

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO COMPARATIVO ENTRE O VULCANISMO MÁFICO
MONOGENÉTICO DAS ZONAS VULCÂNICAS CENTRAL E SUL
DOS ANDES ARGENTINOS**

Fernanda Silva Santos

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Porto Alegre- Maio, 2024

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO COMPARATIVO ENTRE O VULCANISMO MÁFICO
MONOGENÉTICO DAS ZONAS VULCÂNICAS CENTRAL E SUL
DOS ANDES ARGENTINOS**

Fernanda Silva Santos

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima – Instituto de Geociências- Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Breno Leitão Waichel – Departamento de Geologia -Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Vinicius Matté- Departamento de Geologia- Universidade Federal do Pampa

Tese de doutorado apresentada como requisito
Parcial para a obtenção do Título de Doutor em
Ciências.

Porto Alegre- Maio, 2024

CIP - Catalogação na Publicação

Silva Santos, Fernanda
ESTUDO COMPARATIVO ENTRE O VULCANISMO MÁFICO
MONOGENÉTICO DAS ZONAS VULCÂNICAS CENTRAL E SUL DOS
ANDES ARGENTINOS / Fernanda Silva Santos. -- 2024.
229 f.
Orientador: Carlos Augusto Sommer.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2024.

1. Vulcanismo Monogenético. 2. Andes Centrais. 3.
Zona Vulcânica Central Altiplano Puna. 4. Zona
Vulcânica Sul dos Andes. I. Augusto Sommer, Carlos,
orient. II. Título.

**Aos meus pais, Nilma e Jason,
Ao meu marido Diogo,
As minhas lindas sobrinhas: Laura e Mariana**

AGRADECIMENTOS

Estou aqui sentada novamente, com um nó na garganta, para escrever às muitas pessoas que tornaram esse trabalho possível. Gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos a todos que estiveram ao meu lado durante esta jornada desafiadora e gratificante, contribuindo para a conclusão desta tese.

Em primeiro lugar, agradeço a Deus por me conceder força, permissão e perseverança ao longo deste caminho. Sem Sua graça, amor, nada disso teria sido possível.

Ao meu orientador, Carlos Sommer, sou imensamente grata por sua orientação, sabedoria, paciência e ensinamentos ao longo destes anos. Seu suporte científico e suas correções foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho e para o meu crescimento como pesquisadora. Há ainda muito a aprender, mas sei que tenho em quem me inspirar.

Agradeço aos membros da banca examinadora por aceitarem o convite para avaliar e contribuir com essa tese. Agradeço sinceramente pela disposição em dedicar seu tempo e conhecimento para analisar esta pesquisa.

Aos meus co autores que contribuíram significativamente para este trabalho, em especial ao Maurício Haag, cuja colaboração foi fundamental e de grande impacto. Maurício, sua dedicação incansável e comprometimento com a excelência foram verdadeiramente inspiradores. Seu apoio em momentos críticos foram fundamentais para a realização desta tese. Tenho certeza que você é o futuro da pesquisa na geologia e terei prazer em ler todos seus trabalhos.

A UFRGS, onde tive a honra de concluir meu doutorado, expressei minha profunda gratidão. A oportunidade de estudar e pesquisar nesta instituição de excelência ampliou meus horizontes acadêmicos e contribuiu imensamente para o desenvolvimento deste trabalho. Aos brilhantes professores que tive ao longo deste percurso, agradeço por seu compromisso, e pelo conhecimento compartilhado. Às Universidad Nacional de Salta e Universidad Nacional de Río Negro, na Argentina, expressei minha gratidão pela colaboração e pela oportunidade de enriquecer este estudo por meio do intercâmbio de conhecimento e experiências. A parceria entre estas instituições foi crucial para o desenvolvimento das ideias apresentadas neste trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, meu profundo agradecimento por fornecer o ambiente acadêmico propício ao desenvolvimento deste estudo, além do apoio,

estrutura e recursos necessários para a sua conclusão. À CAPES, agradeço pelo apoio financeiro concedido, que viabilizou esta jornada de estudos e pesquisa.

Àos meus pais, meu porto seguro, meus heróis, meus amores, agradeço por seu amor incondicional, apoio inabalável e compreensão durante os momentos de ausência e dedicação a este trabalho. Nada disso seria possível sem vocês; mãe e pai, vocês são o exemplo de tudo que eu busco ser na minha vida, muito obrigada por absolutamente tudo. Meus avós, que mesmo sem ter tido a oportunidade de estudar, sempre acreditaram em mim e se orgulham da neta.

Ao meu marido, Diogo, expresso minha profunda gratidão, você sem dúvidas foi o maior presente em meio a essa jornada. Seu apoio constante, compreensão e encorajamento foram essenciais para superar os desafios e seguir em frente quando tudo parecia impossível. Sua presença foi minha fortaleza nos momentos mais difíceis e essa conquista é nossa.

Ao meu irmão Lucas e minha cunhada Myllena, que sempre me apoiaram e me sustentaram em oração. Obrigada também pela chegada das bonequinhas da nossas vidas, Laura e Mariana, em muitos momentos os vídeos e fotos delas foram o acalento para o coração e a força pra continuar. Aos meus tios, tias, primos e primas, que se eu nomear um a um aqui, jamais terminaria de escrever (kkk), sou muito grata por essa linda família gigante, e por mais que eu seja meio fechada e não demonstre tanto, cada um tem um lugar no meu coração.

Aos meus sogros Bernardete, João e minha cunhada Débora, que dividiu tantos momentos de angústia durante essa jornada que ambas nos encontramos. Sou imensamente grata por me receber tão bem na família e por me apoiarem nessa jornada, é muito bom ter uma família aqui no Sul, vocês fazem a diferença na minha vida.

Aos meus amigos- irmãos, de longas datas, Rhaimara, Eduardo, Monique, Marquinho, Dheny, minha mais profunda gratidão, por dividirem a vida comigo, mesmo que em sua maior parte virtual, vocês sempre se fazem presente, e não medem esforços para estarem juntos em momentos importantes, quando eu penso em conceito de amizade, eu penso em vocês. A Ianna, Carlinha, Mariri, Fernanda Bretas, minha eterna república, e aos melhores agregados Gabriel, Gustavo e Pira, gratidão por todas conversas e memes trocados, eu morro de saudade de vocês.

Aos meus padrinhos Pedro e Amanda, e aos novos amigos Cavalli, Jonathan, Wedner, Wellington, Amanda, Jake, Guto, Dille e Bruna, agradeço por me receberem tão bem no ciclo de vocês. A Marcella, que além de amiga, dividiu estadia comigo durante

alguns anos de doutorado. Ficar em casa durante a pandemia, foi um pouco mais fácil devido às nossas conversas e momentos compartilhados.

Aos queridos amigos que conheci durante uma das viagens mais incríveis da minha vida, Dioni, Mariane, Matheus, Ricardo, Amanda e Brenda, cada paisagem deslumbrante dos Andes que presenciei está eternamente entrelaçada em minha memória graças à presença de vocês. É essa conexão que torna toda essa experiência tão grandiosa. Quero expressar minha profunda gratidão pelas conversas infinitas no *WhatsApp* durante e após a pandemia. Vocês foram essenciais para que eu pudesse chegar até este momento. Muitas vezes, mesmo sem saber, vocês mudaram meu humor. Saibam que tenho uma crença enorme em cada um de vocês. Eu desejaria que pudessem se ver através dos meus olhos, para perceberem o quão geólogos brilhantes vocês são.

Quero estender meus agradecimentos aos leitores desta tese. Agradeço por dedicarem seu tempo, interesse e atenção a este trabalho acadêmico. Acredito que o conhecimento se torna significativo quando compartilhado e debatido. Espero sinceramente que este trabalho tenha sido enriquecedor e que tenha despertado novas perspectivas e questionamentos.

À imponência dos Andes, à natureza exuberante e à força dos vulcões, meu profundo agradecimento pela magnífica sinfonia da Terra!

Peço desculpas a todos que estiveram ao meu lado,
mesmo que não tenham sido explicitamente mencionados.
Cada um de vocês é parte essencial do meu percurso,
e sua influência é inestimável.

RESUMO

Os vulcões monogenéticos estão entre as morfologias vulcânicas mais comuns na Terra. Sua gênese está relacionada à erupções de pequenos volumes de magma, normalmente básicos a intermediários, em curtos períodos eruptivos e associados com sistemas de alimentação relativamente simples. Entre os ambientes onde podem ocorrer o vulcanismo monogenético, destacam-se duas áreas, ambas localizadas nos Andes Argentinos: região de Zapala-Loncopué, na Província de Neuquén, porção Central da Zona Vulcânica Sul (CZVS) e região sul do Altiplano Puna, localizado na Zona Vulcânica Central (ZVC), na Província de Catamarca. Utilizando um Sistema de Informação Geográfica (SIG), a presente tese estabelece um conjunto de dados de vulcões monogenéticos na região de Zapala-Loncopué, sendo identificado 335 vulcões distribuídos em nove aglomerados, determinados e agora conhecidos como Campo Vulcânico de Zapala, caracterizados pela predominância de cones de escórias, seguidos por vulcões freatomagmáticos. Esses vulcões mostram associação com lineamentos estruturais e maior densidade de ventilações ao sul do Vale de Loncopué, relacionada à subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana. A evolução do vulcanismo monogenético na região indica um declínio na atividade ao longo do tempo. Comparado ao Altiplano Puna, a CZVS se destaca pela maior densidade de ventilação e número de formas de relevo freatomagmáticos, refletindo diferenças na estrutura crustal e clima entre as regiões. Do ponto de vista petrogenético, considera-se que a evolução complexa do vulcanismo na ZVC seja um dos melhores exemplos mundiais para o entendimento de processos ígneos atuantes em arcos vulcânicos. Deste modo, dados de campo combinados com análises geoquímicas, isótopos de Sr- Nd e modelagem petrogenética, obtidos na ZVC na região de Antofagasta de La Sierra e Pasto Ventura, ainda pouco estudados, serviram de base para a discussões petrogenéticas vinculadas a este tema. Os resultados obtidos nesta tese, apoiam a cristalização fracionada de um reservatório EMI/EMII-OIB como um processo importante para o desenvolvimento desses magmas. As modelagens sugerem que a assimilação foi um fator importante na evolução das amostras estudadas, especialmente na região de Pasto Ventura. Nossas análises também revelam diferenças contrastantes e tendências composicionais entre Pasto Ventura e Antofagasta de La Sierra, principalmente nos valores de #MgO e elementos traços, essas diferenças também são expressas em diagramas tectônicos, e provavelmente refletem a importância diferencial da assimilação e heterogeneidade da fonte.

Palavras -Chave: Vulcanismo, Cones Monogenéticos, Andes Argentinos.

ABSTRACT

Monogenetic volcanoes are among the most common volcanic landforms on Earth. Their genesis is related to eruptions of small volumes of magma, typically basaltic to intermediate, in short eruptive periods and associated with relatively simple feeding systems. Among the various environments where monogenetic volcanism can occur, two areas stand out, both located in the Argentine Andes: the Zapala-Loncopué region, in the Neuquén Province, Southern Volcanic Zone of the Andes (CSVZ) and the southern region of the Puna Plateau, located in the Central Volcanic Zone (CVZ), in the Catamarca Province. Using a Geographic Information System (GIS), this thesis establishes a dataset of monogenetic volcanoes in the Zapala-Loncopué region, identifying 335 volcanoes distributed in nine clusters, now known as the Zapala Volcanic Field (ZVF), characterized by the predominance of scoria cones, followed by phreatomagmatic volcanoes. These volcanoes show an association with local and regional structural lineaments and higher vent densities to the south of the Loncopué Trough, related to the subduction of the Nazca plate beneath the South American plate. The evolution of monogenetic volcanism in the region indicates a decline in activity over time. Compared to the Puna Plateau, the ZVF stands out for its higher vent density and number of phreatomagmatic landforms, reflecting differences in crustal structure and climate between the regions. From a petrogenetic point of view, the complex evolution of volcanism in the CVZ is considered one of the best global examples for understanding igneous processes in volcanic arcs. Thus, field data combined with geochemical analyses, Sr-Nd isotopes, and petrogenetic modeling, obtained in the CVZ in the Antofagasta de La Sierra and Pasto Ventura regions, still poorly studied, have served as a basis for petrogenetic discussions related to this topic. The results obtained in this thesis support fractional crystallization from an EMI/EMII-OIB reservoir as an important process for the development of these magmas. The modeling suggests that assimilation was an important factor in the evolution of the studied samples, especially in the Pasto Ventura region. Our analyses also reveal contrasting compositional differences and trends between Pasto Ventura and Antofagasta de La Sierra, mainly in #MgO values and trace elements. These differences are also expressed in tectonic diagrams and likely reflect the differential importance of assimilation and source heterogeneity.

Keywords: Volcanism, Monogenetic Cones, Argentine Andes.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa geológico simplificado das áreas de estudo, modificado de Melnick and Echlter (2006).	5
Figura 2 - Possível correlação entre os condutos vulcânicos e o cenário estrutural da área. Adaptado de Le Corvec et al. (2013) e Paulsen e Wilson (2010).	9
Figura 3 - Posicionamento geral das principais morfologias vulcânicas em função do volume e composição. Linhas sólidas: variação composição e volume típicos; linhas tracejadas: composições e volumes subordinados (modificado de De Silva & Lindsay, 2015).	14
Figura 4 - Esquema proposto para a classificação das morfologias vulcânicas, modificada de Bloom (1998) e Rittman (1962).	15
Figura 5 - Principais tipos de morfologias vulcânicas.	18
Figura 6 - Ilustração da ligação teórica entre vulcões monogenéticos e poligenéticos (a) e a relação potencial entre vulcões poligenéticos centrais de grande volume e vulcões parasitas de pequeno volume comumente inferidos como vulcões monogenéticos (b) (modificado a partir de Neméth & Kereszturi, 2015).	23
Figura 7 - Exemplos de morfologias simples e complexas de vulcões monogenéticos e sua relação com a evolução de uma erupção (E). Cada atividade (E) é definida por um espectro de processos eruptivos determinados por parâmetros internos e externos em um determinado momento. O magma inicial situado no centro do desenho (em vermelho) é fragmentado a partir de processos internos e externos, determinando o mecanismo de fragmentação do estilo de erupção relacionada a uma fase 1. Uma nova fase (e.g. 2, 3, 4,...) poderá ser desencadeada, caso haja alguma alteração no sistema magmático (e.g. recargas de magmas, mudanças na posição do conduto, migração do estilo hidrovulcânico para magmático, etc) (figura extraída de (Kereszturi & Németh, 2012a). Legenda: “L” – atividade efusiva (lavas); cores: azul escuro: erupção hidrovulcânica do tipo Surtseyana; azul claro: erupção hidromagmática do tipo freatomagmática; laranja claro: erupção estromboliana; laranja escuro: erupção estromboliana violenta; vermelho: erupção havaiana.	26
Figura 8 - Perfil esquemático de um vulcão do tipo cone de escória (extraído e modificado de Németh & Kereszturi, 2015).	28
Figura 9 - Exemplos de morfologias associadas a vulcões do tipo cone de escórias na região de Antofagasta de La Sierra, Andes Centrais, Argentina: (a) campo vulcânico monogenético (créditos a C.A. Sommer); (b) MDE de um exemplo representativo de um cone de escória jovem (extraído e modificado de Haag, <i>et al.</i> , 2019); (c) Vulcão de La Laguna (créditos a C.A. Sommer).	30
Figura 10 - Perfil esquemático de um vulcão do tipo tuff cone, com depósitos e processos relacionados (extraído e modificado de Kereszturi & Németh, 2012a).	31
Figura 11 - Exemplos de vulcões monogenéticos do tipo tuff cone: (a) Idaho Volcanic Center (extraído de https://www.makelikeanapeman.com/tag/tuff-cone/); (b) Montaña Amarilla, Tenerife (extraído de https://petroignea.wordpress.com/formas-de-yacimiento/depositos-volcanicos/edificios-volcanicos/); (c) Isla Isabela, Galapagos Islands, Ecuador (extraído de www.lpi.usra.edu).	32

Figura 12 - Perfil esquemático de um vulcão do tipo spatter cone (extraído e modificado de Németh & Kereszturi, 2015).....	33
Figura 13 - Exemplos de vulcões monogenéticos do tipo spatter cone: (a) spatter cone localizado no campo vulcânico Harrat Rahat na Arábia Saudita (extraído de Fodor & Németh, 2015); (b) spatter cone no flanco de um cone de escórias; (c) detalhe da foto anterior mostrando a aglutinação dos fragmentos de lava depositados no flanco do cone; (d) depósitos de spatter ao longo de fissuras na superfície superior de uma lava inflada. Fotos b, c, d: Vulcão Alumbreira – Antofagasta de la Sierra – Andes Centrais – Argentina (créditos a C.A. Sommer).	34
Figura 14- Perfil esquemático ilustrando a morfologia de um vulcão do tipo maar-diatrema, com os principais processos e depósitos associados. O lado esquerdo da figura mostra as relações esperadas em um substrato “duro”, formados por um embasamento/encaixante cristalino e o lado direito, um substrato “macio”, caracterizado principalmente por seqüências sedimentares (extraído e modificado de Kereszturi & Neméth 2012a).....	38
Figura 15 - Imagens ilustrando os vulcões monogenéticos tipo Maar: a) Vulcão Cerro Negro – Chile (créditos a C.A. Sommer); b) Vulcão Ukinrek - Yukun Ranges – Alaska (a partir de https://www.mountain-forecast.com/peaks/Ukinrek-Maars); c) Vulcão Puvermaar - Vulkaneifel Geopark – Alemanha (a partir de http://www.globalgeopark.org/News/News/5934.htm).	39
Figura 16 - Perfil esquemático ilustrando a morfologia de um vulcão do tipo tuff ring, com os principais depósitos associados (extraído e modificado de Kereszturi & Neméth 2012a).	40
Figura 17 - Imagens ilustrando os vulcões monogenéticos tipo Tuff Ring: a) Pasto Ventura – Puna Austral – Argentina (créditos a C.A. Sommer); b) Fort Rock – Oregon – EUA (a partir de https://www.atlasobscura.com/places/fort-rock); c) Vulcão Hverfjall – Islândia (a partir de https://adventures.is/iceland/attractions/hverfjall-tuff-ring-volcano-crater).	41
Figura 18 - Localização das zonas vulcânicas dos Andes (extraído e modificado de Tilling, 2009).....	43
Figura 19 - Localização das zonas vulcânicas dos Andes. As setas pretas indicam ângulos de subducção relativamente baixo (extraído de Tilling, 2009).	44
Figura 20 - Mapa de distribuição das principais ocorrências de vulcões máficos monogenéticos na Puna Austral (modificado a partir de Filipovich et al. 2019).....	46
Figura 21 - Morfologia comuns de vulcões monogenéticos presentes na região da Puna: (a) cones de cinza com fluxo de lava associado cobrindo descontínuos depósitos ignimbríticos; (b) aglomerado de vários cones de cinza mostrando um alinhamento (NW-SE); (c) cones de cinzas associados a estruturas freatomagmáticas, fluxos de lava e extensos depósitos de queda; (d) domo de lava associado ao lineamento local; (e) coulée associado a depósitos de queda e uma falha normal NW-SE; (f) vulcão maar parcialmente erodido com extensos depósitos de queda. Escala relativa devido à perspectiva do exagero vertical de 3 (modificado a partir de Haag et al., 2019).....	47
Figura 23 - Exemplos representativos de vulcões monogenéticos na CSZV: (a) cone de cinzas com fluxo de lava, (b) cone de cinza inserido em uma cratera maar, (c) alinhamento de cones de cinzas e (d) domo de lava e maar. Escala relativa devido à perspectiva do exagero vertical de 3. (modificado a partir de Santos et al., 2022).....	50

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação de morfologias vulcânicas baseadas em critérios geomorfológicos (modificado a partir de Thouret, 2004).....	16
--	----

LISTA DE EQUAÇÕES

Eq. (1). Equação de cristalização fracionada (FC) para oligoelementos segundo Neumann et al. (1954).....	11
Eq. (2). Equação de assimilação crustal e cristalização fracionada (AFC) para oligoelementos de De Paolo (1981).....	11

SUMÁRIO

1. Introdução	2
1.1. Objetivos.....	5
1.2. Materiais e métodos.....	6
1.2.1. Revisão Bibliográfica	6
1.2.2. Trabalhos de Campo	6
1.2.3. Etapa de Geoprocessamento para estudo da morfometria e distribuição espacial dos cones monogenéticos	7
1.2.4. Identificação e classificação de morfologias vulcânicas	7
1.2.5. Mapeamento e análise morfométrica.....	7
1.2.6. Análise Espacial	8
1.2.7. Idade Relativa.....	8
1.2.8. Análise morfoestrutural.....	8
1.2.9. Petrografia	9
1.2.10. Litoquímica	10
1.2.11. Geoquímica isotópica.....	12
2. Estado da arte	13
2.1. Introdução ao vulcanismo monogenético.....	13
2.2. Vulcões monogenéticos: conceituação e caracterização.....	19
2.3. Morfologia e morfometria de vulcões monogenéticos máficos.....	23
2.4. Vulcões monogenéticos do tipo cone	26
2.4.1. Cones de escórias (cinder cones)	28
2.4.2. Tuff cones.....	30
2.4.3. Spatter cones.....	32
2.5. Vulcões monogenéticos do tipo cratera	34

2.5.1. Maar	36
2.5.2. Tuff rings.....	39
2.6. Vulcanismo monogenético máfico quaternário dos andes	41
2.6.1. Zona Vulcânica Central - Altiplano Puna	45
2.6.2. Porção Central da Zona Vulcânica Sul (CZVS)	49
3. Resumo dos resultados.....	51
3.1. Identificação e distribuição espacial do vulcanismo monogenético da porção central da Zona Vulcânica Sul dos Andes - CZVS	51
3.2. Evolução Petrogenética dos sistemas vulcânicos monogenéticos na região da Puna: um abordagem de modelagem isotópica e elementar	53
4. Comparação geomorfológica e geoquímica dos campos monogenéticos dos Andes da ZVC e CZVS	56
5. Considerações finais	57
6. Referências bibliográficas	60
7. Apresentação dos artigos científicos.....	81
7.1. Artigo 1.....	81
7.2. Artigo 2.....	128
Anexos	177
Artigo 1	177
Artigo 2	196
Resumos 1.....	202

ESTRUTURA DA TESE

Esta tese de doutorado está estruturada em um artigo publicado e um artigo submetido em periódicos nos estratos Qualis- CAPES A1, conforme as normas estabelecidas pelo Programa de Pós- Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O conteúdo está estruturado em seções principais que abrangem:

TEXTO INTEGRADOR:

Na primeira parte da tese, é apresentado o texto integrador composto pelos seguintes capítulos: introdução; objetivos da pesquisa; os materiais e métodos utilizados; o estado da arte do tema da pesquisa; resumo dos resultados; considerações finais; referências bibliográficas.

O estado da arte aborda os sistemas vulcânicos monogenéticos de uma forma geral, discutindo conceitos, classificações e caracterizações. Este capítulo é complementado por uma contextualização da área de estudo, envolvendo o vulcanismo máfico quaternário dos Andes. O estado da arte está organizado a partir de quatro tópicos principais: i) introdução; ii) vulcões monogenéticos: conceituação e caracterização; iii) morfologia e morfometria de vulcões monogenéticos máficos; iv) vulcanismo monogenético quaternário dos andes; v) breve comparação entre os campos monogenéticos das regiões estudadas; vi) considerações finais.

ARTIGOS

Na segunda parte da tese são apresentados os artigos científicos. Os manuscritos são idênticos aos submetidos. O primeiro artigo intitulado, "*Tectonic controls on geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the Central Southern Volcanic Zone of the Andes (Argentina)*" de Fernanda S. Santos; Carlos A. Sommer; Maurício B. Haag; Walter A. Báez; Alberto T. Caselli; Alejandro D. Báez, foi publicado no periódico *Geomorphology*.

O segundo artigo intitulado, "*Petrogenetic evolution of monogenetic volcanic systems in the Puna region: an isotopic and elemental modeling approach*" de Fernanda S. Santos; Carlos A. Sommer; Maurício B. Haag; Carla J. S. Barreto, foi submetido ao periódico *Geological Journal*.

ANEXOS

Na terceira parte da tese são apresentados anexos com os dados complementares de cada artigo.

1. Introdução

Vulcões máficos monogenéticos são morfologias vulcânicas relacionadas a erupções de curta duração que produzem pequenos volumes de magmas ($< 1 \text{ km}^3$), normalmente de composição basáltica a andesítica (e.g. Wood, 1979; Pérez-López et al., 2011; Németh & Kereszturi, 2015; Smith & Németh, 2017). Estes edifícios vulcânicos têm morfologias variáveis, como cones de escórias, *maar*, *tuff rings*, *tuff cones*, e fluxo de lavas associadas, cuja gênese depende de fatores endógenos e exógenos (Kereszturi & Németh, 2012a; Kervyn et al., 2012; Di Traglia et al., 2014). Os fatores endógenos envolvem a composição do magma, o conteúdo volátil e a taxa de ascensão do magma. Por outro lado, os fatores exógenos estão relacionados com aspectos tectônicos da área, disponibilidade e quantidade de águas superficiais e inclinação do conduto e do terreno. Estes fatores condicionam a variedade de estilos de erupção observados para os vulcões monogenéticos, incluindo atividades explosivas através dos estilos estrombolianos, hawaianos, e hidrovulcânicos, além de regimes efusivos (Kereszturi & Németh, 2012b; Báez et al., 2017).

Os vulcões monogenéticos estão entre as morfologias vulcânicas mais comuns na Terra (Wood, 1979) e estão presentes em quase todos os ambientes tectônicos. Ocorrem frequentemente como vulcões parasitas associados a grandes vulcões poligenéticos, como estrato-vulcões e caldeiras. Outra forma bastante comum de ocorrência é como agregados de dezenas a centenas de cones, formando os campos vulcânicos monogenéticos (Németh, 2010; Németh & Kereszturi, 2015; Smith & Németh, 2017).

Estudos recentes mostraram que a morfologia dos cones monogenéticos e sua distribuição espacial refletem aspectos importantes sobre a dinâmica do campo vulcânico e seus controles, como controle estrutural, estilo de erupção e clima (Bemis & Ferencz, 2017; Haag et al. 2019).

Entre os vários ambientes onde podem ocorrer vulcanismo monogenético, destacam-se duas áreas que são objetos de estudos desta tese, ambas localizadas nos Andes Argentinos, onde ocorrem centenas de cones máficos monogenéticos. Uma área se localiza na região de Zapala-Loncopué, na Província de Neuquén, porção central da Zona

Vulcânica Sul (CZVS). A outra região foco deste estudo é localizada na região sul do Altiplano Puna, Província de Catamarca, na Zona Vulcânica Central (ZVC) (Figura 1).

O vulcanismo na Cordilheira dos Andes resulta da subducção das placas oceânicas de Nazca e Antártica abaixo da América do Sul. Os vulcões ativos ocorrem onde o ângulo de subducção é relativamente íngreme ($> 25^\circ$) e os segmentos do arco ativo são separados por regiões abaixo das quais o ângulo de subducção diminui e se torna relativamente plano ($<10^\circ$) em profundidades > 100 km. Uma relação genética entre a subducção e o vulcanismo é confirmada por estudos geoquímicos que indicam que a geração de magmas andinos é iniciada por desidratação e/ou fusão da litosfera oceânica subductada e interação desses fluidos/melts slabs-derivados com a cunha de manto sobrejacente. A crosta continental é incorporada aos magmas andinos por uma combinação de subducção da crosta no manto da base da cunha e assimilação da crosta nos magmas derivados do manto (Stern, 2004).

De um modo geral, os vulcões máficos monogenéticos das regiões estudadas são vinculados ao Quaternário, com ocorrências menores desde o Mioceno até o recente. A gênese desse magmatismo tem sido vinculada a uma ocorrência provável de uma delaminação litosférica cenozoica tardia (Kay et al. 1994; Whitman et al. 1996). As hipóteses sugeridas para esta delaminação envolvem processos de fusão parcial de um manto astenosférico peridotítico e relativamente homogêneo, que pode ter ascendido de forma adiabática e ter sido responsável pela fusão de uma grande porção da litosfera inferior (Kay et al., 1994; Risse et al., 2013). Por outro lado, há outra linha de pensamento que propõe que a fonte destes magmas máficos esteja relacionada a mecanismos de fusão parcial em pequena escala de blocos litosféricos inferiores heterogêneos de composição piroxenítica. Nesse caso, não seriam necessárias fusões de grandes volumes da litosfera. (Drew et al., 2009; Ducea et al., 2013; Murray et al., 2015). Dessa forma, novos dados petrológicos obtidos em amostras de rochas vinculados ao vulcanismo máfico monogenético podem contribuir para a melhor compreensão dos processos magmáticos predominantes em regiões de arcos vulcânicos e na tectônica global.

A ideia inicial desta tese seria fazer um estudo comparativo, com foco em questões morfológicas, distribuição espacial e petrologia, envolvendo as ocorrências da região Sul do Altiplano Puna, Província de Catamarca, na Zona Vulcânica Central (ZVC). No entanto, entre os anos de 2020 e 2022, a pandemia de COVID que assolou o mundo obrigou a mudança no planejamento, cancelando atividades de campo, coletas de amostras, etc.

Deste modo, a fim de viabilizar o desenvolvimento e a finalização da tese, foi necessária desmembrar a aplicação de técnicas e métodos nas duas áreas estudadas, privilegiando os dados já disponíveis.

Com o objetivo de mapear e classificar os vulcões monogenéticos, o artigo 1 descreve a presença e classificação dos vulcões, que se concentram na CZVS. Destacando sua morfologia e distribuição espacial desses vulcões, que foram utilizadas para compreender a dinâmica de erupção dos campos vulcânicos. Foi aplicado um Sistema de Informação Geográfica (SIG) que combina dados de imagens de satélite e modelos digitais de elevação para estabelecer o primeiro conjunto abrangente de dados de vulcões monogenéticos na CZVS (38° a 40° S), explorando suas dinâmicas de erupção e relação com processos tectônicos e estruturais. Foram identificados 335 vulcões monogenéticos no Campo Vulcânico de Zapala, agrupados em nove clusters e caracterizados principalmente por cones de cinzas (80%) e vulcões freatomagmáticos (20%), sugerindo influência de água externa nas erupções. Os vulcões estão associados a lineamentos locais e regionais, indicando um forte controle estrutural na distribuição dos depósitos.

Com o intuito de compreender os processos magmáticos presentes no Planalto da Puna, o artigo 2 analisa as lavas máficas de duas regiões ativas na Puna. Utilizando dados de campo, análises geoquímicas e isotópicas de Sr-Nd e modelagem petrogenética, o estudo investiga as lavas máficas da região de Antofagasta de La Sierra e Pasto Ventura, dois dos centros mais ativos na região da Puna. A análise geoquímica classifica todas as amostras como basaltos e traquiandesitos. Os resultados da petrografia e modelagem apoiam a cristalização fracionada como um processo importante para o desenvolvimento dessas lavas. A assimilação também foi identificada como um fator importante na evolução das amostras, especialmente em Pasto Ventura. As diferenças composicionais e tendências entre Pasto Ventura e Antofagasta de La Sierra, especialmente nos valores de #MgO e elementos traço, refletem a importância diferencial da assimilação e heterogeneidades da fonte.

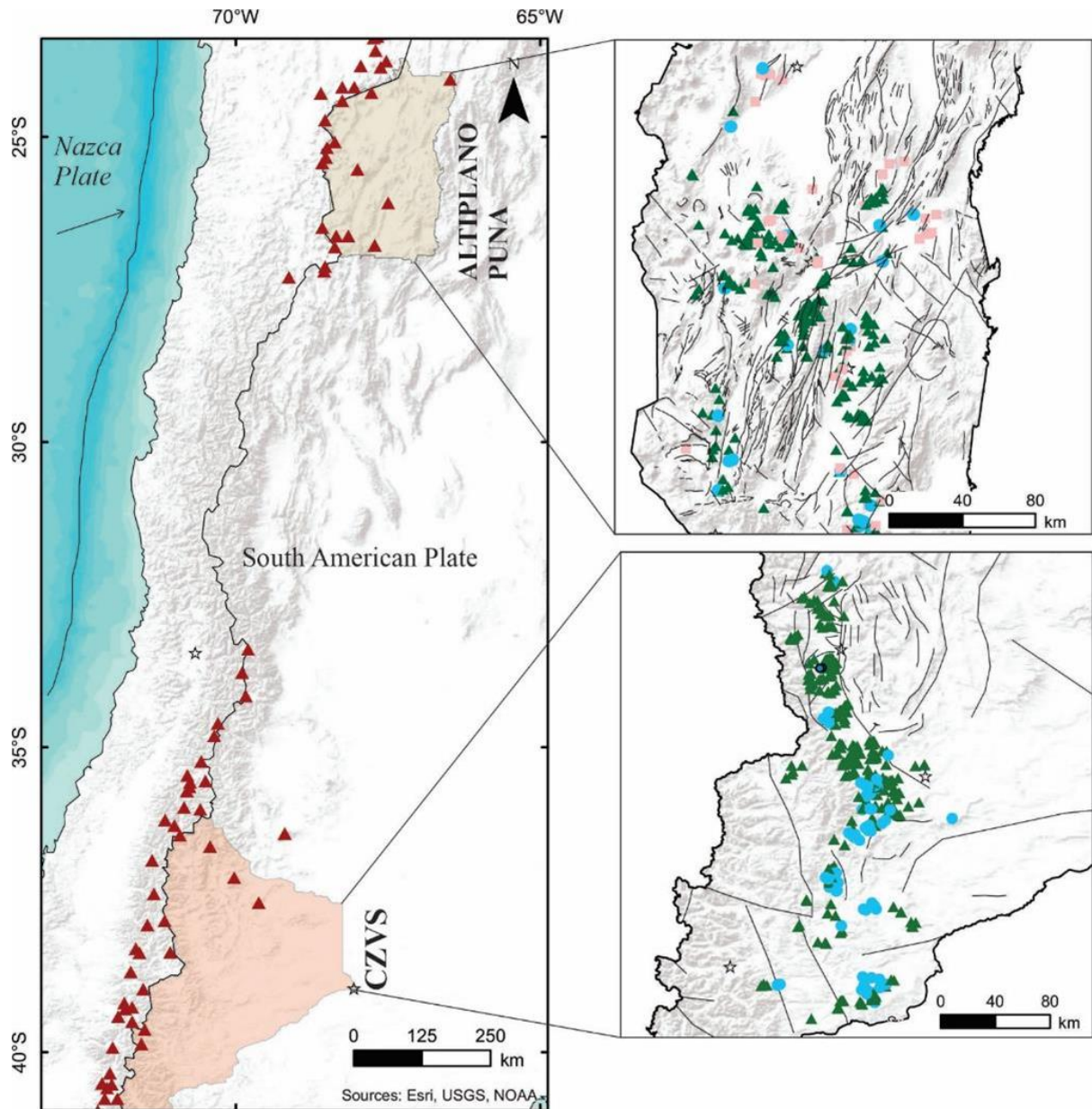


Figura 1 - Mapa geológico simplificado das áreas de estudo, modificado de Melnick and Echtler (2006).

1.1. Objetivos

Este trabalho propõe uma abordagem integrada de diversas técnicas com a finalidade de investigar a morfometria e distribuição espacial dos vulcões monogenéticos da CZVS, na região de Zapala- Loncopué, Província de Neuquén, e o estudo petrogenético

do magmatismo associado ao campo vulcânico monogenético da região de Antofagasta de La Sierra, Puna Austral, Província de Catamarca, ambas as áreas localizadas na Argentina. Os objetivos específicos estão apresentados a seguir:

- i) Análise morfométrica, distribuição espacial e idades relativas através de processamento e interpretação de imagens de satélite e modelos digitais de elevação (SRTM) dos vulcões monogenéticos da CZVS, na região de Zapala- Loncopué- Província de Neuquén.
- ii) Análise faciológica dos produtos vulcânicos ligados aos vulcões monogenéticos da CZVS (e.g. morfologia de lava, litofácies de sequências piroclásticas);
- iii) Petrografia e química mineral com o intuito de identificar e classificar os principais litotipos encontrados nos vulcões monogenéticos da Puna Austral;
- iv) Obtenção de dados de química e rocha: elementos maiores, traços, ETR, geoquímica isotópica utilizando a sistemática, Rb- Sr, Sm- Nd, para os principais litotipos encontrados nos vulcões monogenéticos da Puna Austral;
- v) Análise comparativa do ponto de vista morfométrico, distribuição espacial e petrogenética entre o vulcanismo máfico monogenético da CZVS e Puna Austral.

1.2. Materiais e métodos

Nesta seção, são descritas de maneira sucinta a metodologia que foi utilizada no desenvolvimento da tese. A estratégia utilizada consiste em uma revisão bibliográfica, geoprocessamentos, trabalhos de campo e posteriores análises petrográficas, geoquímica de rocha total, modelagem petrogenética e geologia isotópica, detalhadas a seguir.

1.2.1. Revisão Bibliográfica

O objetivo desta etapa foi consolidar os dados e informações existentes sobre a geologia das sequências vulcânicas da região de Zapala-Loncopué e da região de Antofagasta de La Sierra, reunindo um conjunto de informações sobre os objetivos atingidos e os métodos utilizados ao longo desta tese. Durante esta etapa, foram coletadas informações detalhadas sobre a geologia, petrografia e petrogênese das rochas que definem os campos vulcânicos monogenéticos da CZVS e ZVC.

1.2.2. Trabalhos de Campo

Para elaborar o artigo 2, o grupo de pesquisa realizou atividades de campo em 2016 na região de Antofagasta de La Sierra, Puna Austral. Estas atividades envolveram a

descrição de diversos cones máficos monogenéticos e coleta de amostras, com o intuito de realizar estudos petrográficos e geoquímicos, que integram os objetivos desta tese.

Adicionalmente, novas campanhas foram conduzidas por membros integrantes do grupo de pesquisa, associados às *Universidad Nacional de Salta* (UNSA) e a *Universidad Nacional de Rio Negro* (UNRN) (Argentina). Essas iniciativas possibilitaram o envio de amostras de rocha e lâminas delgadas para estudos petrográficos e análises químicas

1.2.3. Etapa de Geoprocessamento para estudo da morfometria e distribuição espacial dos cones monogenéticos

Esta etapa envolveu vários processamentos que foram utilizados na CZVS, que são detalhados nos tópicos abaixo. Os procedimentos foram executados a partir de 2019 e são a base do primeiro artigo científico da tese.

1.2.4. Identificação e classificação de morfologias vulcânicas

A primeira etapa dessa metodologia envolveu a identificação de centros eruptivos, com base em critérios visuais e geométricos. Vulcões monogenéticos são definidos por formas circulares com relevos positivos (cones de cinza, *spatter cones*, domos de lava e fluxos de lava associados) ou relevos negativos (*tuff rings*, *maars*). De acordo com essas características, foi utilizado o GoogleEarth® para a construção de um banco de dados preliminares. Os alvos foram caracterizados com base na sua geomorfologia e, de acordo com as descrições de Wood (1979) e Kereszturi e Nemeth (2012a), utilizando o ArcMap®, foi criado um banco de dados digital.

1.2.5. Mapeamento e análise morfométrica

O Modelo Digital de Elevação (MDE), criado a partir de dados SRTM, é utilizado para caracterizar os vulcões monogenéticos, visando auxiliar a delimitação dos mesmos e fornecer medidas topográficas. Com base neste MDE, foram derivados vários mapas, incluindo aqueles de inclinação, aspecto, curvatura e contorno, usados no mapeamento e medição de cada relevo vulcânico, assim como nas etapas de análise espacial. Também foi utilizado o mapa geológico digital (shapefiles) da CZVS para coletar informações das unidades geológicas e as principais estruturas da região. A partir da integração dos dados topográficos, de imagens e geológicos, foram mapeados os vulcões monogenéticos e medidas as características marcantes morfométricas: diâmetro (Dm) e profundidade da

cratera (H) para forma de relevos associados à origem freatomagmática; diâmetro basal (W_{co}), diâmetro da cratera (W_{cr}), altura do vulcão (H_c) e inclinação do flanco (θ) para cones de cinzas, comprimento (L_s), e área (A).

1.2.6. Análise Espacial

Posteriormente à classificação e mapeamento dos alvos, foram realizados processamentos usando ferramentas de análise espacial do ArcMap® e empregando um estudo de padrão de pontos (ppa). Este método permite a identificação de densidade de formas de relevo, sua distribuição direcional e padrões espaciais. Os mapas de densidade foram feitos através de densidade do kernel, que possibilita uma visualização mais clara dos clusters e a orientação preferencial dos condutos vulcânicos (Kiyosugi et al., 2012). A análise desses padrões de pontos foi realizada por meio de características de aproximação de vizinhança mais próxima (RNA), que demonstra distâncias entre feições e foi adotada na visualização do grau de agrupamento (Bruno et al., 2004).

1.2.7. Idade Relativa

Foi realizada uma análise relativa da idade dos cones de cinzas com base em padrões morfométricos, como densidade de sulcos, cratera, cone e preservação do fluxo de lava e inclinação do flanco (Fornaciai et al., 2012; Kereszturi & Németh, 2012b). Para esta análise, são utilizadas apenas formas de relevo positivas, com exceção dos fluxos associados. Formas de relevo negativos também não são usados por apresentarem uma resposta mais heterogênea à erosão. Os cones de cinzas foram agrupados em quatro classes, de acordo com a declividade do flanco e estágios de degradação: (I) antigos - formas de relevo bastante erodidas, com cones inteiramente dissecados; (II) maduros - formas de relevo ainda bem erodidas, mas com cones parcialmente dissecados; (III) moderadamente jovem - para alvos com crateras bem definidas e algumas ravinas; (IV) jovem - formas de relevo com nenhum ravinamento e crateras e porções basais muito bem definidas. Com base nesta classificação, foram construídos mapas regionais para cada classe etária relativa.

1.2.8. Análise morfoestrutural

Para a avaliação da relação entre as estruturas regionais e os vulcões monogenéticos, foram observados o alinhamento dos condutos e o alongamento basal e

das crateras (e) dos vulcões monogenéticos, conforme as recomendações de Le Corvec et al. (2013) e Paulsen & Wilson (2010). Esta abordagem é válida apenas para edifícios vulcânicos bem preservados situados em áreas relativamente planas. Baseia-se na premissa de que a orientação dos diques de alimentação seria coincidente com o estado de stress da região no momento de seu emplacement, ou seja, seria perpendicular à menor tensão principal (σ_3), conforme descrito na figura 2. Exceções a essa condição podem ocorrer quando diques seguem falhas pré-existentes (Le Corvec et al, 2013).

Seguindo o modelo de estado de stress, três condições para a intrusão de dique seriam possíveis (Fig. 2): em ambientes extensivos, o stress principal máximo (σ_1) é vertical, e os diques verticais serão formados paralelamente a σ_1 , alimentando na superfície cones de cinza ou fluxo de lavas; sob regimes compressoriais, σ_3 é vertical, e os diques tendem a se propagar na horizontal, formando soleiras e impedindo a ocorrência de vulcões alinhados; em sistemas do tipo *strike-slip*, a tensão principal intermediária (σ_2) é vertical e, novamente, diques verticais podem alimentar os vulcões monogenéticos e desencadear sua orientação em superfície.

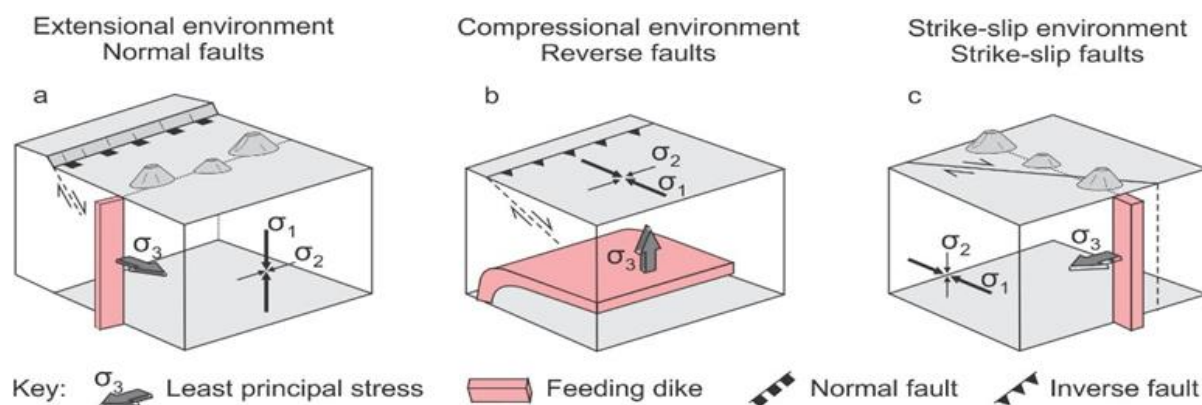


Figura 2 - Possível correlação entre os condutos vulcânicos e o cenário estrutural da área. Adaptado de Le Corvec et al. (2013) e Paulsen e Wilson (2010).

1.2.9. Petrografia

Para o artigo 2 a análise petrográfica consistiu em descrições macroscópicas e microscópicas convencionais, servindo para o reconhecimento complementar dos principais litotipos de rochas vulcânicas dos campos vulcânicos de Antofagasta de La Sierra e Pasto Ventura. Os objetivos das análises petrográficas foram de elucidar as principais características mineralógicas, texturais e estruturais das diferentes rochas. A identificação e a descrição dessas características permitiram reunir dados que fomentam o

reconhecimento dos processos vulcânicos e a construção de hipóteses sobre o estilo do vulcanismo. Além disso, esses estudos também foram utilizados na visualização de feições que auxiliaram na evolução petrogenética. Nesta etapa, foram obtidas as fotomicrografias das amostras mais representativas, destacando os vários tipos de textura e ocorrência mineralógica. A etapa de preparação de amostras e laminação das lâminas delgadas foi executada pelos laboratórios vinculados às Universidades Argentinas (UNSA E UNRN).

1.2.10. Litoquímica

Análises de geoquímica de rocha total foram utilizadas no artigo 2 da presente tese. Para o artigo 2, os dados foram obtidos junto a laboratórios com excelente precisão analítica e credibilidade internacional, como ACME ou ACTLAB. A primeira etapa da preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências. As amostras foram quebradas em tamanhos de 10x10x10cm aproximadamente. A partir daí, foi utilizada uma prensa hidráulica para fragmentar as amostras em pedaços menores. Após isso, estes fragmentos foram reduzidos mais uma vez com o auxílio do almofariz (gral) de ágata com pistilo. Posteriormente, a amostra foi quarteada e encaminhada para a pulverização em um pulverizador (moinho) de bolas de ágata, permitindo assim a obtenção de frações inferiores a 200 mesh, estando apta a análises químicas nos equipamentos adequados, descritos a seguir. Nesta etapa, tomou-se cuidado na limpeza dos equipamentos após a preparação de cada amostra, devido ao alto risco de contaminação.

As análises geoquímicas feitas nos laboratórios utilizam Espectrometria de Emissão de Plasma (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometer - ICP-ES*) para os elementos maiores, com limite de detecção de 0,01%, e para Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr, com limite de detecção de 1 a 5 ppm. Para os demais elementos traços e elementos terras raras, foi utilizado a técnica Espectrometria de Emissão de Plasma com Espectrometria de Massa (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer - ICP-MS*) com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm. Os resultados dessa análise foram processados e interpretados utilizando o *software* GCDKit (versão 4.1 *Geochemical Data Toolkit for Windows*) e Microsoft Excel, que permitiu o tratamento estatístico dos dados geoquímicos e a construção dos diversos diagramas utilizados no artigo 2.

Para a modelagem petrogenética, utilizou-se o *software* Petrogram (Gündüz, et al., 2021) e Petrograph 2 beta (Petrelli et al., 2005). O programa se baseia no princípio da

subtração de fases, semelhante ao problema de subtração idealizado por Stormer & Nicholls (1978). O método utilizado no programa segue uma abordagem convencional de balanço de massas, combinada com o uso do método de mínimos quadrados, onde a partir de um líquido parental e um líquido final pré-estabelecidos, é calculada a proporção provável mais adequada de cada fase mineral conhecida a ser subtraída do líquido inicial, bem como a quantidade de fracionamento necessária para atingir a composição final do líquido.

Para validar os resultados do balanço de massa dos elementos maiores, foi realizado um estudo de modelagem dos elementos traços utilizando os softwares FC-AFC-FCA e *Mixing modeler* e *Petrograph*. Esses softwares utilizam às equações matemáticas desenvolvidas por Neumann et al., (1954) para calcular a cristalização fracionada (FC), conforme a equação 1, e por De Paolo (1981) para elaborar modelos que descrevam os processos de assimilação crustal que ocorrem em conjunto com a cristalização fracionada (*assimilation and fractional crystallization- AFC*), conforme a equação 2.

$$C_L = C_0 F^{(D-1)} \quad (1)$$

Onde: C_L = concentração do elemento traço no líquido

C_0 = concentração inicial do elemento traço

D = coeficiente de distribuição global

F = fração de líquido restante

Eq. (1). Equação de cristalização fracionada (FC) para oligoelementos segundo Neumann et al. (1954).

$$C_L = C_0 \left[f' + \frac{r}{(r-1+D)} \cdot \frac{C_A}{C_0} \cdot (1 - f') \right] f' = F^{-(r+D-1)/(r-1)} \quad (2)$$

Onde: C_L : concentração do elemento traço no líquido

C_0 = concentração inicial do elemento traço

C_A = concentração de oligoelementos na rocha assimilada

D = coeficiente de distribuição global

F - fração do líquido restante

r = razão de assimilação/ cristalização fracionada

Eq. (2). Equação de assimilação crustal e cristalização fracionada (AFC) para oligoelementos de De Paolo (1981).

1.2.11. Geoquímica isotópica

A investigação das razões isotópicas, utilizando a sistemática Rb/Sr, e Sm/ Nd, foi usada no estudo da gênese do vulcanismo máfico monogenético da área estudada, em busca de uma compreensão de suas fontes magmáticas e discussões petrogenéticas (Artigo 2). Os estudos isotópicos foram realizados no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará, utilizando um *Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS)* modelo *VG Sector 54*.

Um total de 8 amostras foram submetidas a estudos isotópicos. Dessas, duas amostras originam-se do Vulcão Alumbreira, duas do Vulcão De La Laguna, ambos situados na região de Antofagasta de La Sierra, e as outras quatro foram provenientes da região de Pasto Ventura.

Os dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd foram obtidos por meio da moagem da rocha total em gral de ágata, visando uma fração < 200 mesh. Posteriormente, as amostras foram pesadas, adicionadas a traçadores (spikes) mistos $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$ e dissolvidas em misturas de HF e HNO₃. Após concentração e uso de soluções de HCl 6N, o processo foi realizado em frascos de teflon (Savillex) de 7 mL, aquecidos em chapa quente a 40°C por sete dias. Durante esse período, procedimentos regulares de agitação foram realizados para minimizar possíveis problemas de dissolução e garantir a homogeneização entre as amostras e os spikes.

Após a conclusão da dissolução, as amostras foram secas e redissolvidas em HCl 2,5N. A separação de Rb, Sr e ETR foi conduzida usando colunas preenchidas com resina de troca catiônica Dowex AG-50-X8 (200-400 mesh), utilizando HCl 2,5N para Rb e Sr, e HCl 6N para os ETR. A separação de Nd e Sm dos demais ETR ocorreu por meio de colunas de troca utilizando resina HDEHP LN (50-100mm) com HCl 0,18N para Nd e HCl 0,5N para Sm.

As razões isotópicas foram analisadas no modo *static multi-coletor*, utilizando coletores Faraday. Os elementos Rb, Sr e Sm foram secos e depositados em filamentos simples de Re, enquanto os isótopos de Nd foram depositados em filamentos triplos de Ta-Re-Ta. Rb foi seco e depositado com auxílio de HNO₃, enquanto Sr, Sm e Nd foram

depositados utilizando H_3PO_4 . Além disso, o elemento Rb também foi depositado com sílica gel.

As medições dos padrões NIST apresentaram os seguintes resultados: NBS 987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71026 \pm 0,000011$; 1σ ; $n = 100$), com as razões isotópicas normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$; La Jolla ($0,511848 \pm 0,000021$; 1σ ; $n = 100$), normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Os valores de brancos totais para Rb e Sm foram < 500 pg, para Sr < 60 pg, e para Nd < 150 pg. Os erros analíticos típicos para $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foram iguais ou melhores do que 0,1%.

Por fim, as idades do modelo Nd foram calculadas utilizando o método de De Paolo (1981), levando em conta as constantes de Steiger e Jäger (1977) e Wasserburg et al. (1981). As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram ajustadas usando um modelo de manto empobrecido Sm-Nd (Nd-TDM) com 7 Ma, conforme as datas de cristalização $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ disponíveis nas amostras de lava estudadas (Risse et al., 2008).

2. Estado da arte

2.1. Introdução ao vulcanismo monogenético

Um vulcão é considerado o lugar sobre a superfície terrestre onde é emitido o material magmático: lava, piroclastos e/ou vapores e gases. Por outro lado, são muito complexas e variáveis as morfologias e dimensões associadas aos sistemas vulcânicos, desde pequenos cones de escórias, até grandes platôs ignimbríticos, associados a Grandes Províncias Ígneas (Fig. 3). As características de uma morfologia vulcânica refletem a composição do magma e as propriedades intrínsecas que controlam o caráter da erupção: ambiente tectônico, gênese e transporte de magma, natureza da litosfera, processos de diferenciação, natureza do conduto, além de outros fatores pós-erupção, como os processos erosivos (De Silva & Lindsay, 2015; Kereszturi & Neméth, 2012a; Neméth & Kereszturi, 2015). A composição química, juntamente com o grau de cristalização, são um dos fatores principais que controlam a viscosidade dos magmas, os estilos eruptivos e o volume, que pode estar principalmente relacionado a produção e longevidade do reservatório magmático.

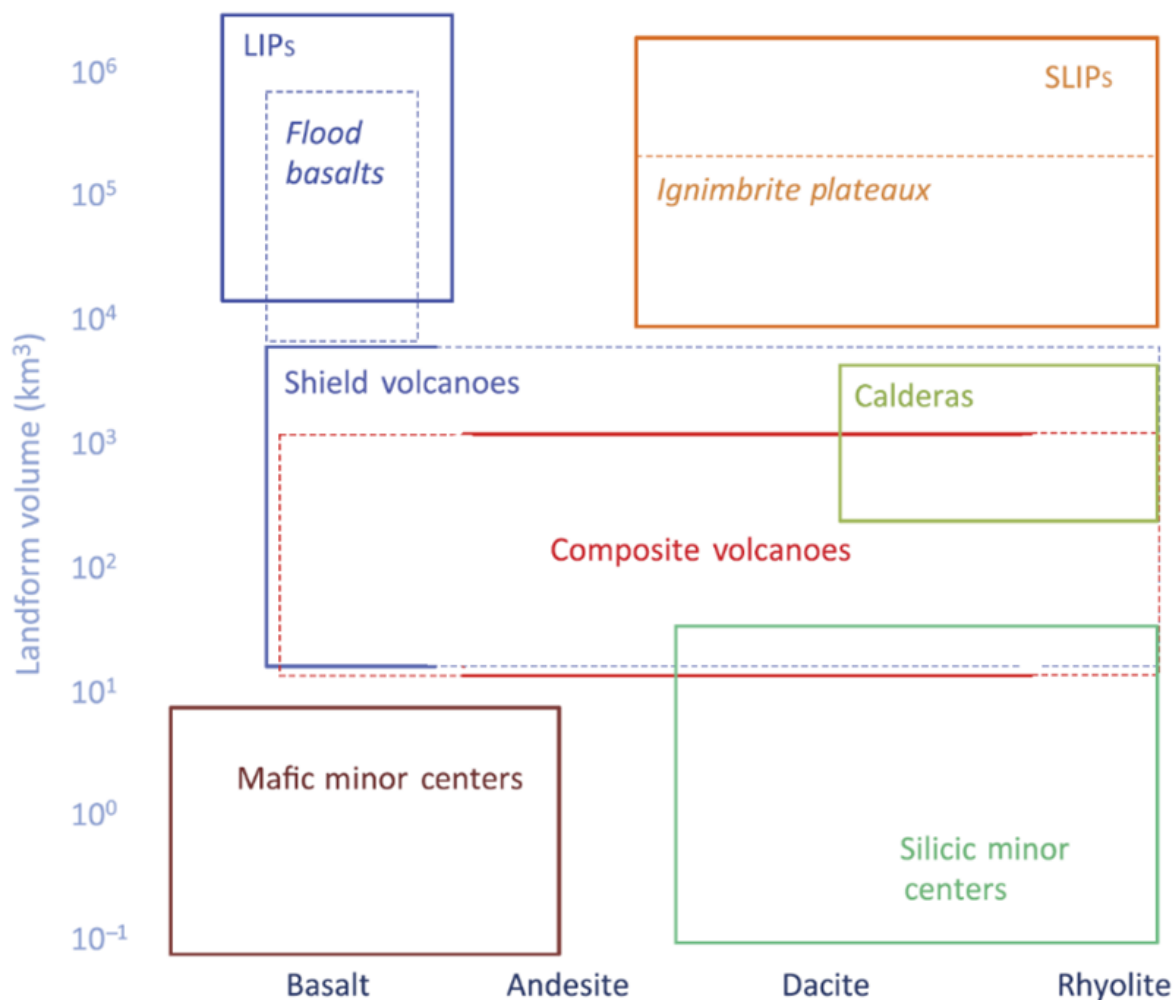


Figura 3 - Posicionamento geral das principais morfologias vulcânicas em função do volume e composição. Linhas sólidas: variação composição e volume típicos; linhas tracejadas: composições e volumes subordinados (modificado de De Silva & Lindsay, 2015).

Várias classificações têm sido propostas para os tipos de vulcões ou morfologias vulcânicas, baseados em aspectos geomorfológicos e/ou genéticos. Segundo Francis (1993), a variação química e o conteúdo de voláteis de um magma são as causas principais da diversidade das atividades vulcânicas e suas morfologias, que seguem o seguinte desencadeamento: i) a temperatura do magma é controlada por sua composição química; ii) a temperatura, o conteúdo de voláteis e o grau de polimerização controla a viscosidade de um magma; iii) a viscosidade e o conteúdo de voláteis controlam a capacidade de vesiculação e desgaseificação; iv) a desgaseificação é o principal fator relacionado ao grau de explosividade de uma erupção; v) a geração de produtos piroclásticos ou efusivos é controlada por este grau de explosividade. Com base nessas premissas, Bloom (1998) propôs um esquema de classificação genética, conforme apresentado na figura 4.

Volcanic Rock	Quality of Magma	Type of Activity	Quantity of Eruptive Material			
			Small	←	→	Great
Basalt	Fluid, very hot, basic	Effusive	Lava flows	Exogenous domes	Basalt plateaus and shield volcanoes	
					Icelandic	Hawaiian
Andesite	Increasing viscosity, water and gas content, and silica percentage	Mixed	Scoria cones with large craters and flows	Composite cones (Strato-volcanoes)	Volcanic fields with multiple cones	
			Tuff rings, tephra cones, and thick flows			
Dacite	Viscous, relatively cool, acidic	Explosive	Endogenous domes (plug domes, flows; tholoids, spines)	Ruptured endogenous domes with thick lava flows (coulees)		
Rhyolite			Extremely viscous, abundant crystals	Explosive, mostly gas	Maars with tephra	Maars with ramparts
	Gas maars	Explosion craters			Resurgent calderas	

Figura 4 - Esquema proposto para a classificação das morfologias vulcânicas, modificada de Bloom (1998) e Rittman (1962).

Classificações com viés geomorfológico têm sido propostos por alguns pesquisadores, destacando-se o trabalho de Thouret (2004), que agrupou as morfologias vulcânicas nas seguintes classes geomorfológicas (Tab. 1): a) vulcanismo monogenético em colinas e pequenas montanhas; b) vulcanismo composto em médias e altas montanhas; c) planaltos com relevo dissecado; d) caldeiras; e) morfologias originadas a partir combinação entre processos eruptivos e erosivos em montanhas vulcânicas; f) morfologias resultantes de processos de denudação ou inversão de relevo.

Tabela 1 - Classificação de morfologias vulcânicas baseadas em critérios geomorfológicos (modificado a partir de Thouret, 2004).

<p>Pequenas montanhas, colinas – vulcanismo monogenético</p> <ul style="list-style-type: none"> (1) morfologias piroclásticas: cones de cinza ou escória; <i>tuff cones</i>, <i>tuff rings</i>, <i>maares</i> e diatremas (2) morfologias efusivas: domos endógenos e exógenos, crateras alinhadas e condutos fissurais (3) morfologias mistas de vulcões intra ou subglaciais: <i>Tuya</i> (montanha de topo plano, mesas) e <i>Mobergs</i> (4) morfologias submarinas: montes submarinos e <i>guyots</i>
<p>Médias e altas montanhas - Vulcanismo</p> <p>Estratovulcões: cone simples com cratera no topo; cone composto com marca de colapso (anfiteatro do topo), cone composto com uma caldeira ou <i>somma</i></p> <ul style="list-style-type: none"> (1) Estratovulcões: cone simples com cratera no topo; cone composto com marca de colapso (anfiteatro do topo), cone composto com uma caldeira ou <i>somma</i> (2) Cones gêmeos: compostos ou múltiplos cones com topo alongado; aglomerado de cones (3) Vulcões em escudo; flancos com baixa declividade e caldeira na região do topo: vulcão escudo tipo Havaiano e domos; vulcão escudo tipo Galápagos e Islândia
<p>Planaltos elevados com relevo dissecado</p> <ul style="list-style-type: none"> (1) Basaltos de platô continental (2) Platôs ignimbríticos dissecados (3) Centros alimentação múltiplos sem conduto central de composição intermediária/félsica: centros riolíticos; campos de lava vulcânica félsica com vários domos e caldeiras
<p>Caldeiras em estratovulcões ou em embasamento soerguido</p> <ul style="list-style-type: none"> (1) Colapso e explosão da cratera - <i>somma</i> (2) Colapso do vulcão escudo havaiano (3) Colapso do embasamento: caldeira e domo ressurgente

(4) Caldeiras muito grandes e complexas

Morfologias resultantes da combinação de processos eruptivos e/ou erosivos

- (1) Caldeiras em forma de ferradura, formadas por avalanche em um dos flancos vulcânicos, por falhamentos ou origem magmática (e.g. Bezymianny), gravitacional (e.g. Fugendake) ou mista (e.g. Monte Bandai)
- (2) Caldeiras erosivas em forma de anfiteatro (e.g. Haleakala, Maui)

Morfologias resultantes da denudação e inversão do relevo

- (1) Cone erodido; morfologias com formas invertidas em pequena escala: *necks, culots*
- (2) Cone muito erodido e fluxo de lava invertido
- (3) Raízes de montanhas vulcânicas muito antigas: *cauldron* dissecado

Classificações aplicadas às morfologias vulcânicas primárias (não afetadas por processos erosivos) foram propostas recentemente e baseadas principalmente no volume acumulado a partir de uma erupção efusiva e/ou explosiva, independentemente da continuidade da erupção e das variedades composicionais observadas (e.g. De Silva & Lindsay, 2015; Neméth & Kereszturi, 2015). Deste modo, as morfologias podem ser agrupadas em dois grupos principais: i) vulcões monogenéticos: - vulcanismo máfico: cones de escórias, *spatter cones, tuff cones, tuff rings, maars*; - vulcanismo félsico: domos e *coulées*; ii) poligenéticos: vulcões em escudo, vulcões compostos (estratocones), caldeiras. A figura 5 mostra de maneira esquemática uma classificação simplificada e amplamente utilizada para caracterizar as principais morfologias vulcânicas.

Globalmente, as características de relevo vulcânico mais evidentes estão associadas a ambientes onde o vulcanismo ocorre de maneira interconectada em termos magmáticos, espaciais e temporais, como campos vulcânicos, arcos vulcânicos e grandes províncias ígneas. Nessas regiões, é possível encontrar uma variedade de morfologias vulcânicas, tanto poligenéticas quanto monogenéticas, independentemente do ambiente tectônico. Isso oferece fortes indícios de controles primários universais sobre a natureza das formas de relevo vulcânico na Terra.

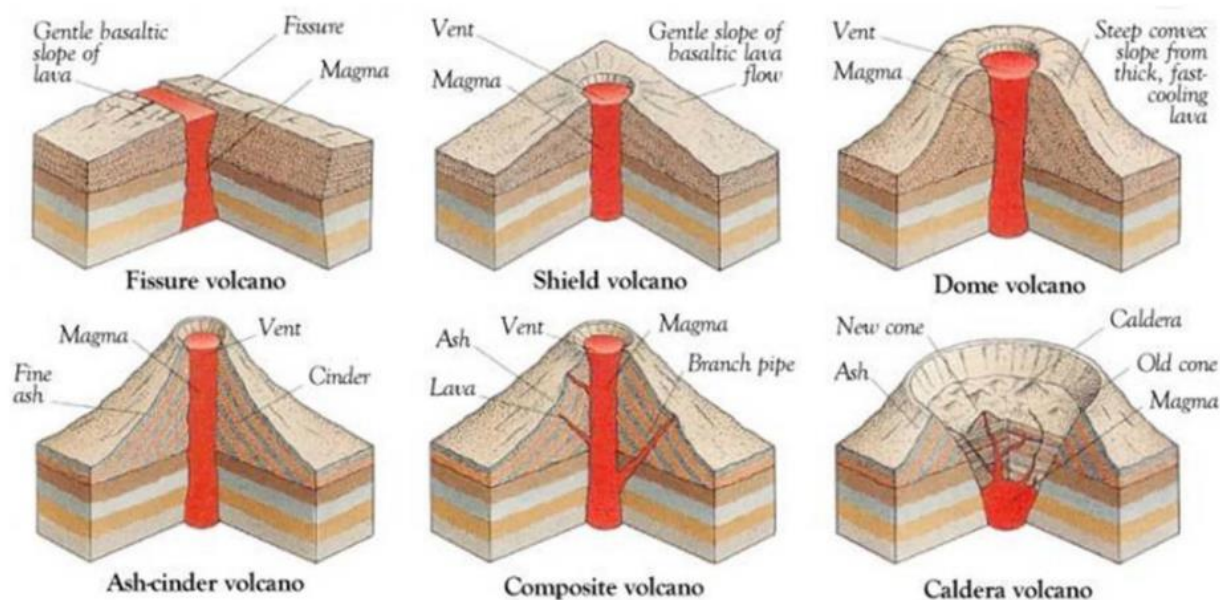


Figura 5 - Principais tipos de morfologias vulcânicas.

Os sistemas vulcânicos de pequena escala são os mais comuns na superfície da Terra e ocorrem em todos os principais ambientes tectônicos, incluindo zonas de subducção e zonas de *rift* continental. Dessa forma, os vulcões monogenéticos estão entre as morfologias vulcânicas mais comuns, podendo ocorrer de forma isolada, associada a campos de vulcões monogenéticos e, como forma parasita (ou satélite), em vulcões poligenéticos e de maiores dimensões, como os vulcões compostos e as caldeiras (Wood, 1979; Kereszturi & Nemeth 2012a; Fornaciai *et al.*, 2012; Uslular *et al.*, 2015).

A gênese dos vulcões monogenéticos geralmente está associada a atividades vulcânicas de baixa intensidade, que entram em erupção apenas uma vez durante um período específico (horas, semanas, meses, anos, ou, raramente, décadas). Não há evidências claras de uma interrupção temporal na atividade eruptiva (Pérez- López *et al.*, 2011; Smith & Neméth, 2017).

Os vulcões monogenéticos podem ser classificados de acordo com a morfologia do edifício, cuja construção depende de fatores endógenos (composição do magma, conteúdo de voláteis, taxa de ascensão) e fatores exógenos (contexto estrutural e tectônico, interação com águas superficiais, declive do terreno e direção/ intensidade dos ventos) (Kereszturi & Németh, 2012a; Kervyn *et al.*, 2012, Di Traglia *et al.*, 2014). Devido a essas variáveis, diversos estilos de erupção (explosivos e efusivos) podem ocorrer associados a esses vulcões, como havaino, estromboliano e hidrovulcânico (Kereszturi & Németh, 2012b; Baéz *et al.*, 2016).

O vulcanismo monogenético produz uma ampla variedade de estilos eruptivos, características litológicas e arquiteturas geomórficas. Com base na proporção de magma/voláteis, estilos de erupção predominantes e morfotipos comuns, as principais morfologias relacionadas a este vulcanismo são: *spatter cones*, *tuff cones*, cones de escórias, *tuff rings* e *maars* (*maar-diatremes*).

Pesquisas focadas na compreensão da complexidade de campos vulcânicos monogenéticos tornaram-se muito comuns, demonstrando a variação espaço-temporal e as diferentes manifestações de estilos eruptivos associados ao vulcanismo monogenético (Sohn, 1996; Houghton & Gonnermaan 2008; Bolós *et al.*, 2014).

O termo “monogenético” tornou-se um termo importante para descrever sistemas vulcânicos de pequena escala, embora não seja universalmente aceito. Esse tipo de vulcanismo tem recebido muita atenção nos últimos anos devido à sua pequena escala, preservando características petrológicas únicas e fornecendo informações sobre a formação de seus magmas, graças aos detalhes de seus processos vulcânicos.

2.2. Vulcões monogenéticos: conceituação e caracterização

Vulcões monogenéticos eram caracterizados de uma maneira simplista, levando em conta fatores como pequeno volume eruptivo, baixa diversidade dos produtos originados e longevidade (Walker 1993). Com base nessas premissas, foram propostas, algumas definições, destacando-se a feita por Takada (1994), que modificou sugestões feitas por MacDonald (1972) e Williams & McBirney (1979). Nessa perspectiva, vulcões monogenéticos seriam sistemas que entrariam em erupção apenas uma vez durante um breve período de tempo.

Seguindo esta mesma linha de pensamento, Walker (2000) caracteriza o vulcanismo monogenético como aquele formado por um volume de magma muito pequeno ou episódico, favorecendo o fechamento dos condutos e inviabilizando novos suprimentos de magmas. De forma concisa, o autor define vulcão monogenético como aquele sistema que entra em erupção somente uma vez.

No entanto, ao analisar características comuns nas ocorrências de vulcões monogenéticos, percebe-se que essas definições abrangem apenas a natureza pontual desses vulcões, deixando lacunas na terminologia. Como exemplo, ao analisar os depósitos efusivos e piroclásticos originados a partir de alguns vulcões monogenéticos, tanto em campos vulcânicos jovens como antigos, constata-se que um edifício vulcânico desta

natureza pode ser formado a partir de vários ciclos eruptivos. Cada ciclo pode refletir diferentes pulsos ocasionados por pequenas variações no fornecimento de magma, além de influências externas advindas da interação do magma com a superfície ou o substrato encaixante. Assim, um pulso eruptivo pode durar segundos a minutos, enquanto um ciclo pode ter duração de horas a dias, formando numerosos pulsos eruptivos que podem alternar entre atividades explosivas e efusivas (Fisher & Schmincke 1984).

Obviamente, devido a sua natureza, a definição de vulcão monogenético também está vinculada ao seu tamanho. Esses sistemas são caracterizados como “vulcões de pequeno volume” (Valentine & Gregg 2008) ou, simplesmente, pequenos vulcões (e.g. White & Ross 2011).

Estudos realizados por Neméth & Kereszturi (2015) sugerem uma nova conceituação para vulcão monogenético, principalmente de composição máfica. Segundo estes autores, esta morfologia pode ser caracterizada como “um edifício vulcânico com pequeno volume cumulativo ($\leq 1 \text{ km}^3$), construído através de pequenas erupções contínuas ou descontínuas, em um curto espaço de tempo (normalmente ≤ 10 anos) e alimentados por um ou vários fornecimentos de magma, realizados através de um sistema de diques alimentadores simples e próximos, sem associação com câmaras magmáticas bem desenvolvidas.”

Esta definição, baseada em volumes e sem levar em consideração a complexidade da evolução dos processos físico-químicos, é importante para a distinção entre vulcões monogenéticos e poligenéticos. Isso demonstra que uma sucessão vulcânica formada a partir de dois pulsos de pequeno volume de magma, em um curto intervalo tanto temporal como espacialmente, ainda pode ser definido como vulcão monogenético, ao invés do uso do termo pequeno vulcão poligenético (Neméth & Kereszturi 2015).

O pequeno volume de magma e a quantidade de condutos são características fundamentais para separar, algumas vezes, um vulcão monogenético complexo de um vulcão poligenético, onde os episódios eruptivos possam ser semelhantes. No vulcanismo poligenético, a escala de tempo é muito mais longa (milhares a milhões de anos) e o volume é maior ($\geq 5 \text{ km}^3$), tanto em termos de magma extravasado, quanto em volume agregado ao edifício vulcânico. No entanto, esta classificação deve ser adaptável, levando em conta as características físicas dos vulcões formados em diferentes sistemas magmáticos e com cenários geodinâmicos e tectônicos diversos (Neméth & Kereszturi 2015). Um bom exemplo para esta afirmação pode ser observado no campo vulcânico de Auckland, Nova Zelândia (Kereszturi *et al.*, 2013), onde pequenos vulcões máficos, mesmo com volumes individuais

de $< 1\text{km}^3$ e ocorrendo espacial e temporalmente muito próximos, podem ser considerados como monogenéticos.

Arelada a estas características que envolvem o volume e a duração da atividade vulcânica, superficialmente utilizadas para diferenciar vulcões monogenéticos de poligenéticos, está o sistema de alimentação magmática associado. No vulcanismo monogenético, o magma atinge a superfície rapidamente, por meio de sistemas de condutos simples, tendo pouca relação com as rochas crustais encaixantes. Por outro lado, o sistema de geração e alimentação associados ao vulcanismo poligenético envolve o desenvolvimento de câmaras magmáticas, com interações com rochas crustais e evolução por meio de fracionamento mineral e mistura de magmas.

Este contraste nos estilos de geração e alimentação demonstra que os magmas de sistemas monogenéticos são relativamente mais primitivos, o que reflete sua ligação com suas fontes mantélicas (McGee & Smith 2016). Desta maneira, o vulcanismo máfico monogenético também pode ser caracterizado por ser gerado a partir de um pulso magmático, cuja geração é normalmente relacionada a um evento de fusão mantélica simples e de composição química definida. Conseqüentemente, as sequências eruptivas originadas a partir deste vulcanismo podem apresentar pequenas variações composicionais cogenéticas e serem interpretadas como produtos de evolução magmática a partir de um único lote de magma (Smith & Neméth, 2017).

Outra questão que envolve a discussão entre sistemas vulcânicos monogenéticos e poligênicos está relacionada com o número de condutos e sua posição relativa. Sabe-se que há um grande número de complexos vulcânicos que estiveram ativos por dezenas de milhares de anos, posicionados acima de sistemas de alimentação e zonas de armazenamento de magma relativamente estáveis. Esses complexos vulcânicos foram formados pela sobreposição e acúmulo de depósitos piroclásticos originados a partir de erupções de pequenos volumes e estreitamente espaçadas, associadas a sistemas de condutos bem definidos, sendo por isso considerados monogenéticos (Fig. 6a) (e.g. Complexo Vulcânico de Tongariro (TVC) na Nova Zelândia (Cole *et al.*, 1986; Hobden *et al.*, 1996, 1999; Nakagawa *et al.*, 1998).

Por outro lado, neste mesmo complexo, há exemplos clássicos de um vulcão poligenético composto, como é o caso do vulcão Ruapehúe (Pardo *et al.*, 2012). Este vulcão é caracterizado por estar vinculado a um conduto central relativamente estável, com

pequenas mudanças de posição ao longo do tempo e uma atividade de longa duração (Fig. 4b) (Gamble *et al.*, 2003).

Portanto, nota-se, pelo exemplo apresentado acima que, algumas vezes, é bastante complexa a definição do tipo de vulcanismo. No caso do TVC, observa-se um caráter transicional de um vulcão poligênico *strictu sensu* para um complexo vulcânico composto de pequeno a moderado volume. Como a história eruptiva dos vulcões individuais é longa e a fonte de magma estável, o TVC apresenta um grupo de vulcões individuais de pequeno a médio volume, podendo ser considerados monogenéticos (Neméth & Kereszturi 2015).

Outros exemplos ilustrando a complexidade apresentada acima podem ser observados na maioria dos vulcões tipicamente poligenéticos, com longa história eruptiva, alimentados por condutos transportando magma de reservatórios rasos. Nestes sistemas, é comum a presença de pequenos vulcões nos flancos e próximos ao edifício central, conhecidos como satélites ou parasitas (*e.g.* Lamongan, Java – Carn, 2000). Normalmente, estes pequenos vulcões atendem todos os quesitos para serem classificados como monogenéticos, independentemente de estarem relacionados aos condutos e reservatórios rasos responsáveis pela construção do sistema poligenético ou não.

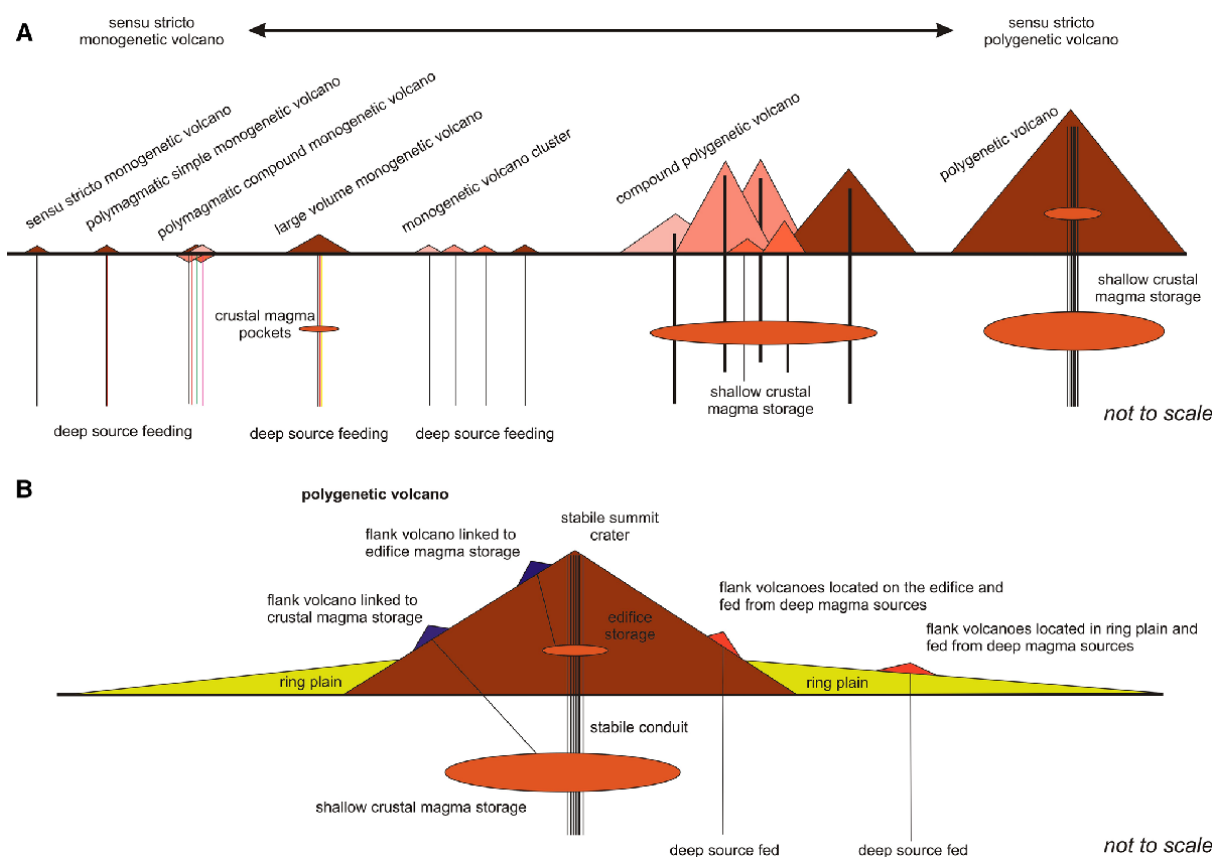


Figura 6 - Ilustração da ligação teórica entre vulcões monogenéticos e poligenéticos (a) e a relação potencial entre vulcões poligenéticos centrais de grande volume e vulcões parasitas de pequeno volume comumente inferidos como vulcões monogenéticos (b) (modificado a partir de Neméth & Kereszturi, 2015).

2.3. Morfologia e morfometria de vulcões monogenéticos máficos

Os estilos de erupção e os processos deposicionais são fatores importantes na evolução morfológica de um vulcão monogenético (Wood, 1980). As medidas morfométricas em vulcões monogenéticos começaram a ser aplicadas a partir dos trabalhos de Colton (1937) que percebeu que havia uma mudança sistemática na morfologia dos edifícios vulcânicos ao longo do tempo, provavelmente por processos erosivos.

A morfometria vulcânica é uma ferramenta que fornece medições precisas para estudos de erupções, baseadas na morfologia do edifício vulcânico. Esta técnica possibilita cálculos de volume de produtos vulcânicos acumulados, além das características de inclinação e orientação dos terrenos vulcânicos (Rodríguez-Gonzales *et al.*, 2009). As mudanças que ocorrem na morfologia e nas taxas de erupção facilitam o entendimento do padrão eruptivo e da dinâmica do magma, além de auxiliar na previsão de futuras erupções, fornecendo informações importantes para o risco vulcânico que podem prever possíveis

perigos para a sociedade (Murray & Stevens, 2000; Pareschi *et al.*, 2000; Mazzarini *et al.*, 2005; Harris *et al.*, 2007a).

Estudos morfométricos para ambientes vulcânicos, baseados em métodos derivados de fórmulas geométricas, já foram aplicados por vários autores (*e.g.* Settle, 1979; Wood, 1979; Wood, 1980; Tibaldi, 1995; Hooper & Sheridan, 1998; Haag *et al.*, 2019). Os parâmetros morfométricos possuem a vantagem de serem medidos após uma erupção, sem a necessidade de se conhecer sua duração, velocidade de fluxo de lava e taxas de efusão. Logo, modelos morfométricos podem ser utilizados tanto para o vulcanismo antigo como o recente (Rodriguez- Gonzalez, *et al.*, 2012).

A morfologia dos cones monogenéticos e sua distribuição espacial refletem parâmetros importantes sobre a dinâmica do campo vulcânico e seus controles tectônicos (Bemis & Ferencz, 2017). Os estudos morfométricos de vulcões monogenéticos em campos vulcânicos e de vulcões poligenéticos têm uma aplicação variável na vulcanologia, destacando-se: caracterização da evolução de longo e curto prazo dos sistemas magmáticos (Bacon, 1982; Valentine, 2007b; Kereszturi *et al.*, 2011); entendimento dos mecanismos relacionados aos processos de erupção (Wood, 1980; Riedel, *et al.*, 2003; McGetchin, 1974; Bemís, *et al.*, 2011); influências tectônicas no crescimento do edifício (Tibaldi, 1995; Corazzato & Tibaldi, 2006; Tibaldi, 2003); datar formas de relevo cônicas (Settle, 1979; Favalli *et al.*, 2009); visualização dos processos de erosões e evolução da paisagem (Thouret, 1999; Valentine, 2010; Kereszturi & Németh, 2012b; Büchner & Tiez, 2012); reconstrução do tamanho, geometria e arquitetura dos edifícios (Rodriguez- Gonzalez *et al.*, 2009; Rapprich *et al.*, 2012); detecção do clima e das influências das mudanças climáticas na degradação do cone (Wood 1980; Hooper & Sheridan, 1998; Fornaciai *et al.*, 2012).

A morfologia de um cone vulcânico possui informações que demonstram todos os estágios de sua evolução, ou seja, processos eruptivos, crescimento dos edifícios e fases de degradação (Kereszturi & Németh 2012a). As informações geomórficas dadas por parâmetros morfométricos demonstram uma bi ou multimodalidade, obtidas a partir de uma mistura de características primárias e secundárias (Kereszturi, *et al.*, 2013).

A construção das pequenas morfologias vulcânicas monogenéticas está diretamente relacionada aos seguintes princípios físicos (Kereszturi & Németh, 2012a):

1. o estilo de erupção e o ambiente sedimentar associado
2. o número de ciclos de erupção

O estilo de erupção é normalmente complexo e resulta da interação entre fatores internos e externos que impactam no processo de fragmentação de um magma. Entre os fatores internos, destaca-se composição, recargas de magmas, taxa de cristalização, taxa de resfriamento, conteúdo de voláteis, desgaseificação, velocidade de ascensão, interação dos condutos com as encaixantes, profundidade da segregação de gases. Em magmas basálticos, a combinação destes fatores condicionará a geração dos estilos de erupção mais comuns: havaiano, estromboliano e estromboliano violento. Os fatores externos também são muito importantes na fragmentação de um magma, como a geometria e a estabilidade/migração dos condutos, o tipo de substrato, características químicas dos aquíferos e condições climáticas (Fig. 7).

O outro fator primordial para a construção e complexidade da morfologia de um vulcão monogenético é o número de ciclos eruptivos ao longo da sua história evolutiva, sendo sua complexidade proporcional ao número de fases eruptivas e suas combinações (Fig. 5).

A partir dos fatores acima, as morfologias dos vulcões monogenéticos podem ser caracterizadas como simples, compostas e complexas (Kereszturi & Németh, 2012a). Segundo estes autores, o edifício vulcânico seria o resultado de combinações de estilos de erupção repetidos por n fases. Neste caso, um vulcão de morfologia simples poderia ser o resultado de um único e dominante estilo de erupção. Por outro lado, a construção de vulcões com morfologias compostas ou complexas poderia estar relacionada a dois ou mais ciclos de erupção. Estes ciclos podem ocorrer em diferentes escalas, desde um simples episódio explosivo, até unidades de erupção diversificadas e originadas por vários ciclos explosivos, vinculados a um mesmo estilo de erupção (Kereszturi & Németh, 2012a).

A premissa de que vulcões monogenéticos “entram em erupção apenas uma vez” (Walker, 2000) expressa uma simplicidade em termos de geração de magma, mecanismo de erupção e arquitetura deposicional (Kereszturi & Németh 2012a). Essas características internas, ditas como simples e homogêneas dos edifícios vulcânicos (e.g. cones de escórias, *spatter cones*, *tuff rings* e *maars*), demonstram uma assinatura morfométrica. De acordo com suas assinaturas morfométricas, os vulcões monogenéticos podem ser classificados em dois tipos principais: vulcões monogenéticos do tipo cone e vulcões monogenéticos do tipo cratera (Kereszturi & Németh 2012a).

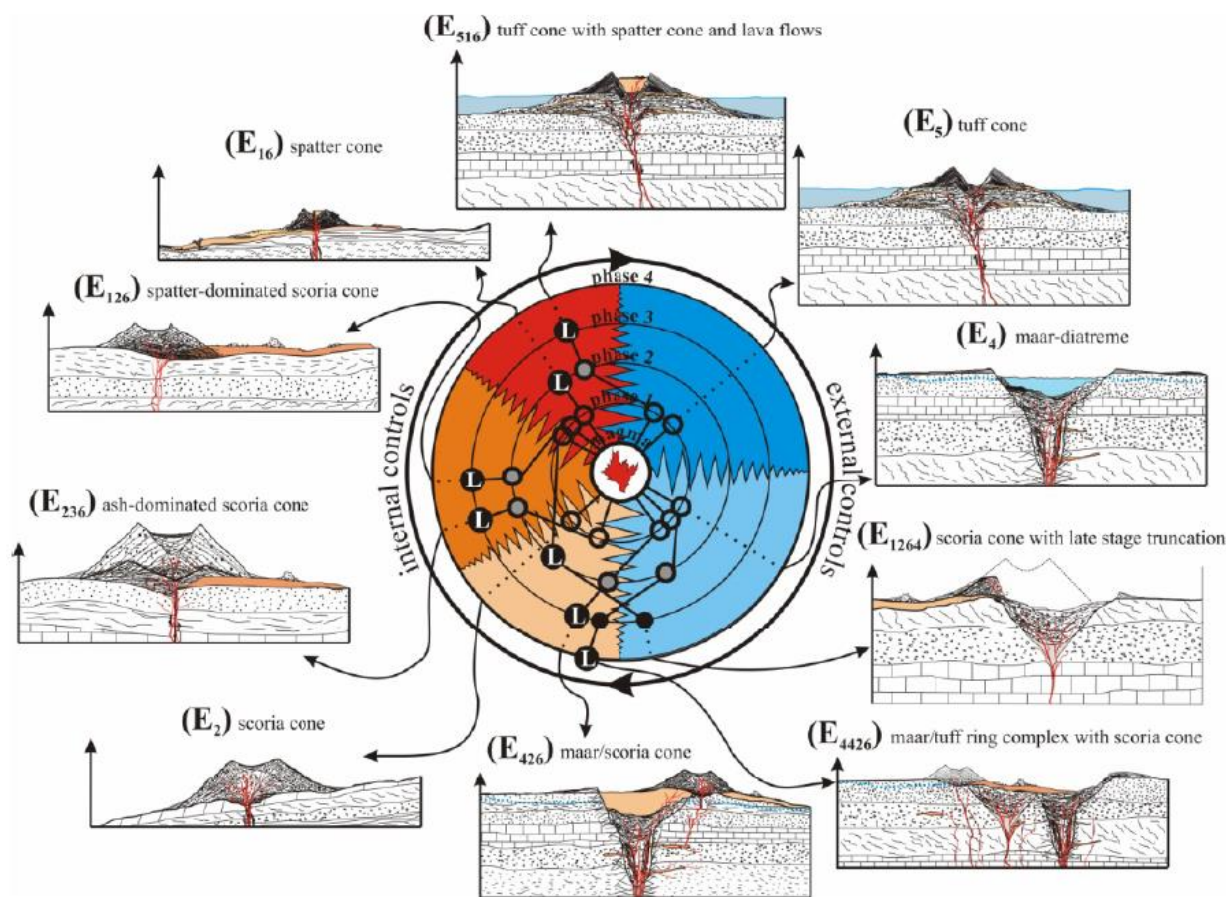


Figura 7 - Exemplos de morfologias simples e complexas de vulcões monogenéticos e sua relação com a evolução de uma erupção (E). Cada atividade (E) é definida por um espectro de processos eruptivos determinados por parâmetros internos e externos em um determinado momento. O magma inicial situado no centro do desenho (em vermelho) é fragmentado a partir de processos internos e externos, determinando o mecanismo de fragmentação do estilo de erupção relacionada a uma fase 1. Uma nova fase (e.g. 2, 3, 4,...) poderá ser desencadeada, caso haja alguma alteração no sistema magmático (e.g. recargas de magmas, mudanças na posição do conduto, migração do estilo hidrovulcânico para magmático, etc) (figura extraída de (Kereszturi & Németh, 2012a). Legenda: "L" – atividade efusiva (lavas); cores: azul escuro: erupção hidrovulcânica do tipo Surtseyana; azul claro: erupção hidromagmática do tipo freatomagmática; laranja claro: erupção estromboliana; laranja escuro: erupção estromboliana violenta; vermelho: erupção havaiana.

2.4. Vulcões monogenéticos do tipo cone

Os vulcões do tipo cone são as morfologias mais comuns associadas ao vulcanismo monogenético, tendo como morfotipos principais os cones de escórias, *tuff cones* e *spatter cones* (Fig.8). Estas estruturas são formadas pelo acúmulo proximal de tefras, constituídas por piroclastos originados a partir processos explosivos proximais de transporte e deposição (e.g. colunas de erupção, bombas/blocos com trajetórias balísticas) (Wohletz, 1983; Valentine, *et al.*, 2007, Martin & Németh, 2006). Estes depósitos também podem ser intercalados com produtos oriundos de atividades efusivas. A morfologia primária desse vulcanismo pode ser expressa por vários parâmetros morfométricos, altura (H), diâmetro

basal (D_b), diâmetro da cratera (D_c) e suas razões (H/D_b) ou (D_c/D_b), ângulo de inclinação interno e externo ou alongamento.

Os vulcões do tipo cone podem ser construídos a partir de dois modelos principais: simples e complexo. No modelo simples, a construção e crescimento do cone refletem um estilo de erupção único e com taxas de erupção relativamente constantes, normalmente do estilo havaiano, estromboliano, ou estromboliano mais violento e com taxas de descarga de magmas também constantes. Ao longo da história de erupção desse modelo de vulcanismo, o ângulo de repouso é quase constante. A variação da altura da borda da cratera acima da localização da explosão e do raio da cratera é quase fixa, podendo ter uma pequena variação (Kereszturi & Neméth 2012a).

O modelo de construção composto reflete uma história de crescimento mais complexa, misturando vários estilos de erupção, cujas mudanças podem ser gradativas ou abruptas, envolvendo vários mecanismos de transporte de piroclastos. Com estas características, é comum variações das dimensões do cone, como a altura relativa e diâmetro da cratera. Essas mudanças de crescimento estão relacionadas à mudança de um estilo de erupção para outro que contribui para a evolução morfológica do cone em crescimento (Kereszturi & Neméth 2012a).

Uma mudança típica no estilo de erupção pode ser exemplificada pela diminuição ou aumento na abundância de água subterrânea que pode provocar uma alteração de um estilo hidrovulcânico para magmático e vice-versa. Fatores internos também são fundamentais para causar mudanças nos estilos de erupção, como variações no grau de vesiculação e eficiência da segregação dos gases nos condutos que podem afetar diretamente o grau de fragmentação e, conseqüentemente, as dimensões do piroclasto e seu transporte, influenciando os processos de crescimento do cone (Kereszturi & Neméth 2012a).

A formação dos cones também pode ser influenciada por episódios destrutivos, como por exemplo a presença de falha em um flanco do edifício ou um rompimento da cratera que pode alterar a morfologia do cone. Desta maneira, o crescimento do edifício vulcânico e sua morfologia final é feita a partir de combinações de fases construtivas e destrutivas em diferentes proporções (Kereszturi & Neméth 2012a).

A seguir, serão apresentadas algumas características, das principais morfologias simples associadas a vulcões do tipo cone.

2.4.1. Cones de escórias (cinder cones)

O cone de escórias é um vulcão bem definido morfologicamente, apresentando a forma cônica, com diâmetro basal variando tipicamente entre 0,3 a 2,5 km e com até 200 m de altura (Figura 8). São formados a partir do acúmulo de escórias, durante pequenas erupções monogenéticas, normalmente de composição basáltica a andesítica e vinculados a quatro estilos principais: havaiano, estromboliano, estromboliano violento e hidrovulcânico (Fig. 9 a,b e c) (Settle, 1979; Wood, 1979; Cas & Wright, 1987; Riedel *et al.*, 2003; Valentine *et al.*, 2007; Kereszturi & Németh, 2012a).

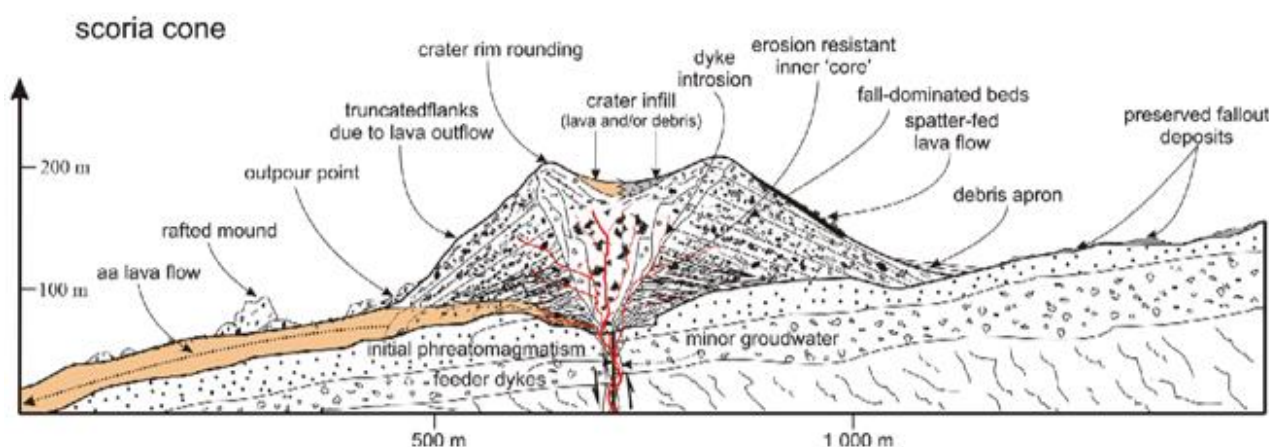


Figura 8 - Perfil esquemático de um vulcão do tipo cone de escória (extraído e modificado de Németh & Kereszturi, 2015).

As definições mais simplificadas de cones de escória caracterizam estes vulcões como cones truncados, com dezenas de metros de altura e centenas de metros de largura, contendo uma profunda cratera e flancos íngremes formados a partir de erupções monogenéticas simples. (Porter 1972; Wood 1980; Hasenaka Carmichael, 1985; Dohrenwend *et al.*, 1986)

Estudos recentes seguem associando a gênese dos cones de escórias à erupções monogenéticas, porém com variações mais complexas, envolvendo mudanças nas condições ambientais e várias fontes de magma (e.g. Kereszturi *et al.*, 2012), podendo apresentar variações em sua morfologia (e.g. Kervyn *et al.*, 2012; Bemis & Ferencz, 2017).

Os cones de escória são construídos pela deposição proximal de piroclastos, originados a partir de processos de queda originados a partir de colunas de erupção pequenas à médias (0,1 a 10 km de altura), associados a mecanismos subordinados de correntes de densidade piroclástica e fragmentos depositados por trajetórias balísticas (Wohletz, 1983; Martin & Németh, 2006; Valentine, *et al.*, 2007; Kereszturi & Németh, 2012a). Os parâmetros morfométricos desses cones são expressos pela altura, diâmetro

basal, diâmetro da cratera, suas proporções e ângulo ou alongamento da inclinação interna e externa (Kereszturi & Németh, 2012a). Existem dois modelos usados para explicar os mecanismos de construção dominantes em cones de escória, que incluem um posicionamento balístico com forças de arrasto e precipitação de correntes de densidade piroclástica (McGetchin, 1974; Wood 1980a; Riedel, et al., 2003; Mannen, 2007; Kereszturi & Németh, 2012a).

O modelo balístico para cones de escórias prevê que grande parte dos piroclastos de um cone seriam fragmentos tamanho lápili grosso (2-6,4cm) e blocos/bombas ($\geq 6,4$ cm), ejetados a partir do conduto por trajetória balística, com velocidades médias de cerca de 100-120 m/s, podendo atingir até 400 m/s (Patrick, 2007; Harris, 2012; Taddeucci, 2012).

A partir de estudos que demonstraram a ocorrência de proporções relativamente elevadas de partículas mais finas nos cones, associadas a erupções estrombolianas mais violentas, foi proposto um modelo alternativo relacionado às correntes de densidade piroclástica (Riedel, et al., 2003; Martin & Németh, 2006; Valentine, et al., 2007).

Deste modo, o mecanismo de construção do cone de escórias e a variedade granulométrica observada não podem ser explicados por modelos simplificados (Porter, 1972; McGetchin, 1974; Settle, 1979; Wood 1980a), mas sim por processos um pouco mais complexos, envolvendo a interação entre diferentes mecanismos primários de transporte e deposição de piroclastos e sua posterior ressedimentação (pequenas avalanches) (Kereszturi & Németh, 2012a). Processos destrutivos também podem estar envolvidos e são comuns, como as falhas nos flancos ou ruptura de cratera. Logo, a construção do edifício vulcânico não decorre simplesmente de uma deposição de piroclastos ao redor de um conduto, mas de uma mistura entre ciclos construtivos e destrutivos em várias escalas e os contextos espaciais e temporais de tais processos são fatores importantes do ponto de vista morfométrico.

Em termos de distribuição, os cones de escórias normalmente ocorrem como parasitas nos flancos de grandes vulcões poligenéticos, como por exemplo Monte Etna, Sicília (Corazzato & Tibaldi, 2006), ou em agrupamentos de campos vulcânicos, como o que ocorre no Altiplano Puna, Andes Centrais (Marret & Emerman, 1992; Kay & Kay, 1993; Drew et al., 2009; Schoenbohm & Carrapa, 2015; Maro & Caffè, 2016). A tendência dos cones de escórias de ocorrerem agrupados pode sugerir que as populações de cones têm uma tectônica comum e/ou a mesma origem magmática.



Figura 9 - Exemplos de morfologias associadas a vulcões do tipo cone de escórias na região de Antofagasta de La Sierra, Andes Centrais, Argentina: (a) campo vulcânico monogenético (créditos a C.A. Sommer); (b) MDE de um exemplo representativo de um cone de escória jovem (extraído e modificado de Haag, *et al.*, 2019); (c) Vulcão de La Laguna (créditos a C.A. Sommer).

2.4.2. Tuff cones

Tuff cones são vulcões monogenéticos geralmente pequenos (< 400 metros de altura), com lados íngremes, formado por depósitos oriundos de atividades explosivas e constituídos genericamente por intercalação de depósitos de cinzas, lúpili e blocos (Wholetz & Sheridan, 1983). São intimamente associados às erupções hidrovulcânicas, onde ocorre a interação do magma com águas do freático ou superficiais (lago e mar rasos) (Fig. 10 e 11).

Em decorrência desta interação, é comum a presença de feições típicas, como lúpili acrescionário, tufo vesiculados e palagonitização dos piroclastos (*e.g.* Sohn & Chough 1989, 1992; Brand & Clarke 2009). As erupções relacionadas a formação de *tuff cones* podem ocorrer associadas a qualquer tipo de magma, mas são mais comuns em magmas máficos, devido a sua baixa viscosidade e maior energia térmica, provocada pelo contraste de temperaturas (Büttner & Zimanowski 1998).

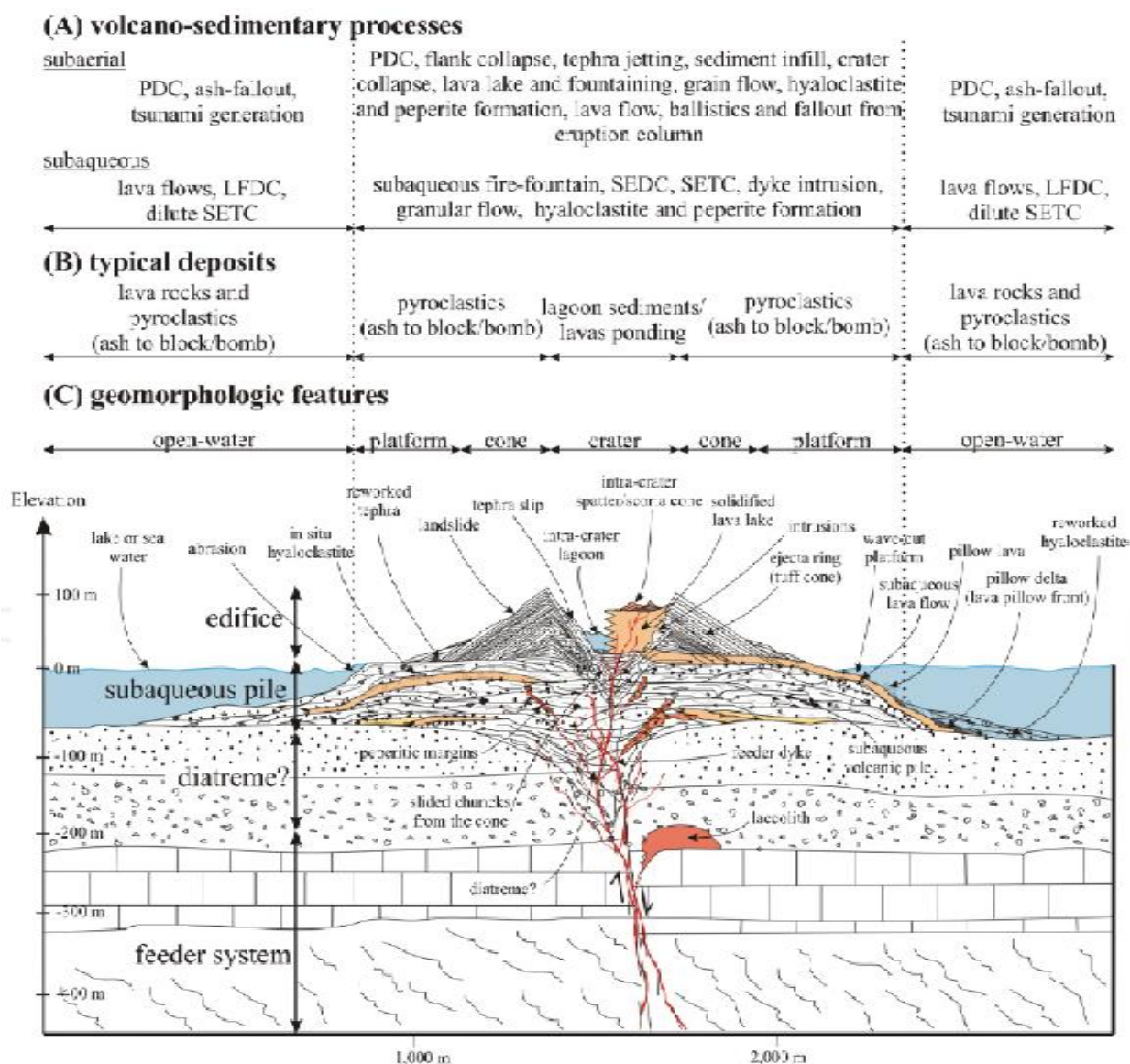


Figura 10 - Perfil esquemático de um vulcão do tipo tuff cone, com depósitos e processos relacionados (extraído e modificado de Kereszturi & Németh, 2012a).

Os *tuff cones* apresentam flancos com alta declividade, variando em média de 20° a 30°, podendo chegar a 40°, devido à umidade característica dos depósitos (Sohn & Chough 1992). As alturas dos cones variam de 50 a 400 metros e as crateras têm em média de 0,5 até 2,5 km de diâmetro. A geometria do cone pode ser simétrica ou assimétrica, dependendo da direção dos ventos e da coluna de erupção durante todo o processo explosivo (Fig. 9) (e.g. Kokelaar 1983; Wholetz & Sheridan 1983; Houghton *et al.*, 1999; Cole *et al.*, 2001; Brand & White 2007).

Nas sequências eruptivas formadoras de *tuff cones*, observa-se uma diminuição da influência da água/umidade, pois conforme ocorre o crescimento do cone, há uma tendência de diminuição da interação magma vs. água. Isso pode ser constatado pela

menor quantidade de água durante a deposição e por algumas características dos depósitos, como um aumento e espessamento de camadas e uma proporção maior na presença de fragmentos do tipo escórias (Brand & White 2007; Sohn & Chough 1989; Houghton *et al.*, 1999). No entanto, tudo pode ser modificado por outros processos, como o colapso parcial do cone e consequente inundação da cratera, ou pela continuidade da erupção e migração para uma atividade explosiva estromboliana ou até mesmo efusiva (e.g. Kokelaar 1983; Cole *et al.*, 2001).



Figura 11 - Exemplos de vulcões monogenéticos do tipo tuff cone: (a) Idaho Volcanic Center (extraído de <https://www.makelikeanapeman.com/tag/tuff-cone>); (b) Montaña Amarilla, Tenerife (extraído de <https://petroigne.wordpress.com/formas-de-yacimiento/depositos-volcanicos/edificios-volcanicos/>); (c) Isla Isabela, Galapagos Islands, Ecuador (extraído de www.lpi.usra.edu).

2.4.3. Spatter cones

Os vulcões monogenéticos do tipo *Spatter cones* são formados preferencialmente associados a magmas básicos de baixa viscosidade, com raras ocorrências vinculadas a composições ácidas (e.g. norte do Chile - Self *et al.*, 2008). É comum que esses sistemas estejam associados a áreas com grande aporte de magma e pouca presença de água (Fig. 12).

A construção de *spatter cones* se dá por material piroclástico, consistindo em respingos de lava aglutinados, mostrando vários graus de soldagem e reomorfismo (Sumner *et al.*, 2005). Sua morfologia tem pequenas dimensões, variando normalmente entre 3 e 10 metros de altura e diâmetro basal em torno de 80-100m (Fig. 12 e 13). A inclinação de seus flancos é caracteristicamente íngreme, podendo ser quase vertical, resultado dos processos de soldagem dos piroclastos (e.g. Al Haruj, Líbia - Németh *et al.*, 2003).

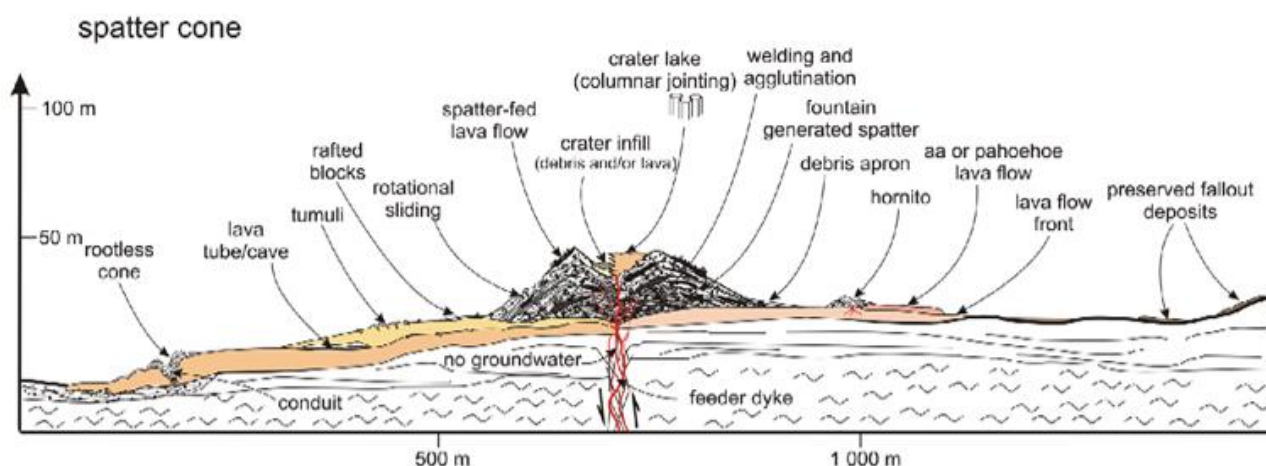


Figura 12 - Perfil esquemático de um vulcão do tipo *spatter cone* (extraído e modificado de Németh & Kereszturi, 2015).

Os *spatter cones* são formados ao longo de fissuras e pequenos condutos, formando estruturas cônicas de forma circular e independentes (Keating *et al.*, 2008; Valentine & Keating, 2007). As erupções das lavas do tipo *spatter* são de baixa intensidade e são associadas a fluxos de lava com um volume relativamente pequeno, onde os respingos são formados a partir de bolhas de magma de dimensões centimétricas a decimétricas (Fig. 13) (Wood, 1979; Connor, 1990; Keating *et al.*, 2008; Németh, 2010a; Fodor & Németh, 2015).

Spater cones são comuns em erupções do estilo havaiano e intimamente relacionadas com as fontes de lava, onde os piroclastos inconsolidados de lavas podem atingir até centenas de metros de altura acima do conduto (Parfitt *et al.*, 1995). O formato irregular de alguns *spatter cones* deve-se aos processos de aglutinação, soldagem e reomorfismo, decorrentes da baixa viscosidade e alta temperatura dos piroclastos depositados (Head & Wilson, 1989; Wood 1980b).

Em comparação a um *tuff cone*, um *spatter cone* pode ser muito mais resistente à erosão, devido a aglutinação e soldagem dos piroclastos (Thordarson & Self 1993; Mattsson & Trípoli 2011; Kereszturi e Németh 2012). A erosão dos cones deve-se à degradação

gradual, que está ligada às quedas de rochas formando depósito de tálus ao redor dos próprios cones.



Figura 13 - Exemplos de vulcões monogenéticos do tipo spatter cone: (a) spatter cone localizado no campo vulcânico Harrat Rahat na Arábia Saudita (extraído de Fodor & Németh, 2015); (b) spatter cone no flanco de um cone de escórias; (c) detalhe da foto anterior mostrando a aglutinação dos fragmentos de lava depositados no flanco do cone; (d) depósitos de spatter ao longo de fissuras na superfície superior de uma lava inflada. Fotos b, c, d: Vulcão Alumbreira – Antofagasta de la Sierra – Andes Centrais – Argentina (créditos a C.A. Sommer).

2.5. Vulcões monogenéticos do tipo cratera

Vulcões monogenéticos do tipo cratera, como por exemplo *tuff rings* e *maar* (Fig. 14 e 15), são caracterizados por uma cratera ampla e baixa, normalmente abaixo da superfície sin-eruptiva (Wohletz, 1983; Lorenz, 1985; Sohn, 1996; Lorenz, 2007). O vulcão *tuff ring* se diferencia do *maar* por apresentar as bordas da cratera com relevo um pouco mais pronunciado, decorrentes da preservação dos produtos depositados pelos processos eruptivos. Efeito similar pode ser constatado em cones degradados, com bordas praticamente destruídas pelos processos explosivos e erosivos. Os parâmetros primários das assinaturas morfométricas desses vulcões são: diâmetro e profundidade da cratera, alongamento e direção de ruptura, volume do material ejetado ou ângulo de inclinação da

parede da cratera (Sato & Taniguchi, 1997; Martín-Serrano, *et al.*, 2009; Avellán *et al.*, 2012).

Os diâmetros da cratera são ferramentas importantes para determinar o crescimento da mesma durante a construção de um vulcão a partir de uma erupção hidrodinâmica. Segundo Kereszturi & Neméth (2012a), para analisar a gênese do crescimento de uma cratera, são utilizados dois modelos que serão descritos a seguir.

O primeiro modelo é chamado de modelo de crescimento incremental, onde a formação da cratera está condicionada a muitas erupções de pequeno volume e perda de massa, o que molda a cratera e o diatrema (Wohletz, 1986; Lorenz, 2007; White & Ross 2011; Ross & White, 2006; Iontine, *et al.*, 2011; Valentine, 2012). As interações iniciais entre magma e água provocam a formação da cratera na superfície e os locais onde ocorrem a explosão aprofundam gradualmente o conduto abaixo do vulcão em direção à fonte de água, o que resulta em um diâmetro crescente da cratera (Lorenz, 1986). Este mecanismo de escavação gera alguma instabilidade gravitacional nas paredes do conduto, provocando uma queda de rochas, o que contribui para o crescimento da cratera (Wohletz & Sheridan 1983; Leat & Thompson, 1988; Lorenz, 1986; Lorenz, 2007; Németh *et al.*, 2008; Pardo, *et al.*, 2009).

O segundo modelo sugere que a geomorfologia da cratera é marcada pelo maior evento de explosão durante suas fases eruptivas, ou seja, o tamanho da cratera demonstra o máximo de energia liberada durante a maior explosão (Sato & Taniguchi, 1997; Goto *et al.*, 2001; Taddeucci, *et al.*, 2009; Sottili, *et al.*, 2011; Yokoo, *et al.*, 2002). Este modelo foi proposto baseado em crateras de Hokkaido, Japão (Yokoo, *et al.*, 2002) e experimentos de explosões químicas e nucleares (Goto *et al.*, 2001).

Os dois modelos de crescimento de cratera são possíveis, porque ambos os mecanismos contribuem com a morfologia do relevo. O modelo de crescimento incremental foi baseado na estratigrafia de erupções históricas com testemunhas oculares, além de experimentos (Lorenz, 1985; Lorenz, 1986; Lorenz, 2007; Lorenz & Kurszlaukis, 2007; Valentine, *et al.*, 2011; Valentine, 2012), e o modelo de maior explosão é baseado em análogos de experiências químicas ou nucleares (Nordyke, 1962; Sato & Taniguchi, 1997; Goto *et al.*, 2001; Chabai, 1965).

O diâmetro da cratera como uma assinatura morfométrica é o resultado da complexa interação entre as erupções e o substrato. As explosões de pequeno volume, juntamente com a energia presente no sistema e a perda de massa, que dependem das propriedades

físicas da rocha, são os processos que controlam o diâmetro final da cratera (Kereszturi & Neméth 2012a).

2.5.1. Maar

Os vulcões do tipo *maar*, depois dos cones de escória, são a morfologia vulcânica mais comum na Terra. Ocorrem como resultado de erupções hidrovulcânicas ocasionadas pela interação do magma com a água externa, ou seja, águas subterrâneas e/ou água do mar ou lago (Wholetz & Sheridan 1983; Wholetz 1986). *Maars* são crateras vulcânicas que possuem de 2 a 3 km de largura e várias centenas de metros de profundidade (Fig. 14) (Lorenz, 2007). Esse tipo de vulcanismo pode surgir a partir de eventos eruptivos monogenéticos simples ou múltiplos conhecidos como *maars* poligenéticos, neste caso separados por intervalos de inatividade (e.g. Ollier 1967; Lorenz 1973; Németh 2010).

As crateras de *maar* são envoltas por um anel de tefras, que, vista em uma seção transversal, se assemelha a uma duna com uma inclinação acentuada (30 -35°) em direção ao interior da cratera e uma inclinação externa parcialmente plana (5-15°).

Maars são normalmente atrelados a uma estrutura do tipo diatrema. Deste modo, é comum adotar a nomenclatura de vulcão *maar*-diatrema (Lorenz 1975; Lorenz, 1985; Lorenz, 1986). São formadas por erupções hidrovulcânicas individuais, mas também podem ocorrer por processos de colapso associados.

A química dos magmas relacionados a formação de *maars* é ampla, sendo composto por: riolitos, dacitos, latitos, traquitos, fonolitos, andesitos, toleitos, basaltos alcalinos, nefelinitos, leucititos, olivina melilitito, kimberlito, lamproíto, carbonanitos (e.g. Lorenz 2007; Sottili *et al.*, 2009). A química dos magmas, juntamente com seu conteúdo variável de voláteis dissolvidos e a sua exsolução, não é considerado o controle principal nas explosões características dos vulcões *maar*- diatrema, pois a interação do calor desses magmas com a água é que promove as explosões (Lorenz, 2007).

Existe uma barreira hidrostática a baixas pressões (2-3 Mpa) que permite que as explosões hidráulicas inicialmente se formem em profundidades rasas abaixo do solo pré-eruptivo (Lorenz, 1985; Lorenz 1986). As explosões repetidas causam a ejeção das águas subterrâneas através da evaporação e gotículas de água (hidroclastos), causando uma perda de água subterrânea em profundidade que formará um cone de depressão na fissura eruptiva e nas rochas circundantes da região. Devido a esses processos repetidos, pode ocorrer a formação de câmaras de explosão em níveis profundos, chamadas de zona de

raiz de um vulcão *maar*- diatrema (Fig. 12). As rochas da região que foram afetadas pelas explosões podem consistir em rochas duras ou depósitos não consolidados (Lorenz, 2007).

A ejeção de fragmentos de rochas da câmara de explosão causa uma instabilidade mecânica nas rochas das paredes e teto dessa zona que foi parcialmente exaurida, levando à formação de um cone de subsidência, chamado de diatrema (Fig. 14). Em superfície, forma-se a cratera, onde a mesma dá origem a subsidência formando uma cratera *maar* (Branney, 1995; Lorenz, 2007). A falta de apoio e o colapso gravitacional das rochas da parede livre da cratera resulta em um diâmetro da cratera na superfície pré-eruptiva maior que o diâmetro do diatrema no piso da cratera.

Os piroclastos oriundos destes processos explosivos se depositam proximalmente à área ao redor da cratera (cerca de 1 a 3 km), formando um anel de tefra que representa a forma terrestre positiva do vulcão *maar*-diatrema. As repetidas atividades hidrovulcânicas provocam fases de colapso e subsidência, favorecendo o crescimento da diatrema e da cratera *maar*, tanto em profundidade como em diâmetro (Lorenz, 2007).

Em contraste com a maioria dos outros vulcões de relevo positivo, como por exemplo, cones de escória e *tuff cones*, os vulcões *maar*-diatrema formam-se abaixo da superfície pré-eruptiva, resultando em uma forma de relevo vulcânico negativo na superfície pré eruptiva (Lorenz & Kurszlaukis, 2007).

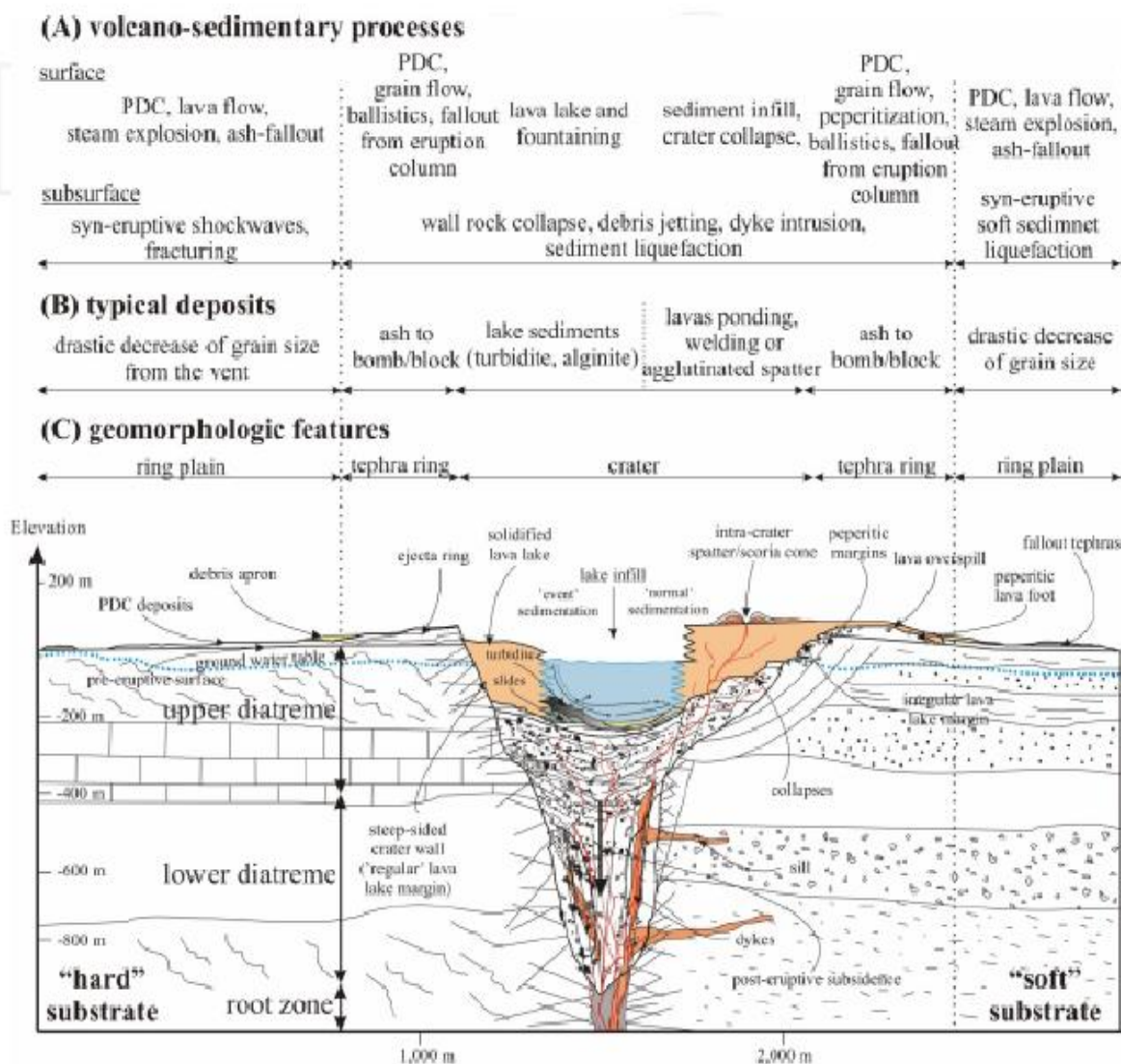


Figura 14- Perfil esquemático ilustrando a morfologia de um vulcão do tipo maar-diatrema, com os principais processos e depósitos associados. O lado esquerdo da figura mostra as relações esperadas em um substrato “duro”, formados por um embasamento/encaixante cristalino e o lado direito, um substrato “macio”, caracterizado principalmente por sequências sedimentares (extraído e modificado de Kereszturi & Neméth 2012a).

Após o fim da atividade hidromagmática, as águas subterrâneas entrarão no diatrema e preencherão os espaços porosos, formando provavelmente um lago no fundo da cratera. As paredes da cratera podem continuar instáveis e, assim, possivelmente entrarão em colapso, ocasionando quedas de rochas adicionais, formando fluxo de grãos e de detritos subaquosos e turbiditos no lago da cratera. Após o fim das erupções de *maars*, as erosões fluviais e eólicas resultarão em uma remoção de tefra da região, levando a um retrabalhamento e reposicionamento da tefra que pode durar alguns anos (Lorenz, 2007).

A figura 15 mostra alguns exemplos clássicos de vulcões do tipo *Maar* situados em diferentes contextos geológicos.



Figura 15 - Imagens ilustrando os vulcões monogenéticos tipo Maar: a) Vulcão Cerro Negro – Chile (créditos a C.A. Sommer); b) Vulcão Ukinrek - Yukun Ranges – Alaska (a partir de <https://www.mountain-forecast.com/peaks/Ukinrek-Maars>); c) Vulcão Puvermaar - Vulkaneifel Geopark – Alemanha (a partir de <http://www.globalgeopark.org/News/News/5934.htm>).

2.5.2. Tuff rings

Tuff ring é um termo aplicado a qualquer edifício vulcânico de baixo volume, semelhante a um anel. São caracterizados por cones de formas circulares, com uma cratera ampla e relativamente rasa, onde o piso da cratera está acima da superfície sin-eruptiva. Essas crateras são envoltas por piroclastos que se dispõem radialmente em ângulo baixo ($< 25^\circ$), a uma distância de cerca de um quilômetro de sua borda (Fig. 16 e 17 a) (Wholetz & Sheridan 1983; Németh 2010a; Kereszturi & Németh 2012a). Os *tuff rings* são vulcões um pouco diferentes de *maars*, mas possuem uma gênese muito semelhante, por também estarem associados a erupções hidrovulcânicas (Lorenz, 1985; Lorenz, 1986; Sohn, 1996; Sohn *et al.*, 2003; Mattsson *et al.*, 2005). Este tipo de estrutura normalmente está

relacionado a magmas máficos, porém pode estar associado ao vulcanismo félsico, sendo relativamente comum a associação com erupções explosivas freáticas observadas em domos de lava (Brown *et al.*, 2007; Németh *et al.*, 2012b; Tait *et al.*, 2009).

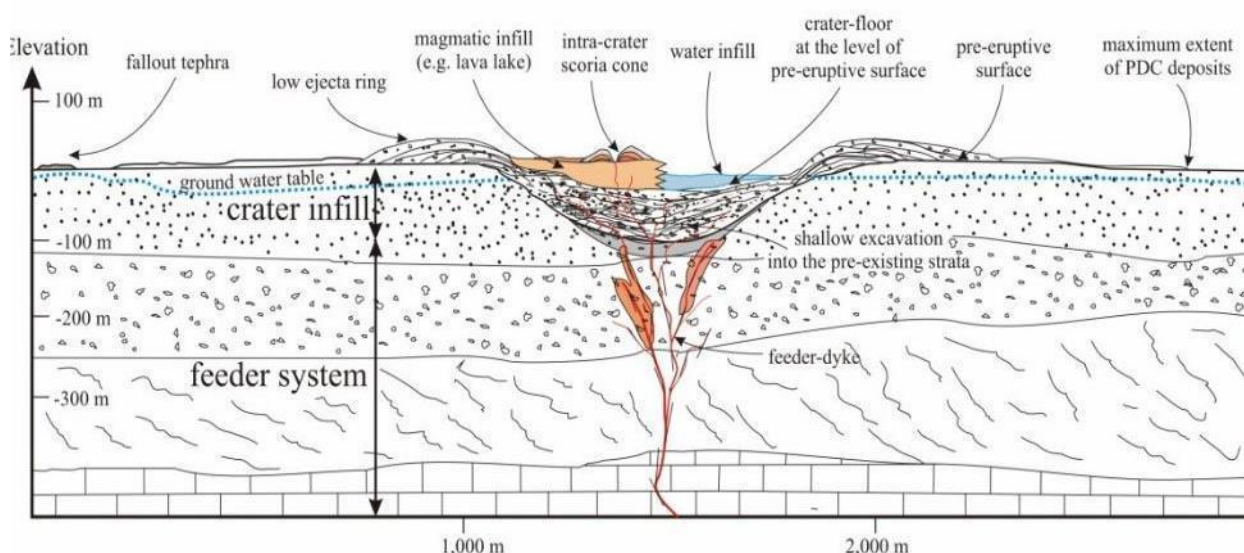


Figura 16 - Perfil esquemático ilustrando a morfologia de um vulcão do tipo tuff ring, com os principais depósitos associados (extraído e modificado de Kereszturi & Neméth 2012a).

Geralmente, esse tipo de vulcanismo é produzido em um curto intervalo de tempo (horas a dias), expressando um único episódio eruptivo e podendo ocorrer associadas a poucas fases eruptivas e separadas por curtos intervalos de tempo (minutos a horas). Por outro lado, há a descrição de *tuff rings* vinculados a múltiplos episódios eruptivos, retratando mudanças importantes nas condições eruptivas ao longo do tempo, podendo apresentar, nestes casos, discordâncias erosivas na sucessão piroclástica (Brož, 2013).

A principal diferença entre os *tuff rings* e *maars* está na presença de diatremas. Os *tuff rings* normalmente não apresentam diatremas abaixo da cratera, assim como ocorre em *maars*, porém é possível a presença de depósitos piroclásticos e efusivos em uma zona rasa abaixo do chão da cratera (Lorenz 1986; Affleck *et al.*, 2001; Cassidy *et al.*, 2007). Segundo Wohletz & Sheridan (1983), os perfis topográficos dos *tuff rings* normalmente são baixos, com inclinações externas suaves variando de 2 a 15° (Fig. 17).

Este tipo de vulcanismo, assim como o observado nos *maars*, também é resultado da interação do magma com água rasas (por exemplo, lagos, rios, pântanos) e normalmente ocorre a presença de sedimentos não consolidados saturados com água no momento da erupção (Heiken 1971; Martín & Németh 2005; Németh 2010a; Németh *et al.*, 2010; Rottas & Houghton 2012).



Figura 17 - Imagens ilustrando os vulcões monogenéticos tipo Tuff Ring: a) Pasto Ventura – Puna Austral – Argentina (créditos a C.A. Sommer); b) Fort Rock – Oregon – EUA (a partir de <https://www.atlasobscura.com/places/fort-rock>); c) Vulcão Hverfjall – Islândia (a partir de <https://adventures.is/iceland/attractions/hverfjall-tuff-ring-volcano-crater>).

O transporte e a deposição dos piroclastos nas bordas da cratera normalmente ocorrem por turbulência, através de correntes de densidade piroclástica diluídas (Heiken 1971; Wholetz & Sheridan 1983; Chough & Sohn 1990; Cagnoli & Ulrych 2001; Gencalioglu-Kuscu *et al.*, 2007). As formas de leitos que podem ser observadas de maneira longitudinal ao longo do depósito refletem as alterações na concentração de partículas, deposição contínua e uma desaceleração da corrente (Shmincke *et al.*, 1973; Shmincke *et al.*, 2008; Vazquez & Ort 2006).

Nas bordas das crateras de *tuff rings* são encontrados lapilli-tufo, ricos em piroclastos juvenis, formados pela fragmentação explosiva originada a partir da interação magma vs. água, normalmente em níveis mais rasos (Heiken 1971; Wholetz & Sheridan 1983; Lorenz 1986; Németh 2010a; White & Ross 2011).

A figura 17 mostra alguns exemplos clássicos de vulcões do tipo *tuff ring* situados em diferentes contextos geológicos.

2.6. Vulcanismo monogenético máfico quaternário dos andes

A Cordilheira dos Andes forma uma cadeia de montanhas contínua com mais de 7.500km de comprimento, ao longo da margem oeste da América do Sul, que vai desde a

costa do Caribe ao norte até o Cabo Horn ao sul. No entanto, o vulcanismo ocorre separadamente em quatro regiões denominadas Zonas Vulcânicas do Norte (ZVN), Central (ZVC), Sul (ZVS) e Austral (ZVA) (Fig. 18). Cada uma dessas zonas é dividida em segmentos menores de arco vulcânico. As diferenças entre as zonas maiores e os segmentos menores refletem a segmentação geológica e tectônica da cordilheira (Stern, 2004).

A Cordilheira dos Andes é segmentada em regiões com embasamentos pré-Andinos, com idades mesozoicas e cenozoicas, possuindo uma tectônica ativa e um vulcanismo expressivo. Para entender os cinturões vulcânicos ativos mais facilmente, Stern (2004) sugere uma divisão simplificada em Andes Setentrional (12 N- 5° S), Central (5- 33° S) e Meridional (33- 56° S). Os Andes Setentrional abrangem uma área entre a Colômbia e o Equador e tendem a apresentar uma orientação NE-SW. São caracterizados pela acreção de uma crosta oceânica máfica durante o Cretáceo Superior e Cenozoico e uma deformação pervasiva do tipo *strike-slip* (Gansser 1973).

Os Andes Centrais são divididos em Andes Centrais Norte e Andes Centrais Sul, sendo que a parte norte possui um segmento peruano com tendência NW-SE e a parte sul uma orientação N-S, tanto no Chile como na Argentina. Os Andes Centrais e Meridionais são ambos construídos no Paleozoico ou em períodos mais antigos, a partir de uma crosta ensiálica e, atualmente, são dominados por um encurtamento ortogonal próximo ao orógeno (Mpodozis & Ramos, 1990; Ramos 2000; Hervé *et al.*, 2000). Os Andes Centrais e Meridionais diferem entre si em relação às idades do embasamento pré- andino, a espessura crustal e possivelmente a composição da crosta (Lucassen *et al.*, 2001; Tassara & Yañez, 2003). Além disso, o clima e o suprimento sedimentar variam significativamente ao longo dos Andes, o que pode afetar as taxas de erosão e subducção ao longo da margem continental (Shereve & Closs, 1986), o grau de hidratação e, conseqüentemente, a dinâmica de subducção e construção de montanhas, assim como a química dos magmas andinos nos diferentes segmentos da Cordilheira dos Andes (Stern, 19991a).



Figura 18 - Localização das zonas vulcânicas dos Andes (extraído e modificado de Tilling, 2009).

Cada segmento também é caracterizado por possuir diferentes unidades morfoestruturais paralelas ao arco vulcânico (Jordan *et al.*, 1983; Kley *et al.*, 1999). Nos Andes Centrais, as cordilheiras ocidental e oriental flanqueiam o Altiplano Puna. Os vulcões na ZVC são restritos apenas à Cordilheira Ocidental. As *Sierras Pampeanas* ocorrem nos segmentos vulcanicamente inativos que separa a ZVC da ZVS. Na região sul dos Andes, a Cordilheira Costeira é separada pelo Vale Central da Cordilheira dos Andes Principais.

Os vulcões da ZVS e ZVA ocorrem na Cordilheira Principal. No Andes Setentrional uma Cordilheira Ocidental é separada por um vale intermontana da Cordilheira Oriental (Equador) ou Central (Colômbia) e os vulcões da ZVN ocorrem tanto no vale intermontana quanto em ambas as cordilheiras (Stern, 1991a).

O vulcanismo máfico monogenético ocorre ao longo de todas as zonas vulcânicas, destacando-se duas áreas que são os objetos de estudo da tese, ambas localizadas nos Andes Argentinos: i) região sul do Altiplano Puna, dentro do segmento da CVZ, na Província de Catamarca. ii) região de Zapala- Loncopué, na Província de Neuquén, no segmento da Zona Vulcânica Sul (Fig.19).

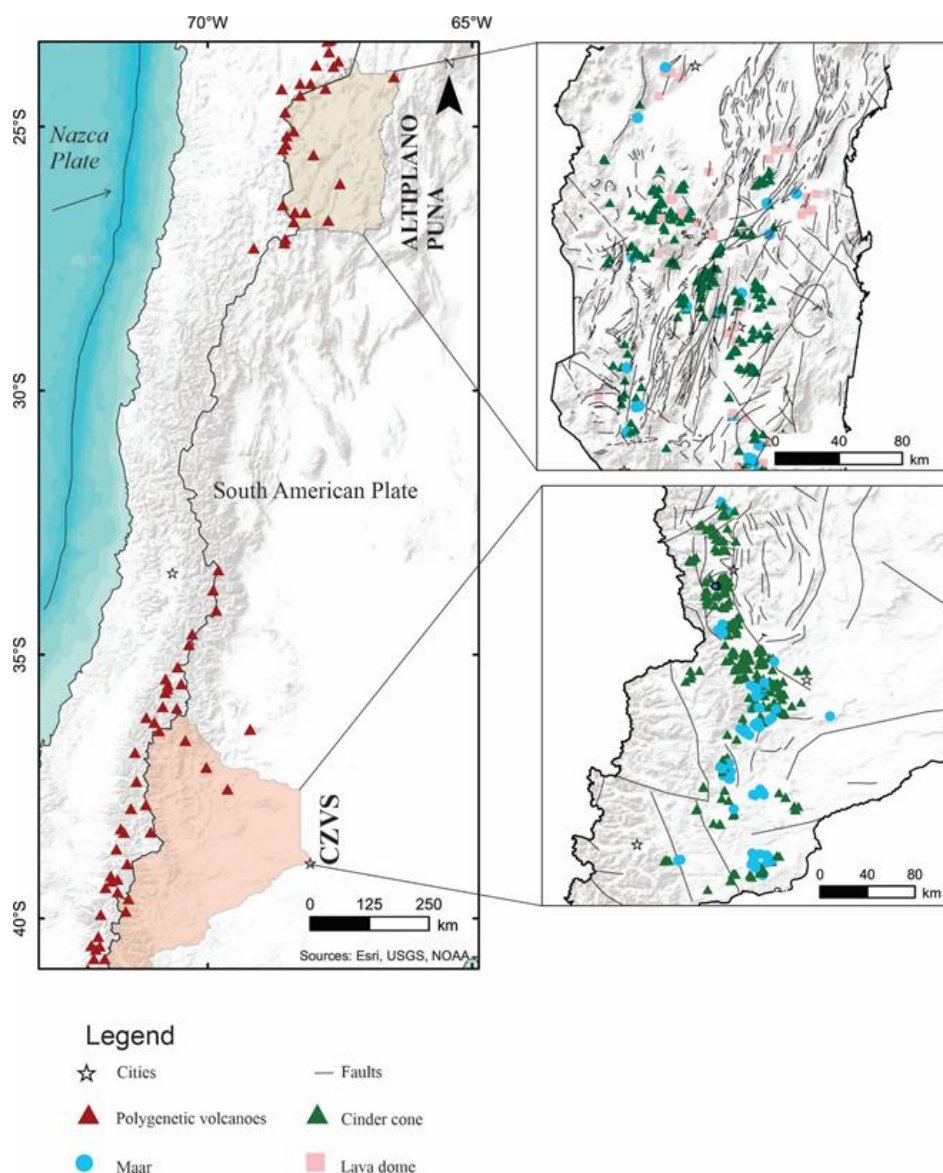


Figura 19 - Localização das zonas vulcânicas dos Andes. As setas pretas indicam ângulos de subducção relativamente baixo (extraído de Tilling, 2009).

2.6.1. Zona Vulcânica Central - Altiplano Puna

O Altiplano Puna constitui a principal feição topográfica dos Andes Centrais e é o segundo maior planalto da Terra, sendo considerado o maior formado na ausência de colisão continental (Allmendinger *et al.*, 1997; Drew *et al.*, 2009). Está situado entre os paralelos de 15° e 27°S de latitude e sua área abrange a Argentina, Chile e Bolívia, (Isacks, 1988). A origem do Altiplano Puna é normalmente relacionada a combinação de alguns processos associados a um encurtamento horizontal perpendicular ao orógeno, responsável por um espessamento crustal originado a partir da subducção da Placa de Nazca sob a Sul-americana (Isacks, 1988; Allmendinger *et al.*, 1997). Juntamente a este processo estão associados o magmatismo, o fluxo cortical e/ou delaminação litosférica (Kay & Kay, 1993, Kay *et al.*, 1994; Whitman *et al.*, 1996).

A perda da raiz litosférica, seja ela por delaminação ou remoção convectiva, pode ter contribuído para o seu soerguimento, desenvolvimento estrutural e para a geração de magmatismo (Kay *et al.*, 1994). O Altiplano Puna é caracterizado por faixas delimitadas por grandes zonas de falhas e bacias intermediárias de alta elevação (Allmendinger *et al.*, 1997; Coutand *et al.*, 2001).

O complexo vulcânico Altiplano Puna é o maior campo vulcânico continental do mundo, cobrindo uma área de pelo menos 50.000 km², tanto na porção meridional quanto na setentrional.

A história geológica da porção sul do Altiplano Puna é complexa e pode ser caracterizada pela forte presença de sequências vulcânicas que podem ser agrupados em três associações (Allmendinger *et al.*, 1997; Kay & Coira, 1994; Risso *et al.*, 2008): (i) associação de estratovulcões andesítico- dacíticos, ligados ao arco vulcânico principal e zonas de *back-arc*; (ii) depósitos de ignimbritos e domos de lava, de composição dacítica-riolítica, associados a episódios formadores de caldeiras; (iii) centenas de vulcões monogenéticos e fluxos de lavas associados de composição básico- intermediária, de pequeno volume (Marrett & Emerman, 1992; Kay & Kay, 1993; Drew *et al.*, 2009; Schoenbohm & Carrapa, 2015; Haag *et al.*, 2019). Esse vulcanismo máfico monogenético possui idades de 8,7 a 0,2 Ma.

Os vulcões máficos monogenéticos possuem tamanhos variáveis, desde pequenos com estratigrafia interna simples (0,02 a 0,001 km³), até volumes maiores (~ 0,4 a 0,2 km³) e estratigrafia complexa (Fig. 20). Os vulcões com volumes maiores podem apresentar um

hiato temporal e variações geoquímicas entre as erupções, o que pode definir a presença de vulcões monogenéticos policíclicos e polimagmáticos (Baéz *et al.*, 2016).

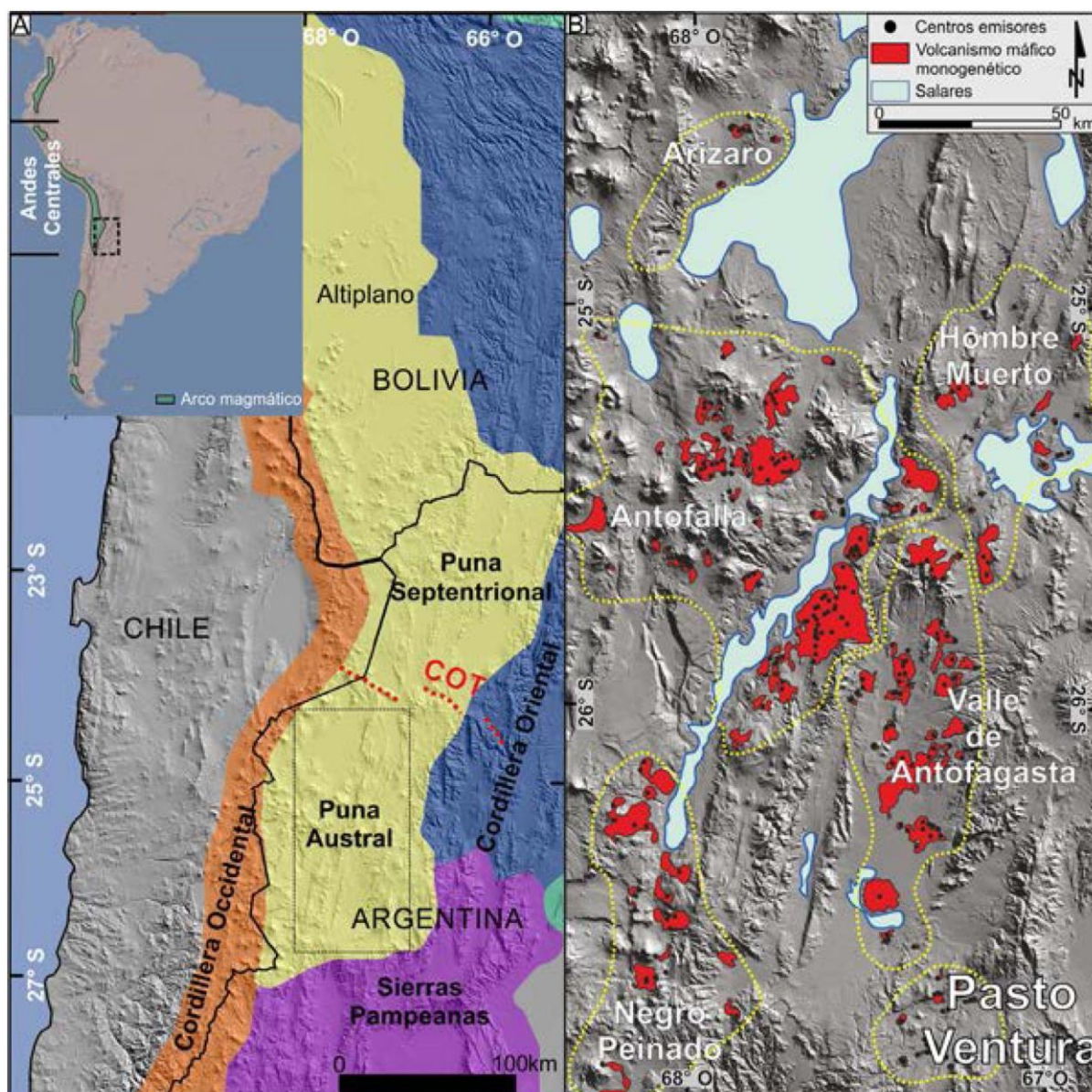


Figura 20 - Mapa de distribuição das principais ocorrências de vulcões máficos monogenéticos na Puna Austral (modificado a partir de Filipovich *et al.* 2019).

Na região sul da Puna (Fig. 20), o campo de tensões regionais é caracterizado por uma extensão sub-horizontal, com baixa taxa de deformação que ocorre desde o final do Mioceno (Zhou *et al.*, 2013). Esse campo de tensões favorece a ascensão do magma através do espessamento crustal e a erupção de pequenos vulcões máficos (Baéz *et al.*, 2016). No entanto, o caminho do magma é influenciado pela presença de fraturas pré-existentes e não pelo campo de *stress* regional (Lesti *et al.*, 2008, Le Corvec *et al.*, 2013).

O vulcanismo monogenético da região sul da Puna é formado por aglomerados com diferentes distribuições espaciais, volumes totais de magma em erupção e tamanho de

vulcões. É caracterizado por numerosos cones de escória, domos de lava, *tuff rings* e *maares*, que estão agrupados em pequenos campos vulcânicos (Viramonte *et al.*, 2010; Haag *et al.*, 2019) (Fig. 21). Alguns agrupamentos têm uma baixa densidade destes edifícios vulcânicos, mas estão alinhados ao longo de zonas de falhas, com tendência NE-SW (e.g. a Bacia de Arizaro; Viramonte *et al.*, 2010; a Bacia de Pasto Ventura, Filipovich *et al.*, 2014).

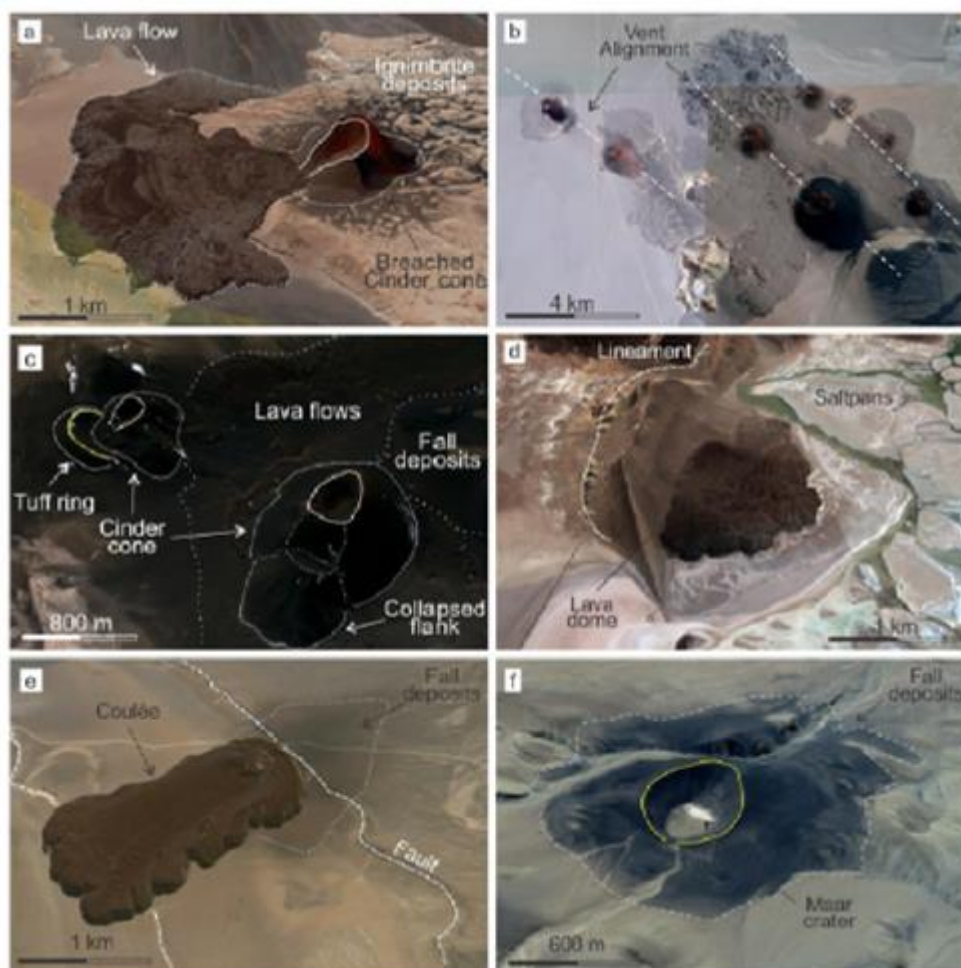


Figura 21 - Morfologia comuns de vulcões monogenéticos presentes na região da Puna: (a) cones de cinza com fluxo de lava associado cobrindo descontínuos depósitos ignimbríticos; (b) aglomerado de vários cones de cinza mostrando um alinhamento (NW-SE); (c) cones de cinzas associados a estruturas freatomagmáticas, fluxos de lava e extensos depósitos de queda; (d) domo de lava associado ao lineamento local; (e) couléé associado a depósitos de queda e uma falha normal NW-SE; (f) vulcão maar parcialmente erodido com extensos depósitos de queda. Escala relativa devido à perspectiva do exagero vertical de 3 (modificado a partir de Haag *et al.*, 2019).

Estudos realizados por Haag *et al.* (2019), utilizando uma sistemática SIG para análise espacial e estudo geomorfológico de vulcões, permitiu a identificação de 285 vulcões monogenéticos na região sul da Puna. Nesta região, há uma predominância de cones de cinzas e domos de lava, o que sugere uma pequena influência da água na dinâmica da erupção. Apesar do alto grau de aglomeração, as fontes monogenéticas da

região sul da Puna apresentam uma baixa densidade ($8,3 \times 10^3/\text{Km}^2$), quando comparados a outros campos monogenéticos ao redor do mundo. Baseado nas idades relativas e absolutas disponíveis, foi possível mapear a evolução do vulcanismo ao longo do tempo. Os resultados demonstram que os primeiros vulcões surgiram na região central do altiplano (*Sierra de Calalaste*) e associadas a falhas reativadas de grande escala com direção NNE-SSW. Posteriormente, a atividade vulcânica foi expandida (regiões de Antofalla e Antofagasta), atingindo as bordas da Puna (regiões de Pasto Ventura e Arizaro), onde os vulcões são associados a falhas normais com tendências NW-SE.

Nos exemplos citados, cada vulcão está relacionado a uma câmara magmática, que se propaga como um dique com uma baixa pressão magmática. Desta forma, esses diques só são capazes de alimentar falhas pré-existentes e orientadas quase perpendicularmente à tensão mínima de compressão principal. Essa geometria de falhas favorece a rápida ascensão do magma através da crosta superior, que reflete as composições mais primitivas de lavas máficas das bacias de Arizaro e Pasto Ventura (Murray *et al.*, 2015). Estes agrupamentos também estão relacionados a uma baixa taxa de entrada de magma da fonte devido à sua posição em relação ao bloco litosférico delaminado (Kay *et al.*, 1994, Risse *et al.*, 2008).

A gênese desse magmatismo tem sido vinculada a uma provável ocorrência de delaminação litosférica cenozoica tardia (Kay *et al.*, 1994; Whitman *et al.*, 1996). Existem dois modelos principais, baseados a partir do estudo de vulcões máficos monogenéticos, que sugerem a formação dessa delaminação. O primeiro modelo envolve processos de fusão parcial de um manto astenosférico peridotítico e relativamente homogêneo, que pode ter ascendido de forma adiabática, sendo responsável pela fusão de uma grande porção da litosfera inferior (Kay *et al.*, 1994; Risse *et al.*, 2008).

O segundo modelo propõe que a fonte destes magmas máficos estaria ligada a mecanismos de fusão parcial em pequena escala de blocos litosféricos inferiores heterogêneos de composição piroxenítica. Deste modo, seriam necessárias fusões de grandes volumes da litosfera (Drew *et al.*, 2009; Ducea *et al.*, 1998).

Mudanças no regime tectônico compressivo para um regime misto e extensivo, com erupções máficas (basaltos, andesitos) e ignimbriticas na Caldeira de Cerro Galan, são consideradas como pequenas evidências que apoiam o modelo de delaminação proposto por Kay *et al.*, (1994) para a região dos Andes Centrais (Baéz *et al.*, 2016).

2.6.2. Porção Central da Zona Vulcânica Sul (CZVS)

A porção central da Zona Vulcânica Sul (CZVS) faz parte de uma das regiões mais ativas da Terra (Stern, 2004). Essa zona faz parte de um dos quatro segmentos vulcânicos de margem convergente ativas, localizada na costa oeste da América do Sul, onde as placas de Cocos, Nazca e Antártica são subductadas pela placa da América do Sul (Hickey-Vargas *et al.*, 2002). Esta região apresenta centenas de vulcões monogenéticos de *back-arc* que possuem depósitos amplos e morfologias variáveis, além da presença de vulcões e caldeiras poligenéticas (e.g. Copahue, Callaqui, Antuco e Llaima). Apesar do vulcanismo monogenético ser expressivo nesta região, apenas alguns trabalhos exploram o vulcanismo nesse cenário e suas conexões com eventos tectono-magmáticos são importantes para evolução desta parte do terreno andino (e.g. Lara *et al.*, 2006; Cembrano & Lara, 2009).

Na CZVS a crosta é relativamente fina (< 30 km), e os principais produtos vulcânicos são andesitos basálticos e basaltos e, subordinadamente, andesitos, dacitos e riolitos, originados a partir de estratovulcões e de muitos centros eruptivos menores (López-Escobar *et al.*, 1995).

Os Andes na região de Neuquén apresentam características distintas que resultam da alternância de períodos de extensão, seguidos de períodos de compressão. Desta maneira, a região de Loncopué é uma depressão longa e única no sopé da cordilheira principal, caracterizada por um complexo sistema de meio-graben formado durante o Oligoceno e reativado extensionalmente durante o Plioceno- Pleistoceno.

A parte norte representa atualmente a frente orogênica compressiva (Ramos & Folguera 2005). A natureza e o volume das rochas ígneas relacionadas ao arco, a localização dos centros vulcânicos, o aumento e a diminuição da geração de magma e a atividade ígnea associada ao *foreland*, em conjunto com as análises dos estilos estruturais sobrepostos, sugerem a alternância dos regimes tectônicos. Logo, diferentes estágios vinculados às mudanças na geometria ocorreram ao longo do tempo, desde o Jurássico até o presente.

Períodos em que é notável o aumento da zona de subducção provavelmente estão associados a grandes volumes de magmas pouco evoluídos, enquanto que o rebaixamento da zona de subducção está ligado à migração de magmas mais evoluídos, associados à compressão e à elevação na Cordilheira Principal (Ramos & Folguera 2005).

Trabalhos recentes envolvendo mapeamento digital, usando uma sistemática SIG, permitiram a classificação de vulcões monogenéticos presentes na região de *back-arc* da

CZVS (Santos *et al.*, 2022). A região apresenta uma predominância de cones de escória (aproximadamente 80%) e vulcões freatomagmáticos (aproximadamente 19%), o que sugere um importante papel da água na dinâmica da erupção. Muitos cones apresentam uma clara associação com lineamentos locais, sugerindo um controle estrutural sobre a ocorrência dos centros monogenéticos. Ocorrências de vulcões freatomagmáticos ao sul da cidade de Zapala, podem estar relacionados aos padrões climáticos e a presença de água subterrânea. Mapas de densidade de Kernel indicam maiores densidades de vulcões no centro da CZVS, formando aglomerados alongados na direção E-W e NNW-SSW. No geral, a análise de vizinhança média dos cones indica um alto grau de agrupamento para aberturas monogenéticas nesta região (Fig. 22) (Santos *et al.*, 2022).

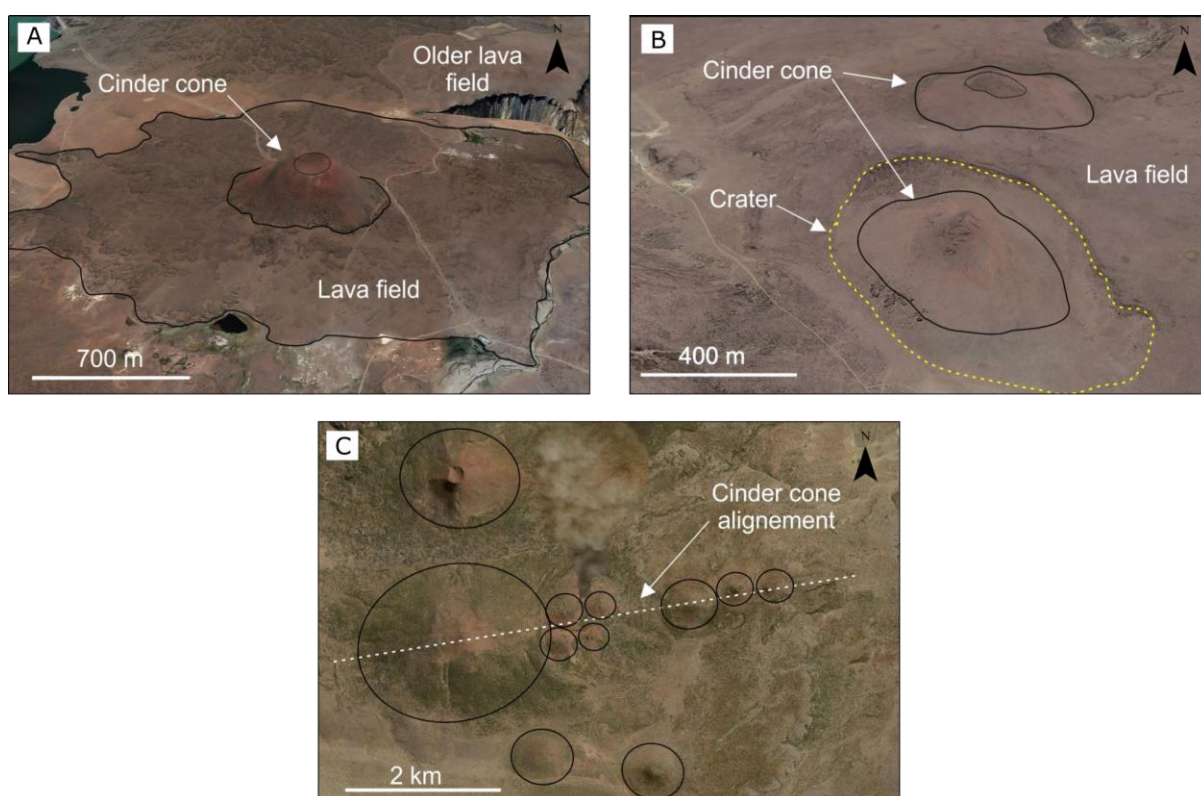


Figura 22 - Exemplos representativos de vulcões monogenéticos na CSZV: (a) cone de cinzas com fluxo de lava, (b) cone de cinza inserido em uma cratera maar, (c) alinhamento de cones de cinzas e (d) domo de lava e maar. Escala relativa devido à perspectiva do exagero vertical de 3. (modificado a partir de Santos *et al.*, 2022).

Estudos detalhados em basaltos na CZVS fornecem informações sobre a gênese e a composição química destes magmas e sugerem uma origem mantélica, com alguma interação com a crosta continental. Dados isotópicos de Sr, Nd, Pb e O, obtidos a partir de análises de basaltos da CZVS, não sugerem uma assimilação significativa da crosta continental (Stern, 2004).

Algumas evidências sugerem que os basaltos da CZVS podem ter sido originados a partir da fusão mantélica, com contaminação de fluídos derivados da desidratação da litosfera oceânica subductada, incluindo sedimentos: i) dados isotópicos de Be que mostram componentes de sedimentos subduzidos nos basaltos da CZVS (Sigmarsson *et al.*, 1990; Hickey *et al.*, 2002); ii) excesso de elementos de ^{226}Ra sobre ^{230}Th e ^{238}U sobre ^{230}Th também demonstram adição de fluídos derivados de placas (Sigmarsson *et al.*, 2002); iii) dados isotópicos de Pb sugerem que o Pb é derivado de uma mistura do manto com sedimentos da placa de Nazca subduzida (Macfarlane, 1999); iv) proporções elevadas de elementos litófilos de íons grandes (LILE) em comparação com os basaltos de ilhas oceânicas (OIB), para elementos terras raras (REE; por exemplo Ba/ La), demonstram que LILE são mais solúveis do que REE e, portanto, relativamente mais enriquecidos em fluídos derivados de placas (Hickey- Vargas *et al.*, 1989); v) isótopos de Sr, Nd e ^{18}O indicam uma pequena diferença entre os basaltos da CZVS e OIB, o que demonstra que os componentes derivados da placa subduzida devem ser pequenos em relação à fonte mantélica desses basaltos (Hickey- Vargas *et al.*, 1989, Stern *et al.*, 1990).

Andesitos, dacitos e riolitos nos vulcões da CZVS possuem a mesma composição isotópica dos basaltos e andesitos basálticos, o que indica a formação por processos de cristalização fracionada sem assimilação, ou como pequena assimilação jovem, semelhante às rochas plutônicas do Mioceno (Stern, 2004).

3. Resumo dos resultados

Esta tese aborda criticamente a interconexão espacial e temporal entre duas regiões localizadas nos Andes Argentinos, ambas caracterizadas por centenas de cones máficos monogenéticos. A inclusão de novos dados de morfometria, geoquímica elementar e isotópica, bem como de modelagem petrogenética, permitiu uma compreensão aprofundada das áreas acima mencionadas e possibilitou uma comparação entre o vulcanismo monogenético dos Andes Centrais, na região de Zapala-Loncopué, província de Neuquén, e Antofagasta de La Sierra, Puna Austral. Os resultados desta tese são apresentados na forma de dois artigos, cujas sínteses são descritas abaixo:

3.1. Identificação e distribuição espacial do vulcanismo monogenético da porção central da Zona Vulcânica Sul dos Andes - CZVS

No primeiro artigo, foi utilizado um Sistema de Informação Geográfica (SIG) para apresentar um catálogo abrangente de características geológicas monogenéticas na CZVS.

A compilação é focada no *Zapala Volcanic Field* (ZVF), categorizado com base em sua morfologia, distribuição espacial e relações estruturais. Os vulcões monogenéticos da região foram mapeados e classificados usando imagens de satélite e MDE'S. Além disso, foi analisada sua dinâmica de erupção e a interação entre características e processos tectônicos.

Na área de estudo, foram identificados um total de 335 vulcões monogenéticos, sendo os cones de cinzas o tipo predominante, representando 80% do total, seguidos pelos vulcões freatomagmáticos (*maars*), que compõem os 20% restantes. Os depósitos monogenéticos, que abrangem os vulcões e seus fluxos de lava correspondentes, ocupam uma extensão espacial de aproximadamente 6.400 km² dentro da CZVS. Os cones de cinza são edifícios alongados, associados a extensos fluxos de lava. Alguns estão dentro de crateras *maar* que cortaram fluxos de lava mais antigos. Além disso, vários cones se agregam em grupos que podem ser classificados por lineamentos e podem ser potencialmente correlacionados com diques e sistemas de alimentação. Os vulcões *Maar* são marcados por crateras bem preservadas, geralmente circulares, parcialmente preenchidas por sedimentos aluviais e salinas.

A determinação da quantidade de clusters monogenéticos implica na presença de um total de 9 agrupamentos monogenéticos dentro da CZVS. As maiores densidades de fontes são observadas no centro da CZVS ao sul do Loncopué. Cada aglomerado é marcado por uma distribuição e organização contrastantes de fontes que refletem a interação da tectônica e do magmatismo. Os vulcões monogenéticos na ZVF apresentam três padrões de distribuição: agrupado, distribuição de Poisson e disperso. Este padrão complexo está provavelmente relacionado a diferentes taxas de produção de magma através da ZVF.

Utilizando o método de classificação da idade relativa, foi possível mapear a distribuição temporal dos cones de cinza. Nossos dados indicam que os vulcões monogenéticos mais jovens estão concentrados no sudoeste da cidade de Zapala, com ocorrências mais esporádicas situadas a poucos quilômetros a noroeste de Loncopué. Os cones moderadamente jovens mantêm uma ampla distribuição espacial em direção ao leste, seguindo uma falha normal de tendência NW-SE, concentrados no Vale de Loncopué. As formas de relevo maduras, que são caracterizadas como moderadamente degradadas, exibem uma ampla distribuição dentro da área de estudo, com uma concentração nas regiões noroeste e sudoeste das cidades de Zapala e Loncopué. Essas características são

semelhantes a formas de relevo moderadamente jovens em termos de distribuição, mas cones maduros também podem ser encontrados como aglomerados isolados ao sul da cidade de Zapala. A área de estudo também contém vulcões monogenéticos mais antigos, que são predominantes no noroeste de Loncopué.

O vulcanismo monogenético no ZVF é caracterizado pela prevalência de cones de cinzas que estão intimamente associados aos lineamentos locais, indicando controle estrutural sobre a ocorrência de fontes monogenéticas. A existência de cones de cinzas sugere que o estilo estromboliano é a principal dinâmica de erupção no ZVF. Essa observação é apoiada pela presença de formas hidrovulcânicas na região, que representam menos de 20% do total de formas de relevo e indicam uma influência limitada da interação magma-água. A concentração de vulcões freatomagmáticos no ZVF está predominantemente localizada ao sul de 39° S e situada em elevações normalmente abaixo de 1600 m, implicando uma influência geográfica na manifestação do hidrovulcanismo. Esse padrão espacial pode ser atribuído a uma redução nos recursos hídricos à medida que a elevação aumenta. A incidência de freatomagmatismo está ligada a fatores climáticos ou geológicos (por exemplo, porosidade do embasamento e disponibilidade de água).

As fontes monogenéticas mostram uma clara associação com lineamentos locais e regionais, sugerindo um forte controle estrutural sobre a ocorrência de depósitos monogenéticos. Os principais controles sobre a distribuição das fontes monogenéticas são a tectônica oblíqua da Zona de Falha Liquiñe-Ofqui e o Vale de Loncopué, este último localizado entre o arco vulcânico principal e o Cinturão de Dobras e Empurrões de Agrio, essa estrutura extensional de 300 km de comprimento controla a ocorrência do vulcanismo monogenético. Dentro do Vale de Loncopué, o magnetismo se desenvolve como planaltos de lava contínuos desde o início do Plioceno até o presente.

3.2. Evolução Petrogenética dos sistemas vulcânicos monogenéticos na região da Puna: um abordagem de modelagem isotópica e elementar

O segundo artigo da tese teve por objetivo fornecer novos dados petrogenéticos obtidos em amostras de rochas vinculadas ao vulcanismo máfico monogenético dos campos vulcânicos na região da Puna, focando em duas áreas representativas: os campos monogenéticos de Antofagasta de La Sierra e Pasto Ventura. Isso contribui para uma melhor compreensão dos processos magmáticos predominantes em regiões de arcos vulcânicos.

O vulcanismo máfico da região de Antofagasta de La Sierra é representado no artigo, pelos vulcões Alumbreira e De La Laguna, que são os maiores da área. De acordo com dados de campo, o sistema vulcânico Alumbreira é composto principalmente por depósitos de escórias, bombas, cinzas lapilli e fluxos de lava, com um cone elíptico de 164 m de altura e diâmetro médio de 1,3 km, e um volume total estimado é de cerca de 0,12 km³. Já o vulcão De La Laguna é marcado pela presença de cinzas lapilli estratificadas, bombas, escórias, fluxos de lava e depósitos de cinzas lapilli, com um cone elíptico de 153 m de altura e volume estimado de 0,12 km³. Segundo os dados petrográficos, ambos os vulcões apresentam textura porfirítica com fenocristais de olivina, plagioclásio e clinopiroxênio, com uma matriz de olivina, plagioclásio, óxidos e micrólitos vítreos. Os depósitos piroclásticos e efusivos são compostos principalmente por basaltos.

O vulcanismo máfico na região de Pasto Ventura é marcado por campos de lava e depósitos piroclásticos, incluindo cones de escória, domos de lava, *maars* e *tuff rings*. Petrograficamente, as amostras são classificadas como basaltos e apresentam diferentes texturas e composições dependendo da formação vulcânica. Os domos de lava são porfiríticos e apresentam textura traquítica, com fenocristais de clinopiroxênio, olivina e anfibólio, e matriz composta por plagioclásio, clinopiroxênio, microlitos opacos e componentes vítreos. As amostras de *maars* são porfiríticas e apresentam fenocristais de olivina, clinopiroxênio, plagioclásio e anfibólio em uma matriz intergranular. Em geral, as amostras mostram uma variedade de fenocristais e texturas, indicando diferentes condições de formação vulcânica na região de Pasto Ventura.

Os novos dados geoquímicos indicam que os vulcões estudados em Antofagasta de La Sierra e Pasto Ventura são compostos principalmente por traquibasaltos e basaltos traquiandesíticos, vinculados à séries alcalinas. A delaminação magmática é apontada como uma importante fonte de magmatismo máfico na região. As amostras de Antofagasta de La Sierra mostram menor teor de elementos incompatíveis em relação aos elementos de alto potencial de partição, sugerindo uma contribuição subordinada da subducção. As razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e ϵNd (i) indicam uma fonte de manto superior heterogênea e evoluída para as amostras estudadas.

Foram realizados testes de modelagem petrogenética envolvendo elementos principais e traços, e isótopos de Sr para tentar quantificar os processos de cristalização fracionada e provável assimilação relacionados a magmas dos campos de cones máficos de Antofagasta de La Sierra e Pasto Ventura. Todos os modelos foram realizados em

estágios para cada grupo de elementos, considerando que, para gerar composições mais evoluídas, existem duas principais hipóteses envolvendo cristalização fracionada e assimilação crustal: (1) as composições mais evoluídas evoluíram por cristalização fracionada simples em sistemas fechados, a partir das menos evoluídas; (2) as composições mais evoluídas foram geradas por cristalização fracionada a partir das menos evoluídas em sistemas abertos, dada a extração de fases minerais e assimilação crustal.

Foram realizadas duas simulações com elementos maiores para entender e quantificar a evolução da diferenciação magmática de magmas nas regiões de Antofagasta de La Sierra e Pasto Ventura. O processo de cristalização fracionada foi testado gradualmente, de magmas menos a mais diferenciados. O modelo 1 foi aplicado para amostras dos cones máficos de Antofagasta de La Sierra, e obtivemos um resultado com $\Sigma_{res2} = 0,4344$ com 31,23% de fracionamento envolvendo o fracionamento de plagioclásio (32,6%), clinopiroxênio (17,9%), olivina (46,2%) e titanomagnetita (3,3%). O modelo 2 foi feito a partir de amostras da região de Pasto Ventura e foi obtido um resultado com $\Sigma_{res2} = 0,2346$ com 47,65% de fracionamento envolvendo o fracionamento de plagioclásio (49,8%), clinopiroxênio (19,3%), olivina (23,5%) e titanomagnetita (7,4%). Esses resultados são parcialmente consistentes com observações de campo e características petrográficas de rochas basálticas e andesíticas.

Foi realizada uma modelagem envolvendo elementos traços altamente incompatíveis como complemento à modelagem de elementos principais e para testar a hipótese do processo AFC (assimilação crustal associada à cristalização fracionada) para a geração de líquidos intermediários a partir de magmas mais básicos. O teste de modelagem envolve Th vs. Sm, Th vs. Nb e Th vs. Nd. Os resultados foram satisfatórios para as áreas de Antofagasta de la Sierra e Pasto Ventura, indicando que as linhas AFC atingem as amostras de composição intermediária após a diferenciação de cerca de 30-40% para Antofagasta e 20-30% para Pasto Ventura.

Também foi realizada uma modelagem de isótopos de Sr, com o intuito de apoiar/examinar os modelos anteriores e restringir ainda mais os processos que envolvem assimilação crustal. Os resultados indicam que, para as amostras de Antofagasta de La Sierra, são necessários cerca de 60-70% de AFC ($r = 0,2$) para composições mais diferenciadas, enquanto para Pasto Ventura, são necessários cerca de 70-80% de AFC ($r = 0,2$). Esses resultados demonstram que a diferenciação magmática por cristalização fracionada foi mais importante para os termos básicos, enquanto a assimilação crustal teve

mais contribuição para os termos intermediários. Os modelos sugerem que a assimilação crustal foi responsável por diferenças isotópicas, principalmente em rochas intermediárias, envolvendo diferentes fontes.

Por fim, os resultados do artigo 2 indicam que as amostras têm comportamento compatível com arcos magmáticos, com influência significativa de fusão parcial e contaminação crustal. A fonte magmática é sugerida como sendo do manto enriquecido da América do Sul, com processos de assimilação/fracionamento crustal ocorrendo durante a migração pela crosta. A cristalização fracionada foi importante na evolução dos magmas mais básicos, enquanto a assimilação/fracionamento crustal parece ter sido mais significativa em Pasto Ventura. As diferenças entre as regiões sugerem que os processos de fusão e assimilação crustal podem não ter afetado a mesma porção do manto ou ocorrido simultaneamente em toda Puna Austral.

4. Comparação geomorfológica e geoquímica dos campos monogenéticos dos Andes da ZVC e CZVS

Os vulcões monogenéticos na CZVS apresentam uma proporção significativamente maior de vulcões freatomagmáticos (20%) em comparação com outros campos monogenéticos nos Andes, como o sul do Planalto Puna (Haag et al., 2019) e o norte do Chile (Ureta et al., 2021). Essas diferenças podem ser atribuídas às variações climáticas entre essas regiões. Enquanto a CZVS é caracterizada por um clima úmido, com presença de lagos e vegetação, a ZVC está situada acima dos 3 km de altitude e compreende uma das regiões mais áridas da Terra.

A presença de rochas sedimentares da Bacia de Neuquén como unidades subjacentes na CZVS também pode contribuir para a ocorrência desse freatomagmatismo. Em contraste, as unidades sobrejacentes na Puna são principalmente rochas metamórficas e ígneas (Schnurr et al., 2006; Seggiaro et al., 2006). Outro aspecto importante a considerar é a ausência de domos de lava na CZVS. Em contraste, domos de lava irregulares e planos são formas de relevo monogenéticas expressivas e comuns na Puna (Haag et al., 2019).

A falta de domos de lava na CZVS é interpretada como resultado de composições contrastantes de fusão e evolução entre essas duas áreas. A presença de domos de lava pode indicar condições petrogenéticas contrastantes na ZVC e na CZVS. Enquanto o sul da Puna é caracterizado por uma espessura crustal de aproximadamente 70 km (Trumbull et al., 2006), a crosta da ZVC é consideravelmente mais fina, variando de 30 a 35 km

(Munizaga et al., 1988; Nelson et al., 1993; Stern, 2004), o que resulta em magmas menos evoluídos e na ausência de domos de lava.

Os magmas associados à CZVS, são principalmente basálticos e basáltico-andesíticos, com assinaturas de arco a *back-arc* (Varekamp et al., 2010; Rojas Vera et al., 2014). Em contrapartida, o vulcanismo monogenético no sul do Planalto de Puna e no norte do Chile inclui composições andesíticas, dacíticas e riolíticas, embora também ocorram andesitos basálticos e basaltos. Estes magmas estão frequentemente associados a processos relacionados com a subducção, refletindo a influência da placa subductada na fusão do manto (Stern, 2004). Segundo Kay et al. (2002) e Kay et al. (1999) a ZVC apresenta uma predominância de composições andesíticas e dacíticas, refletindo uma influência significativa de processos de subducção e fusão crustal.

Assinaturas geoquímicas, como proporções de elementos traços (Sr/Y, La/Yb) e composições isotópicas (Sr, Nd, Pb) distinguem ainda mais as duas zonas. A ZVC normalmente apresenta razões Sr/Y e La/Yb mais altas, indicando maior contaminação crustal ou uma fonte de magma mais evoluída em comparação com a CZVS. As composições isotópicas na ZVC também tendem a ser mais radiogênicas, refletindo maior interação com a crosta continental (Rabassa et al., 1987; Muñoz and Stern, 1988; Linares and Gonzales, 1990; Kay et al., 1999; Kay et al., 2002; Stern, 2004; Risse et al., 2008; Drew et al., 2008; Varekamp et al., 2010; Schoenbohm and Carrapa, 2015).

Além disso, a ZVC apresenta uma gama mais ampla de estilos e produtos eruptivos, incluindo erupções explosivas que produzem fluxos piroclásticos, bem como erupções efusivas formando fluxos e domos de lava. Em contraste, a CZVS é caracterizada por erupções mais efusivas, muitas vezes formando extensos campos de lava (Kay et al., 2002).

No geral, as diferenças geoquímicas entre a CZVS e a ZVC refletem variações nas suas configurações tectônicas e nas fontes do manto. A assinatura geoquímica da ZVC sugere uma maior influência de processos relacionados à subducção e contaminação crustal, enquanto a assinatura da CZVS indica uma fonte mais direta do manto com mínima interação crustal (Santos *et al.*, 2022).

5. Considerações finais

A presente tese delimita alguns novos entendimentos sobre o vulcanismo monogenético nos Andes e como decorrência do avanço do conhecimento, abre espaços

para novos questionamentos. Nos últimos anos, a disponibilidade de MDE, tem permitido a caracterização remota de vulcões monogenéticos, produzindo resultados que permite uma compreensão mais aprofundada da vulcanologia, associados aos processos estruturais e tectônicos (e.g. estudos mais recentes de Haag et al., 2019; Morfulis et al., 2020; Uslular et al., 2021). De acordo com essa contribuição, ao ser utilizado os MDEs, construímos no artigo 1 o primeiro catálogo completo de vulcões monogenéticos presentes na CZVS, estabelecendo novos dados a respeito da morfologia, distribuição espacial e relações estruturais.

As características do campo vulcânico de ZVF observadas, incluem sua densidade média de vulcões monogenéticos (0,015 aberturas/ km²) e seus padrões de distribuição. Comparado a outros campos, a ZVF tem uma densidade média de ventilação mais alta do que a Puna Austral (0,008 aberturas/km²; Haag et al., 2019). Baseado no padrão de distribuição de aberturas monogenéticas na Puna Austral, Morfulis et al., (2020), apresenta dois estilos para campos monogenéticos, o primeiro sugere campos controlados pela atividade magmática, com padrão clusterizado e o segundo campos controlados pela tectônica, com padrão de distribuição aleatório. A distribuição dos vulcões na ZVF, apresentam três padrões de distribuição: clusterizado, de Poisson e disperso, neste caso, a presente tese sugere que esta complexidade está provavelmente relacionada às diferentes taxas de produção de magmas ao longo da ZVF, mais estudos são necessários e talvez ajudem a definir melhor essa questão.

Os Andes do Sul apresentam uma peculiaridade na subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana, com uma componente oblíqua proeminente. A deformação resultante é notavelmente acomodada pela extensa Zona de Falha de Liquiñe-Ofqui (LOFZ), que se estende por 1200 km e influencia a distribuição dos vulcões poligenéticos ao longo do arco vulcânico atual. Esse contexto oferece uma oportunidade única para investigar a interação entre os sistemas vulcânicos e tectônicos. Embora alguns estudos tenham explorado os efeitos dessa tectônica oblíqua no vulcanismo, com foco principalmente na orientação e morfologia dos estratovulcões na região do arco magmático, ainda há muito a ser compreendido. Nossos dados indicam que os vulcões monogenéticos obtidos nessa região, são geralmente encontrados ao longo de estruturas com orientação NE-SW e E-W. Este padrão é consistente em diferentes graus de elipticidades dos cones basais e é mais evidente em cones com elipticidade inferior a 0,8. Isso sugere que há um controle comum sobre a localização dos cones monogenéticos na área de estudo. Portanto,

essa orientação pode ser usada para inferir o estado de tensão na região, indicando uma tensão máxima horizontal compressiva com direções NE-SW a EW, em acordo com a orientação da tensão quaternária.

O Altiplano Puna é considerado um dos mais altos platôs do mundo e seu expressivo vulcanismo tem sido foco de pesquisas nos últimos anos, trabalhos relacionados a parâmetros morfométricos começaram a ser realizados (e.g. Báez et al., 2016; Haag et al., 2019) desta maneira dados morfométricos e petrológicos se torna uma importante contribuição para a compreensão dos processos magmáticos que estão associados ao vulcanismo máfico monogenético.

Do ponto de vista petrogenético considera-se que a evolução complexa do vulcanismo na ZVC seja um dos melhores exemplos mundiais para o entendimento de processos ígneos atuantes em arcos vulcânicos. Em relação ao contexto geotectônico e geotermal que deu origem a ZVC, trabalhos de Baéz et al. (2016) sugerem a existência de reservatórios magmáticos na crosta superior abaixo da ZVC que alimentariam os vulcões da Puna Austral. Segundo estes autores, devido à alta taxa de aporte magmático decorrente da delaminação litosférica, os reservatórios possuíam taxas de recarga muito elevadas, preservando a sua temperatura. Esse fator, aliado ao estilo eruptivo da região, caracterizado por baixas taxas erupção, seria o condicionante ideal para a ocorrência de processos de recarga-evacuação e cristalização fracionada (REFC – Lee et al., 2013). Durante estes processos, a água se comportaria como um elemento incompatível, concentrando-se no magma e dando origem a erupções piroclásticas, desencadeando a mudança de estilo eruptivo (e.g. havaiano para estromboliano e vice-versa). Deste modo os novos dados geoquímicos obtidos na ZVC em vulcões monogenéticos ainda pouco estudados, aliados a diversas modelagens serviram de base para a discussões petrogenéticas vinculadas a este tema.

Através da compilação e avaliação de dados geoquímica de rocha total, de isótopos de Sr-Nd, dos dados de campo, destes e de outros autores citados nesta tese, é possível identificar que os dados geoquímicos obtidos na ZVC permitem explorar uma série de processos magmáticos nas áreas estudadas. Baseados nos dados composicionais, as rochas vulcânicas das regiões de Antofagasta De La Sierra e Pasto Ventura exibem um comportamento alcalino, evoluindo por cristalização fracionada com importante assimilação crustal (Kay et., 1994; Drew et al., 2009; Risse et al., 2013). Esses dados são reforçados pelos resultados de ETR, que demonstram enriquecimento em LILEs comparados com

HFSEs indicativos de fusão parcial e contaminação crustal (Wilson, 1989; Piccirillo et al., 1989; Cox, 1980; Hawkesworth, 1984).

O modelamento petrogenético discutidos também discutidos nesta tese permite concluir que a cristalização fracionada desempenhou um papel importante na evolução dos termos mais básicos, enquanto a assimilação/cristalização fracionada pode ter tido um papel mais significativo na evolução dos localizados em Pasto Ventura. Pesquisas mais detalhadas precisam ser realizadas para avaliar os parâmetros físicoquímicos envolvidos para uma melhor análise.

6. Referências bibliográficas

- Affleck, Dev.K., Cassidy, J., Locke, C.A., 2001. Te Pouhawaiki Volcano and pre-volcanic topography in central Auckland: Volcanological and hydrogeological implications. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 44, 313–321. <https://doi.org/10.1080/00288306.2001.9514940>
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The Evolution of the Altiplano- Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review Earth Planetary Sciences* 25, 139–174. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>
- Avellán, D.R., Macías, J.L., Pardo, N., Scolamacchia, T., Rodriguez, D., 2012. Stratigraphy, geomorphology, geochemistry and hazard implications of the Nejapa Volcanic Field, western Managua, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 213–214, 51–71. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.002>
- Bacon, C.R., 1982. Time-predictable bimodal volcanism in the Coso Range, California. *Geology* 10, 65. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10)
- Báez, W., Carrasco Nuñez, G., Giordano, G., Viramonte, J.G., Chiodi, A., 2016. Polycyclic scoria cones of the Antofagasta de la Sierra basin, Southern Puna plateau, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications* 446, 311–336. <https://doi.org/10.1144/sp446.3>
- Bemis, K., Walker, J., Borgia, A., Turrin, B., Neri, M., Swisher, C., III, 2011. The growth and erosion of cinder cones in Guatemala and El Salvador: Models and statistics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 39–52. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.007>

- Bemis, K.G., Ferencz, M., 2017. Morphometric analysis of scoria cones: the potential for inferring process from shape. *Geological Society London* 446 (1), 61–100. <https://doi.org/10.1144/SP446.9>.
- Bloom, A.L., 1998. *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. Prentice Hall, Upper Saddle River, Rj, 3rd Ed.
- Bolós, X., Planagumá, L., Martí, J., 2014. Volcanic stratigraphy of the Quaternary La Garrotxa Volcanic Field (north-east Iberian Peninsula). *Journal Quaternary Science*. 29, 547–560. <https://doi.org/10.1002/jqs.2725>
- Brand, B.D., White, C.M., 2007. Origin and stratigraphy of phreatomagmatic deposits at the Pleistocene Sinker Butte Volcano, Western Snake River Plain, Idaho. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160, 319–339. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.007>
- Brand, B.D., Clarke, A.B., 2009. The architecture, eruptive history, and evolution of the Table Rock Complex, Oregon: From a Surtseyan to an energetic maar eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 180, 203–224. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.10.011>
- Brand, BD, Brož, P., 2015. Tuff Cone, in: *Encyclopedia of Planetary Landforms*. Springer New York, pp. 2197–2204. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3_385
- Branney, M.J., 1995. Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bulletin Volcano* 57, 303–318. <https://doi.org/10.1007/bf00301290>
- Brenna, M., Cronin, S.J., Németh, K., Smith, I.E.M., Sohn, Y.K., 2011. The influence of magma plumbing complexity on monogenetic eruptions, Jeju Island, Korea. *Terra Nova* no. no. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00985.x>
- Brown, R.J., Kokelaar, B.P., Branney, M.J., 2007. Widespread transport of pyroclastic density currents from a large silicic tuff ring: the Glaramara tuff, Scafell caldera, English Lake District, UK. *Sedimentology* 54, 1163–1190. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00877.x>
- Brož, P., Hauber, E., 2013. Hydrovolcanic tuff rings and cones as indicators for phreatomagmatic explosive eruptions on Mars. *Journal Geophysical Research Planets* 118, 1656–1675. <https://doi.org/10.1002/jgre.20120>
- Brož, P., Németh, K., 2015. Tuff Ring, in: *Encyclopedia of Planetary Landforms*. Springer New York, pp. 2204–2210. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3_403

- Bruno, B.C., 2004. Clustering within rootless cone groups on Iceland and Mars: Effect of nonrandom processes. *J. Geophys. Res.* 109. <https://doi.org/10.1029/2004je002273>
- Büchner, J., Tietz, O., 2012. Reconstruction of the Landeskroner Scoria Cone in the Lusatian Volcanic Field, Eastern Germany — Long-term degradation of volcanic edifices and implications for landscape evolution. *Geomorphology* 151–152, 175–187. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.01.027>
- Büttner, R., Zimanowski, B., 1998. Physics of thermohydraulic explosions. *Physical Review Journals* 57, 5726–5729. <https://doi.org/10.1103/physreve.57.5726>
- Cagnoli, B., Ulrych, T.J., 2001. Ground penetrating radar images of unexposed climbing dune-forms in the Ubehebe hydrovolcanic field (Death Valley, California). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 109, 279–298. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(01\)00196-2](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(01)00196-2)
- Carn, S.A., Pyle, D.M., 2001. Petrology and Geochemistry of the Lamongan Volcanic Field, East Java, Indonesia: Primitive Sunda Arc Magmas in an Extensional Tectonic Setting. *Journal of Petrology* 42, 1643–1683. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.9.1643>
- Camp, V.E., Roobol, M.J., Hooper, P.R., 1991. The Arabian continental alkali basalt province: Part II. Evolution of Harrats Khaybar, Ithnayn, and Kura, Kingdom of Saudi Arabia. *Geological Society of America Bulletin* 103, 363–391. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0363:tacabp>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0363:tacabp>2.3.co;2)
- Campeny, M., Mangas, J., Melgarejo, J.C., Bambi, A., Alfonso, P., Gernon, T., Manuel, J., 2014. The Catanda extrusive carbonatites (Kwanza Sul, Angola): an example of explosive carbonatitic volcanism. *Bulletin Volcanology* 76. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0818-6>
- Cañón-Tapia, E., & Walker, G. P. L. 2004. Global aspects of volcanism: the perspectives of “plate tectonics” and “volcanic systems.” *Earth-Science Reviews*, 66(1–2), 163–182. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.11.001>
- Cañón-Tapia, E., 2016. Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.010>
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>
- Cassidy, J., France, S.J., Locke, C.A., 2007. Gravity and magnetic investigation of maar volcanoes, Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 153–163. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.007>

- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>
- Chough, S.K., Sohn, Y.K., 1990. Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology* 37, 1115–1135. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb01849.x>
- Coira, B., Kay, S.M., Viramonte, J., 1993. Upper Cenozoic Magmatic Evolution of the Argentina Puna- A Model For Changing Subduction Geometry. *International Geology Review* 35, 677–720. <https://doi.org/10.1080/00206819309465552>
- Cole, J. W., 1986. Distribution and Tectonic setting of Late Cenozoic Volcanism in New Zealand. In: Smith IEM (ed) Late Cenozoic Volcanism in New Zealand. *Research New Zealand Bulletin* 23: 7-20.
- Cole, P.D., Guest, J.E., Duncan, A.M., Pacheco, J.-M., 2001. Capelinhos 1957–1958, Faial, Azores: deposits formed by an emergent surtseyan eruption. *Bulletin Volcanology* 63, 204–220. <https://doi.org/10.1007/s004450100136>
- Colton, H. S., 1937. The basaltic cinder cones and lava flows of the San Francisco Mountain Volcanic Field. *Museum of Northern Arizona Bulletin*, 10, 1-58.
- Connor, C.B., 1990. Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: Implications for structural and petrologic models. *Journal Geophysical Research* 95, 19395. <https://doi.org/10.1029/jb095ib12p19395>
- Corazzato, C., Tibaldi, A., 2006. Fracture control on type, morphology and distribution of 475 parasitic volcanic cones: an example from Mt. Etna, Italy. *Journal Volcanology Geothermal Research*. 158, 177–194. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.018>.
- Coutand, I., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E.A., López-Gamundí, O., 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20, 210–234. <https://doi.org/10.1029/2000tc900031>
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(81)90153-9)
- De Silva, S.L., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17, 1102. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017)

- De Silva, S. & Lindsay, J.M. 2015. Primary Volcanic Landforms. In: Sigurdsson, H. The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition). Academic Press, pp. 273-297, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00015-8>.
- Di Traglia, F., Morelli, S., Casagli, N., Garduño-Monroy, V., 2014. Semi-automatic delimitation of volcanic edifice boundaries: validation and application to the cinder cones of the Tancitaro–Nueva Italia region (Michoacán–Guanajuato Volcanic Field, Mexico). *Geomorphology* 219, 152–160. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.05.002>.
- Dohrenwend, J.C., Wells, S.G. & Turrin, B.D. 1986. Degradation of Quaternary cinder cones in the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 421–427.
- Drew, S.T., Ducea, M.N., Schoenbohm, L.M., 2009. Mafic volcanism on the Puna Plateau, NW Argentina: Implications for the lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. *Lithosphere* 1, 305–318. <https://doi.org/10.1130/L54.1>.
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B., 1998. The age and origin of a thick mafic–ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith. *Contributions Mineralogy Petrology* 133, 169–185. <https://doi.org/10.1007/s004100050445>
- Farrand, W.H., Singer, R.B., 1992. Alteration of hydrovolcanic basaltic ash: Observations with visible and near-infrared spectrometry. *Journal Geophysical Research* 97, 17393. <https://doi.org/10.1029/92jb01075>
- Favalli, M., Karátson, D., Mazzarini, F., Pareschi, M.T., Boschi, E., 2009. Morphometry of scoria cones located on a volcano flank: A case study from Mt. Etna (Italy), based on high-resolution LiDAR data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186, 320–330. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.07.011>
- Filipovich, R., Báez, W., Bustos, E., Villagrán, A., Chiodi, A., Viramonte, J.G., 2019. Eruptivestyles related to the monogenetic mafic volcanism of Pasto Ventura region, SouthernPuna, Argentina. *Andean Geol.* 46 (2), 300–335.
- Filipovich, R., Santillán, A., Ba´ez, W. & Viramonte, J.G., 2014. Caracterización del volcanismo monogenético básico de la región de Pasto Ventura, Puna Austral. 198 Congreso Geológico Argentino, Cordoba, Argentina, 2–6 June 2014, Cordoba, Argentina. Actas, S24-1-6.
- Fisher, R. V., Schmincke H-U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer, Heidelberg, pp 1–474
- Fodor, E., Németh, K., 2015. Spatter Cone, in: *Encyclopedia of Planetary Landforms*. Springer New York, pp. 2028–2034. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3_589

- Fornaciai, A., Favalli, M., Karátson, D., Tarquini, S., Boschi, E., 2012. Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: A DEM-based analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 217–218, 56–72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.012>
- Francis P.W., 1993. *Volcanoes: a planetary perspective* University Press, Oxford, p. 443
- Gamble, J.A., Price, R.C., Smith, I.E.M., McIntosh, W.C., Dunbar, N.W., 2003. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of magmatic activity, magma flux and hazards at Ruapehu volcano, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 120, 271–287. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(02\)00407-9](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(02)00407-9)
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society* 129, 93–131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>
- Gençalioglu-Kuşcu, G., Atilla, C., Cas, R.A.F., Kuşcu, İ., 2007. Base surge deposits, eruption history, and depositional processes of a wet phreatomagmatic volcano in Central Anatolia (Cora Maar). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 198–209. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.013>
- Goto, A., Taniguchi, H., Yoshida, M., Ohba, T., Oshima, H., 2001. Effects of explosion energy and depth to the formation of blast wave and crater: Field Explosion Experiment for the understanding of volcanic explosion. *Geophysical Research* 28, 4287–4290. <https://doi.org/10.1029/2001gl013213>
- Gündüz, M., Asan, K., 2021. PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers*. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.06.010>
- Haag, MB, Baez, WA, Sommer, CA, Arnosio, JM, Filipovich, RE, 2019. Geomorfologia e distribuição espacial de vulcões monogenéticos no sul do Planalto de Puna (NW Argentina). *Geomorphology* 342, 196–209. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.06.008>
- Harris, A.J.L., Dehn, J., Calvari, S., 2007a. Lava effusion rate definition and measurement: a review. *Bulletin Volcanology* 70, 1–22. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0120-y>
- Harris, A.J.L., Ripepe, M., Hughes, E.A., 2012. Detailed analysis of particle launch velocities, size distributions and gas densities during normal explosions at Stromboli. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 231–232, 109–131. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.02.012>
- Hasenaka, T., Carmichael, I., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume, distribution and magma discharge rate. *Journal Volcanology Geothermal Research* 25, 104–124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)

- Head, J.W., III, Wilson, L., 1989. Basaltic pyroclastic eruptions: Influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37, 261–271. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90083-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90083-8)
- Heiken, G.H., 1971. Tuff rings: Examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, south-central Oregon. *Journal Geophysical Research* 76, 5615–5626. <https://doi.org/10.1029/jb076i023p05615>
- Hervé, F.; Demant, A.; Ramos, V. A.; Pankhurst, R. J.; Suárez, M., 2000. The Southern Andes. *In* Tectonic Evolution of South América. International Geological Congress 605-634. Rio de Janeiro
- Hickey -Vargas, R., Roa, H.M., Escobar, L.L., Frey, F.A., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5 S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions Mineralogy Petrology*. 103, 361–386. <https://doi.org/10.1007/bf00402922>
- Hickey-Vargas, R., Sun, M., López-Escobar, L., Moreno-Roa, H., Reagan, M.K., Morris, J.D., Ryan, J.G., 2002. Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology* 30, 199. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030)
- Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136, 169–198. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019>
- Hobden, B.J., Houghton, B.F., Lanphere, M.A., Nairn, I.A., 1996. Growth of the Tongariro volcanic complex: New evidence from K-Ar age determinations. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 39, 151–154. <https://doi.org/10.1080/00288306.1996.9514701>
- Hobden, B.J., Houghton, B.F., Davidson, J.P., Weaver, S.D., 1999. Small and short-lived magma batches at composite volcanoes: time windows at Tongariro volcano, New Zealand. *Journal of the Geological Society* 156, 865–868. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.5.0865>
- Hooper, D.M., Sheridan, M.F., 1998. Computer-simulation models of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83, 241–267. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(98\)00031-6](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(98)00031-6)
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Smith, I.E.M., 1999. Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 97–120. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(99\)00058-x](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(99)00058-x)

- Houghton, B. F., & Gonnermann, H. M. (2008). Basaltic explosive volcanism: Constraints from deposits and models. *Geochemistry*, 68(2), 117–140. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2008.04.002>
- Illies, H., 1959. Die Entstehungsgeschichte eines Maares in Süd-Chile. *Geologische Rundschau* 48, 232–247. <https://doi.org/10.1007/bf01801828>
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal Geophysical Research* 93, 3211. <https://doi.org/10.1029/jb093ib04p03211>
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society America Bulletin* 94, 341. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94)
- Kay, S. M., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(02\)00005-6](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(02)00005-6)
- Kay, R.W., Kay, S.M., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219, 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U).
- Kay, S.M., Coira, B., Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, central Andes. *Journal Geophysical Research* 99, 24323–24339. <https://doi.org/10.1029/94jb0089>
- Keating, G.N., Valentine, G.A., Krier, D.J., Perry, F.V., 2007. Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bulletin Volcanology* 70, 563–582. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0154-1>
- Kereszturi, G., Németh, K., Csillag, G., Balogh, K., Kovács, J., 2011. The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 227–240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.018>
- Kereszturi, G., Németh, K., 2012a. Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In: Németh, K. (Ed.), *Updates in Volcanology—New Advances in Understanding Volcanic Systems*. *Tectonophysics* 1–89 <https://doi.org/10.5772/51387>.
- Kereszturi, G., Németh, K., 2012b. Structural and morphometric irregularities of eroded Pliocene scoria cones at the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Geomorphology* 136, 45–58. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.005>

- Kereszturi, G., Geyer, A., Martí, J., Németh, K., Dóniz-Páez, F.J., 2013. Evaluation of morphometry-based dating of monogenetic volcanoes—a case study from Bandas del Sur, Tenerife (Canary Islands). *Bulletin Volcanology* 75. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0734-1>
- Kereszturi, G., Németh, K., Cronin, S.J., Agustín-Flores, J., Smith, I.E.M., Lindsay, J., 2013b. A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcanoes — Implication for the Quaternary Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 266, 16–33. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.09.003>
- Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Carracedo, J.-C., Jacobs, P., 2012. Geomorphometric variability of “monogenetic” volcanic cones: evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology* 136 (1), 59–75. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.009>.
- Kiyosugi, K., Connor, C.B., Wetmore, P.H., Ferwerda, B.P., Germa, A.M., Connor, L.J., Hintz, A.R., 2012. Relationship between dike and volcanic conduit distribution in a highly eroded monogenetic volcanic field: San Rafael, Utah, USA. *Geology* 40, 695–698. <https://doi.org/10.1130/g33074.1>
- Kokelaar, B.P., 1983. The mechanism of Surtseyan volcanism. *Journal of the Geological Society* 140, 939–944. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.6.0939>
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75–94. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(98\)90223-2](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(98)90223-2)
- Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C., 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 70–86. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017>
- Leat, P.T., Thompson, R.N., 1988. Miocene hydrovolcanism in NW Colorado, USA, fuelled by explosive mixing of basic magma and wet unconsolidated sediment. *Bulletin Volcanology* 50, 229–243. <https://doi.org/10.1007/bf01047486>
- Le Corvec, N., Spörli, K.B., Rowland, J., Lindsay, J., 2013. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews* 124, 96–114. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.005>
- Lesti, C., Giordano, G., Salvini, F., Cas, R., 2008. Volcano tectonic setting of the intraplate, Pliocene-Holocene, Newer Volcanic Province (southeast Australia): Role of crustal fracture zones. *Journal Geophysical Research* 113. <https://doi.org/10.1029/2007jb005110>

- Lewis, C.J., Vergés, J., Marzo, M., 2000. High mountains in a zone of extended crust: Insights into the Neogene-Quaternary topographic development of northeastern Iberia. *Tectonics* 19, 86–102. <https://doi.org/10.1029/1999tc900056>
- Linares E., & Gonzalez, R.R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales Série B, Didáctica y Complementaria, 19- 1- 628.
- López-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.
- Lorenz, V., 1973. On the formation of maars. *Bulletin Volcanology* 37, 183–204. <https://doi.org/10.1007/bf02597130>
- Lorenz, V., 1975. Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. *Physics and Chemistry of the Earth* 9, 17–27. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(75\)90003-8](https://doi.org/10.1016/0079-1946(75)90003-8)
- Lorenz, V. 1985. Maars e diatremes de origem phreatomagmatic: uma revisão. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 88 (2), pp. 459-470.
- Lorenz, V., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin Volcanology* 48, 265–274. <https://doi.org/10.1007/bf01081755>
- Lorenz, V., 2007. Syn- and posteruptive hazards of maar–diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 285–312. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.015>
- Lorenz, V., Kurszlaukis, S., 2007. Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar–diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 4–32. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.019>
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H.-G., Romer, R.L., Dulski, P., 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin—the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics* 341, 195–223. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(01\)00188-3](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(01)00188-3)
- MacDonald GA., 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, pp 1–510.
- Macfarlane, A.W., 1999. Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal sources, In *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (Skinner, B.J. editor). *Society of Economic Geologists* 7, 195-217.

- Mannen, K., Ito, T., 2007. Formation of scoria cone during explosive eruption at Izu-Oshima volcano, Japan. *Geophysical Research Letters* 34. <https://doi.org/10.1029/2007gl030874>
- Maro, G., Caffè, P.J., 2016. Neogene monogenetic volcanism from the Northern Puna region: products and eruptive styles. *Geological Society London Special Publications* 446 (1), 337–359. <https://doi.org/10.1144/sp446.6>.
- Marrett, R., Emerman, S.H., 1992. The relations between faulting and maficmagmatism in the Altiplano-Puna Plateau (central Andes). *Earth Planetary Science Letters* 112, 53–59. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(92\)90006-h](https://doi.org/10.1016/0012-821x(92)90006-h).
- Martí, J., Groppelli, G., Brum da Silveira, A., 2018. Volcanic stratigraphy: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357, 68–91. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.006>
- Martin, U., Németh, K., 2005. Eruptive and depositional history of a Pliocene tuff ring that developed in a fluvio-lacustrine basin: Kissomlyó volcano (western Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, 342–356. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.019>
- Martin, U., Németh, K., 2006. How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155, 104–118. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.012>
- Martín-Serrano, A., Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Gallardo-Millán, J.L., Martín-Alfageme, S., Rubio, F.M., Ibarra, P.I., Granda, A., Pérez-González, A., García-Lobón, J.L., 2009. Morphotectonic setting of maar lakes in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Central Spain, SW Europe). *Sedimentary Geology* 222, 52–63. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.07.005>
- Mattsson, H.B., Höskuldsson, Á., Hand, S., 2005. Crustal xenoliths in the 6220 BP Sæfell tuff-cone, south Iceland: Evidence for a deep, diatreme-forming, Surtseyan eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 234–248. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.009>
- Mattsson, H.B., Tripoli, B.A., 2011. Depositional characteristics and volcanic landforms in the Lake Natron–Engaruka monogenetic field, northern Tanzania. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203, 23–34. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.04.010>

- Mazzarini, F., Pareschi, M.T., Favalli, M., Isola, I., Tarquini, S., Boschi, E., 2005. Morphology of basaltic lava channels during the Mt. Etna September 2004 eruption from airborne laser altimeter data. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2004gl021815>
- McGee, L. E., Millet, M.-A., Beier, C., Smith, I. E. M., & Lindsay, J. M., 2015. Mantle heterogeneity controls on small-volume basaltic volcanism. *Geology*, 43(6), 551–554. <https://doi.org/10.1130/g36590.1>
- McGetchin, T.R., Settle, M., Chouet, B.A., 1974. Cinder cone growth modeled after Northeast Crater, Mount Etna, Sicily. *Journal Geophysical Research* 79, 3257–3272. <https://doi.org/10.1029/jb079i023p03257>
- Melnick, D., Echtler, H.P., 2006. Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology* 34, 709. <https://doi.org/10.1130/g22440.1>
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A., 1990. The Andes of Chile and Argentina. *In* *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series 59-90.
- Müller, G. Veyl., 1956. The birth of Nilahue, a new maar-type volcano at Rininahue, Chile 20th International Geological Congress Mexico City 375-396.
- Munizaga, F., Herve, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M., Snelling, N., 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39°–42°S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 309–316. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90009-0](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90009-0)
- Muñoz B., J., Stern, C.R., 1988. The quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 147–161. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90032-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90032-6)
- Murray, J.B., Stevens, N.F., 2000. New formulae for estimating lava flow volumes at Mt. Etna Volcano, Sicily. *Bulletin Volcanology* 61, 515–526. <https://doi.org/10.1007/s004450050002>
- Murray, K.E., Ducea, M.N., Schoenbohm, L., 2015. Foundering-driven lithospheric melting: The source of central Andean mafic lavas on the Puna Plateau (22°S–27°S), in: *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(08\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(08))
- Nakagawa, M., Nairn, I.A., Kobayashi, T., 1998. The ~10 ka multiple vent pyroclastic eruption sequence at Tongariro Volcanic Centre, Taupo Volcanic Zone, New Zealand.

Journal of Volcanology and Geothermal Research 86, 45–65. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(98\)00086-9](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(98)00086-9)

Nelson, E., Forsythe, R., Diemer, J., Allen, M., Urbina, O., 1993. Taitao ophiolite: a ridge collision ophiolite in the forearc of the southern Chile (46° S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 20. 2, 137-165,

Németh K, Suwesi SK, Peregı Z, Gulácsi Z, Ujszászi J., 2003. Plio/Pleistocene flood basalt related scoria and spatter cones, rootless lava flows, and pit craters, Al Haruj Al Abiyad, Libya. *Geolines* 15:98–103

Németh, K., Goth, K., Martin, U., Csillag, G., Suhr, P., 2008. Reconstructing paleoenvironment, eruption mechanism and paleomorphology of the Pliocene Pula maar, (Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 441–456. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.010>

Németh, K., 2010a. Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism, in: *What Is a Volcano?* Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2010.2470\(04\)](https://doi.org/10.1130/2010.2470(04))

Németh, K., Cronin, S., Haller, M., Brenna, M., Csillag, G., 2010. Modern analogues for Miocene to Pleistocene alkali basaltic phreatomagmatic fields in the Pannonian Basin: “soft-substrate” to “combined” aquifer controlled phreatomagmatism in intraplate volcanic fields Research Article. *Open Geosciences* 2. <https://doi.org/10.2478/v10085-010-0013-8>

Németh, K., Risso, C., Nullo, F., Kereszturi, G., 2011. The role of collapsing and cone rafting on eruption style changes and final cone morphology: Los Morados scoria cone, Mendoza, Argentina. *Open Geosciences* 3. <https://doi.org/10.2478/s13533-011-0008-4>

Németh, K., Risso, C., Nullo, F., Smith, I.E.M., Pécskay, Z., 2012. Facies architecture of an isolated long-lived, nested polygenetic silicic tuff ring erupted in a braided river system: The Los Loros volcano, Mendoza, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 239–240, 33–48. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.010>

Németh, K., Kereszturi, G., 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal Earth Science* 104, 2131–2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>

Neumann, H., Mead, J., Vitaliano, C.J., 1954. Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(54\)90018-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(54)90018-6)

- Nordyke, M.D., 1962. An analysis of cratering data from desert alluvium. *Journal Geophysical Research* 67, 1965–1974. <https://doi.org/10.1029/jz067i005p01965>
- Ollierr, C.D., 1974. Phreatic Eruptions and Maars, in: *Developments in Solid Earth Geophysics*. Elsevier 289–311. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-41141-9.50019-x>
- Pardo, N., Cronin, S., Palmer, A., Procter, J., Smith, I., 2012. Andesitic Plinian eruptions at Mt. Ruapehu: quantifying the uppermost limits of eruptive parameters. *Bulletin Volcanology* 74, 1161–1185. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0588-y>
- Pardo, N., Macias, J.L., Giordano, G., Cianfarra, P., Avellán, D.R., Bellatreccia, F., 2009. The ~1245 yr BP Asososca maar eruption: The youngest event along the Nejapa–Miraflores volcanic fault, Western Managua, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 292–312. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.04.006>
- Pareschi, M.T., Cavarra, L., Favalli, M., Giannini, F., Meriggi, A., 2000. *Natural Hazards* 21, 361–379. <https://doi.org/10.1023/a:1008016304797>
- Parfitt, E.A., Wilson, L., 1995. Explosive volcanic eruptions-IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International* 121, 226–232. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1995.tb03523.x>
- Patrick, M.R., Harris, A.J.L., Ripepe, M., Dehn, J., Rothery, D.A., Calvari, S., 2007. Strombolian explosive styles and source conditions: insights from thermal (FLIR) video. *Bulletin Volcanology* 69, 769–784. <https://doi.org/10.1007/s00445-006-0107-0>
- Paulsen, T.S., Wilson, T.J., 2010. New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics* 482, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.025>
- Pérez-López, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V.H., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., 2011. Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 65–72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.006>
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A., 2005. PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochem. Geophys. Geosyst.* <https://doi.org/10.1029/2005gc000932>
- Porter, S.C. 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 83, [https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/1972GSAB...83.3607P/doi:10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3607:DMASFO\]2.0.CO;2](https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/1972GSAB...83.3607P/doi:10.1130/0016-7606(1972)83[3607:DMASFO]2.0.CO;2)

Rabassa, J., Everson, E., Schlieder, G., Clinch, J. M., Stephens, G. & Zeitler, P., 1987. Edad Pre- Pleistoceno superior de la glaciación El Cóndor, Valle del Río Malleo, Neuquén. 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 4, 217-219.

Rapprich, V., Cajz, V., Košťák, M., Pécskay, Z., Řídkošil, T., Raška, P., Radoň, M., 2012. Reconstruction of eroded monogenic Strombolian cones of Miocene age: A case study on character of volcanic activity of the Jičín Volcanic Field (NE Bohemia) and subsequent erosional rates estimation. *Journal Geoscience* 169–180. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.011>

Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M.-N., Spicuzza, M.J., Valley, J.W., Valdez, G., Salinas, S., 2016. Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: Implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chemical Geology* 434, 62–80. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.04.004>

Ramos, V.A., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. Geological Society, London, Special Publications 252, 15–35. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2005.252.01.02>

Riedel, C., Ernst, G.G.J., Riley, M., 2003. Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs. *Journal Volcanology Geothermal Research* 127, 121–152. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00196-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00196-3).

Risse, A., Trumbull, R.B., Coira, B., Kay, S.M., Bogaard, P. van den, 2008. Geocronología $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ do vulcanismo máfico na região do arco posterior do planalto meridional de Puna, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.03.002>

Risso, C., Németh, K., Combina, A.M., Nullo, F., Drosina, M., 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llanquanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169, 61–86. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.007>

Rodríguez-Gonzalez, A., Fernández-Turiel, J.L., Pérez-Torrado, F.J., Gimeno, D., Aulinas, M., 2009. Geomorphological reconstruction and morphometric modelling applied to past volcanism. *Journal Earth Science* 99, 645–660. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0413-1>

Rodríguez-Gonzalez, A., Fernández-Turiel, J.L., Pérez-Torrado, F.J., Paris, R., Gimeno, D., Carracedo, J.C., Aulinas, M., 2012. Factors controlling the morphology of monogenetic basaltic volcanoes: The Holocene volcanism of Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Geomorphology* 136, 31–44. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.023>

- Rojas Vera, E.A., Sellés, D., Folguera, A., Gímenez, M., Ruíz, F., Orts, D., Zamora Valcarce, G., Martínez, P., Bechis, F., Ramos, V.A., 2014. The origin of the Loncopué Trough in the retroarc of the Southern Central Andes from field, geophysical and geochemical data. *Tectonophysics* 637, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.09.012>
- Rosenthal, A., Foley, S.F., Pearson, D.G., Nowell, G.M., Tappe, S., 2009. Petrogenesis of strongly alkaline primitive volcanic rocks at the propagating tip of the western branch of the East African Rift. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 236–248. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.04.036>
- Ross, P.-S., White, J.D.L., 2006. Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: A field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149, 62–84. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.007>
- Rottas, K.M., Houghton, B.F., 2012. Structure, stratigraphy, and eruption dynamics of a young tuff ring: Hanauma Bay, O’ahu, Hawai’i. *Bulletin Volcanology* 74, 1683–1697. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0624-y>
- Salta, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 183, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.02.014>
- Santos, F.S., Haag, M. B., Caselli, A. T., Arnosio, J. M., Baez, A. D., Sommer, C.A., Baez, W. A., 2019. Landform Distribution and spatial analysis of back-arc monogenetic volcanoes in the Central Southern Volcanic Zone of the Andes. *Universidade Feevale. Inovamundi*.
- Sato, H., Taniguchi, H., 1997. Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreato-magmatic eruptions: Implications for energy partitioning. *Geophysical Research Letters* 24, 205–208. <https://doi.org/10.1029/96gl04004>
- Schmincke, H.-U., Fisher, R.V., Waters, A.C., 1973. Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. *Sedimentology* 20, 553–574. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1973.tb01632.x>
- Schmincke H. U. 2008. *Volcanism of the East and West Eifel*. In: *Quaternary Geology of Central Europe*, 2. Geological Society, London.
- Schoenbohm, L., Carrapa, B., 2015. Miocene–Pliocene shortening, extension, and mafic magmatism support small-scale lithospheric foundering in the central Andes, NW Argentina. *The Geological Society of America Memoirs* 212, 167–180. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(09\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(09)).

- Self, S., de Silva, S.L., Cortés, J.A., 2008. Enigmatic clastogenic rhyolitic volcanism: The Corral de Coquena spatter ring, North Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 812–821. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.047>
- Settle, “The Structure and Emplacement of Cinder Cones Fields,” *American Journal of Science* (1979), v. 279. pp. 1089–1107. <https://doi.org/10.2475/ajs.279.10.1089>.
- Sigmarsson, O., Condomines, M., Morris, J.D., Harmon, R.S., 1990. Uranium and ^{10}Be enrichments by fluids in Andean arc magmas. *Nature* 346, 163–165. <https://doi.org/10.1038/346163a0>
- Sigmarsson, O., Chmeleff, J., Morris, J., Lopez-Escobar, L., 2002. Origin of ^{226}Ra – ^{230}Th disequilibria in arc lavas from southern Chile and implications for magma transfer time. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 189–196. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(01\)00611-2](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(01)00611-2)
- Smith, I.E.M., Németh, K., 2017. Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geological Society, London, Special Publications* 446, 1–28. <https://doi.org/10.1144/sp446.14>
- Sohn, Y.K., Chough, S.K., 1989. Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology* 36, 837–855. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb01749.x>
- Sohn, Y.K., Chough, S.K., 1992. The Ilchulbong tuff cone, Cheju Island, South Korea. *Sedimentology* 39, 523–544. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1992.tb02135.x>
- Sohn, Y.K., 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. *Geological Society of America Bulletin* 108, 1199–1211. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108)
- Sohn, Y.K., Park, J.B., Khim, B.K., Park, K.H., Koh, G.W., 2003. Stratigraphy, petrochemistry and Quaternary depositional record of the Songaksan tuff ring, Jeju Island, Korea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119, 1–20. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(02\)00302-5](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(02)00302-5)
- Sottili, G., Taddeucci, J., Palladino, D.M., Gaeta, M., Scarlato, P., Ventura, G., 2009. Sub-surface dynamics and eruptive styles of maars in the Colli Albani Volcanic District, Central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 180, 189–202. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.07.022>
- Sottili, G., Palladino, D.M., Gaeta, M., Masotta, M., 2011. Origins and energetics of maar volcanoes: examples from the ultrapotassic Sabatini Volcanic District (Roman Province,

- Central Italy). *Bulletin Volcanology* 74, 163–186. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0506-8>
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821x(77)90060-7)
- Stern, C.R., 1990. Tephrochronology of southernmost Patagonia. *National Geographic Research*, Vol. 6, p. 110-126.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica Chile* 31. <https://doi.org/10.4067/s0716-02082004000200001>
- Stormer, J.C., Jr., Nicholls, J., 1978. XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences*. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(78\)90083-3](https://doi.org/10.1016/0098-3004(78)90083-3)
- Sumner J.M., 1998. Formation of clastogenic lava flows during fissure eruption and scoria cone collapse: the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano, eastern Japan. *Bulletin Volcanology* 60:195–212
- Taddeucci, J., Sottili, G., Palladino, D.M., Ventura, G., Scarlato, P., 2009. A note on maar eruption energetics: current models and their application. *Bulletin Volcanology* 72, 75–83. <https://doi.org/10.1007/s00445-009-0298-2>
- Taddeucci, J., Scarlato, P., Capponi, A., Del Bello, E., Cimarelli, C., Palladino, D.M., Kueppers, U., 2012. High-speed imaging of Strombolian explosions: The ejection velocity of pyroclasts. *Geophysical Research Letters* 39, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011gl050404>
- Tait, M.A., Cas, R.A.F., Viramonte, J.G., 2009. The origin of an unusual tuff ring of perlitic rhyolite pyroclasts: The last explosive phase of the Ramadas Volcanic Centre, Andean Puna,
- Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal Geophysical Research* 99, 13563–13573. <https://doi.org/10.1029/94jb00494>
- Tibaldi, A., 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal Geophysical Research* 100, 24521–24535. <https://doi.org/10.1029/95jb02250>
- Tibaldi, A., 2003. Influence of cone morphology on dykes, Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126, 79–95. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(03\)00118-5](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(03)00118-5)

- Tilling, R.I., 2009. Volcanism and associated hazards: the Andean perspective. *Advances Geosciences* 22, 125–137. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-125-2009>
- Thorarinsson, S., Einarsson, Th., Sigvaldason, G., Elisson, G., 1964. The submarine eruption off the Vestmann islands 1963–64. *Bulletin Volcanology* 27, 435–445. <https://doi.org/10.1007/bf02597544>
- Thordarson, T., Self, S., 1993. The Laki (Skaftar Fires) and Grimsvotn eruptions in 1783–1785. *Bulletin Volcanology* 55, 233–263. <https://doi.org/10.1007/bf00624353>
- Thouret, J.-C., 1999. Volcanic geomorphology—an overview. *Earth-Science Reviews* 47, 95–131. [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(99\)00014-8](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(99)00014-8)
- Thouret, J.-C., 2004. Geomorphic processes and hazards on volcanic mountains. In P.O. Owens and O. Slaymaker (eds.) *Mountain Geomorphology*. London: Arnold, pp 242–273.
- Trumbull, R.B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., Hongn, F., n.d. 2006. The Time-Space Distribution of Cenozoic Volcanism in the South-Central Andes: a New Data Compilation and Some Tectonic Implications, in: *The Andes*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 29–43. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_2
- Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Vilches, M., Aguilera, M., Torres, I., Pablo Sepúlveda, J., Scheinost, A., González, R., 2021. Uma Visão Geral do Neógeno Monogenético Máfico e Félsico ao Vulcanismo Quaternário nos Andes Centrais, Norte do Chile (18–28°Lat.S). *Atualizações em Vulcanologia - Natureza Transdisciplinar da Ciência Vulcânica*. <https://doi.org/10.5772/intechopen.93959>
- Uslular, G., Gençalioglu-Kuşcu, G., Arcasoy, A., 2015. Size-distribution of scoria cones within the Eğrikuyu Monogenetic Field (Central Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301, 56–65. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.006>
- Valentine, G.A., Krier, D.J., Perry, F.V. & Heiken, G. 2007. Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 57–80. <https://doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.11.003>.
- Valentine, G.A., Perry, F.V., 2007b. Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). *Earth and Planetary Science Letters* 261, 201–216. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.029>
- Valentine, G.A., Gregg, T.K.P., 2008. Continental basaltic volcanoes — Processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 857–873. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.050>

- Valentine, G.A., Hirano, N., 2010. Mechanisms of low-flux intraplate volcanic fields—Basin and Range (North America) and northwest Pacific Ocean. *Geology* 38, 55–58. <https://doi.org/10.1130/g30427.1>
- Valentine, G.A., Shufelt, N.L., Hintz, A.R.L., 2011. Models of maar volcanoes, Lunar Crater (Nevada, USA). *Bulletin Volcanology* 73, 753–765. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0451-6>
- Valentine, G.A., 2012. Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes, 2: Evidence from crustal xenoliths at scoria cones and maars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 223–224, 47–63. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.012>
- Varekamp, J.C., Hesse, A., Mandeville, C.W., 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 313–328. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.04.003>
- Vazquez, J.A., Ort, M.H., 2006. Facies variation of eruption units produced by the passage of single pyroclastic surge currents, Hopi Buttes volcanic field, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154, 222–236. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.01.003>
- Viramonte, J.G., Heit, B. & Ba´ez, W., 2010. The role of the central Andes gravity high in the control of the type and distribution of the back arc monogenetic basic volcanism cluster in the southern central Andes. Meeting of the Americas, 8–12 August, 2010, Foz do Iguazu, Brazil, Eos, Transactions of the American Geophysical Union, Meeting of the Americas Supplement, 91, Abstract V23A-01.
- Walker, G. P. L., 1993. Basaltic-volcano systems. In: Prichard HM, Alabaster T, Harris NBW, Nearly CR (eds) *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, pp 3–38.
- Walker, G. P. L., 2000. Basaltic volcanoes and volcanic systems. Sigurdsson H, Houghton BF, McNutt SR, Rymer H, Stix J, editors. *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego: Academic Press, 283-290.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T., Wen, T., 1981. Precise determination of SmNd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90085-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90085-5)
- White, J.D.L., 1996. Pre-emergent construction of a lacustrine basaltic volcano, Pahvant Butte, Utah (USA). *Bulletin of Volcanology* 58, 249–262. <https://doi.org/10.1007/s004450050138>


- White, J.D.L., Ross, P.-S., 2011. Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>
- Whitman, D., Isacks, B.L., Kay, S.M., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics* 259, 29–40. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00130-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00130-1)
- Williams, H and McBirney, A.R., 1979. *Volcanology*. São Francisco: Freeman, Cooper and Company, 397.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., 1983. Hydrovolcanic explosions; II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science* 283, 385–413. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.5.385>
- Wohletz, K.H., 1986. Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bulletin Volcanology* 48, 245–264. <https://doi.org/10.1007/bf01081754>
- Wohletz, K.H., 2003. Water/Magma Interaction: Physical considerations for the deep submarine environment, in: *Explosive Subaqueous Volcanism*. American Geophysical Union 25–49. <https://doi.org/10.1029/140gm02>
- Wood, C.A., 1979. Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas, March 19–23. vol. 1979*. Pergamon Press, Inc., New York, pp. 2815–2840.
- Wood, C.A., 1980a. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal Volcanology Geothermal Research* 7,387–413. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90040-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90040-2).
- Yokoo, A., Taniguchi, H., Goto, A., Oshima, H., 2002. Energy and depth of Usu 2000 phreatic explosions. *Geophysical Research Letters* 29, 48-1-48–4. <https://doi.org/10.1029/2002gl015928>
- Zhou, R., Schoenbohm, L.M., Cosca, M., 2013. Recent, slow normal and strike-slip faulting in the Pasto Ventura region of the southern Puna Plateau, NW Argentina. *Tectonics* 32, 19–33. <https://doi.org/10.1029/2012tc003189>

7. Apresentação dos artigos científicos

7.1. Artigo 1

O artigo intitulado “*Tectonic controls on geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the Central Southern Volcanic Zone of the Andes (Argentina)*” de Fernanda S. Santos, Carlos A. Sommer, Maurício B. Haag, Walter A. Báez, Alberto T. Caselli, Alejandro D. Báez, foi publicado no periódico *Geomorphology*, no dia 31 de janeiro de 2022.


Geomorphology 402 (2022) 108130




Contents lists available at [ScienceDirect](#)

Geomorphology

journal homepage: www.journals.elsevier.com/geomorphology





Tectonic controls on geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the Central Southern Volcanic Zone of the Andes (Argentina)

Fernanda S. Santos^{a,*}, Carlos A. Sommer^a, Maurício B. Haag^{a,b}, Walter A. Báez^c, Alberto T. Caselli^{d,e}, Alejandro D. Báez^{d,e}

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brazil
^b Department of Earth Sciences, University of Toronto, 22 Ursula Franklin Street, Toronto, ON M5S 3B1, Canada
^c IIGEO (Universidad Nacional de Salta - CONICET), Av. Bolivia 5150, Salta, Provincia de Salta, Argentina
^d Universidad Nacional de Río Negro, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina
^e Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina

ARTICLE INFO

Keywords:
 Monogenetic volcanism
 Geomorphology
 Southern Volcanic Zone
 Andes
 Spatial Analysis
 Geographic Information System

ABSTRACT

Monogenetic volcanoes are among the most common volcanic landforms on Earth. The morphology and distribution of small volcanoes can provide important information about eruption dynamics and tectonics. The Southern Volcanic Zone of the Andes (CSVZ) comprises one of the most active magmatic regions on Earth. Characterized by the presence of polygenetic volcanoes and calderas in a complex tectonic setting, this region also hosts hundreds of small, back-arc monogenetic volcanoes. In this contribution, we apply a Geographic Information System (GIS) that combines imagery data and digital elevation models to establish the first comprehensive dataset of monogenetic volcanoes in the CSVZ (38° to 40° S), exploring their eruption dynamics and relationship to tectonic and structural processes. Combining spatial analysis and geomorphological observations, we identify the presence of 335 monogenetic volcanoes distributed into nine clusters, now grouped in the Zapala Volcanic Field (ZVF). The ZVF is marked by the predominance of cinder cones (80%) followed by phreato-magmatic volcanoes (20%), suggesting some influence of external water in the eruption dynamics. Generally, monogenetic vents present a clear association with local and regional lineaments, suggesting a strong structural control on the occurrence of the monogenetic deposits in the ZVF. The higher vent densities are observed in the southern Loncopué Trough, an important extensional feature related to tearing of the subducted Nazca plate underneath the South American Plate. Morphometric parameters of cinder cones indicate variable stress orientations in the CSVZ that possibly results from the oblique tectonics in the region. From north to south, the maximum principal stress rotates from NE-SW to E-W and becomes progressively less constrained as it distances from the current magmatic arc. Based on the relative ages, we map the evolution of monogenetic volcanism through time. Our results suggest a waning in the monogenetic activity in ZVF over time. When compared to monogenetic fields in the Central Andes, the ZVF is marked by higher vent densities and number phreato-magmatic landforms, with the absence of lava domes. This ultimately reflects the contrasting crustal structure and climate conditions of these two regions.

1. Introduction

Small monogenetic volcanoes are among the most common volcanic landforms on Earth (Wood, 1979), and they can occur as isolated vents, grouped in volcanic fields, and as parasitic vents associated with polygenetic systems (Fornaciari et al., 2012; Kereszturi and Németh, 2012a;

Uelular et al., 2015). These landforms are generally classified according to edifice morphology, which depends on endogenous (e.g., magma composition and volatile content) and exogenous (e.g., structural context, interaction with surface water, terrain slope, and wind intensity) factors (Kereszturi and Németh, 2012a; Kervyn et al., 2012; Di Traglia et al., 2014; Németh and Kereszturi, 2015). Because of these

* Corresponding author.
 E-mail address: 00316383@ufrgs.br (F.S. Santos).

Tectonic controls on geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the Central Southern Volcanic Zone of the Andes (Argentina)

Fernanda S. Santos^{a,*}, Carlos A. Sommer^a, Maurício B. Haag^a, Walter A. Báez^b,
Alberto T. Caselli^{c,d}, Alejandro D. Báez^{c,d}

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brazil

^b IBIGEO (Universidad Nacional de Salta - CONICET), Av. Bolivia 5150, Salta, Provincia de Salta, Argentina

^c Universidad Nacional de Río Negro, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina

^d Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina.

*Corresponding author: F.S. Santos

E-mail address: 00316383@ufrgs.br

Abstract

Monogenetic volcanoes are among the most common volcanic landforms on Earth. The morphology and distribution of small volcanoes can provide important information about eruption dynamics and tectonics. The Southern Volcanic Zone of the Andes (ZVF) comprises one of the most active magmatic regions on Earth. Characterized by the presence of polygenetic volcanoes and calderas in a complex tectonic setting, this region also hosts hundreds of small, back-arc monogenetic volcanoes. In this contribution, we apply a Geographic Information System (GIS) that combines imagery data and digital elevation models to establish the first comprehensive dataset of monogenetic volcanoes in the CSVZ (38° to 40° S), exploring their eruption dynamics and relationship to tectonic and structural processes. Combining spatial analysis and geomorphological observations, we identify the presence of 356 monogenetic volcanoes distributed into nine clusters, now grouped in the Zapala Volcanic Field (ZVF). The ZVF is marked by the predominance of cinder cones (80%)

followed by phreatomagmatic volcanoes (20%), suggesting some influence of external water in the eruption dynamics. Generally, vents monogenetic vents present a clear association with local and regional lineaments, suggesting a strong structural control on the occurrence of the monogenetic deposits. The higher vent densities are observed in the southern Loncopué Trough, an important extensional feature related to tearing of the subducted Nazca plate underneath the South American Plate. Morphometric parameters of cinder cones indicate variable stress orientations in the CSVZ that possibly results from the oblique tectonics in the region. From north to south, the maximum principal stress rotates from NE-SW to E-W and becomes progressively less constrained as it distances from the current magmatic arc. Based on the relative ages, we map the evolution of monogenetic volcanism through time. Our results suggest a decrease in the monogenetic activity in ZVF over time. When compared to monogenetic fields in the Central Andes, the ZVF is marked by higher vent densities and phreatomagmatic landforms, with the absence of lava domes. This ultimately reflects the contrasting crustal structure and climate conditions of these two regions.

Keywords: Monogenetic volcanism; Geomorphology; Southern Volcanic Zone; Andes; Spatial Analysis; Geographic Information System.

1. Introduction

Small monogenetic volcanoes are among the most common volcanic landforms on Earth (Wood, 1979), and they can occur as isolated vents, grouped in volcanic fields, and as parasites in polygenetic systems (Fornaciai et al., 2012; Kereszturi and Németh, 2012a; Uslular et al., 2015). These landforms are generally classified according to edifice morphology, which depends on endogenous (e.g., magma composition and volatile content) and exogenous (e.g., structural context, interaction with surface water, terrain slope, and wind intensity) factors (Kereszturi and Németh 2012a; Kervyn et al., 2012, Di Traglia et al., 2014; Németh and Kereszturi, 2015). Because of these controls, several eruption styles are associated with monogenetic volcanoes, including hawaiian, strombolian, and hydrovolcanic (Kereszturi and Németh, 2012b; Németh and Kereszturi, 2015; Báez et al., 2017).

The morphology of monogenetic volcanoes and their spatial distribution reflect important parameters about the dynamic of the volcanic field and their tectonic controls (Bemis and Ferencz, 2017). Several studies have shown that edifice morphology and spatial

distribution can be used to identify relevant volcanological and tectonic processes, including eruption dynamics, structural and tectonic settings (Tibaldi, 1995; Kerezuri and Neméth 2012a; Haag et al., 2019; Marliyani et al., 2020). In recent years the availability of high-resolution Digital Elevation Models (DEMs) and satellite imagery fostered the remote characterization of monogenetic volcanoes. This approach yielded interesting results, allowing a deeper understanding of volcanology, structural, and tectonic processes related to monogenetic volcanic fields (e.g., Bruno et al., 2006; Kiyosugi et al., 2012; Németh and Kerezuri, 2015; Haag et al., 2019, Morfulis et al., 2020; Uslular et al., 2021).

The central segment of the Southern Volcanic Zone of the Andes (CSVZ) comprises one of the most active magmatic regions on Earth (Stern, 2004). In addition to the presence of polygenetic volcanoes and calderas (e.g., Copahue, Callaqui, Antuco e Llaima), this region also hosts hundreds of small back-arc monogenetic volcanoes (Fig 1). Despite its widespread presence in the area, only a few studies have addressed the distribution and nature of monogenetic volcanism in the CSVZ (e.g., Muñoz and Stern, 1989; Lara et al., 2006; Cembrano and Lara, 2009).

In this contribution, we use a geographical information system to report the first complete catalog of monogenetic landforms in CSVZ (henceforth grouped in the Zapala Volcanic Field - ZVF), their morphology, spatial distribution, and structural relationships. Combining satellite imagery and DEMs, we map and classify the monogenetic volcanoes in the region, establishing their eruption dynamics and relationship to tectonic features and processes.

2. Geological setting

The CSVZ is located in the south of the Andes and extends between the parallel latitudes 37° to 41°5' S, involving regions of Argentina and Chile (Fig. 1). It is part of one of the four volcanic segments associated with the active convergent margin, located on the west coast of South America, where the Cocos, Nazca, and Antarctic plates are subducted by the South American plate (Hickey- Vargas et al., 2002) responsible for the Andean orogeny in the last 200 Ma (e.g., Mpodozis and Ramos, 2008). This zone features hundreds of monogenetic back-arc volcanoes with extensive deposits and variable morphologies, in addition to the presence of numerous large polygenetic systems, such as composite volcanoes and calderas (e.g., Copahue, Callaqui, Antuco e Llaima).

The eastern foothills of the Andes between the 31° and 40° S are defined by a significant retroarc basin that comprises a Late Triassic-Early Cenozoic succession called Neuquén Basin (Howell et al., 2005; Fig. 1A). The complex evolution of this basin is closely related to changes of the Andean tectonic regime and can be divided into three main phases: (1) the opening of the basin in Late Triassic times, as a result of extensional processes that generated a series of long, narrow depocenters filled with volcanic/volcaniclastic and continental deposits (Vergani et al., 1995; Franzese and Spalleti, 2001; Howell et al., 2005; Carbone et al., 2011), (2) a post-rift phase of thermal subsidence during the Early Jurassic, when an active subduction regime and the magmatic arc are established on the western margin of Gondwana (Franzese et al., 2003; Howell et al., 2005; Mpodozis and Ramos, 2008), and (3) a phase of typical foreland basin between the Late Cretaceous and Early Cenozoic, resulting from the development of a compressive tectonic regime that generated the eastward migration of the orogenic front (Franzese et al., 2003; Howell et al., 2005; Tunik et al., 2010; Gianni et al., 2018).

An expansion and migration of the magmatic arc to the foreland combined with the development of several N-S-oriented fold and thrust belts marks the last phase of the Neuquén Basin (Llambías and Rapela, 1989; Franzese et al., 2003; Ramos and Folguera, 2005; Naipauer and Ramos, 2015). The magmatic activity retreated toward the west in the Oligocene-early Miocene and a series of extensional basins (e.g., Cura Mallín basin) are generated in the foothills of the Neuquén Andes (Radic et al., 2002; Morabito and Folguera, 2005; Ramos and Folguera, 2005). The second period of deformation of the Neuquén Basin and a new expansion of the magmatism to the foreland is produced during the Middle-Late Miocene (Ramos and Folguera, 2005; Kay et al., 2006). The magmatic front begins to retreat again during the early Pliocene, associated with intense volcanic activity and the opening of the Cola de Zorro Basin in the Main Andes between the 37° and 39°S (Vergara and Muñoz, 1982; Muñoz and Stern, 1988; Folguera et al., 2006; Ramos and Folguera, 2005).

The Pliocene-Quaternary volcanism in the Neuquén region is mainly developed in an N-S belt parallel to the Andean front and the Tromen and Auca Mahuida volcanic fields located further east (Fig. 1B; Folguera et al. 2011). Particularly, a relevant Pliocene-Quaternary activity is focused on the Loncopué Trough (Fig. 1B). This is a narrow, N-S topographic depression of 200 km in length located between the 36°30' and 39°S and limited by the Agrio fold and thrust belt to the east and the volcanic arc to the west (Folguera et al.,

2010; Rojas Vera et al., 2010, 2014; Folguera et al., 2011; Pesce et al., 2019). The basal volcano-sedimentary infill of the axial part of the depression starts in the early Pliocene (Cola de Zorro Formation), followed by silicic distal pyroclastic sequences associated with the development of a series of calderas in the west during Pleistocene times, and the posterior emplacement of a basaltic cover in the western sector (Rojas Vera et al., 2014; Pesce, et al., 2019).

Finally, significant Pleistocene-Holocene monogenetic basaltic fields develop in the Loncopué Trough, even extending to the Laguna Blanca/Zapala area ($\sim 39^\circ\text{S}$) (Groeber, 1928; Varekamp et al., 2010; Folguera et al., 2011; Rojas Vera et al., 2014). These flows consist of olivine-rich basalts that have received different names based on their relative age and location (e.g., Hueyeltué, Huechahue, Malleo, Macho Viejo, Los Mellizos, and Laguna Blanca basalts) (Leanza et al., 1997; Zannettini et al., 2010). Varekamp et al. (2010) analyzed the volcanic centers south of the $37^\circ 30'\text{S}$, including those located around the Laguna Blanca/Zapala area ($\sim 39^\circ\text{S}$), and observed transitional chemical features between intraplate and arc magmas. However, the centers located in the northern sector of the Loncopué Trough showing typical arc signatures (Rojas Vera et al., 2014).

Plio-quadernary basalts located further to the south ($39^\circ 30'$ and $40^\circ 30'$) in the foothills of the Neuquen Andes are less studied than those of the Loncopué and Laguna Blanca areas. These include the Mallín Basalt (Turner, 1973; Cucchi et al., 2005), the Santo Tomás Basalt (Leanza et al., 1997), the Coyocho Formation (Cucchi et al., 1998), the Cerro Morro Basalt (Escosteguy et al., 2013), and the volcanic rocks of the Chapelco range area (Escosteguy and Franchi, 2010; Escosteguy et al., 2013).

Some evidence suggests that the CSVZ basalts may have originated from mantle fusion, with contamination of fluids derived from the dehydration of the subducted oceanic lithosphere (Barreiro, 1984; Morris et al., 1990; Sigmarsson et al., 1990; Macfarlane, 1999; Hickey-Vargas et al., 1984, 1986, 1989, 2002; Sigmarsson et al., 2002). In addition to that, Sr, Nd, and ^{18}O isotopes indicate a small difference between the basalts of CSVZ and OIB, which demonstrates that the contribution of components derived from the subducted plate must be small when compared to the mantle source of these basalts (Hickey-Vargas et al., 1984, 1986, 1989, Stern et al., 1990).

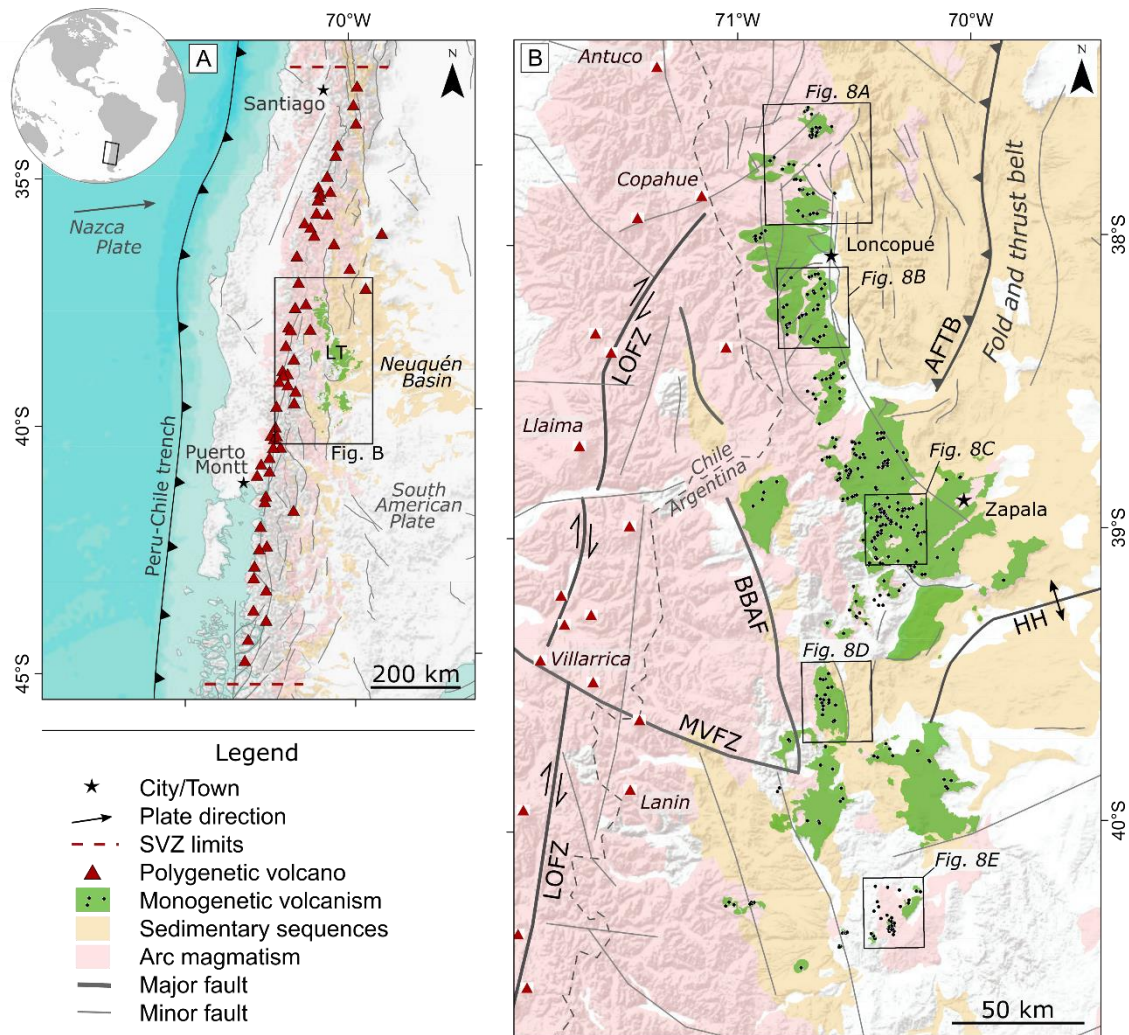


Fig. 1. A) Regional context of the studied area in the Andean Belt; B) regional map of the CSVZ with ZVF deposits, polygenetic volcanoes, and the main structural features. LT - Loncopué Trough. Structures are: AFTB - Agrio Fold and Thrust Belt, BBAF - Bío-Bío Fault Zone, HH - Huincul High, LOFZ - Liquiñe-Ofqui Fault Zone, MVFZ - Mocha-Villarica Fault Zone. Geological units after Cordani et al. (2016).

3. Methods

3.1. Landform identification, mapping a classification

The identification and classification of eruptive centers were based on visual and geometric criteria. Monogenetic volcanoes generally consist of circular, small-volume landforms with either positive (cinder cones, tuff cone, and dome) or negative topography (maars - phreatomagmatic structures) (Lesti et al, 2008; Kereszturi and Németh, 2012a; Németh and Kereszturi, 2015; Smith and Németh, 2017; Haag et al., 2019). Based on these criteria, we identified possible monogenetic volcanoes in the study area using Google Earth® to establish a primary dataset.

This preliminary dataset was then verified using satellite imagery in ArcMap®. In this process, the landforms were classified in the following categories: cinder cone, maar, tuff ring, tuff cone, and lava dome, following the categories proposed by Kereszturi and Németh (2012a) and Németh and Kereszturi (2015). To characterize the monogenetic landforms and perform geomorphological measurements, we used a high-resolution (12.5 m/px) DEM derived from the ALOS PALSAR sensor, which provides full coverage of the studied area and can be freely downloaded at the Alaska Satellite Facility website (available at <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>). Using this DEM we performed morphometric analysis, measuring cinder cones basal width (W_{co}), height (H_{co}), and flank slope (S_{co}) (Fig. 2A). In maar volcanoes, we measured the depth of crater (D_c), as well as the maximum (D_M) and minimum crater diameter (D_m) (Fig. 2B).

From the DEM we also derived terrain attributes, including slope, curvature, and contour, which helped us classify and map the monogenetic volcanoes in the ZVF. Combining the available geological maps in the region (Kay et al., 2006; Melnick and Echtler, 2006; Cembrano and Lara, 2009; Varekamp et al., 2010; Rojas Vera et al., 2014; Pesce et al., 2019; 2020), satellite images, and the DEM, each monogenetic volcanic landform was mapped (at a local scale of 1:10,000).

3.2. Spatial analysis

Spatial analysis allows the identification of the degree of clustering, the detection of subclusters, and the internal organization of the monogenetic vents. After mapping and classification of the targets, point analyzes were performed using the spatial analysis tools in ArcMap® applying the methodology proposed by Bishop (2007).

The identification of the number of monogenetic clusters in ZVF was based on the methods of Cañón-Tapia (2016), using kernel density functions. According to the search radius, the number of detected clusters follows a power-law distribution in which the inflection point indicates the optimum number of clusters within a monogenetic field (Cañón-Tapia, 2016; Morfulis et al., 2020).

The distribution pattern within each monogenetic cluster was analyzed using the Average Nearest Neighbor (ANN) analysis (Bruno et al., 2004). In this method, the observed distance among monogenetic vents (R_o) in a given area (AHULL) is compared to the expected distance of evenly distributed vents (R_e). The R-statistic parameter results from

the R_o/R_e ratio and indicates whether the points distribution follows a Poisson (R -statistic = 1), clustered (R -statistic $\rightarrow 0.0$), or dispersed (R -statistic $\rightarrow 2.0$) distribution (Bishop, 2007).

3.3. *Morpho-structural analysis*

The determination of stress state can be inferred from the spatial distribution of monogenetic vents (e.g., Tibaldi, 1995; Paulsen and Wilson, 2010; Le Corvec et al., 2013; Haag et al., 2019; Marliyani et al., 2020; Morfulis et al., 2020). In this context, the surface distribution of monogenetic volcanoes (Fig. 2C) can be used to infer the orientation of subsurface structures, such as dike, fractures, and faults, which ultimately reflect the local stress state (Fig. 2D).

To determine the relationship between monogenetic vents and the structural setting in the ZVF, we measured directional parameters in cinder cones and maars, including the basal elongation for cones (azimuth of W_{co}) and crater elongation for maars (azimuth of D_M). Cone alignment was determined using at least three vents, or by observing the presence of elongated cones and dikes, following the recommendations of Le Corvec et al. (2013) and Paulsen and Wilson (2010).

Both alignment and basal elongation of monogenetic volcanoes are parallel to the maximum horizontal stress (σ_{Hmax}) and perpendicular to the minimum horizontal stress (σ_{Hmin}), as suggested by several studies (e.g., Nakamura et al., 1977; Tibaldi, 1995; Lara et al., 2006; Haag et al., 2019; Marliyani et al., 2020).

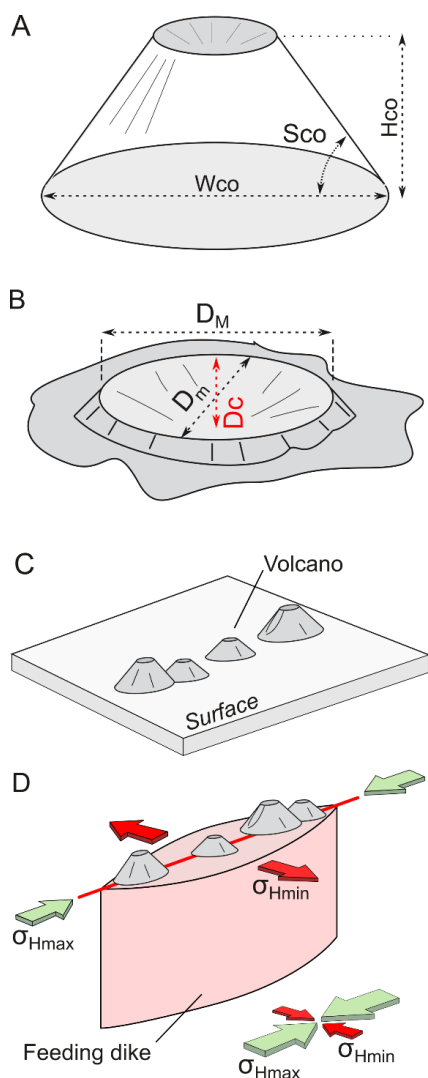


Fig. 2. Morphometric measurement performed in A) cinder cones and B) maar volcanoes; modified from Haag et al. (2019); principles of morpho-structural analysis of monogenetic cones: C) surface data of monogenetic vents; D) relationships with sub-surface data, the orientation of feeding dike and stress axes. Abbreviations are: W_{co} - Cone basal width; H_{co} - cone height; S_{co} - cone flank slope; D_c - maar crater depth; D_M - maar crater maximum diameter/ D_m - maar crater minimum diameter; σ_{Hmax} - maximum horizontal stress; σ_{Hmin} - minimum horizontal stress.

3.4. Relative age

In monogenetic fields, the number and distribution of active volcanoes can vary over time (Le Corvec et al., 2013). To determine the spatio-temporal evolution of monogenetic volcanism in the ZVF we assigned relative ages to the cinder cones based on morphometric attributes including crater, cone, and lava flow integrity. These attributes reflect modification stages to the original, conical shape of cinder cones (Hooper and Sheridan, 1998; Fornaciai et al., 2012; Kereszturi and Németh, 2012b; Zarazúa- Carbajal and Cruz- Reyna, 2020).

Following this approach, cinder cones were grouped into four categories (Fig. 3), following an adaptation of the methods of Haag et al. (2019): young - cinder cones with well-defined craters and basal limits, smooth surfaces, and absence of erosional features; moderately young - cones without a well-defined crater and roughly defined basal limits, with deep and well-established gullies and rills; mature - cones without a well-defined crater and roughly defined basal limits, with ravines and rills; old - reduced landforms, without a defined crater basal limit, cut by deep ravines and rills. Using this classification method, we created regional maps of relative age in the studied area, comparing our results with the available absolute ages from the literature (e.g., Ramos and Folguera, 2005).

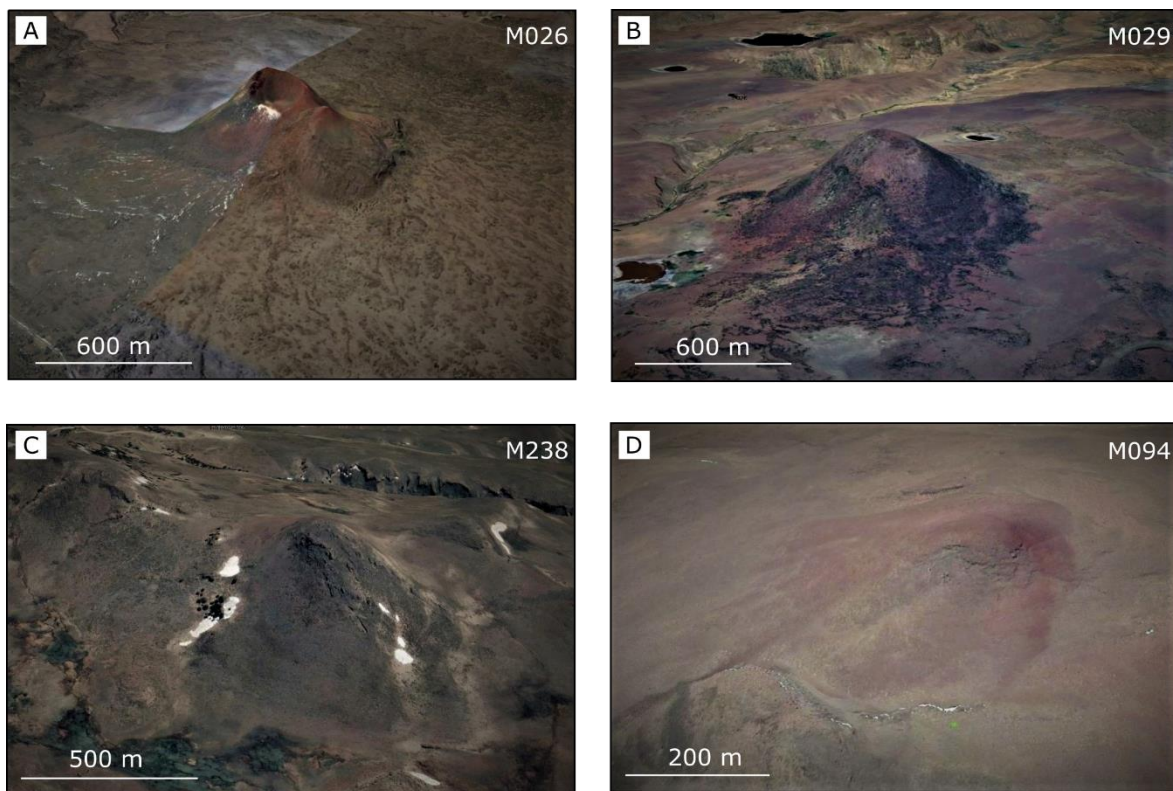


Fig. 3. Relative age classes of studied cinder cones. A) young; B) moderately young; C) mature; D) old. Relative scale due to perspective. Vertical exaggeration of 3.

4. Results

4.1. Geomorphology and morphometry

We identify 336 monogenetic volcanoes in the study area, with a predominance of cinder cones (80%) followed by phreatomagmatic (maars) volcanoes (20%). Monogenetic deposits (volcanoes and their associated lava flows) cover approximately 6.400 km² in the CSVZ. The main morphological attributes are represented in Fig. 4, while the distribution of

monogenetic volcanoes and their main morphometric parameters are reported in Fig. 5A. All elevations are reported above sea level (a.s.l.).

4.1.1 Cinder Cones

Cinder cones are the predominant landforms in the ZVF and exhibit a significant variation in their geomorphologic attributes (Fig. 4A, B, C). They are frequently breached, elongated edifices associated with extensive lava flows (Fig. 4A). In several cases, multiple generations of lava flows are observed, suggesting multiple eruptions in the same region (Fig. 4A). A few cinder cones occur inside maar craters that cut older lava flows (Fig. 4B), but several cones form clusters that can be grouped by lineaments related to possible dikes and feeding systems (Fig 4C).

Cinder cones occur throughout the entire study area (Fig. 5A, B), at terrain elevations ranging from 900 a 2,200 m a.s.l. (Fig. 5B). They dominate the northern section (above ~ 39°S) and higher terrain elevations (> 1,600 m a.s.l.) (Fig. 5A, B, C). Below ~ 39°S, the presence of maar volcanoes starts to become more relevant (Fig. 5A, B, C).

The cinder cones also exhibit a significant variation in their morphometric parameters (Fig 5E). Maximum basal widths (W_{co}) range from 246 to 3,590 m, cone heights (H_{co}) from 7 to 426 m, and flank slope angles (S_{co}) from 6 to 40° (Fig 5E).

4.1.2 Phreatomagmatic volcanoes: maar

Maar volcanoes are marked by well-preserved, generally circular craters, partially filled by alluvial sediments and salt pans (Fig. 4D, E, F). Crater limits are roughly delimited by changes in elevations since ZVF maars often lack raised rims and external deposits (Fig. 4D, E, F). Maar craters commonly cut lava plateaus (Fig. 4E) and are closely associated with cinder cones (Fig. 4F).

These volcanoes are preferentially present south of ~39° S (Fig. 5A, B) and at terrain elevations below 1,600 m a.s.l (Fig. 5C). A summary of their main morphometric parameter is presented in Fig. 5F. The depth of the crater (D_c) ranges from 1 to 211 m, and crater maximum axis (D_M) ranges from 142 m to 4,900 m (Fig. 5F). Maar craters are often nearly circular to slightly elliptical, with D_M/D_m ratios ranging from 1.04 (circular) to 2.8 (highly elliptical), while most D_M/D_m ratios are below 1.6 (Fig. 5F).

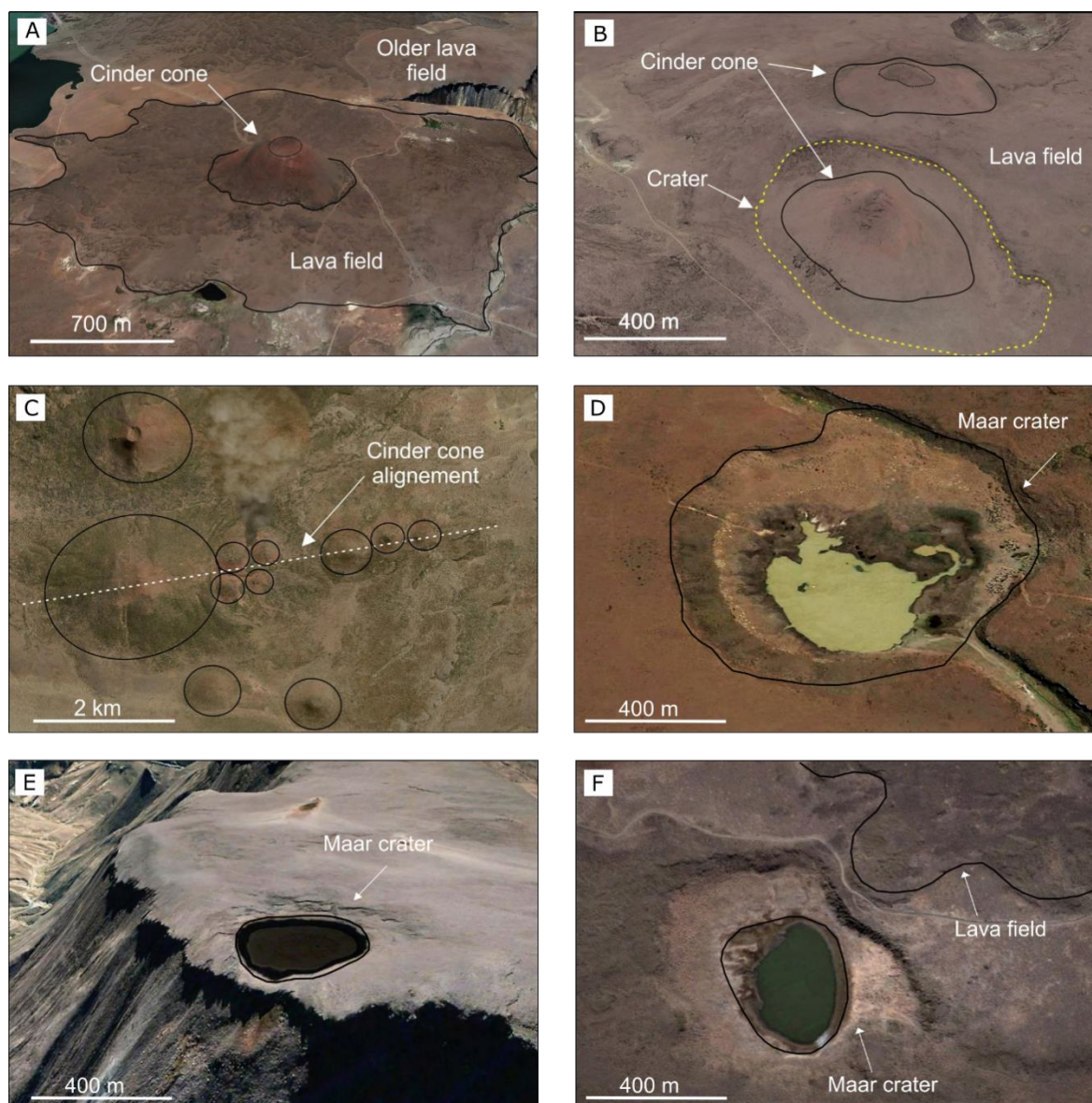


Fig. 4. Representative monogenetic landforms in the CSVZ: A) Cinder cone with associated lava flow; B) cinder cone emplaced inside a maar-crater; C) composite alignment of multiple cinder cones; D) maar crater emplace on top of thin volcanic sequences; E) Maar crater emplace over volcano-sedimentary. Relative scale due to perspective. Vertical exaggeration of 3.

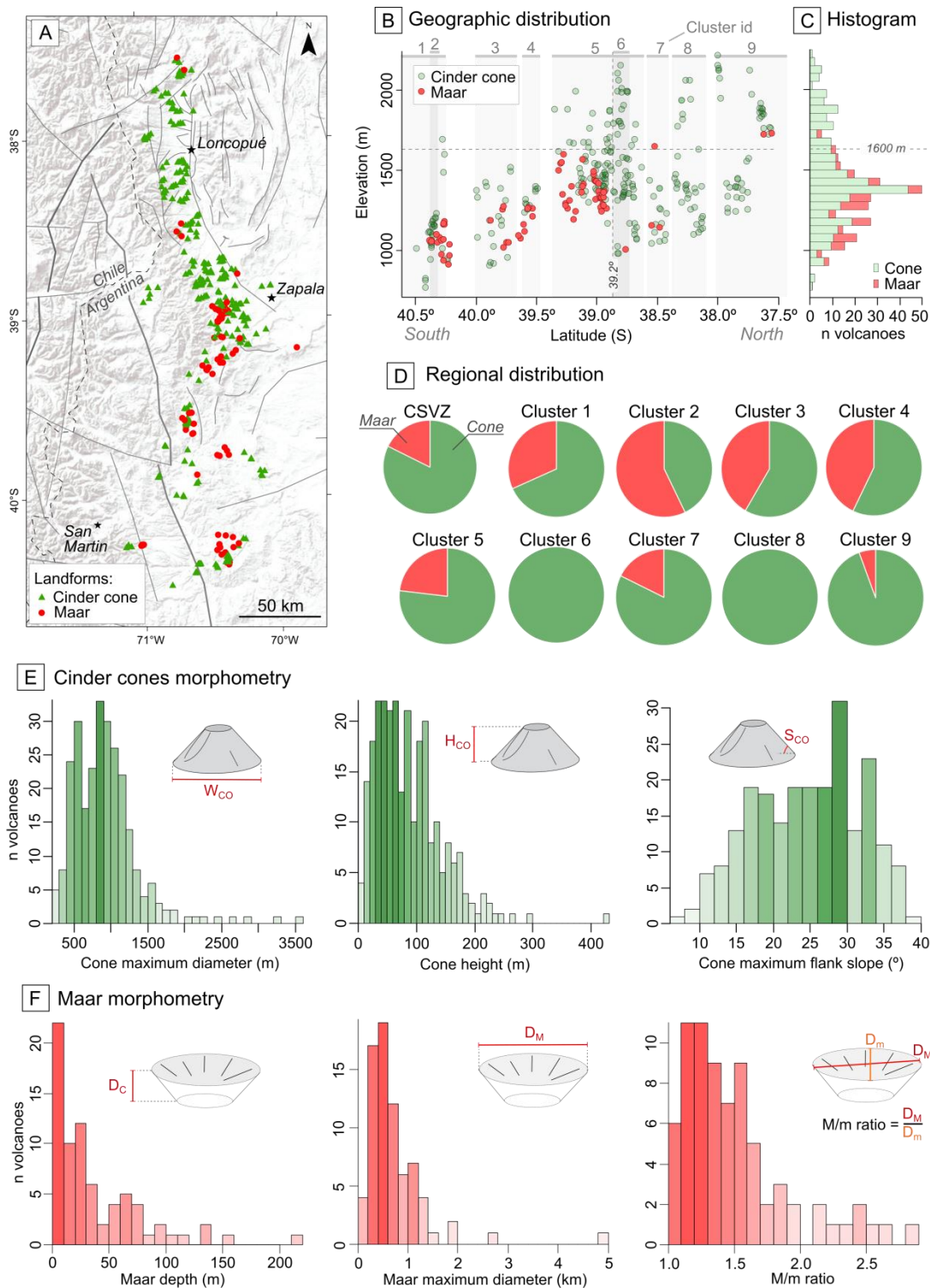


Fig.5. Morphometric results. A) CSVZ map with the distribution of monogenetic landforms in the ZVF; B) North to the south geographic distribution of cinder cones and maars; C) histogram with the terrain elevation of cinder cones and maars; D) landform distribution of wet (represented by maars) and dry (represented by cinder cones) monogenetic landforms across the ZVF; E) Morphometric results (W_{co} , H_{co} , and S_{co}) for cinder cones; F) Morphometric results (D_c , D_M , and D_m) for maar volcanoes.

4.2. Spatial distribution

Spatial analysis was performed using Kernel density estimations for cluster identification and Average Nearest Neighbor (ANN) analysis for pattern determination.

4.2.1. Cluster identification

The identification of the number of the monogenetic clusters was based on the methods of Cañón-Tapia (2016). Following this method, we observe an inflection point at ~10 km (Fig. 6A; Cañón-Tapia, 2016; Morfulis et al., 2020). This value suggests a total of 9 monogenetic clusters (Fig. 6A, B) in the CSVZ. The vent density of each cluster is presented in Table 1. The maximum density of monogenetic volcanoes (0.144 vents/km²) is located in cluster number 5 (Fig. 6B), about 30 km southwest of Zapala town (Fig. 6C), at the southern segment of the Loncopué Trough.

4.2.2. Distribution pattern

ANN analysis indicates a strong clustered pattern for ZVF, with an overall R-statistic of 0.392. A summary of ANN results is presented in Table 1. Individually, each monogenetic group presents variable distribution patterns, from clustered to dispersed (Fig. 7A, B). A clustered pattern is observable in groups 1, 5, and 9 (Fig. 7A), which present R-statistic ranging from 0.719 (less clustered) to 0.648 (most clustered), all well above the -2σ range (Fig. 7A, B). The dispersed pattern is recorded in groups 2, 4, 6, and 7, with R-statistic from 1.22 (less disperse) to 2.30 (most dispersed). Groups 4 and 7 are above 1.65σ , while groups 2 and 6 above 2.85σ (Fig. 7A, B). The Poisson pattern is detected only in groups 3 and 8 (Fig. 7A).

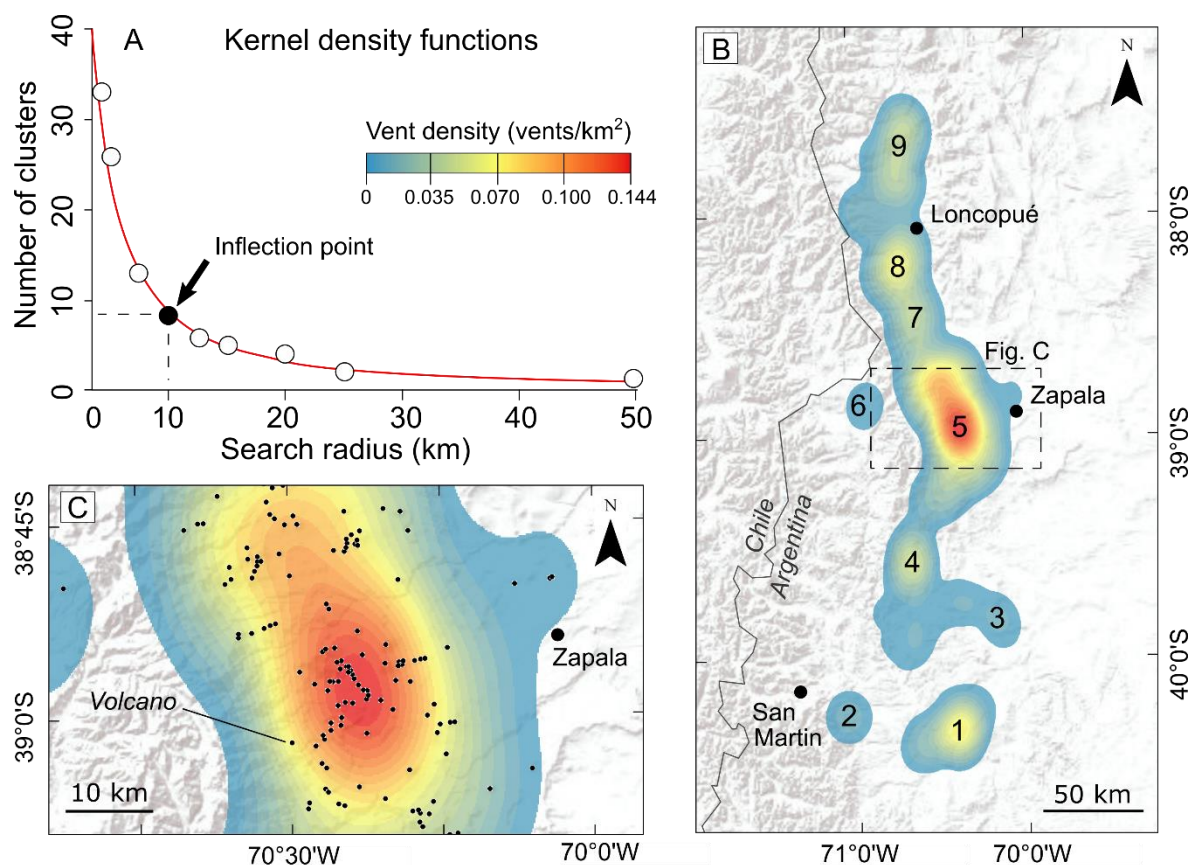


Fig. 6. Kernel density analysis. A) Number of kernel clusters as a function of the search radius; B) regional map with identified monogenetic clusters; C) detail map of cluster 5 showing the internal distribution of monogenetic vents in the southern Loncopué Trough.

The spatial pattern and distribution of monogenetic volcanoes is better observed in detailed maps of each monogenetic group. Group 9 displays strongly clustered monogenetic vents (Fig. 7A). These vents develop in sub-clusters inside the group limits (defined by the convex hull), in E-W trends to the southwest (apparently controlled by local structures), and isotropic groups to the north (Fig. 7C). In contrast, group 4 presents an opposite spatial pattern, with vents dispersed inside the group area (Fig. 7D).

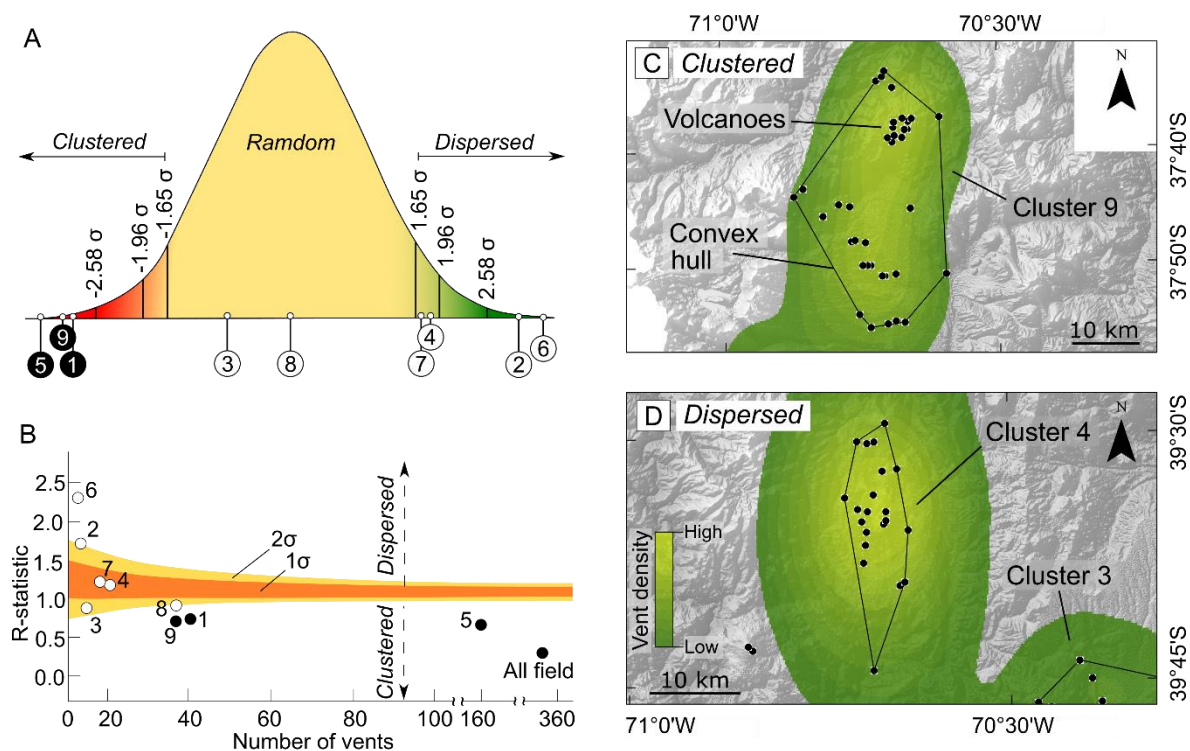


Fig. 7. Summary of ANN analysis. A) normal distribution with confidence intervals and the R-statistic for each monogenetic cluster; B) plot of R-statistic and number of vents; C) clustered pattern (R-statistic ~ 0.687), cluster number 9, and the respective convex hull area; D) dispersed pattern (R-statistic ~ 1.21), cluster number 4, and the respective convex hull area.

Table 1. Spatial analysis results. ANN patterns are clustered (C), Poisson (P), and dispersed (D).

Parameters	Entire ZVF	Cluster number								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Vents	355	41	7	12	21	160	5	17	37	37
Area (km ²)	22.510	517	10	194	119	3.009	33	126	358	649
Average density (vent/km ²)	0.015	0.07	0.70	0.06	0.17	0.053	0.151	0.134	0.103	0.057
Maximum density (vent/km ²)	0.144	0.059	0.014	0.013	0.043	0.144	0.010	0.037	0.056	0.037
Re (m)	4,932	2,347	758	2,343	1,436	2,564	1,737	1,700	1,672	2,519
Ro (m)	1,938	1,688	1,276	2,061	1,746	1,663	4,010	2,048	1,668	1,731

R-sta	0.392	0.719	1.683	0.879	1.21	0.648	2.307	1.222	0.997	0.687
Pattern	C	C	D	P	D	C	D	D	P	C

4.3. Structures and lineaments

Based on the satellite imagery and the available geological maps (e.g., Rojas Vera et al., 2014; Pesce et al., 2019), we map the occurrence of monogenetic deposits in the study area and their relationship with structural features. A summary of the main structural settings observed in the ZVF is provided in Fig. 8. Structural data obtained from cone elongation and vent alignment indicate the predominance of E-W, ENE-WSW to WNW-ESE structures in the ZVF, with significant variations among the different clusters (Fig. 8).

Cluster 9 is the closest to the volcanic arc and is marked by monogenetic volcanoes mainly associated with E-W structures (Fig. 8A). The northern limit of cluster 9 is characterized by NE-SW alignments, next to the Trolón Caldera (Fig. 8A). Cluster 8 presents a slight change in vent alignment direction when compared to cluster 9, with most features trending ENE-WSW to WSW-ENE (Fig. 8B). Further south, cluster 5 is also marked by ENE-WSW to WSW-ENE trending vents (Fig. 8C). Several NW-SE trending monogenetic volcanoes are also present in the region (Fig. 8C). South of this region, the orientation of vents starts to become more scattered. Cluster 4 shows a variety of orientations, including ENE-WSW, WNW-ESE, NE-SW, and NE-SE trending volcanoes and alignments (Fig. 8D).

A summary of the quantitative structural data extracted from monogenetic volcanoes (cone and maar elongation, vent alignment, and dike orientation) is presented in Fig. 9. From north to south, there is an increase in the scattering of the basal cone orientation, as well as vent alignment (Fig. 9A). Despite this, histograms indicate a predominance of ENE-WSW elongated cones in the ZVF following azimuths ranging from 80 to 95° (Fig. 9B). This orientation is also confirmed by histograms of vent alignment and the presence of dikes (Fig. 9C). Maar data indicate the presence of highly elliptical craters (high D_M/D_m ratios) mainly oriented along with ENE-WSW and WNW-ESE directions (Fig. 9D, E).

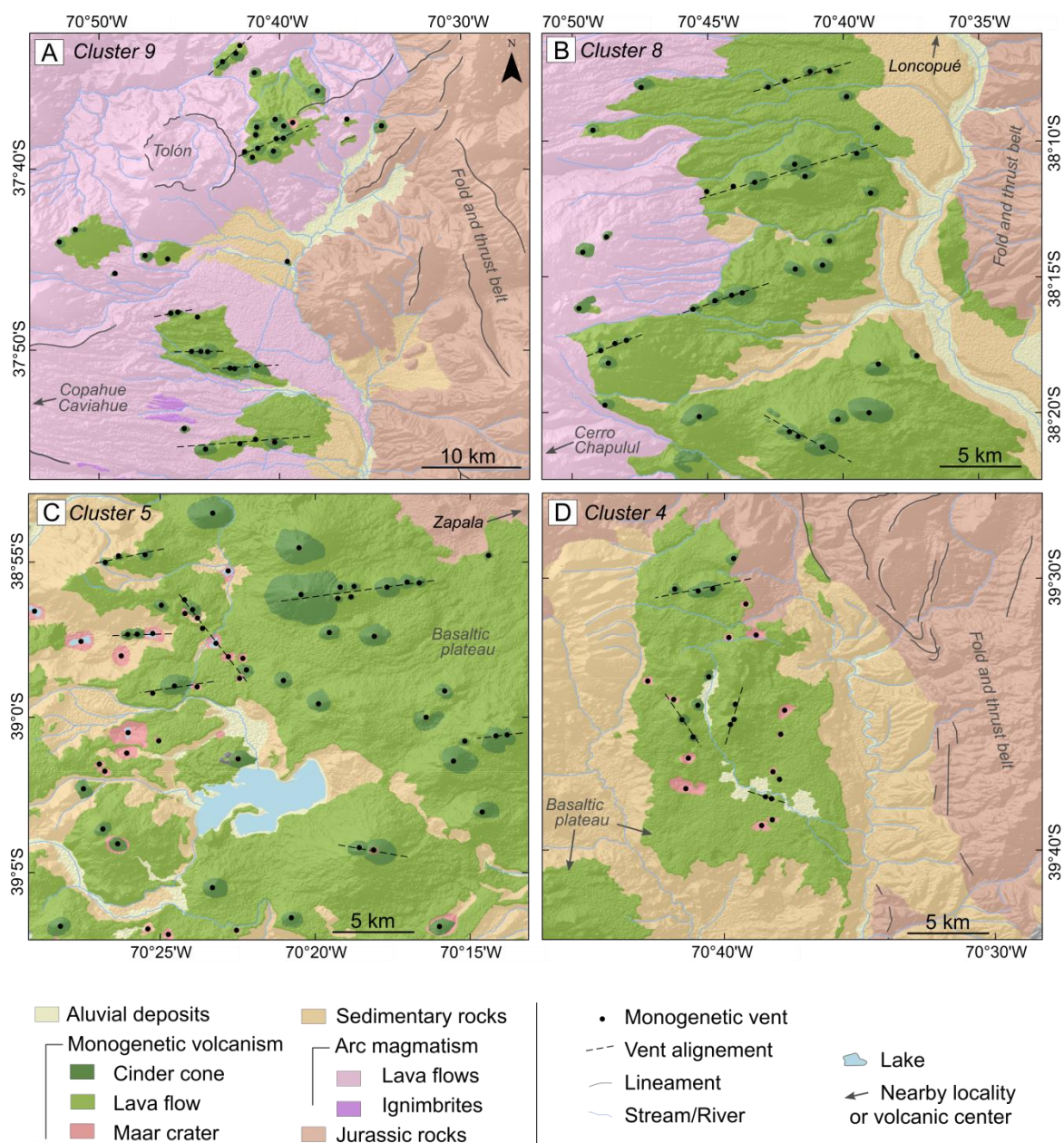


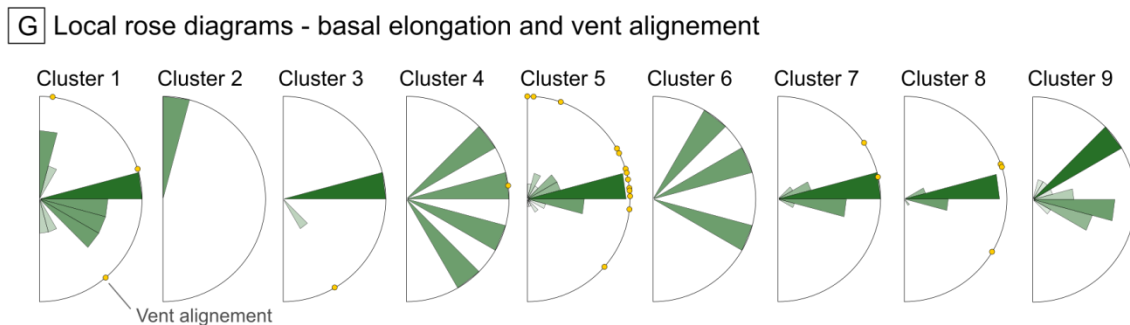
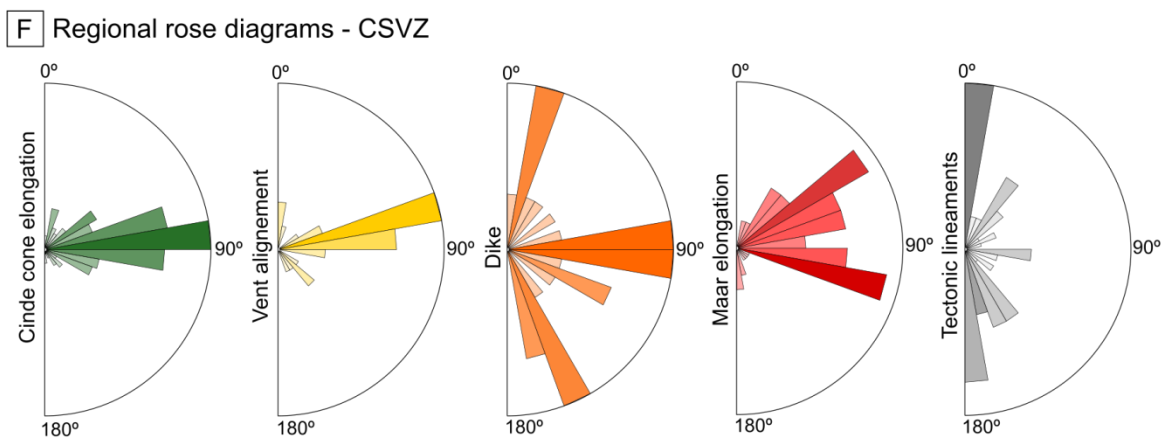
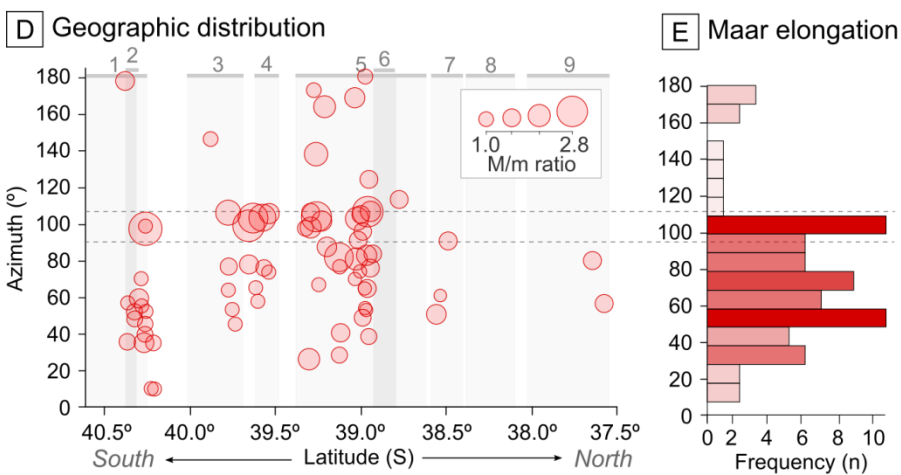
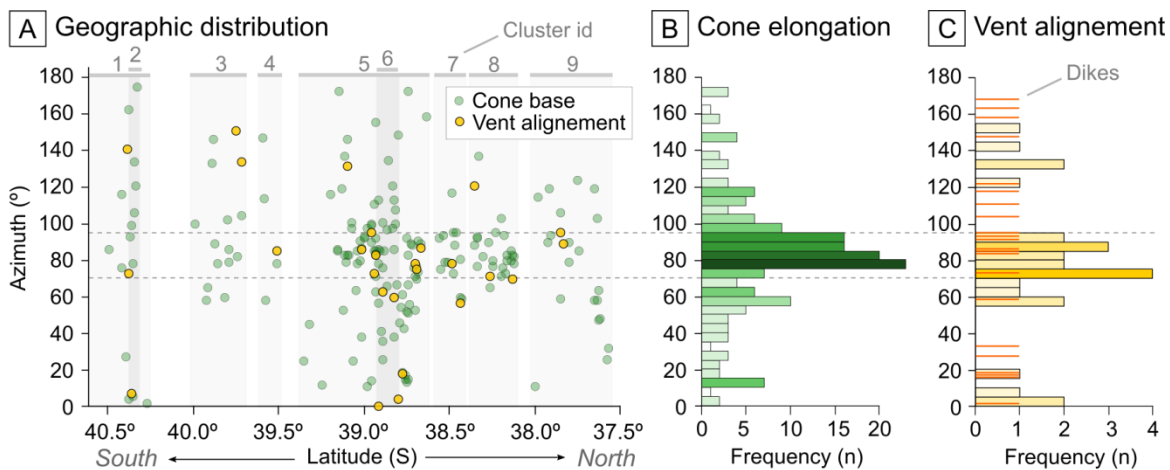
Fig. 8. Maps of monogenetic volcanoes in the ZVF and their structures, from north to south. A) cluster 9, with mainly E-W and subordinate NE-SW trending vents; B) cluster 8 with a predominance of NE-SW trending vents; C) southern section of Cluster 5, with E-W and NW-SE trending volcanoes; D) Cluster 4, with WSW-ENE, ENE-WSW, NNE-SSW, and NNW-SSE trending vents. Geological units based on Rojas Vera et al. (2014) and Pesce et al. (2019).

Rose diagrams built from these data allow better visualization of the orientation of monogenetic features in the ZVF (Fig. 9F). ENE-WSW to E-S directions prevail among the main orientations for basal cone elongation, vent alignment, and dike orientation (Fig. 9F).

In contrast, maar craters show a higher dispersion, with crater elongation ranging from ENE-WSW to WNW-ESE (Fig. 9F). These results contrast with the main lineaments observed in the fold and thrust belt region, which is marked by the predominance of N-S structures (Fig. 9F)

Deviations in basal cone orientation are also observed within each cluster in ZVF (Fig. 9G). Clusters 1, 4, and 6 tend to show a more scatter pattern, while clusters 3, 5, 7, and 8 are marked by a predominance of E-W trending cones (Fig. 9G). Cluster 9 is the closest to the current volcanic arc (Fig. 8A) and presents a bimodal distribution of cinder cones basal elongation (Fig. 9G).

Fig. 9 (below). Summary of structural analysis using monogenetic volcanoes: A) south to the north geographic distribution of cinder cones basal elongation and vent alignment; B) histogram of cinder cone elongation direction; C) histogram of vent alignment and dike direction, in orange; D) south to the north geographic distribution of maar crater elongation; E) histogram of maar crater elongation direction; F) regional rose diagrams for cinder cone elongation, vent alignment, dikes, maar crater elongation, and the tectonic structures/lineaments; G) local rose diagrams of cinder cone elongation for each monogenetic cluster within the ZVF, vent alignment directions are represented as yellow dots.



4.4. Relative age

Using the relative age classification method, it was possible to map the temporal distribution of cinder cones in the ZVF. Similar to the approach used by Haag et al. (2019), we use relative ages of cinder cones to interpolate regional maps, expressing the results as density maps for each relative age class (Fig. 10A- D).

Our data indicate that the younger monogenetic volcanoes appear to concentrate southwest of Zapala Town (Fig. 10A), with more isolated occurrences a few kilometers northwest of Loncopué Town (Fig. 10A). Moderately young cones present a wide distribution to the eastward, apparently following an NW-SE-trending normal fault and concentrated in the Loncopué Though (Fig. 10B).

Mature landforms are widespread in the study area and especially concentrate in the northwest and southwest regions of the Zapala and Loncopué Towns (Fig. 10C). These features present a similar distribution to moderately young landforms (Fig. 10B), however mature cones also occur as isolated clusters to the south of Zapala Town (Fig. 10C). Older monogenetic volcanoes are also widespread in the study area, with occurrences to the northwest of Loncopué, and also next to the Chapuful volcano (Fig. 10D). Several old cinder cones also occur in the north-northwest of Zapala and in the extreme southwest of the study region, near the city of San Martín along the Neuquén Basin (Fig. 10D).

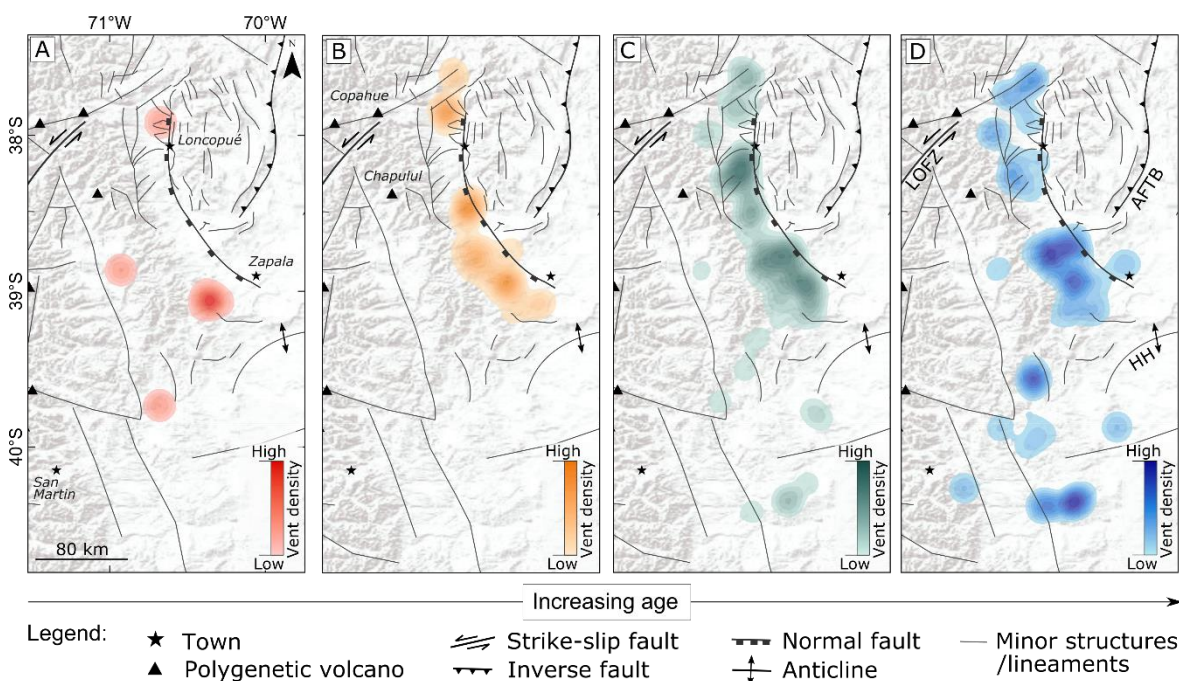


Fig. 10. Density maps with the regional distribution of each relative age class: A) young; B) moderately young; C) mature; D) old.

5. Discussion

5.1. Geomorphology and morphometry

The monogenetic volcanism in the ZVF is marked by the predominance of cinder cones that present a clear association with local lineaments, suggesting a structural control on the occurrence of the monogenetic vents. The presence of cinder cones suggests a prevalence of the strombolian style as the main eruption dynamics in the ZVF (Németh and Kereszturi, 2015), similarly to the Puna Plateau in the Central Andes (Filipovich et al., 2019; Haag et al., 2019; Maro and Caffè, 2016;

Morfulis et al. 2020). This dynamic is supported by the number of hydrovolcanic landforms in the region (less than 20%), which denotes a limited, however present, magma-water interaction along the ZVF.

The cinder cones present morphometric signatures (e.g., W_{co} , H_{co}) similar to extension-related cones when compared to the global dataset of Fornaciai et al. (2012) (Fig. 11A). These cones are marked by lower H_{co}/W_{co} ratios when compared to cinder cones associated with compressional environments (Fornaciai et al., 2012).

The use of traditional morphometric parameters (e.g., H_{co}/W_{co} ratio) to the determination of relative ages typically results in misleading interpretations (Uslular et al., 2021), because after the eruption the morphometric parameters are subject to several modifications related to weathering and tectonics. In contrast, alternative approaches using cone flank slope (S_{co}) and contour curves (e.g., Inbar et al., 2011; Haag et al., 2019; Zarazúa-Carbajala and Cruz-Reyna, 2020). In ZVF cones, we observe a systematic decrease in S_{co} following the relative age, in which young landforms tend to present higher S_{co} values when compared to the older ones (Fig. 11B). Despite this general trend in average values, there is a considerable deviation and scattering in the data (Fig. 11B). This scattering is possibly associated with contrasting initial cone morphology, mainly controlled by tectonics, terrain slope, and eruption dynamics (Kervyn et al., 2012; Bemis and Ferencz, 2017; Haag et al. 2019; Uslular et al., 2021).

Phreatomagmatic volcanoes tend to concentrate to the south of 39°S and typically below 1,600 m a.s.l. (Fig. 5C), suggesting a geographic control on the occurrence of hydrovolcanism in the ZVF. This distribution may be associated with the decrease of water availability with elevation. Using a global dataset of maar volcanoes, Sonder (2018) observed a substantial decrease in the number of maar volcanoes above 2,000 m a.s.l.

The sharp decrease in maar volcanoes observed in Fig. 5A and B may also be associated with geological controls. Phreatomagmatic activity depends on the availability and proportion of groundwater (Németh and Kereszturi, 2015). The regional basement to the south of 39°S is marked by the presence of sedimentary sequences of the Neuquén Basin, which possibly control the distribution of hydrovolcanism in the ZVF (D'Elia et al., 2016).

In contrast to cinder cones, the original morphology and subsequent modifications of maar craters are strongly controlled by substrate rheology. Ross et al. (2011) discuss these factors by comparing the morphology of maar craters emplaced on hard, soft, and mixed substrates in the Pali Aike Volcanic Field (Argentina). Mixed substrates are marked by the presence of soft (typically of sedimentary origin) and hard (typically volcanic or metamorphic) materials. Maar craters in the ZVF present variable depth/diameter ratios, suggesting a predominance of mixed substrates when compared to the dataset of Ross et al. (2011) (Fig. 11C). In the ZVF, maars with similar diameters but deeper craters are typically emplaced on top of sedimentary sequences capped by extensive lava flows, forming volcanic plateaus. In contrast, shallower maar craters are generally associated with soft substrates marked by sedimentary and alluvial sequences.

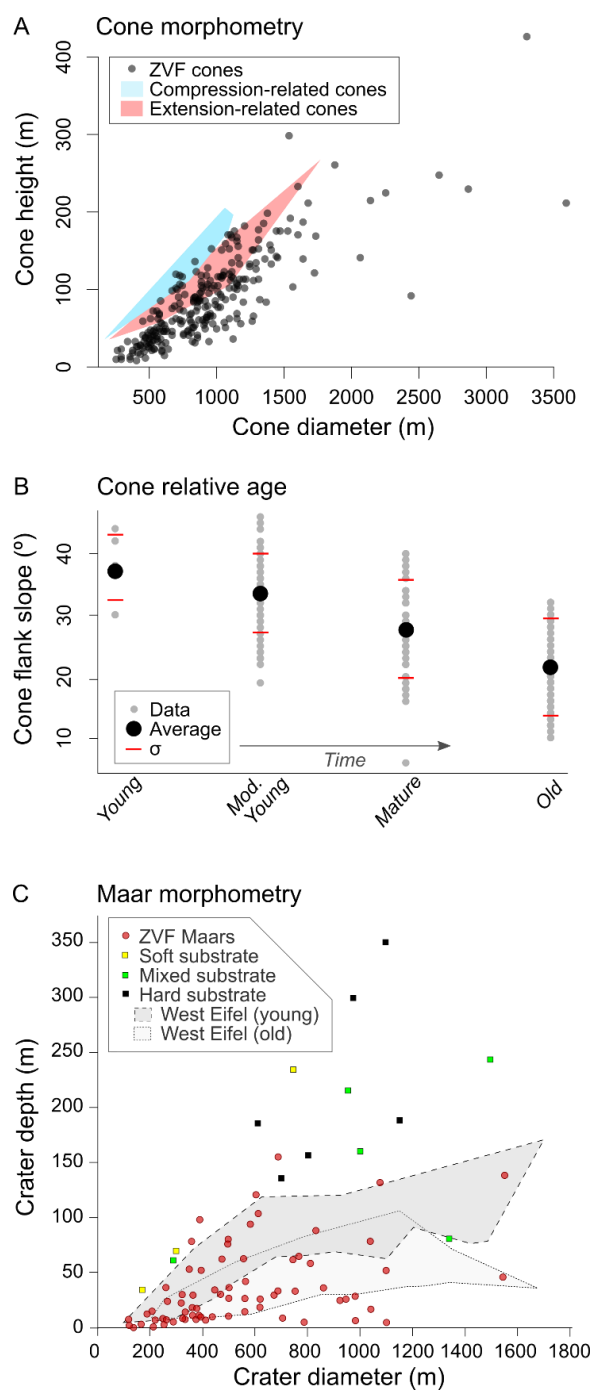


Fig. 11. Morphometric comparison of monogenetic landforms presents at ZVF: A) cinder cones morphometry, modified from Fornaciai et al. (2012); σ = standard deviation; B) relative age morphometry; C) maars morphometry and its relationship with substrate styles, modified from Ross et al. (2011).

5.2 Spatial distribution

Monogenetic volcanoes in the ZVF present an average vent density of 0.015 vents/km². When compared to other monogenetic fields, the ZVF average density is higher

than values obtained for the Southern Puna Plateau (0.008 vents/km²; Haag et al., 2019), lower than the San Rafael (0.071 vents/km², in the USA; Kiyosugi et al., 2012), and significantly lower than the Auckland (0.146 vents/km², in New Zealand; Le Corvec et al., 2013) and the Michoacán (0.260 vents/km², in México; Pérez-López et al., 2011) volcanic fields. In contrast, the ZVF maximum vent density of 0.144 vents/km² is comparable to values obtained for the Southern Puna (Haag et al., 2019; Morfulis et al., 2020). Similarly to other monogenetic fields (e.g., Puna Plateau), the higher vent densities in ZVF are observed in the center of the monogenetic field, in cluster 5 (Fig. 6B).

The interplay of tectonics and magmatism controls the distribution of monogenetic volcanoes (e.g. Báez et al., 2017). Based on the distribution pattern of monogenetic vents in the Southern Puna Plateau, Morfulis et al. (2020) suggest two styles for monogenetic volcanic fields: (I) fields controlled by magmatic activity, with clustered pattern (R-statistic→ 0.0) and (II) field controlled by tectonics, with Random and Poisson distribution pattern (R-statistic→ 1.0).

The monogenetic vents in the ZVF present three distribution patterns: clustered (cluster 1, 5, and 9), Poisson distribution (clusters 3 and 8), and dispersed (cluster 2, 4, 6, and 7). This complex pattern is likely related to different magma production rates through the ZVF, where clusters 1, 5, and 9 would represent regions of relatively high and/or long-lasting magma supply (Báez et al., 2017; Morfulis et al., 2020).

5.3. Tectonic and structural implications

The Southern Andes is marked by a strong oblique component in the subduction of the Nazca Plate under the South American Plate (Fig. 1A; Stern, 2004). This setting offers a unique opportunity to explore the interplay of volcanic systems and tectonics. The oblique deformation in the Central SVZ is mainly accommodated by the 1200 km-long LOFZ (Cembrano et al., 1996), which controls the distribution of polygenetic volcanoes in the current volcanic arc. To date, the effects of this oblique tectonics on volcanism have been explored by a few studies mainly focused on the orientation and morphology of stratovolcanoes located in the magmatic arc (e.g., Lara et al., 2006; Melnick et al., 2006; Sielfeld et al., 2017).

Cembrano and Lara (2009) identify two sets of volcanic associations in the eastern (Chilean) SVZ based on volcano morphology and distribution: (1) NE-trending volcanoes that reflect the current tensional regime and (2) stratovolcanoes associated with ancient reverse and strike-slip faults and monogenetic cones along the LOFZ that diverge in orientation with the current tensional regime. These observations combined with structural data suggest an overall NE-SW trending maximum compressive stress (σ_1) orientation at the magmatic arc (Fig. 12A; Cembrano and Lara, 2009 and references therein; Melnick et al., 2006; Sielfeld et al., 2017). In contrast, studies about the morphology of monogenetic volcanoes and they relate to stress state in the back-arc SVZ are still scarce.

Based on edifice morphology and vent alignment, our data suggest that monogenetic vents in the CSVZ are preferentially emplaced along NE-SW and E-W trending structures (Fig. 9G). This orientation can be used to infer the stress state (e.g., Le Corvec et al., 2013; Marliyani et al., 2020) in the CSVZ back-arc region, implying a maximum horizontal compressive stress (σ_{Hmax}) with NE-SW to E-W direction, in agreement with Quaternary stress orientation (Cembrano and Lara, 2009) (Fig. 12).

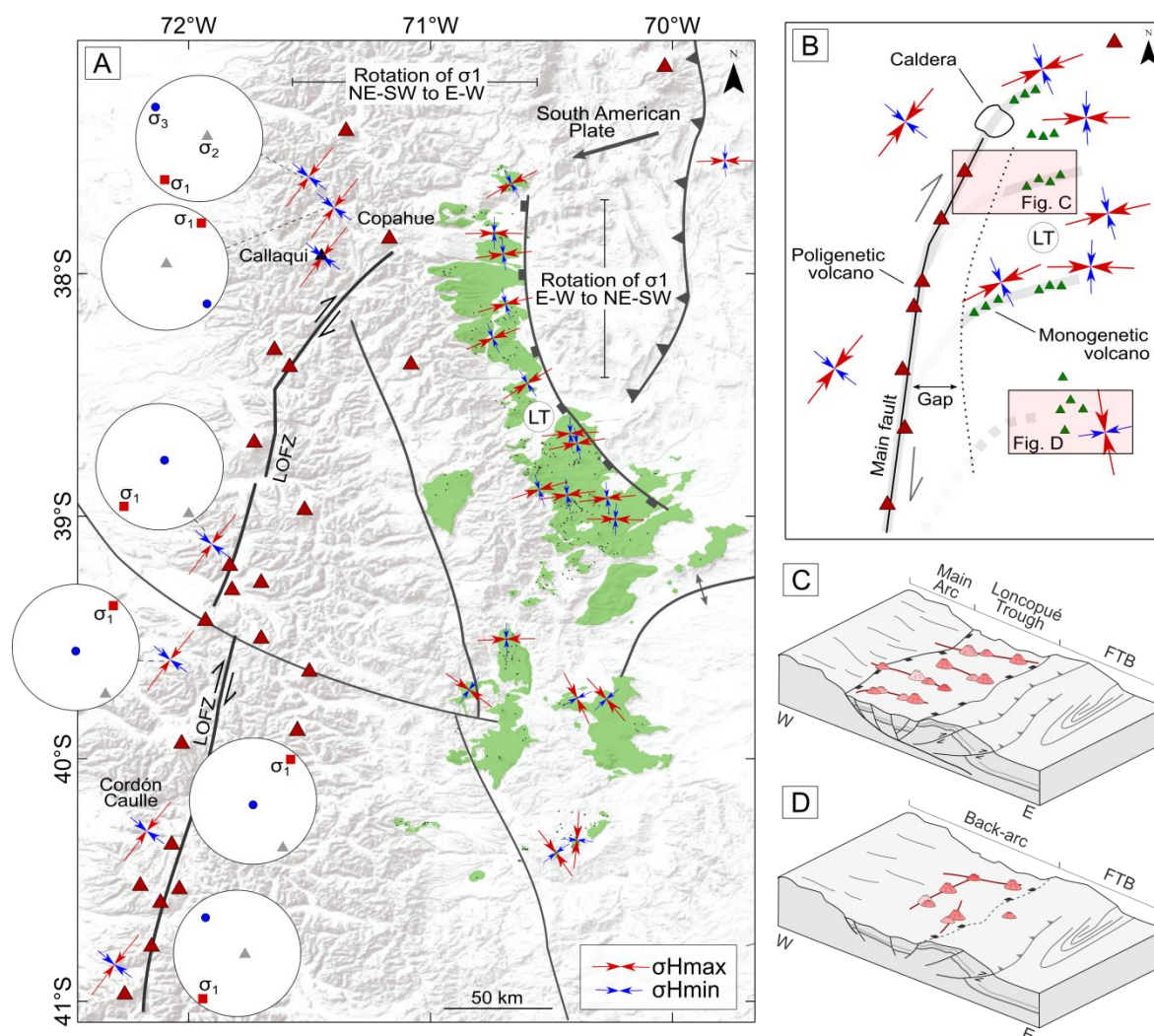


Fig. 12. Tectonic model for monogenetic volcanism in the CSVZ: A) regional map with main structural features, polygenetic volcanoes, and monogenetic deposits. B) Conceptual model for the emplacement of monogenetic volcanoes in the CSVZ; C) detail of the Loncopu e Trough region next to cluster 5; D) detail of the southern CSVZ. Stereoplots indicate available data from the literature (Lara et al., 2006; Melnick et al., 2006; Cembrano and Lara, 2009; Pardo et al., 2006; Lange et al., 2008; Potent and Reuther, 2001; Rosenau et al., 2004; Lavenu and Cembrano, 1999; Arancibia et al., 1999; Sielfeld et al., 2017). Legends are the same as Fig. 1. LT = Loncopu e Trough, FTB = Fold and thrust belt.

Our data reveals that back-arc monogenetic vents seem to concentrate along secondary faults that diverge from the LOFZ (Fig. 12A), possibly because of the strong oblique component acting on the CSVZ. In transtensional environments, secondary structures can diverge from the master fault, forming imbricated fans of extensional fractures (Kim et al., 2003; Fig. 12B). To date, the occurrence of monogenetic volcanism associated with these structures has only been observed in the Wulanhada volcanic field, in Northern

China, where a strike-slip dextral fault accommodates deformation and controls the distribution of monogenetic volcanoes (Zhao et al., 2019). In contrast, Wulanhada deposits are considerably smaller when compared to the CSVZ, with only 41 vents and deposits that cover $\sim 180 \text{ km}^2$ (Zhao et al., 2019).

Another important feature in the CSVZ is the Loncopué Trough (Rojas Vera et al., 2014; Pesce et al., 2019; 2020). Located between the main volcanic arc and the Agrio Fold and Thrust Belt, this 300 km long extensional structure controls the occurrence of monogenetic volcanism (Rojas Vera et al., 2014; Fig. 12A, C). Inside the Loncopué Trough, the monogenetic magmatism develops as continuous lava plateaus from early Pliocene to present (Rojas Vera et al., 2014). Based on fieldwork and geophysical data, the Loncopué Trough seems to be associated with tearing of the subducted Nazca plate underneath the South American Plate, resulting in abnormal heat flow in the region (Rojas Vera et al., 2014). In this scenario, monogenetic activity seems to be controlled by the extensional regime at the Loncopué Trough, in addition to the oblique tectonics of the LOFZ.

Monogenetic volcanoes in CSVZ also reveal changes in σ_{Hmax} direction, which seem to be mainly controlled by their distance to the master LOFZ, or possibly by interference secondary structural features in the Loncopué Trough and the fold and thrust belt (Fig. 12A, B, C). The north end of the monogenetic field is marked by NE-SW-trending σ_{Hmax} , almost parallel to σ_{Hmax} observed in the main magmatic arc (Fig. 12A). This orientation is compatible with extensional faults and *horsetail splays* frequently observed at the end of strike-slip structures such as the LOFZ (Kim et al., 2003). The northern limit of the Loncopué Trough is marked by a significant change in the σ_{Hmax} from NE-SW to the E-W (Fig. 12A). This σ_{Hmax} E-W direction progressively rotates toward NE-SW as we move south in the Loncopué Trough (Fig. 12A). There is another significant change in the σ_{Hmax} at ca. $38^{\circ}30'$, where σ_{Hmax} becomes E-W oriented (Fig. 12A). Further south in the CSVZ, σ_{Hmax} becomes less constrained and presents variable orientations, including NW-SE, NNW-SSE, and N-S (Fig. 12D).

Changes in the stress orientation using volcano morphology have been recently reported in the Java Volcanic Arc (Marliyani et al., 2020). The authors associated the progressive changes in σ_{Hmax} to relative plate convergence and upper plate structure, while abrupt changes are linked to the presence of preexisting structures, as well as to interference of polygenetic volcanoes (Marliyani et al., 2020). Differently from Java,

monogenetic volcanoes in the CSVZ are predominantly located several kilometers away from the main volcanic arc (Fig. 1B). In this context, the only cluster expected to suffer influence from the arc is cluster 9, which presents a bimodal distribution of basal elongation (Figs. 8A, 9F).

5.4. *Timing and recurrence of monogenetic activity*

Absolute ages are scarce for ZVF and mainly concentrated at $\sim 39^{\circ}\text{S}$. Most results indicate quaternary ages for the monogenetic activity, although the presence of multiple magmatic pulses is still unclear. Samples from the Loncopué Trough indicate ages between 2.30 ± 0.3 and 0.47 ± 0.2 Ma (K-Ar whole-rock; Linares & Gonzalez 1990). Ages of 0.130 ± 0.02 , 0.167 ± 0.005 , 2.50 ± 5 and 809 ± 12 ka are also reported for basaltic lavas further along the same structure (^{40}Ar - ^{39}Ar ; Rabassa et al., 1987; Rojas Vera et al., 2014). Additional ages ranging from 1.6 ± 0.2 and 0.9 ± 0.3 Ma (K-Ar whole-rock) are also reported by Muñoz & Stern (1985, 1988) for samples in the Pino Hachado region, in the southernmost ZVF.

In this scenario of scarce absolute ages, relative age maps offer an alternative method for mapping the monogenetic activity through time (e.g., Haag et al., 2019). The interpolated relative age maps (Fig. 10) suggest a waning monogenetic activity in the ZVF over time: while the older monogenetic volcanoes are widespread in the ZVF (Fig. 10D), the younger landforms seem to be focused in the central segment of the volcanic field (Fig. 10A), near to the Zapala and Loncopué towns.

Geological mapping and fieldwork in the study area also suggest multiple episodes of monogenetic activity in the region (Rojas Vera et al., 2014; Pesce et al., 2019). Intercalated basaltic flows and glacial deposits are reported along the Loncopué trough (Folguera et al., 2003b), suggesting at least two magmatic pulses in the region. Additional mapping by Báez et al., (2020) in the Caviahue-Copahue Volcanic Complex indicates the occurrence of at least two glaciations in the region (at 57-29 ka and/or 26.5-19.0 ka and at 14.5-11.9 ka). The 809 Ka basaltic flows are incised by a glacial valley in the western Loncopué Trough (Rojas Vera et al., 2014). These glacial valleys also control emplacement of younger, post-glacial activity with estimated ages to be less than 27 ka (Rojas Vera et al., 2014).

The predominance of E-W and NE-SW feeding systems in the CSVZ is at odds with the regime responsible for the development of the Loncopué Trough, which is mainly associated with N-S normal faults developed under a E-W extension (Rojas Vera et al., 2014). This information suggests a decoupling between the stress state recorded by monogenetic feeding systems and the structural setting at the Loncopué Trough. Curiously, numerous normal faults cut the monogenetic deposits to the east of Caviahue and next to the Loncopué Town (Rojas Vera et al., 2014; Pesce et al., 2019), suggesting ongoing deformation of the quaternary monogenetic volcanism.

5.5. Comparison with monogenetic fields in the Central Andes

For a long time, the study of monogenetic volcanoes has been hampered by the coarse resolution of DEMs and imagery data. Therefore, a greater focus has been placed on the study of large, polygenetic volcanoes. However, in recent years, the available high-resolution DEMs allowed the identification of thousands of monogenetic volcanoes in the Andean Cordillera.

Most of these studies have been focused in the Central Volcanic Zone of the Andes (CVZ; 18-28° S; e.g., Maro and Caffè, 2016; Filipovich et al., 2019; Haag et al., 2019; Grosse et al., 2020; Morfulis et al., 2020; Ureta et al., 2020). In contrast, studies involving geomorphologic characterization of monogenetic volcanoes in the Southern Volcanic Zone (SVZ) of the Andes are still scarce. In this section, we compare our results obtained at the ZVF (in the Central SVZ) with the available data for the CVZ (mainly for the southern Puna Plateau). A summary of this comparison is presented in Table 2.

Monogenetic volcanoes in the ZVF present a higher amount of phreatomagmatic volcanoes (20%) when compared to other monogenetic fields in the Andes, such as the southern Puna Plateau (Haag et al., 2019). This difference could be attributed to climate variations between these regions: while the ZVF is marked by a wet climate with the presence of lakes and vegetation, the Puna Plateau sits above 3 km and comprises one of the aridest regions on Earth. The presence of sedimentary rocks of the Neuquen Basin as underlying units in the ZVF may also contribute to the occurrence of phreatomagmatism. In contrast, overlying units in the southern Puna Plateau are mainly metamorphic and igneous rocks (Schnurr et al., 2006, Seggiaro et al., 2006).

Table 2. Spatial analysis results. ANN patterns are C: clustered; R: random; D: dispersed.

Parameters	Region of the Andes	
	South (Central SVZ at ZVF)	Central (Southern Puna Plateau)
Edifice morphology	80 % Cinder Cones 20% Pheatomagmatic 0% Domes	76% Cinder Cones 15% Domos 7% Pheatomagmatic (Haag et al., 2019)
Cone diameter - Wco (m)	246 to 3590	200 to 3800 (Haag et al., 2019)
Cone height- Hco (m)	7 to 426	2 to 308 (Haag et al., 2019)
Average vent density (vents /km ²)	0.015	0.0083 (Haag et al., 2019)
Maximum vent density (vents /km ²)	0.144	0.149 to 0.237 (Haag et al., 2019, Morfulis et al., 2020)
Exogenous controls - climate	Dry and wet	Predominately dry (Filipovich et al., 2019; Haag et al., 2019)
Subduction style and regional σ_1	Oblique, NE-SW (Lara et al., 2006 and references therein)	Almost orthogonal, NW-SE (Marrett and Emerman, 1992)
Vent alignment	E-W to ENE-WSW (primary) and N-S (reactivated?)	NNE-SSW (reactivated); NW-SE (normal; strike-slip) (Haag et al., 2019)
Monogenetic magmatism	Waning	Waxing (Haag et al., 2019)
Crustal thickness	30- 35 Km (Munizaga et al., 1988; Nelson et al., 1993; Stern, 2004)	~ 70 Km (Trumbull et al., 2006)
Geochemical origin	Arc to back-arc (Varekamp et al., 2010; Rojas Vera et al., 2014)	Lithospheric delamination (Kay and Kay, 1993) and foundering (Schoenbohm and Carrapa, 2015)

Age	2.3 Ma - Recent (Linares & Gonzalez 1990; Rabassa et al., 1987; Muñoz & Stern 1985, 1988)	9.0 Ma - Recent (Risse et al., 2008; Drew et al., 2009; Schoenbohm and Carrapa, 2015)
-----	---	---

Another important fact to be considered is the absence of lava domes in the ZVF. Conversely, flat-topped and irregular lava domes are expressive and widespread monogenetic landforms in the southern Puna Plateau (Haag et al., 2019), as well as in the entire CVZ of the Andes (Ureta et al., 2020). We interpret this absence of lava domes in the CSVZ as a result of contrasting melt compositions and evolution in these two areas. Magmas associated with the ZVF are mainly basalts with arc to back-arc signatures (Varekamp et al., 2010; Rojas Veras et al., 2014). In contrast, the monogenetic volcanism in southern Puna Plateau includes more evolved terms, such as basaltic-andesites and andesites.

In this scenario, the presence of lava domes may reflect contrasting petrogenetic conditions in the CVZ and SVZ: while the southern Puna is marked by crustal thickness of ~70 km (Trumbull, et al., 2006), the ZVF crust is considerably thinner, ranging from 30 to 35 km (Munizaga et al., 1988; Nelson et al., 1993; Stern 2004), yielding less evolved magmas and the absence of lava domes.

6. Conclusions

In this work, we combine imagery and digital elevation models to map the occurrence of monogenetic volcanoes in the back-arc region of the Central Southern Volcanic Zone (CSVZ) of the Andes. The main conclusions are:

1. The CSVZ presents a predominance of cinder cones (80%) followed by a significant amount of phreatomagmatic volcanoes (20%). This data implies the strombolian as the main eruption style but also reveals an important role of water and hydromagmatism in the eruption dynamics of monogenetic vents. The occurrence of phreatomagmatism is either associated with climate (elevations below 1.600 m a.s.l.) or geological controls (basement porosity and water availability).

2. Monogenetic volcanoes are grouped into nine clusters. The higher vent densities are observed in the center of the CSVZ to the south of the Loncopué Trough. Each cluster is marked by contrasting vent distribution and organization that reflect the interplay of tectonics and magmatism (e.g., Báez et al., 2017; Morfulis et al., 2020).

3. Monogenetic vents show a clear association with local and regional lineaments, suggesting a strong structural control on the occurrence of monogenetic deposits. The main controls on the distribution of monogenetic vents are the oblique tectonics of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone and the extensional Loncopué Though.

4. Based on edifice morphology and distribution, monogenetic volcanoes are preferentially emplaced along NE- SW and E-W trending structures that reflect the stress state in the CSVZ (e.g., Le Corvec et al., 2013; Marliyani et al., 2020).

5. With scarce absolute ages for the region, relative age offers an alternative approach to map monogenetic activity over time. This data suggests a decrease in the aerial extend of monogenetic activity in the CSVZ.

6. When compared to monogenetic deposits in the Central Andes, the Southern Andes are defined by higher vent densities, a higher amount of phreatomagmatic landforms, and the absence of lava domes. This likely reflects climate and crustal structure differences of these two regions.

Acknowledgments

This article is part of F.S.S. PhD's thesis at Geosciences Institute at Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sponsored by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico of Brazil. Carlos A. Sommer thanks Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Brazil) for the research grant and financial support (305036/2018-8, 406825/2018-6).

References

- Arancibia G., Cembrano J., Lavenu A. 1999., Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe- Ofqui, Aisén, Chile (44- 45°S) *Revista Geológica de Chile*, 26 (1), pp. 3-22.
- Báez, W., Carrasco Nuñez, G., Giordano, G., Viramonte, J.G., Chiodi, A., 2017. Polycyclic scoria cones of the Antofagasta de la Sierra basin, Southern Puna plateau, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications* 446, 311–336. <https://doi.org/10.1144/sp446.3>
- Báez, A.D., Báez, W., Caselli, A.T., Martini, M.A., Sommer, C.A., 2020. The glaciovolcanic evolution of the Copahue volcano, Andean Southern Volcanic Zone, Argentina-Chile.

Journal of Volcanology and Geothermal Research 396, 106866.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106866>

Barreiro, B. A., 1984. Lead isotopes and Andean magma genesis. In *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*. Shiva Geology Series, Shiva Publishing Limited, Natwich, UK 21-39.

Bemis, K.G., Ferencz, M., 2017. Morphometric analysis of scoria cones: the potential for inferring process from shape. *Geological Society London* 446 (1), 61–100.
<https://doi.org/10.1144/SP446.9>.

Bishop, M.A., 2007. Point pattern analysis of eruption points for the Mount Gambier volcanic sub-province: a quantitative geographical approach to the understanding of volcano distribution. *Area* 39, 230–241. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4762.2007.00729.x>

Bruno, B.C., 2004. Clustering within rootless cone groups on Iceland and Mars: Effect of nonrandom processes. *J. Geophys. Res.* 109. <https://doi.org/10.1029/2004je002273>

Bruno, B.C., Fagents, S.A., Hamilton, C.W., Burr, D.M., Baloga, S.M., 2006. Identification of volcanic rootless cones, ice mounds, and impact craters on Earth and Mars: Using spatial distribution as a remote sensing tool. *J. Geophys. Res.* 111. <https://doi.org/10.1029/2005je002510>

Cañón- Tapia, E., 2016. Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 310, 26–38.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.010>

Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., & Martínez., 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío- Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Geología Y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 63-75.

Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55–66.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00066-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00066-6)

Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>

Cordani, U. G., Ramos, V. A., Fraga, L.M., Cegarra, M., Delgado, I., de Souza, K. G., Gomes, F.E. M. & Schobbenhaus, C. 2016. Tectonic Map of South America. Scale 1: 5000 000. 2nd Paris: CGMW- Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

Cucchi, R. J., Leanza, Espejo, P.M., & González, R., 1998. Hoja Geológica 4169-I Piedra del Águila. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Boletín N° 242, 74.

Cucchi, R.J., Leanza, H., Repol, D., Escosteguy, L.D., González, R., Danieli, J.C., & Franchi, M., 2005. Hoja geológica 3972- IV Junín de los Andes. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Boletín N° 357, 102.

D'Elia, L., Martí, J., Muravchik, M., Bilmes, A., Franzese, J.R., 2016. Impact of volcanism on the sedimentary record of the Neuquén rift basin, Argentina: towards a cause and effect model. *Basin Res* 30, 311–335. <https://doi.org/10.1111/bre.12222>

Di Traglia, F., Morelli, S., Casagli, N., Garduño- Monroy, V., 2014. Semi- automatic delimitation of volcanic edifice boundaries: validation and application to the cinder cones of the Tancitaro- Nueva Italia region (Michoacán- Guanajuato Volcanic Field, Mexico) *Geomorphology* 219, 152-160. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.05.002>.

Drew, S.T., Ducea, M.N., Schoenbohm, L.M., 2009. Mafic volcanism on the Puna Plateau, NW Argentina: Implications for lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. *Lithosphere* 1, 305–318. <https://doi.org/10.1130/l54.1>

Escosteguy, L., & Franchi, M., 2010. Estratigrafía de la región de Chapelco, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(3), 418-429.

Escosteguy, L., Geuna, S., Franchi, M., Gonzalez Díaz, E.F., & Dal Molin, C., 2013. Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Boletín N° 409, 92.

Filipovich, R., Báez, W., Bustos, E., Villagrán, A., Chiodi, A., Viramonte, J.G., 2019. Eruptivestyles related to the monogenetic mafic volcanism of Pasto Ventura region, SouthernPuna, Argentina. *Andean Geol.* 46 (2), 300–335.

Folguera, A., Ramos, V. A & Melnick, D., 2003b. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco, Cordillera Neuquina (37°30'). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 3-19.

Folguera, A., Zapata, T., Ramos, V.A., 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes, in: *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Lat)*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2006.2407\(12\)](https://doi.org/10.1130/2006.2407(12))

Folguera, A., Rojas Vera, E., Bottesi, G., Zamora Valcarce, G., Ramos, V.A., 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics* 49, 287–295. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.009>

Folguera, A., Spagnuolo, M., Vera, E.R., Litvak, V., Orts, D., & Ramos, V., 2011. Magmatismo Neógeno y Cuaternario. In *Geología y Recursos Naturales De La Provincia de Neuquén: XVIII Congreso Geológico Argentino* 275-286.

Fornaciai, A., Favalli, M cones, and their relation to geodynamic setting: A DEM-based analysis. *Journal of Volcanol.*, Karátson, D., Tarquini, S., Boschi, E., 2012. Morphometry of scoriaogy and Geothermal Research 217–218, 56–72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.012>

Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 257–270. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(01\)00029-3](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(01)00029-3)

Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I.G., Macdonald, D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16, 81–90. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(03\)00020-8](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(03)00020-8)

Gianni, G.M., Dávila, F.M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., Quezada, P., Folguera, A., Giménez, M., 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews* 185, 437–462. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.016>

Graettinger, A.H., 2018. Trends in maar crater size and shape using the global Maar Volcano Location and Shape (MaarVLS) database. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.002>

Groeber, P., 1928. Traslado del vulcanismo de la falda oriental de la cordillera hacia la ladera occidental. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos* 3(1): 210-218.

Grosse, P., Ochi Ramacciotti, M.L., Escalante Fochi, F., Guzmán, S., Orihashi, Y., Sumino, H., 2020. Geomorphology, morphometry, spatial distribution and ages of mafic monogenetic volcanoes of the Peinado and Incahuasi fields, southernmost Central Volcanic Zone of the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 401, 106966. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106966>

Haag, M.B., Báez, W.A., Sommer, C.A., Arnosio, J.M., Filipovich, R.E., 2019. Geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the southern Puna Plateau (NW Argentina). *Geomorphology* 342, 196–209. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.06.008>

Hickey, R.L., Gerlach, D.C., Frey, F.A., 1984. Geochemical Variations in Volcanic Rocks from Central-south Chile (33–42°S), in: *Andean Magmatism*. Birkhäuser Boston, pp. 72–95. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-7335-3_6

Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C., Lopez-Escobar, L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°–41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *J. Geophys. Res.* 91, 5963. <https://doi.org/10.1029/jb091ib06p05963>

Hickey -Vargas, R., Roa, H.M., Escobar, L.L., Frey, F.A., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5 S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions Mineralogy Petrology*. 103, 361–386. <https://doi.org/10.1007/bf00402922>

Hickey-Vargas, R., Sun, M., López-Escobar, L., Moreno-Roa, H., Reagan, M.K., Morris, J.D., Ryan, J.G., 2002. Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology* 30, 199. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030)

- Hooper, D.M., Sheridan, M.F., 1998. Computer-simulation models of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83, 241–267. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(98\)00031-6](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(98)00031-6)
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications* 252, 1–14. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2005.252.01.01>
- Inbar, M., Gilichinsky, M., Melekestsev, I., Melnikov, D., Zaretskaya, N., 2011. Morphometric and morphological development of Holocene cinder cones: A field and remote sensing study in the Tolbachik volcanic field, Kamchatka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 301–311. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.013>
- Kay, R.W., Mahlburg Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219, 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-u](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-u)
- Kay, S.M., Ardolino, A.A., Gorrington, M.L., Ramos, V.A., 2006. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology* 48, 43–77. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl053>
- Kereszturi, G., Nmeth, K., 2012a. Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation, in: *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*. InTech. <https://doi.org/10.5772/51387>
- Kereszturi, G., Németh, K., 2012b. Structural and morphometric irregularities of eroded Pliocene scoria cones at the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Geomorphology* 136, 45–58. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.005>
- Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Carracedo, J.-C., Jacobs, P., 2012. Geomorphometric variability of “monogenetic” volcanic cones: evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology* 136 (1), 59–75. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.009>.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2003. Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology* 25, 793–812. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(02\)00200-6](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(02)00200-6)
- Kiyosugi, K., Connor, C.B., Wetmore, P.H., Ferwerda, B.P., Germa, A.M., Connor, L.J., Hintz, A.R., 2012. Relationship between dike and volcanic conduit distribution in a highly

eroded monogenetic volcanic field: San Rafael, Utah, USA. *Geology* 40, 695–698. <https://doi.org/10.1130/g33074.1>

Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics* 455, 14–24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.014>

Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C., 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 70–86. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017>

Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21, 1669–1691. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(99\)00111-x](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(99)00111-x)

Leanza, H.A., Hugo, C. A., Herrero, J. C., Donnari, E. I., and Pucci, J. C., 1997. Hoja geológica 3969- III Picun Leufú. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Boletín N° 218, 135.

Le Corvec, N., Spörlí, K.B., Rowland, J., Lindsay, J., 2013. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews* 124, 96–114. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.005>

Lesti, C., Giordano, G., Salvini, F., Cas, R., 2008. Volcano tectonic setting of the intraplate, Pliocene-Holocene, Newer Volcanic Province (southeast Australia): Role of crustal fracture zones. *Journal of Geophysical Research* 113. <https://doi.org/10.1029/2007jb005110>

Llambías, E. J., & Rapela, C.W., 1989. Las volcánitas de Collipulli, Neuquén (37S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4), 224-236.

Linares E., & Gonzalez, R.R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales Série B, Didáctica y Complementaria, 19- 1- 628.

Macfarlane, A.W., 1999. Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal sources, In *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (Skinner, B.J. editor). Society of Economic Geologists 7, 195-217.

Marliyani, G.I., Helmi, H., Arrowsmith, J.R., Clarke, A., 2020. Volcano morphology as an indicator of stress orientation in the Java Volcanic Arc, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 400, 106912. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106912>

Maro, G., Caffè, P.J., 2016. Neogene monogenetic volcanism from the Northern Puna region: products and eruptive styles. *Geological Society, London, Special Publications* 446, 337–359. <https://doi.org/10.1144/sp446.6>

Marrett, R., Emerman, S.H., 1992. The relations between faulting and mafic magmatism in the Altiplano-Puna plateau (central Andes). *Earth and Planetary Science Letters* 112, 53–59. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(92\)90006-h](https://doi.org/10.1016/0012-821x(92)90006-h)

Melnick, D., Echtler, H.P., 2006. Morphotectonic and Geologic Digital Map Compilations of the South-Central Andes (36°–42°S), in: *The Andes*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 565–568. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_30

Morabito Garcia, E., & Folguera, A., 2005. El alto de Copahue- Pino Hachado y la fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes neuquinos (37° - 39°S)

Morfulis, M., Báez, W., Retamoso, S., Bardelli, L., Filipovich, R., Sommer, C.A., 2020. Quantitative spatial distribution analysis of mafic monogenic volcanism in the southern Puna, Argentina: Implications for magma production rates and structural control during its ascent. *Journal of South American Earth Sciences* 104, 102852. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102852>

Morris, J.D., Leeman, W.P., Tera, F., 1990. The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes and B–Be systematics. *Nature* 344, 31–36. <https://doi.org/10.1038/344031a0>

Mpodozis, C., & Ramos, V. A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63 (4), 481- 497.

- Munizaga, F., Herve, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M., Snelling, N., 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39°–42°S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 309–316. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90009-0](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90009-0)
- Muñoz, J. & Stern, C., 1985. El complejo volcánico Pino Hachado en el sector nor-ccidental de la Patagonia (38°- 39°S): volcanismo plio- cuaternario trasarco en Sudamérica. IV° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas, 3, 381- 412.
- Muñoz B., J., Stern, C.R., 1988. The quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 147–161. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90032-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90032-6)
- Muñoz, J.B., Stern, C.R., 1989. Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the Plio-Quaternary Volcanic Belt of the southern South American Continental Margin. *J. Geophys. Res.* 94, 4545–4560. <https://doi.org/10.1029/jb094ib04p04545>
- Naipauer, M., Ramos, V.A., 2015. Changes in Source Areas at Neuquén Basin: Mesozoic Evolution and Tectonic Setting Based on U–Pb Ages on Zircons, in: *Springer Earth System Sciences*. Springer International Publishing, pp. 33–61. https://doi.org/10.1007/978-3-319-23060-3_3
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – Principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1–16.
- Nelson, E., Forsythe, R., Diemer, J., Allen, M., Urbina, O., 1993. Taitao ophiolite: a ridge collision ophiolite in the forearc of the southern Chile (46° S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 20. 2, 137-165,
- Németh, K., Kereszturi, G., 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences* 104, 2131–2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>
- Pardo M., Vera E., Monfret T., Yáñez G., Eisenber A., 2006. Sismicidad cortical superficial bajo Santiago: implicaciones en la tectónica andina y evaluación del pelidro sísmico, *Actas XI Congreso Geológico Chileno*, vol. 1 pp. 443-446.

Paulsen, T.S., Wilson, T.J., 2010. New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics* 482, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.025>

Pérez-López, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V.H., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., 2011. Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 65–72. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.006ps>

Pesce, A., Gimenez, M.E., Gianni, G.M., Folguera, A., Martinez, P., 2019. Magnetic characterization of a retroarc extensional basin: The Loncopué Trough. *Journal of South American Earth Sciences* 89, 55–62. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.001>

Pesce, A., Gimenez, M. E., Castiglione, B., Gianni, G. M., Folguera, A., 2020. Sección eléctrica cortical a través de la Fosa de Loncopué. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*. 78 (2) 333- 337.

Potent S., Reuther C.D., 2001. Neogene Deformationsprozesse im Aktiven magmatischen Bogen SudCentralChiles zwischen 37° und 39°S. *Mitteilungen aus dem Geologisch-PaleoÉontologischen Institut der UniversitaÉt Hamburg*, 85 pp. 1-2.

Rabassa, J., Everson, E., Schlieder, G., Clinch, J. M., Stephens, G. & Zeitler, P., 1987. Edad Pre- Pleistoceno superior de la glaciación El Cóndor, Valle del Río Malleo, Neuquén. 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 4, 217-219.

Radic, J. P., Rojass, L., Carpinelli, A., & Zurita, E., 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura- Mallín, región cordillerana chilena argentina (36 30'- 39 00"S). In *Congreso Geológico Argentino* 15, 233-241.

Ramos, V.A., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society, London, Special Publications* 252, 15–35. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2005.252.01.02>

Risse, A., Trumbull, R.B., Coira, B., Kay, S.M., Bogaard, P. van den, 2008. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna plateau, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.03.002>

Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Valcarce, G.Z., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2010. Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: The Agrio belt in the Southern Central Andes and its relation to the Loncopué trough (38°–39°S). *Tectonophysics* 492, 279–294. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.06.019>

Rojas Vera, E.A., Sellés, D., Folguera, A., Giménez, M., Ruíz, F., Orts, D., Zamora Valcarce, G., Martínez, P., Bechis, F., Ramos, V.A., 2014. The origin of the Loncopué Trough in the retroarc of the Southern Central Andes from field, geophysical and geochemical data. *Tectonophysics* 637, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.09.012>

Rosenau, M.R., 2004. Tectonics of the Southern Andean Intra-arc Zone (38° - 42°S). Freie Universität Berlin. <https://doi.org/10.17169/REFUBIUM-6146>

Ross, P.-S., Delpit, S., Haller, M.J., Németh, K., Corbella, H., 2011. Influence of the substrate on maar–diatreme volcanoes — An example of a mixed setting from the Pali Aike volcanic field, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 253–271. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.018>

Schnurr, W.B.W., Risse, A., Trumbull, R.B., Munier, K., n.d. Digital Geological Map of the Southern and Central Puna Plateau, NW Argentina, in: *The Andes*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 563–564. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_29

Schoenbohm, L.M., Carrapa, B., 2015. Miocene–Pliocene shortening, extension, and mafic magmatism support small-scale lithospheric foundering in the central Andes, NW Argentina, in: *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(09\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(09))

Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A., and Clavero, J., 2006. Hoja Geológica 2769-II, Paso de San Francisco: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 294, 76 p.

Sielfeld, G., Cembrano, J., Lara, L., 2017. Transtension driving volcano-edifice anatomy: Insights from Andean transverse-to-the-orogen tectonic domains. *Quaternary International* 438, 33–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.002>

Sigmarsson, O., Condomines, M., Morris, J.D., Harmon, R.S., 1990. Uranium and ^{10}Be enrichments by fluids in Andean arc magmas. *Nature* 346, 163–165. <https://doi.org/10.1038/346163a0>

Sigmarsson, O., Chmeleff, J., Morris, J., Lopez-Escobar, L., 2002. Origin of ^{226}Ra – ^{230}Th disequilibria in arc lavas from southern Chile and implications for magma transfer time. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 189–196. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(01\)00611-2](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(01)00611-2)

Smith, I.E.M., Németh, K., 2017. Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geological Society, London, Special Publications* 446, 1–28. <https://doi.org/10.1144/sp446.14>

Sonder, I., Harp, A.G., Graettinger, A.H., Moitra, P., Valentine, G.A., Büttner, R., Zimanowski, B., 2018. Meter-Scale Experiments on Magma-Water Interaction. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123. <https://doi.org/10.1029/2018jb015682>

Stern, C.R., 1990. Tephrochronology of southernmost Patagonia. *National Geographic Research*, Vol. 6, p. 110-126.

Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica Chile* 31. <https://doi.org/10.4067/s0716-02082004000200001>

Tibaldi, A., 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal Geophysical Research* 100, 24521–24535. <https://doi.org/10.1029/95jb02250>

Trumbull, R.B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., Hongn, F., n.d. 2006. The Time-Space Distribution of Cenozoic Volcanism in the South-Central Andes: a New Data Compilation and Some Tectonic Implications, in: *The Andes*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 29–43. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_2

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489, 258–273. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.017>

Turner, J. C., 1973. Descripción de la Hoja 37 ab, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín*, 138, 1-86.

Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Vilches, M., Aguilera, M., Torres, I., Pablo Sepúlveda, J., Scheinost, A., González, R., 2020. An Overview of the Mafic and Felsic Monogenetic Neogene to Quaternary Volcanism in the Central Andes, northern Chile (18-28°Lat.S), in: *Volcanoes - Updates in Volcanology* [Working Title]. IntechOpen.

Uslular, G., Gençaliöglu-Kuşcu, G., Arcasoy, A., 2015. Size-distribution of scoria cones within the Eğrikuyu Monogenetic Field (Central Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301, 56–65. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.006>

Uslular, G., Le Corvec, N., Mazzarini, F., Legrand, D., Gençaliöglu-Kuşcu, G., 2021. Morphological and multivariate statistical analysis of quaternary monogenetic vents in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey): Implications for the volcano-tectonic evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 416, 107280. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107280>

Varekamp, J.C., Hesse, A., Mandeville, C.W., 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 313–328. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.04.003>

Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J., & Welsink, H. J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina.

Vergara, M., & Muñoz, J., 1982. La Formación Cola de Zorro en la alta cordillera Andina Chilena (36-39 Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: Una revisión. *Revista Geológica de Chile*, 17 (1), 31-46.

Wood, C.A., 1979. Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, Texas, March 19–23. vol. 1979. Pergamon Press, Inc., New York, pp. 2815–2840.

Zhao, Y.-W., Fan, Q.-C., Zou, H.-B., Li, N., 2019. Tectonic controls of Late Cenozoic monogenetic intraplate volcanism at the Wulanhada volcanic field, Northern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 383, 16–27. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.01.022>

Zannettini, J. C. M., Leanza, H. A., Giusiano, A., Santamaría, G. R., & Franchi, M., 2010. Hoja Geológica 3972- II Loncopué. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Boletín N° 381, 93.

Zarazúa-Carbajal, M.C., De la Cruz-Reyna, S., 2020. Morpho-chronology of monogenetic scoria cones from their level contour curves. Applications to the Chichinautzin monogenetic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 407, 107093. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107093>

7.2. Artigo 2

O artigo intitulado “*Petrogenetic evolution of monogenetic volcanic systems in the Puna region: an isotopic and elemental modeling approach*” de Fernanda S. Santos, Carlos A. Sommer, Maurício B. Haag, foi submetido no periódico *Geological Journal*, no dia 01/05/2024.

02/05/2024, 21:12

Gmail - Manuscript submitted to Geological Journal



Fernanda Santos <fernandasantos.geo@gmail.com>

Manuscript submitted to Geological Journal

1 mensagem

Geological Journal <no-reply@atyponrex.com>
Para: Fernanda Santos <fernandasantos.geo@gmail.com>

1 de maio de 2024 às 18:30

Dear Fernanda Santos,

Your manuscript "Petrogenetic evolution of monogenetic volcanic systems in the Puna region: an isotopic and elemental modeling approach" has been successfully submitted and is being delivered to the Editorial Office of *Geological Journal* for consideration.

You will receive a follow-up email with further instructions from the journal editorial office, typically within one business day. That message will confirm that the editorial office has received your submission and will provide your manuscript ID.

Thank you for submitting your manuscript to *Geological Journal*.

Sincerely,
The Editorial Staff at Geological Journal

By submitting a manuscript to or reviewing for this publication, your name, email address, and affiliation, and other contact details the publication might require, will be used for the regular operations of the publication, including, when necessary, sharing with the publisher (Wiley) and partners for production and publication. The publication and the publisher recognize the importance of protecting the personal information collected from users in the operation of these services and have practices in place to ensure that steps are taken to maintain the security, integrity, and privacy of the personal data collected and processed. You can learn more by reading our [data protection policy](#). In case you don't want to be contacted by this publication again, please send an email to geological.journal@wiley.com.

Petrogenetic evolution of monogenetic volcanic systems in the Puna region: an isotopic and elemental modeling approach

Fernanda S. Santos^{a,*}, Carlos A. Sommer^a, Maurício B. Haag^c, Carla J.S. Barreto^d

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brazil

^c Department of Earth Sciences, University of Toronto

^d Universidade Federal de Pernambuco

*Corresponding author: F.S. Santos

ABSTRACT

The Puna Plateau is located in the Central Andes and hosts hundreds of small, mafic monogenetic volcanoes grouped in distinct volcanic centers. Marked by a complex tectonic history of deformation and uplift, understanding the petrogenetic evolution of these mafic melts is a key factor in addressing tectonic and geodynamic processes in the Puna. In this study, we combine field data and perform major, trace, REE, and Sr-Nd isotopic geochemical analysis and petrogenetic modeling to study mafic lava flows from the Antofagasta de La Sierra and the Pasto Ventura region, which comprise two of the most active centers in the Puna. Our field observations show that the mafic volcanism observed in the Pasto Ventura region is marked by lava flows and pyroclastic deposits associated with a diversity of volcanic geomorphologies including scoria cones, lava domes, maars, and tuff rings. Conversely, Antofagasta de La Sierra volcanoes are dominated by spatter, collapse, scoria-bombs, lapilli-ash, and lava flow deposits. The geochemical analysis allows us to classify all samples as basalts and trachyandesites with a alkaline affinity. Petrography and geochemical petrogenetic modeling results support fractional crystallization from an EMI/EMII-OIB reservoir as an important process for the development of these melts. In addition to that, our models suggest that assimilation was an important factor in the evolution of the studied samples, especially in the Pasto Ventura region. Finally, our analysis reveals contrasting compositional differences and trends between Pasto Ventura and Antofagasta de La Sierra, notably in #MgO values and trace elements. Such differences are also

expressed in tectonic diagrams, and likely reflect differential importance of assimilation and source heterogeneities.

1. Introduction

The Central Andes comprises a challenging tectonic-magmatic environment where extensive magmatic differentiation and melt mixture result in a complex petrogenetic history (De Silva, 1989; Rogers and Hawkesworth, 1989; Davidson et al., 1991; Francis and Hawkesworth, 1994; Beck et al., 1996; Haschke et al., 2006; Lucassen et al., 2007; Kay e Coira, 2009; Mamani et al., 2009; Risse et al., 2013; Kay et al., 2013; Ducea et al., 2013). The origin of the Altiplano Puna region is generally explained by a combination of crustal thickening and magmatic events (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997), where magmatism is considered to have played a vital role in relief development (DeCelles et al., 2015). Especially relevant to the Puna Plateau, several magmatic processes such as lithospheric delamination and drips have been evoked as an important mechanism for uplift and subsidence in this region (Kay and Kay, 1993, Kay et al., 1994; Andersen et al., 2022).

The complex magmatism in the Puna Plateau can be divided into three wide magmatic sequences (Allmendinger et al., 1997; Kay and Coira, 2009; Petrinovic et al., 1999; Risse et al., 2008): (i) andesitic to dacitic stratovolcanoes linked to the main volcanic arc and back-arc associations; (ii) extensive ignimbrites and lava domes of dacitic to rhyolitic composition, associated to the flare-up events (Isacks, 1988; De Silva, 1989) (e.g. Cerro Galán and Cerro Blanco calderas; Folkes et al., 2011; Báez et al., 2016); (iii) hundreds of small monogenetic volcanoes and associated deposits of basic to intermediate composition (Marret and Emerman, 1992; Kay and Kay 1993; Drew et al., 2009; Schoenbohm and Carrapa, 2015; Haag et al., 2019). This later mafic magmatism ranges from 8.7 to 0.2 Ma (Risse et al., 2008; Drew et al., 2009; Schoenbohm and Carrapa, 2015) and is irregularly distributed within several clusters across the Puna Plateau (Haag et al., 2019; Morfulis et al., 2020).

Recent studies suggest the presence of magmatic chambers in the upper crust of the Puna Plateau, sustained by the elevated thermal flux provided by delamination processes (Baéz et al., 2015; Baéz et al., 2016; Filipovich et al., 2019). The magmatic processes operating in these chambers, and how they might differ across the Puna are still, however, largely unknown (Baéz et al., 2015; Baéz et al., 2016; Filipovich et al., 2019; Parra-Encalada, et al., 2024;). In this study, we perform major, trace REE, and isotope analysis to

better understand the magmatic processes in this complex setting. For this, we focus on two areas representative of the mafic magmatism in the Puna: the Antofagasta de La Sierra and the Pasto Ventura monogenetic fields (Fig. 1).

1. Geological setting

The Puna Plateau comprises a major topographic feature in the Central Andes (Fig. 1) and is considered the largest non-collisional plateau on Earth (Allmendinger et al., 1997; Drew et al., 2009). Stretching from lat. 15 - 27°S, this 3.7 km tall covers parts of Argentina, Chile, and Bolivia (Isacks, 1988; Schoenbohm and Carrapa, 2015). Topographically the Puna Plateau is bounded to the east by the Eastern Cordillera, to the south by the Sierras Pampeanas, and the west by the Western Cordillera (Allmendinger et al., 1997). Following tectonic and magmatic differences, the Calama-Olacapato-El Toro Lineament divides the plateau into two sectors: Northern Puna and Southern Puna (e.g. Alonso, et al., 1984).

The older volcanics in the Puna Plateau date back to the Miocene, following the establishment of a volcanic arc on the Maricunga Belt (Baker and Francis, 1978). In the Central Cordillera, this volcanic arc was active until the Quaternary, resulting in the development of the Southern Central Volcanic Zone of the Andes (SCVZ) (Kay and Coira, 2009; Guzmán et al., 2014). In the SCVZ back-arc, the long-standing magmatism migrated to the east following an extensive, NW-SE trending strike-slip fault system resulting from the decrease in the subduction angle of the Nazca Plate (e.g. Petrinovic et al., 1999; Riller et al., 2011; Trumbull et al., 2006), in conjunction with thrust faults parallel to the orogeny. (Norini et al., 2013). Back-arc volcanics are widespread on the Puna Plateau, with a record of volcanic deposits from 7 Ma to the present (De Silva and Francis, 1991; Kay et al., 1994; Risse et al., 2008; Viramonte et al., 2010). In general, this magmatism is marked by small volcanoes and associated deposits, such as scoria cones, lava domes, isolated (fissural) lava flows, tuff cones, and maars (Haag et al., 2019; Morfulis et al., 2020). In the southern Puna, these volcanos generally occur grouped in distinct polycyclic volcanic fields nested in small basins within elongated basement ranges (Kay and Coira, 2009; Folkes et al., 2011; Baéz et al., 2016).

Geochemistry studies using both mafic and felsic volcanics of the Cerro Galan Caldera indicate potential lithospheric delamination episodes in the Puna Plateau (Kay et al., 1994; Whitman et al., 1996; Ducea et al., 2013). Up to date, two models have been suggested to explain lithospheric foundering beneath the Puna Plateau: (1) adiabatic partial melting of a homogeneous asthenosphere (mainly peridotite in composition), also resulting

in extensive lower lithospheric melting (Kay et al., 1994; Risse et al., 2013), and (2) foundering and consequent partial melting of small and heterogenous (mainly pyroxene in composition) lithospheric blocks, or drips (Drew et al., 2009; Ducea et al., 2013; Murray et al., 2015).

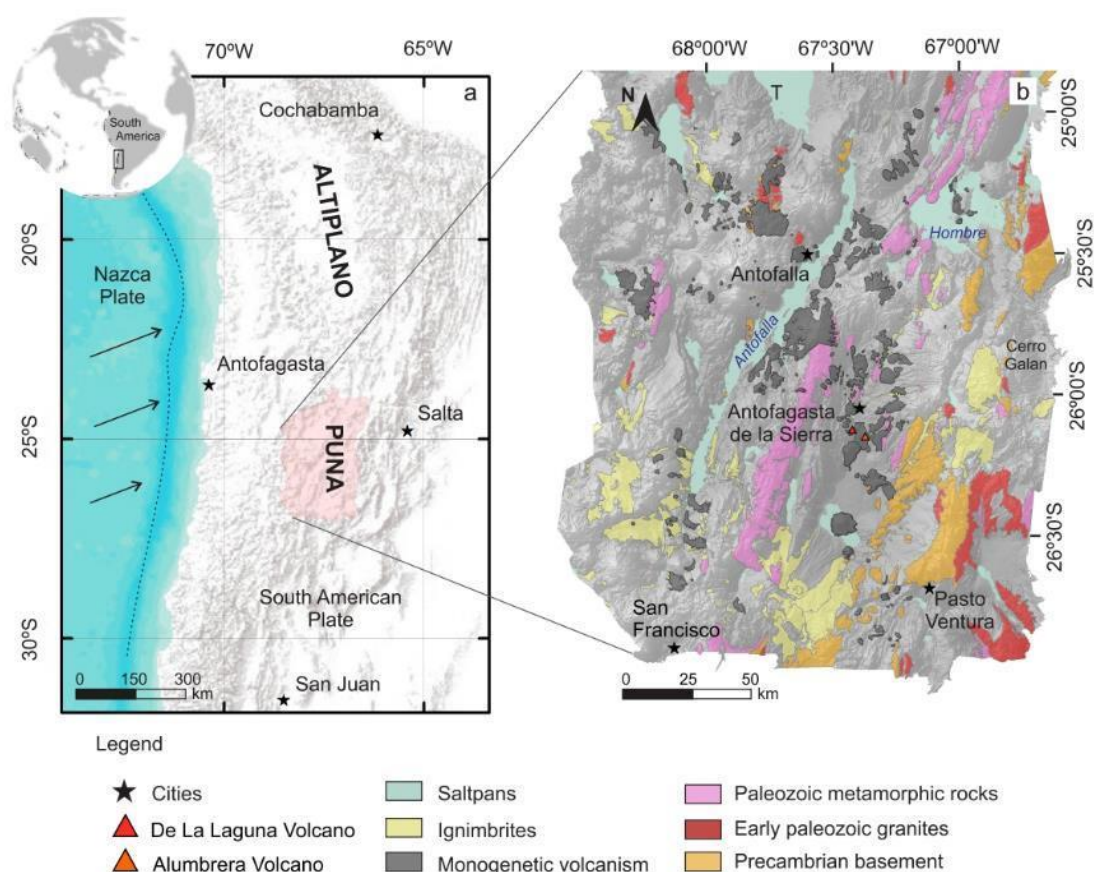


Figure 1. (a) Location map of the Central Andes highlighting the studied area. (b) relief map of the southern Puna and the main geologic units present in the region. Modified and extracted from Haag et al., (2019) and Schnurr et al., (2006).

2.1. Antofagasta de La Sierra Region

Located in the central region of southern Puna, the ASB constitutes an NNE-SSW elongated intermontane basin delimited by elevated basement rocks and thrust faults. To the northwest, the ASB includes the Neogene volcanic Archibarca-Galán volcanic chain (Viramonte et al., 1984; Kay and Coira 2009). The main basin filling comprises three Neogene-Quaternary continental sedimentary sequences and the Miocene ignimbrites of the Cerro Galán caldera (Folkes et al., 2001). According to Risse et al. (2008), the mafic

volcanism in the ASB dates back to 7 Ma and is still active until this date (De Silva and Francisco 1991). The Alumbreira and De La Laguna volcanoes (Figs. 2A and B) are located in the center of the ASB and comprise two of the biggest monogenetic volcanoes in the Puna Plateau (Haag et al., 2019). The only available radiometric age ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) indicates 0.34 ± 0.06 Ma for the e La Laguna volcano (Risse et al., 2008).

2.2. Pasto Ventura Region

Located on the southeast border of the Puna Plateau, the Pasto Ventura Basin (PVB) developed between 11.7 - 7.8 Ma and is mainly composed of sedimentary units interbedded with ash layers (Ruiz Huidobro 1975; Montero López, 2009; Zhou et al., 2013, 2016; Zhou and Schoenbohm 2015; Filipovich et al., 2019). In this basin, basement rocks are composed of Precambrian to Paleozoic metamorphic rocks cut by Paleozoic granitoids and mafic rocks (Becchio et al., 1999; Seggiaro et al., 2006; Lucassen and Becchio 2003; Suzaño et al., 2014). From the Eocene to the Oligocene, coarse-grained sedimentary units and paleosols extensively cover these basement units on the Puna Plateau (Zhou et al., 2013, 2016; Zhou and Schoenbohm, 2015). This sedimentary sequence is followed by a series of andesitic to basaltic lava flows of the 12 Ma Age (Rossello, 1980; Viramonte and Petrinovic, 1999; Guzmán et al., 2017b, c). The recent (quaternary) deposits are composed of unconsolidated alluvial sediments, eolian dunes, and volcanoclastics deposits. (Zhou et al., 2013; Zhou and Schoenbohm 2015).

3. Analytical procedures

We perform 22 whole-rock analyses using representative volcanic samples from the studied volcanoes, with a preference for samples with low lithic contents. During sample preparation, we grind roughly 40 - 80 g of sample material to < 200 mesh fractions ($\sim 74\mu\text{m}$) using an agate ball mill. Analytical procedures were performed at *ACME Laboratories Ltd.* (Vancouver, Canada) using *inductively coupled plasma atomic emission spectrometry* (ICP-AES) for major elements and *inductively coupled plasma emission mass spectrometry* (ICP-MS) for trace and rare-earth elements (REEs). To ensure consistent results, we include three duplicates along with the standard and one blank. Detection limits for major elements $\sim 0.1\%$ and 0.1 ppm for the trace and REEs. Analytical errors are < 0.01% for oxides (except FeO 0.04%) and <1 ppm for trace and REEs. Finally, the geochemical results were analyzed and plotted using the *Geochemical Data Toolkit 4.1* (GCDKit).

3.1 Sr and Nd isotopes

In addition to major, trace, and REES analyses, we also obtain whole-rock $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$ isotopes for 8 representative samples. These isotopic ratios can provide a means of evaluating magmatic sources and differentiation processes (Drew et al., 2009; Murray et al., 2015). Isotopic analyses were performed at the Laboratory for Isotope Geology of the Universidade Federal do Pará, using a *Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS)* model *VG Sector 54*. For a full description of analytical methods please refer to Supplementary Information.

Nd model ages were calculated using the approach of De Paolo (1981) and the radioactive decay constants of Steiger and Jäger (1977) and Wasserburg et al., (1981). Following this approach, analytical errors are < 0.0070 ppm (absolute standard deviation) for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and 26 ppm for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and Sm-Nd model age (Nd-TDM) were corrected using the available $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 7 Ma for the studied volcanic rocks (Risse et al., 2008).

3.2 Petrogenetic Modelling

The *Petrogram* (Gündüz, et al., 2021) and *Petrograph 2 beta* (Petrelli et al., 2005) softwares were used for the petrogenetic modeling of our samples. For major elements, we apply *Petrograph* to solve the least-squares mass-balance/subtraction problem, similar to the approach of Stormer and Nicholls (1978). The software progressively subtracts major elements from an initial liquid, providing the amount of crystallization necessary to achieve the closest composition to the observed rock composition and mineralogy. Mineral compositions were obtained in this research (unpublished data).

Petrogenetic models based on trace elements follow the approach of Neuman et al. (1954) to quantify the fractional crystallization (FC) in agreement with Eq. (1). We also consider crustal assimilation processes by a joint assimilation and fractional crystallization (AFC) model according in accordance to the work of De Paolo (1981), summarized in Eq (2).

$$C_L = C_0 F^{(D-1)} \quad (1)$$

Where: C_L = trace element concentration in the melt, C_0 = initial trace element concentration, D = global distribution coefficient, and F = liquid fraction.

Eq. (1). Fractional crystallization (FC) equation for trace elements proposed by Neuman et al. (1954)

$$C_L = C_0 \left[f' + \frac{r}{(r-1+D)} \cdot \frac{C_A}{C_0} \cdot (1 - f') \right] f' = F^{-(r+D-1)/(r-1)} \quad (2)$$

where: C_L : concentration of the trace element in the liquid

C_0 = initial concentration of the trace element

C_A = trace element concentration in assimilated rock

D = global distribution coefficient

F - fraction of liquid remaining

r = ratio of assimilation / fractional crystallization

Eq. (2). Crustal assimilation and fractional crystallization (AFC) equation for trace elements proposed by De Paolo (1981).

We use incompatible trace elements as differentiation indexes and compare them with Sr results (e.g., Allégre et al., 1977, Wilson et al., 1995). This approach assumes constant D values, resulting in straight fractional crystallization trends. When we incorporate crustal assimilation, deviations from this straight line should be observed, and modeling these melts becomes more complex (e.g., Wyers and Barton, 1987). Therefore, inflection points in the original crystallization trend can be used to determine the presence of crustal assimilation (Defant and Nielsen, 1990), and to account for these processes we incorporate the magma mixing models of Langmuir et al. (1978). We incorporate the composition (trace elements and Sr isotopes) of basement rocks (granitoids, sedimentary and metamorphic rocks; geochemical data from Lucassen et al., 2001) present in the Puna as potential contamination sources by exploring potential assimilation/crystallization ratios of 0.0 to 0.4. We use the software FC-AFC-FCA to model D values and the software *mixing modeler* (Ersoy and Helvacı, 2010) to obtain K_d values for each mineral supported by literature data (e.g. Rollinson, 1993)

4. Results

4.1 Field and petrographic aspects

4.1.1 Antofagasta de La Sierra

The mafic volcanism in the Antofagasta de La Sierra Basin (ASB) is marked by the presence of scoria cones, lava domes, lava flows, tuff rings, and maars grouped in small volcanic fields (Haag et al., 2019; Morfulis et al., 2020). In this context, the Alumbrera and

De La Laguna volcanoes comprise the biggest mafic volcanoes in the area (Báez et al., 2016).

The Alumbreira volcanic system, located at the center of the ASB, is mainly comprised of spatter, collapse, scoria-bombs, lapilli-ash, and lava flow deposits (Fig. 2 C). The Alumbreira is a 164 m tall elliptic cone, with an average diameter of 1.3 km (Báez et al., 2016). The estimated total volume is about 0.12 km³ and a 50 m deep, NW-SE trending crater (Báez et al., 2016). Three NW-SE trending eruptive fissures have been mapped by Báez et al., (2016). The associated lava deposits cover an area of 41 km² and present an estimated volume of 0.29 km³ (Báez et al., 2016).

Similarly, the De La Laguna volcano is marked by the presence of stratified lapilli-ash, bombs (Fig. 2 D), spatter, scoria-bombs, lava flows, and cross-bedding lapilli-ash deposits (Fig. 2 E). De La Laguna cone is 153 m tall and also presents an elliptic shape following an NW-SE trend, with a maximum diameter of 1,1 km and an estimated volume of 0.12 km³ (Báez, et al., 2016). The volcano crater is roughly circular and 24 m deep, with one NW-SE-trending eruptive fissure identified at the northwest corner of the volcano (Báez, et al., 2016). The associated flows occupy 6.8 km² and have an estimated volume of 0.12 km³ (Báez, et al., 2016).

Pyroclastic and effusive deposits are common on both the Alumbreira and De La Laguna volcanoes. Juvenile clasts (crystal and glass fragments) are dominantly within the lapilli range size (2 to 64 mm) with subordinated bombs (> 64 mm) and ash (< 2 mm) fragments. Compositionally, all pyroclastic fragments and effusive deposits are classified as basalts.

Generally, the volcanic deposits associated with the Alumbreira Volcano are porphyritic with intersetal texture, containing a dominance of olivine phenocrysts (20%), plagioclase (10%), and clinopyroxene (5%). Phenocrysts range from 1 - 2 mm, surrounded by a hyalopilitic groundmass composed of olivine (10%) and plagioclase (20%), oxides (2%), and glassy (25%) microlites (Fig. 3 A). Additionally, fluidal-shaped structures are common features around the phenocrysts (Fig. 3 B).

De La Laguna volcanic displays a similar texture, with porphyritic flows mainly composed of 0.5 - 3 mm phenocrysts of olivine (15%) and clinopyroxene (10%) surrounded by an intergranular matrix (Fig. 3 C). Common crystals in the groundmass include clinopyroxene (15%), and olivine (10%) (Fig. 3D), followed by plagioclase (45%) and oxide (5%) microlites. Fluidal-shaped structures are also common for the De La Laguna deposits.



Figure 2. Field aspects of (A) the Alumbreta and (B) the De La Laguna volcanoes; C) Field aspect of aa lava flow near De La Laguna Volcano; D) Bomb fragment next to De La Laguna Volcano; E) Toothpaste lava flow near Alumbreta Volcano; F) Field aspect of lava dome of basaltic compositions (Pasto Ventura region); G) Maar volcano at Pasto Ventura region - depression is approximately 80 m.

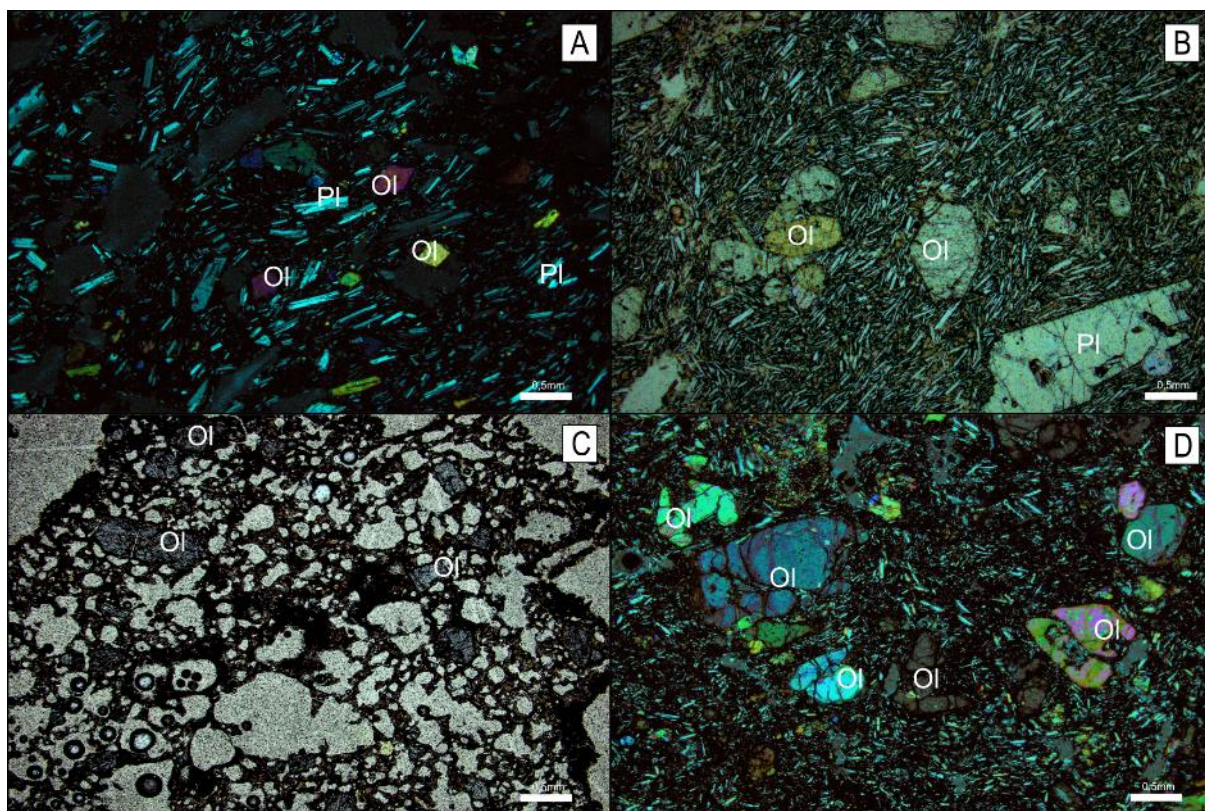


Figure 3. Representative thin sections from Antofagasta de La Sierra: (A) Olivine phenocrysts and plagioclase-rich matrix; trachytic texture (Alumbrera Volcano); (B) Olivine and plagioclase phenocrysts in plagioclase-rich matrix; trachytic texture (De La Laguna Volcano); (C) Vesicular lava flows with olivine phenocrysts (Alumbrera Volcano); (D) Large (0.5 - 3.0 mm) olivine phenocrysts (De La Laguna Volcano). B, and C microphotographs were obtained with parallel nicols, A and D with crossed nicols.

4.1.2 *Pasto Ventura*

The mafic volcanism observed in the *Pasto Ventura* region (ca. 700 - 300 Kyr Zhou et al., 2013) is marked by lava flows and pyroclastic deposits associated with a diversity of volcanic geomorphologies including scoria cones, lava domes, maars, and tuff rings (Fig. 2 F and G). Petrographic observations focused on lava flows and large volcanic fragments from *Pasto Ventura*, and based on these observations all samples are classified as basalts. Generally, samples are porphyritic (25-35% of phenocrysts; Fig. 4 A) with olivine (45-60%; Fig. 4 B), clinopyroxene (7-35%), and plagioclase phenocrysts embedded in an intersetal matrix of plagioclase, clinopyroxene, and opaque microlites and glassy components (Fig. 4 A).

Samples from lava domes are porphyritic (20-35% of phenocrysts) and present trachytic texture (Fig. 4 C). Phenocrysts are mainly composed of clinopyroxene with variable amounts of olivine and amphibole surrounded by a pilotaxitic and intersertal matrix

composed of plagioclase, clinopyroxene, and opaque microlites and glassy components. Based on the main phenocrysts, these samples can be divided into two groups: (i) Clinopyroxene (60 - 75%) and olivine-dominated (30 - 40%) samples; and (ii) amphibole (90 - 92%) dominated samples. The presence of microlites ranges from 41 - 59% and are mainly composed (> 90%) of plagioclase. Additionally, subhedral quartz xenocrysts with reaction coronas with clinopyroxene are also observed.

Based on textural and compositional criteria, samples from maar volcanoes are divided into three groups: **(i)** porphyritic samples with a dominance of olivine (15%) and clinopyroxene (10%) phenocrysts, opaques, and glass; **(ii)** porphyritic samples a dominance of plagioclase (16%) phenocrysts followed and clinopyroxene (11%) phenocrysts and microlites, surrounded by an intergranular matrix composed of plagioclase microlites, opaques, and glass; **(iii)** porphyritic samples dominated by embayed olivine phenocrysts (16%) and amphibolite phenocrysts (8%) embedded in an interstitial and pilotaxitic matrix formed by plagioclase microlites and glassy components. For this latter group, quartz xenocrysts with reaction coronas are also observed (Fig. 4 D).

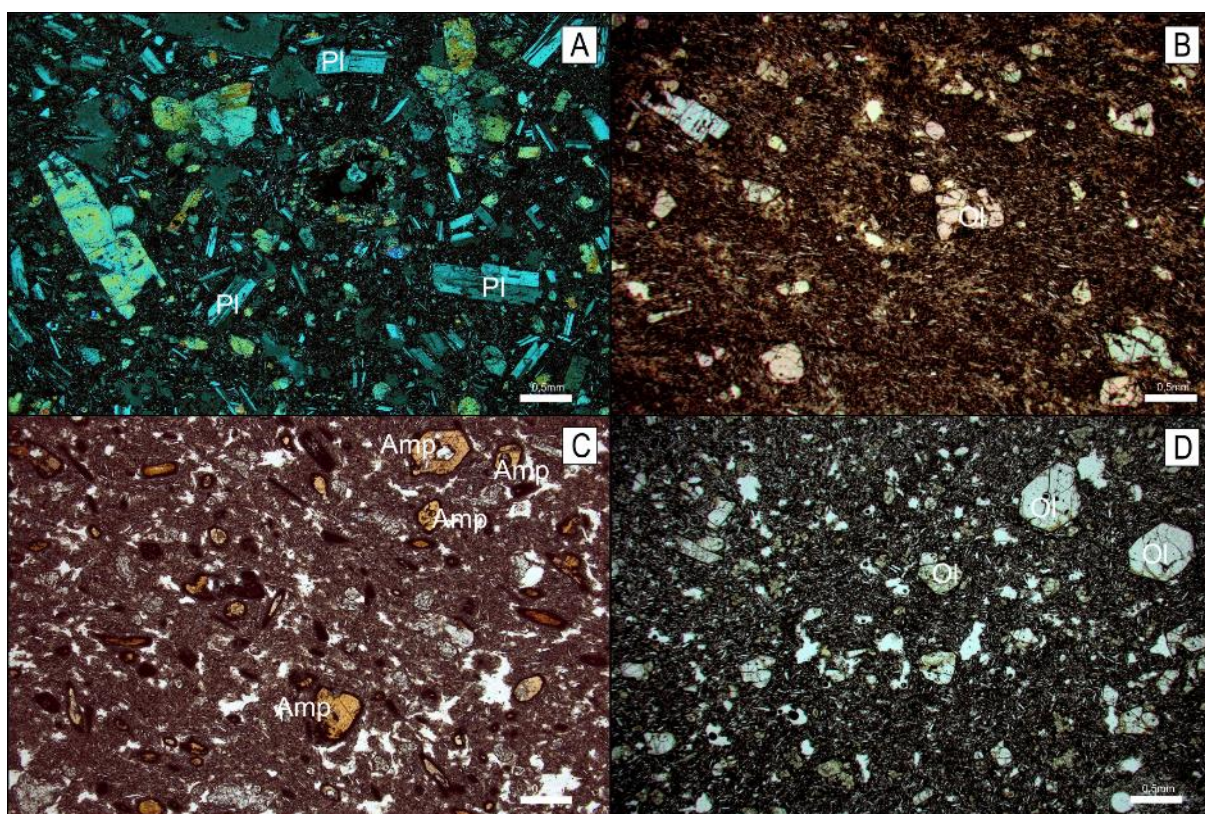


Figure 4. Representative thin sections from Pasto Ventura: (A) Basalt with trachytic texture composed mainly of plagioclase and pyroxene crystals; (B) Olivine phenocrysts in basalts with trachytic texture; (C) Basalts with olivine and plagioclase phenocrysts; (D) Fe-Ti oxides with reaction coronas surrounded by amphibole and plagioclase matrix. B, C and D microphotographs were obtained with parallel nicols, A with crossed nicols.

4.2. Whole-rock geochemistry

The geochemical data, including the major, trace, and rare earth elements are summarized in Table 1.

Table 1. Geochemical data of whole-rock from the Alubrera, De La Laguna volcanoes, and the Pasto Ventura region.

Sample	Alubrera Volcano							De La Laguna Volcano			
	ANT-10A	ANT-12	ANT-18	ANT-22	ANT-26	ANT-28A	ANT-38	ANT-07	ANT-23	ANT-34	ANT-41C
SiO ₂	50.39	52.27	52.59	52.52	52.32	52.23	50.69	52.91	52.56	52.58	53.34
Al ₂ O ₃	14.34	16.06	16.20	16.32	16.31	16.31	14.95	16.39	16.06	16.11	16.35
Fe ₂ O ₃	9.18	9.04	8.98	8.99	8.95	9.00	9.03	8.40	8.13	8.45	8.14
MgO	11.74	6.84	6.25	6.35	6.30	6.29	10.36	7.34	6.91	7.40	6.97
MnO	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12	0.13	0.12
CaO	7.44	7.14	6.92	6.88	7.01	6.96	7.69	7.37	7.31	7.15	7.26
Na ₂ O	3.01	3.47	3.57	3.61	3.64	3.55	3.07	3.31	3.31	3.25	3.39
K ₂ O	1.84	2.37	2.53	2.55	2.52	2.50	1.86	2.05	2.19	2.14	2.12
TiO ₂	1.35	1.91	2.06	2.05	2.06	2.04	1.39	1.38	1.45	1.49	1.40
P ₂ O ₅	0.31	0.51	0.47	0.48	0.47	0.48	0.31	0.31	0.35	0.35	0.31
LOI	-0.3	-0.2	-0.1	-0.3	-0.1	0.1	0.0	0.0	1.2	0.5	0.2
Sum	99.62	99.66	99.69	99.70	99.70	99.67	99.64	99.68	99.69	99.68	99.70
Ba	397	542	493	501	491	512	417	508	551	513	491
Rb	41.2	59.3	60.8	58.1	57.4	59.9	45.2	56.7	65.2	60.4	57.4
Sr	584.3	711.6	653.0	658.2	651.1	670.8	623.7	581.6	554.4	569.9	556.7
Nb	20.9	35.7	33.2	31.8	32.1	34.4	21.9	17.9	22.8	23.4	18.8
Zr	146.6	235.4	237.5	233.3	237.9	244.3	156.0	180.3	204.3	193.3	186.8
Y	19.0	23.6	22.4	21.5	22.3	22.7	21.1	20.9	20.1	21.2	20.1
Ta	1.6	2.2	2.1	2.0	2.2	2.1	1.5	1.1	1.4	1.5	1.2
Ni	306	115	96	96	95	118	232	125	109	132	118
Sc	22	19	19	19	18	19	22	21	20	20	20
Co	73.5	49.8	44.3	49.6	42.1	49.4	67.0	63.9	49.7	56.7	48.5
Ga	16.0	20.2	20.6	21.1	19.9	20.4	17.7	17.9	16.8	17.4	18.0
Th	5.4	7.0	6.5	6.6	6.7	6.5	5.8	6.1	7.5	6.5	6.2
U	1.4	1.5	1.4	1.8	1.4	1.6	1.6	1.5	1.7	1.5	1.4
V	172	173	168	168	170	169	177	201	182	188	197
W	242.0	272.3	115.1	132.3	99.2	237.6	180.2	203.8	148.1	173.6	115.3
La	32.9	48.9	42.6	41.5	42.7	43.4	35.4	33.5	36.7	34.7	33.2
Ce	62.8	96.2	86.4	82.5	85.9	88.4	68.4	67.2	72.9	67.7	66.8
Pr	7.14	11.04	9.84	9.75	9.79	10.22	7.79	7.91	8.54	8.07	8.05
Nd	26.9	42.1	38.6	37.7	37.7	40.7	30.7	30.7	32.7	31.1	31.8
Sm	5.10	7.70	6.93	6.97	7.09	7.45	5.52	5.73	6.00	5.84	5.79
Eu	1.43	2.12	1.97	1.98	1.94	2.07	1.61	1.57	1.56	1.55	1.58

Gd	4.50	6.43	6.19	6.10	6.06	6.25	4.93	5.08	5.11	5.19	5.15
Tb	0.64	0.87	0.84	0.83	0.84	0.82	0.68	0.73	0.74	0.75	0.73
Dy	3.65	4.59	4.55	4.57	4.58	4.51	3.95	3.98	3.99	4.11	3.90
Ho	0.70	0.88	0.82	0.84	0.77	0.81	0.74	0.76	0.79	0.80	0.72
Er	1.92	2.42	2.26	2.38	2.29	2.39	2.20	2.04	2.20	2.25	2.06
Tm	0.26	0.31	0.29	0.31	0.28	0.31	0.28	0.31	0.29	0.30	0.30
Yb	1.74	2.08	1.89	1.88	1.92	1.94	1.88	1.88	1.84	1.98	1.79
Lu	0.24	0.27	0.27	0.28	0.27	0.28	0.28	0.29	0.29	0.30	0.29

Pasto Ventura Monogenetic Volcanoes Field

Sample	PV-1	PV-2	PV-3	PV-4	PV-5	PV-11	PVC-2	PVC-4	PVD-5	PV-10	PVD-6
SiO ₂	54.20	53.22	50.89	51.40	51.76	51.96	51.57	49.84	52.91	51.4	55.07
Al ₂ O ₃	15.52	15.12	15.72	15.09	15.34	15.81	15.83	15.67	15.11	15.5	15.61
Fe ₂ O ₃	7.58	7.44	8.21	8.50	8.28	8.61	8.32	9.10	7.43	9.25	7.00
MgO	6.99	6.89	7.74	8.67	8.14	7.96	7.83	9.09	7.02	9.39	5.66
MnO	0.12	0.15	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.12	0.15	0.11
CaO	7.38	7.93	8.78	8.42	8.64	8.23	8.48	9.10	8.27	8.96	7.50
Na ₂ O	3.53	3.49	3.43	3.23	3.45	3.32	3.65	3.04	3.42	3.23	3.67
K ₂ O	2.03	1.98	1.78	1.76	1.69	1.87	1.83	1.49	1.94	1.54	2.29
TiO ₂	1.09	1.08	1.13	1.09	1.09	1.18	1.17	1.13	1.08	1.16	1.07
P ₂ O ₅	0.36	0.38	0.34	0.27	0.29	0.30	0.48	0.28	0.39	0.31	0.43
LOI	0.7	1.8	1.4	1.0	0.7	0.2	0.2	0.7	1.9	0.34	1.1
Sum	99.64	99.66	99.66	99.65	99.65	99.66	99.63	99.65	99.67	101.42	99.67
Ba	570	660	528	410	463	419	588	392	721	375	740
Rb	55.8	51.6	47.9	49.0	38.7	51.1	43.1	32.2	47.3	36.1	62.9
Sr	797.7	814.8	760.5	666.6	747.9	652.4	968.5	653.3	806.2	612	887.7
Nb	15.7	14.6	12.5	9.7	9.5	13.1	15.5	11.1	13.9	10.1	16.2
Zr	237.4	227.0	169.6	171.7	190.2	188.8	185.6	157.0	223.5	150	232.0
Y	18.9	17.0	19.2	18.1	17.0	20.2	20.9	20.1	18.0	19.2	19.2
Ta	1.0	1.0	0.7	0.6	0.7	0.9	1	0.7	0.9	0.7	1.1
Ni	117	119	124	148	142	116	120	145	119	-	70
Sc	18	18	20	21	20	22	21	24	18	-	16
Co	71.0	54.0	52.7	57.5	58.1	58.8	47.6	56.1	42.2	-	41.3
Ga	21.7	20.2	19.3	18.5	19.2	19.2	18.1	17.2	18.5	22.6	18.9
Th	7.8	7.9	6.7	6.0	5.9	5.1	7.7	5.6	7.7	5.2	9.8
U	2.6	2.5	2.1	1.7	1.6	2.0	2.1	1.4	2.5	1.2	2.9
V	175	174	195	204	191	203	200	221	163	232	159
W	280.1	202.3	141.8	149.9	165.3	177.8	103.8	122.6	86.2	162.5	161.9
La	43.5	45.3	35.9	30.0	31.0	29.8	50.8	30.0	47.0	28.7	53.1
Ce	82.5	84.7	68.6	60.8	62.1	60.3	97.9	59.1	84.0	59.1	95.9
Pr	9.66	9.66	8.13	7.46	7.64	7.45	11.47	7.17	9.80	7.25	11.07
Nd	36.6	37.9	32.3	29.6	30.6	30.4	44	29.6	37.8	20.1	40.5
Sm	6.48	6.32	6.22	5.65	5.75	5.96	7.49	5.72	6.69	5.52	6.94
Eu	1.76	1.72	1.64	1.50	1.54	1.56	1.93	1.54	1.76	1.68	1.83
Gd	5.34	5.19	5.03	4.76	4.71	5.15	5.71	4.91	5.36	4.98	5.44
Tb	0.74	0.68	0.70	0.67	0.63	0.74	0.75	0.69	0.71	0.66	0.73
Dy	3.82	3.54	3.61	3.59	3.43	3.98	3.99	3.82	3.62	3.74	3.55
Ho	0.72	0.66	0.73	0.65	0.65	0.76	0.74	0.73	0.69	0.72	0.70

Er	1.98	1.84	1.99	1.92	1.84	2.17	2.04	2.12	1.81	2.38	1.90
Tm	0.29	0.24	0.25	0.27	0.24	0.31	0.29	0.29	0.26	0.27	0.26
Yb	1.76	1.67	1.72	1.64	1.54	1.90	1.79	1.73	1.65	1.66	1.68
Lu	0.27	0.23	0.26	0.25	0.23	0.28	0.26	0.29	0.25	0.23	0.25

All samples from Antofagasta de La Sierra and Pasto Ventura regions fall under the trachyandesite and basaltic fields (TAS diagram of Le Bas et al., 1986; Fig. 5 A). All samples also display an alkaline trend, plotting next to the subalkaline series. This behavior is also supported by immobile trace elements (Fig. 5 B and Fig. 5 C, Winchester and Floyd 1977), with the Pasto Ventura samples displaying a rather alkaline composition. The dominance of K as the main alkaline element is highlighted by binary $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ and Th-Co diagrams, where all samples generally fall under the high-K series (Peccerillo and Taylor, 1976; Fig. 6 A Hastie et al, 2007; Fig. 6 B). The potassic character of all samples in this study is also demonstrated by $\text{K}_2\text{O} > (\text{Na}_2\text{O}-2)$ behavior, which is corroborated by low TiO_2 (1.1–2.1 wt%), CaO (6.9–9 wt%), and P_2O_5 (0.3–0.5 wt%) contents and relatively high Al_2O_3 (14.2–16.3 wt%), Rb (32–65 ppm), Ba (400–740 ppm), and Sr (556–887 ppm) contents. Furthermore, all samples are also classified as metaluminous (Shand, 1943; Fig. 6 C).

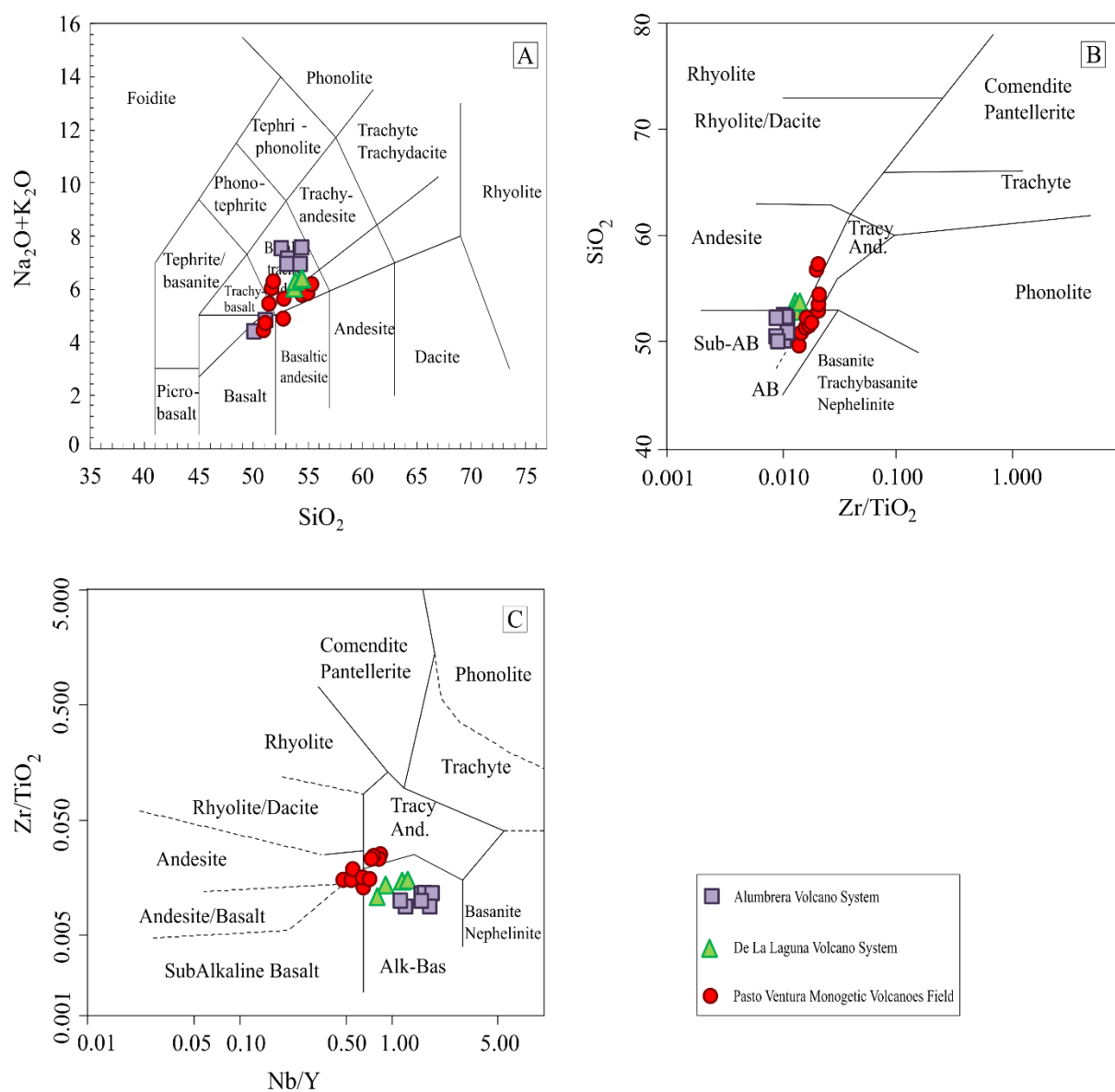


Figure 5. (A) Total alkali vs silica diagram (Le Bas et al., 1986); (B, C) Winchester and Floyd (1977) geochemical classification plots.

Following the Mg value (#Mg) approach (Murray et al., 2015; Fig. 6 D), the Alumbraera shows the most evolved samples, with two MgO-rich samples not representative of primitive melts. In contrast, de La Laguna samples are all considered primitive melt samples (Fig. 6 D). Finally, Pasto Ventura samples range from primitive to high-Mg in composition.

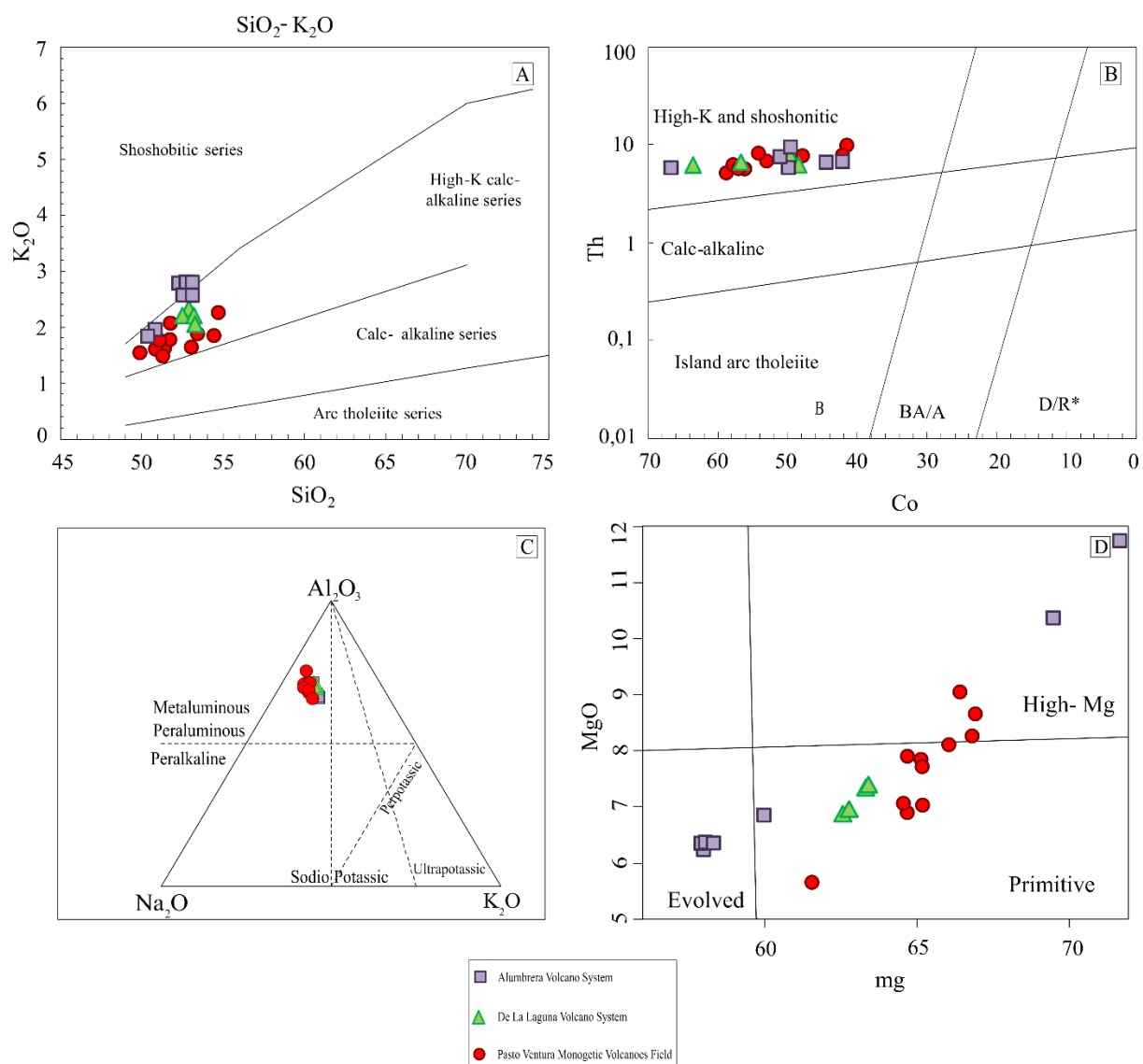


Figure 6. (A) Crystallization series diagram of Peccerillo and Taylor (1976); (B) Trace elements diagram of Hasti et al. (2007); (C) Molar Na₂O- Al₂O₃- K₂O compositional diagram of Shand (1943); (D) Geochemical diagram of Murray et al. (2015).

The silica content was chosen as a differentiation index as shown in Figures 7 and 8, and values are typically below 55 wt%. Overall, two geochemical behaviors can be drawn from these plots:

(1) Antofagasta de La Sierra samples plot as clusters, making it difficult to infer differentiation trends. Despite that, several De La Laguna samples show a slight enrichment trend in FeOt, TiO₂, K₂O, and Al₂O₃. Similarly, Alumbra rocks also cluster with similar values of FeOt, MgO, TiO₂, CaO, P₂O₅, K₂O, and Al₂O₃. However, Na₂O values differ for similar SiO₂ concentrations.

(2) Pasto Ventura samples display fractionation trends with SiO_2 contents ranging from 49 - 55 wt%. A negative trend is observed for MgO , FeOt , CaO , and TiO_2 , while a positive one is present for K_2O , Na_2O , and P_2O_5 (Fig. 7 and Fig. 8). Al_2O_3 values do not display any trend (Fig. 7 and Fig. 8).

In contrast, when considering trace elements for both Pasto Ventura and Antofagasta regions, Cr and Ni show a positive trend to SiO_2 , while Ba, Rb, Sr, and Zr display an inverse relationship.

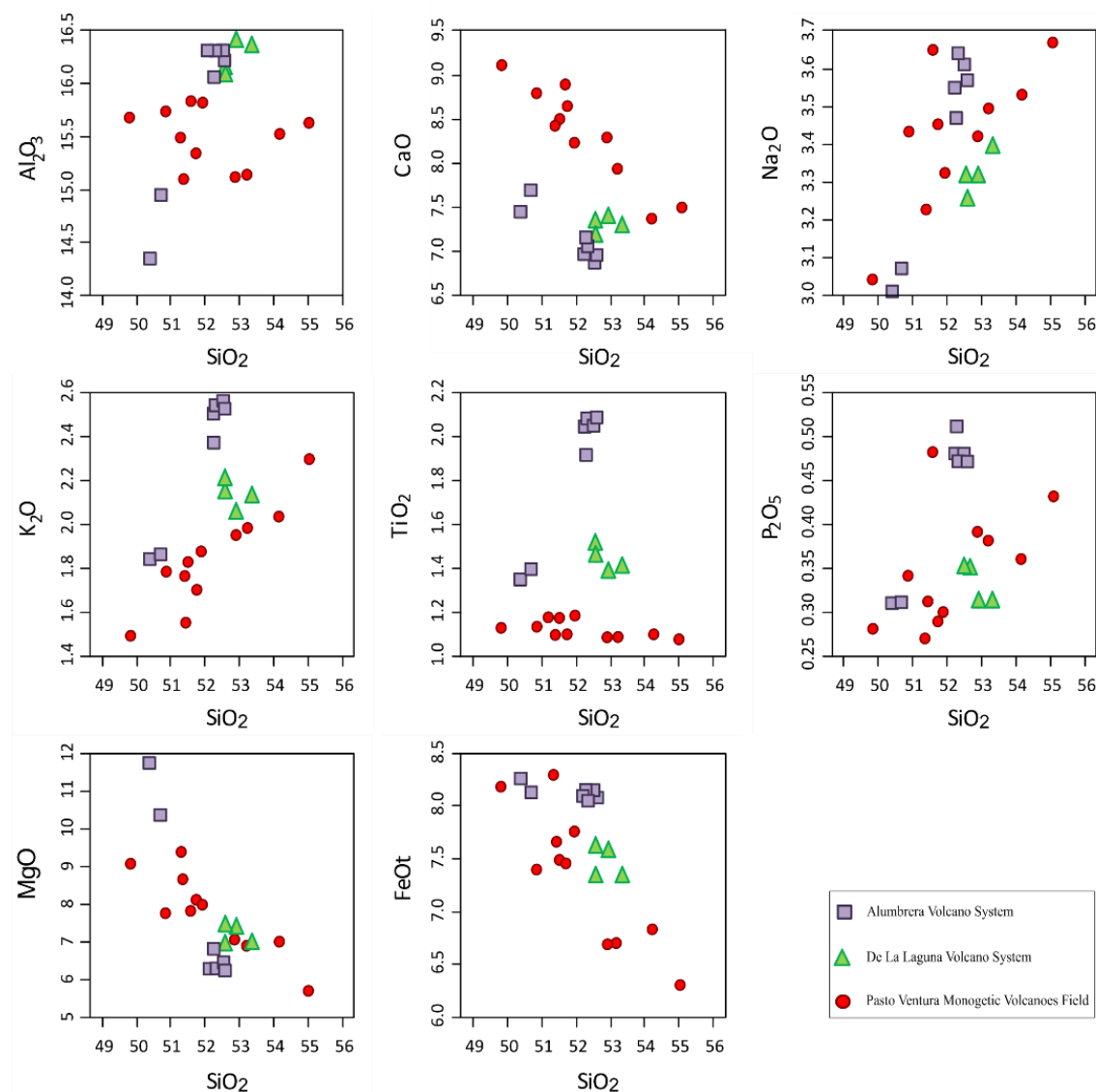


Figure 7. Binary compositional diagrams for major elements. All values in % weight.

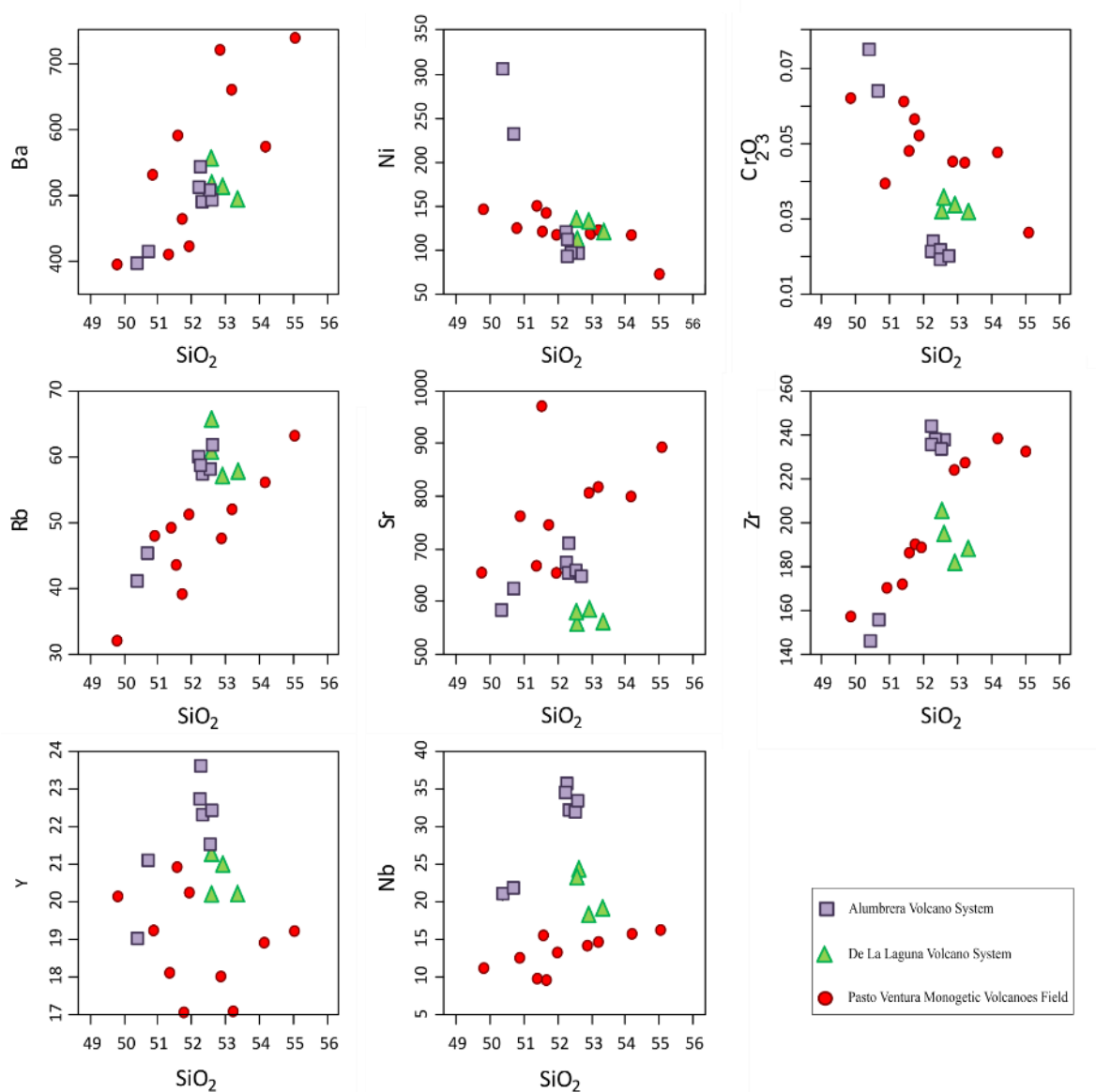


Figure 8. Binary compositional diagrams for trace elements. All values in ppm.

Both Antofagasta de La Sierra and Pasto Ventura samples display a similar trace and REEs pattern when normalized to a primitive mantle composition (McDonough and Sun, 1995). We observe a higher enrichment in LILEs (*Large Ion Lithophile Elements*) (K, Rb, Ba, Sr, Pb) when compared to HFSEs (*High Field Strength Elements*), (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, P), with Nb, P, Ta, Ti negative anomalies (Fig. 9 A). Overall, Antofagasta de La Sierra samples display a slight enrichment in HFSEs when compared to Pasto Ventura.

When normalized to the OIB composition of Sun and McDonough (1989) (Fig. 9 B), samples from both regions also display a similar pattern marked by a small enrichment in HFSEs and some LILEs (e.g., Th, Ba, Rb). These samples also show near-constant Sr and

LREEs (light rare earth elements, e.g., La, Ce, Pr, and Nd) and significant negative anomalies for P, Ti, and Nb.

When normalized to the Nakamura (1974) chondrites (Fig. 9 C), samples show a similar pattern with enrichment in REEs ($\Sigma_{\text{REE}} = 147\text{-}229$). In general, Alumbreira and De La Laguna samples display higher ETRP contents and slightly higher LREEs values. We also observe a strong enrichment in LREEs when compared to HREEs (*heavy rare earth elements*), which is highlighted by La_N/Yb_N ratios ranging from 10.5 - 21.1 for Pasto Ventura and 11.7 - 15.7 for Antofagasta de La Sierra. Samples also display a small enrichment in LREEs ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 3.3 - 4.7$ for Pasto Ventura samples and 3.5 - 3.8 for Antofagasta de La Sierra) and HREEs ($\text{Eu}_N/\text{Yb}_N = 2.3 - 3.1$ for Pasto Ventura and 2.2 - 2.5 for Antofagasta de La Sierra). A minor Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_N = 0,87 - 0,93$) is also present, suggesting plagioclase fractional crystallization.

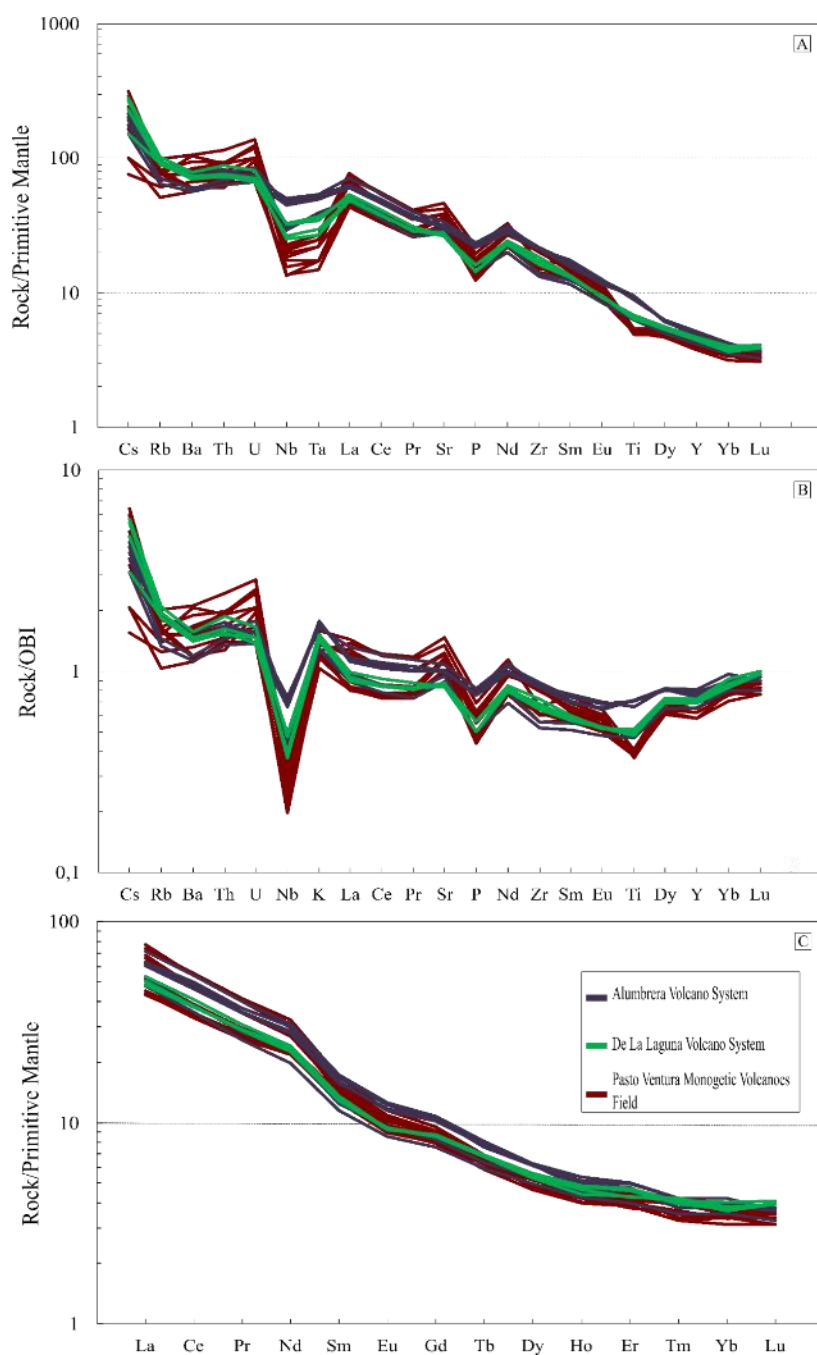


Figure 9. Trace elements spidergram, normalized to (A) the primitive mantle (McDonough and Sun, 1995) and OIB (B) (Sun and McDonough, 1989); (C) REE Spidergram, normalized to primitive mantle (Nakamura, 1974).

Compositional differences between the two study areas can also be examined using trace elements (e.g. Zr, Ti, Y, and Nb) via geotectonic diagrams (Fig. 10A). The alkaline trend of Antofagasta de La Sierra samples is highlighted when using the diagrams of Pearce (1982) (Fig. 10B), where samples fall under the intra-plate field, differently from Pasto Ventura samples, which generally plot along the subductions field. Additionally, Antofagasta de La Sierra samples also plot within the field A (intraplate alkali basalts) of the diagram of

Meshed (1986) (Fig. 10C), a field that is generally occupied by post-collisional shoshonitic rocks.

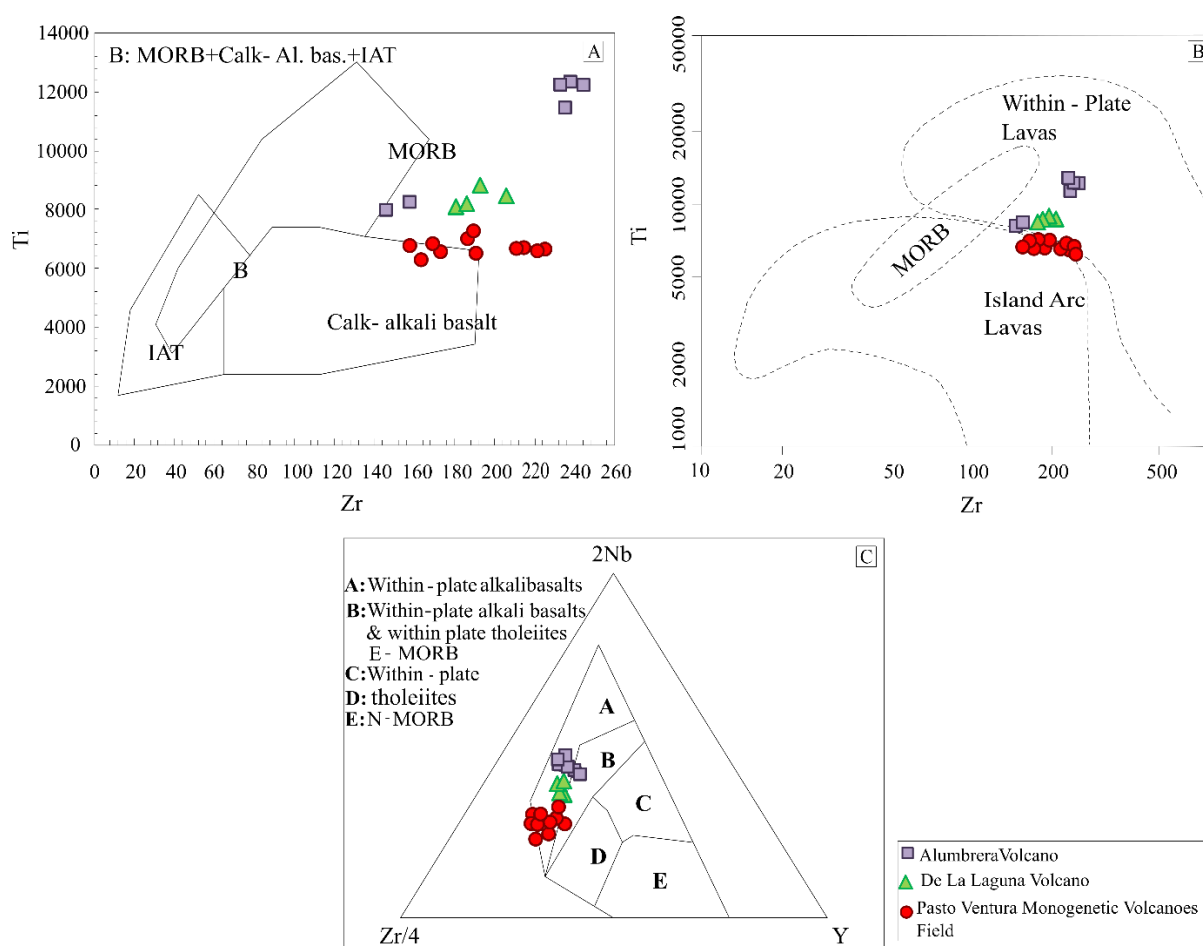


Figure 10. Tectonic-magmatic diagrams: (A) Zr-Ti diagram of Pearce and Cann (1973); (B) Zr-Ti diagram of Pearce (1982); (C) Tectonic classification diagram of Meshede (1986).

Additionally, we exploit the ratio of incompatible elements to constrain potential magmatic sources for the studied samples (e.g., Ba/La). A summary of these ratios is provided in Table 2. In general, **both** Antofagasta and Pasto Ventura samples display high Ba/La (11.08 - 15-34) and Th/Nb ratios (0.19 - 0.62), which are largely compatible with EMI and EMII-OIB compositions (Table 2).

Table 2. Summary of main incompatible elements ratio. Mantle reservoir data from Weaver, 1991.

	EMI	EMII-OIB	HIMU-OIB	PM	N-MORB	Antofagasta	Pasto Ventura
Zr/Nb	4.2 - 11.5	4.5 - 7.3	3.2 - 5.0	14.8	30	7.1 - 10.1	12.1 - 20.1
La/Nb	0.86 - 1.19	0.89 - 1.09	0.66 - 0.77	0.94	1.07	1.28 - 1.87	2.27 - 3.38
Ba/Nb	11.4 - 17.8	7.3 - 13.3	4.9 - 6.9	9	1.7-8.0	14.88 - 28.28	31.9 - 51.9
Ba/Th	103 - 154	67 - 84	49-77	77	60	71.90 - 83.28	68.3 - 93.6
Rb/Nb	0.88 - 1.17	0.59 - 0.85	0.35 - 0.38	0.91	0.36	1.66 - 3.17	2.78 - 5.05
Th/Nb	0.10 - 0.12	0.11 - 0.16	0.08 - 0.10	0.117	0.025 - 0.071	0.19 - 0.34	0.39 - 0.62
Th/La	0.11 - 0.13	0.12 - 0.16	0.11 - 0.13	0.125	0.067	0.14 - 0.20	0.15 - 0.20
Ba/La	13.2 - 16.9	8.3 - 11.3	6.8 - 8.7	9.6	4	11.08 - 15.16	11.57 - 15.34

4.3 Isotopes

The Rb-Sr and Sm-Nd isotopic results are summarized in Table 3. For the Alumbreira Volcano, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratios range from 0.70563 to 0.70574, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ from 0.512525 to 0.51270, $\epsilon\text{Nd}(i)$ from -1.2 to -2.0, and TDM ages from 735 to 825 Ma. For De La Laguna Volcano, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ range from 0.70622 to 0.70768 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ from 0.512491 to 0.512524, with $\epsilon\text{Nd}(i)$ values from - 2.06 to -2.70 and TDM ages of 840 to 880 Ma. Pasto Ventura samples display $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ from 0.70534 to 0.70695, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ from 0.512496 to 0.512642, $\epsilon\text{Nd}(i)$ from 0.3 to -2.6, and TDM ages from 671 to 871 Ma.

Based on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diagrams (Zindler and Hart, 1986), all studied samples plot towards the enriched EMII mantle field (Fig. 11 A). In $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd plots (Hofmann, 2007) all samples fall under the enriched EMII mantle field, defined by a negative correlation between ϵNd and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (Fig. 11 B). In general, we also observe a positive correlation between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios and the amount of SiO_2 in our samples. (Fig. 11 C and 11 D).

Table 3. Whole-rock isotopic analysis of Rb-Sr, Sm-Nd in rocks from the Alumbreira, De La Laguna volcanoes, and the Pasto Ventura region.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{c}}$ (_t)	Error	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ d	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ d	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{c}}$ (_t)	Error	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{t})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{t})$	$\text{TDM}_{(\text{t})}$
ANT07	56.7	581.6	0.70624	0.70622	0.00002	5.71	28.92	0.119393	0.512529	0.512524	0.000002	-2.1	-2.1	6.15
		0	5		0						2			
ANT12A	59.3	711.6	0.70576	0.70574	0.00002	7.95	41.81	0.114981	0.512575	0.512570	0.000007	-1.2	-1.2	6.43
		0	1		3						9			
ANT28A	59.9	670.8	0.70565	0.70563	0.00004	6.57	33.71	0.117854	0.512530	0.512525	0.000008	-2.1	-2.0	6.19
		0	6		4						4			
ANT34	60.4	569.9	0.70771	0.70768	0.00004	5.72	29.29	0.118091	0.512496	0.512491	0.000009	-2.8	-2.7	6.05
		0	2		6						6			
PV5	38.7	747.9	0.70696	0.70695	0.00004	5.68	29.12	0.117950	0.512501	0.512496	0.000009	-2.7	-2.6	6.07
		0	4		6						8			
PV10	36.1	612.0	0.70534	0.70534	0.00005	5.54	29.1	0.121858	0.512648	0.512642	0.000007	0.2	0.3	6.60
		0	4		6						7			
PVC2	43.1	968.5	0.70552	0.70551	0.00004	7.89	45.65	0.104514	0.512563	0.512558	0.000009	-1.5	-1.4	6.57
		0	5		7						1			
PVD6B	62.9	887.7	0.70654	0.70652	0.00003	6.19	35.74	0.104731	0.512529	0.512524	0.000008	-2.1	-2.0	6.44
		0	1		7						3			

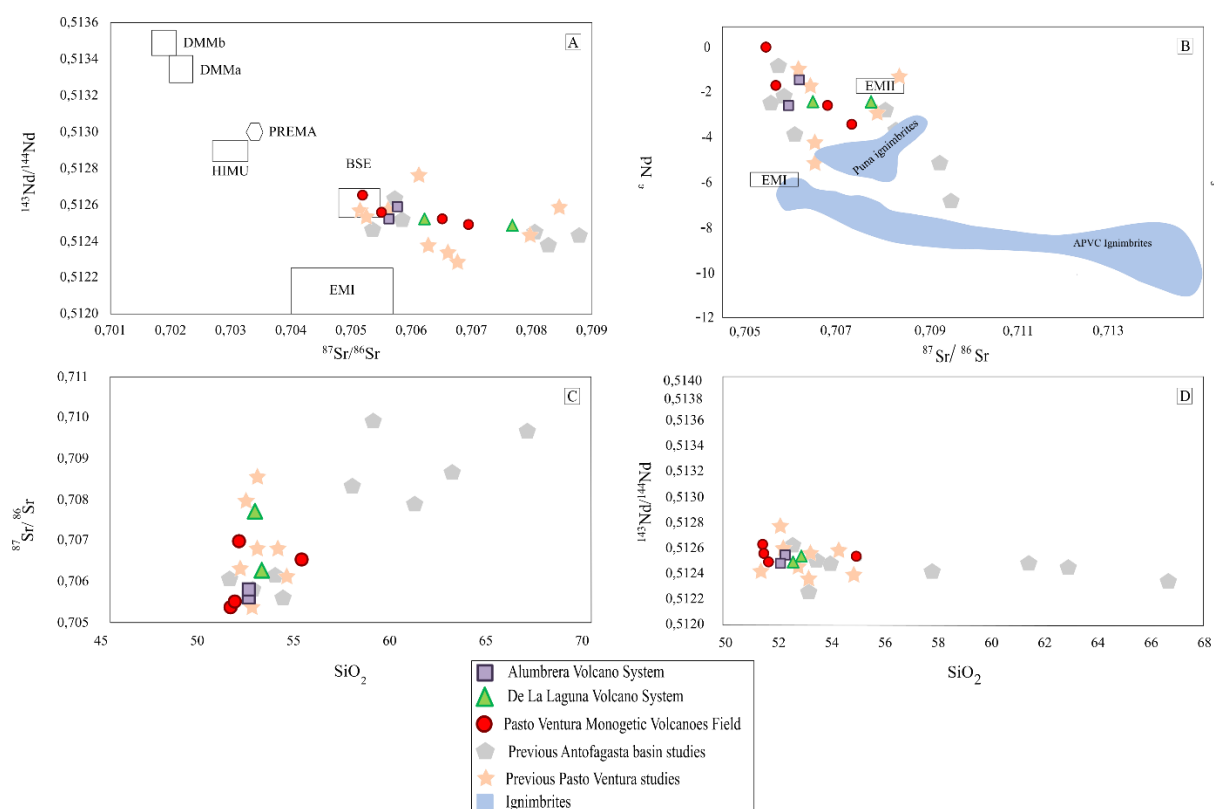


Figure 11. (A) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plot of Zindler and Hart (1986); (B) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd diagram of Hofmann (2007) APVC- Altiplano- Puna volcanic complex; (C) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 diagram; (D) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. SiO_2 diagram. Some established fields of the literature are also illustrated (Murray et al., 2015).

5. Discussion

5.1. Comparison of geochemical data between Antofagasta de La Sierra and Pasto Ventura

Our geochemical results allow us to explore a series of magmatic processes for the studied sites. Based on field and compositional observations, the main volcanics observed in the Antofagasta de La Sierra and Pasto Ventura regions are trachybasalts and basaltic trachyandesites (Kay et al., 1994; Drew et al., 2009; Báez et al., 2016; Murray et al., 2015;). These rocks display a high K calc-alkaline behavior, having evolved through fractional crystallization with important crustal contamination (Kay et al., 1994; Drew et al., 2009; Risse et al., 2013). This trend is reinforced by our REEs results, which indicate enrichment in LILEs compared to HFSEs, indicative of partial melting and/or crustal contamination (Wilson, 1989; Piccirillo et al., 1989; Cox, 1980; Hawkesworth, 1984).

Several studies suggest magmatic delamination as a major source of mafic magmatism in the Puna (e.g., Whitman et al., 1996; Ducea et al., 2013; Kay and Kay 1993; Kay et al., 1994). This mechanism has been proposed as a response to extensive horizontal

shortening and should result in intense magmatism and uplift (DeCelles, et al., 2009). Geochemical and geophysical observations in the Central Andes suggest the removal of lithospheric material [e.g., Beck e Zandt, 2002; Kay, et al., 1994; Yuan, et al., 2002].

Based on our observation, the geochemical composition of mafic volcanics in the Puna Plateau shows typical magmatic arc signatures with regional variations likely reflecting variable sources. When compared to one another, Antofagasta de La Sierra samples are marked by smaller contents of LILEs when compared to HFSEs (Fig. 12 A Kay et al., 1994). Additionally, the Th/Nb ratio of these samples indicates a minor subduction contribution. The Th/Nb ratio has been used to track crustal contamination in the Andes, and $\text{Th/Nb} < 0.3$ is typical of MORB and OIB (subduction) contributions (Plank, 2005). High Mg samples from Antofagasta are associated with low Th/Nb ratios (0.19 - 0.34) when compared to most primitive samples from Pasto Ventura (0.39 - 0.62), suggesting minor sedimentary and crustal contributions for the Antofagasta de La Sierra melts (Fig. 12 B).

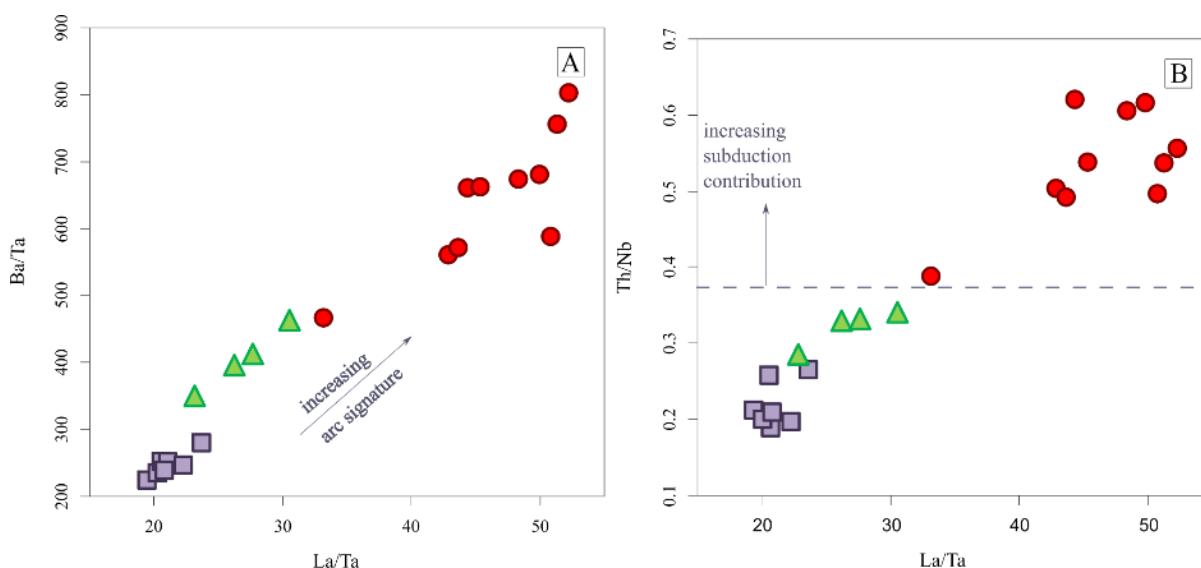


Figure 12. Regional trends for studied melts are highlighted by A) Ba/Ta and B) Th/Nb ratios compared to La/Ta ratios (Kay et al., 1994; Murray et al., 2014). Arrows interpreting Th/Nb fields separated by dotted line in B are after Plank (2005).

These observations are confirmed by the small enrichment in LILEs (e.g., Th, Ba, Rb) and LREEs (e.g., La, Ce, Pr, and Nd), in addition to negative anomalies for P, Ti, and Nb (Fig. 9 B). The Nb depletion when compared to K and LREEs is also a typical behavior of subduction-related magmatic arcs (Kelemen et al. 1993), which generally present low Nb/La and Ba/La ratios (Davies and Hawkesworth, 1994). Furthermore, samples display a marked

depletion in P and Ti, which combined with low Nb values suggest a shoshonitic to calc-alkaline affinity of these melts.

We also explore the ratio of incompatible elements to better constrain potential magmatic sources (e.g., Ba/La, Table 2). Both samples from the Antofagasta de La Sierra and Pasto Ventura regions display high Ba/La (11.08 - 15.34) and Th/Nb (0.19 - 0.62) ratios. When comparing the composition of magmatic reservoirs, our samples are compatible with EMI and EMII-OIB magmatic sources (Weaver, 1991). Notably, Pasto Ventura samples display higher ratios suggesting a prominent mantelic contribution.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios (0.70563 - 0.70768) for Alumbreira and De La Laguna fall within the expected range for monogenetic volcanoes in the Puna (0.7055 - 0.7061; Murray et al., 2015). In our samples, we observe ϵNd (i) values ranging from -1.2 to -2.7, and these values also fall within previously reported values from Murray et al. (2015) (ϵNd (i) values ranging from -3.1 to -7.0). The observed Sr-Nd isotopic compositions are typical of the enriched continental mantle in South America, such as the results from Kay et al. (1994) ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.70550$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.51265$). In summary, our results suggest an evolved heterogeneous upper mantle source for the studied samples.

The anomalously radiogenic Sr isotopic composition of some lavas from the primitive and evolved groups in the studies by Murray et al. (2015) likely result from crustal contamination. The isotopic composition of the Puna ignimbrites, which are located in the same region, suggests that there could be a crustal component with high Sr content mixing with monogenetic chambers of the Puna lavas (Fig. 11 B).

5.2 Petrogenetic modeling

Petrographic features and major element behavior of the lava flows suggest fractional crystallization processes of an essentially basaltic mineral assemblage including olivine, pyroxene, plagioclase, and subordinate titanomagnetite. Trends of increasing concentrations of some incompatible elements such as Nb, Y, and Zr with decreasing MgO reinforce this assumption. Despite the very weak negative Eu anomalies, there is a decrease in CaO and Al_2O_3 with the differentiation, consistent with plagioclase fractionation.

On the other hand, the enrichment of incompatible trace elements such as K, Rb, and Ba and relatively large variations in isotope signatures suggest additional contributions by minor assimilation from lower and/or upper crusts in the formation of mafic lava flows. Petrogenetic modeling tests were carried out involving major and trace elements, and Sr

isotopes to try quantifying the fractional crystallization and probably assimilation processes related to magmas of the Antofagasta de La Sierra and Pasto Ventura mafic cones fields.

All models were performed using stages for each group of elements, considering that to generate more evolved compositions, there are two major hypotheses involving fractional crystallization and crustal assimilation: (1) the more evolved compositions evolved by simple, closed-system, fractional crystallization from the less evolved ones; (2) the more evolved compositions were generated by fractional crystallization from the less evolved ones in open systems, given the extraction of mineral phases and crustal assimilation.

5.2.1 Major elements modeling

In this test, we performed a mass balance model (Stormer and Nicholls 1978) to calculate the proportions of fractioning phases and the degree of fractionation. The uncertainties related to variables such as T, P, fO_2 , and H_2O in the major elements modeling were not considered in this model, which is solely based on mass balance equations. Two simulations were carried out with major elements to better understand and quantify the magmatic differentiation evolution of magmas in the Antofagasta de La Sierra and Pasto Ventura regions. The fractional crystallization process was tested gradually from less to more differentiated magmas. The results of the major elements modeling are represented in detail in Table 4 and summarized below. Mineral compositions were obtained in this research (unpublished data).

The model 1 (Table 4) was applied for samples of the Antofagasta de La Sierra mafic cones. The test was performed using sample ANT-10A, representing one of the least differentiated rocks from the Alumbreira cone (50.4 wt.% SiO_2), as the starting liquid. The final liquid is represented by sample ANT-41C from de La Laguna Vulcano (53.4 wt.% SiO_2). We obtained a result with $\Sigma res2 = 0.4344$ with 31.23% fractionation involving the fractionation of plagioclase (32.6%), clinopyroxene (17.9%), olivine (46.2%) and Ti-magnetite (3.3%).

The model 2 (Table 5) was done from samples of the Pasto Ventura region. The test was performed using sample PVC-04, representing one of the least differentiated rocks (49.8 wt.% SiO_2), as the starting liquid, and the final liquid is represented by sample PVD-6 (55.7 wt.% SiO_2). We obtained a result with $\Sigma res2 = 0.2346$ with 47.65% fractionation involving the fractionation of plagioclase (49.8%), clinopyroxene (19.3%), olivine (23.5%) and Ti-magnetite (7.4%).

The results are partially consistent with field observations and petrographic features of basaltic and andesitic rocks.

5.2.2 Crustal assimilation associated with fractional crystallization – AFC

Although the crustal assimilation associated with fractional crystallization is a mechanism of magmatic differentiation mainly related to the evolution between the more differentiated liquids, we believe that it may also be common between the differentiation between basic/intermediate liquids, especially in regions where the crust is thick, as is the case of the Altiplano Puna (e.g. Chappel and White, 1992; Ewart, 1979; Turner et al., 1992; Wilson, 1989).

The complexity of detailed AFC modeling is well known because it is dependent on the composition of the initial magma and the possible contaminants (De Paolo 1981). Thus, if we assume an evolution for the Antofagasta and Pasto Ventura magmas from the least to the most evolved compositions, the further difficulties will rely on the chosen contaminants. In this modeling, basement units were chosen that would represent different crustal units for the magmatic reservoirs, related to monogenetic mafic volcanism for the studied area of the Puna Altiplano and that differed in trace element and isotopic data. Therefore, the following contaminants were chosen: Ordovician granitoids, Eo-Cambrian sedimentary rocks, and gneissic rocks, whose data were compiled from Lucassen et al., 2001.

Table 4 - Mass balance calculations of rocks of the Antofagasta de La Sierra area

Initial: Ant-10A Final: Ant-41C

Recal. Analyses (WT %) to

100%

	L_{initial}	L_{final}	Plag.	OI.	Px.	TiMag.
SiO ₂	50.52	53.66	51.97	39.72	51.97	0.00
TiO ₂	1.35	1.41	0.00	0.02	1.02	19.33
Al ₂ O ₃	14.38	16.45	29.89	0.02	2.94	1.90
FeO _{tot}	9.20	8.19	0.82	17.76	7.54	77.59
MnO	0.14	0.12	0.00	0.00	0.11	0.38
MgO	11.77	7.01	0.00	42.48	15.73	0.80
CaO	7.46	7.30	13.30	0.00	20.24	0.00
Na ₂ O	3.02	3.41	3.71	0.00	0.42	0.00
K ₂ O	1.84	2.13	0.31	0.00	0.02	0.00
P ₂ O ₅	0.31	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00
					100.0	
TOT	100.00	100.00	100.00	100.00	0	100.00

RESULT**S**

	1	2	3	4
SiO ₂	44.60	3.14	2.83	0.31
TiO ₂	0.83	0.06	0.18	-0.13
Al ₂ O ₃	10.33	2.07	1.91	0.16
FeO _{tot}	12.38	-1.02	-1.31	0.29
MnO	0.03	-0.02	0.03	-0.05
MgO	22.49	-4.76	-4.83	0.07
CaO	7.96	-0.16	-0.20	0.05
Na ₂ O	1.29	0.39	0.66	-0.27
K ₂ O	0.10	0.29	0.63	-0.35
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.10	-0.10
			TOTAL	0.00

1 = Bulk comp. or added or subtr. matl.

2 = Obs. diff. between magmas

3 = calc. diff. between magmas

4 = observ - calc. residuals

SUM OF THE SQUARE OF THE**RESIDUALS =**

0.4364

PHASE	4	5	6	7
Plag.	-10.17	32.56	0	32.56
OI.	-14.44	46.24	0	46.24
Px.	-5.6	17.92	0	17.92
TiMag.	-1.03	3.29	0	3.29

4 = WT% of init. Magma

5 = amount as WT% of all phases

6 = amount as WT% of added phs.

7 = amount as WT% of subtrd phs.

F (Total rel. to initial magma)

=

31.23

Table 5 - Mass balance calculations of rocks of the Pasto Ventura area.

Initial: PVC-04		Final: PVD6				
Recal. Analyses (WT %) to 100%						
	L_{initial}	L_{final}	OI.	Px.	Plag.	TiMag.
SiO ₂	50.40	55.96	39.78	51.97	50.80	0.00
TiO ₂	1.14	1.09	0.03	1.02	0.00	19.33
Al ₂ O ₃	15.85	15.86	0.02	2.94	30.75	1.90
FeO _{tot}	9.20	7.11	17.57	7.54	0.74	77.59
MnO	0.14	0.11	0.00	0.11	0.00	0.38
MgO	9.19	5.75	42.59	15.73	0.00	0.80
CaO	9.20	7.62	0.00	20.24	14.10	0.00
Na ₂ O	3.07	3.73	0.00	0.42	3.42	0.00
K ₂ O	1.51	2.33	0.00	0.02	0.18	0.00
P ₂ O ₅	0.28	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00
					100.0	
TOT	100.00	100.00	100.00	100.00	0	100.00
RESULT						
S						
	1	2	3	4		
SiO ₂	44.68	5.56	5.37	0.18		
TiO ₂	1.63	-0.06	-0.26	0.21		
Al ₂ O ₃	16.04	0.02	-0.08	0.10	1 = Bulk comp. or added or subtr. matl.	
FeO _{tot}	11.69	-2.09	-2.18	0.09	2 = Obs. diff. between magmas	
MnO	0.05	-0.03	0.03	-0.06	3 = calc. diff. between magmas	
MgO	13.09	-3.44	-3.50	0.06	4 = observ - calc. residuals	
CaO	10.93	-1.58	-1.58	-0.01		
Na ₂ O	1.79	0.66	0.93	-0.27		
K ₂ O	0.10	0.82	1.06	-0.24		
P ₂ O ₅	0.00	0.15	0.21	-0.05		
			TOTAL	0.00		
SUM OF THE SQUARE OF THE						
RESIDUALS =						
				0.235		
PHASE						
	4	5	6	7		
OI.	-11.19	23.48	0.00	23.48	4 = WT% of init. Magma	
Px.	-9.18	19.27	0.00	19.27	5 = amount as WT% of all phases	

Plag.	-23.75	49.85	0.00	49.85	6 = amount as WT% of added phs.
TiMag.	-3.53	7.40	0.00	7.40	7 = amount as WT% of subtrd phs.

F (Total rel. to initial magma) = 47.65

5.2.3 Trace elements modeling

A modeling involving highly incompatible trace elements was performed as a complement to the major elements modeling and to test the hypothesis of the AFC process (crustal assimilation associated with fractional crystallization) for the generation of the intermediate liquids from more basic magmas.

The modeling test involves Th vs. Sm, Th vs. Nb, and Th vs. Nd (Fig. 13), and we observe broadly satisfactory results for the Antofagasta de la Sierra and Pasto Ventura areas, regardless of the contaminant involved. For the Antofagasta area, the AFC lines reach the samples of intermediate composition after differentiation of about 30-40% ($r = 0.2$) (Fig. 13 A-C), while for the Pasto Ventura area, the AFC lines reach the samples of intermediate composition after differentiation of about 20-30% ($r = 0.2$) (Fig. 13 D- F). Both tests are similar to those obtained for those involving fractional crystallization and consistent with mass balance results derived from major elements.

5.2.4 Sr isotope modeling

Sr isotope modeling was performed to support/examine the previous models and further constrain processes involving crustal assimilation. Two tests were carried out and Sr vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ diagrams were used to graphically illustrate the results (Fig. 14). The crustal assimilation/fractional crystallization ratios (r) used were 0.2 and 0.4. In the first test for the Antofagasta de La Sierra Region, starting from sample ANT-12, 60-70% AFC ($r = 0.2$), would be needed to reach more differentiated compositions (Fig. 14 A and B). In the second test ($r = 0.4$), to achieve these compositions, from the same initial sample around 40-50% AFC is required.

In the first test for the Pasto Ventura Region, starting from sample PVC-2, 70-80% AFC ($r = 0.2$), would be needed to reach more differentiated compositions (Fig. 14 C and D). In the second test ($r = 0.4$), to achieve these compositions, from the same initial sample around 40-50% AFC is required.

The inflections in the AFC curves towards the assimilant corroborate, along with the previous results presented here, some role of crustal assimilation, mainly in the

differentiation of intermediate terms. In the second test of both areas, with $r = 0.4$, mainly for the Pasto Ventura region, the values obtained were close to the results obtained using the major and trace elements modeling. Thus, these results suggest a greater participation of crustal assimilation mechanisms associated with mafic volcanism in the Pasto Ventura area.

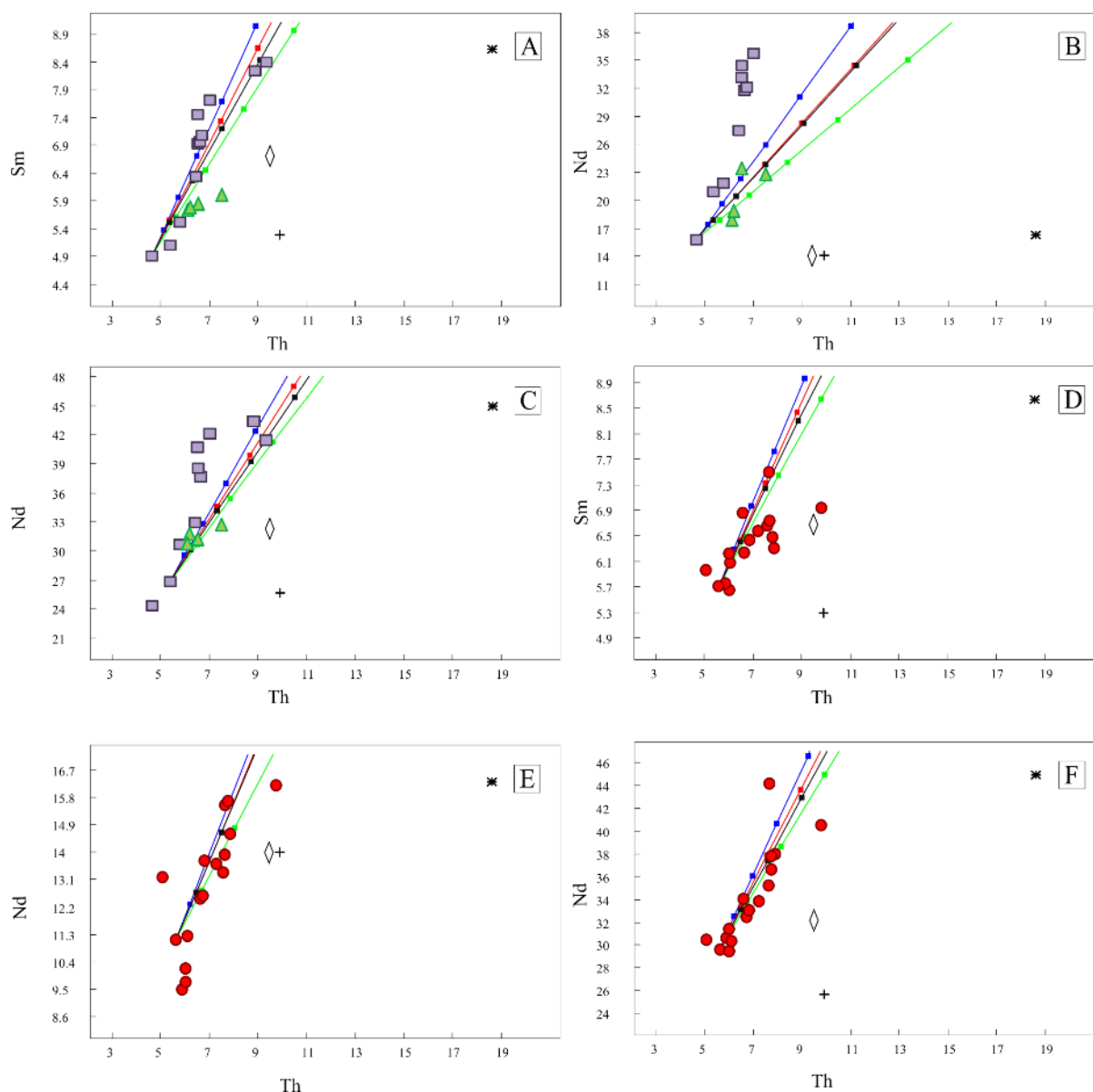


Figure 13. Trace elements modeling: Th vs. Sm, Th vs. Nb, and Th vs. Nd diagrams for the Antofagasta de La Sierra area (A, B and C) (Alumbrera e La Laguna volcanoes) and Pasto Ventura volcanoes (D, E and F). The blue lines represent the fractional crystallization (FC) models. AFC models: green line - star = Ordovician granitoids; red line - diamond = Eocambrian sediments; black line - cross = gneiss (data from Lucassen et al., 2001). The ratios between the mass of the assimilant and the fractionated material: $r = 0.2$. The numbers along the lines represent the amount of fractionation. Symbols: Antofagasta area: blue boxes = Alumbrera Volcano; green triangles: De Laguna Volcano; red circles: Pasto Ventura monogenetic volcano field.

The results indicate that the magmatic differentiation by fractional crystallization was more important in the evolution of the basic terms, while to the intermediate terms and other mechanisms such as AFC also had some contribution. These considerations can be observed in Fig. 14, which shows that generally, the basic samples define horizontal trends, while the intermediate samples tend to define inclined trends. This is consistent with what was established by Wilson (1989) for FC and AFC mechanisms.

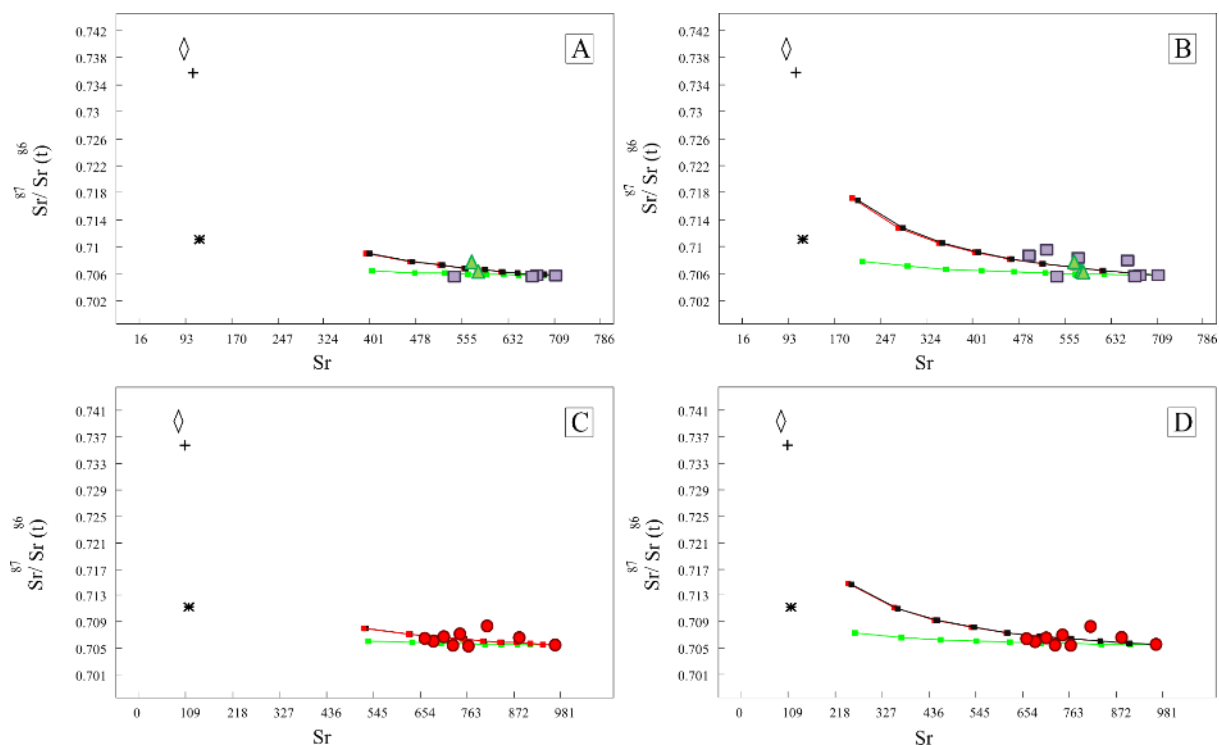


Figure 14. Sr vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ diagrams for the isotopic modelling for the Antofagasta de La Sierra area (A and B) (Alumbrera e La Laguna volcanoes) and Pasto Ventura volcanoes (C and D). The dashed lines show 3 possible trajectories for crustal assimilation and fractional crystallization (AFC), assuming a contaminant: green line - star = Ordovician granitoids; red line - diamond = Eocambrian sediments; black line - cross = gneiss (data from Lucassen et al., 2001). The ratios between the mass of the assimilant and the fractionated material: A and C - $r = 0.2$; B and D - $r = 0.4$. The numbers along the lines represent the amount of fractionation. Symbols: Antofagasta area: blue boxes = Alumbrera Volcano; green triangles: De Laguna Volcano; red circles: Pasto Ventura monogenetic volcano field.

Based on these datam, we suggest that the basic magmatism related to cone fields can be originated from REE-enriched mantle wedge melts. This possibly occurs from apatites of a venulated mantle (according to the model of Foley, 1992), and low to moderate crustal participation, from different basement rocks of the Puna Plateau. The differences observed in the Antofagasta and Pasto Ventura mafic cones fields indicate that the

metasomatic melting and crustal assimilation events may not have involved the same mantle portion or may not have occurred at the same time.

Our models also suggest that crustal assimilation was responsible for a series of isotopic differences, mainly for intermediate rocks, which can involve different contributions from many sources. The participation of these different sources may have caused important changes in variables such as T, P, fO_2 , and H_2O , which may in fact be responsible for the dispersion observed in some samples in the diagrams (e.g. Fig. 15). Additionally, more detailed research needs to be carried out to evaluate the physicochemical parameters involved to better evaluate the liquidus temperatures of basic magmas, in addition to estimating fractionation depths, H_2O activity, P-T crystallization, and O_2 fugacity involved in this magmatic system.

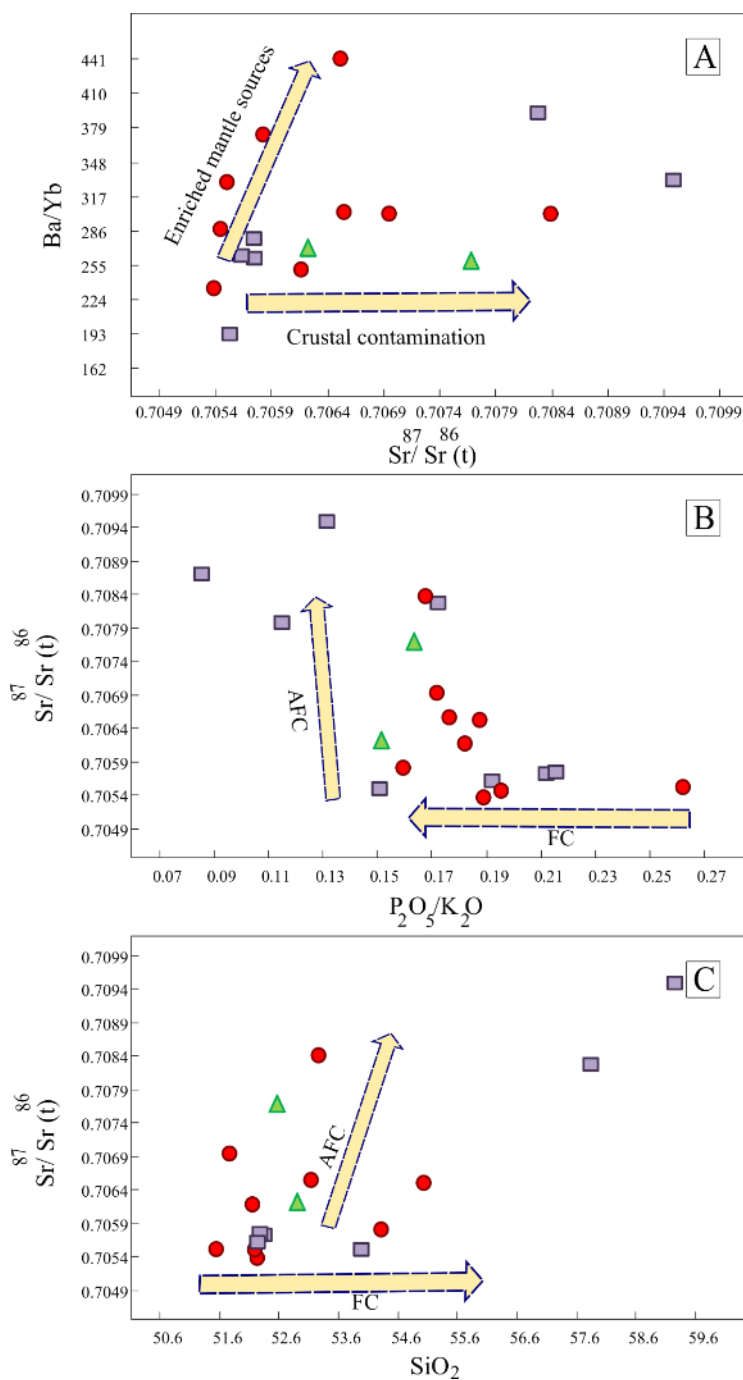


Figure 15. Diagrams indicative of magmatic differentiation. The vectors are from Wilson (1989) and refer to crustal assimilation plus fractional crystallization (AFC) and fractional crystallization (FC). A) Ba/Yb vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) diagram, B) $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) diagram, and C) SiO_2 vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) diagram. Symbols: Antofagasta area: blue boxes = Alumbrera Volcano; green triangles: De Laguna Volcano; red circles: Pasto Ventura monogenetic volcano field.

6. Conclusions

This study addresses the petrogenetic evolution of basic-intermediate flows associated with monogenetic volcanoes present in the Antofagasta de La Sierra and Pasto Ventura regions, two of the most volcanically active regions in the Puna Plateau.

This volcanism is characterized by spatter, collapse, scoria-bombs, lapilli-ash, and lava flow deposits, associated with a diversity of volcanic geomorphologies including scoria cones, tuff cones, tuff rings, lava domes, maars, and isolated fissural lava flows.

The geochemical analysis allows us to classify all samples as basalts and trachyandesites with an alkaline affinity. Based on isotopic analyses, an EMII magmatic source is suggested for both Antofagasta da La Sierra and Pasto Ventura melts. This magmatic source is largely compatible with the enriched mantle of South America (Kempton et al., 1991; Carlson et al., 2005), and denotes later AFC processes during migration through the crust.

The petrogenetic modeling results using the major, trace and isotope elements presented in this study allow us to conclude that fractional crystallization played an important role in the evolution of the more basic terms, while assimilation/fractional crystallization (AFC) appears to have played a more significant role in the evolution of the located in Pasto Ventura. The observed compositional differences between Antofagasta and Pasto Ventura regions suggest that metasomatic melting processes and crustal assimilation may not have affected the same portion of the mantle, or perhaps did not occur simultaneously across the Puna Plateau.

Acknowledgments

The article is part of F.S.S. PhD's thesis at the Geosciences Institute at Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sponsored by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico of Brazil. F.S.S thanks the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoa de Nível Superior (CAPES, Brazil) for the financial support and the Laboratory for Isotope Geology of the Universidade Federal do Pará (UFP), represented by Dr. Jean Michel Lafon, for the isotopic analyses. C.A.S. thanks the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Brazil) for financial support (grants 309031/2021-4, 30536/2018-8 and 406825/2018-6).

References

- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B., Albarède, F., 1977. Systematic use of trace element in igneous process. *Contrib. Mineral. Petrol.* 60, 57–75.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The Evolution Of The Altiplano-Puna Plateau Of The Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>
- Alonso, R., Viramonte, J.G., Gutiérrez, R., 1984. Puna Austral- Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No.9, Actas 1:43-63*. San Carlos de Bariloche.
- Andersen, J., Göğüş, O.H., Pysklywec, R.N., Santimano, T., Şengül Uluocak, E., 2022. Symptomatic lithospheric drips triggering fast topographic rise and crustal deformation in the Central Andes. *Commun Earth Environ.* <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00470-1>
- Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Ortiz-Yañes, A., Viramonte, J.G., Bustos, E., Giordano, G., López, J.F., 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco. Puna Austral, Argentina, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32, 29–49.
- Báez, W., Carrasco Nuñez, G., Giordano, G., Viramonte, J.G., Chiodi, A., 2016. Polycyclic scoria cones of the Antofagasta de la Sierra basin, Southern Puna plateau, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications* 446, 311–336. <https://doi.org/10.1144/sp446.3>
- Baker, MCW, Francis, PW, 1978. Vulcanismo do Cenozóico Superior nos Andes Centrais - Idades e volumes. *Cartas da Terra e da Ciência Planetária.* [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(78\)90008-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(78)90008-0)
- Bas, M.J.L., Maitre, R.W.L., Streckeinsen, A., Zanettin, B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology.* <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Wemmer, K., 1999. El basamento Paleozoico inferior del Noroeste de Argentina (23°- 27° S)- Metamorfismo y Geocronología. *In Congreso Geológico Argentino No. 14, Actas 1: 58- 72*. Salta.
- Beck, S.L., Zandt, G., 2002. The nature of orogenic crust in the central Andes. *J. Geophys. Res.* <https://doi.org/10.1029/2000jb000124>
- Carlson, R.W., Pearson, D.G., James, D.E., 2005. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics.* <https://doi.org/10.1029/2004rg000156>

- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. <https://doi.org/10.1017/s0263593300007720>
- Cox, L.J., Beach, R.A., 1980. Mineral resources in Lower Brule Indian Reservation. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.858581>
- Davidson, J.P., Harmon, R.S., Wörner, G., 1991. The source of central Andean magmas; Some considerations. *Geological Society of America Special Papers*. <https://doi.org/10.1130/spe265-p233>
- Davis, J., Hawkesworth, C.J., 1994. Early calc-alkaline magmatism in the Mogollon-Data Volcanic Field, New Mexico, USA. *JGS*. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0825>
- DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Kapp, P., Zandt, G., 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geosci*. <https://doi.org/10.1038/ngeo469>
- DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Kapp, P., Zandt, G., 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geosci*. <https://doi.org/10.1038/ngeo469>
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2003. *An introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman Scientific and Technical, New York.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An introduction to the Rock-Forming Minerals*, 2nd ed. Longman Group, UK.
- Defant, M.J., Nielsen, R.L., 1990. Interpretation of open system petrogenetic processes: Phase equilibria constraints on magma evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90197-s](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90197-s)
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(81)90153-9)
- De Silva, S.L., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geol*. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1102:apvcot>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1102:apvcot>2.3.co;2)
- De Silva, S. L. and Francis, P.W., 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Springer, Heidelberg.
- Drew, S.T., Ducea, M.N., Schoenbohm, L.M., 2009. Mafic volcanism on the Puna Plateau, NW Argentina: Implications for lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. *Lithosphere*. <https://doi.org/10.1130/l54.1>

- Ducea, M., 2001. The California Arc: Thick Granitic Batholiths, Eclogitic Residues, Lithospheric-Scale Thrusting, and Magmatic Flare-Ups. *Gsa Today*. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:tcatgb>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:tcatgb>2.0.co;2)
- Ducea, M.N., Seclaman, A.C., Murray, K.E., Jianu, D., Schoenbohm, L.M., 2013. Mantle-drip magmatism beneath the Altiplano-Puna plateau, central Andes. *Geology*. <https://doi.org/10.1130/g34509.1>
- Ersoy, Y., Helvacı, C., 2010. FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers and Geosciences*. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.06.007>
- Ewart, A. 1979. A Review of the Mineralogy and Chemistry of Tertiary—Recent Dacitic, Latitic, Rhyolitic, and Related Salic Volcanic Rocks. In: Barker, F., Ed., *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Elsevier, Amsterdam, 13111.
- Filipovich, R., Báez, W., Bustos, E., Villagrán, A., Chiodi, A., Viramonte, J.G., 2019. Eruptive styles related to the monogenetic mafic volcanism of Pasto Ventura region, Southern Puna, Argentina. *Andean Geol.* 46 (2), 300–335 <https://doi.org/10.5027/andgeov46n2-3091>
- Foley, S., 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90018-t](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90018-t)
- Folkes, C.B., Wright, H.M., Cas, R.A.F., de Silva, S.L., Lesti, C., Viramonte, J.G., 2011. A re-appraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina. *Bull Volcanol.* <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0459-y>
- Francis, P.W., Hawkesworth, C.J., 1994. Late Cenozoic rates of magmatic activity in the Central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening. *JGS*. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0845>
- Gündüz, M., Asan, K., 2021. PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers*. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.06.010>
- Guzmán, S.R., Petrinovic, I.A., Brod, J.A., 2006. Pleistocene mafic volcanoes in the Puna–Cordillera Oriental boundary, NW-Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.014>
- Guzmán, S., Grosse, P., Montero-López, C., Hongn, F., Pilger, R., Petrinovic, I., Seggiaro, R., Aramayo, A., 2014. Spatial–temporal distribution of explosive volcanism in the 25–28°S segment of the Andean Central Volcanic Zone. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.013>

- Guzmán, S., Strecker, M.R., Martí, J., Petrinovic, I.A., Schildgen, T.F., Grosse, P., Montero-López, C., Neri, M., Carniel, R., Hongn, F.D., Muruaga, C., Sudo, M., 2017b. Construction and degradation of a broad volcanic massif: The Vicuña Pampa volcanic complex, southern Central Andes, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/b31631.1>
- Guzmán, S., Neri, M., Carniel, R., Martí, J., Grosse, P., Montero-López, C., Geyer, A., 2017c. Remarkable variability in dyke features at the Vicuña Pampa Volcanic Complex, Southern Central Andes. *Terra Nova*. <https://doi.org/10.1111/ter.12268>
- Haag, M.B., Baez, W.A., Sommer, C.A., Arnosio, J.M., Filipovich, R.E., 2019. Geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the southern Puna Plateau (NW Argentina). *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.06.008>
- Haschke, M., Gunther, A., Melnick, D., Echtler, H., Reutter, K.-J., Scheuber, E., and Oncken, O., 2006. Central and Southern Andean tectonic evolution inferred from arc magmatism, in Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., Strecker, M., and Wigger, P., eds., *The Andes: Active Subduction Orogeny*: Berlin, Springer, p. 337–353.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th–Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Hawkesworth, C.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Erlank, A.J., Norry, M.J., 1984. The role of continental lithosphere in the generation of the Karoo volcanic rocks: evidence from combined Nd- and Sr- isotope studies. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 13, pp.341-354.
- Hofmann, A.W., 2007. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. *Treatise on Geochemistry*. <https://doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/02123-x>
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.* <https://doi.org/10.1029/jb093ib04p03211>
- Jakeš, P., White, A.J.R., 1971. Composition of island arcs and continental growth. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(71\)90081-1](https://doi.org/10.1016/0012-821x(71)90081-1)
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2003. GCD kit: new PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, A186.

- Jensen L.S 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous, 66p.
- Kay, R.W., Mahlburg Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-u](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-u)
- Kay, S.M., Coira, B., Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, central Andes. *J. Geophys. Res.* <https://doi.org/10.1029/94jb00896>
- Kay, S.M., Coira, B.L., 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(11\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(11))
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(93\)90234-z](https://doi.org/10.1016/0012-821x(93)90234-z)
- Kempton, P.D., Fitton, J.G., Hawkesworth, C.J., Ormerod, D.S., 1991. Isotopic and trace element constraints on the composition and evolution of the lithosphere beneath the southwestern United States. *J. Geophys. Res.* <https://doi.org/10.1029/91jb00373>
- Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Jr., Hanson, G.N., Hart, S.R., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(78\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(78)90053-5)
- Lee, C.-T.A., Lee, T.C., Wu, C.-T., 2014. Modeling the compositional evolution of recharging, evacuating, and fractionating (REFC) magma chambers: Implications for differentiation of arc magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.08.009>
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H.-G., Romer, R.L., Dulski, P., 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin—the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics*. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(01\)00188-3](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(01)00188-3)
- Lucassen, F., Becchio, R., 2003. Timing of high-grade metamorphism: Early Palaeozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26-29°S). *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00471.x>

- Lucassen, F., Franz, G., Romer, R.L., Schultz, F., Dulski, P., Wemmer, K., 2007. Pre-Cenozoic intra-plate magmatism along the Central Andes (17–34°S): Composition of the mantle at an active margin. *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.007>
- Mamani, M., Worner, G., Sempere, T., 2009. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 S to 18 S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/b26538.1>
- Maro, G., Caffè, P. J., Baéz, W. 2017a. Volcanismo monogenético máfico cenozoico de la Puna. 85432 In *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA* (Muruaga, C., Grosse, P., editores). Congreso Geológico Argentino, No. 20, Asociación Geológica Argentina, Relatorio: 548-577. San Miguel de Tucumán.
- Maro, G., Caffè, P.J., Romer, R.L., Trumbull, R.B., 2017b. Neogene Mafic Magmatism in the Northern Puna Plateau, Argentina: Generation and Evolution of a Back-arc Volcanic Suite. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx066>
- Marrett, R., Emerman, S.H., 1992. The relations between faulting and mafic magmatism in the Altiplano-Puna plateau (central Andes). *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(92\)90006-h](https://doi.org/10.1016/0012-821x(92)90006-h)
- McDonough, W.F., Sun, S. -s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- Montero López, M. C., 2009. Estructura y magmatismo neógeno-cuaternarios en la sierra de San Buenaventura (Catamarca): su vinculación con la terminación austral de la Puna. Tesis Doctoral (Inédito), Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta 255 p.
- Morfulis, M., Báez, W., Retamoso, S., Bardelli, L., Filipovich, R., Sommer, C.A., 2020. Quantitative spatial distribution analysis of mafic monogenic volcanism in the southern Puna, Argentina: Implications for magma production rates and structural control during its ascent. *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102852>
- Murray, K.E., Ducea, M.N., Schoenbohm, L., 2015. Foundering-driven lithospheric melting: The source of central Andean mafic lavas on the Puna Plateau (22°S–27°S). *Geodynamics*

of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(08\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(08))

Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)

Nardi, L.V.S. and Lima, E.F., 2000. O magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã - RS. In: Holz, M. and De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/ UFRGS. p. 119-131.

Neumann, H., Mead, J., Vitaliano, C.J., 1954. Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(54\)90018-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(54)90018-6)

Norini, G., Baez, W., Becchio, R., Viramonte, J., Giordano, G., Arnosio, M., Pinton, A., Gropelli, G., 2013. The Calama–Olacapato–El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: Geodynamic implications and stratovolcanoes emplacement. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.013>

Parra-Encalada, D., Larrea, P., Loaiza, C., Cartagena, R., Salinas, S., Godoy, B., Le Roux, P., 2024. Decoding subcontinental lithosphere processes: The key role of fractional crystallization in Central Andes monogenetic volcanism - Insight from El Negrillar volcanic field, Chile. *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107427>

Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(73)90129-5)

Pearce, J.A., 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries. In: Thorpe, R.S., Ed., *Andesites*, Wiley, Hoboken, 528-548.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. and Petrol*. <https://doi.org/10.1007/bf00384745>

Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A., 2005. PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochem. Geophys. Geosyst*. <https://doi.org/10.1029/2005gc000932>

Petrinovic, I.A., Mitjavila, J., Viramonte, J.G., Martí, J., Becchio, R., Arnosio, M. and Colombo, F., 1999. Geoquímica y geocronología de secuencias volcánicas Neógenas de trasarco, en el extremo oriental de la Cadena Volcánica Transversal del Quevar, noroeste

- de Argentina. In: Colombo, F., Queralt, I and Petrinovic, I. (eds) Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino. *Acta Geológica Hispánica*, 34, 255-273.
- Piccirillo, E.M., Civetta, L., Petrini, R., Longinelli, A., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., 1989. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): Evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. *Chemical Geology*. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90023-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90023-5)
- Plank, T., 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi005>
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., Oncken, O., 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(01\)00333-8](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(01)00333-8)
- Risse, A., Trumbull, R.B., Coira, B., Kay, S.M., Bogaard, P. van den, 2008. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna plateau, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.03.002>
- Risse, A., Trumbull, R.B., Kay, S.M., Coira, B., Romer, R.L., 2013. Multi-stage Evolution of Late Neogene Mantle-derived Magmas from the Central Andes Back-arc Shandin the Southern Puna Plateau of Argentina. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt038>
- Rogers, G., Hawkesworth, C.J., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(89\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0012-821x(89)90003-4)
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group UK, 352p.
- Rosello, E., 1980. Nuevo Complejo Volcánico Vicuña Pampa, departamento Belén, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (3): 436-438.
- Ruiz Huidobro, O., 1975. Descripción geológica de la Hoja geológica 12c, Laguna Helada. Provincia de Catamarca: Carta geológico- económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín 146: 54 p. Buenos Aires.
- Schoenbohm, L.M., Carrapa, B., 2015. Miocene–Pliocene shortening, extension, and mafic magmatism support small-scale lithospheric foundering in the central Andes, NW Argentina.

Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(09\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(09))

Schnurr, W.B.W., Risse, A., Trumbull, R.B., Munier, K., n.d. Digital Geological Map of the Southern and Central Puna Plateau, NW Argentina. *The Andes*. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_29

Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore- Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley and Sons.

Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A., Clavero, J., 2006. Hoja Geológica 2769-II Paso de San Francisco, Provincia de Catamarca. Programa Nacional de Cartas Geológicas, escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero de Argentina, Boletín 294: 76 p. Buenos Aires.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821x(77)90060-7)

Stormer, J.C., Jr., Nicholls, J., 1978. XLFAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers andamp; Geosciences*. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(78\)90083-3](https://doi.org/10.1016/0098-3004(78)90083-3)

Sun, S. -s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. SP. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>

Suzaño, N., Becchio, R., Sola, A., Fuentes, G., Ortiz, A., 2014. Dominios de basamento del Paleozoico Inferior en la Sierra de El Peñón, Puna Austral, Provincia de Catamarca. *In Congreso Geológico Argentino, No. 19, Actas: CD- Rom 521-57*. San Miguel de Tucumán.

Trumbull, R.B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., Hongn, F. 2006. The Time-Space Distribution of Cenozoic Volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. *The Andes*. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_2

Turner, J.C., 1972. Puna. *In Simposio de Geología Regional Argentina, No. 1, Academia Nacional de Ciencias: 91-116*. Córdoba.

Viramonte, J. G., Galliski, M. A., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., García Cucho, L., and Martín Escorza, C., 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, 5-9 November 1984, Bariloche, Argentina, Actas, 3 234-251.

- Viramonte, J. G., Petrinovic, I., 1999. La caldera Culampajá. Una nueva caldera basáltica de La Puna Austral. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas 2:235. Salta.
- Viramonte, J.G., Heit, B. and Baéz, W. 2010. The role of the central Andes gravity high in the control of the type and distribution of the back arc monogenetic basic volcanism cluster in the southern central Andes. Meeting of the Americas, Eos, Transactions of the American Geophysical Union, 91, Abstract V23A-01.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T., Wen, T., 1981. Precise determination of SmNd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90085-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90085-5)
- Weaver, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(91\)90217-6](https://doi.org/10.1016/0012-821x(91)90217-6)
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2009. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. <https://doi.org/10.2138/am.2010.337>
- Whitman, D., Isacks, B.L., Kay, S.M., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00130-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00130-1)
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis a Global Tectonic Approach*. Springer, Berlin.
- Wilson, M., Rosenbaum, J.M., Dunworth, E.A., 1995. Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer? *Contr. Mineral. and Petrol*. <https://doi.org/10.1007/bf00307280>
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wyers, G.P., Barton, M., 1987. Geochemistry of a transitional ne-trachybasalt ? Q-trachyte lava series from Patmos (Dodecanesos), Greece: further evidence for fractionation, mixing and assimilation. *Contr. Mineral. and Petrol*. <https://doi.org/10.1007/bf0037124>
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(02\)00589-7](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(02)00589-7)
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical Geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

Zhou, R., Schoenbohm, L.M., 2015. Late Miocene upper-crustal deformation within the interior of the southern Puna Plateau, central Andes. *Lithosphere*. <https://doi.org/10.1130/l396.1>

Zhou, R., Schoenbohm, L.M., Cosca, M., 2013. Recent, slow normal and strike-slip faulting in the Pasto Ventura region of the southern Puna Plateau, NW Argentina. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2012tc003189>

Zhou, R., Schoenbohm, L.M., Sobel, E.R., Carrapa, B., Davis, D.W., 2016. Sedimentary record of regional deformation and dynamics of the thick-skinned southern Puna Plateau, central Andes (26–27°S). *Earth and Planetary Science Letters*. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.012>

Supplementary Data 1 - Isotopic analyses

Whole-rock Rb-Sr and Sm-Nd from eight representative samples from the study site were processed at the Isotopic Geology of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Samples were analyzed using a Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) mode VG Sector 54.

During sample preparation, all rocks were milled, spiked with $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$ solution, and dissolved using HF, HNO₃, and HCl 6N in 7 ml Teflon bottles. To ensure full dissolution, all samples were kept on a hot plate at 40° C for at least seven days, while subject to periodic rehomogenization.

Following sample dissolution samples were dried on a hot plate and re-dissolved in an HCl 2.5N solution. Rb and Sr were separated from other REEs via cationic column separation using a Dowex AG-50-X8 resin (63 - 74 mesh). First, we use an HCl 2.5N solution for Rb and Sr followed by a stronger HCl 6N solution for REEs. Finally, Nd and Sm were extracted from other REEs using a cation column composed of an HDEHP LN resin (50- 100 μm), with 0.18N HCl solution for Nd and 0.5 HCl for Sm.

Isotopic ratios were measured using multiple static Faraday cups. Nd isotopes were charged using Ta-Re-Ta filaments, while Rb, Sr, and Sm were loaded using simple Re filaments. Samples were run in 10 batches of 10 analyses each ($n = 100$).

We assess our measurements using two standards: (i) a NBS 987 NIST standard ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.71026 \pm 0.000011$; 1σ ; $n = 100$), with isotopic ratios normalized using $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$; and (ii) the La Jolla standard (0.511848 ± 0.000021 ; 1σ ; $n = 100$ e para 146

Nd/ ^{144}Nd = 0.7219). Blaks concentrations were < 500 pg for Sm and Rb, < 60 pg for Sr, and < 150 pg for Nd. Our analytical errors for $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ are < 0.1%. Additionally, analytical errors are < 0.0070 (absolute standard deviation) for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e 26 ppm para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Finally, we compute Nd-model ages using the method of De Paolo (1981), considering the constants of Steiger and Jäger (1977) and Wasserburg et al., (1981).

We corrected the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios using a Sm-Nd depleted-mantle model (Nd-TDM) with 7 Ma, in agreement with the available $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ crystalization dates (Risse et al., 2008) of the studied lava samples.

ANEXOS

Artigo 1

Tabela S1 - Dados morfométricos dos vulcões monogenéticos

Tag	Lat	Long	Type	Age	Cluster (O=oulier)	Major axis (NA = not available) Length (m)	Az	Minor axis (NA = not available) Length (m)	Minor/Major	Height (m) = or Deph (m)	Sco (degree), Deth/Diameter ratio	Elevation (m,a.s.l.)
M001	-39,071	-70,1023	Cone	4	5	858	102	657	0,77	83	19	1299
M002	-39,0968	-70,1724	Cone	4	5	1314	84	974	0,74	122	30	1368
M003	-39,1536	-70,2265	Cone	2	5	1380	85	990	0,72	57	18	1405
M004	-39,1551	-70,2403	Cone	2	5	940	87	635	0,68	41	18	1360
M005	-39,1281	-70,2738	Cone	2	5	1341	119	916	0,68	53	20	1423
M006	-39,1272	-70,2882	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1392
M007	-39,1245	-70,3006	Cone	3	5	780	53	618	0,79	85	32	1448
M009	-39,1444	-70,2844	Cone	2	5	NA	NA	NA	NA	153	57	1510
M010	-39,071	-70,305	Cone	5	5	2298	99	1419	0,62	261	38	1644
M011	-40,4902	-70,8072	Cone	3	1	2026	86	1177	0,58	92	23	1012
M012	-40,4193	-70,6285	Cone	2	1	353	75	274	0,78	73	24	822
M013	-40,4188	-70,6344	Cone	2	1	714	116	524	0,73	90	38	809
M016	-40,3721	-70,6106	Cone	1	1	859	4	503	0,59	49	26	1031
M018	-40,3525	-70,391	Cone	1	1	664	7	414	0,62	33	18	1160
M019	-40,3446	-70,3951	Cone	1	1	446	136	386	0,87	26	18	1155
M020	-40,3644	-70,4133	Cone	1	1	311	93	199	0,64	19	14	1095
M021	-40,3624	-70,4138	Cone	1	1	381	100	151	0,40	12	12	1085
M022	-40,2765	-70,3214	Cone	1	1	957	153	543	0,57	27	16	1007
M023	-40,3335	-70,4078	Cone	2	1	450	120	451	1,00	55	25	1207
M024	-40,2382	-70,2672	Cone	2	1	555	73	408	0,73	29	18	947
M025	-40,3957	-70,4741	Cone	1	1	578	27	363	0,63	33	19	1113
M026	-39,023	-70,3747	Cone	5	5	1173	81	968	0,83	150	44	1450
M027	-38,9088	-70,341	Cone	5	5	1816	85	1188	0,65	426	42	1786

M028	-38,8911	-70,3876	Cone	4	5	1705	76	1493	0,88	232	46	1523
M029	-38,9828	-70,4096	Cone	4	5	1225	12	1080	0,88	134	41	1535
M030	-39,1122	-70,2666	Cone	1	5	605	136	330	0,55	32	14	1342
M031	-39,9913	-70,7162	Cone	3	0	NA	NA	NA	NA	247	36	1329
M032	-38,7373	-70,3148	Cone	4	5	2464	83	1818	0,74	214	31	1352
M033	-38,8253	-70,3197	Cone	4	5	964	38	786	0,82	167	39	1313
M034	-38,7333	-70,3429	Cone	3	5	1126	56	905	0,80	84	24	1168
M035	-38,7865	-70,4252	Cone	4	5	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1336
M036	-38,7881	-70,4076	Cone	2	5	NA	NA	NA	NA	112	28	1332
M038	-38,7722	-70,4038	Cone	3	5	1176	91	908	0,77	67	33	1367
M040	-38,7366	-70,4069	Cone	3	5	1263	15	1085	0,86	113	26	1355
M041	-38,7617	-70,3819	Cone	4	5	1860	17	1200	0,65	115	42	1490
M042	-40,3259	-70,3968	Cone	3	1	940	175	733	0,78	105	33	1230
M043	-39,7558	-70,2701	Cone	3	3	920	156	728	0,79	140	33	1313
M044	-39,925	-70,6175	Cone	2	0	NA	NA	NA	NA	108	NA	1425
M045	-39,9158	-70,6062	Cone	1	0	NA	NA	NA	NA	20	NA	1396
M046	-39,0921	-70,388	Cone	5	5	1468	82	1102	0,75	167	38	1552
M047	-39,0611	-70,4491	Cone	4	5	1219	23	963	0,79	129	29	1763
M048	-39,0942	-70,444	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	61	20	1585
M049	-39,0984	-70,4393	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	117	55	1570
M050	-39,0105	-70,2368	Cone	4	5	1340	39	883	0,66	118	30	1501
M051	-39,0509	-70,2441	Cone	4	5	868	63	632	0,73	51	22	1450
M052	-39,0237	-70,2585	Cone	4	5	1268	91	1002	0,79	151	34	1542
M053	-38,9333	-70,3427	Cone	3	5	3738	85	2596	0,69	230	23	1615
M054	-38,9315	-70,3198	Cone	2	5	719	71	584	0,81	64	28	1529
M055	-38,9351	-70,3149	Cone	2	5	NA	NA	NA	NA	10	20	1448
M056	-38,9304	-70,313	Cone	2	5	726	95	476	0,66	103	26	1467
M057	-38,9282	-70,2843	Cone	3	5	855	85	820	0,96	104	28	1381
M058	-38,7524	-70,4844	Cone	5	5	2191	92	1568	0,72	186	30	1576
M059	-38,7525	-70,5052	Cone	3	5	1473	52	1100	0,75	123	33	1572
M060	-38,7392	-70,5287	Cone	3	5	1186	51	851	0,72	72	29	1564
M061	-38,723	-70,5341	Cone	3	5	1067	89	633	0,59	58	24	1464

M062	-38,6966	-70,5389	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	39	23	1329
M063	-38,7019	-70,5063	Cone	3	5	850	70	648	0,76	120	50	1395
M064	-38,6987	-70,5334	Cone	2	5	674	53	514	0,76	62	32	1381
M065	-38,6839	-70,6234	Cone	3	5	916	92	697	0,76	118	32	1784
M066	-38,4267	-70,568	Cone	4	7	1786	59	1595	0,89	212	35	1231
M067	-38,8188	-70,4983	Cone	4	5	1015	109	851	0,84	85	30	1544
M068	-38,6687	-70,3981	Cone	2	5	1381	94	1166	0,84	113	39	1139
M069	-38,692	-70,4254	Cone	2	5	1293	73	1231	0,95	72	22	1166
M070	-38,2435	-70,6789	Cone	4	8	1654	80	1181	0,71	155	38	1348
M071	-38,3542	-70,6797	Cone	3	8	1848	87	1434	0,78	141	33	1448
M072	-38,3445	-70,6994	Cone	1	8	NA	NA	NA	NA	75	28	1424
M073	-38,3376	-70,6703	Cone	2	8	1196	92	914	0,76	104	25	1386
M074	-38,3331	-70,653	Cone	4	8	2652	93	1119	0,42	157	37	1413
M075	-38,2647	-70,7462	Cone	2	8	1036	65	829	0,80	85	25	1388
M076	-38,1812	-70,6966	Cone	4	8	1988	94	1331	0,67	133	34	1363
M077	-38,1923	-70,721	Cone	3	8	1621	71	1294	0,80	139	38	1386
M078	-38,2281	-70,6749	Cone	2	8	1237	95	910	0,74	84	30	1252
M079	-38,2455	-70,696	Cone	2	8	972	77	678	0,70	87	32	1321
M080	-37,9177	-70,6728	Cone	5	9	1679	119	1312	0,78	176	42	1337
M081	-37,9244	-70,7349	Cone	4	9	2150	90	1202	0,56	153	36	1416
M082	-37,9959	-70,9212	Cone	2	0	NA	NA	NA	NA	98	37	2136
M083	-37,9807	-70,9162	Cone	2	0	NA	NA	NA	NA	44	24	2075
M084	-37,9919	-70,9468	Cone	1	0	NA	NA	NA	NA	13	13	2122
M085	-38,0054	-70,9387	Cone	2	0	1246	50	957	0,77	87	28	2221
M086	-38,2692	-70,829	Cone	2	8	926	82	751	0,81	135	40	2060
M087	-38,3357	-70,7546	Cone	4	8	2006	77	1436	0,72	134	41	1585
M088	-38,4796	-70,5744	Cone	4	7	1883	95	1087	0,58	152	35	1055
M089	-38,4709	-70,6269	Cone	2	7	1455	88	724	0,50	129	34	1254
M090	-38,4786	-70,6267	Cone	2	7	1570	70	1180	0,75	185	30	1263
M091	-38,4818	-70,6461	Cone	3	7	1550	118	1097	0,71	170	38	1385
M092	-38,4851	-70,6644	Cone	3	7	1827	78	1503	0,82	176	34	1383
M093	-38,79	-70,5147	Cone	3	5	1102	9	657	0,60	62	35	1577

M094	-37,989	-70,9421	Cone	1	0	NA	NA	NA	NA	37	17	2125
M095	-38,9572	-70,3018	Cone	2	5	1149	101	1078	0,94	106	29	1455
M096	-38,9554	-70,3255	Cone	2	5	1111	90	933	0,84	93	25	1469
M097	-38,993	-70,3311	Cone	4	5	1098	93	1044	0,95	134	34	1531
M099	-39,1746	-70,4085	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	192	40	1673
M100	-38,1742	-70,6602	Cone	2	8	1096	72	523	0,48	35	16	1995
M101	-38,199	-70,65	Cone	1	8	762	103	476	0,62	57	21	1100
M102	-38,1586	-70,6454	Cone	1	8	557	81	364	0,65	32	32	1110
M103	-38,1296	-70,702	Cone	2	8	529	83	356	0,67	35	18	1170
M104	-38,1239	-70,6866	Cone	2	8	999	78	785	0,79	78	29	1211
M105	-38,123	-70,6726	Cone	2	8	930	82	724	0,78	88	38	1135
M106	-38,1395	-70,6643	Cone	2	8	803	80	519	0,65	41	18	1130
M107	-38,1333	-70,7128	Cone	1	8	632	84	507	0,80	46	20	1198
M108	-38,512	-70,6316	Cone	4	7	1293	79	806	0,62	68	24	1157
M109	-38,5497	-70,5884	Cone	2	7	1365	75	916	0,67	55	18	1041
M110	-38,5263	-70,5889	Cone	4	7	1416	79	900	0,64	103	23	1107
M111	-38,3029	-70,6444	Cone	2	8	1844	83	1545	0,84	139	28	1296
M112	-37,8483	-70,596	Cone	2	0	1700	45	1050	0,62	111	27	1243
M115	-40,3879	-70,4801	Cone	1	1	NA	NA	NA	NA	15	12	1116
M116	-40,3782	-70,4902	Cone	1	1	1354	142	918	0,68	77	29	1110
M117	-40,2704	-71,1013	Cone	1	2	477	3	368	0,77	40	22	1487
M118	-38,7788	-70,3895	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	55	26	1351
M119	-38,7806	-70,385	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	47	26	1341
M120	-38,7739	-70,386	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	30	19	1392
M121	-38,69	-70,4134	Cone	1	5	920	76	702	0,76	46	24	1125
M122	-39,7994	-70,7019	Cone	2	0	1185	26	1142	0,96	212	33	1384
M123	-39,8147	-70,649	Cone	2	0	NA	NA	NA	NA	55	21	1210
M124	-39,7376	-70,6791	Cone	5	4	820	82	577	0,70	106	38	955
M125	-39,7157	-70,8374	Cone	3	0	NA	NA	NA	NA	142	33	1518
M126	-39,7112	-70,8428	Cone	2	0	NA	NA	NA	NA	121	18	1489
M127	-39,5979	-70,6858	Cone	1	4	NA	NA	NA	NA	25	17	1238
M128	-39,5872	-70,6917	Cone	2	4	NA	NA	NA	NA	76	34	1316

M129	-39,5771	-70,6841	Cone	1	4	NA	NA	NA	NA	48	21	1256
M130	-39,5898	-70,6634	Cone	2	4	496	149	361	0,73	45	18	1289
M131	-39,5862	-70,6605	Cone	2	4	454	114	349	0,77	46	24	1286
M132	-39,5773	-70,6603	Cone	1	4	255	58	219	0,86	18	16	1254
M133	-39,5066	-70,6743	Cone	2	4	1512	74	1235	0,82	96	27	1397
M134	-39,5082	-70,6835	Cone	2	4	752	70	614	0,82	47	19	1377
M135	-39,4879	-70,6595	Cone	2	4	NA	NA	NA	NA	84	32	1388
M136	-39,5603	-70,6761	Cone	1	4	NA	NA	NA	NA	33	29	1278
M137	-39,9887	-70,7647	Cone	2	0	1160	65	1090	0,94	58	17	1077
M138	-39,8563	-70,155	Cone	2	3	832	78	620	0,75	64	27	1021
M139	-39,8802	-70,148	Cone	1	3	614	148	493	0,80	30	12	924
M140	-39,8865	-70,1404	Cone	1	3	NA	NA	NA	NA	24	12	903
M141	-39,7895	-70,2207	Cone	3	3	1097	85	644	0,59	105	33	1184
M142	-39,7929	-70,2171	Cone	3	3	380	79	240	0,63	90	27	1156
M143	-39,3517	-70,5905	Cone	2	5	1685	26	1206	0,72	171	30	1879
M144	-39,0102	-70,2294	Cone	2	5	432	165	303	0,70	93	34	1457
M145	-39,0126	-70,2532	Cone	1	5	536	87	367	0,69	19	13	1388
M146	-39,0008	-70,2741	Cone	1	5	566	93	454	0,80	49	20	1370
M147	-38,9867	-70,2629	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	28	16	1396
M148	-38,9809	-70,3506	Cone	1	5	763	98	635	0,83	55	18	1431
M149	-38,9365	-70,3212	Cone	2	5	744	84	377	0,51	7	6	1486
M150	-38,93	-70,2939	Cone	3	5	1051	83	771	0,73	99	26	1416
M151	-38,9276	-70,2771	Cone	2	5	676	61	517	0,77	60	20	1318
M152	-38,8259	-70,0698	Cone	1	5	436	60	396	0,91	30	21	977
M153	-38,8242	-70,066	Cone	1	5	386	60	328	0,85	32	22	976
M154	-38,8326	-70,1279	Cone	1	5	485	121	279	0,58	20	10	1024
M155	-38,6995	-70,538	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	10	28	1326
M156	-38,4366	-70,5878	Cone	2	7	1306	80	1002	0,77	115	28	1058
M157	-38,4636	-70,6155	Cone	3	7	1514	96	1009	0,67	117	30	1166
M158	-38,2611	-70,7334	Cone	3	8	1046	70	829	0,79	85	36	1413
M159	-38,26	-70,728	Cone	2	8	899	71	888	0,99	80	22	1376
M160	-38,2703	-70,7584	Cone	1	8	653	89	455	0,70	71	19	1406

M161	-38,1885	-70,6902	Cone	2	8	745	77	572	0,77	89	23	1266
M162	-37,9056	-70,7549	Cone	2	9	660	94	459	0,70	59	29	1393
M163	-37,8347	-70,7331	Cone	4	9	1344	88	1344	1,00	150	30	1451
M164	-37,7528	-70,6598	Cone	3	9	578	125	408	0,71	62	38	1251
M165	-37,6566	-70,6912	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	46	25	1825
M166	-37,6505	-70,699	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	17	13	1862
M167	-37,6478	-70,6867	Cone	3	9	764	58	642	0,84	97	30	1917
M168	-37,6504	-70,6731	Cone	3	9	1388	120	913	0,66	119	34	1889
M169	-37,6386	-70,6628	Cone	3	9	931	58	806	0,87	111	33	1884
M170	-37,6391	-70,6684	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	28	19	1834
M171	-37,6273	-70,6617	Cone	3	9	1217	62	938	0,77	95	42	1857
M172	-37,6224	-70,6718	Cone	3	9	804	46	687	0,85	102	35	1850
M173	-37,6358	-70,6887	Cone	1	9	392	103	252	0,64	34	22	1869
M174	-37,6283	-70,6876	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	41	30	1878
M175	-37,6214	-70,6048	Cone	2	9	958	48	763	0,80	299	29	1758
M176	-37,5681	-70,7186	Cone	2	9	809	32	698	0,86	116	44	1767
M177	-37,5622	-70,7079	Cone	2	9	NA	NA	NA	NA	141	34	1762
M178	-37,9154	-70,6891	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	16	15	1233
M179	-37,9197	-70,7036	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	40	20	1261
M180	-37,85	-70,7126	Cone	4	9	1075	95	929	0,86	176	41	1399
M181	-37,8347	-70,7396	Cone	4	9	765	89	708	0,93	132	36	1443
M182	-37,8345	-70,7479	Cone	4	9	855	89	635	0,74	102	30	1394
M183	-37,7998	-70,7678	Cone	3	9	789	90	688	0,87	71	34	1416
M184	-37,7982	-70,7614	Cone	3	9	710	79	638	0,90	79	33	1376
M185	-37,8019	-70,7423	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	63	18	1320
M186	-37,7341	-70,8713	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	67	28	2124
M187	-37,7229	-70,8542	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	89	32	1971
M188	-37,7495	-70,77	Cone	1	9	NA	NA	NA	NA	23	23	1358
M189	-37,7464	-70,7901	Cone	2	9	592	84	467	0,79	151	43	1576
M190	-37,763	-70,8186	Cone	1	9	576	95	373	0,65	38	29	1552
M191	-38,2266	-70,812	Cone	1	8	NA	NA	NA	NA	58	29	1940
M192	-38,2348	-70,8267	Cone	1	8	NA	NA	NA	NA	45	19	2063

M193	-38,3031	-70,8117	Cone	2	8	NA	NA	NA	NA	116	36	1938
M194	-38,3288	-70,8134	Cone	2	8	767	137	306	0,40	68	25	1773
M195	-38,296	-70,8153	Cone	1	8	NA	NA	NA	NA	57	32	1936
M196	-38,2906	-70,8066	Cone	1	8	NA	NA	NA	NA	20	17	1849
M197	-38,2892	-70,8	Cone	1	8	NA	NA	NA	NA	36	22	1815
M198	-38,8822	-70,5312	Cone	4	5	976	86	800	0,82	116	38	1645
M199	-38,8859	-70,5411	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	36	15	1610
M201	-39,0386	-70,459	Cone	2	5	610	75	386	0,63	109	32	1608
M202	-38,9742	-70,3714	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	23	12	1366
M203	-38,9366	-70,4063	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	20	17	1400
M204	-38,9419	-70,4001	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	39	21	1400
M205	-38,9136	-70,2397	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	22	14	1166
M206	-38,8619	-70,4341	Cone	2	5	693	98	518	0,75	39	25	1368
M207	-38,8556	-70,4382	Cone	2	5	672	136	437	0,65	82	38	1359
M208	-38,9559	-70,4293	Cone	2	5	690	13	470	0,68	61	28	1367
M209	-38,9554	-70,4342	Cone	3	5	506	102	463	0,92	102	45	1403
M210	-38,9396	-70,4166	Cone	1	5	598	113	515	0,86	62	24	1483
M211	-38,9291	-70,4146	Cone	2	5	385	155	200	0,52	54	32	1444
M213	-38,9127	-70,4255	Cone	2	5	779	78	585	0,75	76	28	1543
M214	-38,9172	-70,446	Cone	2	5	713	86	396	0,56	105	40	1694
M215	-38,9137	-70,4406	Cone	1	5	309	57	212	0,69	47	25	1624
M218	-40,3557	-70,4081	Cone	2	1	985	78	860	0,87	65	22	1193
M219	-40,3657	-70,3988	Cone	1	1	860	106	668	0,78	67	26	1162
M221	-40,338	-70,3986	Cone	1	1	860	106	668	0,78	37	15	1197
M222	-40,344	-70,3865	Cone	1	1	860	106	668	0,78	61	30	1149
M223	-40,2603	-71,1232	Cone	1	2	NA	NA	NA	NA	107	13	1197
M224	-40,2744	-71,1379	Cone	1	2	NA	NA	NA	NA	51	17	1693
M225	-38,5328	-70,7037	Cone	2	7	579	94	345	0,60	85	24	1338
M226	-38,5612	-70,6509	Cone	2	7	1501	91	1048	0,70	177	30	1437
M227	-38,8063	-70,5969	Cone	4	5	893	67	753	0,84	101	38	2154
M228	-38,8205	-70,5595	Cone	4	5	1581	114	1237	0,78	113	30	1808
M229	-38,8121	-70,5555	Cone	2	5	688	101	578	0,84	88	27	1808

M230	-38,7995	-70,5506	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	111	31	1880
M231	-38,8053	-70,5513	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	48	29	1792
M232	-38,7933	-70,5505	Cone	3	5	788	46	597	0,76	116	36	1987
M233	-38,7994	-70,5448	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	68	39	1774
M234	-38,7815	-70,567	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	69	26	1903
M235	-38,7961	-70,566	Cone	3	5	1176	147	756	0,64	175	33	2010
M236	-38,8282	-70,6041	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	40	27	2107
M237	-38,8221	-70,5945	Cone	2	5	904	86	597	0,66	42	19	2064
M238	-38,8919	-70,5621	Cone	3	5	707	101	571	0,81	118	33	1705
M239	-38,8977	-70,5835	Cone	3	5	588	42	387	0,66	51	23	1872
M240	-38,8928	-70,5833	Cone	3	5	744	25	464	0,62	127	34	1870
M241	-38,8802	-70,5223	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	45	23	1499
M242	-39,034	-70,4979	Cone	2	5	1248	85	730	0,58	89	27	1852
M243	-39,1119	-70,4706	Cone	1	5	1192	83	800	0,67	57	19	1673
M244	-39,2434	-70,533	Cone	3	5	1924	13	1689	0,88	169	35	1878
M245	-39,192	-70,5423	Cone	1	5	1492	117	925	0,62	53	24	1670
M246	-39,3151	-70,6601	Cone	4	5	1877	47	1228	0,65	164	40	1614
M247	-39,506	-70,6966	Cone	1	0	NA	NA	NA	NA	30	14	1368
M248	-38,6341	-70,679	Cone	3	5	1782	160	1443	0,81	198	42	1514
M249	-38,1605	-70,8211	Cone	1	8	396	83	233	0,59	50	24	1629
M250	-38,134	-70,7906	Cone	1	8	586	99	336	0,57	29	28	1399
M251	-38,9118	-70,9769	Cone	4	6	1500	126	1200	0,80	77	25	1666
M252	-38,8895	-70,9353	Cone	1	6	NA	NA	NA	NA	65	29	1614
M253	-38,8654	-70,9291	Cone	4	6	1717	45	1411	0,82	126	30	1791
M254	-38,8296	-70,8702	Cone	2	6	NA	NA	NA	NA	85	37	1994
M256	-39,1075	-70,3458	Cone	1	5	1034	80	770	0,74	61	20	1444
M257	-38,7146	-70,615	Cone	4	5	1367	87	1084	0,79	171	50	1654
M261	-38,4314	-70,5792	Cone	2	7	1048	56	922	0,88	95	26	1096
M262	-39,9971	-70,7112	Cone	4	0	NA	NA	NA	NA	225	38	1370
M263	-39,8874	-70,8957	Cone	2	0	NA	NA	NA	NA	62	20	1182
M264	-39,8751	-70,8873	Cone	1	0	NA	NA	NA	NA	158	47	1105
M265	-38,783	-70,4042	Cone	2	0	NA	NA	NA	NA	102	39	1362

M266	-38,7415	-70,4907	Cone	1	5	704	171	401	0,57	25	16	1423
M267	-38,7446	-70,5214	Cone	1	5	1054	65	664	0,63	23	11	1467
M268	-38,6893	-70,6072	Cone	1	5	1168	85	818	0,70	65	22	1692
M269	-38,6693	-70,4101	Cone	1	5	NA	NA	NA	NA	44	16	1064
M270	-38,6697	-70,4272	Cone	1	5	1440	172	1126	0,78	40	16	1071
M271	-38,6869	-70,3995	Cone	1	5	550	75	350	0,64	24	15	1095
M272	-38,3481	-70,6944	Cone	1	8	637	148	399	0,63	99	37	1472
M274	-38,7046	-70,524	Cone	3	5	1115	76	848	0,76	122	44	1320
M275	-37,8476	-70,6879	Cone	3	9	1701	106	1036	0,61	162	37	1332
M276	-37,8504	-70,7082	Cone	3	9	1293	95	947	0,73	182	42	1390
M277	-37,5778	-70,6899	Cone	2	9	1091	27	694	0,64	86	32	1225
M278	-37,9724	-70,8973	Cone	1	0	NA	NA	NA	NA	9	12	1940
M279	-39,8593	-70,1235	Cone	1	3	NA	NA	NA	NA	44	30	840
P001	-39,1777	-69,8823	Maar	NA	1	1332	58	1157	0,87	43	0,047	1242
P002	-40,3161	-70,418	Maar	NA	1	946,739	52	678,762	0,72	59	0,064	1045
P008	-40,3019	-70,4761	Maar	NA	1	1224,398	59	742,005	0,61	29	0,060	1080
P004	-40,372	-70,409	Maar	NA	1	855,294	56	677,843	0,79	65	0,073	1060
P073	-40,2682	-71,022	Maar	NA	1	539,982	45	406,966	0,75	30	0,095	1161
P003	-40,3824	-70,3908	Maar	NA	1	675,864	176	457,044	0,68	42	0,311	1059
P009	-40,3715	-70,3881	Maar	NA	1	379,25	35	270,645	0,71	30	0,108	1056
P005	-40,287	-70,3573	Maar	NA	1	794,093	96	720,036	0,91	34	0,127	971
P006	-40,2658	-70,3182	Maar	NA	1	1369,348	10	482,642	0,35	25	0,011	934
P007	-40,2309	-70,3612	Maar	NA	1	1150	59	1050	0,91	52	0,054	908
P074	-40,2866	-70,4554	Maar	NA	1	675,091	69	553,265	0,82	104	0,112	1061
P075	-40,2699	-70,461	Maar	NA	1	1086,481	35	640	0,59	36	0,041	1065
P010	-40,2209	-70,4136	Maar	NA	1	822,866	35	673,036	0,82	62	0,047	967
P011	-40,2638	-71,0118	Maar	NA	2	655,302	97	464,634	0,71	14	0,173	1159
P012	-40,2633	-71,0232	Maar	NA	2	208,796	52	178,753	0,86	12	0,268	1177
P013	-40,2694	-71,0295	Maar	NA	2	442,699	39	323,254	0,73	17	0,102	1165
P014	-40,2168	-70,469	Maar	NA	7	517	10	436	0,84	62	0,021	1034
P015	-39,8798	-70,6119	Maar	NA	1	1188,606	145	967,715	0,81	131	0,134	1182
P016	-39,6287	-70,6902	Maar	NA	4	2767,244	102	1128,66	0,41	67	0,052	1071

P017	-39,6108	-70,6874	Maar	NA	4	353,5	64	289,463	0,82	22	0,199	1161
P018	-39,5964	-70,6317	Maar	NA	4	389,966	57	339,044	0,87	11	0,156	1117
P019	-37,6234	-70,655	Maar	NA	9	594,259	79	399,34	0,67	80	0,159	1726
P020	-37,554	-70,7039	Maar	NA	9	506,167	56	317,581	0,63	7	0,136	1727
P021	-39,0299	-70,4443	Maar	NA	5	314,305	167	201,712	0,64	2	0,647	1475
P022	-39,025	-70,4471	Maar	NA	5	228,346	69	196,819	0,86	0,5	0,325	1491
P023	-39,0187	-70,4335	Maar	NA	5	1229,748	80	666,013	0,54	26	0,084	1434
P024	-39,0123	-70,4174	Maar	NA	5	436,993	102	226,725	0,52	8	0,307	1428
P025	-39,009	-70,4334	Maar	NA	5	1873,178	90	1231,13	0,66	138	0,058	1318
P026	-39,0025	-70,4158	Maar	NA	5	142,152	73	132,115	0,93	0,5	0,532	1427
P027	-38,987	-70,4211	Maar	NA	5	287,383	104	215,409	0,75	8	0,414	1418
P028	-38,9838	-70,397	Maar	NA	5	537,403	95	344,561	0,64	10	0,215	1369
P029	-38,9791	-70,3742	Maar	NA	5	239,846	48	172,922	0,72	15	0,233	1342
P030	-38,9682	-70,3729	Maar	NA	5	436,165	53	360,828	0,83	9	0,133	1325
P031	-38,9672	-70,3795	Maar	NA	5	347,623	64	324,351	0,93	14	0,190	1328
P032	-38,9605	-70,3872	Maar	NA	5	650,583	52	590,424	0,91	19	0,084	1330
P033	-38,9557	-70,4199	Maar	NA	5	736,495	64	472,492	0,64	120	0,106	1288
P034	-38,9522	-70,3946	Maar	NA	5	370,984	107	160,68	0,43	7	0,403	1346
P035	-38,9467	-70,397	Maar	NA	5	275,345	38	247,554	0,90	37	0,145	1331
P036	-38,9368	-70,4035	Maar	NA	5	196,815	75	143,87	0,73	3	0,440	1367
P037	-38,9438	-70,4035	Maar	NA	5	485,512	123	305,776	0,63	52	0,311	1361
P038	-38,7626	-70,3024	Maar	NA	5	441,161	112	341,226	0,77	98	0,286	1006
P039	-39,1195	-70,4729	Maar	NA	5	310,333	28	225,94	0,73	24	0,104	1566
P040	-39,1138	-70,4229	Maar	NA	5	613,109	40	384,842	0,63	36	0,080	1411
P041	-39,1162	-70,4128	Maar	NA	5	353,977	76	315,193	0,89	7	0,227	1399
P042	-39,2398	-70,452	Maar	NA	5	1104,027	66	981,15	0,89	17	0,063	1261
P043	-39,5343	-70,6451	Maar	NA	4	1040,475	104	625,895	0,60	88	0,125	1209
P044	-39,5362	-70,664	Maar	NA	4	518,415	73	484,18	0,93	11	0,146	1263
P045	-39,5627	-70,7135	Maar	NA	4	1085,645	75	877,806	0,81	7	0,076	1267
P046	-39,5747	-70,6971	Maar	NA	4	975,146	102	439,641	0,45	9	0,144	1260
P047	-39,6523	-70,6432	Maar	NA	4	1339,308	77	863,129	0,64	5	0,070	1091
P048	-39,7487	-70,3941	Maar	NA	3	593,897	53	526,357	0,89	63	0,095	1050

P049	-39,7307	-70,4105	Maar	NA	3	632,571	45	533,586	0,84	94	0,077	1050
P050	-39,7773	-70,4483	Maar	NA	3	379,383	63	346,234	0,91	18	0,174	1251
P051	-39,7724	-70,4651	Maar	NA	3	763,327	105	360,04	0,47	26	0,187	1274
P052	-39,7722	-70,3817	Maar	NA	3	793,374	76	584,424	0,74	33	0,110	1014
P053	-38,4785	-70,695	Maar	NA	5	723,071	90	518,9	0,72	26	0,145	1144
P054	-39,2829	-70,5183	Maar	NA	5	4996,751	105	3265,176	0,65	211	0,025	1346
P055	-40,3269	-70,4455	Maar	NA	1	554,28	48	432,251	0,78	76	0,097	1099
P056	-38,9673	-70,4381	Maar	NA	5	805,525	179	574,508	0,71	156	0,259	1265
P057	-39,2582	-70,4142	Maar	NA	5	156,426	136	80,97	0,52	7	1,146	1292
P058	-39,2576	-70,4327	Maar	NA	5	318,365	103	126,131	0,40	7	0,463	1277
P059	-39,2232	-70,4268	Maar	NA	5	558,202	101	336,882	0,60	34	0,226	1312
P060	-39,3196	-70,4911	Maar	NA	5	427,368	96	350,391	0,82	10	0,247	1498
P061	-39,2984	-70,5298	Maar	NA	5	479,705	26	260,177	0,54	10	0,070	1542
P062	-39,2722	-70,5617	Maar	NA	5	322,486	171	250,292	0,78	6	0,597	1601
P063	-39,2946	-70,534	Maar	NA	5	480,274	97	278,176	0,58	8	0,256	1550
P064	-39,6486	-70,6371	Maar	NA	4	1152,021	98	429,925	0,37	5	0,124	1089
P065	-38,5227	-70,7293	Maar	NA	7	369,079	60	352,085	0,95	79	0,166	1646
P066	-38,5498	-70,6938	Maar	NA	7	143,964	50	96,515	0,67	3	0,416	1152
P067	-38,9217	-70,3804	Maar	NA	5	802,245	83	547,924	0,68	30	0,123	1259
P068	-38,9588	-70,4598	Maar	NA	5	1976,535	82	1118,317	0,57	46	0,053	1240
P069	-38,9431	-70,4838	Maar	NA	5	1415,059	104	664,016	0,47	78	0,100	1281
P070	-39,2086	-70,3428	Maar	NA	5	646,59	162	357,136	0,55	27	0,323	1400
P071	-39,19	-70,3209	Maar	NA	5	434,57	86	269,204	0,62	54	0,244	1193
P072	-39,1231	-70,2912	Maar	NA	5	516,771	81	213,568	0,41	30	0,222	1360

Tabela S2 – Dados de elipsidade dos vulcões monogenéticos

Tag	Lat	Long	Type	Age	Cluster	Majo axis	Az Major axis	Minor axis	Minor/Major
M021	-40,3624	-70,4138	Cone	1	1	381	100	151	0,396
M194	-38,3288	-70,8134	Cone	2	8	767	137	306	0,399
M074	-38,3331	-70,653	Cone	4	8	2652	93	1119	0,422
M100	-38,1742	-70,6602	Cone	2	8	1096	72	523	0,477
M089	-38,4709	-70,6269	Cone	2	7	1455	88	724	0,497
M149	-38,9365	-70,3212	Cone	2	5	744	84	377	0,507
M211	-38,9291	-70,4146	Cone	2	5	385	155	200	0,519
M030	-39,1122	-70,2666	Cone	1	5	605	136	330	0,545
M214	-38,9172	-70,446	Cone	2	5	713	86	396	0,556
M081	-37,9244	-70,7349	Cone	4	9	2150	90	1202	0,559
M022	-40,2765	-70,3214	Cone	1	1	957	153	543	0,567
M266	-38,7415	-70,4907	Cone	1	5	704	171	401	0,569
M250	-38,134	-70,7906	Cone	1	8	586	99	336	0,573
M154	-38,8326	-70,1279	Cone	1	5	485	121	279	0,576
M088	-38,4796	-70,5744	Cone	4	7	1883	95	1087	0,577
M011	-40,4902	-70,8072	Cone	3	1	2026	86	1177	0,581
M242	-39,034	-70,4979	Cone	2	5	1248	85	730	0,585
M016	-40,3721	-70,6106	Cone	1	1	859	4	503	0,585
M141	-39,7895	-70,2207	Cone	3	3	1097	85	644	0,587
M249	-38,1605	-70,8211	Cone	1	8	396	83	233	0,589
M061	-38,723	-70,5341	Cone	3	5	1067	89	633	0,594
M093	-38,79	-70,5147	Cone	3	5	1102	9	657	0,596
M225	-38,5328	-70,7037	Cone	2	7	579	94	345	0,597
M275	-37,8476	-70,6879	Cone	3	9	1701	106	1036	0,609
M010	-39,071	-70,305	Cone	5	5	2298	99	1419	0,618
M112	-37,8483	-70,596	Cone	2	0	1700	45	1050	0,618
M245	-39,192	-70,5423	Cone	1	5	1492	117	925	0,620
M108	-38,512	-70,6316	Cone	4	7	1293	79	806	0,624
M240	-38,8928	-70,5833	Cone	3	5	744	25	464	0,624
M018	-40,3525	-70,391	Cone	1	1	664	7	414	0,624

M101	-38,199	-70,65	Cone	1	8	762	103	476	0,624
M272	-38,3481	-70,6944	Cone	1	8	637	148	399	0,626
M025	-40,3957	-70,4741	Cone	1	1	578	27	363	0,627
M267	-38,7446	-70,5214	Cone	1	5	1054	65	664	0,630
M142	-39,7929	-70,2171	Cone	3	3	380	79	240	0,631
M201	-39,0386	-70,459	Cone	2	5	610	75	386	0,633
M110	-38,5263	-70,5889	Cone	4	7	1416	79	900	0,636
M277	-37,5778	-70,6899	Cone	2	9	1091	27	694	0,636
M271	-38,6869	-70,3995	Cone	1	5	550	75	350	0,637
M020	-40,3644	-70,4133	Cone	1	1	311	93	199	0,640
M173	-37,6358	-70,6887	Cone	1	9	392	103	252	0,642
M235	-38,7961	-70,566	Cone	3	5	1176	147	756	0,643
M041	-38,7617	-70,3819	Cone	4	5	1860	17	1200	0,645
M106	-38,1395	-70,6643	Cone	2	8	803	80	519	0,646
M190	-37,763	-70,8186	Cone	1	9	576	95	373	0,648
M207	-38,8556	-70,4382	Cone	2	5	672	136	437	0,649
M102	-38,1586	-70,6454	Cone	1	8	557	81	364	0,653
M027	-38,9088	-70,341	Cone	5	5	1816	85	1188	0,654
M246	-39,3151	-70,6601	Cone	4	5	1877	47	1228	0,654
M056	-38,9304	-70,313	Cone	2	5	726	95	476	0,656
M239	-38,8977	-70,5835	Cone	3	5	588	42	387	0,658
M168	-37,6504	-70,6731	Cone	3	9	1388	120	913	0,658
M050	-39,0105	-70,2368	Cone	4	5	1340	39	883	0,659
M237	-38,8221	-70,5945	Cone	2	5	904	86	597	0,661
M157	-38,4636	-70,6155	Cone	3	7	1514	96	1009	0,666
M076	-38,1812	-70,6966	Cone	4	8	1988	94	1331	0,669
M109	-38,5497	-70,5884	Cone	2	7	1365	75	916	0,671
M243	-39,1119	-70,4706	Cone	1	5	1192	83	800	0,671
M103	-38,1296	-70,702	Cone	2	8	529	83	356	0,673
M004	-39,1551	-70,2403	Cone	2	5	940	87	635	0,676
M116	-40,3782	-70,4902	Cone	1	1	1354	142	918	0,678
M208	-38,9559	-70,4293	Cone	2	5	690	13	470	0,681

M005	-39,1281	-70,2738	Cone	2	5	1341	119	916	0,683
M145	-39,0126	-70,2532	Cone	1	5	536	87	367	0,685
M215	-38,9137	-70,4406	Cone	1	5	309	57	212	0,688
M053	-38,9333	-70,3427	Cone	3	5	3738	85	2596	0,694
M162	-37,9056	-70,7549	Cone	2	9	660	94	459	0,696
M160	-38,2703	-70,7584	Cone	1	8	653	89	455	0,697
M079	-38,2455	-70,696	Cone	2	8	972	77	678	0,698
M226	-38,5612	-70,6509	Cone	2	7	1501	91	1048	0,698
M268	-38,6893	-70,6072	Cone	1	5	1168	85	818	0,700
M144	-39,0102	-70,2294	Cone	2	5	432	165	303	0,701
M124	-39,7376	-70,6791	Cone	5	4	820	82	577	0,704
M164	-37,7528	-70,6598	Cone	3	9	578	125	408	0,707
M091	-38,4818	-70,6461	Cone	3	7	1550	118	1097	0,708
M070	-38,2435	-70,6789	Cone	4	8	1654	80	1181	0,714
M058	-38,7524	-70,4844	Cone	5	5	2191	92	1568	0,715
M143	-39,3517	-70,5905	Cone	2	5	1685	26	1206	0,716
M087	-38,3357	-70,7546	Cone	4	8	2006	77	1436	0,716
M003	-39,1536	-70,2265	Cone	2	5	1380	85	990	0,717
M060	-38,7392	-70,5287	Cone	3	5	1186	51	851	0,717
M051	-39,0509	-70,2441	Cone	4	5	868	63	632	0,728
M130	-39,5898	-70,6634	Cone	2	4	496	149	361	0,729
M276	-37,8504	-70,7082	Cone	3	9	1293	95	947	0,732
M150	-38,93	-70,2939	Cone	3	5	1051	83	771	0,734
M013	-40,4188	-70,6344	Cone	2	1	714	116	524	0,734
M024	-40,2382	-70,2672	Cone	2	1	555	73	408	0,735
M078	-38,2281	-70,6749	Cone	2	8	1237	95	910	0,735
M032	-38,7373	-70,3148	Cone	4	5	2464	83	1818	0,738
M002	-39,0968	-70,1724	Cone	4	5	1314	84	974	0,741
M182	-37,8345	-70,7479	Cone	4	9	855	89	635	0,743
M256	-39,1075	-70,3458	Cone	1	5	1034	80	770	0,745
M138	-39,8563	-70,155	Cone	2	3	832	78	620	0,745
M059	-38,7525	-70,5052	Cone	3	5	1473	52	1100	0,746

M206	-38,8619	-70,4341	Cone	2	5	693	98	518	0,748
M046	-39,0921	-70,388	Cone	5	5	1468	82	1102	0,751
M213	-38,9127	-70,4255	Cone	2	5	779	78	585	0,751
M090	-38,4786	-70,6267	Cone	2	7	1570	70	1180	0,752
M232	-38,7933	-70,5505	Cone	3	5	788	46	597	0,758
M274	-38,7046	-70,524	Cone	3	5	1115	76	848	0,761
M065	-38,6839	-70,6234	Cone	3	5	916	92	697	0,761
M063	-38,7019	-70,5063	Cone	3	5	850	70	648	0,762
M121	-38,69	-70,4134	Cone	1	5	920	76	702	0,763
M064	-38,6987	-70,5334	Cone	2	5	674	53	514	0,763
M073	-38,3376	-70,6703	Cone	2	8	1196	92	914	0,765
M151	-38,9276	-70,2771	Cone	2	5	676	61	517	0,765
M001	-39,071	-70,1023	Cone	4	5	858	102	657	0,766
M131	-39,5862	-70,6605	Cone	2	4	454	114	349	0,767
M156	-38,4366	-70,5878	Cone	2	7	1306	80	1002	0,767
M085	-38,0054	-70,9387	Cone	2	0	1246	50	957	0,768
M161	-38,1885	-70,6902	Cone	2	8	745	77	572	0,769
M171	-37,6273	-70,6617	Cone	3	9	1217	62	938	0,771
M117	-40,2704	-71,1013	Cone	1	2	477	3	368	0,772
M038	-38,7722	-70,4038	Cone	3	5	1176	91	908	0,772
M071	-38,3542	-70,6797	Cone	3	8	1848	87	1434	0,776
M219	-40,3657	-70,3988	Cone	1	1	860	106	668	0,777
M221	-40,338	-70,3986	Cone	1	1	860	106	668	0,777
M222	-40,344	-70,3865	Cone	1	1	860	106	668	0,777
M012	-40,4193	-70,6285	Cone	2	1	353	75	274	0,778
M105	-38,123	-70,6726	Cone	2	8	930	82	724	0,778
M042	-40,3259	-70,3968	Cone	3	1	940	175	733	0,780
M080	-37,9177	-70,6728	Cone	5	9	1679	119	1312	0,781
M228	-38,8205	-70,5595	Cone	4	5	1581	114	1237	0,782
M270	-38,6697	-70,4272	Cone	1	5	1440	172	1126	0,782
M104	-38,1239	-70,6866	Cone	2	8	999	78	785	0,786
M189	-37,7464	-70,7901	Cone	2	9	592	84	467	0,789

M052	-39,0237	-70,2585	Cone	4	5	1268	91	1002	0,790
M047	-39,0611	-70,4491	Cone	4	5	1219	23	963	0,791
M043	-39,7558	-70,2701	Cone	3	3	920	156	728	0,791
M158	-38,2611	-70,7334	Cone	3	8	1046	70	829	0,792
M007	-39,1245	-70,3006	Cone	3	5	780	53	618	0,793
M257	-38,7146	-70,615	Cone	4	5	1367	87	1084	0,793
M175	-37,6214	-70,6048	Cone	2	9	958	48	763	0,796
M077	-38,1923	-70,721	Cone	3	8	1621	71	1294	0,798
M075	-38,2647	-70,7462	Cone	2	8	1036	65	829	0,800
M251	-38,9118	-70,9769	Cone	4	6	1500	126	1200	0,800
M107	-38,1333	-70,7128	Cone	1	8	632	84	507	0,802
M146	-39,0008	-70,2741	Cone	1	5	566	93	454	0,803
M139	-39,8802	-70,148	Cone	1	3	614	148	493	0,803
M034	-38,7333	-70,3429	Cone	3	5	1126	56	905	0,804
M238	-38,8919	-70,5621	Cone	3	5	707	101	571	0,808
M248	-38,6341	-70,679	Cone	3	5	1782	160	1443	0,810
M086	-38,2692	-70,829	Cone	2	8	926	82	751	0,811
M054	-38,9315	-70,3198	Cone	2	5	719	71	584	0,812
M033	-38,8253	-70,3197	Cone	4	5	964	38	786	0,815
M134	-39,5082	-70,6835	Cone	2	4	752	70	614	0,816
M133	-39,5066	-70,6743	Cone	2	4	1512	74	1235	0,817
M198	-38,8822	-70,5312	Cone	4	5	976	86	800	0,820
M253	-38,8654	-70,9291	Cone	4	6	1717	45	1411	0,822
M092	-38,4851	-70,6644	Cone	3	7	1827	78	1503	0,823
M026	-39,023	-70,3747	Cone	5	5	1173	81	968	0,825
M148	-38,9809	-70,3506	Cone	1	5	763	98	635	0,833
M111	-38,3029	-70,6444	Cone	2	8	1844	83	1545	0,838
M067	-38,8188	-70,4983	Cone	4	5	1015	109	851	0,838
M229	-38,8121	-70,5555	Cone	2	5	688	101	578	0,840
M096	-38,9554	-70,3255	Cone	2	5	1111	90	933	0,840
M167	-37,6478	-70,6867	Cone	3	9	764	58	642	0,841
M227	-38,8063	-70,5969	Cone	4	5	893	67	753	0,843

M068	-38,6687	-70,3981	Cone	2	5	1381	94	1166	0,844
M153	-38,8242	-70,066	Cone	1	5	386	60	328	0,849
M172	-37,6224	-70,6718	Cone	3	9	804	46	687	0,854
M132	-39,5773	-70,6603	Cone	1	4	255	58	219	0,858
M040	-38,7366	-70,4069	Cone	3	5	1263	15	1085	0,859
M210	-38,9396	-70,4166	Cone	1	5	598	113	515	0,860
M176	-37,5681	-70,7186	Cone	2	9	809	32	698	0,863
M180	-37,85	-70,7126	Cone	4	9	1075	95	929	0,864
M169	-37,6386	-70,6628	Cone	3	9	931	58	806	0,866
M019	-40,3446	-70,3951	Cone	1	1	446	136	386	0,866
M183	-37,7998	-70,7678	Cone	3	9	789	90	688	0,872
M218	-40,3557	-70,4081	Cone	2	1	985	78	860	0,874
M028	-38,8911	-70,3876	Cone	4	5	1705	76	1493	0,876
M244	-39,2434	-70,533	Cone	3	5	1924	13	1689	0,878
M261	-38,4314	-70,5792	Cone	2	7	1048	56	922	0,880
M029	-38,9828	-70,4096	Cone	4	5	1225	12	1080	0,882
M066	-38,4267	-70,568	Cone	4	7	1786	59	1595	0,893
M184	-37,7982	-70,7614	Cone	3	9	710	79	638	0,898
M152	-38,8259	-70,0698	Cone	1	5	436	60	396	0,908
M209	-38,9554	-70,4342	Cone	3	5	506	102	463	0,916
M181	-37,8347	-70,7396	Cone	4	9	765	89	708	0,925
M095	-38,9572	-70,3018	Cone	2	5	1149	101	1078	0,938
M137	-39,9887	-70,7647	Cone	2	0	1160	65	1090	0,940
M097	-38,993	-70,3311	Cone	4	5	1098	93	1044	0,950
M069	-38,692	-70,4254	Cone	2	5	1293	73	1231	0,953
M057	-38,9282	-70,2843	Cone	3	5	855	85	820	0,959
M122	-39,7994	-70,7019	Cone	2	0	1185	26	1142	0,964
M159	-38,26	-70,728	Cone	2	8	899	71	888	0,987
M163	-37,8347	-70,7331	Cone	4	9	1344	88	1344	0,999
M023	-40,3335	-70,4078	Cone	2	1	450	120	451	1,003
P001	-39,1777	-69,8823	Maar	NA	1	1332	58	1157	0,869

P002	-40,3161	-70,418	Maar	NA	1	947	52	679	0,717
P008	-40,3019	-70,4761	Maar	NA	1	1224	59	742	0,606
P004	-40,372	-70,409	Maar	NA	1	855	56	678	0,793
P073	-40,2682	-71,022	Maar	NA	1	540	45	407	0,754
P003	-40,3824	-70,3908	Maar	NA	1	676	176	457	0,676
P009	-40,3715	-70,3881	Maar	NA	1	379	35	271	0,714
P005	-40,287	-70,3573	Maar	NA	1	794	96	720	0,907
P006	-40,2658	-70,3182	Maar	NA	1	1369	10	483	0,352
P007	-40,2309	-70,3612	Maar	NA	1	1150	59	1050	0,913
P074	-40,2866	-70,4554	Maar	NA	1	675	69	553	0,820
P075	-40,2699	-70,461	Maar	NA	1	1086	35	640	0,589
P010	-40,2209	-70,4136	Maar	NA	1	823	35	673	0,818
P011	-40,2638	-71,0118	Maar	NA	2	655	97	465	0,709
P012	-40,2633	-71,0232	Maar	NA	2	209	52	179	0,856
P013	-40,2694	-71,0295	Maar	NA	2	443	39	323	0,730
P014	-40,2168	-70,469	Maar	NA	7	517	10	436	0,843
P015	-39,8798	-70,6119	Maar	NA	1	1189	145	968	0,814
P016	-39,6287	-70,6902	Maar	NA	4	2767	102	1129	0,408
P017	-39,6108	-70,6874	Maar	NA	4	354	64	289	0,819
P018	-39,5964	-70,6317	Maar	NA	4	390	57	339	0,869
P019	-37,6234	-70,655	Maar	NA	9	594	79	399	0,672
P020	-37,554	-70,7039	Maar	NA	9	506	56	318	0,627
P021	-39,0299	-70,4443	Maar	NA	5	314	167	202	0,642
P022	-39,025	-70,4471	Maar	NA	5	228	69	197	0,862
P023	-39,0187	-70,4335	Maar	NA	5	1230	80	666	0,542
P024	-39,0123	-70,4174	Maar	NA	5	437	102	227	0,519
P025	-39,009	-70,4334	Maar	NA	5	1873	90	1231	0,657
P026	-39,0025	-70,4158	Maar	NA	5	142	73	132	0,929
P027	-38,987	-70,4211	Maar	NA	5	287	104	215	0,750
P028	-38,9838	-70,397	Maar	NA	5	537	95	345	0,641
P029	-38,9791	-70,3742	Maar	NA	5	240	48	173	0,721
P030	-38,9682	-70,3729	Maar	NA	5	436	53	361	0,827

P031	-38,9672	-70,3795	Maar	NA	5	348	64	324	0,933
P032	-38,9605	-70,3872	Maar	NA	5	651	52	590	0,908
P033	-38,9557	-70,4199	Maar	NA	5	736	64	472	0,642
P034	-38,9522	-70,3946	Maar	NA	5	371	107	161	0,433
P035	-38,9467	-70,397	Maar	NA	5	275	38	248	0,899
P036	-38,9368	-70,4035	Maar	NA	5	197	75	144	0,731
P037	-38,9438	-70,4035	Maar	NA	5	486	123	306	0,630
P038	-38,7626	-70,3024	Maar	NA	5	441	112	341	0,773
P039	-39,1195	-70,4729	Maar	NA	5	310	28	226	0,728
P040	-39,1138	-70,4229	Maar	NA	5	613	40	385	0,628
P041	-39,1162	-70,4128	Maar	NA	5	354	76	315	0,890
P042	-39,2398	-70,452	Maar	NA	5	1104	66	981	0,889
P043	-39,5343	-70,6451	Maar	NA	4	1040	104	626	0,602
P044	-39,5362	-70,664	Maar	NA	4	518	73	484	0,934
P045	-39,5627	-70,7135	Maar	NA	4	1086	75	878	0,809
P046	-39,5747	-70,6971	Maar	NA	4	975	102	440	0,451
P047	-39,6523	-70,6432	Maar	NA	4	1339	77	863	0,644
P048	-39,7487	-70,3941	Maar	NA	3	594	53	526	0,886
P049	-39,7307	-70,4105	Maar	NA	3	633	45	534	0,844
P050	-39,7773	-70,4483	Maar	NA	3	379	63	346	0,913
P051	-39,7724	-70,4651	Maar	NA	3	763	105	360	0,472
P052	-39,7722	-70,3817	Maar	NA	3	793	76	584	0,737
P053	-38,4785	-70,695	Maar	NA	5	723	90	519	0,718
P054	-39,2829	-70,5183	Maar	NA	5	4997	105	3265	0,653
P055	-40,3269	-70,4455	Maar	NA	1	554	48	432	0,780
P056	-38,9673	-70,4381	Maar	NA	5	806	179	575	0,713
P057	-39,2582	-70,4142	Maar	NA	5	156	136	81	0,518
P058	-39,2576	-70,4327	Maar	NA	5	318	103	126	0,396
P059	-39,2232	-70,4268	Maar	NA	5	558	101	337	0,604
P060	-39,3196	-70,4911	Maar	NA	5	427	96	350	0,820
P061	-39,2984	-70,5298	Maar	NA	5	480	26	260	0,542
P062	-39,2722	-70,5617	Maar	NA	5	322	171	250	0,776

P063	-39,2946	-70,534	Maar	NA	5	480	97	278	0,579
P064	-39,6486	-70,6371	Maar	NA	4	1152	98	430	0,373
P065	-38,5227	-70,7293	Maar	NA	7	369	60	352	0,954
P066	-38,5498	-70,6938	Maar	NA	7	144	50	97	0,670
P067	-38,9217	-70,3804	Maar	NA	5	802	83	548	0,683
P068	-38,9588	-70,4598	Maar	NA	5	1977	82	1118	0,566
P069	-38,9431	-70,4838	Maar	NA	5	1415	104	664	0,469
P070	-39,2086	-70,3428	Maar	NA	5	647	162	357	0,552
P071	-39,19	-70,3209	Maar	NA	5	435	86	269	0,619
P072	-39,1231	-70,2912	Maar	NA	5	517	81	214	0,413

Tabela S3 – Localização das amostras

Sample	Location	Location	centro vulcânico	TIPO DE VULCÃO
ANT-10A	26,131056°S	67,382861°W	Neo Alumbreira Volcano	cone de escoria policiclico
ANT-12	26,146861°S	67,383472°W	Neo Alumbreira Volcano	cone de escoria policiclico
ANT-18	26,141972°S	67,383222°W	Paleo Alumbreira Volcano	cone de escoria policiclico
ANT-22	26,1330288°S	67,3787788 W	Paleo Alumbreira Volcano	
ANT-26	26,181806°S	67,418444°W	Neo Alumbreira Volcano	cone de escoria policiclico
ANT-28A	26,153972°S	67,379056°W	Paleo Alumbreira Volcano	cone de escoria policiclico
ANT-38	26,162917°S	67,370167°W	Neo Alumbreira Volcano	cone de escoria policiclico
ANT-07A	26,129389°S	67,417444°W	Paleo De La Laguna Volcano	cone de escoria policiclico
ANT-23	26,127972°S	67,428361°W	Neo De La Laguna Volcano	cone de escoria policiclico
ANT-34	26,1166398°S	67,4201398 W	Paleo De La Laguna Volcano	
ANT-41C	26,139536°S	67,419429°W	Paleo De La Laguna Volcano	cone de escoria policiclico
PV-1	26,730722°S	67,195694°W		domo (parte piroclastica)
PV-2	26,730722°S	67,195694°W		domo (parte piroclastica)

PV-3	26,732583°S	67,280528°W	cone
PV-4	26,754000°S	67,274250°W	maar
PV-5	26,759694°S	67,287389°W	domo
PV-11	26,833833°S	67,336250°W	tuff ring
PVC2	26,719154°S	67,306906°W	cone
PVC4	26,729866°	67,313332°W	cone
PVD5	26,127972°S	67,204027°W	domo
PVD6	26,728851°S	67,206150°W	domo

Tabela S4 – Dados geoquímicos de rocha total dos vulcões Alumbreira e De La Laguna

Sample	Alumbreira Volcano							De La Laguna Volcano			
	ANT-10A	ANT-12	ANT-18	ANT-22	ANT-26	ANT-28A	ANT-38	ANT-07	ANT-23	ANT-34	ANT-41C
SiO ₂	50.39	52.27	52.59	52.52	52.32	52.23	50.69	52.91	52.56	52.58	53.34
Al ₂ O ₃	14.34	16.06	16.20	16.32	16.31	16.31	14.95	16.39	16.06	16.11	16.35
Fe ₂ O ₃	9.18	9.04	8.98	8.99	8.95	9.00	9.03	8.40	8.13	8.45	8.14
MgO	11.74	6.84	6.25	6.35	6.30	6.29	10.36	7.34	6.91	7.40	6.97
MnO	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12	0.13	0.12
CaO	7.44	7.14	6.92	6.88	7.01	6.96	7.69	7.37	7.31	7.15	7.26
Na ₂ O	3.01	3.47	3.57	3.61	3.64	3.55	3.07	3.31	3.31	3.25	3.39
K ₂ O	1.84	2.37	2.53	2.55	2.52	2.50	1.86	2.05	2.19	2.14	2.12
TiO ₂	1.35	1.91	2.06	2.05	2.06	2.04	1.39	1.38	1.45	1.49	1.40
P ₂ O ₅	0.31	0.51	0.47	0.48	0.47	0.48	0.31	0.31	0.35	0.35	0.31
LOI	-0.3	-0.2	-0.1	-0.3	-0.1	0.1	0.0	0.0	1.2	0.5	0.2
Sum	99.62	99.66	99.69	99.70	99.70	99.67	99.64	99.68	99.69	99.68	99.70
Ba	397	542	493	501	491	512	417	508	551	513	491
Rb	41.2	59.3	60.8	58.1	57.4	59.9	45.2	56.7	65.2	60.4	57.4
Sr	584.3	711.6	653.0	658.2	651.1	670.8	623.7	581.6	554.4	569.9	556.7
Nb	20.9	35.7	33.2	31.8	32.1	34.4	21.9	17.9	22.8	23.4	18.8
Zr	146.6	235.4	237.5	233.3	237.9	244.3	156.0	180.3	204.3	193.3	186.8
Y	19.0	23.6	22.4	21.5	22.3	22.7	21.1	20.9	20.1	21.2	20.1
Ta	1.6	2.2	2.1	2.0	2.2	2.1	1.5	1.1	1.4	1.5	1.2
Ni	306	115	96	96	95	118	232	125	109	132	118
Sc	22	19	19	19	18	19	22	21	20	20	20
Co	73.5	49.8	44.3	49.6	42.1	49.4	67.0	63.9	49.7	56.7	48.5
Ga	16.0	20.2	20.6	21.1	19.9	20.4	17.7	17.9	16.8	17.4	18.0
Th	5.4	7.0	6.5	6.6	6.7	6.5	5.8	6.1	7.5	6.5	6.2
U	1.4	1.5	1.4	1.8	1.4	1.6	1.6	1.5	1.7	1.5	1.4
V	172	173	168	168	170	169	177	201	182	188	197
W	242.0	272.3	115.1	132.3	99.2	237.6	180.2	203.8	148.1	173.6	115.3
La	32.9	48.9	42.6	41.5	42.7	43.4	35.4	33.5	36.7	34.7	33.2
Ce	62.8	96.2	86.4	82.5	85.9	88.4	68.4	67.2	72.9	67.7	66.8

Pr	7.14	11.04	9.84	9.75	9.79	10.22	7.79	7.91	8.54	8.07	8.05
Nd	26.9	42.1	38.6	37.7	37.7	40.7	30.7	30.7	32.7	31.1	31.8
Sm	5.10	7.70	6.93	6.97	7.09	7.45	5.52	5.73	6.00	5.84	5.79
Eu	1.43	2.12	1.97	1.98	1.94	2.07	1.61	1.57	1.56	1.55	1.58
Gd	4.50	6.43	6.19	6.10	6.06	6.25	4.93	5.08	5.11	5.19	5.15
Tb	0.64	0.87	0.84	0.83	0.84	0.82	0.68	0.73	0.74	0.75	0.73
Dy	3.65	4.59	4.55	4.57	4.58	4.51	3.95	3.98	3.99	4.11	3.90
Ho	0.70	0.88	0.82	0.84	0.77	0.81	0.74	0.76	0.79	0.80	0.72
Er	1.92	2.42	2.26	2.38	2.29	2.39	2.20	2.04	2.20	2.25	2.06
Tm	0.26	0.31	0.29	0.31	0.28	0.31	0.28	0.31	0.29	0.30	0.30
Yb	1.74	2.08	1.89	1.88	1.92	1.94	1.88	1.88	1.84	1.98	1.79
Lu	0.24	0.27	0.27	0.28	0.27	0.28	0.28	0.29	0.29	0.30	0.29

Tabela S5 – Dados geoquímicos de rocha total da região de Pasto Ventura

Pasto Ventura Monogenetic Volcanoes Field

Sample	PV-1	PV-2	PV-3	PV-4	PV-5	PV-11	PVC-2	PVC-4	PVD-5	PV-10	PVD-6
SiO ₂	54.20	53.22	50.89	51.40	51.76	51.96	51.57	49.84	52.91	51.4	55.07
Al ₂ O ₃	15.52	15.12	15.72	15.09	15.34	15.81	15.83	15.67	15.11	15.5	15.61
Fe ₂ O ₃	7.58	7.44	8.21	8.50	8.28	8.61	8.32	9.10	7.43	9.25	7.00
MgO	6.99	6.89	7.74	8.67	8.14	7.96	7.83	9.09	7.02	9.39	5.66
MnO	0.12	0.15	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.12	0.15	0.11
CaO	7.38	7.93	8.78	8.42	8.64	8.23	8.48	9.10	8.27	8.96	7.50
Na ₂ O	3.53	3.49	3.43	3.23	3.45	3.32	3.65	3.04	3.42	3.23	3.67
K ₂ O	2.03	1.98	1.78	1.76	1.69	1.87	1.83	1.49	1.94	1.54	2.29
TiO ₂	1.09	1.08	1.13	1.09	1.09	1.18	1.17	1.13	1.08	1.16	1.07
P ₂ O ₅	0.36	0.38	0.34	0.27	0.29	0.30	0.48	0.28	0.39	0.31	0.43
LOI	0.7	1.8	1.4	1.0	0.7	0.2	0.2	0.7	1.9	0.34	1.1
Sum	99.64	99.66	99.66	99.65	99.65	99.66	99.63	99.65	99.67	101.42	99.67
Ba	570	660	528	410	463	419	588	392	721	375	740
Rb	55.8	51.6	47.9	49.0	38.7	51.1	43.1	32.2	47.3	36.1	62.9
Sr	797.7	814.8	760.5	666.6	747.9	652.4	968.5	653.3	806.2	612	887.7
Nb	15.7	14.6	12.5	9.7	9.5	13.1	15.5	11.1	13.9	10.1	16.2

Zr	237.4	227.0	169.6	171.7	190.2	188.8	185.6	157.0	223.5	150	232.0
Y	18.9	17.0	19.2	18.1	17.0	20.2	20.9	20.1	18.0	19.2	19.2
Ta	1.0	1.0	0.7	0.6	0.7	0.9	1	0.7	0.9	0.7	1.1
Ni	117	119	124	148	142	116	120	145	119	-	70
Sc	18	18	20	21	20	22	21	24	18	-	16
Co	71.0	54.0	52.7	57.5	58.1	58.8	47.6	56.1	42.2	-	41.3
Ga	21.7	20.2	19.3	18.5	19.2	19.2	18.1	17.2	18.5	22.6	18.9
Th	7.8	7.9	6.7	6.0	5.9	5.1	7.7	5.6	7.7	5.2	9.8
U	2.6	2.5	2.1	1.7	1.6	2.0	2.1	1.4	2.5	1.2	2.9
V	175	174	195	204	191	203	200	221	163	232	159
W	280.1	202.3	141.8	149.9	165.3	177.8	103.8	122.6	86.2	162.5	161.9
La	43.5	45.3	35.9	30.0	31.0	29.8	50.8	30.0	47.0	28.7	53.1
Ce	82.5	84.7	68.6	60.8	62.1	60.3	97.9	59.1	84.0	59.1	95.9
Pr	9.66	9.66	8.13	7.46	7.64	7.45	11.47	7.17	9.80	7.25	11.07
Nd	36.6	37.9	32.3	29.6	30.6	30.4	44	29.6	37.8	20.1	40.5
Sm	6.48	6.32	6.22	5.65	5.75	5.96	7.49	5.72	6.69	5.52	6.94
Eu	1.76	1.72	1.64	1.50	1.54	1.56	1.93	1.54	1.76	1.68	1.83
Gd	5.34	5.19	5.03	4.76	4.71	5.15	5.71	4.91	5.36	4.98	5.44
Tb	0.74	0.68	0.70	0.67	0.63	0.74	0.75	0.69	0.71	0.66	0.73
Dy	3.82	3.54	3.61	3.59	3.43	3.98	3.99	3.82	3.62	3.74	3.55
Ho	0.72	0.66	0.73	0.65	0.65	0.76	0.74	0.73	0.69	0.72	0.70
Er	1.98	1.84	1.99	1.92	1.84	2.17	2.04	2.12	1.81	2.38	1.90
Tm	0.29	0.24	0.25	0.27	0.24	0.31	0.29	0.29	0.26	0.27	0.26
Yb	1.76	1.67	1.72	1.64	1.54	1.90	1.79	1.73	1.65	1.66	1.68
Lu	0.27	0.23	0.26	0.25	0.23	0.28	0.26	0.29	0.25	0.23	0.25

Tabela S6 – Dados de isótopos Sm-Nd e Rb-Sr

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$	Error	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$	Error	$\epsilon_{\text{Nd}} (t)$	$\epsilon_{\text{Nd}} (t)$	TDM _(t)
ANT07	56.7	581.60	0.706245	0.70622	0.000020	5.71	28.92	0.119393	0.512529	0.512524	0.0000022	-2.1	-2.1	6.15
ANT12A	59.3	711.60	0.705761	0.70574	0.000023	7.95	41.81	0.114981	0.512575	0.512570	0.0000079	-1.2	-1.2	6.43
ANT28A	59.9	670.80	0.705656	0.70563	0.000044	6.57	33.71	0.117854	0.512530	0.512525	0.0000084	-2.1	-2.0	6.19
ANT34	60.4	569.90	0.707712	0.70768	0.000046	5.72	29.29	0.118091	0.512496	0.512491	0.0000096	-2.8	-2.7	6.05
PV5	38.7	747.90	0.706964	0.70695	0.000046	5.68	29.12	0.117950	0.512501	0.512496	0.0000098	-2.7	-2.6	6.07
PV10	36.1	612.00	0.705344	0.70534	0.000056	5.54	29.1	0.121858	0.512648	0.512642	0.0000077	0.2	0.3	6.60
PVC2	43.1	968.50	0.705525	0.70551	0.000047	7.89	45.65	0.104514	0.512563	0.512558	0.0000091	-1.5	-1.4	6.57
PVD6B	62.9	887.70	0.706541	0.70652	0.000037	6.19	35.74	0.104731	0.512529	0.512524	0.0000083	-2.1	-2.0	6.44

LANDFORM DISTRIBUTION AND SPATIAL ANALYSIS OF BACK-ARC MONOGENETIC VOLCANOES IN THE CENTRAL SOUTHERN VOLCANIC ZONE OF THE ANDES

Fernanda Silva Santos[1], UFRGS

Mauricio Barcelos Haag[2], UFRGS

Alberto Tomás Caselli[3], UNRN

José Marcelo Arnosio[4], UNSA

Alejandro David Baez[5], UNRN

Carlos Augusto Sommer[6], UFRGS

Walter Ariel Baez[7], UNSA

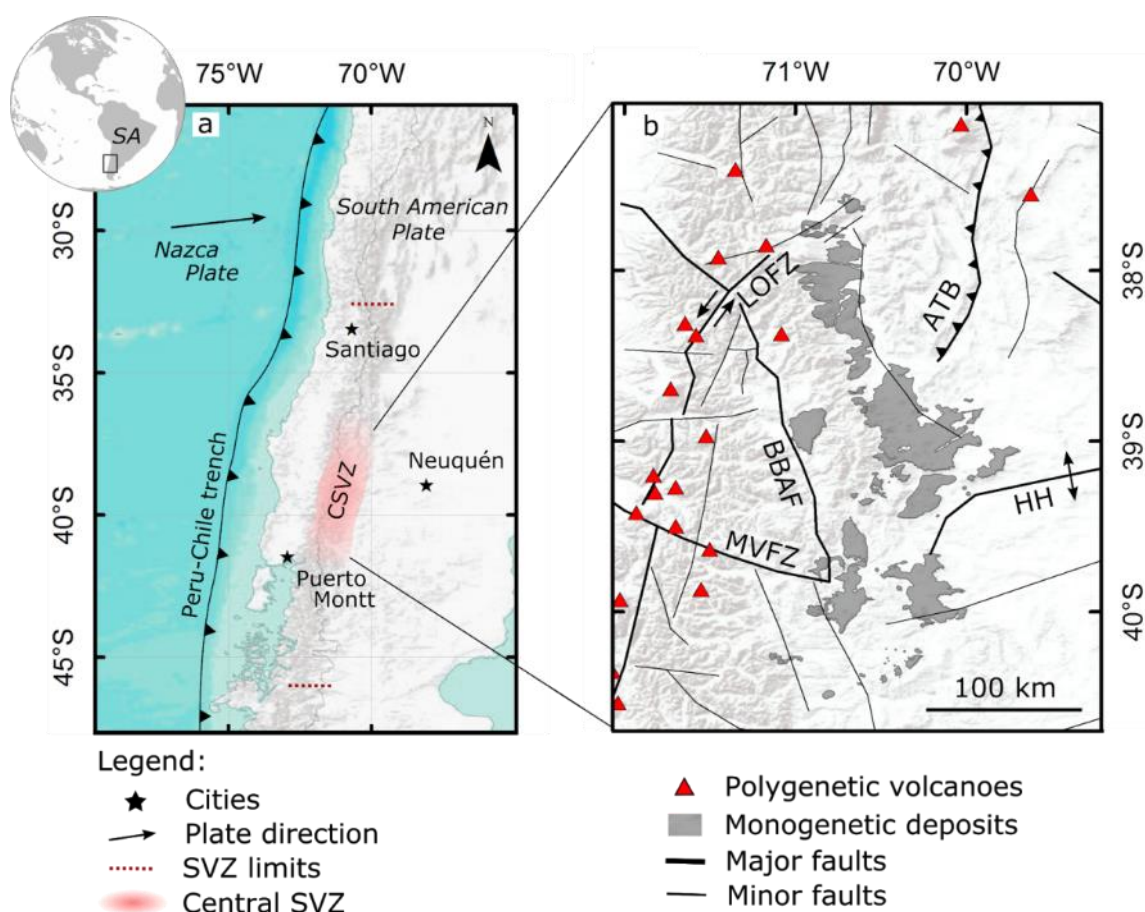
Keywords: Monogenetic volcanism. Southern Andes. Spatial analysis.

1. INTRODUCTION

Monogenetic volcanoes, which are formed during short-lived eruptions, compose the most common volcanic landforms on earth (WOOD, 1979). Several studies have shown that the morphology and spatial distribution of such small volcanoes can be used to identify several processes, including eruption dynamics, structural setting and tectonics (TIBALDI, 1995; KERESZTURI & NÉMETH, 2012). In special, the use of spatial analyses applied to monogenetic fields have returned interesting results, allowing the development of clustering, structural and hazard analyses in these areas (e.g., BRUNO *et al.*, 2006; KIYOSUGI *et al.*, 2012).

The Central section of the Andean Southern Volcanic Zone (Fig. 1a, CSVZ) composes one of the most active regions on Earth (STERN, 2004). In addition to the presence of several polygenetic volcanoes and calderas (e.g., Copahue, Callaqui, Antuco, and Llaima) this region also presents hundreds of small, back-arc monogenetic volcanoes showing widespread deposits (Fig. 1b) and variable morphologies. Despite its overwhelming presence in the back-arc region of the CSVZ, just a few works have explored the presence of monogenetic volcanoes in this setting and its connections with tectono-magmatic events (e.g., MUÑOZ & STERN, 1989; LARA *et al.*, 2006; CEMBRANO & LARA, 2009).

Figure 1 - (a) location map of the southern Andes highlighting the studied area; (b) relief map of the studied



area with the monogenetic deposits, main structures and polygenetic volcanoes of the CSVZ. Modified from Melnick and Echtler (2006), where ATB - Agrio Thrust Belt, BBAF - Bío-Bío Fault Zone, HH - Huincul High, LOFZ - Liquiñe-Ofqui Fault Zone, MVFZ - Mocha-Villarica Fault Zone.

In this work, we applied a GIS (Geographic Information System) approach in order to identify and classify each monogenetic volcano present in the CSVZ. The targets were

initially mapped using *GoogleEarth* (Google), in order to create a point dataset. The targets were then analyzed and classified in *ArcMap 10.5* (ESRI), using satellite imagery and an ALOS PALSAR digital elevation model (available at <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>) which presents a spatial resolution of 12.5 m. Once we finished our dataset, we used ArcMap spatial analyst to perform several analyses including Kernel Density Estimation (KDE) and Average Nearest Neighborhood (ANN).

2. RESULTS AND DISCUSSION

Monogenetic volcanoes are typically characterized by circular landforms with positive (spatter, cinder cones and their associated lava flows) or negative reliefs (phreatomagmatic structures including maars, tuff rings, and tuff cones) (LESTI *et al.*, 2008). In the CSZV we identified 336 monogenetic volcanoes with a predominance of cinder cones (80 %), phreatomagmatic volcanoes (19 %), and lava dome (1 %).

Cinder cones are the predominant landforms in the studied area and present a roughly elongated morphology, with many breached edifices and associated lava flows (Fig. 2a). Cinder cones also occur inside phreatomagmatic craters related to older lava flows (Fig. 2b), suggesting a shift in the eruption dynamics from phreatomagmatic to strombolian. Some cones form clusters which can be grouped by lineaments (ENE-WSW) related to possible dikes and feeding systems (Fig 2c). Lava domes are not expressive in the region and usually occur as isolated landforms (Fig 2d).

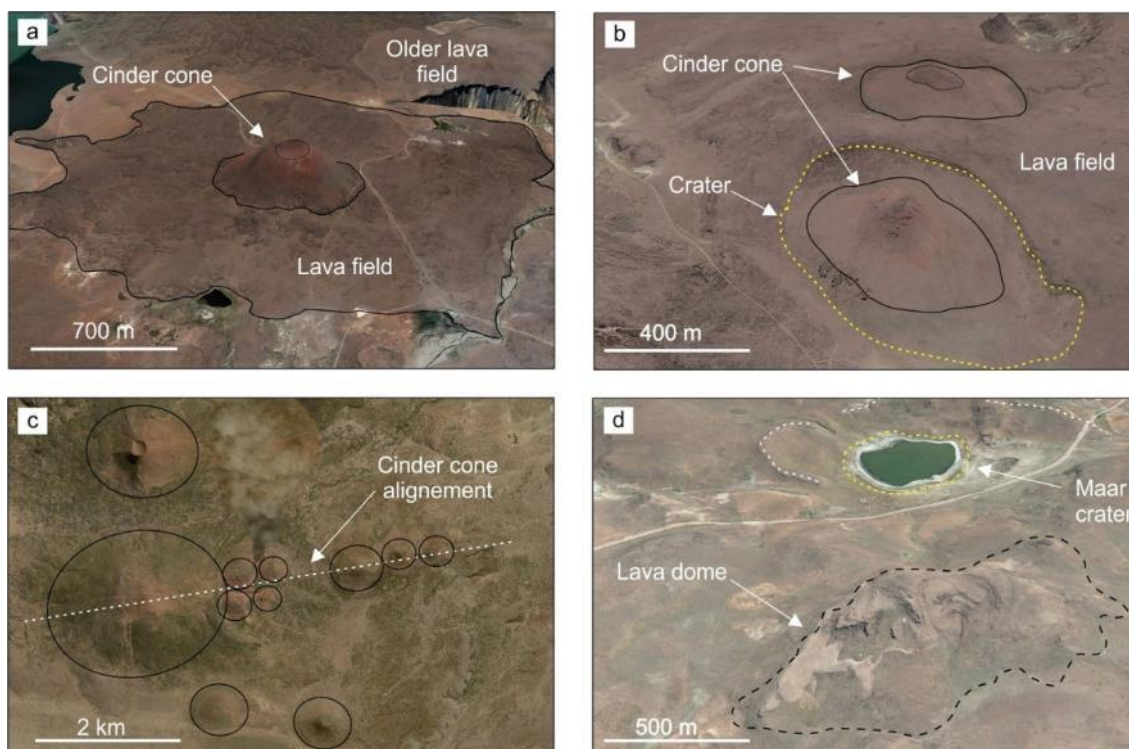


Figure 2 - representative examples of monogenetic volcanoes in the CSVZ: (a) cinder cone with lava flow, (b) cinder cone emplaced inside a maar-crater, (c) cinder cone alignment and (d) lava dome and maar. Vertical exaggeration of 3. Relative scale due to perspective. Credits: GoogleEarth (2019) and ESRI (2019).

Monogenetic volcanoes in the CSZV present a higher amount of phreatomagmatic volcanoes (19%) when compared to other monogenetic fields in the Andes, such as the souther Puna Plateau (HAAG *et al.*, 2019). This difference could be attributed to climate variations between these regions: while the CSVZ is marked by a wet climate with the presence of lakes and vegetation, the Puna Plateau sits above 3 km and comprises of the most arid regions on Earth.

The spatial distribution of monogenetic landforms follows the main volcanic arc, composing a NNW-SSE elongated back-arc region with hundreds of monogenetic volcanoes, which seem to be limited eastward by a regional NW-SE fault (Fig. 3a). Cinder cones are the predominant landforms between the cities of Loncupué and Zapala. From this interval south, a higher amount of phreatomagmatic volcanoes start to occur. From satellite imagery, it is not clear whether these landforms consist of primary phreatomagmatic volcanoes or rootless volcanic cones, as several examples in Iceland (BRUNO *et al.*, 2004).

KDE maps were created in order to evaluate preferential directions of volcanic vents, using different search radii (Fig. 3b-c). The higher vent densities were found in the center of the CSVZ (Fig. 3b), just a few kilometers west of Zapala city, where hundreds of monogenetic volcanoes cluster along local lineaments and form small, usually dissected plateaus. Using a smaller search radius of 25 km, we were able to detect local clusters of monogenetic vents with variable preferential directions, and a predominance of E-S and NNW-SSE groups.

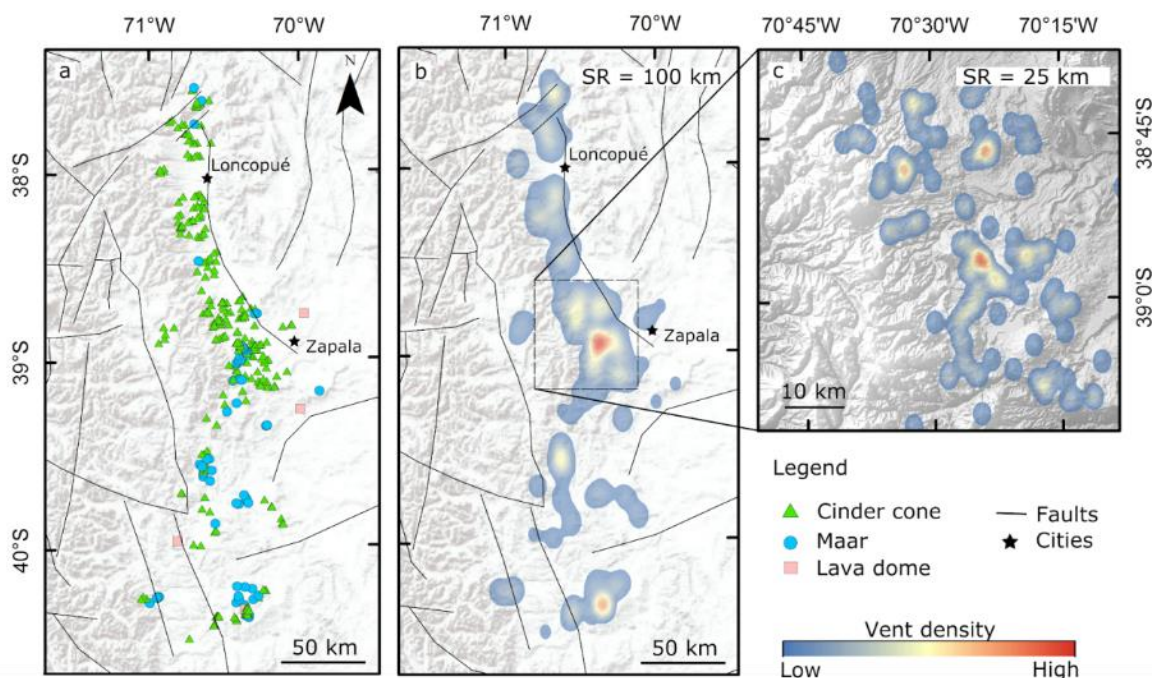


Figure 3 - (a) landform distribution of cinder cones, maars, and lava domes in the CSVZ; (b) KDE with a search radius (SR) of 100 km; (c) KDE map with a SR of 25 km. Structures modified from Melnick and Echtler (2006).

In this work we applied the ANN technique in order to obtain the clustering degree of our point dataset, allowing a quantitative assessment of the process (BRUNO *et al.*, 2006). This method involved the estimation of the expected distance (R_e) between each monogenetic volcano using all the points of the studied area. Then, every distance between a vent and its closest neighbor vent was measured, and these results averaged (R_o). Finally, the clustering degree was obtained through the ratio of R_o and R_e , where the value of the R-statistic represents a clustered (R-statistic ~ 0.0), random (R-statistic ~ 1.0) or dispersed (R-statistic ~ 2.0). The main results for the ANN analysis in the CSVZ are presented in Table 1, where all monogenetic vents show a high clustering degree with R-statistic values ranging from 0.381 to 0.392. These results match other ANN analysis performed in other

monogenetic fields, where R-statistic ranged from 0.49 to 0.81 (BISHOP, 2007; HAAG *et al.*, 2019).

Table 1: Results for the ANN in the CSVZ.

Landform	Re (m)	Ro (m)	R-statistic	Pattern
Cinder cones	5,013	1,912	0.381	Clustered
Maars	10,450	3,991	0.381	Clustered
All landforms	4,932	1,938	0.392	Clustered

3. FINAL REMARKS

In this work we mapped and classified the monogenetic volcanoes present in the back-arc region of the Central Southern Volcanic Zone (CSVZ) of the Andes, building the first complete catalog of monogenetic landforms in this region. The studied region presents a predominance of cinder cones (approximately 80%) and phreatomagmatic volcanoes (approximately 19%), which suggests an important role of water in the eruption dynamics. Several cinder cones and their related lava flows present extensive vegetation cover and are placed next to lakes, which is indicative of a wet climate for this region. Many cinder cones also show a clear association with local lineaments, suggesting a structural control over the occurrence of the monogenetic vents. There is a higher occurrence of phreatomagmatic volcanoes south of the Zapala city, which may be related to climate patterns and subsurface water. Kernel density maps indicate higher vent densities in the center of the CSVZ, where monogenetic landforms group, forming E-W and NNW-SSW elongated clusters. Overall, the Average Neighborhood Analysis indicates a high clustering degree for monogenetic vents in this region.

REFERENCES

BISHOP, M. A. Point pattern analysis of eruption points for the Mount Gambier volcanic sub-province: a quantitative geographical approach to the understanding of volcano distribution. *Area*, 39(2), 230–241, 2007.

- BRUNO, B. C.; FAGENTS, S. A.; THORDARSON, S.; BALOGA, S.; PILGER, E. Clustering within rootless cone groups on Iceland and Mars: Effect of nonrandom processes. *Journal of Geophysical Research*, 109(E7), 2004.
- BRUNO, B. C.; FAGENTS, S. A.; HAMILTON, C. W.; BURR, D. M.; BALOGA, S. M. Identification of volcanic rootless cones, ice mounds, and impact craters on Earth and Mars: Using spatial distribution as a remote sensing tool. *Journal of Geophysical Research*, 111(E6), 2006.
- CEMBRANO, J.; LARA, L. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1–2), 96–113, 2009.
- HAAG, M. B.; BAEZ, W. A.; SOMMER, C. A.; ARNOSIO, J. M.; FILIPOVICH, R. E. Geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the southern Puna Plateau (NW Argentina). *Geomorphology*, 342, 196–209, 2019.
- KERESZTURI, G.; NÉMETH, K. Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. In *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*. InTech, 2012.
- KIYOSUGI, K.; CONNOR, C. B.; WETMORE, P. H.; FERWERDA, B. P.; GERMA, A. M.; CONNOR, L. J.; HINTZ, A. R. Relationship between dike and volcanic conduit distribution in a highly eroded monogenetic volcanic field: San Rafael, Utah, USA. *Geology*, 40(8), 695–698, 2012.
- LARA, L. E.; LAVENU, A.; CEMBRANO, J.; RODRÍGUEZ, C. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1–2), 70–86, 2006.
- LESTI, C.; GIORDANO, G.; SALVINI, F.; CAS, R. Volcano tectonic setting of the intraplate, Pliocene-Holocene, Newer Volcanic Province (southeast Australia): Role of crustal fracture zones. *Journal of Geophysical Research*, 113(B7), 2008.
- MELNICK, D.; ECHTLER, H. P. Morphotectonic and Geologic Digital Map Compilations of the South-Central Andes (36°–42°S). In *The Andes* (pp. 565–568). Springer Berlin Heidelberg, 2006.
- MUÑOZ, J.; STERN, C. Alkaline magmatism within the segment 38– 39S of the Plio–Quaternary volcanic belt of the Southern South American continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4545–4560, 1989.

STERN, C. R. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 2004.

TIBALDI, A. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24521–24535, 1995.

50° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**IDENTIFICAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DO VULCANISMO MONOGENÉTICO
DA PORÇÃO CENTRAL DA ZONA VULCÂNICA SUL DOS ANDES**

*Santos, F.S.¹; Haag, M. B.¹; Sommer, C.A.¹; Arnosio, J. M.²; Caselli, A. T.³; Baez, A. D.³;
Baez, W. A.²,*

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ²Universidad Nacional de Salta,

³Universidad Nacional de Río Negro

Vulcões monogenéticos são formados durante erupções de curta duração e compõem as formas vulcânicas mais comuns da Terra. Vários estudos mostram que a morfologia e a distribuição espacial desses pequenos vulcões podem ser usadas para identificar vários processos, incluindo dinâmica de erupção, configuração estrutural e tectônica. O uso de análises espaciais aplicadas a campos monogenéticos permite o desenvolvimento de análises de agrupamentos estruturais e de risco. A porção Central da Zona Vulcânica dos Andes (CZVSA) corresponde a uma das regiões vulcânicas mais ativas da Terra. Essa região apresenta centenas de vulcões monogenéticos com morfologias variáveis. Neste trabalho, foi aplicado uma sistemática GIS (Sistema de Informações Geográficas) para identificar e classificar cada vulcão monogenético presente na CZVSA- Argentina, construindo o primeiro catálogo completo de formas de relevo monogenéticos desta área. Os alvos foram mapeados usando GoogleEarth, analisados e classificados no ArcMap 10.5, incluindo estimativa de densidade de Kernel (KDE) e média do vizinho mais próximo (ANN). Vulcões monogenéticos são tipicamente caracterizados por formas de relevo circulares com relevos positivos (cones de cinzas e fluxos de lavas associados) ou relevos negativos (estruturas freatomagmáticas, incluindo maars, tuff rings e tuff cones). Na CZVSA, identificamos 336 vulcões monogenéticos com predominância de cones de cinzas (80%), vulcões freatomagmáticos (19%) e domos de lava (1%). Os cones de escória são as formas de relevo predominantes na área e apresentam morfologia relativamente alongada, com edifícios rompidos e extensivos fluxos de lava associados. Os cones de escória também ocorrem dentro de crateras freatomagmáticas relacionadas a fluxos de lava mais antigos, o que sugere uma mudança na dinâmica da erupção de freatomagmática para estromboliana.

Alguns cones formam padrões que podem ser agrupados por lineamentos (ENE- WSW) relacionados a possíveis diques e sistemas de alimentação, enquanto domos ocorrem de formas isoladas. Os mapas de KDE foram criados para avaliar as direções preferenciais dos centros vulcânicos, usando diferentes raios de pesquisa. As maiores densidades de direções foram encontradas no centro da CZVSA poucos quilômetros a oeste da cidade de Zapala, onde centenas de vulcões monogenéticos se agrupam ao longo de lineamentos locais e formam pequenos platôs geralmente dissecados. Os principais resultados para a análise de ANN na CZVSA revelam que os cones monogenéticos apresentam um alto grau de agrupamento com valores de R estatístico variando de 0,381 a 0,392. A predominância de cones de escória e vulcões freatomagmáticos sugerem um importante papel da água na dinâmica da erupção. Vários cones de escória e seus fluxos de lava apresentam uma extensa cobertura vegetal e são colocados ao lado de lagos, o que é indicativo de um clima úmido para a região.

PALAVRAS- CHAVE: VULCANISMO, CONES MONOGENÉTICOS

XII SIMPÓSIO SUL- BRASILEIRO DE GEOLOGIA FLORIANÓPOLIS I SANTA CATARINA 20 A 22 DE SETEMBRO DE 2023

MORFOLOGIA E PETROLOGIA PRELIMINAR DE VULCÕES MONOGENÉTICOS DA REGIÃO DE ANTOFAGASTA DE LA SIERRA, ALTIPLANO PUNA- ANDES

Fernanda Silva Santos¹, Carlos Augusto Sommer², Gabriel Endrizzi³ Patrick Valle dos Santos Pontes⁴

¹ Universidade Federal do Rio Grande do sul,
ensinoppggeo@ufrgs.br: fernandasantos.geo@gmail.com

² Universidade Federal do Rio Grande do sul,
ensinoppggeo@ufrgs.br: carlos.sommer@ufrgs.br

³ Universidade Federal do Rio Grande do sul,
ensinoppggeo@ufrgs.br: gabriel.endrizzi@outlook.com;

⁴ Universidade Federal do Rio Grande do sul,
ensinoppggeo@ufrgs.br: phd.patrickvalle@gmail.com

O vulcanismo monogenético produz, em geral, vulcões de pequeno volume, com diversos estilos de erupção (explosivos e efusivos) incluindo, estromboliano, havaiano e freatomagmáticos. Diversos tipos de morfologias vulcânicas podem estar associadas ao vulcanismo monogenético, como cones de escória, fluxos de lavas fissurais, domos, pequenos vulcões em escudo, *tuff rings*, *tuff cones* e *maares*. Na maioria dos casos a gênese dos vulcões monogenéticos está vinculada a erupções de pequena intensidade e duração (horas a anos) e as composições basálticas a andesíticas. Os vulcões monogenéticos podem ser classificados de acordo com a morfologia do edifício que dependem de fatores endógenos (composição do magma, conteúdo de voláteis, taxa de ascensão, viscosidade, grau de cristalinidade, etc.) e fatores exógenos (contexto estrutural e tectônico regional e local, interação com águas superficiais e subsuperficial, topografia e direção/intensidade dos ventos). O objetivo deste estudo é contribuir para a melhor compreensão dos processos magmáticos atuantes em vulcões máficos monogenéticos na região de Antofagasta de La Sierra, através de dados morfológicos e petrográficos. Entre os vários ambientes onde podem ocorrer os vulcões monogenéticos, destaca-se a região sul do Altiplano Puna, nos Andes Centrais, destacando-se as regiões de Antofagasta de La

Sierra e Pasto Ventura, Província de Catamarca, Argentina. O vulcanismo máfico na Bacia de Antofagasta de La Sierra (ASB) é caracterizado por cones de escória, domos de lava, fluxos de lava, *tuff rings* e *maars* agrupados em pequenos campos vulcânicos. A ASB possui um trending norte-sul, delimitada por falha de empurrão, e uma depressão intermontana. Os cones de escória que são parte dessa pesquisa estão localizados no meio de ASB: os vulcões Alumbreira e De La Laguna. Há apenas uma idade radiométrica disponível para esses vulcões, analisada em fluxo de lava associado do Vulcão De La Laguna ($0,34 \pm 0,06$ Ma, $40\text{Ar}/39\text{Ar}$). O sistema vulcânico Alumbreira, é caracterizado por *spatter deposit*, *collapse deposit*, *scoria-bombs deposit*, *lava flow*, *cross-bedding lapilli-ash deposit*, *scoria-bombs deposit*, *bombs deposit*, *stratified lapilli-ash deposit*. O sistema vulcânico De La Laguna, é caracterizado por *stratified lapilli-ash deposit*, *bombs deposit*, *spatter deposit*, *scoria-bombs deposit*, *lava flow*, *cross-bedding lapilli-ash deposit*. Estudos morfológicos e morfométricos no Vulcão de La Laguna também foram realizados, ele se eleva a 153 m acima da base da ASB, possui uma morfologia elíptica (grau de elipticidade do cone 1.3), com alongamento orientado N131° e diâmetro máximo de 1,1 km, possui volume de 0,12 km³ com formato assimétrico, assemelhando-se ao Vulcão Alumbreira, o que pode estar relacionado à direção dos ventos durante a erupção. A cratera é circular (grau de elipticidade da cratera 1.1) e possui 23,5 m de profundidade. Uma fissura de tendência NW-SE foi identificada no flanco NO assim como no Vulcão Alumbreira, as características morfométricas demonstram um sistema de alimentação do magma com tendência de NW-SE. Os produtos piroclásticos e efusivos são comuns em todas as morfologias vulcânicas monogenéticas. Entre os piroclastos predominam as composições juvenis (cristais e vítreos) que ocorrem em dimensões variáveis: lúpilli >> bomba >> cinza. Todas as rochas são petrograficamente classificadas como basaltos. No geral, as rochas associadas aos cones de escória são porfiríticas com fenocristais de olivina (20%), clinopiroxênio (5%) e plagioclásio (10%) em uma matriz pilotaxítica a intersetal, formada por micrólitos de plagioclásio (20%), clinopiroxênio (15%), opacos (2%) e vidros (25%).

Palavras-Chave: Vulcanismo; Cones Monogenéticos; Altiplano Puna

ANEXO I

Título da Tese:

“ESTUDO COMPARATIVO ENTRE O VULCANISMO MÁFICO MONOGENÉTICO DAS ZONAS VULCÂNICAS CENTRAL E SUL DOS ANDES ARGENTINOS”

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Fernanda Silva Santos**

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Examinador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Data: 21/06/2024

Conceito: A (Excelente)

PARECER:

O trabalho da Fernanda Silva dos Santos cumpre os requisitos para a obtenção do título de doutora, segunda as normas vigentes no PPGGEO-UFRGS. Consta de um artigo científico já publicado em uma revista A1 abordando aspectos geomorfológicos da área estudada, e um artigo submetido que trata dos dados geoquímicos dos vulcões estudados. O corpo da tese está estruturado de maneira adequado, com todos os tópicos requeridos, um estado da arte completo e bem redigido, assim como os resultados obtidos que estão bem apresentados e explicados.

Assinatura:



Documento assinado digitalmente
Breno Leitao Waichel
Data: 25/06/2024 15:35:23-0300
CPF: ***.202.350-**
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Data:21/06/2024

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Tese:
“ESTUDO COMPARATIVO ENTRE O VULCANISMO MÁFICO MONOGENÉTICO DAS ZONAS VULCÂNICAS CENTRAL E SUL DOS ANDES ARGENTINOS”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: Fernanda Silva Santos
Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
Examinador: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima
Data: 21/06/2024
Conceito: A
PARECER:
<p>A tese de doutorado de Fernanda Silva Santos é um estudo relevante sobre “ESTUDO COMPARATIVO ENTRE O VULCANISMO MÁFICO MONOGENÉTICO DAS ZONAS VULCÂNICAS CENTRAL E SUL DOS ANDES ARGENTINOS”. O doutorado está estruturado em sete capítulos com uma introdução consistente sobre os temas abordados no trabalho e e destaque estado da arte dos temas abordados. Este situa o leitor no cenário da diversidade dos sistemas vulcânicos monogenéticos e considerações geotectônicas. A autora definiu objetivamente o tema e focos de sua tese dentro do campo de estudos da área de concentração do programa. O objeto do trabalho de pesquisa assume temas não corriqueiros que demonstra o esforço da aluna em buscar integração entre áreas distintas em geociências. O artigo 1 (publicado) aborda <i>Tectonic controls on geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the Central Southern Volcanic Zone of the Andes (Argentina)</i> é uma excelente contribuição e descreve a presença e classificação dos vulcões. Destacamos as morfologias e distribuição espacial desses vulcões, que foram utilizadas para compreender a dinâmica de erupção dos campos vulcânicos e discussões suas dinâmicas de erupção e relação com processos tectônicos e estruturais. O artigo 2 <i>Petrogenetic evolution of monogenetic volcanic systems in the Puna region: an isotopic and elemental modeling approach</i> é uma importante iniciativa em comparar as lavas máficas de duas regiões ativas na Puna (região de Antofagasta de La Sierra e Pasto Ventura). O artigo integra dados de campo, análises geoquímicas e isotópicas além de modelagem petrogenética, Sr-Nd. Destacamos o mérito da candidata em assumir na sua tese temas específicos sobre o vulcanismo moderno e destacamos a cuidadosa revisão envolvendo definições, atributos e aplicabilidade versus restrições para investigação de sistemas vulcânicos monogenéticos. Neste contexto a candidata enfatiza inúmeras revisões e hipóteses genéticas destas estruturas vulcânicas inserindo de forma adequada na área estudada. As ilustrações são apropriadas constatando-se que em algumas a resolução é baixa com legendas muito genéricas e sem informações específicas sobre condições de aquisição. Quanto às metas propostas no PhD consideramos que foram plenamente atingidas. Na defesa da tese pela candidata esta demonstrou</p>


segurança nas discussões e conhecimento pleno de seu trabalho.

Assinatura:

Data: 21/06/2024

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Tese:	
“ESTUDO COMPARATIVO ENTRE O VULCANISMO MÁFICO MONOGENÉTICO DAS ZONAS VULCÂNICAS CENTRAL E SUL DOS ANDES ARGENTINOS”	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: Fernanda Silva Santos	
Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer	
Examinador: Prof. Dr. Vinicius Matté	
Data: 21/06/2024	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A tese possui grande relevância, por tratar do estudo em áreas andinas ainda pouco investigadas, sobretudo na região da Zona Vulcânica do Sul dos Andes, onde os vulcões monogenéticos ficam a sombra dos grandes e famosos vulcões poligenéticos do oeste, carecendo portanto maior atenção científica.</p> <p>No primeiro artigo, relacionado ao vulcanismo monogenético do Campo vulcânico de Zapala, torna-se evidente a dificuldade em atribuir idades relativas a formas de relevo vulcânica, apesar da formação recente, em clima seco (pelo menos nos últimos milhares de anos) e isso deixa ainda mais claro como é difícil e pouco provável que se possa fazer o mesmo em ocorrências deste tipo mais antigas, sobretudo em climas quentes e úmidos.</p> <p>Em relação ao segundo artigo, vulcanismo monogenético da PUNA, um estudo com técnicas tradicionais petrológicas e geoquímicas trás novos dados e interpretações inéditas sobre a evolução daquele magmatismo. Diversos pontos ainda permanecem em aberto, como por exemplo, o que esperar do magma que restou, segundo resultados de modelagem petrogenética, após aproximadamente 30 a 70% de cristalização fracionada e assimilação crustal. Entretanto, neste ponto o artigo encontra-se sob revisão da revista para o qual foi submetida e todos esses aspectos deverão ser melhor esclarecidos.</p> <p>Merece destaque o capítulo “Estado da Arte”, o qual trata de importante compilação, aparentemente inédita na língua portuguesa a respeito de conceitos sobre vulcões monogenéticos, entretanto, com figuras em baixa resolução e não traduzidas. Ainda assim, com certeza pode ser um material bastante procurado por profissionais da área. Além disso, ao longo de todo o texto, pequenos erros ortográficos ocorrem, mas nada que diminua significativamente a relevância e importância da tese.</p>	
Assinatura: 	Data: 21/06/2024
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	