,20	0,04
<i>MgO</i>	18,50	16,43	16,50	16,16	17,17	19,27	16,39	16,28	16,27	16,60	16,06	16,18
<i>CaO</i>	0,29	0,04	0,02	0,01	0,11	0,16	0,02	0,06	0,21	0,07	0,06	0,05
<i>Na₂O</i>	0,32	0,40	0,38	0,34	0,30	0,32	0,22	0,28	0,41	0,34	0,25	0,24
<i>K₂O</i>	8,27	9,54	9,76	9,26	8,51	8,72	9,49	9,46	8,86	9,00	9,35	8,92
<i>Cr₂O₃</i>	0,00	0,12	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>NiO</i>	0,12	0,00	0,14	0,00	0,00	0,06	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01
<i>F</i>	2,08	1,68	1,63	1,55	1,31	1,42	1,28	1,24	1,34	1,04	1,09	1,15
<i>Cl</i>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02
<i>Total</i>	99,19	97,71	97,45	97,15	99,07	98,71	96,61	96,33	95,71	95,05	96,65	96,06
<i>Si</i>	5,51	5,42	5,44	5,49	5,51	5,40	5,64	5,50	5,51	5,51	5,41	5,47
<i>Al (iv)</i>	2,49	2,56	2,56	2,49	2,49	2,60	2,36	2,50	2,49	2,49	2,59	2,53
<i>Al (vi)</i>	0,20	0,00	0,09	0,00	0,37	0,15	0,42	0,21	0,21	0,18	0,08	0,14
<i>Ti</i>	0,48	0,59	0,54	0,66	0,35	0,39	0,48	0,41	0,40	0,40	0,46	0,43
<i>Cr</i>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Fe</i>	1,21	1,53	1,44	1,45	1,48	1,31	1,64	1,51	1,56	1,55	1,73	1,71
<i>Mn</i>	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00
<i>Mg</i>	3,92	3,61	3,62	3,54	3,65	4,11	3,75	3,61	3,61	3,70	3,56	3,59
<i>Na</i>	0,09	0,11	0,11	0,10	0,08	0,09	0,07	0,08	0,12	0,10	0,07	0,07
<i>Ca</i>	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
<i>K</i>	1,50	1,79	1,83	1,74	1,55	1,59	0,25	1,79	1,68	1,72	1,77	1,69
<i>Sr</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Ba</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>OH</i>	3,06	3,22	3,24	3,28	3,41	3,35	1,53	3,41	3,36	3,51	3,49	3,46
<i>F</i>	0,93	0,78	0,76	0,72	0,59	0,64	0,00	0,58	0,63	0,49	0,51	0,54
<i>Cl</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	2,47	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<i>Mg/(Mg+Fe)</i>	0,89	0,86	0,87	0,85	0,91	0,91	0,88	0,90	0,90	0,90	0,88	0,89
<i>Fe/Fe+Mg</i>	0,24	0,30	0,29	0,29	0,29	0,24	0,30	0,30	0,30	0,29	0,33	0,32
<i>10TiO₂</i>	61,16	64,74	63,13	68,03	52,38	54,45	58,83	55,91	55,02	55,13	57,86	56,13
<i>FeO+MnO</i>	13,82	15,30	15,44	13,63	20,17	16,55	18,17	19,02	19,72	19,23	19,68	20,19
<i>MgO</i>	25,02	19,96	21,43	18,34	27,45	28,99	23,00	25,06	25,25	25,64	22,45	23,68
<i>FeO</i>	22,80	28,50	26,98	27,88	26,62	23,49	28,60	27,69	28,30	28,05	30,71	30,48
<i>Al₂O₃</i>	35,92	33,84	35,09	33,98	36,56	35,13	34,56	35,24	34,81	34,33	33,77	33,67
<i>MgO</i>	41,28	37,66	37,93	38,14	36,81	41,39	36,84	37,07	36,89	37,63	35,52	35,85

Os conteúdos de TiO_2 entre 3,28 a 6,00 wt.% apresentam correlação negativa para os teores de Al_2O_3 (14,40 a 17,05 wt.%), observados na Figura 29.

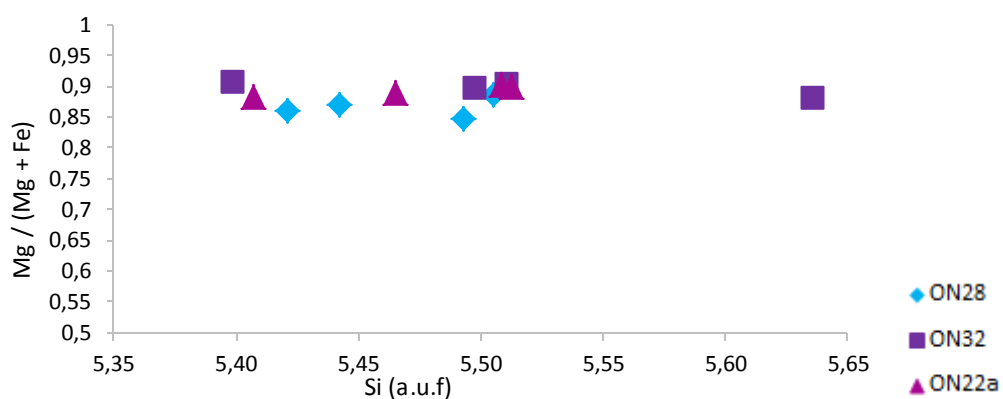


Figura 27. Diagrama de classificação Mg/(Mg+Fe) versus Si para as composições dos fenocristais das mica trioctraédricas analisadas, segundo Rieder et al., 1998.

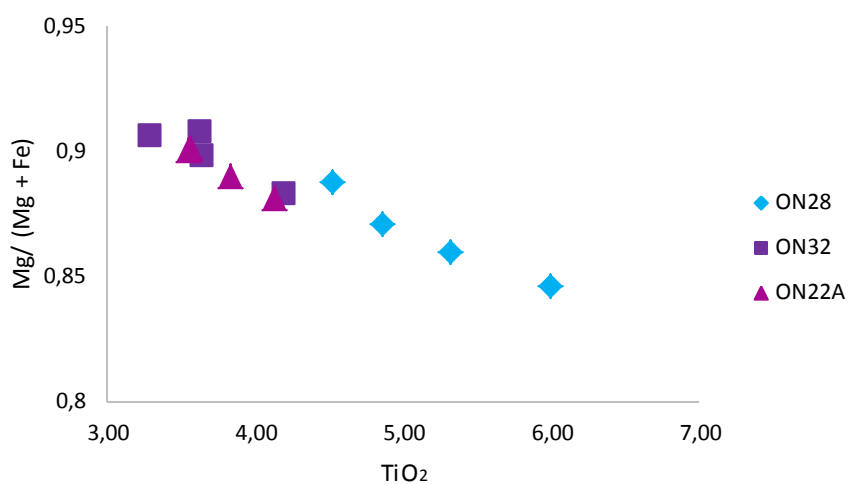


Figura 28. Diagrama Mg/(Mg+Fe) versus TiO₂ para os fenocristais das mica trioctraédricas.

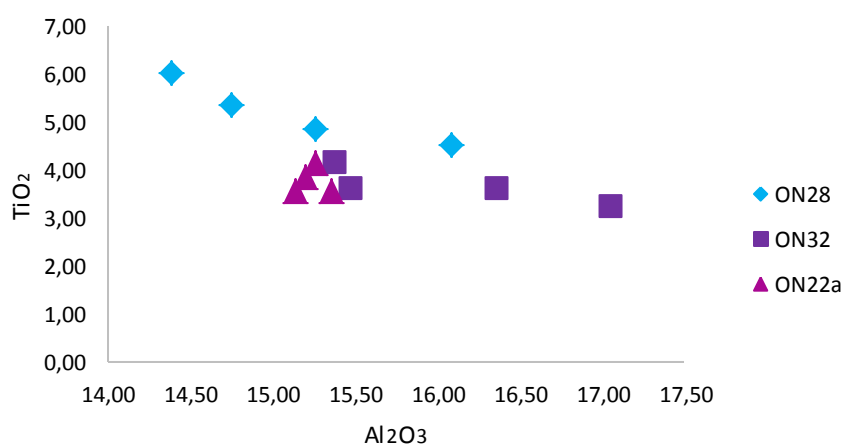


Figura 29. Diagrama TiO₂ versus Al₂O₃ para os fenocristais das mica trioctraédricas analisadas.

4.4 Geoquímica

Análises químicas de elementos maiores e menores, terras raras e traços de rocha total foram realizadas em 17 amostras de componentes vulcânicos ao longo das sequências deposicionais. Os resultados obtidos são exibidos na Tabela 8.

4.4.1 Elementos Maiores e Menores

Para a classificação química dos componentes vulcânicos estudados foi utilizado o diagrama TAS de Le Bas et al. (1986), e o índice de alcalinidade de Irvine e Baragar (1971), observados na Figura 30. As composições químicas reveladas pertencem à série alcalina, e compreendem magmas básicos a intermediários, com intervalos de sílica entre 46 e 56 wt.%.

Observa-se uma tendência evolutiva bem definida entre a sílica e a soma dos álcalis, para os componentes vulcânicos coletados no *fallout 3* e *fallout 4*, onde os litotipos representativos dos magmas estão plotados no campo dos tefritos fonolitos, fonolitos tefritos e fonolitos (Figura 30). Já as amostras de composições tefrito/traquibasalto e tefrito/tefrito fonolito são referentes às amostras coletadas no *fallout 1*.

Os componentes vulcânicos *surge*, *spatter* e púmices do *fallout 3* foram classificados como de afinidade potássica, de acordo com os razões molares K_2O/Na_2O entre 1,5 e 2,5 e $K_2O > 3\%$ e os fragmentos juvenis do *fallout 1*, *fallout 3* (leitos D a H1-H2) e *fallout 4* (leito N2) foram classificados como de afinidade ultrapotássica, apresentando razões molares $K_2O/Na_2O > 2,5$ (Peccerillo, 2005).

Os diagramas bivariantes permitem analisar o comportamento dos elementos químicos ao longo da evolução magmática. Esses diagramas para elementos maiores e menores exibem tendências de variação coerentes com correlações lineares positivas entre MgO e os elementos Al_2O_3 e K_2O , enquanto os elementos CaO, P_2O_5 , TiO_2 e Fe_2O_{3t} apresentam correlações negativas (Figuras 31 e 32).

Os altos valores de Al_2O_3 (14,8 a 19,31 wt.%) e a sua correlação positiva *versus* MgO (Figura 31a) explicam o fracionamento do clinopiroxênio pobre em alumina.

Tabela 8. Resultados dos elementos maiores e menores, traços e terras raras das análises químicas realizadas nos componentes vulcânicos do depósito piroclástico de queda, *surge* e *spatter*.

Amostra	ON28	ON27n	ON27b	ON3n	ON3b	ON5n	ON5b	ON7	ON10	ON14	ON22a	ON22b	ON24	ON25	ON29a	ON29b	ON32
Seqüência	<i>Spatter</i>	<i>Fallout 1</i>	<i>Fallout 1</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 4</i>	<i>Fallout 4</i>	<i>Surge</i>
Litotipo	Fonotefrito	Traquibasalto	Tefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonolito	Tefritofonolito	Tefritofonolito	Tefritofonolito	Tefritofonolito	Tefrito
Leito	-	-	-	B	B	B	B	D1	E	F2	F2	F2	H1 - H2	J1	N2	N2	-

Elementos maiores e menores (wt %)

<i>SiO₂</i>	52,99	48,94	48,76	55,5	55,06	55,54	54,98	53,2	51	51,3	51,06	55,99	50,18	50,26	50,14	50,97	46,18
<i>TiO₂</i>	0,76	0,82	0,81	0,49	0,49	0,5	0,49	0,58	0,64	0,64	0,66	0,49	0,7	0,7	0,71	0,68	0,93
<i>Al₂O₃</i>	18,25	15,34	14,8	19,06	19,06	19,27	19,23	18,92	18,87	18,63	18,83	19,31	18,53	18,52	18,46	18,57	17,76
<i>Fe₂O₃(t)</i>	6,46	7,2	7,19	4,41	4,42	4,43	4,46	5,82	6,71	6,82	6,82	4,37	7,43	7,45	7,68	7,25	8,77
<i>MnO</i>	0,13	0,12	0,11	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,15	0,13	0,15	0,15	0,14	0,15	0,15
<i>MgO</i>	2,57	6,11	6,66	0,89	0,89	0,89	0,91	1,44	1,86	1,94	2	0,87	2,34	2,36	2,43	2,33	4,21
<i>CaO</i>	6,57	11,74	11,87	4,05	4	4,08	4,06	5,37	6,73	6,7	6,96	4,19	7,6	7,52	7,28	7,55	11,49
<i>Na₂O</i>	3,08	1,8	1,52	4,84	4,52	4,73	4,46	2,74	2,56	2,42	2,57	2,89	2,35	2,27	1,77	2,34	2,74
<i>K₂O</i>	7,15	5,59	5,36	6,68	7,07	6,99	7,21	8,53	7,95	8,67	8,3	10,32	7,85	7,7	7,83	7,96	4,47
<i>P₂O₅</i>	0,4	0,41	0,36	0,13	0,12	0,13	0,14	0,24	0,33	0,34	0,35	0,13	0,45	0,41	0,39	0,43	0,5
<i>LOI</i>	1,1	1,3	2	3,3	3,7	2,8	3,4	2,5	2,6	1,8	1,7	0,8	1,9	2,1	2,6	1,2	2,2
<i>Total</i>	99,46	99,37	99,44	99,48	99,46	99,49	99,47	99,48	99,39	99,4	99,4	99,49	99,48	99,44	99,43	99,43	99,4
<i>K₂O/Na₂O</i>	2,32	3,11	3,53	1,38	1,56	1,48	1,62	3,11	3,11	3,58	3,23	3,57	3,34	3,39	4,42	3,40	1,63

Elementos Traços (ppm)

<i>Be</i>	11	8	8	14	13	15	15	12	9	10	13	13	10	8	12	10	7
<i>Sc</i>	7	22	25	2	2	2	2	3	5	5	5	2	6	7	7	6	12
<i>V</i>	176	199	182	123	126	122	122	156	178	195	189	124	207	205	210	208	248
<i>Co</i>	17	28	28	6	6	6	6	11	15	15	16	6	20	19	20	18	30
<i>Ni</i>	-	64	76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cu</i>	18	32	45	2	3	1	2	6	9	11	10	2	16	17	21	14	47
<i>Zn</i>	57	45	47	31	41	38	36	58	56	68	57	54	65	62	68	60	58
<i>Ga</i>	17	15	15	19	18	20	19	18	18	21	19	19	18	22	18	19	18

Continuação da Tabela 8.

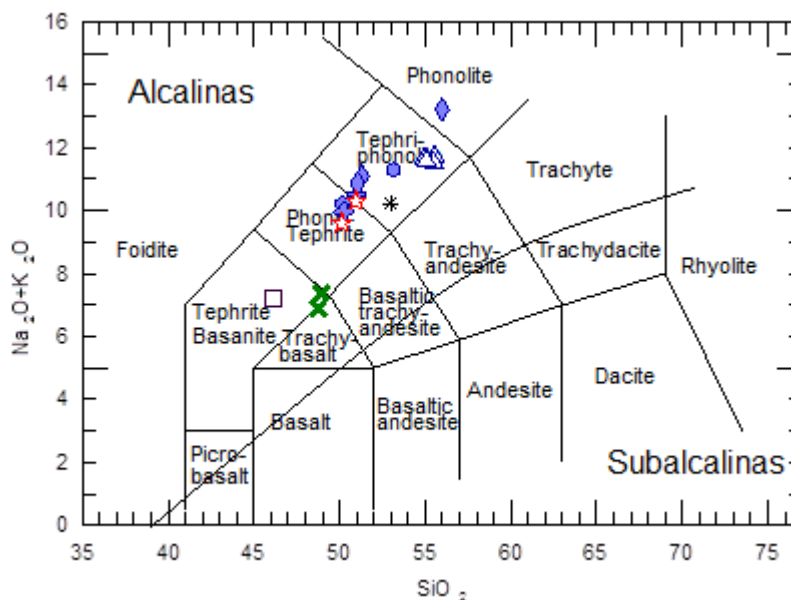
Amostra	ON28	ON27n	ON27b	ON3n	ON3b	ON5n	ON5b	ON7	ON10	ON14	ON22a	ON22b	ON24	ON25	ON29a	ON29b	ON32
Seqüência	<i>Spatter</i>	<i>Fallout 1</i>	<i>Fallout 1</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 4</i>	<i>Fallout 4</i>	<i>Surge</i>
Litotipo	Fonotefrito	Traquibasalto	Tefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonolito	Tefritofonolito	Tefritofonolito	Tefritofonolito	Tefritofonolito	Tefrito
Leito	-	-	-	B	B	B	B	D1	E	F2	F2	F2	H1 - H2	J1	N2	N2	-
As	4	7	9	7	11	7	8	13	11	16	11	11	12	12	14	10	6
Se	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	617	371	339	546	535	558	561	536	499	496	510	561	507	527	474	503	440
Sr	1253	1445	1274	1381	1321	1411	1418	1524	1686	1630	1725	1469	1713	1727	1612	1698	1526
Y	32	28	27	30	30	31	31	30	31	31	32	29	31	31	29	33	30
Zr	362	269	257	412	415	417	417	380	358	360	356	415	344	354	335	348	239
Nb	22	15	14	30	30	31	30	26	23	24	23	31	21	22	21	22	14
Mo	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	40	29	26	51	48	52	54	49	45	45	45	56	41	42	40	42	26
Ba	1143	1146	964	1072	1045	1114	1063	1125	1115	1089	1103	1084	1116	1135	1077	1125	1099
Hf	9	7	7	9	9	9	9	8	8	8	8	9	8	8	8	8	6
Ta	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1
W	5	6	5	7	7	6	7	7	7	9	8	4	7	6	7	7	5
Au	-	2	1	1	2	1	2	1	1	3	2	1	-	3	2	1	5
Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tl	4	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	2	3	3	3	3	2
Pb	6	21	29	17	38	18	29	44	38	51	38	12	41	41	46	28	23
Bi	-	-	-	-	1	-	-	1	1	1	-	-	-	1	-	-	-
Th	49	34	31	70	71	72	71	61	56	54	54	76	51	52	49	52	28
U	12	7	6	17	17	18	17	14	12	12	13	16	12	12	9	12	7

Continuação da Tabela 8.

Amostra	ON28	ON27n	ON27b	ON3n	ON3b	ON5n	ON5b	ON7	ON10	ON14	ON22a	ON22b	ON24	ON25	ON29a	ON29b	ON32
Seqüência	<i>Spatter</i>	<i>Fallout 1</i>	<i>Fallout 1</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 3</i>	<i>Fallout 4</i>	<i>Fallout 4</i>	<i>Surge</i>
Litotipo	Fonotefrito	Traquibasalto	Tefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonotefrito	Fonolito	Tefritofonolito	Tefritofonolito	Tefritofonolito	Tefritofonolito	Tefrito
Leito	-	-	-	B	B	B	B	D1	E	F2	F2	F2	H1 - H2	J1	N2	N2	-
<i>Elementos Terras Raras (ppm)</i>																	
<i>La</i>	98,9	79,1	70,3	109,3	106,2	108,3	106,6	102	96,2	98	97,2	107,3	96,5	98,4	91,4	99,2	69,5
<i>Ce</i>	194,1	154,2	143,8	207,1	199,7	208,8	206,6	200,4	196,6	194,4	194,8	205,1	194,6	198	190,8	196,2	146
<i>Pr</i>	23,39	19,52	18,03	23,34	23,42	23,96	23,6	23,44	22,72	23,17	23,68	23,73	23,93	23,98	22,61	24,13	18,83
<i>Nd</i>	83,4	73,7	68,2	80,9	78,5	81,1	79,4	82,7	82,2	83	84,7	80,3	88,8	89,5	81,2	87,8	71,7
<i>Sm</i>	13,22	12,94	12,15	12,37	12,33	12,66	12,52	13,02	13,42	13,5	13,68	12,3	14,12	14,6	13,81	14,62	12,4
<i>Eu</i>	2,6	2,5	2,5	2,43	2,42	2,51	2,48	2,54	2,67	2,69	2,81	2,48	2,93	2,92	2,74	2,89	2,66
<i>Gd</i>	9,47	9,35	9,05	8,55	8,57	8,64	8,76	9,09	9,23	9,6	9,78	8,39	10,06	10,46	9,82	10,04	9,02
<i>Tb</i>	1,23	1,16	1,11	1,11	1,07	1,13	1,11	1,14	1,19	1,21	1,21	1,12	1,25	1,27	1,18	1,26	1,15
<i>Dy</i>	5,95	5,68	5,51	5,42	5,58	5,71	5,5	5,77	5,65	5,8	5,88	5,47	6,03	6,29	5,8	6,18	5,83
<i>Ho</i>	1,08	0,99	0,92	1,01	0,97	0,98	1	0,98	0,97	1	1,02	0,98	1,04	1,07	0,97	1,08	1,01
<i>Er</i>	3,05	2,64	2,55	2,82	2,69	2,83	2,71	2,64	2,7	2,61	2,78	2,66	2,76	2,84	2,63	2,92	2,66
<i>Tm</i>	0,41	0,35	0,34	0,39	0,39	0,41	0,4	0,39	0,38	0,38	0,38	0,4	0,4	0,4	0,35	0,4	0,37
<i>Yb</i>	2,64	2,25	2,1	2,56	2,48	2,54	2,54	2,35	2,4	2,39	2,52	2,41	2,47	2,45	2,18	2,48	2,27
<i>Lu</i>	0,41	0,33	0,31	0,38	0,38	0,4	0,38	0,38	0,36	0,36	0,35	0,37	0,36	0,37	0,32	0,38	0,34
(La/Yb) N	26,87	25,22	24,01	30,63	30,72	30,58	30,10	31,13	28,75	29,41	27,67	31,94	28,02	28,81	30,07	28,69	21,96
(La/Sm) N	4,83	3,95	3,74	5,70	5,56	5,52	5,50	5,06	4,63	4,69	4,59	5,63	4,41	4,35	4,27	4,38	3,62
(Gd/Lu) N	2,85	3,50	3,61	2,78	2,79	2,67	2,85	2,96	3,17	3,30	3,45	2,80	3,45	3,49	3,79	3,27	3,28

Obs: A concentração do elemento traço Au está expressa em partes por bilhão (ppb).

Os teores de CaO (Figura 31b) com o incremento de MgO, apresentam uma tendência evolutiva negativa, apresentando diferentes fases minerais em equilíbrio (provavelmente incluindo minerais com alto CaO, como o clinopiroxênio cálcico e/ou plagioclásio).



Legenda

- Surge (ON32)
- * Spatter (ON28)
- ✕ Fallout 1 (ON27n, ON27b)

Fallout 3

- △ Leito B - pumices (ON3n, ON3b, ON5n, ON5b)
- Leito D1 (ON7)
- + Leito E (ON10)
- ◆ Leito F2 (ON14, ON22a, ON22b)
- ⬡ Leito H1-H2 (ON24)
- ⊕ Leito J1 (ON25)

Fallout 4

- ★ Leito N2 (ON29a, ON29b)

Figura 30. Diagrama de classificação Total-Alcalis vs. Sílica (adaptado Le Bas et al., 1986) para os componentes vulcânicos dos depósitos piroclásticos de queda e surge da Formação Onano. A curva observada no gráfico indica a divisão entre os domínios alcalinos e subalcalinos de Irvine e Baragar (1971). Entre parênteses estão indicadas as amostras referentes a cada sequência.

A tendência evolutiva positiva do Al_2O_3 e do K_2O em relação ao MgO (Figura 31a e 31c, respectivamente) poderia explicar o fracionamento da biotita e/ou feldspato potássico. O comportamento observado para as amostras de púmices do *fallout* 3 (leito B) está relacionado aos menores teores de potássio, diferentemente das outras amostras dos *fallout* 3 e do *fallout* 4 (leitos D1-N2).

Os teores de P_2O_5 diminuem progressivamente com o incremento de MgO , indicando o fracionamento da apatita (Figura 32d). As correlações negativas para o TiO_2 e o Fe_2O_3 (Figuras 32e e 32f, respectivamente) indicam o fracionamento de óxidos de Fe – Ti e de clinopiroxênio.

4.4.2 Elementos traços e terras raras

Os resultados de elementos traços para as amostras analisadas exibem altos teores para o Sr (> 1.200 ppm), Ba (> 900 ppm), Rb (> 330), Zr (> 230 ppm) e V (> 120 ppm), e baixos teores (< 70 ppm) para o Be, Cs, Hf, Nb, Sc, Sn, Ta, Th, U, Y, Mo, Co, Cu, W, Pb e Au (Tabela 8).

Os diagramas bivariantes de alguns elementos traços *versus* Zr são relatados nas Figuras 34, 35 e 36. O Zr, elemento tipo HFS, é caracterizado por elevada imobilidade geoquímica, assim assumindo o índice de diferenciação. Os elementos Ba e Sr não mostram nenhuma tendência clara quando comparados com o Zr (Figuras 33a e 33b, respectivamente).

Observam-se tendências positivas para os elementos Rb (Figura 33c), Nb, Th e Ta (Figuras 34d, 34e e 34f, respectivamente), enquanto observa-se uma diminuição geral nos conteúdos dos elementos Sc, Ti e V (Figuras 35a, 35b e 35c, respectivamente).

A concentração dos diferentes elementos traços varia de maneira regular durante a diferenciação magmática, em parte explicada pelas leis de substituição química, em parte, pelos coeficientes de distribuição dos elementos (K_D) nas fases minerais cristalizadas (por exemplo, plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, sanidina, magnetita).

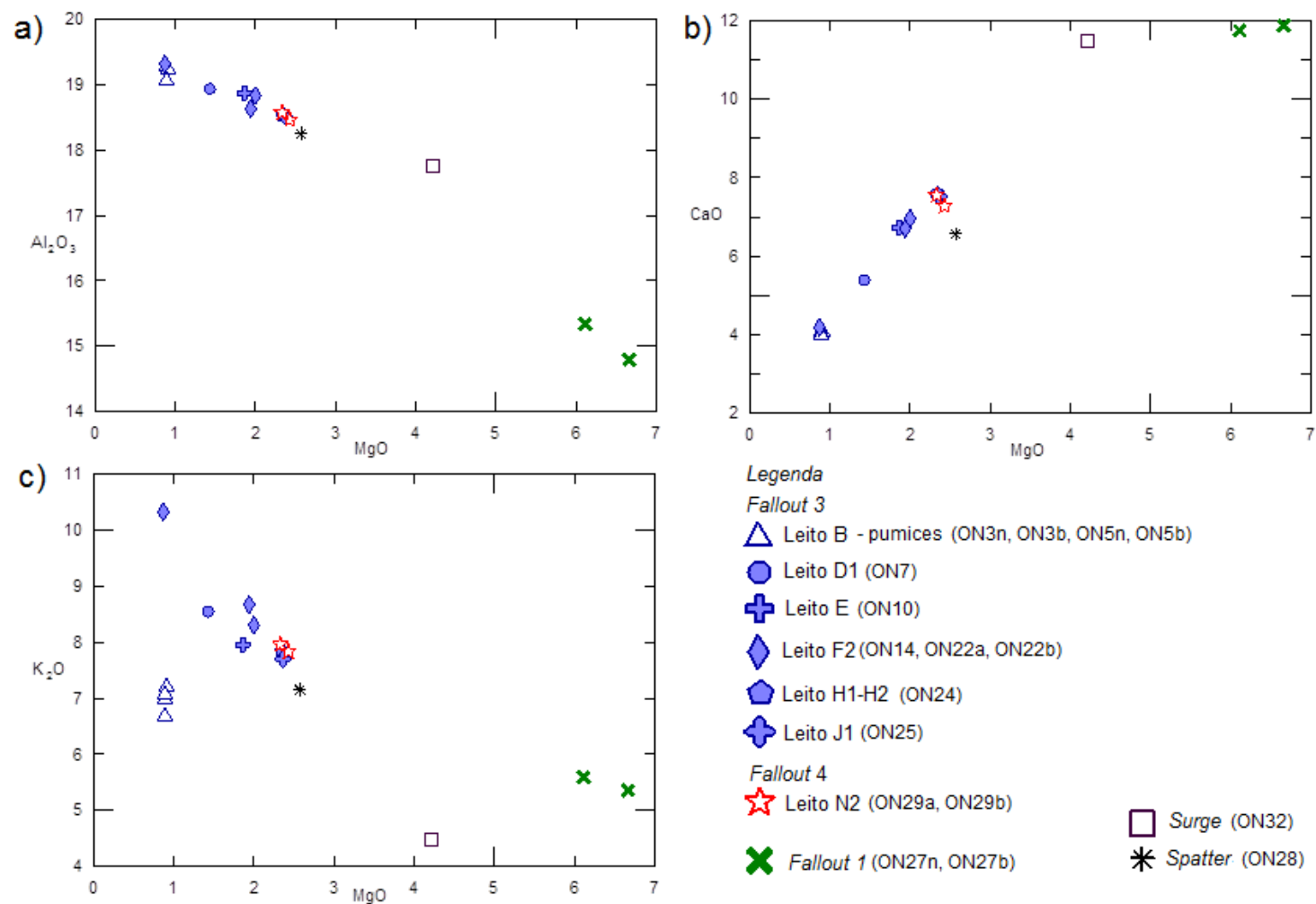


Figura 31. Diagramas bivalentes mostrando o comportamento dos elementos maiores e menores em função de MgO para os componentes analisados. Entre parênteses encontram-se as amostras correspondentes de cada leito.

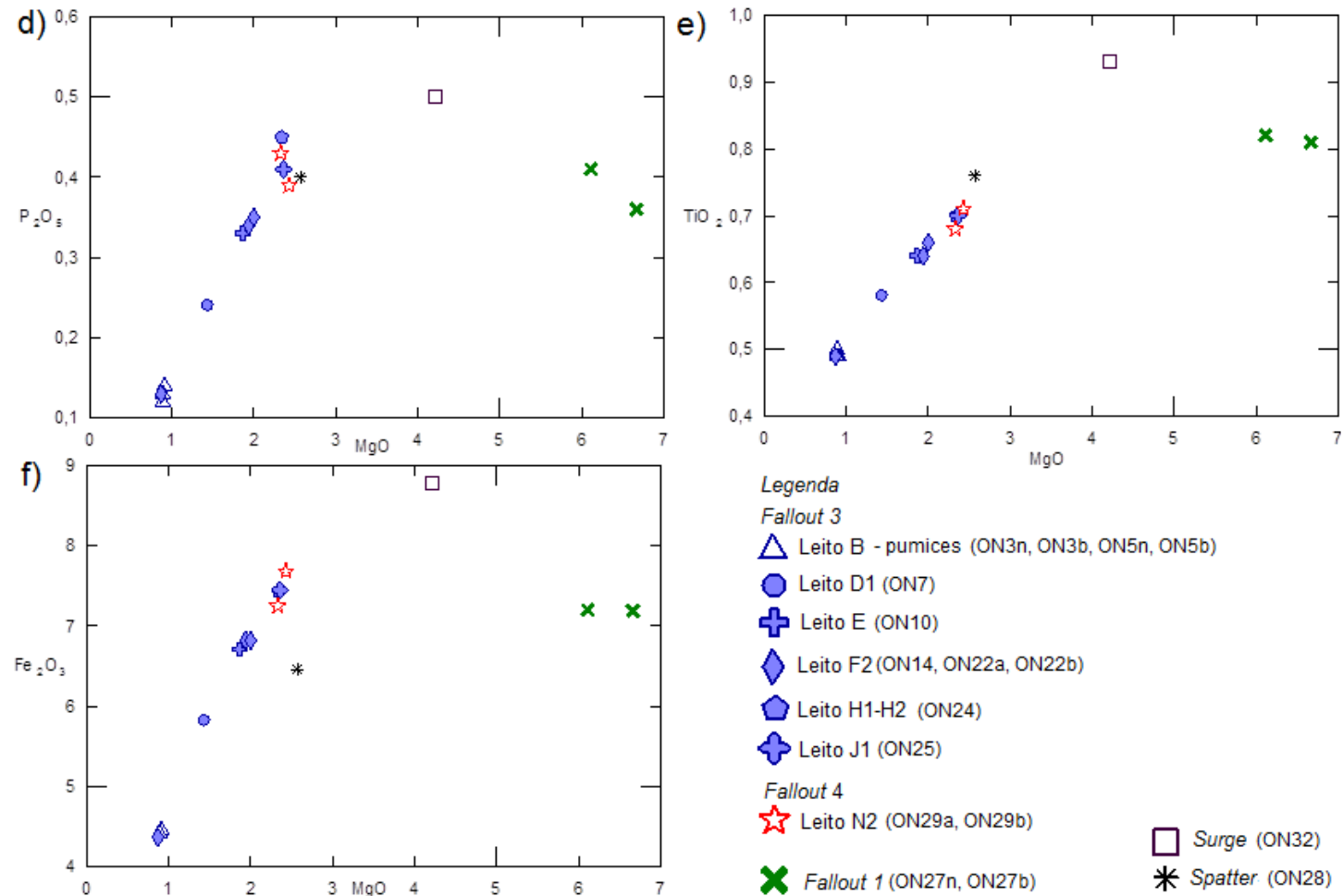


Figura 32. Diagramas bivariantes mostrando o comportamento dos elementos maiores e menores em função de MgO para os componentes analisados. Entre parênteses encontram-se as amostras correspondentes de cada leito.

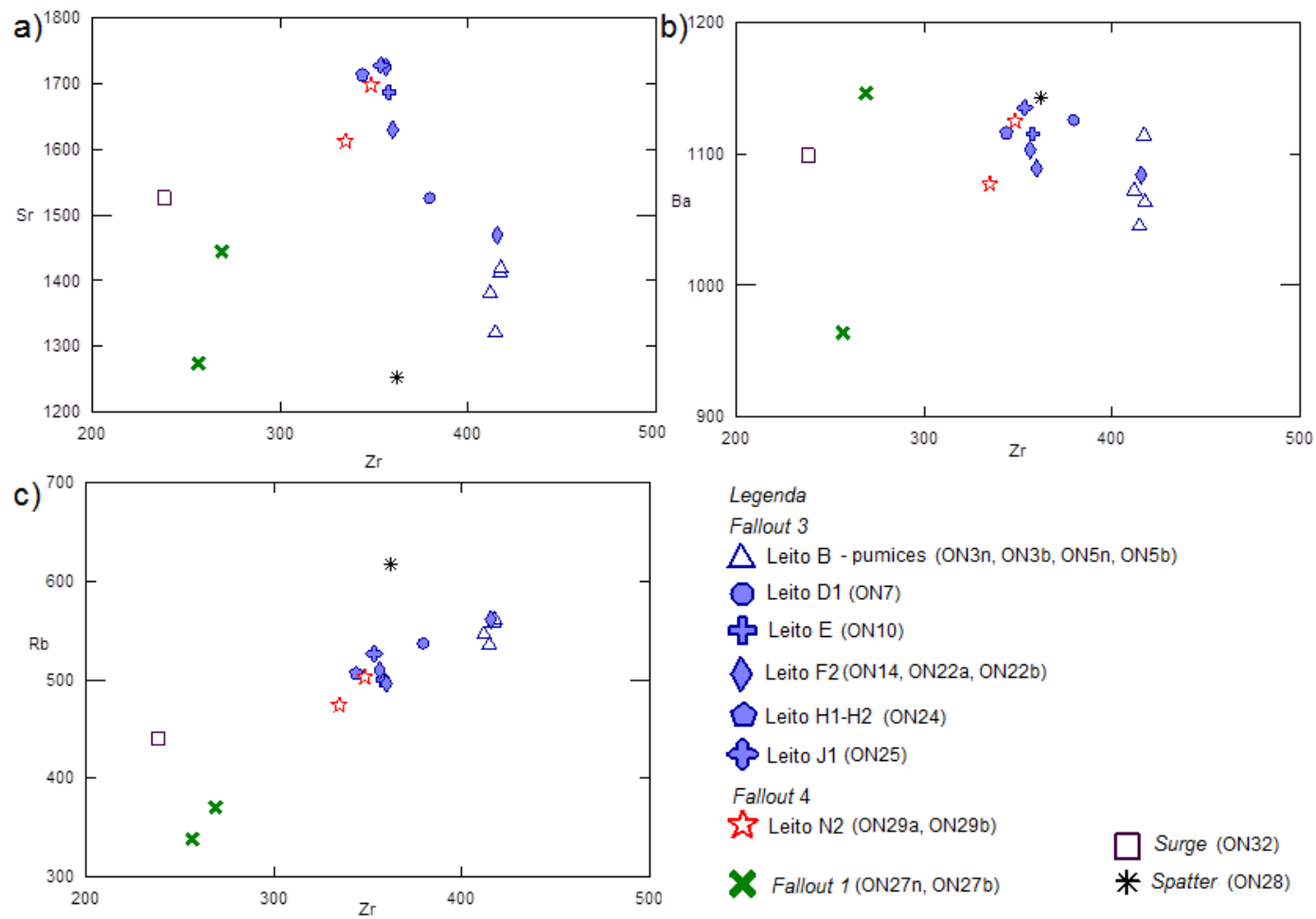


Figura 33. Diagramas bivariantes usando Zr como índice de diferenciação para os elementos traços dos componentes analisados.

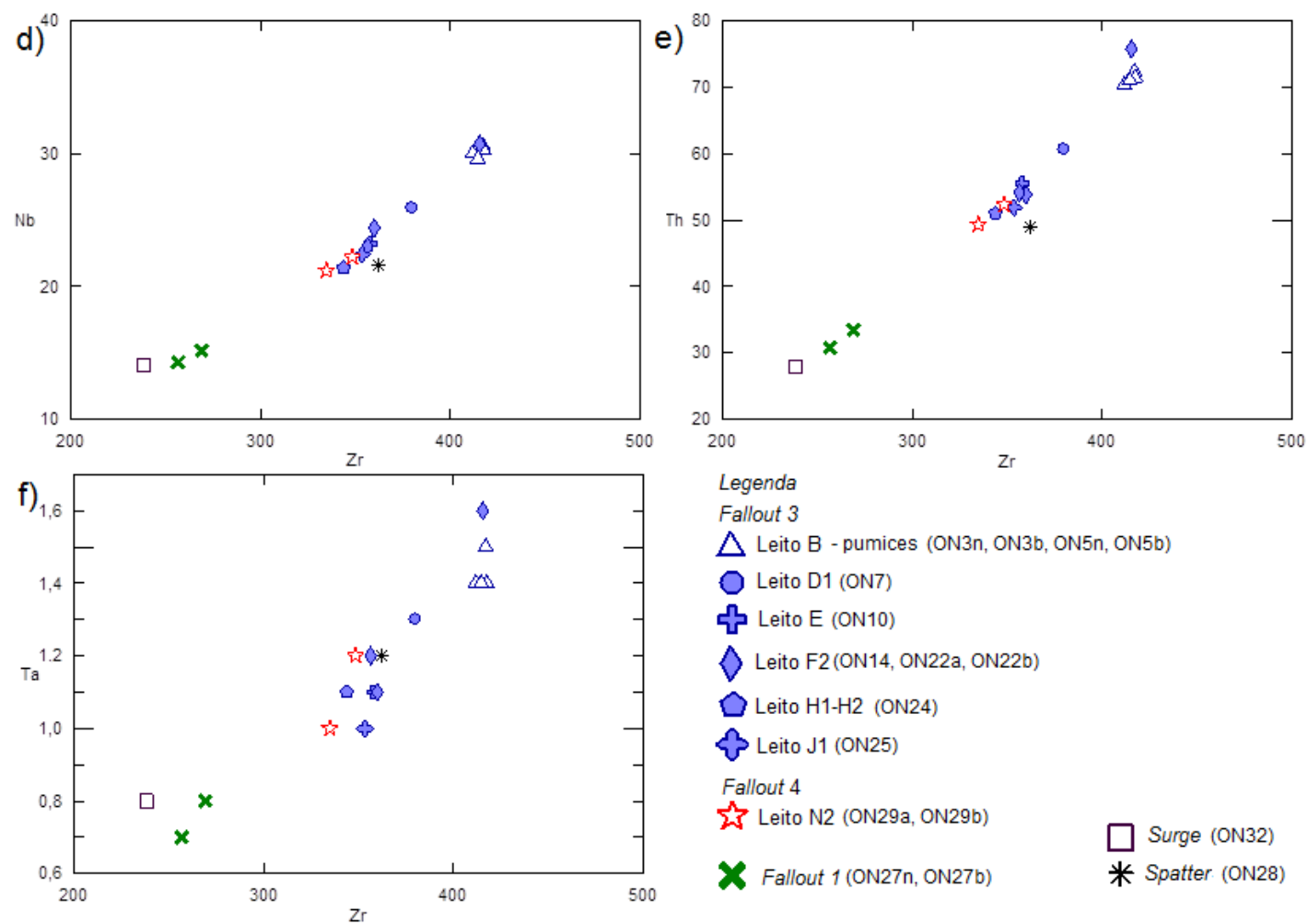


Figura 34. Diagramas bivariantes usando Zr como índice de diferenciação para os elementos traços dos componentes analisados.

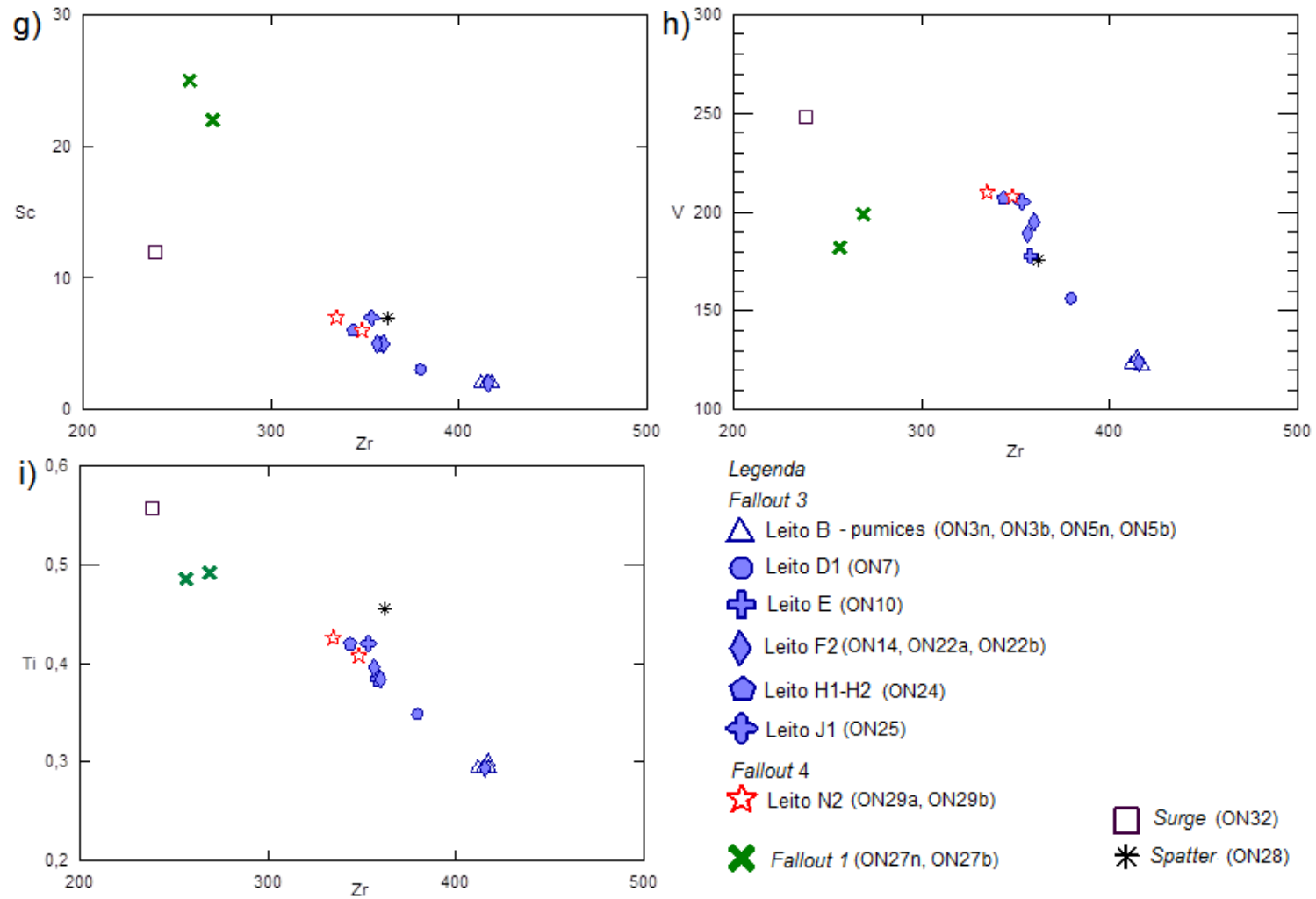


Figura 35. Diagramas bivariantes usando Zr como índice de diferenciação para os elementos traços dos componentes analisados.

A correlação positiva do Rb com o Zr, pode estar relacionado ao K_2O , substituindo o K na estrutura das micas e dos K-feldspatos, consistente com as análises de elementos maiores e presença destes minerais em lâmina delgada.

O elemento traço Sc fraciona fortemente o clinopiroxênio, consistente com as análises em elementos maiores e menores e presença deste mineral em lâmina delgada.

O comportamento dos elementos V e Ti poderiam explicar o fracionamento dos óxidos de Fe-Ti nos componentes, confirmados pela presença de cristais de magnetita observados nas quatro lâminas delgadas.

Os teores de Nb, Th e Ta aumentam com a diferenciação das rochas tefrito-fonolíticas, fonolito-tefríticas a fonolítica, refletindo o fracionamento progressivo da flogopita, apatita e possivelmente titanita. Foi observada a presença de fenocristais de flogopita e microcristais de apatita como inclusões em fenocristais de plagioclásio nas lâminas delgadas. A apatita e a titanita são comuns como inclusões em fenocristais nos púmices evoluídas da caldeira de Latera ou como minerais acessórios nos xenólitos sieníticos (Turbeville, 1993).

Em diagrama multi-elementar as rochas apresentam padrões de elementos traços sem variações verticais relevantes e forte fracionamento em elementos incompatíveis, exibindo alto enriquecimento em LILE e empobrecimento em HFSE.

As anomalias positivas são destacadas em Th, U, K, Pb, Nd e Dy e as anomalias negativas em Ba, Nb, Ta, P, Zr e Ti, como observadas na Figura 36a. As amostras apresentam o mesmo espectro de elementos traços, indicando um mesmo magma parental.

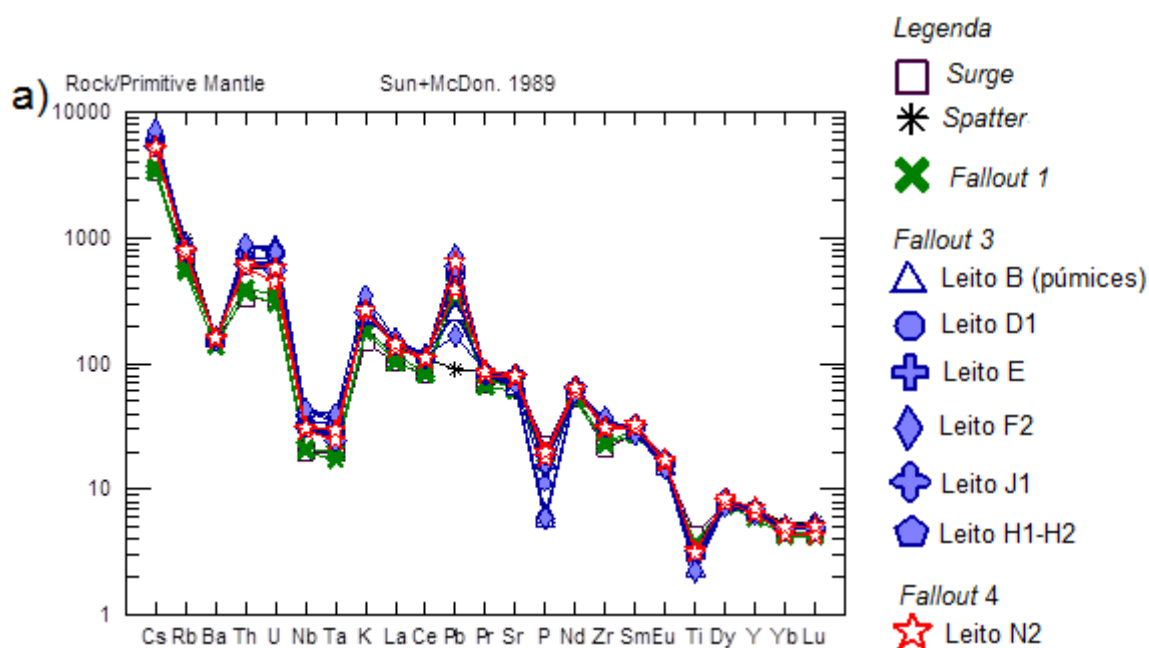
A anomalia negativa de Nb é característica de magmas de zonas de subducção e as anomalias de P e Ti podem ser atribuídas ao fracionamento de apatita e óxidos de Fe-Ti, respectivamente, durante a petrogênese.

A amostra de surge (ON32), de composição tefrítica (membro mais primitivo) apresenta os menores enriquecimentos em elementos traços leves e em Zr, distinguindo-os marcadamente dos demais exemplares.

Os padrões dos elementos terras raras (ETR) estão expostos na Figura 36b, e apresentam razões elevadas nos fracionamentos entre ETR's leves ($La/Sm_N = 3,62$ a $5,70$) e ETR's pesados ($Gd/Lu_N = 2,67$ a $3,79$) e fracionamento total entre ETR's leves em direção aos ETR's pesados de $La/Yb_N = 21,96$ a $31,94$. Os elementos terras raras leves são enriquecidos (aproximadamente 800 vezes quando comparado ao condrito) em relação aos elementos terras raras pesados.

Os padrões de ETR's mostram uma tendência sub paralela (Figura 36b), onde os componentes vulcânicos estariam correlacionados por processos de cristalização fracionada. Os padrões de elementos terras raras produzidos por percentagens mais elevadas de cristalização fracionada apresentam concentrações mais elevadas.

A anomalia negativa discreta em Eu ($Eu/Eu_N = 0,69$ a $0,77$) sugere um fracionamento suave em plagioclásio (Figura 36b), mineral observado em lâmina delgada.



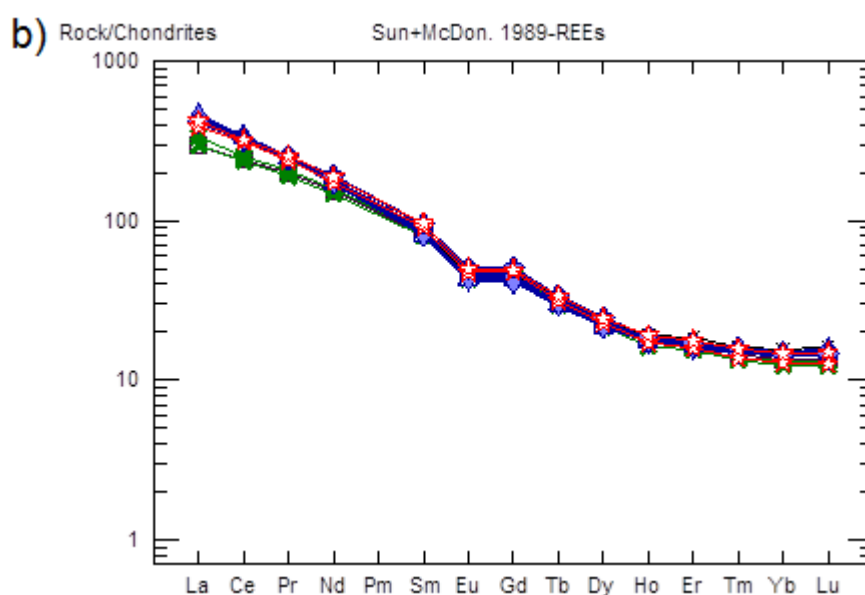


Figura 36. a) Diagrama de padrão multi-elementar normalizado ao padrão do manto primitivo de acordo com Sun e McDonough (1989) e b) Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito, segundo Sun e McDonough (1989).

4.5 Isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

Análises isotópicas de Sr e Nd foram realizadas em 11 e 12 exemplares respectivamente, dos diferentes depósitos piroclásticos, determinando as idades absolutas. Os resultados são apresentados na Tabela 9.

Os componentes vulcânicos analisados apresentam variações moderadas entre as razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0.71016 a 0.71036, e as proporções de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variando de 0.512106 a 0.512148. As idades modelo (T_{DM}) variam entre 1.09 a 1.29 Ga e ϵ_{Nd} entre -9.56 a -10.37 (Figura 37).

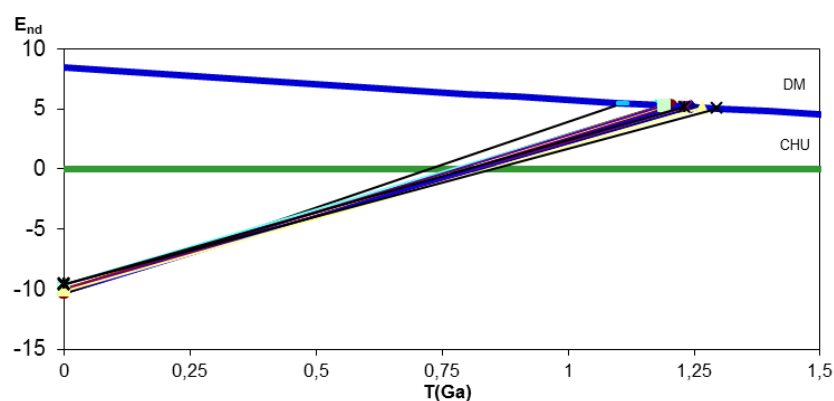


Figura 37. Diagrama de evolução do Nd para os componentes dos depósitos piroclásticos. A linha verde representa o CHUR e a linha azul representa o DM (evolução do manto depleto).

Tabela 9. Resultados das análises isotópicas de Sr e Nd dos componentes vulcânicos do depósito piroclástico de queda e surge da Formação Onano.

<i>Amostra</i>	<i>Sequência</i>	<i>Leito</i>	<i>Litotipo</i>	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	<i>Sm (ppm)</i>	<i>Nd (ppm)</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	<i>TDM</i> (Ga)
ON28	<i>Spatter</i>	-	Fonolito tefrito	0.71029 (± 1)	16,914	94,700	0,1080	0.512145 (± 9)	-9,61	1,29
ON27n	<i>Fallout 1</i>	-	Tefrito/Tefrito fonolito	-	15,280	90,083	0,1025	0.512148 (± 9)	-9,56	1,22
ON3n	<i>Fallout 3</i>	<i>B</i>	Fonolito tefrito	0.71022 (± 2)	13,553	85,835	0,0954	0.512127 (± 5)	-9,97	1,17
ON3b	<i>Fallout 3</i>	<i>B</i>	Fonolito tefrito	0.71025 (± 2)	13,525	85,493	0,0956	0.512106 (± 10)	-10,37	1,20
ON5n	<i>Fallout 3</i>	<i>B</i>	Fonolito tefrito	0.71036 (± 2)	13,493	85,550	0,0953	0.512128 (± 9)	-9,95	1,17
ON7	<i>Fallout 3</i>	<i>D1</i>	Fonolito tefrito	0.71025 (± 1)	14,093	86,857	0,0981	0.512145 (± 6)	-9,62	1,18
ON10	<i>Fallout 3</i>	<i>E</i>	Fonolito tefrito	0.71019 (± 2)	12,191	87,582	0,0841	0.512110 (± 9)	-10,29	1,09
ON14	<i>Fallout 3</i>	<i>F2</i>	Fonolito tefrito	0.71023 (± 1)	15,091	90,215	0,1011	0.512126 (± 9)	-9,99	1,23
ON22a	<i>Fallout 3</i>	<i>F2</i>	Fonolito tefrito	-	15,106	91,382	0,0999	0.512123 (± 9)	-10,05	1,23
ON22b	<i>Fallout 3</i>	<i>F2</i>	Fonolito	0.71016 (± 1)	13,402	85,411	0,0949	0.512109 (± 9)	-10,33	1,19
ON24	<i>Fallout 3</i>	<i>H1-H2</i>	Tefrito fonolito	0.71020 (± 1)	-	-	-	-	-	-
ON29	<i>Fallout 4</i>	<i>N2</i>	Tefrito fonolito	0.71024 (± 1)	15,019	88,853	0,1022	0.512118 (± 9)	-10,14	1,26
ON32	<i>Surge</i>		Tefrito	0.71021 (± 1)	13,361	84,885	0,0951	0.512122 (± 8)	-10,07	1,18

Obs: Os erros nas proporções das medidas isotópicas estão entre parênteses nos últimos dígitos (2σ).

5 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

5.1 Sequência eruptiva

Segundo Palladino e Simei (2005a, 2005b), as características estruturais dos depósitos, a ampla quantidade de clastos juvenis vesiculados e o alto conteúdo de líticos, são consistentes com eventos explosivos de interação água-magma. As múltiplas transições graduais entre as sequências deposicionais de escórias, cinzas e púmices para *surge* caracterizam a unidade, podendo indicar que o estilo eruptivo mudou várias vezes de magmática para freatomagmática e vice-versa, sem quebras de tempo significativas. Esta forte variabilidade do estilo eruptivo também é observada dentro dos depósitos piroclásticos de queda (por exemplo, no *fallout* 3), que apresentam uma importante alternância em sua granulometria e vesicularidade.

Palladino e Simei (2005a, 2005b) discutiram as relações entre a dinâmica, mecanismos e o tempo de colapso da caldeira durante a erupção Onano e sugeriram que as mudanças de vesiculação do magma, fragmentação e estilos eruptivos, foram fortemente controladas pela evolução da pressão na câmara magmática. As vesicularidades muito variadas também são interpretadas como evidências de interação água-magma, o que poderia ser apoiada pela presença de fragmentos líticos observados na sequência.

A presença de fragmentos de vesicularidades variadas poderia refletir a presença de um conduto com uma forte zonação lateral de vesiculação. Essa zonação lateral é típica de condutos vulcânicos estreitos, com um alto gradiente lateral de velocidade e taxas significativas de tensão de cisalhamento (*shear stress*) no fluido ascendente, podendo também ser condicionada por processos de cristalização e desgaseificação lateral (Cioni et al., 2003). Assim, a variação de volume (bolhas), apesar das variações laterais no conduto, também poderia refletir diferentes mecanismos de fragmentação.

Palladino e Simei (2005a, 2005b) e Vezzoli et al. (1987) caracterizam as fases finais da erupção Onano como de estilo eruptivo estromboliano. Porém os dados observados em campo neste trabalho são perfeitamente compatíveis com uma

erupção sub-pliniana com gradientes laterais de vesicularidade, sem a presença dominante de grandes volumes de água externa. A presença de leitos de pedrapomes, o tamanho médio dos depósitos e sua boa triagem, juntamente com a grande espessura, sugerem que o depósito estudado não representa um afloramento proximal, sugerindo assim uma intensidade média da erupção.

A presença de camadas mais espessas nos leitos D, F, H e N, como observadas na Figura 19, indicam a natureza mais pulsante da erupção, e caracteriza o estilo eruptivo estromboliano violento a subpliniano (Cioni et al., 2015). A presença pulsante da erupção poderia estar relacionada a uma constante instabilidade mecânica do conduto vulcânico, que se manifesta pela presença de fragmentos líticos no depósito, de forma crescente (Figura 23).

5.2 Petrografia e Química mineral

A Província Magmática Romana é caracterizada pela presença de tefritos ricos em potássio. O alto teor de K_2O e a natureza insaturada em sílica refletem uma mineralogia essencial composta por mica de composição flogopítica (rica em titânio), clinopiroxênio de composição diopsídio e óxidos de Fe-Ti correspondendo à magnetita. O feldspato potássico é um mineral essencial nos fonolitos, enquanto o plagioclásio é comum nos tefritos, tefritos fonolitos e fonolitos tefritos (Holm et al., 1982; Rogers et al., 1985, Gupta, 2015).

Como observado nas lâminas delgadas e nas análises de química mineral às amostras apresentam assembléias minerais formadas por fenocristais de mica de composição flogopítica, clinopiroxênio de composição diopsídio e salita, plagioclásio nas composições bytownita e anortita, sanidina, leucita e óxidos de Fe-Ti, correspondentes a magnetita, estando de acordo com a mineralogia presente nos tefritos da Província Magmática Romana.

Uma revisão de evidências petrográficas e geoquímicas indica que misturas magmáticas podem ter sido um processo importante, além da cristalização fracionada, nas rochas da Caldeira de Latera e em outros centros vulcânicos do centro da Itália (Barton et al., 1982). A coexistência de diferentes composições de fenocristais de clinopiroxênio de diopsídio e salita enriquecidas em Al e Ti (Barton et

al., 1982) na mesma lava, são relativamente comuns nas lavas alcalinas ricas em potássio da Caldeira de Latera (Turbeville, 1993). Essa coexistência pode ser explicada como resultado da mistura de dois lotes de magmas potássicos cada um caracterizado por uma composição de clinopiroxênio (Barton et al., 1982, apud Thompson, 1977; Brooks e Printzlau, 1978), ou atribuídas as variações nas condições de P_{H_2O} , de $f(H_2O)$ e $f(O_2)$ em uma mesma câmara magmática, durante a cristalização de piroxênio a partir de magmas alcalinos (Babkine et al., 1968; Frisch e Schmincke, 1969; Brotzu et al., 1974; Dolfi e Trigila, 1978; Varekamp e Kalamarides, 1989).

As lavas traquíticas e fonolíticas da Caldeira de Latera apresentam fenocristais de sanidina com composições variando de $Or_{68}Ab_{32}$ a $Or_{90}Ab_{10}$, composições entre Or_{63} e Or_{74} para os tufo e variações entre Or_{69} e Or_{82} para as púmices (Turbeville, 1993; Gupta, 2015). Os fenocristais de sanidina, analisados nas amostras ON28 e ON22b apresentam composições entre Or_{60} e Or_{81} , similares aos encontrados nos depósitos piroclásticos da caldeira de Latera. A coexistência de plagioclásio cálcico e sanidina nos componentes vulcânicos estudados também são observados nas lavas ricas em potássio do Distrito Vulcânico Vico, Província Magmática Romana, Itália (Gupta, 2015).

5.4 Geoquímica

De acordo com Palladino e Simei (2005a, 2005b) a erupção Onano inicia-se com a erupção de magmas traquito-fonolíticos e as composições químicas ao longo da Formação Onano Superior variam entre os componentes dos depósitos proximais de *spatter*, depósitos de queda de escórias e púmices e depósitos de *surge*, nas composições traquibasaltos e tefrito fonolito a fonolito tefrito (Turbeville, 1992; Metzeltin e Vezzoli, 1983; Vezzoli et al., 1987).

Análises químicas de rocha total realizadas nos componentes vulcânicos deste estudo revelaram composições fonolito tefrito para a amostra de *spatter*, e tefrito/tefrito-fonolito e tefrito/traquibasáltica para as escórias referentes ao *fallout* 1. As composições das púmices no leito B (*fallout* 3) são fonolíticas tefríticas e as escórias variam nas composições fonolito tefrito a fonolito nos leitos D1 a F2, e tefrito-fonolito nos leitos H1-H2, J1 e N2 (*fallout* 3 e *fallout* 4, respectivamente). Por

fim, a amostra referente ao *surge* (coletado no perfil 4) é tefrítica. As composições dos fragmentos juvenis estudados neste trabalho (Tabela 10) estão de acordo com as encontradas nos depósitos piroclásticos da Formação Onano Superior da Caldeira de Latera.

No leito B encontramos dois grupos de púmices, diferenciados pelas cores marrom escura (amostras ON3n e ON5n) e pela cor cinza clara a marrom clara (amostras ON3b e ON5b, Figuras 20a e 20b). Os resultados de análises químicas de rocha total revelaram composições fonolito tefrítica para essas púmices, logo a diferença de cor não indica variação química e sim poderia refletir variações na dinâmica de fragmentação e ascensão do magma, eventualmente condicionadas por uma zonação do conteúdo em voláteis na câmara magmática.

No *fallout* 3 observamos que as púmices de base (leito B) apresentam composições diferentes dos fragmentos juvenis dos leitos acima da sequência (leito D1 a J1), especialmente pela sua razão K_2O/Na_2O e por uma variabilidade bastante grande de alguns elementos traços (por exemplo, Sr e Ba) com um mesmo teor de Zr. Esse comportamento pode estar relacionado a algum efeito de alteração. A alteração de leucita poderia explicar o efeito Na_2O/K_2O , já os elementos traços sugerem, no entanto, que a alteração poderia ter tido efeito também sobre feldspato e biotita.

Tabela 10. Composições químicas dos componentes analisados nas sequências eruptivas.

<i>Perfil</i>	<i>Sequência</i>	<i>Leito</i>	<i>Amostra</i>	<i>Componentes</i>	<i>Litotipo</i>
<i>Perfil 2</i>	<i>spatter</i>	-	ON28	<i>Spatter vesiculado</i>	Fonolito tefrito
<i>Perfil 2</i>	<i>fallout 1</i>	-	ON27n	Escórias vesiculadas de cor clara	Tefrito/Tefrito fonolito
<i>Perfil 2</i>	<i>fallout 1</i>	-	ON27b	Escórias pouco vesiculadas de cor escura	Tefrito/Traquibasalto
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	B	ON3n	Púmices de cor marrom clara vesiculada	Fonolito tefrito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	B	ON3b	Púmices de cor branca vesiculada	Fonolito tefrito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	B	ON5n	Púmices vesiculadas de cor marrom clara	Fonolito tefrito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	B	ON5b	Púmices vesiculadas de cor branca	Fonolito tefrito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	D1	ON7	<i>Lapilli</i> de granulometria grossa	Fonolito tefrito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	E	ON10	Escórias de cor vermelha	Fonolito tefrito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	F2	ON14	Escórias de granulometria grossa	Fonolito tefrito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	F2	ON22a	Juvenis densos vesiculados	Fonolito tefrito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	F2	ON22b	Juvenis densos, não vesiculados	Fonolito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	H1-H2	ON24	Escórias de granulometria grossa	Tefrito Fonolito
<i>Perfil 1</i>	<i>fallout 3</i>	J1	ON25	escórias de granulometria grossa	Tefrito Fonolito
<i>Perfil 3</i>	<i>fallout 4</i>	N2	ON29a	<i>Lapilli</i> de granulometria grossa	Tefrito Fonolito
<i>Perfil 3</i>	<i>fallout 4</i>	N2	ON29b	<i>Lapilli</i> de granulometria grossa	Tefrito fonolito/Fonolito tefrito
<i>Perfil 4</i>	<i>surge</i>	-	ON32	Amostra de <i>base surge</i>	Tefrito

A diferença entre as composições químicas fonolítica da amostra ON22b e fonolito tefrítico da amostra ON22a (ambas retiradas do leito F2), pode ser explicada por processos de alteração que levam ao enriquecimento em K_2O . Outra possibilidade que explicaria a particularidade química da amostra ON22b, e por esta ser um clasto denso, poderia ser um erro na classificação deste componente em laboratório, primeiramente caracterizado como fragmento juvenil, esta poderia corresponder na realidade a um fragmento lítico de origem vulcânica.

A partir de observações de campo, sugerimos que o *fallout* 4 poderia estar correlacionado estratificamente ao *fallout* 3. A composição química tefrito fonolítica encontrada nos fragmentos juvenis dos leitos H1-H2 e J1 (*fallout* 3) é a mesma para o leito N2 (*fallout* 4) (Tabela 10), assim como apresentam tendências similares nos diagramas bivariantes, nos padrões de elementos traço e terras raras (Figura 38a e 38b) e nas razões isotópicas, sustentando esta hipótese.

A sequência de precipitação principal (*fallout* 3) é ligeiramente combinada em termos de composição, sendo as amostras inferiores mais evoluídas (fonolitos tefritos) do que as superiores (tefritos fonolitos). Essas zonações composicionais são comumente encontradas em grandes erupções, refletindo a extração do teto e das partes inferiores de uma câmara magmática zonada (Cioni et al., 1995; Bacon e Druitt, 1988; Fridrich e Mahood, 1987). As composições químicas encontradas para os componentes vulcânicos deste estudo estariam de acordo com as composições da câmara magmática zonada da Caldeira de Latera, proposta por Turbeville (1993), observada na Figura 39.

Conforme Holm et al. (1982) e Peccerillo (2005), a evolução dos magmas ultrapotássicos no Vulsini foram dominados por processos de cristalização fracionada com separação de olivina e clinopiroxênio na fase máfica e de proporções variáveis de clinopiroxênio, leucita, plagioclásio, sanidina e apatita nas composições evoluídas. Em contraste, sugeriram que os magmas potássicos evoluíram a partir de traquibasaltos saturados por separação de olivina, clinopiroxênio e feldspato.

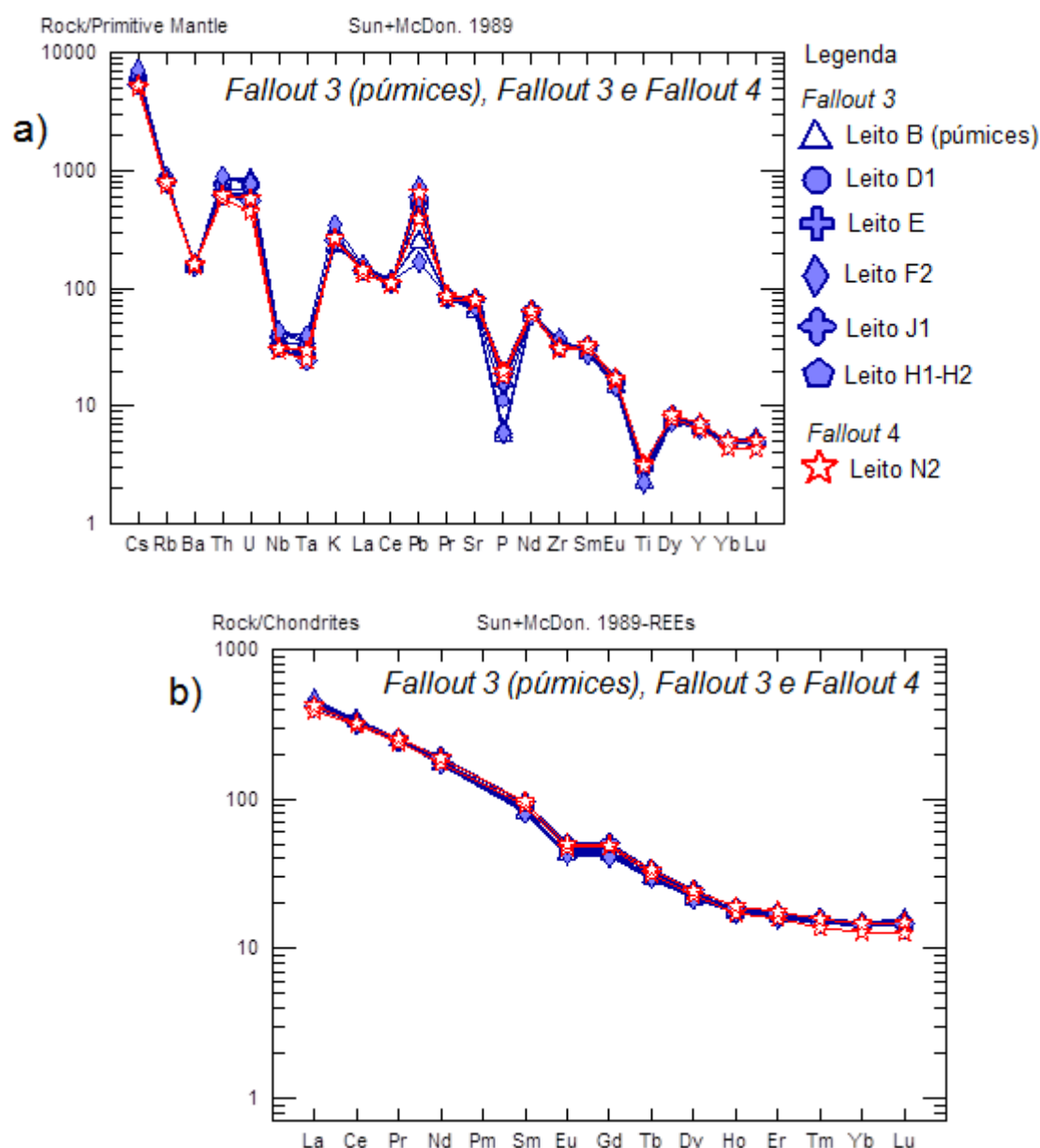


Figura 38. a) Diagrama de padrão multi-elementar normalizado ao padrão do manto primitivo de acordo com Sun e McDonough (1989); b) Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito, segundo Sun e McDonough (1989) para os fragmentos juvenis do *fallout 3* e *fallout 4*.

As tendências observadas nos diagramas de variações de elementos maiores e menores, traços e terras raras mostram cogeneticidade entre os membros máficos e intermediários da série alcalina insaturada em sílica, sugerindo que o processo principal que atua no magma parece ser o fracionamento de cristais, possivelmente acompanhado de uma pequena assimilação crustal, incluindo assembleia mineral de clinopiroxênio, plagioclásio, sanidina, leucita, flogopita, óxidos de Fe-Ti e apatita, como proposto acima por Holm et al. (1982) e Peccerillo (2005).

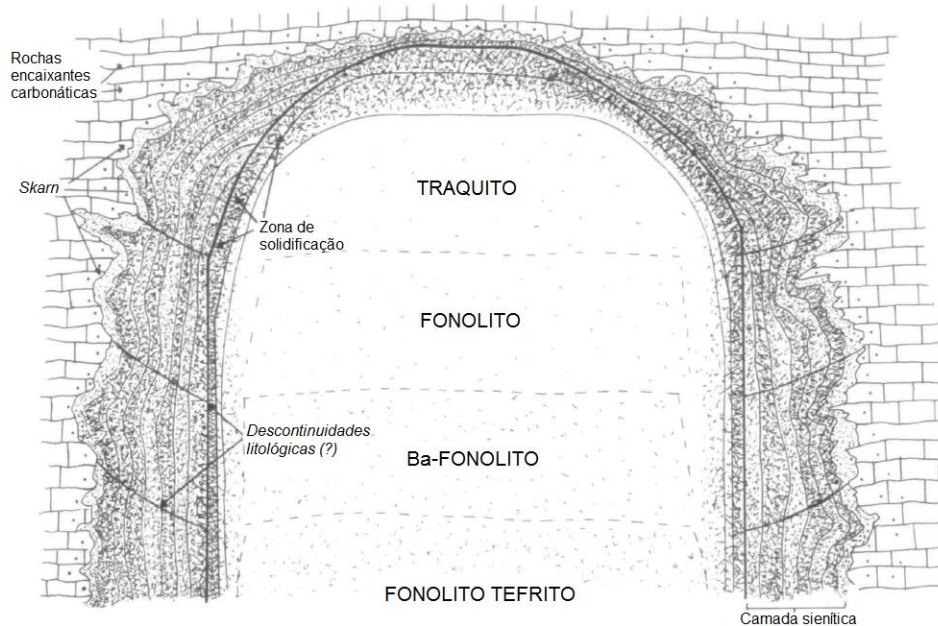


Figura 39. Modelo de câmara magmática zonada para a caldeira de Latera (adaptado de Turbeville, 1993).

Os componentes vulcânicos apresentam valores de Th/Yb entre ~ 10 e 30 e valores de Ta/Yb entre ~ 0,3 e 0,7 (Figura 40), assinaturas características de basaltos de arco vulcânico, correspondendo ao mesmo intervalo encontrado para as rochas máficas da Península Italiana (Th/Yb entre ~ 1 e 100 e Ta/Yb entre ~ 0,1 a 8), segundo Peccerillo (2005).

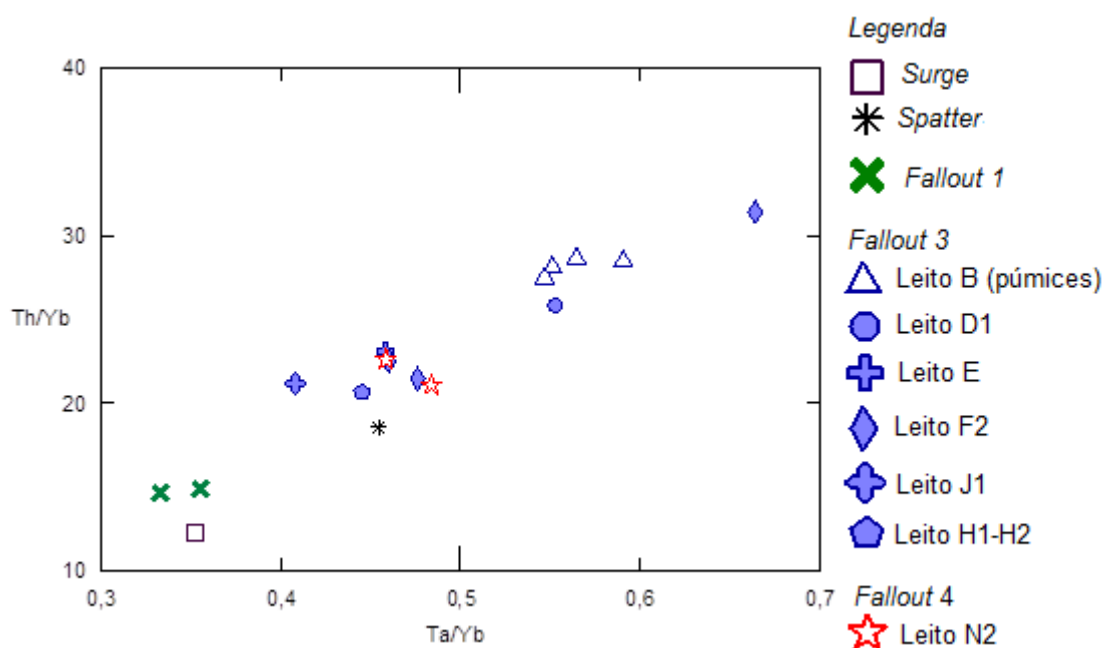


Figura 40. a) Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb para os fragmentos juvenis dos depósitos estudados.

Em concordância com Peccerillo (2005) os padrões de distribuição dos elementos traços dos fragmentos juvenis analisados são similares aos padrões observados nas rochas do Distrito Vulcânico Vulsini, exibindo altos índices LILE/HFSE, com enriquecimento em LILE (U, Th, K e Pb) e empobrecimento em HFSE (Ba, Ta, Nb, Zr e Ti).

De acordo com Peccerillo (2005) os magmas gerados no Distrito Vulcânico Vulsini podem ser formados por dois processos: 1) a partir de subducção, gerando um enriquecimento do manto superior nos elementos Th, U e K e/ou 2) gerado por assimilação na câmara magmática, neste caso o magma derivado do manto é contaminado pelas rochas encaixantes, processo no qual estes mesmos elementos podem ter grande participação.

Conforme Stolper e Newman (1994) o enriquecimento em elementos móveis (Rb, U, K, Pb e Sr) *versus* a depleção em elementos imóveis (HFSE e ETR's) podem refletir altos graus de fusão de fontes metassomatizadas por fluidos hidratados na laje de subducção. Um alto grau de fusão (devido ao alto teor de água) resulta em uma aparente depleção em elementos imóveis, que não são enriquecidos pelos fluidos hidratados.

Os padrões de distribuição dos elementos traços dos fragmentos juvenis analisados poderiam sugerir que esses magmas derivam de fusões de uma fonte metassomatizada relacionada à subducção, segundo Stolper e Newman (1994) e Peccerillo (2005) e/ou estariam relacionados à assimilação na câmara magmática, segundo Peccerillo (2005).

5.5 Isótopos

As razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam de 0.71016 a 0.71036 e de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.512106 a 0.512148, coincidindo com as razões isotópicas das rochas do Distrito Vulcânico Vulsini entre 0,7100 a 0,7110 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e de 0,5121 a 0,5123 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Conticelli e Peccerillo, 1992; Conticelli et al., 2004; Peccerillo, 2005).

Os dados geoquímicos e isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e ϵNd entre -9.56 a -10.37 (Figura 41) deste trabalho são consistentes com as assinaturas da crosta e manto superior, com enriquecimento metassomático da fonte mantélica, causada pela adição de componentes derivados de sedimentos crustais subductados (D'antonio et al., 1995; Peccerillo, 1995; Conticelli, 1998; Peccerillo, 1999, 2002). Esses valores abrangem os mesmos valores isotópicos de Sr e ϵNd para as rochas do Distrito Vulcânico Vulsini, segundo O'Brien et al. (1991).

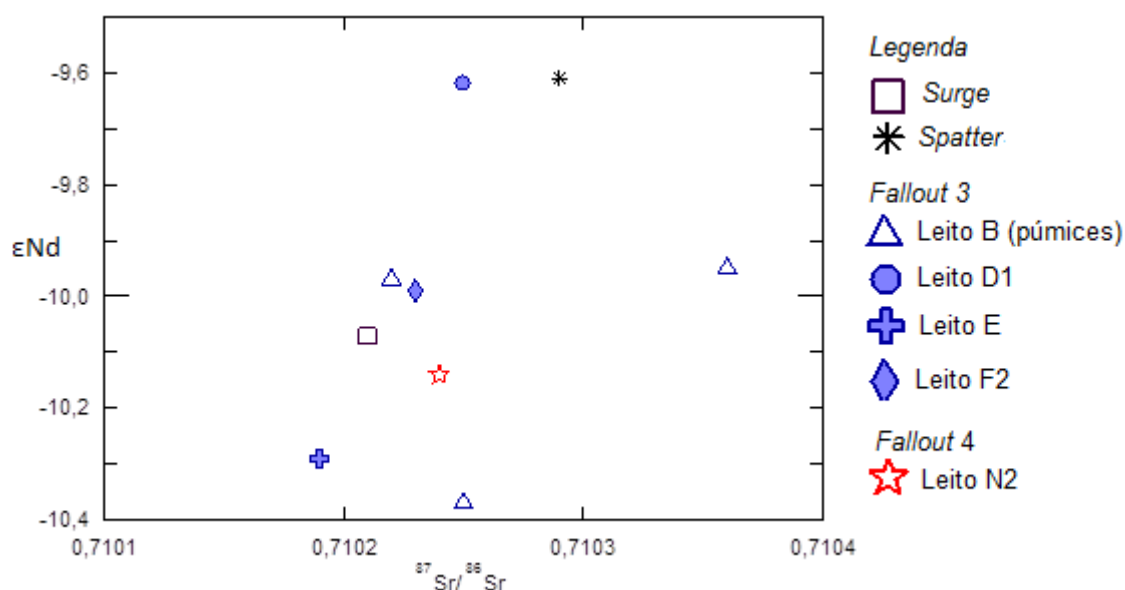


Figura 41. Diagrama ϵNd versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os componentes vulcânicos do depósito piroclástico de queda e surge.

O intervalo entre as idades modelo (T_{DM}) entre 1.09 a 1.29 Ga são Neoproterozóica, e indicam uma mesma fonte para os fragmentos vulcânicos analisados, sugerindo que estes foram gerados em um mesmo evento eruptivo.

6 REFERÊNCIAS

ACOCELLA, V., FUNICIELLO, R. (2006). Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism: *Tectonics*, v. 25.

BABKINE, J., CONQUER, S. F., VILMINOT, J. C. (1968). Les caracteres particuliers du volcanisme au nord de Montpellier: l'absarokite du Pauget; la ferrisalite sodique de Grabels. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, v. 91, p. 141-150.

BACHMANN, O., BERGANTZ, G. W. (2008). Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology*, v. 49(12), p. 2277-2285.

BACON, C. R., DRUITT, T. H. (1988). Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98(2), p. 224-256.

BARBERI, F., BOUNASORTE, G., CIONI, R., FIORDELISI, A., SBRANA, A., VERNIA, L., VILLA, I.M. (1994). Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium. *Carta Geologica. Int XLIX*, p. 77-134.

BARBERI, F., INNOCENTI, F., LANDI, P., ROSSI, U., SAITTA, M., SANTACROCE, R., VILLA, I. M. (1984). The evolution of latera caldera (central Italy) in the light of subsurface data. *Bulletin of Volcanologique*, v.47(1), p. 125-141.

BARCHI, M., LANDUZZI A., MINELLI G., PIALLI G.P. (2001). Anatomy of an Origen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, Kluwer, Dordrecht, p. 215-254.

BARTOLINI, C. (1982). Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale: Note illustrative. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v.101, p. 523-549.

BARTON, M., VAREKAMP, J.C., VAN BERGHEN, M.J. (1982). Complex Zoning of Clinopyroxenes in the Lavas of Vulsini, Latium, Italy. Evidence for Magma Mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.14, p. 361-68.

BERTRAMI, R., CAMELI, G. M., LOVARI, E., ROSSI, U. (1984). Discovery of Latera geothermal field: problems of the exploration and research. U.N. Economic Commission for Europe, Seminar on Utilization of Geothermal Energy for Electric Power Production and Space Heating, Firenze, 14 - 17 May.

BLACKBURN, E. A., WILSON L., SPARKS R. S. J. (1976). Mechanisms and dynamics of Strombolian activity. *Journal of the Geological Society*, v. 132, p. 429-440.

BROOKS, C. K., PRINTZLAU, I. (1974). Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks: Brotzu, P., Morbidelli, L. and Traversa, G. Significato petrologica delle variazioni composizionali caratterizzanti i fenocristalli clinopirossenici delle lave alcalinopotassiche nel settore di Monterado (Vulsini orientali). *Mere. Inst. Geol. Mineral. Univesità di Padova*, v. 31, p. 1-18.

BUONASORTE, G., FIORDELISI, A., PANDELI, E., ROSSI, U., SOLLEVANTI, F. (1987). Stratigraphic correlations and structural setting of the pre-neoautochthonous sedimentary sequences of Northern Latium. *Periodico di Mineralogia*, v.56, p. 111-122.

CAS, R.A.F., PORRITT, L., PITTARI A., HAYMAN P. (2008). A new approach to kimberlite facies terminology using a revised general approach to the nomenclature of all volcanic rocks and deposits: descriptive to genetic. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.174(1-3), p. 226-240.

CAS, R. A. F., WRIGHT, J. V. (1987). Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. *London, Allen & Unwin*, p. 528.

CIONI, R., CIVETTA, L., MARIANELLI, P., METRICH, N., SANTACROCE, R., SBRANA, A. (1995). Compositional layering and syn-eruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: the AD 79 Plinian eruption of Vesuvius. *Journal of Petrology*, v.36(3), p. 739-776.

CIONI, R., LAURENZI, M.A., SBRANA, A., VILLA, I.M. (1989). Geochronology and stratigraphy of Basal Pyroclastites of the Vulsini Volcanic District: Plinius, v.1, p. 46-47.

CIONI, R., MARIANELLI, P., SANTACROCE, R., SBRANA, A. (1987). Plinian and Subplinian Eruptions, *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press Ed. 2000. p. 477-494.

CIONI R., LAURENZI M.A., SBRANA A., VILLA I.M. (1993). ^{40}Ar - ^{39}Ar chronostratigraphy of the initial activity in the Sabatini Volcanic Complex (Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v.112, p.251-263.

CIONI, R., S. LEVI, and R. SULPIZIO (2000). Apulian Bronze Age pottery as a long-distance indicator of the Avellino Pumice eruption (Vesuvius, Italy), in *The Archaeology of Geological Catastrophes*, edited by W. G. McGuire et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, v.171, p.159-177.

CIONI, R., SULPIZIO, R., GARRUCCIO, N. (2003). Variability of the eruption dynamics during a subplinian 55 event: the Greenish Pumice eruption of Somma-Vesuvius (Italy), *Journal of volcanology and geothermal*, v.124(1), p. 89-114.

CIONI, R., PISTOLESI, M., ROSI, M. (2015). Plinian and subplinian eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes, Second Edition*, p. 519-535.

CONTICELLI S., PECCERILLO A. (1992). Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. *Lithos*, v.28, p. 221-240.

CONTICELLI, S., LEONE M., PERINI, G., BOARI, E., AVANZINELLI, R. (2004). Characteristics of potassic and ultrapotassic magmatism in Central-Southern Italy:

inferences on its genesis and on the nature of mantle sources. *Periodico di Mineralogia*, v.73, p. 135-164.

CONTICELLI, S. (1998). Effects of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Aulina lavas and xenoliths, central Italy. *Chemical Geology*, v.149, p. 51-81.

COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. (1979). The interpretations of igneous rocks. *George Allen e Unwin*, London.

D'ANTONIO, M., TILTON, G. R., CIVETTA, L. (1995). Petrogenesis of Italian alkaline lavas deduced from Pb-Sr-Nd isotope relationships, in Basu, A., and Hart S., eds., *Earth Processes: Reading the Isotope Code: American Geophysical Union, Geophysical Monograph v.95*, p. 253-267.

DEER, W. A., HOWIE, R. A., GUSSMAN, J. (1963). *Rock Forming Minerals. v.2, Chain Silicates*. John Wiley and Sons, Inc.

DOLFI, D., TRIGILA, R. (1961). Clinopyroxenes from potassic lavas of central Italy. Fisher, R. V. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v.72, n.9, p.1409-1414.

FARAONE, D., STOPPA, F. (1987). Il tufo di Orvieto nel Quadro dell'evoluzione volcano-tettonica della caldera di Bolsena, Monti Vulsini. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v.107, p. 383-397.

FISHER RV. (1961) Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Bull Geol Soc Am* v.72, p.1409-1414.

FISHER, R. V.; SCHMINCKE, H. U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Berlin: *Springer Verlag*, p. 462.

FRISCH, T., SCHMINCKE, H. U. (1969). Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nublo volcanics, Gran Canaria, Canary Islands (Petrology of the Roque Nublo Volcanics I). *Bulletin Volcanologique*, v.33, p. 1073-1088.

FRIDRICH, C. J., MAHOOD, G. A. (1987). Compositional layers in the zoned magma chamber of the Grizzly Peak Tuff. *Geology*, v.15(4), p. 299-303.

GIOIA, S. M. C. L., PIMENTEL, M. M. (2000). The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.72(2), p. 219-245.

GUPTA, A.K. (2015). Origin of Potassium-rich Silica-deficient Igneous Rocks. *Springer Geology*, p. 548.

HEIKEN, G., WOHLTZ, K.H. (1985). *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, CA, p. 245.

HOLM, P.M., WU, C. C., DOHERTY, L. R., (1982). Mineral chemistry of potassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy. *Mineralogical Magazine*, v.46, p. 379-386.

HOUGHTON, B., WILSON, C. (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits, *Bulletin of volcanology*, v.51(6), p. 451-462.

INNOCENTI, F., TRIGILA, R. (1987). Vulsini Volcanoes: *Periodico di Mineralogia*, v.56, p. 238.

IRVINE, T. N., BARAGAR, W. R. A. (1971). A guide to the classification of the common volcanic rocks: *Can. Jour. Earth Sci.*, v. 8, no. 5, p. 523-548.

LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZENETTIN, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram: *Journal of Petrology*, v.27, p. 745-750.

LE MAITRE, R.W. (2002). Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks. *Cambridge University Press*, 2nd edition, p. 252.

LOCARDI, E., NICHOLICH, R. (1988). Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro- meridionale: *la nuova carta della Moho*. *Mem Soc Geol It*, v.41, p. 121-140.

MACDONALD, G. A. (1972). *Volcanoes*. Prentice-Hall, New Jersey p. 1-503.

MARTI, J. (2008). Analysis, Modelling and Response. Amsterdam: *Elsevier*, v.10, p. 313-349.

MCPHLE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. (1993). *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart: *University of Tasmania*, p. 191.

METZELTIN, S., VEZZOLI, L. (1983). Contributi alla geologia del Vulcano di Latera (Monti Vulsini, Toscana meridionale - Lazio settentrionale). *Mem. Soc. Geol. It.*, v.25, p. 247-271.

MORIMOTO, N. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *Min. Mag.*, v. 52, p. 535-50.

NAPPI, G., CAPACCIONI, B., MATTIOLI, M., MANCINI, E., VALENTINI, L. (1994). Plinian fall deposits from Vulsini Volcanic District (Central Italy). *Bulletin of Volcanology*, v.56(6-7), p. 502-515.

NAPPI, G., RENZULLI, A., SANTI, P. (1991). Evidence of incremental growth in the Vulsinian calderas (central Italy). In: "Calderas: genesis, structure and unrest", Verma-Surendra. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.47, p. 13-31.

NAPPI, G., RENZULLI, A., SANTI, P., GILLOT, Y. (1995). Geological evolution and geochronology of the Vulsini Volcanic District (central Italy): *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v.114, p. 599-613.

NUNES, J. C. (2002). Novos Conceitos em Vulcanologia: Erupções, Produtos e paisagens Vulcânicas. *Geonovas*.

PALLADINO, D.M., SIMEI, S. (2005a). Eruptive dynamics and caldera collapse during the Onano eruption, Vulsini, Italy: *Bulletin of Volcanology*, v.67, p. 423-440.

PALLADINO, D.M., SIMEI, S. (2005b). The Latera volcanic complex (Vulsini, central Italy): Eruptive activity and caldera evolution: *Acta Vulcanologica*, v.17, p. 75-80.

PALLADINO, D.M., SIMEI, S., SOTTILI, G., TRIGILA, R. (2010). Integrated approach for the reconstruction of stratigraphy and geology of Quaternary volcanic terrains: An application to the Vulsini volcanoes (central Italy), in Groppelli, G., and Viereck, L., eds., *Stratigraphy and Geology in Volcanic Areas: Geological Society of America Special Paper*, v.464, p. 66-84.

PECCERILLO, A. (1995). Mafic calc-alkaline to ultrapotassic magmas in central-southern Italy; constraints on evolutionary processes and implications for source composition and conditions of magma generation. In *Proceedings of the Symposium on the Physics and the Chemistry of the Upper Mantle*, p. 171-89.

PECCERILLO, A. (1999). Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications. *Geology*, v.27, p. 315-317.

PECCERILLO, A. (2002). Plio-Quaternary magmatism in Central-Southern Italy: a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, Vol. Spec., p. 113-127.

PECCERILLO, A. (2005). Plio-Quaternary volcanism in Italy. *Springer*, Verlag Berlin Heidelberg, p. 365.

PIROMALLO, C., MORELLI A. P. (2003). Wave tomography of the mantle under the Alpine Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research*, v.108, B2, p. 2065.

RIEDER, M., CAVAZZINI, G., D'YAKONOV, Y.S., FRANK-KAMENETSKII, V.A., GOTTARDI, G., GUGGENHEIM, S., KOVAL, P.V., MUELLER, G., NEIVA, A.M.R., RADOSLOVICH, E.W., ROBERT, J.-L., SASSI, F.P., TAKEDA, H., WEISS, Z., WONES, D.R. (1998). Nomenclature of the Micas. *Can. Mineral.* v. 36, p. 905-912.

ROGERS, N. W., HAWKESWORTH, C. J., PARKER R. J., MARSH, S. (1985). The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.90, p. 244-257.

SCHMID, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, v.9, p. 41-43.

SPARKS, R.S.J. (1975). Stratigraphy and geology of the ignimbrites of Vulsini Volcano, Italy: *Geologische Rundschau*, v.64, p. 497-523.

SPARKS, R. S. J., WALKER, G. P. L. (1973). The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature Physics of Sciences*, v.241, p. 62-64.

STEARNS, H.T., MACDONALD, G.A., (1946). Geology and ground-water resources of the island of Hawaii. Hawaii Div. Hydrogr., Bull., v.9, p.363.

STOLPER, E., S. NEWMAN, (1994). The role of water in the petrogenesis of Mariana Trough magmas, *Earth and Planetary Science Letters*, Lett., v.121, p. 293-325.

SUN, S. S., MC DONOUGH, W.F., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norris, M.J. (eds.). *Magmatism in the ocean basins*. London, *Geological Society*, Special Publications, p. 313-345.

TURBEVILLE, B.N. (1990). The evolution of a continental alkaline magmatic system: The Latera caldera, Lazio, Central Italy. PhD dissertation. The University of Texas at Austin: p. 555.

TURBEVILLE, B. N. (1992). Tephra fountaining, rheomorphism, and spatter flow during emplacement of the Pitigliano Tuffs, Latera caldera, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.53(1-4), p. 309-327.

TURBEVILLE, B. N. (1993). Petrology and petrogenesis of the Latera caldera, central Italy. *Journal of Petrology*, v.34, p. 77-123.

VAREKAMP, J.C., KALAMARIDES, R.I. (1989). Hybridization processes in leucite-tephrites from Vulcini, Italy, and the evolution of the Italian Potassic Suite. *Journal of Geophysical Research*, v.94, p. 4603-4618.

VEZZOLI, L., CONTICELLI, S., INNOCENTI, F., LANDI P., MANETTI, P., PALLADINO D. M., TRIGILA, R. (1987). Stratigraphy of the Latera Volcanic Complex: proposal for a new nomenclature. *Periodico di Mineralogia*, v.56, p. 89-110.

WALKER, G. P. (1973). Explosive volcanic eruptions a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, v.62, p. 431-446.

WALKER, G. P. L., (1985). Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.25, p. 157-171.