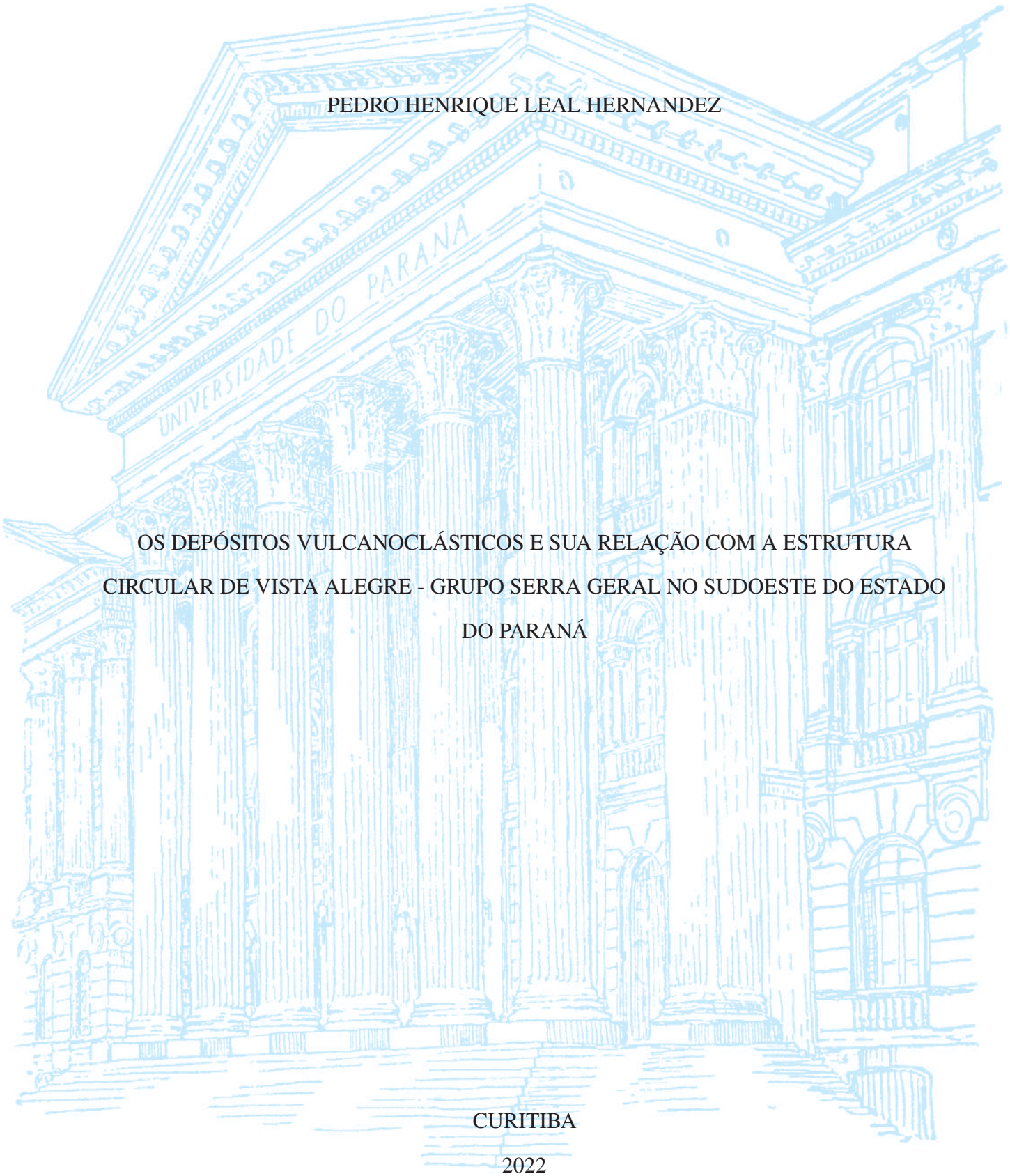
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

PEDRO HENRIQUE LEAL HERNANDEZ



OS DEPÓSITOS VULCANOCLÁSTICOS E SUA RELAÇÃO COM A ESTRUTURA CIRCULAR DE VISTA ALEGRE - GRUPO SERRA GERAL NO SUDOESTE DO ESTADO DO PARANÁ

CURITIBA

2022

PEDRO HENRIQUE LEAL HERNANDEZ

OS DEPÓSITOS VULCANOCLÁSTICOS E SUA RELAÇÃO COM A ESTRUTURA CIRCULAR DE VISTA ALEGRE - GRUPO SERRA GERAL NO SUDOESTE DO ESTADO DO PARANÁ

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia no Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Área de concentração: *Geologia Exploratória – Evolução Crustal*.

Orientador: Prof. Dr. Otavio Augusto Boni Licht.

Coorientador: Geol. Dr. Marcell Besser.

CURITIBA

2022

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Hernandez, Pedro Henrique Leal
Os depósitos vulcanoclásticos e sua relação com a estrutura circular de Vista Alegre - grupo serra geral no sudoeste do Estado do Paraná / Pedro Henrique Leal Hernandez. – Curitiba, 2022.
1 recurso on-line : PDF.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Otavio Augusto Boni Licht.
Coorientador: Geol. Dr. Marcell Besser.

1. Vulcanismo. 2. Tufos vulcânicos. 3. Serra. I. Licht, Otavio Augusto Boni. II. Besser, Marcell. III. Universidade Federal do Paraná. Programa de Pós-Graduação em Geologia. IV. Título.

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **PEDRO HENRIQUE LEAL HERNANDEZ** intitulada: **OS DEPÓSITOS VULCANOCLÁSTICOS E SUA RELAÇÃO COM A ESTRUTURA CIRCULAR DE VISTA ALEGRE - GRUPO SERRA GERAL, NO SUDOESTE DO ESTADO DO PARANÁ**, sob orientação do Prof. Dr. OTAVIO AUGUSTO BONI LICHT, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 20 de Janeiro de 2023.

Assinatura Eletrônica
23/01/2023 13:50:34.0
OTAVIO AUGUSTO BONI LICHT
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica
24/01/2023 13:21:16.0
BIRGIR VILHELM ÓSKARSSON
Avaliador Externo (ICELANDIC INSTITUTE OF NATURAL HISTORY)

Assinatura Eletrônica
23/01/2023 15:30:00.0
BÁRBARA TRZASKOS
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015.
Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 250192
Para autenticar este documento/assinatura, acesse https://www.prppg.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp e insira o codigo 250192

AGRADECIMENTOS

A presente dissertação de mestrado não seria possível sem o apoio de várias pessoas ao longo destes anos de pesquisa e período conturbado do mundo em que ela se deu.

Primeiramente agradeço meus orientadores, Professor Doutor Otavio Augusto Boni Licht por toda a paciência, conhecimento, dedicação e apoio durante todos esses anos de mestrado, sempre me ajudando de forma motivadora à continuar quando tudo parecia muito difícil. Igualmente ao Geólogo Doutor Marcell Leonard Besser, meu coorientador, com todo o seu apoio, conhecimento e ajuda.

Agradeço à todos os meus colegas de mestrado e de profissão que me auxiliaram em diversas etapas da presente pesquisa. Especialmente à Bruno Gomes e Francesco Antonelli que me auxiliaram seja com discussões, equipamentos e principalmente amizade por todo esse tempo.

Também agradeço aos técnicos, profissionais e discentes do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) que sempre estiveram disponíveis para me auxiliar e esclarecer vários processos da pesquisa.

Agradeço à minha família e amigos. Ao meu pai Paulo pelo apoio incondicional. À minha irmã e colega de profissão Paula Gabriela por toda amizade, apoio e discussões e revisões. À minha parceira Patrícia Saori pela constante motivação, amizade e inspiração para continuar em frente.

RESUMO

A Província Ígnea Paraná-Etendeka (PIPE) é considerada resultado do maior evento magmático do Cretáceo Inferior (ca. 134 Ma). Precede a fragmentação da porção meridional do continente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul. Assim como em outras províncias ígneas geradas em zonas de *rift*, o mecanismo principal deste evento magmático é o vulcanismo fissural, no qual o magma ascende à superfície por zonas de fraturas e falhas paralelas ao eixo de distensão atravessando espessas camadas de rocha regional (sequência sedimentar paleozoica da Bacia do Paraná, neste estudo). Grandes províncias ígneas basálticas não são consideradas sistemas fechados, e deve-se levar em conta a interação que estes derrames massivos tiveram com as condições ambientais locais vigentes. Ainda é necessário se dar maior atenção para estes depósitos, uma vez que são a chave para a melhor compreensão do vulcanismo Serra Geral, sua complexidade e sua interação com o paleoambiente. Além disso, depósitos vulcanoclásticos podem desempenhar interesse econômico, visto que podem ser a rocha reservatório de importantes reservas de hidrocarbonetos. O presente projeto de mestrado está focado nas ocorrências de rochas vulcanoclásticas observadas na região situada entre os municípios de Saudade do Iguaçu, Coronel Vivida e Itapejara d'Oeste, estado do Paraná. Esses depósitos estão intercalados aos derrames de basaltos e andesibasaltos, e são compostos por brechas, tufo-brechas e tufos, inclusive o hidrotufo vitroclástico que é constituído por vitroclastos arredondados a sub-arredondados, com *shards* de vidro palagonítico e, por muitas vezes com fenocristais em seu interior, todos imersos em matriz vítrea. Na região de estudo, ocorrem entre as estruturas circulares de Vista Alegre e Mariópolis, que estão situadas entre zonas de falha, com orientação E-W em Vista Alegre e NW-SE em Mariópolis. Com a análise do tamanho de grão destas rochas vulcanoclásticas foi possível criar mapas de distância máxima de dispersão para os piroclastos que as constituem e com isso relacionar estes depósitos às estruturas circulares da região de estudo.

Palavras-chave: Hidrovulcanismo. Serra Geral. Hidrotufo.

ABSTRACT

The Paraná-Etendeka Igneous Province (PIPE) is considered the result of the largest magmatic event of the Early Cretaceous (ca. 134 Ma). It predates the fragmentation of the southern portion of the Gondwana continent and the opening of the South Atlantic Ocean. As with other igneous provinces generated in rift zones, the main mechanism of this magmatic event is fissure volcanism, in which magma ascends to the surface through zones of fractures and faults parallel to the axis of extension, crossing thick layers of regional rock (paleozoic sedimentary sequence of the Paraná Basin, in this study). Large basaltic igneous provinces are not considered closed systems, and the interaction that these massive outpourings had with local environmental conditions must be taken into account. Attention is still needed for these deposits, as they are key to better understanding the Serra Geral volcanism, its complexity, and its interaction with the paleoenvironment. In addition, volcaniclastic deposits may be of economic interest as they can be the reservoir rock for important hydrocarbon reserves. The present disseratation is focused on the occurrences of volcaniclastic rocks observed in the region located between the municipalities of Saudade do Iguaçu, Coronel Vivida, and Itapejara d'Oeste, in the state of Paraná. These deposits are intercalated with basalt and andesibasalt outcrops and are composed of breccias, tuff-breccias, and tuffs, including the vitriclastic hydro-tuff, which is composed of rounded to sub-rounded vitriclasts, with palagonitic glass shards, and often with phenocrysts, all immersed in a vitreous matrix. In the study region, they occur between the circular structures of Vista Alegre and Mariópolis, which are located between fault zones, with an E-W orientation in Vista Alegre and NW-SE in Mariópolis. By analyzing the grain size of these volcaniclastic rocks, it was possible to create maps of maximum dispersal distance for the pyroclasts, and thus relate these deposits to the circular structures in the study region.

Keywords: Hydrovolcanism. Serra Geral. Hydrotuff.

LISTA DE FIGURAS

1.1 Localização, vias de acesso e centros urbanos mais importantes na área de estudo e sua localização no estado do Paraná em relação ao município de Curitiba. Relevo sombreado adaptado de ESRI. 15

2.1 Compilação das estruturas circulares mapeadas por (Menezes et al., 1982; Paiva Filho, 2000; Licht et al., 2012; Arioli e Licht, 2013; Tratz et al., 2017) em relação ao Mapa Geológico do Paraná de Besser et al. (2021).. 17

2.2 Localização e geologia regional da área de estudo (retângulo vermelho) contendo: estruturas circulares, falhas regionais e depósitos vulcanoclásticos. Fonte: compilado de (Menezes et al., 1982; Paiva Filho, 2000; Arioli e Licht, 2013; Licht et al., 2012; Tratz et al., 2017). 17

2.3 A estrutura circular de Vista Alegre centrada na Área de Estudo. A estrutura Circular de Saudade do Iguaçu está parcialmente visível a NE. Adaptado com dados de (Paiva Filho, 2000) 18

2.4 Diferentes tipos de ocorrências de *rootless cones*. Traduzido e adaptado de Hamilton et al. (2010). 20

2.5 Geologia Regional. Compilado com dados de: Menezes et al. (1982); Paiva Filho (2000); Licht e Arioli (2018); Besser et al. (2021).. 24

3.1 Valores de declividade compondo faixas contínuas no modelo de terreno. 26

3.2 Sobreposição das imagens de: Faixas de declividade, Modelo Digital de Elevação e Relevo Sombreado. 27

3.3 Pontos com depósitos vulcanoclásticos anteriormente estudados por Licht et al. (2012) em relação às faixas de declividade. 28

3.4 Pontos planejados para visita durante trabalhos de campo.. 29

3.5 Distribuição dos pontos visitados durante os trabalhos de campo. 30

3.6 Geologia Regional. Compilado com dados de: Besser et al. (2021); Paiva Filho (2000); Menezes et al. (1982). 31

3.7 Ponto 1 - Litologias que compõem o afloramento. A - Derrame de basalto com fraturamento sub horizontal. B - Brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. C - Derrame basáltico maciço 32

3.8 Detalhe dos litotipos presentes no afloramento. A - Basalto com laminação de fluxo. B - brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. C - Derrame basáltico maciço. 33

3.9 Ponto 2: a) Afloramento na área urbana de Saudade do Iguaçu. Litologias que compreendem a porção superior do afloramento. A - brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. B - Tufo vitroclástico. b) Brecha que recobre o tufo na Figura (a). c) Tufo depositado sobre a brecha, com contato basal em superfície côncava, apresentando estratificação cruzada. 33

3.10 Ponto 2 - Detalhe dos litotipos presentes no afloramento. A - brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. B - Tufo vitroclástico acamadado. 34
3.11 Ponto 3 - Afloramento em beira de estrada vicinal da BR-158, 11 km ao sul do município de Coronel Vivida.. 35
3.12 Ponto 4 - a) Detalhamento dos litotipos presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. B - Lentes de tufo. b) e c) Detalhe da interação entre blocos da brecha e tufo, onde os blocos perturbam e mesmo destroem a estratificação do tufo. 36
3.13 Ponto 5 - a) Pedreira abandonada no município de Coronel Vivida. A - Basalto amigdaloide, B - Lente de tufo e C - Derrame de basalto maciço. b) e c) A - Detalhe dos veios de mineral verde (celadonita) que ocorrem na rocha da base do afloramento. B - Lente de tufo avermelhado, fino com clastos de tamanho milimétrico C- Derrame de basalto. 37
3.14 Ponto 7 - a) Afloramento em corte de estrada (PR-562) recém dinamitada. b) Veios de basalto fanerítico. c) Continuação do afloramento de cota inferior da mesma encosta. 37
3.15 Ponto 8 - Litologias presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea com clastos de basalto vesicular. B - Camada de tufo. C- Derrame de basalto. . . 38
3.16 Ponto 8 - Detalhamento dos litotipos presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea com clastos de basalto vesicular. B - Camada de tufo. C- Derrame de basalto.. 38
3.17 Ponto 9 - Litologias presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea com clastos e blocos de basalto vesicular. B - Camada de tufo vitroclástico. C- Derrame de basalto.. 39
3.18 Ponto 9 - Detalhamento dos litotipos presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea com clastos e blocos de basalto vesicular. B - Tufo vitroclástico, apresentando estratificação incipiente e blocos e bombas de basalto na porção basal. C- Derrame de basalto. 40
3.19 Ponto 10 - Afloramento em clareira ao lado de estrada ((PR-562) no distrito de Vista Alegre. a) e c) Brecha heterolítica composta por diversas camadas de estrutura maciça. Espessuras variam de centimétricas a métricas (10cm ≳1m). b) Detalhe da brecha. 41
3.20 Ponto 12 - Afloramento de basalto afanítico em lajedo de rio. 42
3.21 Ponto 13 - Afloramento em corte de estrada com exposição de uma incipiente colunata e elementos de entablamento. 43
3.22 Ponto 14 - Afloramento em corte de estrada vicinal. 43
3.23 Ponto 15 - a) Afloramento em PCH. b) Parte superior do afloramento apresentando os elementos prismáticos de entablamento. c) Detalhe das estruturas visíveis na rocha na queda d'água, entablamento sobre a colunata basal (basalto hipohialino). 44
3.24 Ponto 16 - Detalhe das litologias presentes no afloramento. A - brecha com matriz tufácea com clastos de basalto amigdaloide. B - Basalto maciço. C- Basalto com disjunção colunar (basalto hipohialino). 44

3.25 Ponto 17 - a) Afloramento em pedreira ativa. Basalto maciço. b) e c) Detalhe do basalto maciço com vesículas esparsas e irregulares. Fraturamento conchoidal em alguns pontos, frente ativa de um derrame com a superfície de diversos lobos superpostos. 45
3.26 Ponto 18 - a) Afloramento em corte de estrada. Basalto muito fraturado. b) e c) Mesma rocha aflora ao longo da rodovia por aproximadamente 200 m. 45
3.27 Ponto 19 - a) Afloramento em PCH. b) e c) Detalhe dos litotipos presentes no afloramento. A - Basalto vesicular a amigdaloidal, fraturado, com fraturas preenchidas por material vítreo. B - Basalto maciço, fraturado, com alteração esferoidal. 46
3.28 Ponto 20 - a) Afloramento de brecha vulcanoclástica em corte de estrada. b) Amostra de mão mostrando a estratificação interna da matriz e clastos de basalto. 46
3.29 Ponto 22 - Afloramento em corte de rua no município de São João. 47
3.30 Ponto 23 - a) Afloramento em lajedo em aviário abandonada. b) Vista no topo do afloramento com vista para a aviário. c) Detalhe do basalto e fraturamento. . . . 48
3.31 Ponto 24 - a) Afloramento em pedreira ativa. b) Outra vista dos paredões da pedreira. c) Basalto em detalhe. 48
3.32 Perfil topográfico com faixas de declividade e estratigrafia. 49
3.33 Coluna estratigráfica para as Formações Paranapanema e Pitanga na região de estudo.. 50
3.34 Geoquímica das amostras de basalto em base anidra plotadas no diagrama *Total Alkali Silica* (TAS), adaptado e traduzido de Le Maitre et al. (2005) 51
3.35 Geoquímica das amostras de basalto em base anidra plotadas no diagrama TAS, com curva de classificação de rochas alcalinas e sub-alcalinas, adaptado e traduzido de Irvine e Baragar (1971) 52
3.36 Ponto 5 - Lâmina P5A4 em Luz Natural (LN). 53
3.37 Ponto 5 - Lâmina P5A4 em Luz Polarizada (LP). 54
3.38 Ponto 5 - Lâmina P5A4 - Detalhes. Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo. - quartzo. A - Tamanho variável nos clastos de quartzo e opacos, imersos em matriz avermelhada. B - Clasto de basalto. C- Detalhe da matriz e clastos e *shards* (vdr.). 55
3.39 Ponto 8 - Brecha - Lâmina P8A1 em Luz Natural (LN). Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto. 56
3.40 Ponto 8 - Brecha - Lâmina P8A1 em Luz Polarizada (LP). Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto . . 57
3.41 Ponto 8 - Brecha - Lâmina P8A1 em Luz Natural (LN) - Detalhe matriz. Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto 58
3.42 Ponto 8 - Brecha - Lâmina P8A1 em Luz Natural (LN) - Detalhe estratificação. Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto 59
3.43 Ponto 8 - Lâmina P8A2 em Luz Natural (LN). Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto 60

3.44 Ponto 8 - Lâmina P8A2 em Luz Polarizada (PN). Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto 61
3.45 Ponto 8 - Lâmina P8A2 - Detalhes: A- Clastos de basalto vítreo com estrutura poiquilítica. B - Clastos com aparente nucleação. C - Detalhe da estratificação. Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto 62
3.46 Ponto 9 - Lâmina P9A1-B 63
3.47 Ponto 9 - Lâmina P9A1-B - Detalhe matriz - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; prx.) piroxênio.. 64
3.48 Ponto 9 - Lâmina P9A1-B - Detalhe matriz - Luz Polarizada (LP). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; prx.) piroxênio.. 65
3.49 Ponto 9 - Lâmina P9A2 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; vdr.) vidro basáltico. 66
3.50 Ponto 9 - Lâmina P9A2 - Luz Polarizada (LP). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; vdr.) vidro basáltico. 67
3.51 Ponto 9 - Lâmina P9A2 - Detalhes: A: Esferoide de vidro basáltico com estrutura perlítica em detalhe (LN). B - Esferoide de vidro basáltico com estrutura perlítica em detalhe (LP). C - Cimentação por sílica entre clastos. Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; vdr.) vidro basáltico. 68
3.52 Ponto 9 - Lâmina P9A3 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; plg.) - plagioclásio; prx.) piroxênio. 69
3.53 Ponto 9 - Lâmina P9A3 - Luz Polarizada (LP). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; plg.) - plagioclásio; prx.) piroxênio. 70
3.54 Ponto 11 - Lâmina P11A1 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; cld.) - celadonita; prx.) piroxênio; vdr.) vidro basáltico; bst.) basalto. 71
3.55 Ponto 11 - Lâmina P11A1 - Luz Polarizada (LP). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; cld.) - celadonita; prx.) piroxênio; vdr.) vidro basáltico; bst.) basalto. 72
3.56 Ponto 11 - Lâmina P11A1 - Detalhes. Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; cld.) - celadonita; prx.) piroxênio; vdr.) vidro basáltico; bst.) basalto; ltc.) clasto lítico 73
3.57 Ponto 19 - Lâmina P19A1 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; prx.) piroxênio; plg.) plagioclásio. 74
3.58 Ponto 19 - Lâmina P19A1 - Detalhes: A - Veio de vidro basáltico em Luz Natural (LN). B - Veio de vidro basáltico em Luz Polarizada (LP). C - Detalhes em Luz Polarizada. Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; prx.) piroxênio; plg.) plagioclásio.. 75
3.59 Ponto 20 - Lâmina P20A1 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) quartzo. 76

3.60 Ponto 20 - Lâmina P20A1 - Detalhes: A - Detalhe matriz em Luz Natural (LN). B - Detalhe matriz em Luz Polarizada (LP). C - Detalhes em Luz Polarizada. Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) quartzo; vdr.) vidro basáltico. 77
3.61 Configurando escala para contagem de clastos 78
3.62 Gravando medidas. 79
3.63 Gravando medidas. 80
3.64 Histogramas de tamanho de clasto da amostras de brecha e tufo. 81
3.65 Amostras da área no gráfico de dispersão adaptado de Fisher e Schmincke (2012). 82
3.66 Alcance máximo das amostras presentes na faixa de declividade 0 83
3.67 Alcance máximo das amostras presentes na faixa de declividade 1 84
3.68 Alcance máximo das amostras presentes na faixa de declividade 2 85
3.69 Alcance máximo das amostras presentes na faixa de declividade 3 86
3.70 Ponto 11 - Filamentos carbonáticos. 87
3.71 Ponto 11 - Filamentos carbonáticos. 88
3.72 Ponto 11 - Filamentos carbonáticos. 88
3.73 Ponto 11 - Bastonete de carbono 89

LISTA DE TABELAS

2.1 Resumo das formas de depósito, componentes de depósito e estruturas. Adaptado de Valentine e Connor (2015). 22

3.1 Correspondência entre faixas de declividade e ocorrências de depósitos hidrovulcânicos descritos por Licht et al. (2012). 28

3.2 Pontos de campo em relação às faixas de declividade 30

3.3 Pontos visitados durante a etapa de campo em relação com as litologias do Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Paraná (Besser et al., 2021). Pontos em vermelho: ocorrência de rochas vulcanoclásticas. 31

3.4 Resultados analíticos para as amostras de basalto 51

3.5 Geoquímica das amostras de basalto corrigidas em base anidra 51

3.6 Classificação TAS e litoestratigráfica (Licht e Arioli, 2018; Besser et al., 2021) e relação de figuras para as amostras de basaltos analisadas.. 52

3.7 Contagem de clastos - estatísticas. 80

3.8 Alcances máximos calculados utilizando o diagrama de Fisher e Schmincke (2012).82

3.9 Ponto 11 - Filamentos carbonáticos - Óxidos. 87

3.10 Ponto 11 - Filamentos carbonáticos - Óxidos. 88

3.11 Ponto 11 - Filamentos carbonáticos - Óxidos. 89

3.12 Ponto 11 - Bastonete de carbono - Óxidos. 89

LISTA DE ACRÔNIMOS

PIPE	Província Ígnea Paraná Etendeka
PIP	Província Ígnea Paraná
UFPR	Universidade Federal do Paraná
PROAP	Programa de Apoio à Pós-Graduação
LAMIR	Laboratório de Análise de Minerais e Rochas
LN	Luz Natural
LP	Luz Polarizada
MEV	Microscopia Eletrônica de Varredura
MVD	*Mafic Volcaniclastic Deposits* (Depósitos vulcanoclásticos máficos)
EDS	*Energy Dispersive Spectroscopy* (Espectroscopia por Energia Dispersiva)

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 14
1.1 LOCALIZAÇÃO 14
1.2 OBJETIVOS 15
2 ESTADO DA ARTE 16
2.1 ESTRUTURAS CIRCULARES EM PROVÍNCIAS ÍGNEAS BASÁLTICAS . . 16
2.2 ESTRUTURAS CIRCULARES NO GRUPO SERRA GERAL 16
2.2.1 Estruturas circulares na região de estudo (Vista Alegre) 18
2.3 HIDROVULCANISMO E FREATOMAGMATISMO 19
2.3.1 Feições e estruturas geradas pelo Hidrovulcanismo 21
2.3.2 Depósitos vulcanoclásticos máficos - *Mafic volcaniclastic deposits* (MVD) 21
2.4 GEOLOGIA REGIONAL 24
3 MATERIAIS E MÉTODOS 25
3.1 FOTOINTERPRETAÇÃO 25
3.2 TRABALHOS DE CAMPO 29
3.2.1 Descrição dos Pontos 32
3.2.2 Perfil topográfico e coluna estratigráfica 49
3.2.3 Geoquímica de basaltos 51
3.3 LÂMINAS PETROGRÁFICAS 53
3.3.1 Contagem de clastos 78
3.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) 87
4 DISCUSSÃO 90
4.1 ARTIGO 92
5 CONCLUSÃO 102
REFERÊNCIAS 103

1 INTRODUÇÃO

A Província Ígnea Paraná-Etendeka (PIPE) é produto do maior evento magmático do Cretáceo Inferior (134,7 Ma) e precede a abertura do Oceano Atlântico Sul (Thiede e Vasconcelos, 2010). É vinculada a um vulcanismo fissural associado aos campos distensionais que culminaram na desagregação da porção sul do supercontinente Gondwana (Machado, 2009). Na África, as rochas da PIPE estão representadas principalmente pelo Grupo Etendeka (Miller, 2008; Milner et al., 1994). Na América do Sul, a Província Ígnea do Paraná (PIP) é representada no Brasil e na Argentina pelo Grupo Serra Geral, Formações Arapei e Cuaró no Uruguai e Formação Alto Paraná no Paraguai (Frank et al., 2009; Licht e Arioli, 2018; Rossetti et al., 2018). A PIP possui área de 917.000 km^2, com volume de pelo menos 600.000 km^3 (Frank et al., 2009). Ocorre em ordem decrescente de volume no Brasil, Uruguai, leste do Paraguai e norte da Argentina (Peate et al., 1997). É formada majoritariamente (97 %) por rochas básicas (basaltos e andesibasaltos), e rochas ácidas (dacitos, riodacitos e riolitos) em menor quantidade (3 %) (Bellieni et al., 1986; Peate et al., 1992). Estas rochas encontram-se sobrepostas aos arenitos eólicos da Formação Botucatu, sendo observadas intercalações entre os derrames de lava e sedimentos, indicando que em determinado período o vulcanismo ocorreu simultaneamente com a sedimentação da Formação Botucatu.

O presente projeto de mestrado está centrado nas ocorrências de rochas vulcanoclásticas observadas por Licht et al. (2012), Arioli e Licht (2013) e Licht e Arioli (2018) na região situada entre os municípios de Saudade do Iguaçu, Coronel Vivida e Itapejara d'Oeste, sudoeste do estado do Paraná. Esses depósitos estão intercalados aos derrames de basaltos e andesibasaltos, e são compostos por brechas, tufo-brechas e tufos, inclusive tufos vitroclásticos (Silveira et al., 2012; Höfig et al., 2017). Na região de estudo foram identificadas as estruturas circulares de Laranjeiras do Sul, Vista Alegre e Mariópolis, que estariam distribuídas segundo os alinhamentos do Rio Iguaçu (Paiva Filho, 2000).

Estruturas circulares são citadas em outras províncias basálticas e campos vulcânicos no mundo, sendo associadas a diferentes origens, como impactos de meteoritos (astroblema), dutos de alimentação, lagos de lava e eventos hidrovulcânicos ou freatomagmáticos: maars, colapsos de caldeira e cones de tufo. Estas estruturas foram descritas e associadas a vulcanismo freatomagmático e/ou hidrovulcanismo na Nova Zelândia (Houghton e Hackett, 1984), nos maars de East Eifel na Alemanha (Houghton e Schmincke, 1986), em Sinker Butte, Idaho, EUA (Brand e White, 2007), na República dos Camarões (Ngwa et al., 2010), e no Campo Vulcânico de Auckland, Nova Zelândia (Németh et al., 2012).

Alguns trabalhos (Licht e Arioli, 2018; Arioli e Licht, 2013; Licht e Arioli, 2018; Valore et al., 2015) têm sugerido que o hidrovulcanismo no Grupo Serra Geral teve papel importante no modelo eruptivo de sua histórica geológica, como na geração de eventos explosivos. Com isso, o principal objetivo é estudar os depósitos vulcanoclásticos gerados durante os eventos explosivos do Grupo Serra Geral e invetigar a sua relação com as estrutura circular de Vista Alegre (PR).

1.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na região Sudoeste do estado do Paraná, a aproximadamente 11km ao norte da cidade de Pato Branco. A área pode ser acessada pelas rodovias federais BR-158, BR-373 e pelas rodovias estaduais PR-281, PR-493 e PR-556. A área de interesse foi delimitada por um polígono de aproximadamente 40 km x 40 km, possuindo 1600km^2. Esta área

compreende 11 municípios: Saudades do Iguaçu, Chopinzinho, São João, Verê, Coronel Vivida, Itapejara d'Oeste, Pato Branco, Bom Sucesso do Sul, Honório Serpa, Renascença e São Jorge d'Oeste. Destes, Coronel Vivida, Itapejara d'Oeste, São João, Chopizinho e Pato Branco são os que mais contribuem em área dentro do alvo de estudo. A área está focada no distrito de Vista Alegre, pertencente ao município de Coronel Vivida (Figura 1.1)

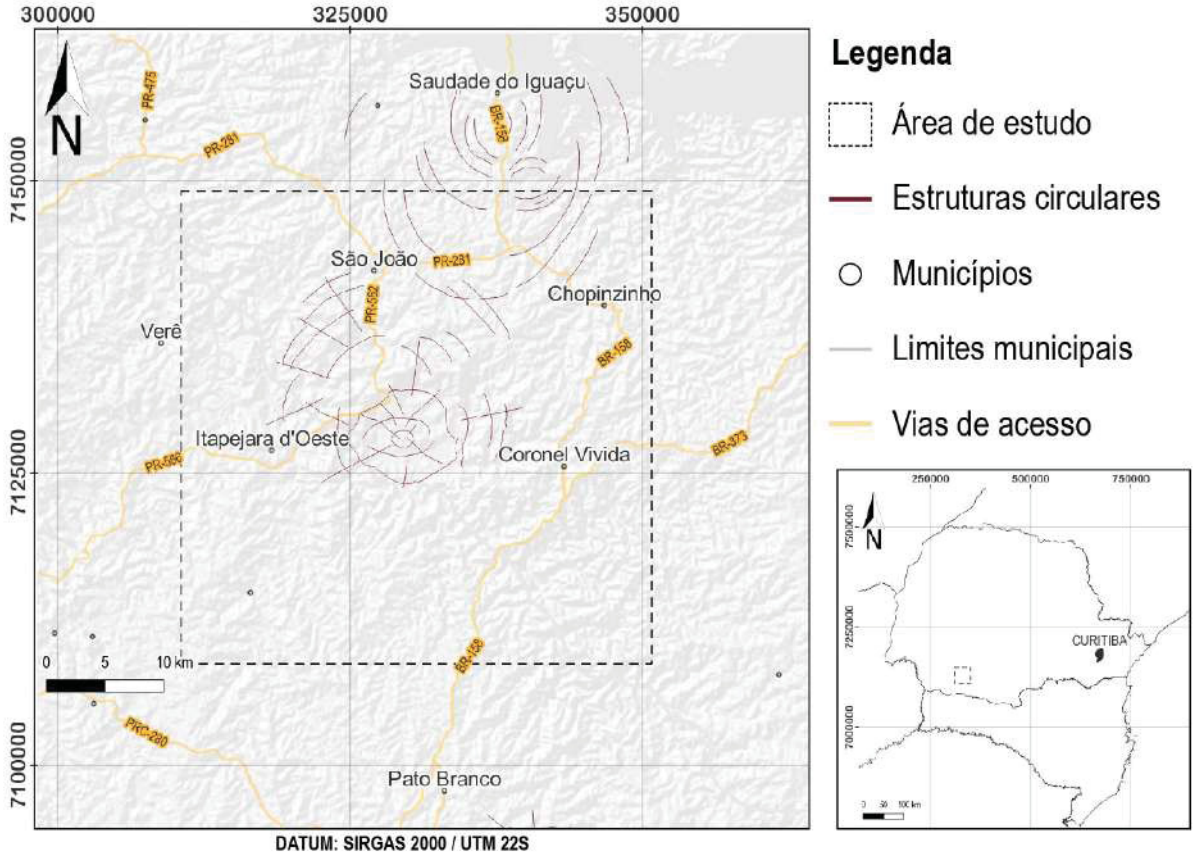


Figura 1.1: Localização, vias de acesso e centros urbanos mais importantes na área de estudo e sua localização no estado do Paraná em relação ao município de Curitiba. Relevo sombreado adaptado de ESRI.

1.2 OBJETIVOS

O presente trabalho teve como objetivo principal descrever e analisar os produtos vulcanoclásticos encontrados durante trabalhos de campo na área de interesse, por meio de análises petrográficas e faciológicas para determinar a relação entre essas litologias e sua origem em relação a uma fonte em comum.

2 ESTADO DA ARTE

2.1 ESTRUTURAS CIRCULARES EM PROVÍNCIAS ÍGNEAS BASÁLTICAS

Estruturas circulares são citadas em províncias ígneas basálticas pelo mundo, sendo associadas a diferentes origens como eventos explosivos (maars), colapsos de caldeira, cones de tufo, dutos de alimentação e lagos de lava.

Houghton e Hackett (1984) estudaram as Crateras Ohakune – Nova Zelândia, que formam vários centros vulcânicos parasitas ao redor do vulcão Ruapehu. Descrevem que estes centros vulcânicos compreendem vulcanismo de natureza estromboliana ou freatomagmática, reportando cones de escória e anéis de tufo. Houghton e Schmincke (1986) associam ao campo de maars de East Eifel – Alemanha fases nas quais o vulcanismo era predominantemente do tipo estromboliano e outras onde era predominantemente freatomagmático. Por esse motivo, os depósitos vulcanoclásticos que circundam esses maars têm características mistas. Brand e White (2007) estudaram Sinker Butte, o registro não erodido de um grande cone de tufo basáltico gerado por vulcanismo freatomagmático em Idaho - EUA. Ngwa et al. (2010) estudaram as características físicas dos depósitos freatomagmáticos do maar Debunscha, República dos Camarões, com intuito de melhor entender o mecanismo de colocação dos depósitos de tefra, a evolução da interação magma-água e reconstruir a estratigrafia do maar abaixo da superfície do terreno. Németh et al. (2012) ressaltaram a importância dos controles ambientais no vulcanismo, e como a disponibilidade de água, fornecida pelas rochas encaixantes (argilitos e arenitos) no Campo Vulcânico de Auckland, Nova Zelândia, aumenta o impacto e a explosividade da erupção, mesmo com baixos volumes de magma.

2.2 ESTRUTURAS CIRCULARES NO GRUPO SERRA GERAL

Araújo (1982) descreve onze estruturas circulares na região de Salto da Água Vermelha, divisa dos estados de Minas Gerais e São Paulo situado nas cidades de Iturama (MG) e Guarani d'Oeste (SP), e associa uma origem vulcânica a estas estruturas, caracterizando-as como canais alimentadores com um histórico explosivo. Já Pacheco et al. (2018) associam as estruturas circulares de Água Vermelha a lagos de lava. Tratz et al. (2017) descrevem doze estruturas circulares na porção central do estado do Paraná, alinhadas na região delimitada por dois grandes lineamentos de direções NW-SE e NE-SW. Identificaram depósitos vulcanossedimentares associados às estruturas circulares atribuindo-lhes uma origem a um ambiente de caldeira basáltica com fases explosivas no desenvolvimento pós-caldeira devido à disponibilidade de voláteis e o contato do magma com água externa. Paiva Filho (2000) e Menezes et al. (1982) realizaram o mapeamento de estruturas circulares no Grupo Serra Geral.

Uma compilação das estruturas circulares reportadas e mapeadas no Grupo Serra geral pode ser visto na Figura 2.1

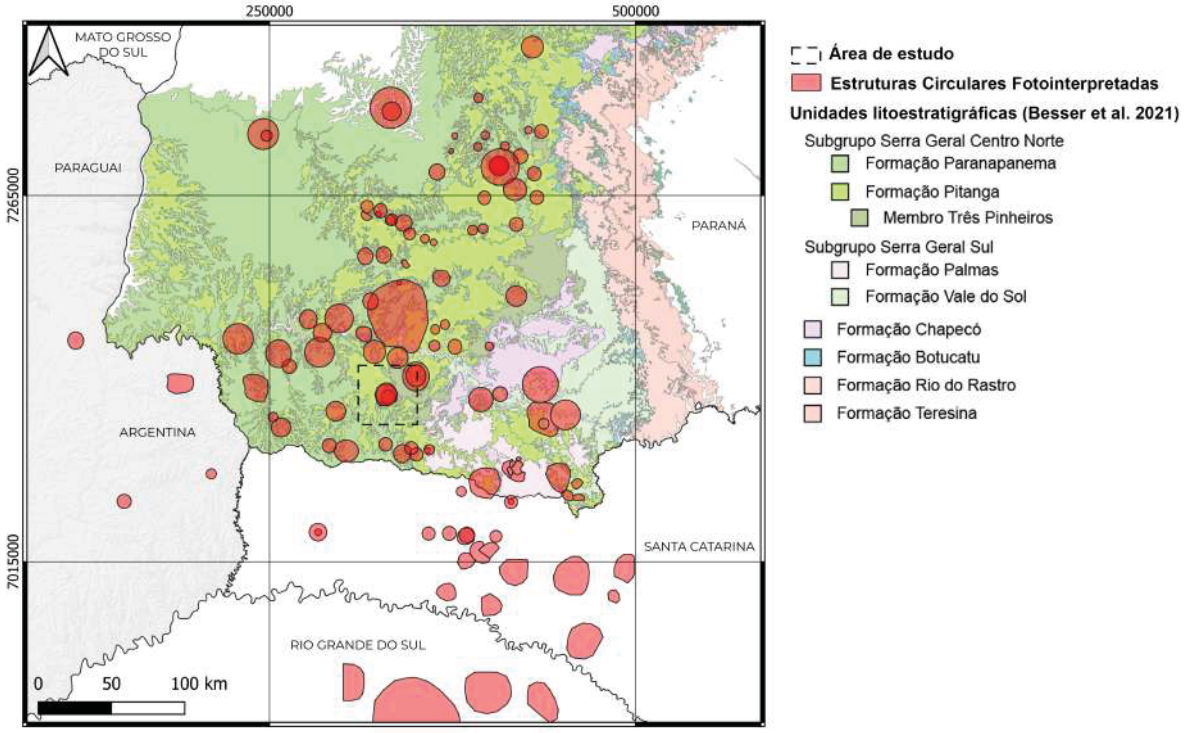


Figura 2.1: Compilação das estruturas circulares mapeadas por (Menezes et al., 1982; Paiva Filho, 2000; Licht et al., 2012; Arioli e Licht, 2013; Tratz et al., 2017) em relação ao Mapa Geológico do Paraná de Besser et al. (2021).

Um detalhe desta compilação para a área de estudo, assim como os lineamentos estruturais e litologias pode ser vista na Figura 2.2

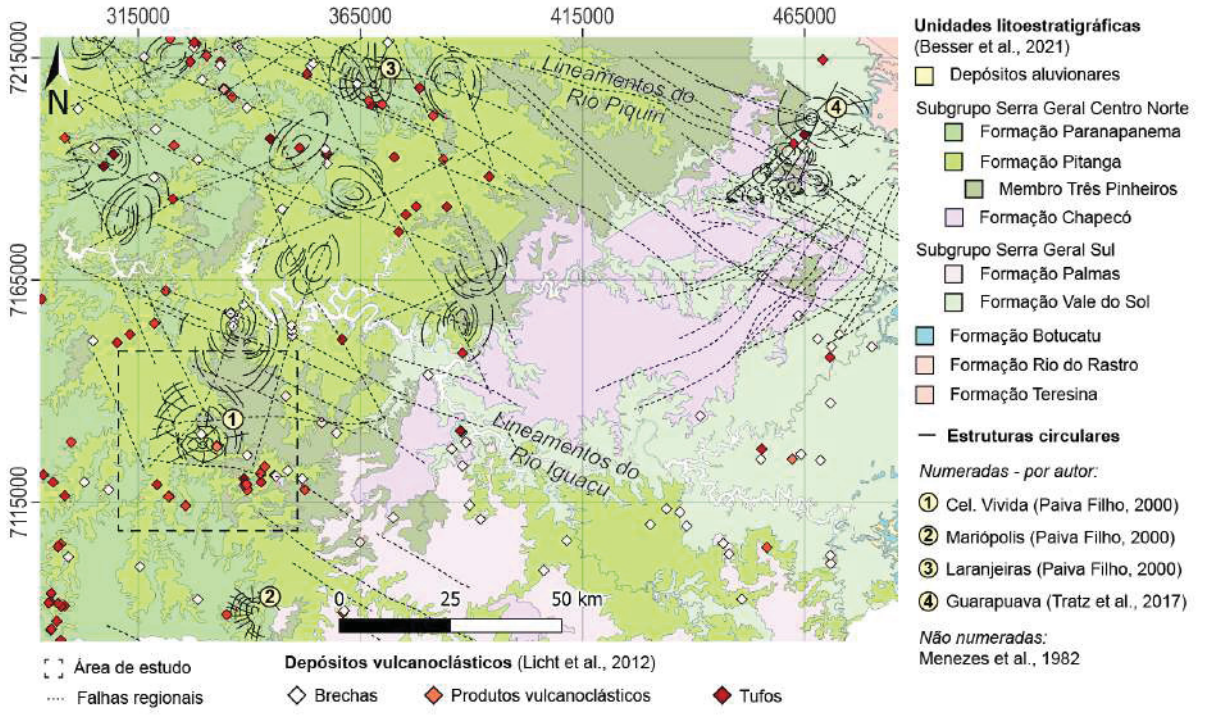


Figura 2.2: Localização e geologia regional da área de estudo (retângulo vermelho) contendo: estruturas circulares, falhas regionais e depósitos vulcanoclásticos. Fonte: compilado de (Menezes et al., 1982; Paiva Filho, 2000; Arioli e Licht, 2013; Licht et al., 2012; Tratz et al., 2017).

2.2.1 Estruturas circulares na região de estudo (Vista Alegre)

Paiva Filho (2000) descreve as estruturas de Coronel Vivida (aqui tratada como de Vista Alegre) e de Laranjeiras do Sul (Figura 2.3). A primeira com um diâmetro de aproximadamente 10 km, com lineamentos radiais e anelares visíveis em um raio de cerca de 15 km, está situada na faixa dos Alinhamentos do Rio Iguaçu. E a segunda, uma estrutura circular com cerca de 15 km de diâmetro, marcada por lineamentos anelares e radiais, localizado ao sul dos Alinhamentos do Rio Piquiri e a norte da faixa de lineamentos do Rio Iguaçu. Paiva Filho (2000) não sugere uma origem para ambas as estruturas.

Crósta et al. (2010) estudaram a estrutura de Vista Alegre, mapeando blocos de arenito deformados em seu interior e os relacionaram com as Formações Piramboia e/ou Botucatu. Além disso, notificaram a ocorrência de brechas polimíticas que apresentam cones de estilhaçamento. Com essas evidências, sugerem que a estrutura de Vista Alegre seria um astroblema e assim estaria relacionada a um impacto meteorítico.

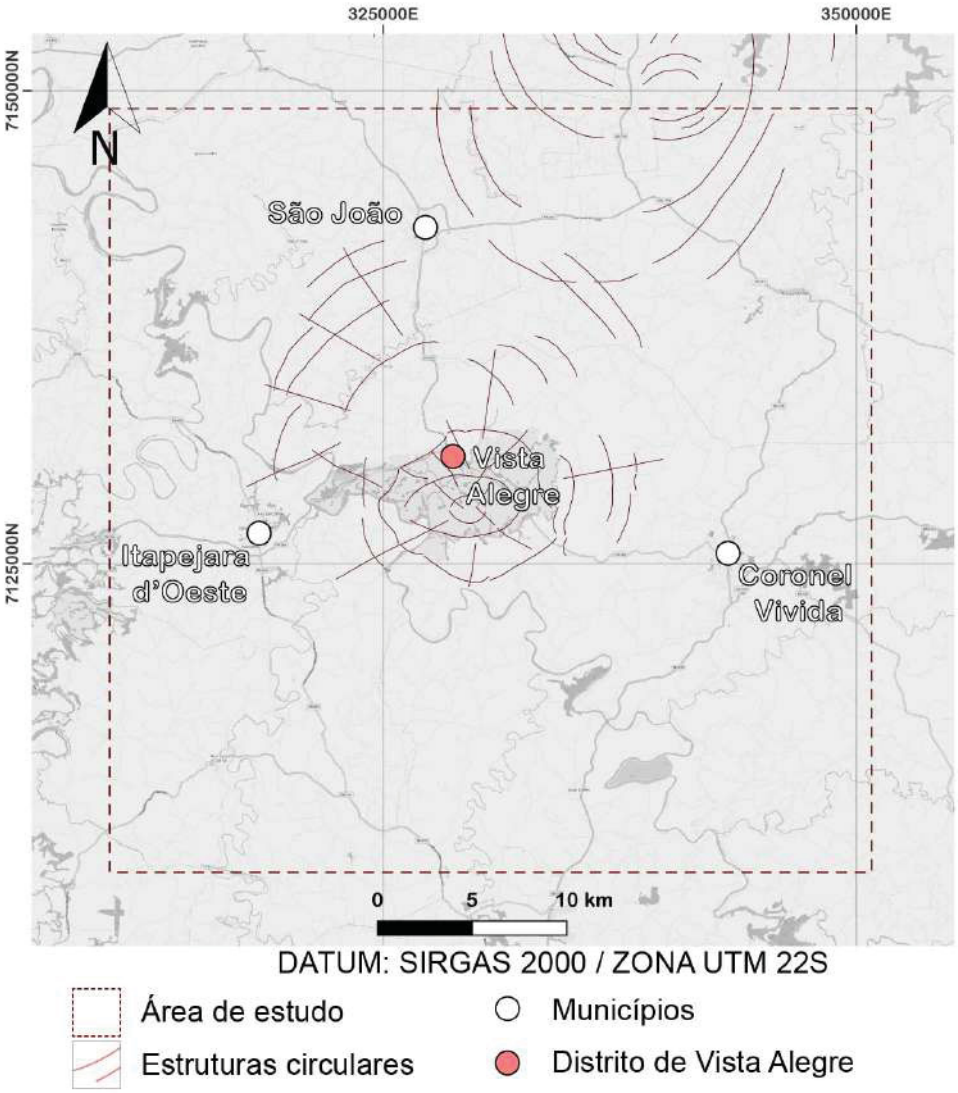


Figura 2.3: A estrutura circular de Vista Alegre centrada na Área de Estudo. A estrutura Circular de Saudade do Iguaçu está parcialmente visível a NE. Adaptado com dados de (Paiva Filho, 2000)

2.3 HIDROVULCANISMO E FREATOMAGMATISMO

O hidrovulcanismo e o freatomagmatismo são estilos de vulcanismo que ocorrem devido à interação lava/magma com água. Esta água pode estar em profundidade como em um aquífero (hidrovulcanismo) ou em níveis mais superficiais como em lagos, planícies interdunas, água meteórica e água do mar (freatomagmatismo) (Sigurdsson et al., 2015), sendo separados assim em vulcanismo explosivo direto e indireto. Para o vulcanismo Serra Geral, o hidrovulcanismo se apresenta como um modelo eruptivo importante, mas não exclusivo, de sua história e vem se destacando em estudos recentes (Licht et al. (2012); Arioli e Licht (2013); Licht e Arioli (2018)). Indícios de atividade hidrovulcânica são também tratados em estudos como os de Araújo (1982), Valore et al. (2015) e Tratz et al. (2017), abrindo uma nova perspectiva para a evolução do vulcanismo Serra Geral, com estilos variados de vulcanismo.

Vulcanismo explosivo direto refere-se ao estilo de erupção onde o magma é rapidamente descomprimido, causando a rápida expansão de gases dentro do magma, levando a erupções explosivas. O vulcanismo explosivo direto pode resultar na formação de diferentes formas de relevo vulcânico, como crateras vulcânicas, maars e cones de tufo. Por outro lado, o vulcanismo explosivo indireto ocorre devido a processos não magmáticos, como explosões hidrotermais ou explosões do tipo *rootless cones*. Explosões hidrotermais ocorrem quando água quente ou vapor interagem com rochas ou sedimentos, resultando em um aumento de pressão que pode causar uma explosão. Este processo pode ocorrer em áreas de vulcanismo ativo ou em áreas geotérmicas onde ocorrem naturalmente água quente e vapor. Em alguns casos, as explosões hidrotermais podem criar novas crateras ou modificar as formas vulcânicas existentes. As explosões do tipo *rootless cones* ocorrem quando o magma é injetado em sedimentos saturados de água, resultando na geração rápida de vapor que pode causar explosões (Figura 2.4). Esses tipos de explosões geralmente ocorrem em áreas próximas a aberturas vulcânicas e podem resultar na formação de estruturas em forma de cone. (Rampino e Self, 1992; Lorenz, 1973).

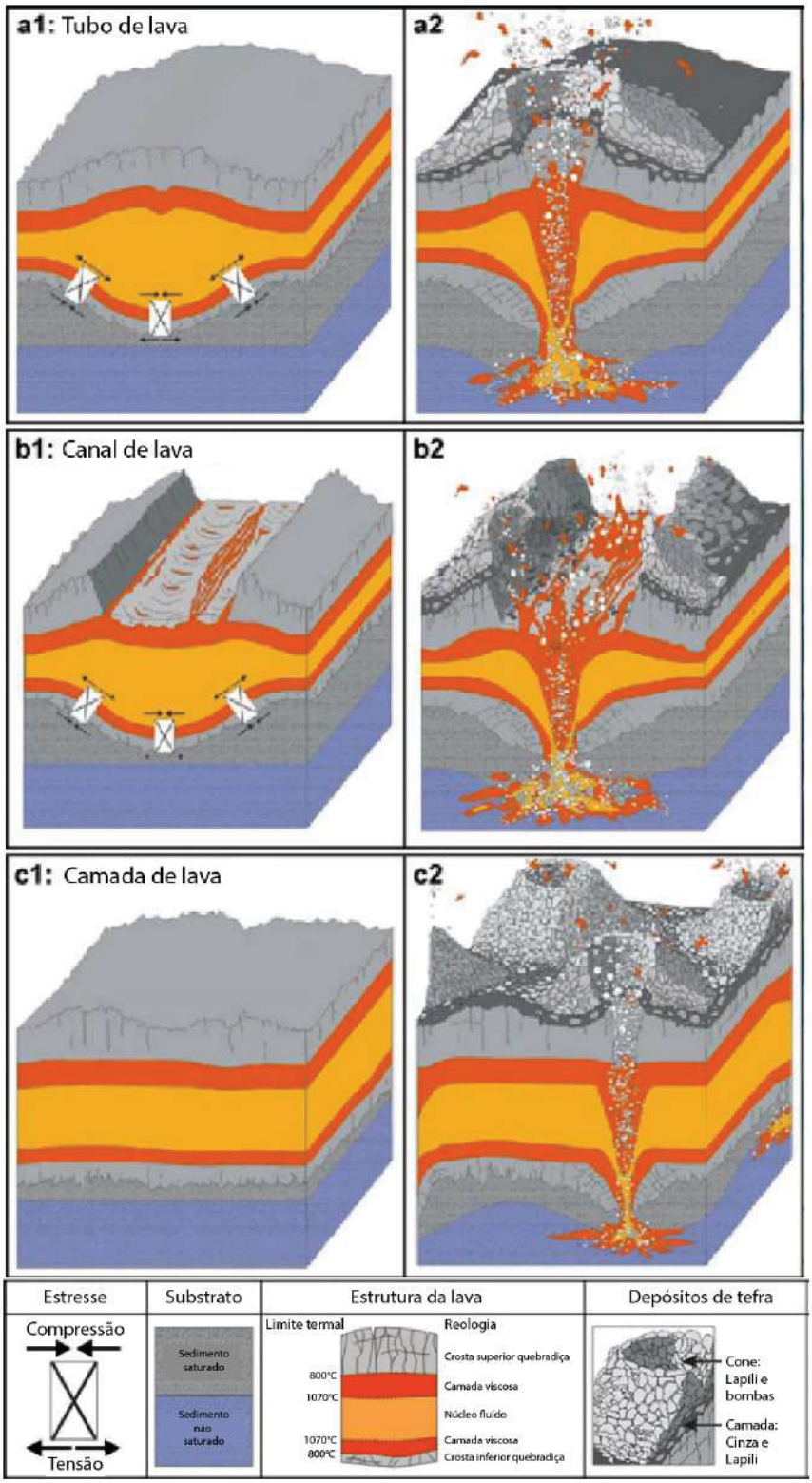


Figura 2.4: Diferentes tipos de ocorrências de *rootless cones*. Traduzido e adaptado de Hamilton et al. (2010)

As explosões hidrotermais ocorrem quando o vapor de alta pressão e a água que se acumularam no subsolo devido à atividade geotérmica são liberados repentinamente, causando uma erupção explosiva de rochas, cinzas e água. Essas explosões normalmente ocorrem em sistemas geotérmicos estabelecidos há muito tempo e são causadas por um acúmulo de pressão ao longo do tempo. Por outro lado, as explosões freáticas ocorrem quando a água presa no solo

é repentinamente aquecida, fazendo com que ela se transforme em vapor e entre em erupção violenta. Essas explosões geralmente ocorrem em áreas com águas subterrâneas rasas, como perto de lagos ou rios, e geralmente são causadas pelo aquecimento repentino do solo devido à atividade vulcânica ou outros processos geotérmicos. Segundo Valentine e Wohletz (1989) e White e Houghton (2006), explosões hidrotermais são caracterizadas pelo envolvimento de magma, enquanto as explosões freáticas não o são. Além disso, as explosões hidrotermais são frequentemente associadas a caldeiras vulcânicas, enquanto as explosões freáticas podem ocorrer em uma variedade de ambientes geotérmicos, incluindo gêiseres, fontes termais e fumarolas.

2.3.1 Feições e estruturas geradas pelo Hidrovulcanismo

Erupções de estilo hidrovulcânico/freatomagmático geram feições e depósitos que indicam o histórico e a explosividade do vulcanismo assim como intimamente relacionados com a interação com água externa, gerando majoritariamente depósitos piroclásticos que são uma mistura de fragmentos de vidro e de cristais, clastos juvenis e líticos das rochas encaixantes (Sigurdsson et al., 2015). Os depósitos de tefra gerados por eventos hidrovulcânicos se diferenciam daqueles gerados por eventos puramente magmáticos, por apresentar tamanho de clasto mais fino, com dominância de clastos líticos de granulometria cinza, mas que podem chegar à blocos angulosos, com o vidro assumindo formatos característicos (shards) e possivelmente mais alterados hidrotermalmente do que aqueles de eventos magmáticos (Sigurdsson et al., 2015).

2.3.2 Depósitos vulcanoclásticos máficos - *Mafic volcaniclastic deposits* (MVD)

Depósitos vulcanoclásticos máficos são formados a partir de detritos vulcânicos compostos principalmente por minerais máficos ou de cor escura. Esses depósitos são frequentemente o resultado de erupções vulcânicas explosivas que produzem grandes quantidades de cinzas, lapíli e outros fragmentos vulcânicos que são depositados e compactados ao longo do tempo (Ross et al., 2005).

Depósitos vulcanoclásticos máficos podem ser encontrados em uma variedade de ambientes, incluindo em ambientes terrestres e marinhos. Eles são tipicamente compostos de uma mistura de cinzas vulcânicas, pedra-pomes e outros fragmentos vulcânicos, juntamente com vários grãos minerais, como quartzo e feldspato. A composição específica destes depósitos pode variar em função da origem da atividade vulcânica e das condições em que foram depositados (Ross et al., 2005).

Um resumo das formas de depósito, componentes de depósito e estruturas foi feito por Valentine e Connor (2015) na Tabela 2.1 a seguir.

Características dos depósitos de diferentes estilos eruptivos						
Estilo Eruptivo	**Acamamento**	**Textura e gradação**	**Tamanho do clasto**	**Forma de clasto**	**Vesicularidade**	**Soldagem, Indução**
Depósitos proximais (Cone de tefra, anel de tefra, cone de tufo, anel de tufo)						
Estromboliano (magmático)	Principalmente lenticular ao longo de vários metros até ~ 10 m, espessura de decímetros à ~ 1 m	Gradação inversa à maciço	Lapilli grosso, blocos e bombas	Formas aerodinâmicas (por exemplo, fita, fuso) de clastos mais grossos, clastos menores angulares a ligeiramente arredondados	Vesicularidade moderada com uma ampla gama de tamanhos	Soldagem local moderada à densa muito próxima à ventilação, não soldada em outro lugar
Havaiana (magmática)	Lenticular à contínua ao longo de mais de dezenas de metros	Maciço à gradação inversa	Lapilli grosso e bombas	Aerodinâmica e fluida (por exemplo, envolvendo clastos subjacentes), margens irregulares	Vesicularidade moderada com uma ampla gama de tamanhos	Densamente à parcialmente soldado em grande parte da extensão do cone
Estromboliano violento (magmático)	Principalmente planar, contínuo ao longo de mais de dezenas de metros, localmente lenticular. Horizontes de camadas cruzadas localizadas, finas e ricas em cinzas	Estratificação plana interna maciça a graduada, lentes locais de graduação inversa	Cinza grossa a lapilli grosso, blocos esparsos e bombas	Principalmente em blocos e angulares a ligeiramente arredondados. Formas aerodinâmicas esparsas	Moderadamente a altamente vesicular com pequenas vesículas abundantes	Não soldado
Formação de Maar (freatomagmática)	Estratificação cruzada de fina a grossa, planar a de baixo ângulo, estruturas de preenchimento de vales, topografia drapeada	Grande adensamento interno, laminado e/ou com laminação cruzada, perturbações por bomba/bloco	Blocos e bombas para cinzas finas	Clastos grossos predominantemente em blocos, podem conter proporção de clastos juvenis fluidais	Pouco à muito moderadamente vesicular	Não soldado, mas pode ser variavelmente endurecido por produtos de alteração de vidro (palagonita)
Cone de tufo, formação de aneis de tufo (freatomagmático)	Camadas grossas, estratificação cruzada de alto ângulo com estruturas de deformação de sedimentos macios	Maciços à gradação interna, perturbação por bloco/bomba	Blocos e bombas para cinzas finas	Clastos grossos predominantemente em blocos, podem conter proporção de clastos juvenis fluidais	Pouco à muito moderadamente vesicular	Não soldado, mas tipicamente endurecido pela alteração da palagonita, que pode mascarar estruturas de estratificação
Depósitos mediais à distais (Queda)						
Estromboliano (magmático)	Planar, localizado a centenas de metros da base do cone	Maciço à gradação inversa ou normal	Cinza fina à grossa, lapilli fino esparso	Formas de blocos a paredes de bolhas	Moderado à alto	Não soldado
Havaiana (magmática)	Planar, localizado dentro de centenas de metros a alguns quilômetros da base do cone	Maciço à gradação inversa ou normal	Cinza fina a grossa, lapilli perto do cone	Pequenas fitas, formas aerodinâmicas em lapilli, formas de parede de bolhas em cinza e reticulita	Moderada à extremamente alta (por exemplo, reticulita), vesículas grandes comuns em lapilli	Possivelmente parcialmente soldado próximo ao cone
Estromboliano violento (magmático)	Planar, estendendo-se cerca de um quilômetro a algumas dezenas de quilômetros do vent. Horizontes com camadas cruzadas ricas em cinzas localizadas	Maciço à gradação inversa ou normal	Tamanhos finos à grossos de cinzas e lapilli	Pequenos fragmentos de fita e lapilli de blocos a ligeiramente arredondados, parede de bolhas a formas de blocos em cinza	Moderado à alto com pequenas vesículas abundantes em lapilli (possível textura de pedra-pomes)	Não soldado
Formação de Maar (freatomagmática)	Planar, estendendo-se por vários quilômetros do vent	Maciço, pode conter lapilli acrecionário	Cinza fina	Partículas de cinzas em bloco, pellets e lapilli acrecionário	Cinza não vesicular à moderadamente vesicular	Pode ser endurecido por alteração palagonítica
Cone de tufo, formação de aneis de tufo (freatomagmático)	Planar, estendendo-se por vários quilômetros do vent	Maciço, pode conter lapilli acrecionário	Cinza fina	Partículas de cinzas em bloco, pellets e lapilli acrecionário	Cinza não vesicular à moderadamente vesicular	Tipicamente endurecido por alteração palagonítica

Tabela 2.1: Resumo das formas de depósito, componentes de depósito e estruturas. Adaptado de Valentine e Connor (2015).

Com relação aos produtos e morfologia, o vulcanismo explosivo direto pode gerar vários tipos de depósitos, incluindo crateras vulcânicas, maars, cones de tufo e outros. Enquanto isso, a atividade vulcânica explosiva indireta, como explosões hidrotermais e explosões do tipo cone sem raízes, também pode produzir diferentes tipos de depósitos.

Crateras vulcânicas: são grandes depressões circulares no solo causadas por atividade vulcânica explosiva. Eles podem ter vários quilômetros de diâmetro e centenas de metros de profundidade. As erupções explosivas que formam crateras vulcânicas geralmente resultam da liberação de gás e vapor sob alta pressão. As crateras vulcânicas podem ser classificadas em dois tipos principais: crateras de cume e crateras de flanco. Maars: São crateras vulcânicas rasas com menos de 1 km de diâmetro e várias dezenas de metros de profundidade. Maars são formados por erupções freatomagmáticas, que ocorrem quando o magma interage de forma explosiva com a água ou outros fluidos superficiais, como águas subterrâneas ou lagos. A atividade explosiva de uma erupção maar produz uma cratera em forma de anel com paredes íngremes e fundo raso. Cones de tufo: são pequenos cones vulcânicos de lados íngremes que normalmente têm menos de 200 metros de altura e 500 metros de diâmetro. Os cones de tufo são formados por erupções explosivas que ejetam cinzas e outros materiais piroclásticos no ar, que então se depositam para formar um depósito em forma de cone. Cones de tufo são tipicamente associados a rochas vulcânicas máficas ou intermediárias, e são comumente encontrados em campos vulcânicos basálticos. Explosões hidrotermais: ocorrem quando a água subterrânea é aquecida por magma ou outra atividade vulcânica, levando à rápida expansão do vapor e à ejeção de água quente e rochas. Explosões hidrotermais podem produzir crateras, lamaçais, fumarolas e outras características hidrotermais. Explosões do tipo *rootless cones*: São pequenas crateras rasas formadas por erupções explosivas causadas pela interação da lava com a água superficial ou o gelo. A atividade explosiva produz um depósito em forma de cone composto por fragmentos vulcânicos, incluindo cinzas e lapíli. Explosões do tipo *rootless cones* são tipicamente associadas a erupções de estilo havaiano, que são caracterizadas pela efusão de lava fluida.

Importante para o presente estudo também é a discussão sobre os arenitos vulcanoclásticos. O arenito vulcanoclástico é um tipo de rocha sedimentar composta de fragmentos vulcânicos, como cinzas, pedra-pomes e lava, que foram compactados e cimentados juntos. A formação de arenito vulcanoclástico pode ser atribuída a vários processos geológicos, incluindo erupções vulcânicas, transporte de sedimentos e deposição (Fisher, 1961; McPhie, 1993). As erupções vulcânicas liberam uma ampla gama de fragmentos vulcânicos, que podem ser transportados por diversos agentes, como água, vento ou gelo. Esses fragmentos podem se acumular e sofrer compactação e cimentação, resultando na formação de arenitos vulcanoclásticos. Além disso, arenitos vulcanoclásticos podem se formar através do retrabalho de sedimentos vulcanoclásticos previamente depositados, que sofrem transporte e deposição adicionais.

A semelhança do arcabouço destes depósitos com tufos faz necessária a discussão para a determinação dos depósitos estudados neste trabalho. Assim como tufos, arenitos vulcanoclásticos possuem clastos de origem vulcânica como cinzas e lapíli, porém um parâmetro muito importante de sua gênese que os diferencia de tufos é o transporte e retrabalhamento dos clastos. Em um tufo a deposição e consolidação ocorre sem ou com o mínimo de retrabalhamento, gerando uma rocha com clastos angulosos e que preserva formas delicadas como *shards* e filamentos de vidro, em contrapartida o arenito vulcanoclástico apresenta clastos com retrabalhamento e transporte, o que destrói formas delicadas e arredonda os grãos.

Deste modo, para o presente trabalho as rochas vulcanoclásticas de granulometria fina foram classificadas como tufos, pois apresentam fragmentos de sideromelano com limites agudos e contornos delicados (*shards*) e grãos angulares que seriam destruídos durante ao processo de transporte e formação de arenitos vulcanoclásticos

2.4 GEOLOGIA REGIONAL

O Grupo Serra Geral (Cretáceo Inferior) no Estado do Paraná é subdividido em Subgrupo Serra Geral Sul (Formação Vale do Sol e Formação Palmas) e Subgrupo Serra Geral Centro Norte (Formações Chapecó, Pitanga e Paranapanema) (Licht e Arioli, 2018). A área de estudo compreende quatro formações do Grupo Serra Geral, todas pertencentes ao Cretáceo Inferior: Chapecó, Palmas, Pitanga e Paranapanema, sendo o Membro Três Pinheiros pertencente à Formação Pitanga. A Formação Chapecó (132.9 Ma (Rocha et al., 2020)) consiste de derrames de dacitos, traquidacitos e riolitos porfiríticos, comumente com autobrechas basais, núcleo maciço e topo vesiculado. A Formação Palmas (133.6 Ma (Rocha et al., 2020)) compreende dacitos e riolitos de cor cinza claro arroxeado, geralmente afíricos, faneríticos finos a afaníticos quando na forma de *pitchstones* pretos. Quando devitrificados exibem textura sal e pimenta, com esferulitos. Ocorrem na forma de derrames espessos, domos ou *coullés*. A Formação Pitanga é formada por derrames delgados de lavas básicas do tipo *pahohoe* simples e/ou composto, associados a depósitos vulcanoclásticos máficos (brechas, tufo-brechas e tufos). Sendo encontradas intercalações com arenitos e lamitos. Subordinadamente ocorrem derrames *rubbly pahohoe* e derrames *pahoehoe* tabulares espessos. Localmente ocorrem lagos de lava com disjunções colunares hexagonais de grande porte. O Membro Três Pinheiros, pertencente à Formação Pitanga consiste de derrames de lavas básicas hipohialinas de cor preta. A Formação Paranapanema consiste de derrames de basalto *pahoehoe* espessos e inflados. Localmente *rubbly pahoehoe* com camadas vulcanoclásticas na base da unidade.(Figura 2.5 (Licht e Arioli, 2018; Besser et al., 2021))

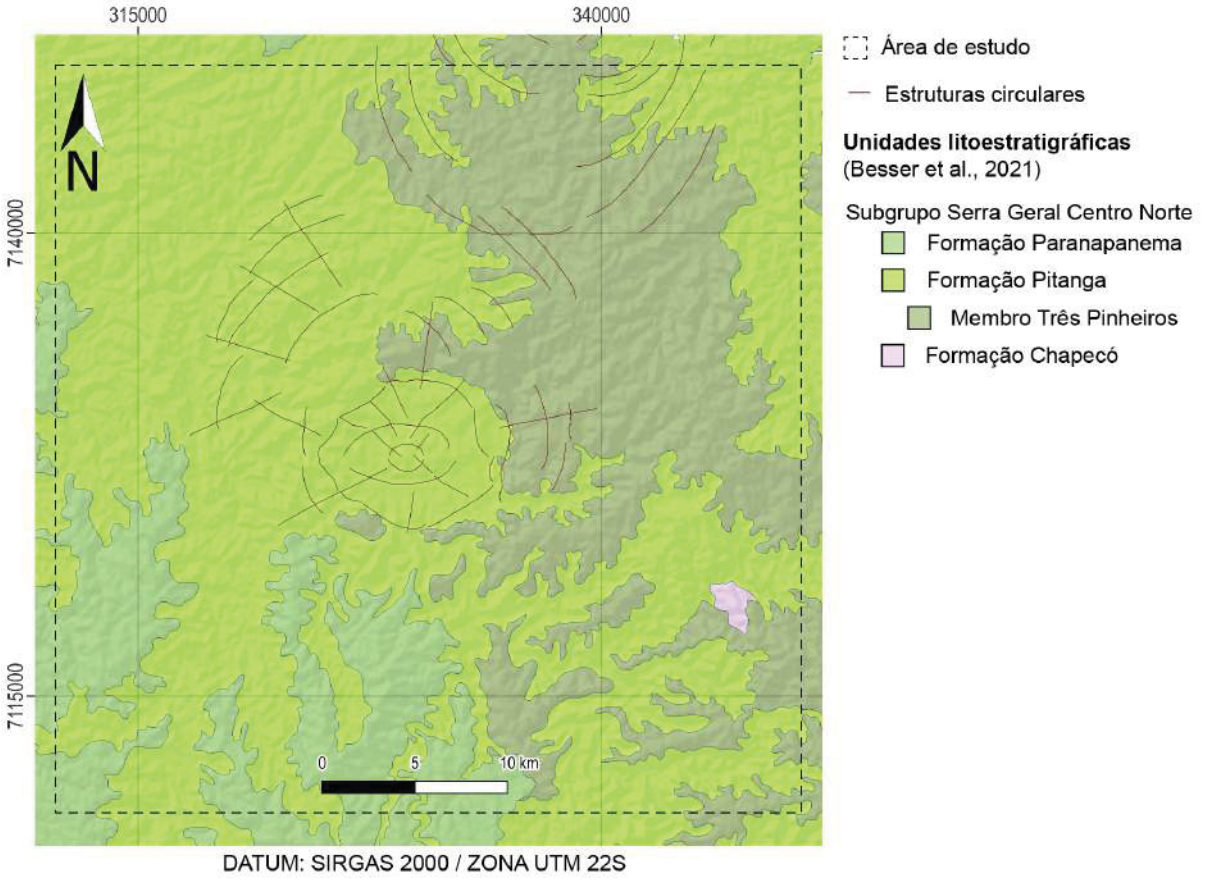


Figura 2.5: Geologia Regional. Compilado com dados de: Menezes et al. (1982); Paiva Filho (2000); Licht e Arioli (2018); Besser et al. (2021).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Na presente pesquisa foram utilizados os materiais e métodos elencados a seguir. Os mesmos serão explicados em tópicos individuais.

- Fotointerpretação: delimitar a distribuição espacial do depósito, sua morfologia e estruturas próximas em imagens de satélite, radar e fotografias aéreas (1:25.000), elaboração de mapas de declividade, integração dos dados gerados pelo trabalho como camadas de informação em ambiente SIG (QGIS);

- Trabalhos de campo: criação de uma malha amostral de pontos para análise faciológica e estratigráfica e para a coleta de amostras para análise posterior;

- Lâminas petrográficas: Confecção de lâminas petrográficas das amostras coletadas durante os trabalhos de campo;

  - Acesso ao acervo de amostras de rocha e lâminas petrográficas produzidas durante a execução do projeto de Mapeamento Geológico do Grupo Serra Geral no estado do Paraná, pela Mineropar e Instituto de Terras, Cartografia e Geologia - ITCG;

- Contagem de grãos: Utilizando o *software* gratuito ImageJ (Schneider et al., 2012) para realizar a contagem de grãos nas lâminas delgadas de amostras de rochas vulcanoclásticas;

- Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV): Realização de análises de microscopia eletrônica de varredura;

- Fluorescência de Raios-X: Realização de analises químicas das amostras de basalto coletadas durante os trabalhos de campo;

3.1 FOTOINTERPRETAÇÃO

A partir das imagens SRTM (2000) de identificação S26W053 e S27W053 com resolução espacial de 30 metros, foi criado em um ambiente SIG (QGIS) um mosaico para unificar as imagens de forma que toda a área de estudo fosse contemplada. Originalmente estas imagens possuíam sua projeção geográfica com coordenadas no sistema de referência WGS84, o qual foi reprojetado para o sistema de referência UTM - SIRGAS 2000 zona 22 Sul para padronizar o banco de dados. A partir do modelo digital de elevação composto pela união das duas imagens SRTM citadas, foram gerados dois produtos: mapa da declividade (em graus) (Figura 3.1) e mapa de relevo sombreado da área.

Como os eventos hidrovulcânicos são aqueles gerados pela interação magma-água e causam lançamentos de materiais no ar, sendo expelidos principalmente gases, fluídos em estado

supercrítico e materiais piroclásticos durante o processo (Schmincke, 2004), a deposição desses materiais vulcanoclásticos projetados (tefra) irá compor uma camada associada a um evento vulcânico explosivo ou diversas camadas associadas a eventos sucessivos. Essas camadas podem compor um único depósito ou se intercalar com derrames de lava. Em virtude de sua composição, os depósitos vulcanoclásticos são mais resistentes ao intemperismo do que os derrames de basalto, se destacando na topografia como faixas contínuas de mais alta declividade. O método utilizado para identificação dos distintos eventos foi o de identificar faixas de declividade e hierarquizá-las da base ao topo da estratigrafia da área de trabalho. Com base na continuidade espacial das linhas de declividade (Figura 3.2) foram traçadas 6 faixas de declividade para a região. Estas foram hierarquizadas em 6 classes com valores de 0 a 5, representando sua posição estratigráfica local. As faixas que representam eventos mais antigos receberam uma hierarquia numérica menor, sendo 0 a primeira, já os eventos mais recentes e mais ao topo da estratigrafia local receberam uma hierarquia numérica maior. O posicionamento de pontos conhecidos de depósitos vulcanoclásticos provenientes do estudo de produtos vulcânicos no sudoeste do Paraná (Licht et al., 2012) foi utilizado para averiguar se existe uma relação entre as faixas de declividade e tipos específicos de litologias (Figura 3.3). Para melhor definir a continuidade destas faixas a imagem contendo os valores de declividade foi sobreposta ao mosaico SRTM que por sua vez foi sobreposto ao relevo sombreado, desta forma, permitindo a melhor definição do comportamento das linhas de declividade (Figura 3.2).

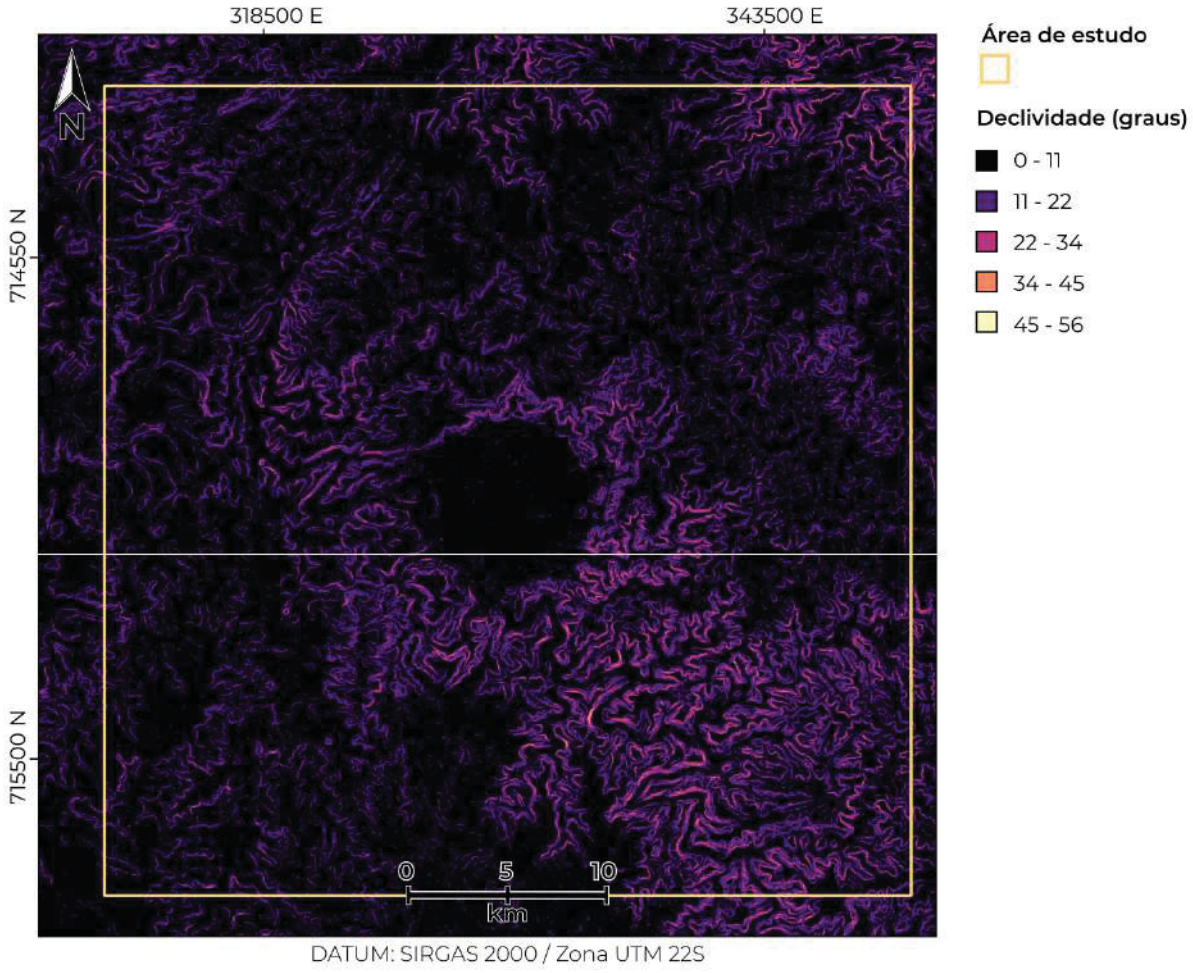


Figura 3.1: Valores de declividade compondo faixas contínuas no modelo de terreno.

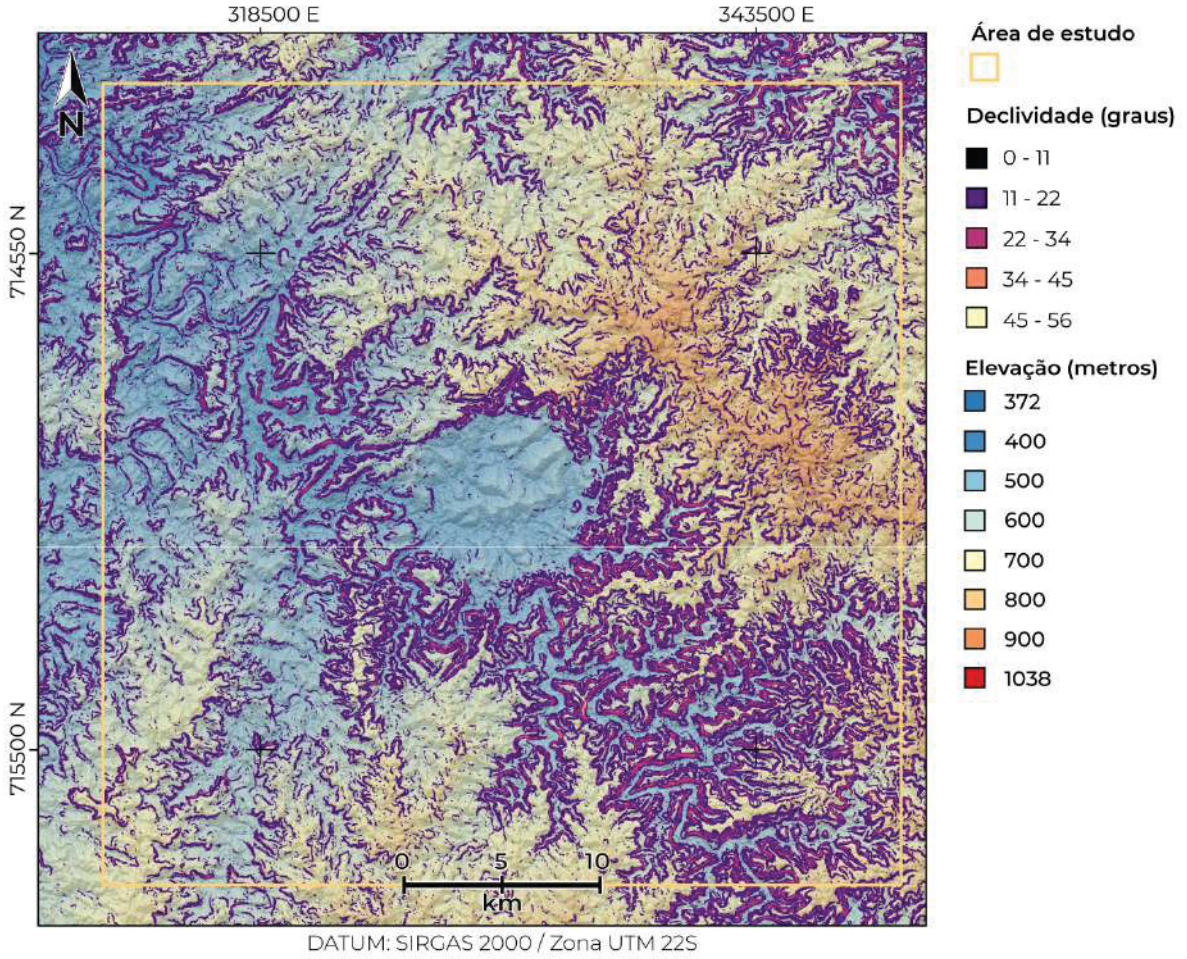


Figura 3.2: Sobreposição das imagens de: Faixas de declividade, Modelo Digital de Elevação e Relevo Sombreado.

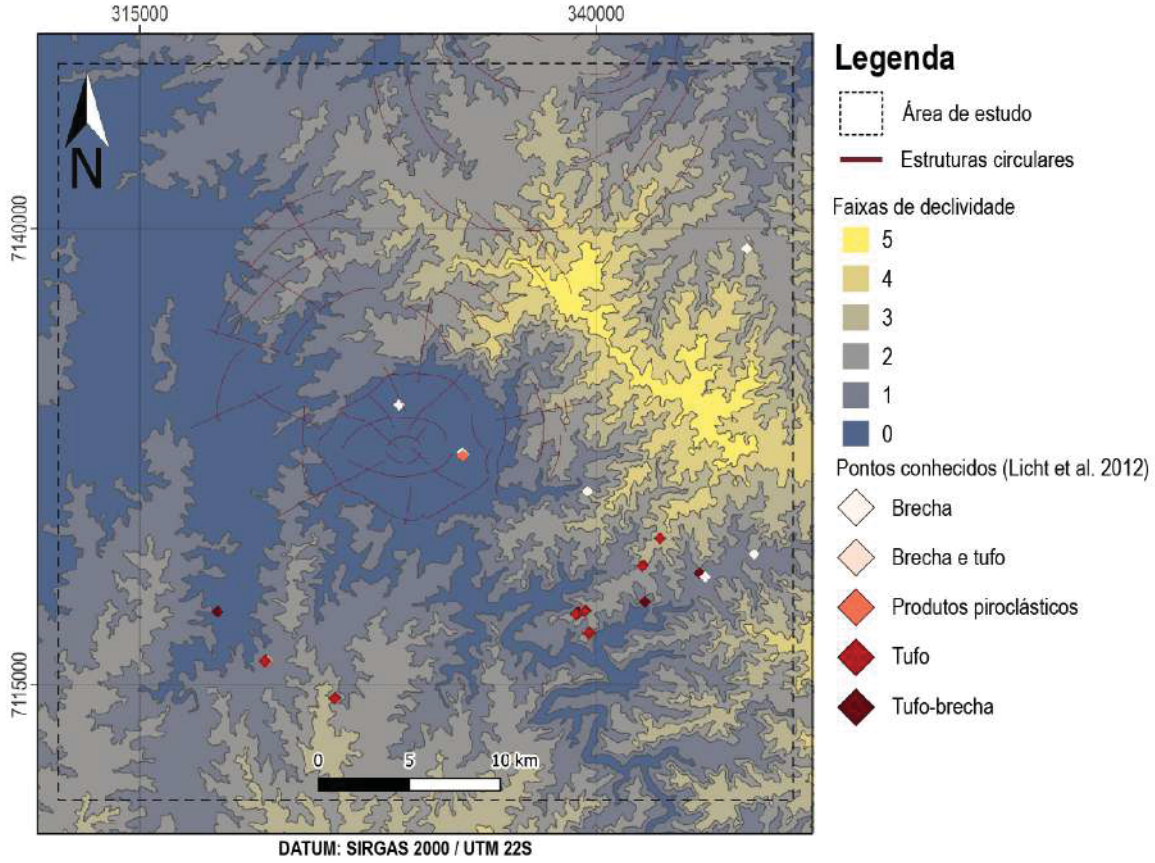


Figura 3.3: Pontos com depósitos vulcanoclásticos anteriormente estudados por Licht et al. (2012) em relação às faixas de declividade.

Com isso foi possível classificar a ocorrências das amostras conhecidas de acordo com a faixa de declividade que as contém, como apresentado na Tabela 3.1

Faixa de declividade	**Pontos conhecidos (Licht et al., 2012)**
5	-
4	-
3	EA-0608; EA-0083
2	EA-0611; EA-0610; OL 3049; OL 3054; OL 3058; OL 3061; OL 3520
1	OL 3057; EA-0628; OL 3063; EA-1641
0	EA-1245; EA-1246; EA-0056; OL 3067

Tabela 3.1: Correspondência entre faixas de declividade e ocorrências de depósitos hidrovulcânicos descritos por Licht et al. (2012).

As faixas de declividade traçadas também foram utilizadas para a plotagem dos pontos de interesse para o planejamento do trabalho de campo (Figura 3.4). Primeiramente foram criados 4 perfis com orientações N-S, E-O, NO-SE e SO-NE, que se intersectam no centro geográfico da estrutura circular de Vista Alegre. Os pontos de interesse para visitas a campo foram marcados onde as faixas de declividade intersectavam os perfis. Posteriormente, os pontos acima referidos foram filtrados com base em três regras: descartado se havia outro ponto muito próximo representando a mesma faixa de declividade; descartado se inacessível; descartado

caso o ponto não parecesse promissor a partir da análise de imagens de satélite. Assim foram selecionados os pontos de interesse para serem visitados durante o trabalho de campo.

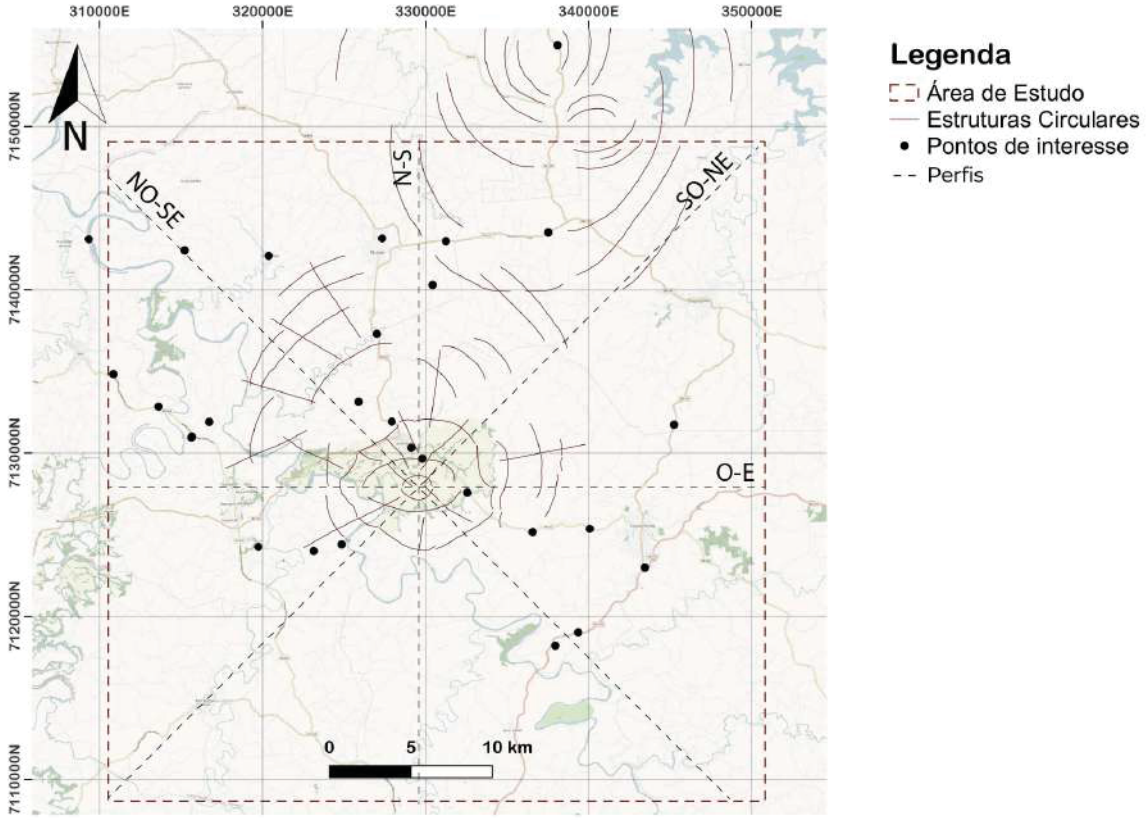


Figura 3.4: Pontos planejados para visita durante trabalhos de campo.

3.2 TRABALHOS DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado no período de 21 a 27 de novembro de 2021. O percurso contemplou 4 cidades do Sudoeste do Paraná: Saudade do Iguaçu, Coronel Vivida, Itapejara d' Oeste e São João. Mesmo que Saudade do Iguaçu esteja fora dos limites da área de estudo, os pontos 1 e 2 deste trabalho estão localizados em uma pedreira já descrita por Licht e Arioli (2018). O trabalho de campo teve como objetivo principal o reconhecimento de afloramento no interior e áreas vizinhas da estrutura circular de Vista Alegre, com maior enfoque na porção Oeste / Noroeste, pois os outros quadrantes já são bem mapeados por trabalhos anteriores (Figura 2.1). Foram visitados 24 pontos de campo durante 6 dias de campo, que são mostrados na Figura 3.5

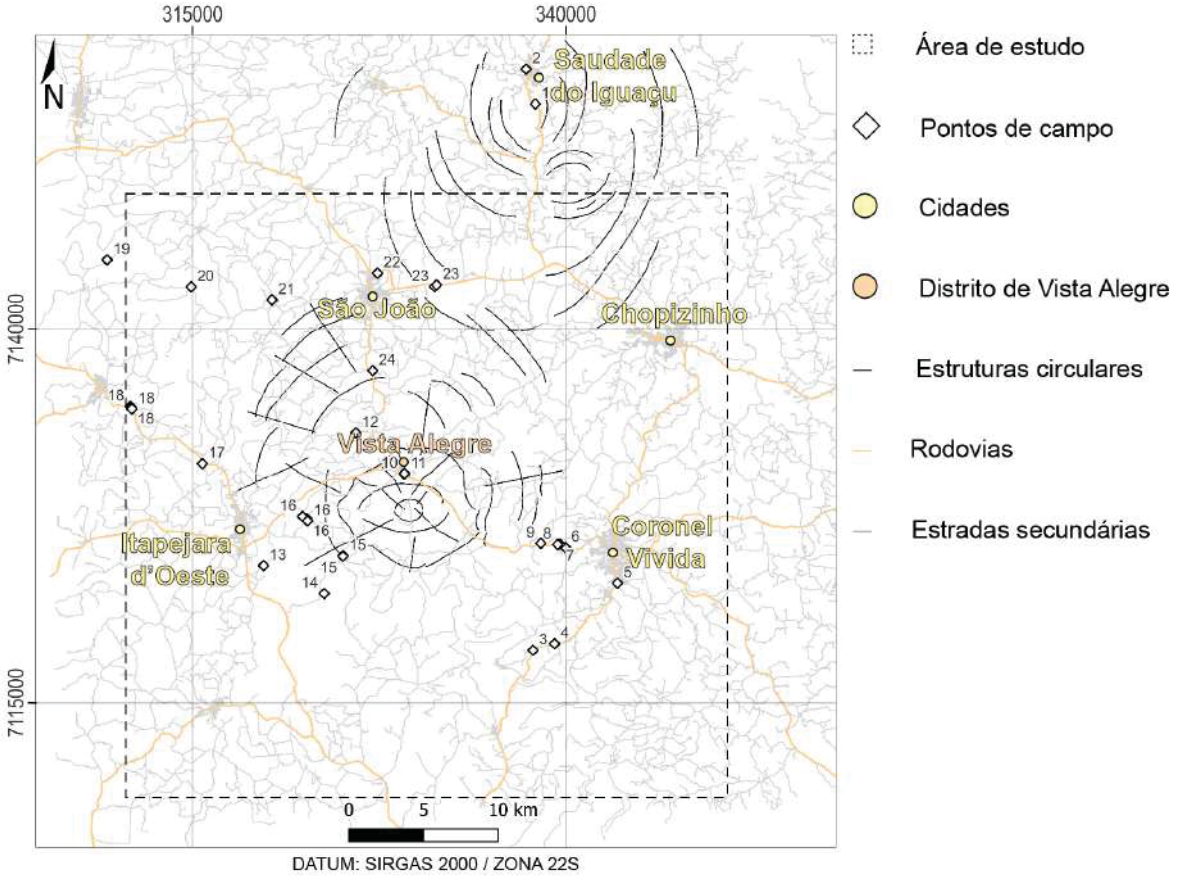


Figura 3.5: Distribuição dos pontos visitados durante os trabalhos de campo.

Faixa de declividade	**Pontos**
5	-
4	-
3	5
2	1, 2, 4, 6, 7, 8, 22, 23
1	3, 9, 12, 14, 18, 20, 24
0	10, 11, 13, 15, 16, 17, 19

Tabela 3.2: Pontos de campo em relação às faixas de declividade

Dos 24 pontos apenas 2 ocorrem na Formação Paranapanema (Figura 3.6). Os 22 pontos restantes ocorrem na Formação Pitanga (16 pontos) e no Membro Três Pinheiros (6 pontos) (Tabela 3.3).

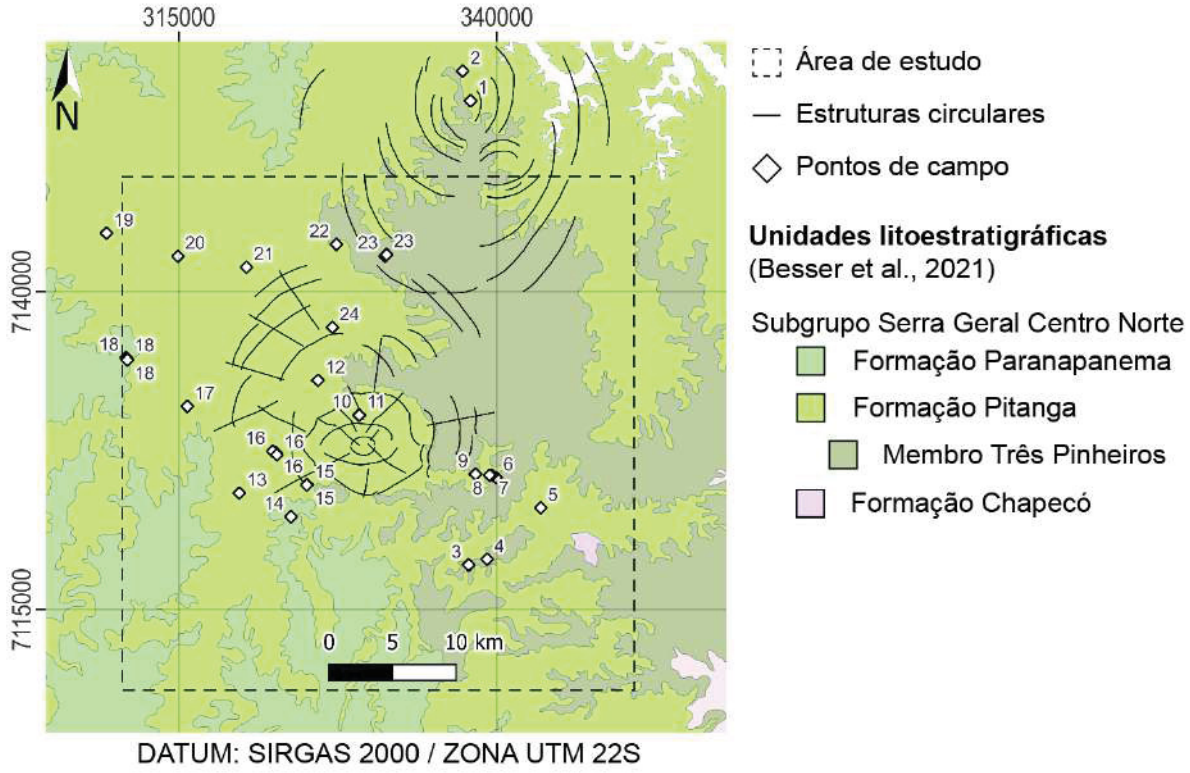


Figura 3.6: Geologia Regional. Compilado com dados de: Besser et al. (2021); Paiva Filho (2000); Menezes et al. (1982).

Litologia	Pontos
Formação Pitanga	1, 2, 5, 9, 10-11, 12, 13, 15, 16, 17, 19, 20, 21, 22, 24
Membro Três Pinheiros	3, 4, 6, 7, 8, 23
Formação Paranapanema	14, 18

Tabela 3.3: Pontos visitados durante a etapa de campo em relação com as litologias do Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Paraná (Besser et al., 2021). Pontos em vermelho: ocorrência de rochas vulcanoclásticas.

3.2.1 Descrição dos Pontos

Nesta seção serão apresentados os pontos de campo e amostras representativas coletadas em cada ponto. Em pontos onde há sucessão de camadas são traçados os limites entre litologias, onde uma linha completa representa contato visualmente reconhecível e linhas tracejadas representam contatos inferidos.

Ponto 01 – Coordenadas: 338004E 7155044N 653Z

Descrição: Afloramento em pedreira (atualmente sendo recoberta para encerramento das atividades) em beira de estrada . Afloramento em paredão rochoso. Apresenta 5 litologias identificáveis sendo 3 destas distintas (Figura 3.7). Na base ocorre basalto de cor cinza, textura afanítica e vesiculado na porção superior, apresentando feixes de planos de fratura sub horizontais. Este basalto é coberto por brecha com matriz de cor marrom avermelhada de granulação fina e arcabouço com clastos angulosos de basalto muito vesiculado. Esta sequência se repete uma vez no afloramento, sendo exposta por aproximadamente 7 metros antes de ser coberta por solo. No topo, o afloramento é recoberto por derrame de basalto maciço e muito fraturado. Em detalhe estas litologias podem ser vistas na Figura 3.8

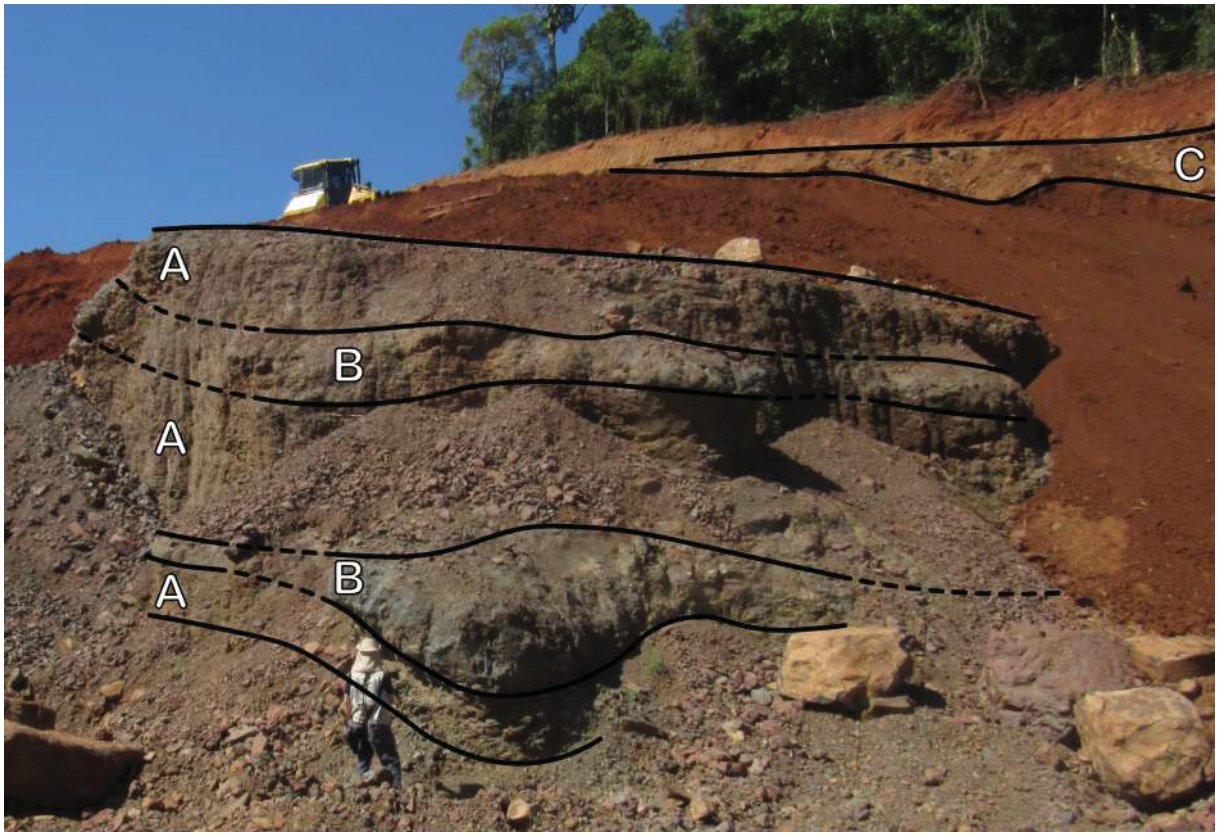


Figura 3.7: Ponto 1 - Litologias que compõem o afloramento. A - Derrame de basalto com fraturamento sub horizontal. B - Brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. C - Derrame basáltico maciço

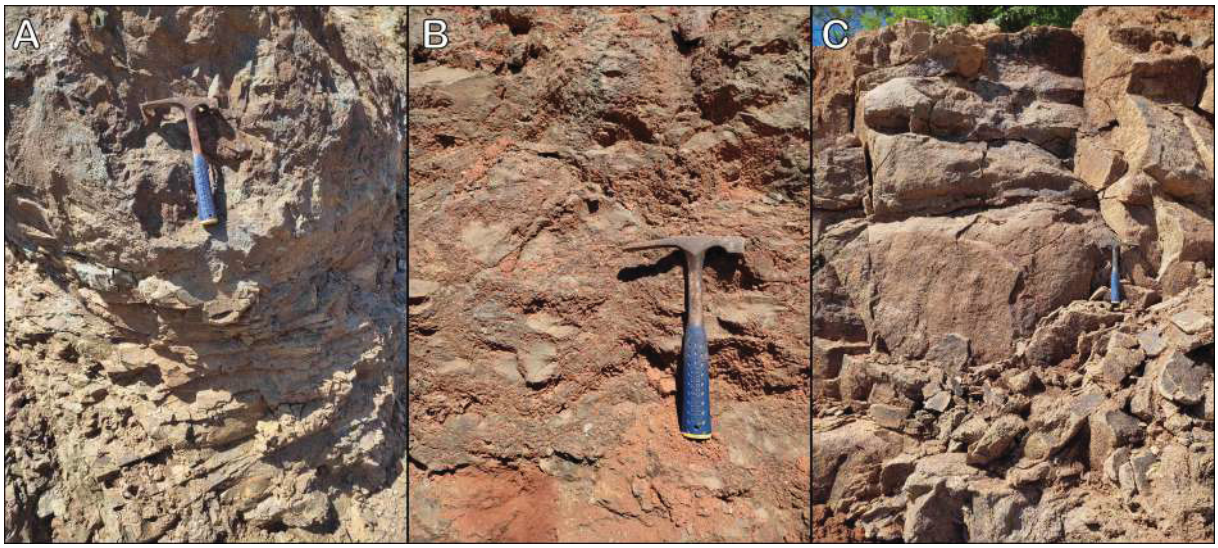


Figura 3.8: Detalhe dos litotipos presentes no afloramento. A - Basalto com laminação de fluxo. B - brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. C - Derrame basáltico maciço

Ponto 02 – Coordenadas: 337348E 7157382N 645Z

Descrição: Corte em margem de rua de área urbana. Afloramento de tufo vitroclástico (Figura 3.9). Tufo com cor laranja, composta por clastos esféricos de granulometria lapíli grosso com estratificação planar paralela, recoberto por brecha. O afloramento no corte lateral possui aproximadamente 2,2 m de espessura, compreendido de tufo (2 m iniciais) e é recoberto por brecha (Figura 3.10). Em outro corte do mesmo afloramento é possível ver que abaixo do tufo ocorre a mesma brecha que o recobre. Tufo apresenta deposição em forma de lentes sobre esta brecha (Figura 3.10 - c). Esta brecha é composta de matriz fina (matriz suportada) de cor marrom, possui lentes de basalto avermelhado, muito fino que se fratura de forma conchoidal, seu arcabouço é composto por clastos, blocos e matacões angulosos de basalto muito vesiculado (15 à 20cm)(Figura 3.10 - b). A brecha da base possui aproximadamente 3m de espessura. Em detalhe estas litologias podem ser vistas na Figura 3.10.

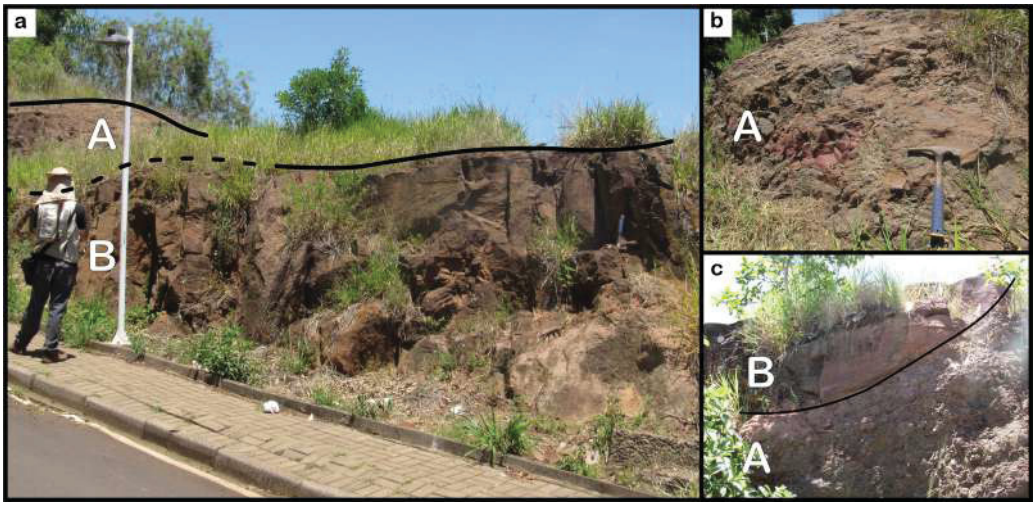


Figura 3.9: Ponto 2: a) Afloramento na área urbana de Saudade do Iguaçu. Litologias que compreendem a porção superior do afloramento. A - brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. B - Tufo vitroclástico. b) Brecha que recobre o tufo na Figura (a). c) Tufo depositado sobre a brecha, com contato basal em superfície côncava, apresentando estratificação cruzada.

A brecha (matriz suportada) (Figura 3.9 A) é constituída por matriz fina, tufácea que difere do tufo que ocorre entre as camadas de brecha. Os clastos centimétricos (5 a 10cm) são angulosos e unicamente de basalto vesiculado à amigdaloide.

O tufo (Figura 3.9 B) é constituído por clastos com esfericidade alta visíveis a olho nu (até 1mm), de cor rosa alaranjado. Possui estratificação planar na porção superior do afloramento e acanalada nas porções de contato com a brecha.

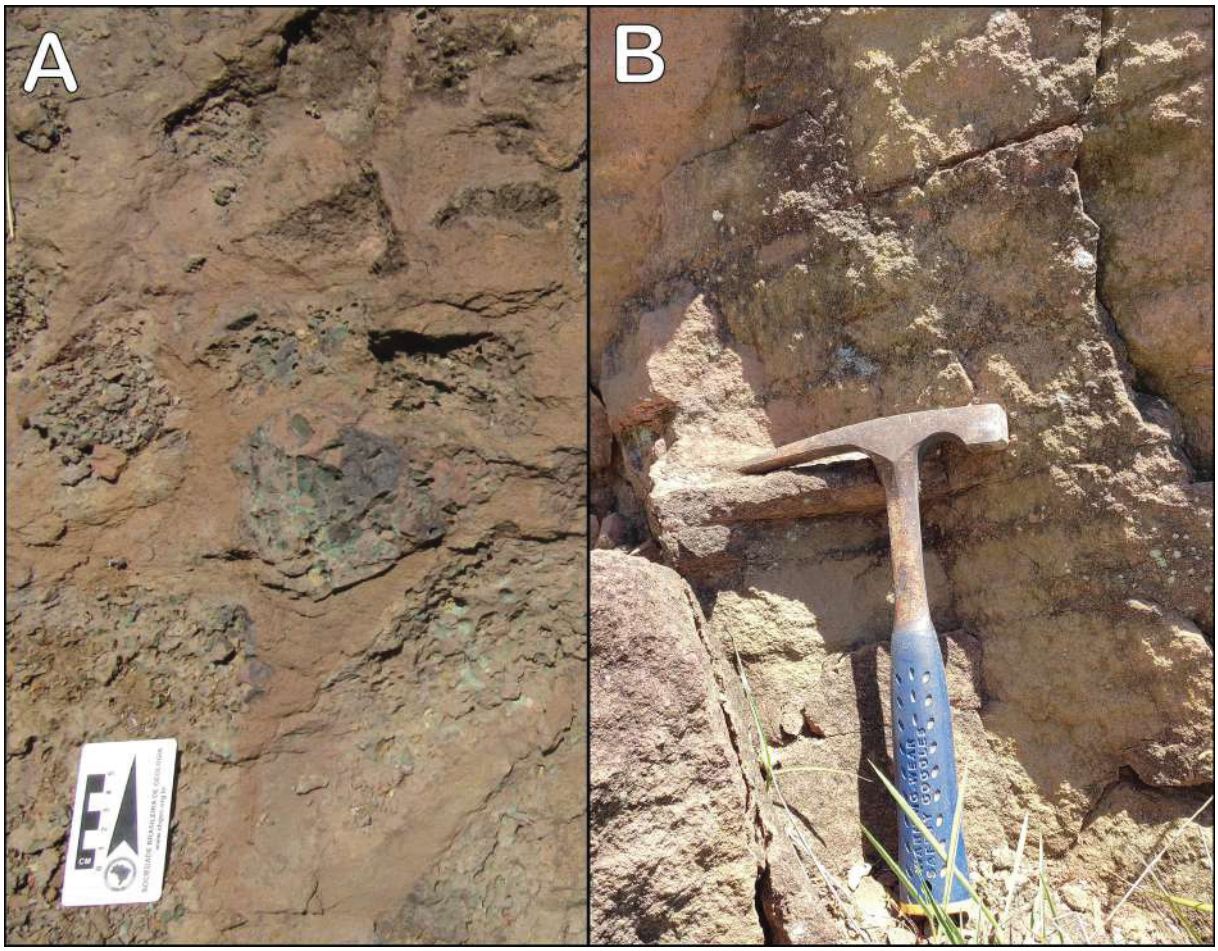


Figura 3.10: Ponto 2 - Detalhe dos litotipos presentes no afloramento. A - brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. B - Tufo vitroclástico acamadado.

Ponto 03 – Coordenadas: 337815E 718533N 661Z

Descrição: Afloramento em lajedo de estrada vicinal ao lado de britador que utiliza esta mesma rocha como matéria prima. Basalto afanítico muito fraturado (Figura 3.11).



Figura 3.11: Ponto 3 - Afloramento em beira de estrada vicinal da BR-158, 11 km ao sul do município de Coronel Vivida.

Ponto 04 – Coordenadas: 339248E 7118974N 683Z

Descrição: Afloramento em corte de estrada vicinal. Depósito vulcanoclástico com exposição de aproximadamente 8 metros. Basalto afanítico muito fraturado e alterado no topo. O afloramento é constituído majoritariamente por brecha com matriz muito fina, avermelhada e clastos de basalto vesicular à amigdaloide, angulares com dimensões centimétricas (10 cm). Tufo muito fino, estratificado e competente, ocorre como lentes de 30 cm de espessura pontualmente ao longo do afloramento (Figura 3.12 - (a)). Clastos da brecha interferem na estratificação e continuidade das lentes de tufo, por vezes dobrando as camadas do tufo e criando novas superfícies de deposição (Figura 3.12 - (b) e (c))

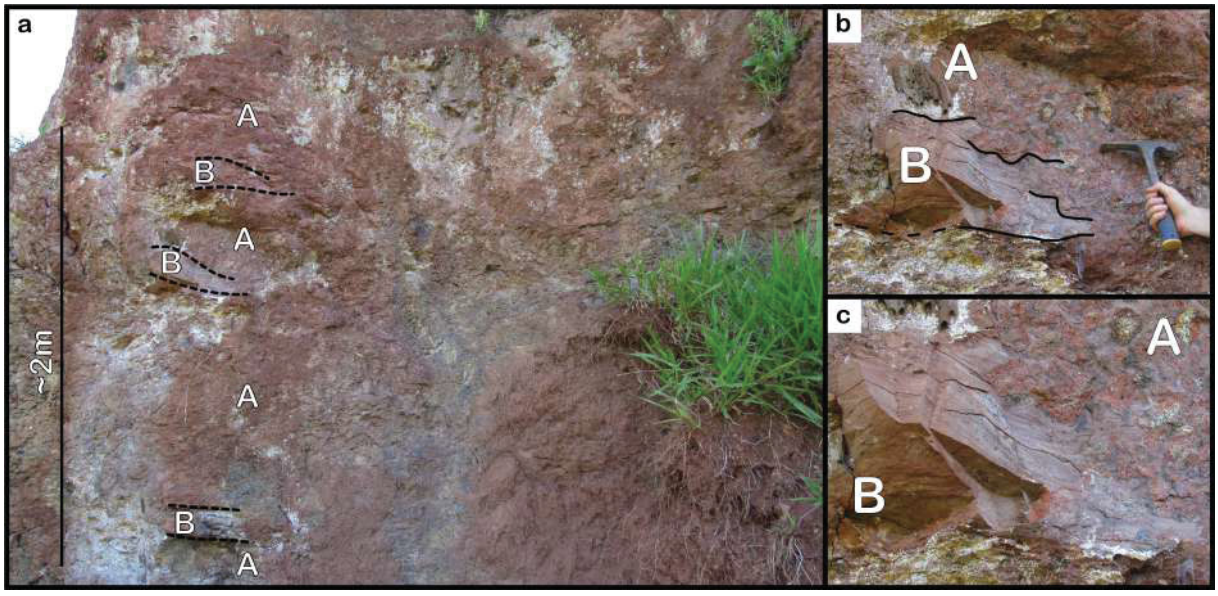


Figura 3.12: Ponto 4 - a) Detalhamento dos litotipos presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea e clastos de basalto vesicular. B - Lentes de tufo. b) e c) Detalhe da interação entre blocos da brecha e tufo, onde os blocos perturbam e mesmo destroem a estratificação do tufo.

Ponto 05: – Coordenadas: 343418E 7123004N 726Z

Descrição: Afloramento em beira de estrada em saibreira abandonada (Figura 3.13). Afloramento com proporções aproximadas de 20 m de altura e 80 m de comprimento. Rocha de cor vermelha na base, muito fraturada e intemperizada ocorrendo como piso do afloramento. Acima desta ocorre rocha de cor cinza, com textura fanerítica com cristais bracos milimétricos (plagioclásio) e mineral verde de brilho vítreo que por vezes apresenta alteração esferoidal (celadonita) e apresenta porção vesicular a aproximadamente 3 m de altura, voltando para maciça até 10m de altura. Porções vesiculares apresentam por vezes preenchimento por este material esverdeado e por material branco (calcita). Pontualmente em 10 m ocorre lente de material vermelho fino com clastos milimétricos (2 à 5mm), orientados. É mais competente que o resto do afloramento, com aproximadamente 20 cm de espessura (Figura 3.13 - (b)).

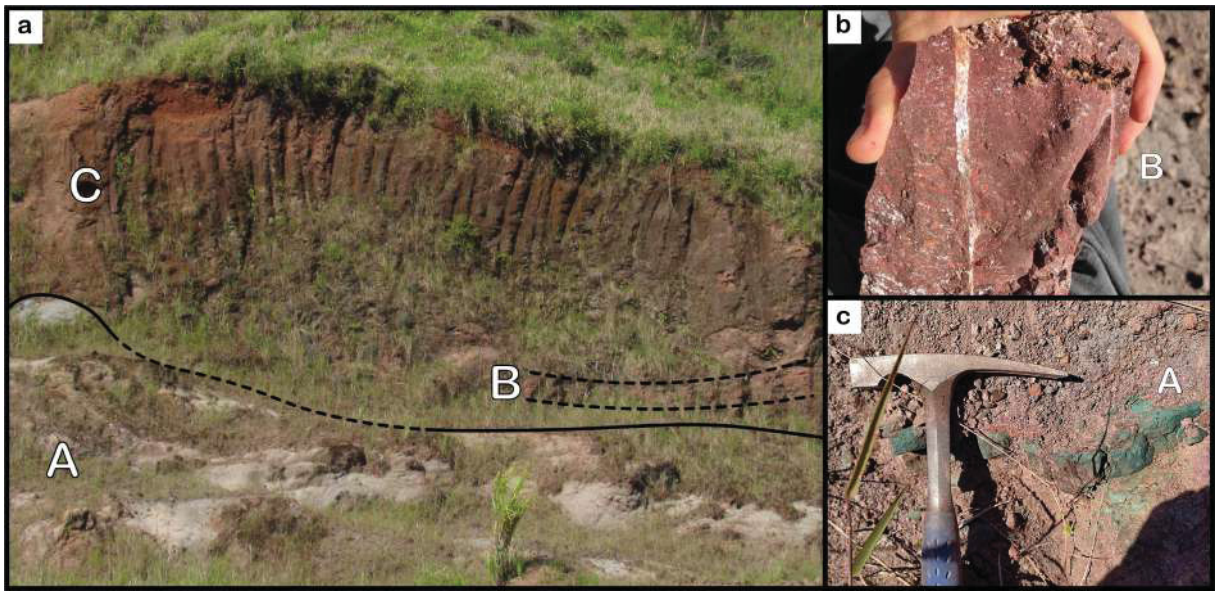


Figura 3.13: Ponto 5 - a) Pedreira abandonada no município de Coronel Vivida. A - Basalto amigdaloide, B - Lente de tufo e C - Derrame de basalto maciço. b) e c) A - Detalhe dos veios de mineral verde (celadonita) que ocorrem na rocha da base do afloramento. B - Lente de tufo avermelhado, fino com clastos de tamanho milimétrico C- Derrame de basalto.

Ponto 06 & 07: – Coordenadas: 339947E 7125408N 708z

Descrição: (Ponto 06) Afloramento em beira de estrada, recém dinamitada para construção de acostamento. Rocha de cor cinza, afanítica. Basalto maciço. O afloramento possui aproximadamente 5 m (espessura), onde 2,5 m são de rocha, 1,5 m de regolito e 1 m de solo (Figura 3.14). A rocha se encontra muito fraturada, talvez devido à dinamitação, porém são vistos veios e soleiras centimétricas em espessura (2 à 10cm) e métricos em comprimento, de basalto de cor cinza e fanerítico (Figura 3.14 - (c)).

(Ponto 07) Afloramento em corte de estrada, contínuo ao anterior, aproximadamente 50m à frente seguindo a rodovia. Basalto de cor cinza escura, afanítica, recoberta pelo basalto fanerítico do ponto 06. Fraturas são preenchidas por celadonita e calcita. Apresenta porções amigdaloides preenchidas com estes mesmos materiais (Figura 3.14 - (b)).

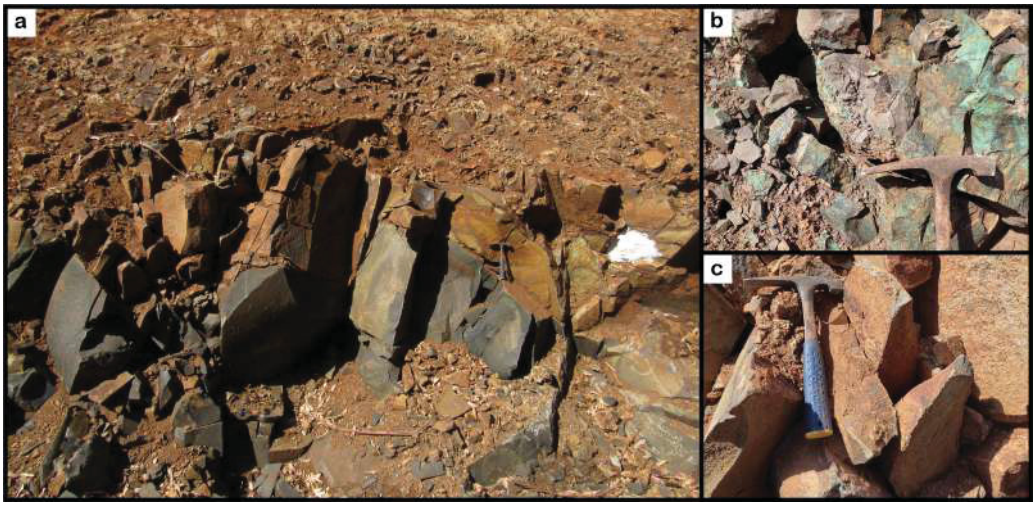


Figura 3.14: Ponto 7 - a) Afloramento em corte de estrada (PR-562) recém dinamitada. b) Veios de basalto fanerítico. c) Continuação do afloramento de cota inferior da mesma encosta.

Ponto 08: – Coordenadas: 339443E 7125603N 678Z

Descrição: Afloramento em beira de estrada recém dinamitada. Afloramento possui aproximadamente 10 m de espessura, onde os 4 m da base são de brecha com matriz muito fina rosada e clastos são angulosos de rocha vesiculada (basalto). É recoberta por camada de 1m de espessura de rocha (tufo) rosa de granulometria fina com material branco pontual. Esta por sua vez é recoberta por derrame do basalto do ponto anterior no topo do afloramento. (Figura 3.15 e 3.16)

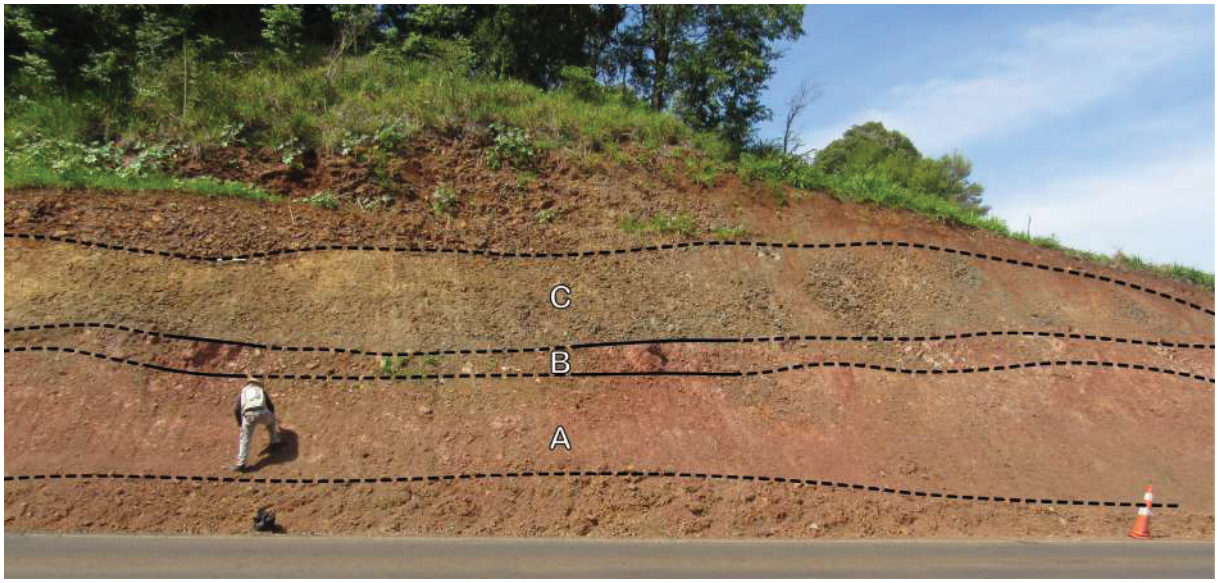


Figura 3.15: Ponto 8 - Litologias presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea com clastos de basalto vesicular. B - Camada de tufo. C- Derrame de basalto.

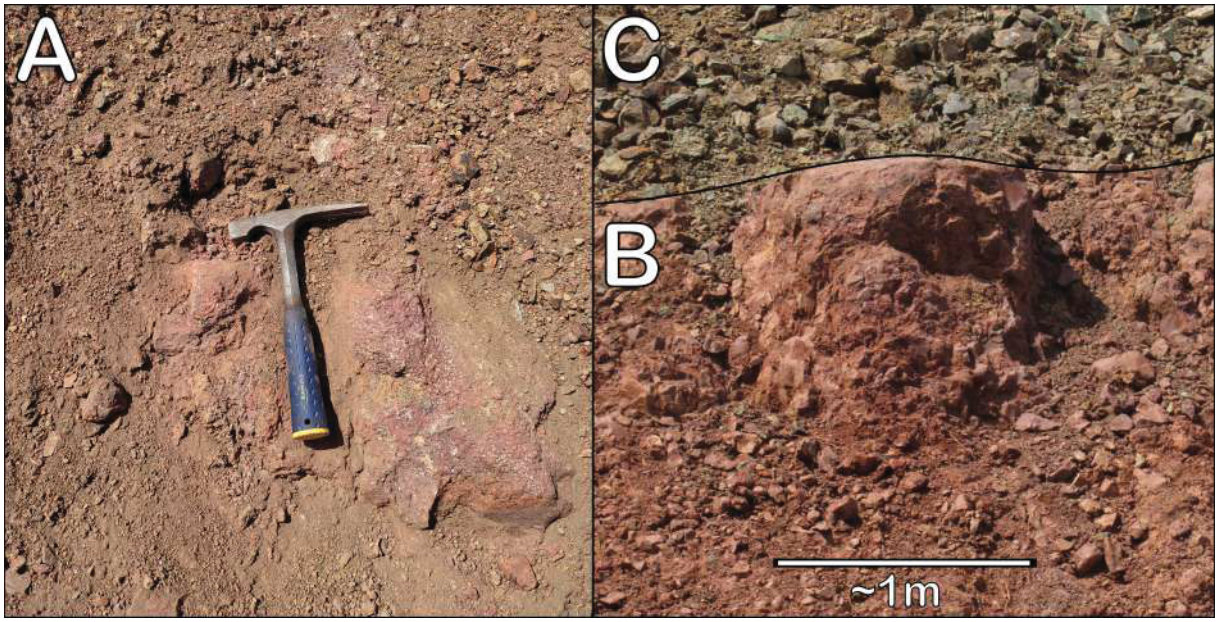


Figura 3.16: Ponto 8 - Detalhamento dos litotipos presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea com clastos de basalto vesicular. B - Camada de tufo. C- Derrame de basalto.

Ponto 09: – Coordenadas: 338297E 7125678N 556Z

Descrição: Afloramento em corte de estrada recém dinamitado, Seção com 3 litotipos. Afloramento com aproximadamente 10 m de altura (Figura 3.17). Nos 5 metros da base é vista brecha com matriz fina de cor cinza que apresenta por vezes estratificação fraca perturbada pelos clastos e blocos de basalto. Estes fragmentos são angulosos e amigdaloides, preenchidos por celadonita, calcita e material de cor laranja e brilho vítreo. Cavidades são vistas nos contatos entre matriz e clastos como escape de fluídos ou gases. Estas cavidades também são preenchidas por este material alaranjado. Clastos não apresentam gradação nem orientação preferencial nesta brecha. Esta brecha é recoberta por rocha (tufo vitroclástico) de cor laranja, com granulação de lapíli médio à grosso e em sua base engloba alguns matacões de basalto que são vistos na brecha. Este tufo é formado por partículas esféricas (cinza média) e sua camada apresenta aproximadamente 1,5 m, os matacões englobados são presentes apenas nos 30 cm iniciais da base. Este tufo é recoberto por derrame de basalto que, por vezes, apresenta laminações (Figura 3.18).



Figura 3.17: Ponto 9 - Litologias presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea com clastos e blocos de basalto vesicular. B - Camada de tufo vitroclástico. C- Derrame de basalto.

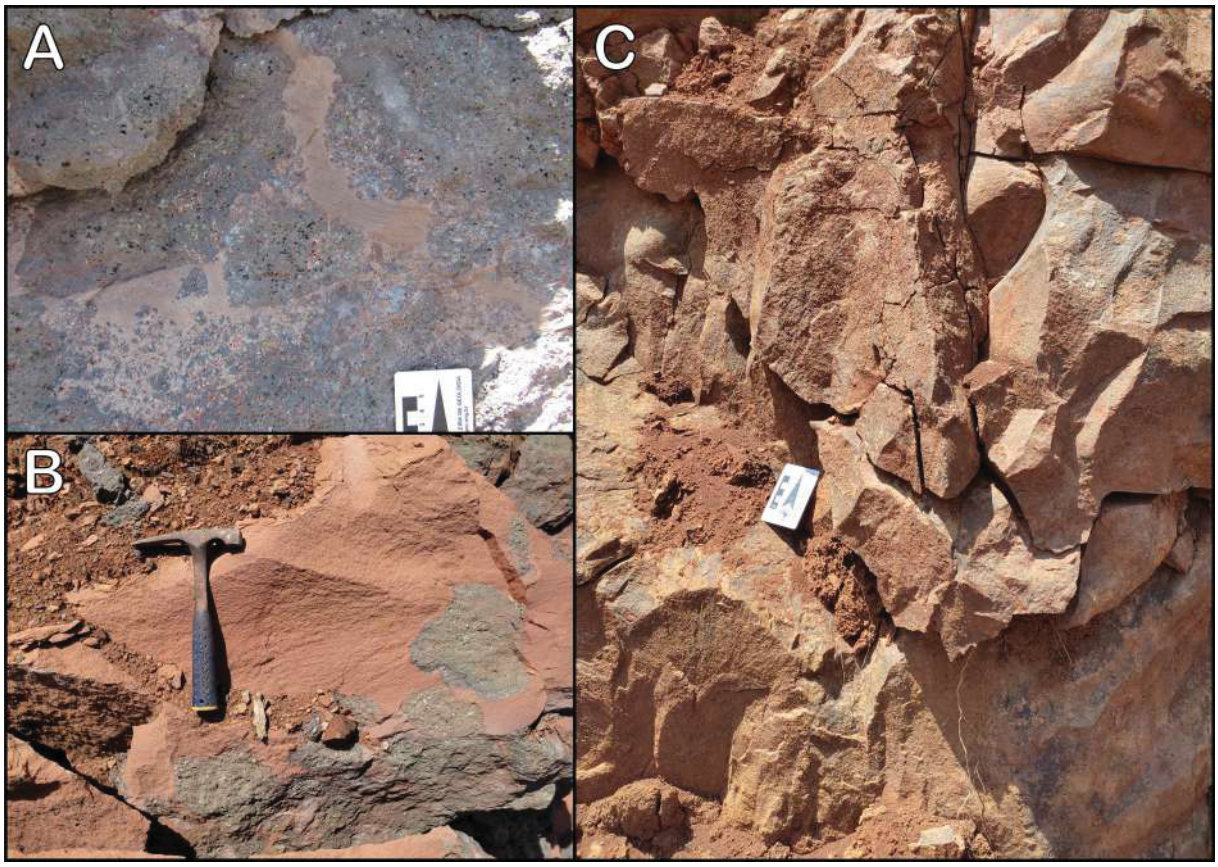


Figura 3.18: Ponto 9 - Detalhamento dos litotipos presentes no afloramento: A - brecha com matriz tufácea com clastos e blocos de basalto vesicular. B - Tufo vitroclástico, apresentando estratificação incipiente e blocos e bombas de basalto na porção basal. C- Derrame de basalto.

Ponto 10/11 – Coordenadas: (Ponto 10) 329187E 7130325N 488Z & (Ponto 11) 329197E 7130314N 481Z

Descrição: Afloramento em clareira na beira da BR-562, à 600m do centro de Vista Alegre. (Figura 3.19) Brecha do centro da estrutura circular de Vista Alegre. Rocha de estrutura maciça e matriz muito fina de cor bege. Clastos variam de milimétricos a centimétricos (<1 cm à 5 cm (lapíli médio - blocos e bombas)) de variadas litotipos (basalto, calcário, rochas intermediárias e ácidas) assim como minerais (calcita, quartzo), variando de angulosos à sub-arredondados (Figura 3.19 (b)). Apresenta geodo preenchido por cristais milimétricos de quartzo hialino. Em teste com ácido clorídrico toda a matriz reage de forma fraca e alguns clastos reagem com efervescência (cimentação carbonática e clastos de rochas carbonáticas). Afloramento possui aproximadamente 6 m de espessura, com 7 camadas maciças com espessuras variáveis, desde centimétricas (10 cm) à métricas (1,5 m) (Figuras 3.18 (a) e (c)).



Figura 3.19: Ponto 10 - Afloramento em clareira ao lado de estrada ((PR-562) no distrito de Vista Alegre. a) e c) Brecha heterolítica composta por diversas camadas de estrutura maciça. Espessuras variam de centimétricas a métricas (10cm ≳1m). b) Detalhe da brecha.

Ponto 12: – Coordenadas: 325930E 7133055N 549Z
Descrição: Afloramento em leito de rio (Figura 3.20). Basalto afanítico, de cor cinza escuro. Apresenta crosta ocre em fraturas.



Figura 3.20: Ponto 12 - Afloramento de basalto afanítico em lajedo de rio.

Ponto 13: – Coordenadas: 319757E 7124235N 481Z
Descrição: Afloramento em pedreira ativa e corte de estrada (Figura 3.21). Rocha muito intemperizada, com crosta ocre vista em toda sua superfície exposta e entre fraturas. Em fácies fresca a rocha é afanítica e com cor cinza escura (basalto hipohialino).

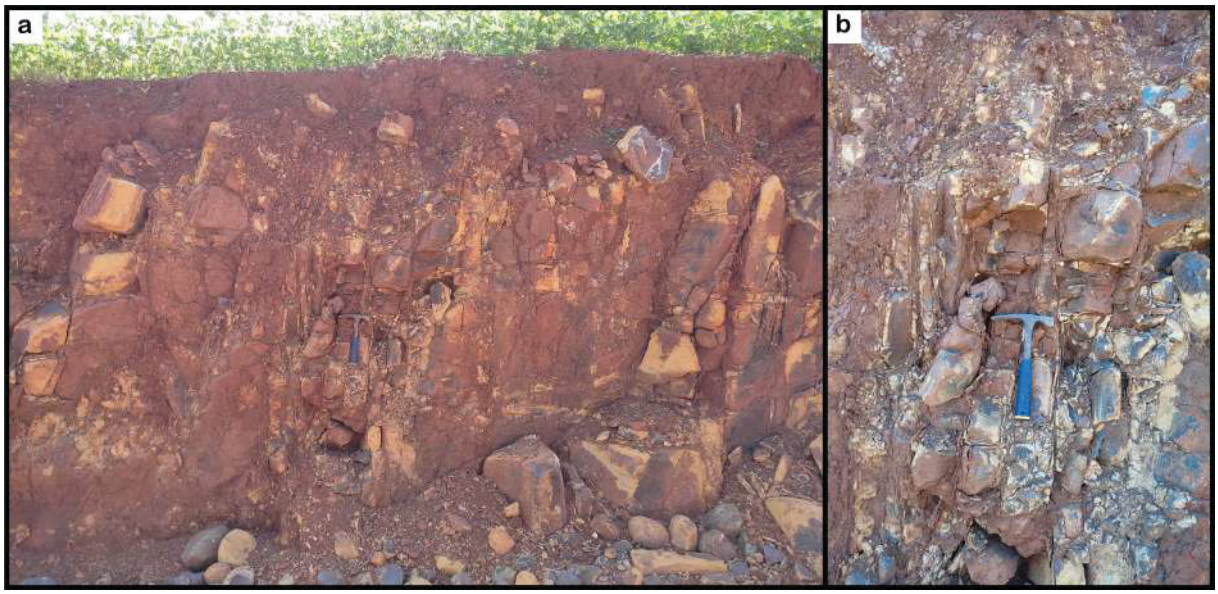


Figura 3.21: Ponto 13 - Afloramento em corte de estrada com exposição de uma incipiente colunata e elementos de entablamento.

Ponto 14: – Coordenadas: 323117E 7124052N 579Z
Descrição: Afloramento em corte de estrada. Derrame de basalto de cor marrom avermelhado, com vesículas pontuais porém majoritariamente maciça. Possui cavidade entre duas massas de rocha. Não há diferença aparente entre as duas porções (Figura 3.22).

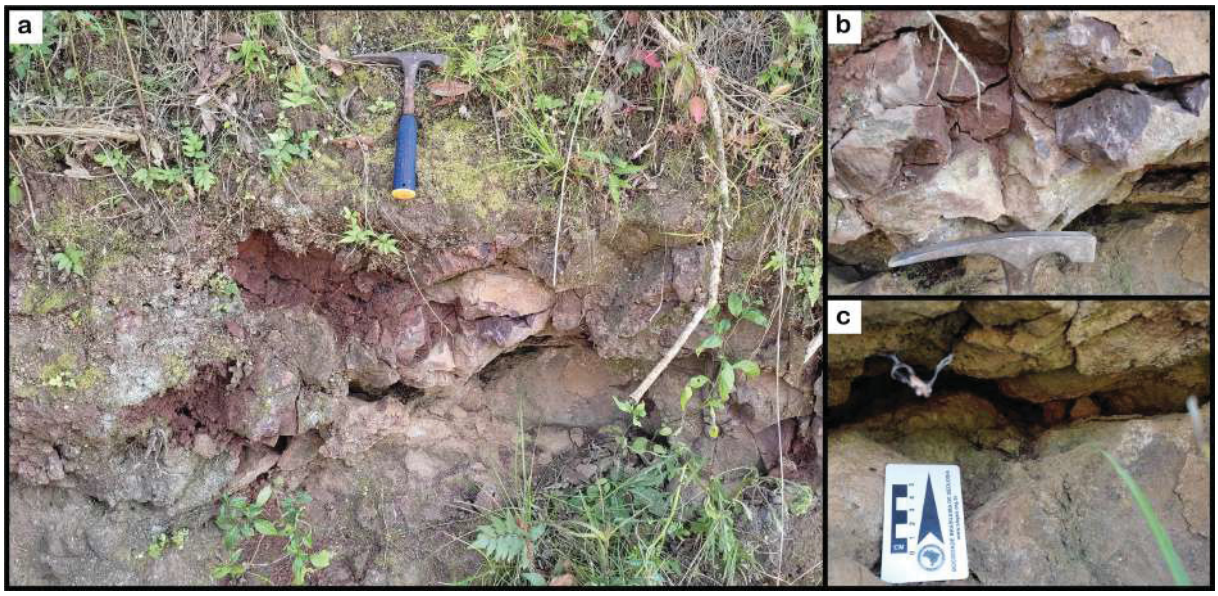


Figura 3.22: Ponto 14 - Afloramento em corte de estrada vicinal.

Ponto 15: – Coordenadas: 325077E 7124809N 471Z

Descrição: Afloramento em usina hidrelétrica. Sequências de derrames de basalto afanítico. Alguns derrames apresentam colunata basal incipiente e elementos prismáticos de entablamento. Afloramento em sua totalidade tem aproximadamente 30 m de altura. Toda a queda d'água da hidrelétrica ocorre sobre este derrame de basalto (Figura 3.23).

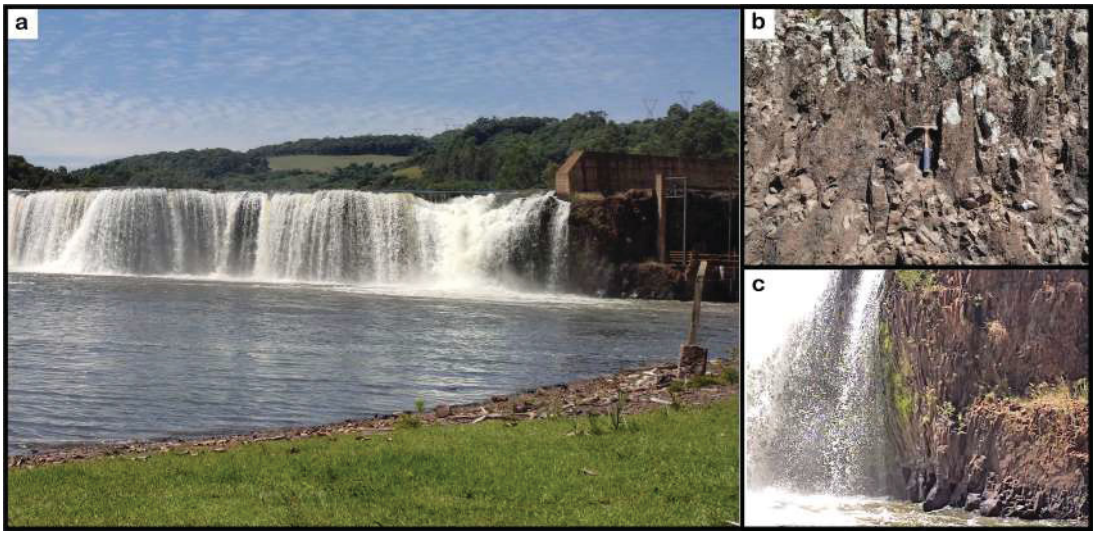


Figura 3.23: Ponto 15 - a) Afloramento em PCH. b) Parte superior do afloramento apresentando os elementos prismáticos de entablamento. c) Detalhe das estruturas visíveis na rocha na queda d'água, entablamento sobre a colunata basal (basalto hipohialino).

Ponto 16: – Coordenadas: 322704E 7127173N 520Z

Descrição: Afloramento em pedreira (Figura 3.24). Afloramento possui aproximadamente 50 m de altura, é composto por derrame maciço de basalto cinza claro que apresenta fraturas sub-horizontais. No piso da pedreira ocorre brecha com matriz vermelha muito fina, com clastos de basalto vesicular à amigdaloide, angulares, com dimensões centimétricas (5 à 10 cm). Abaixo deste afloramento, em direção ao rio à noroeste (descendo na topografia), é visto afloramento de basalto afanítico, apresentando disjunção colunar e de cor cinza escuro (Figura 3.24 (c))

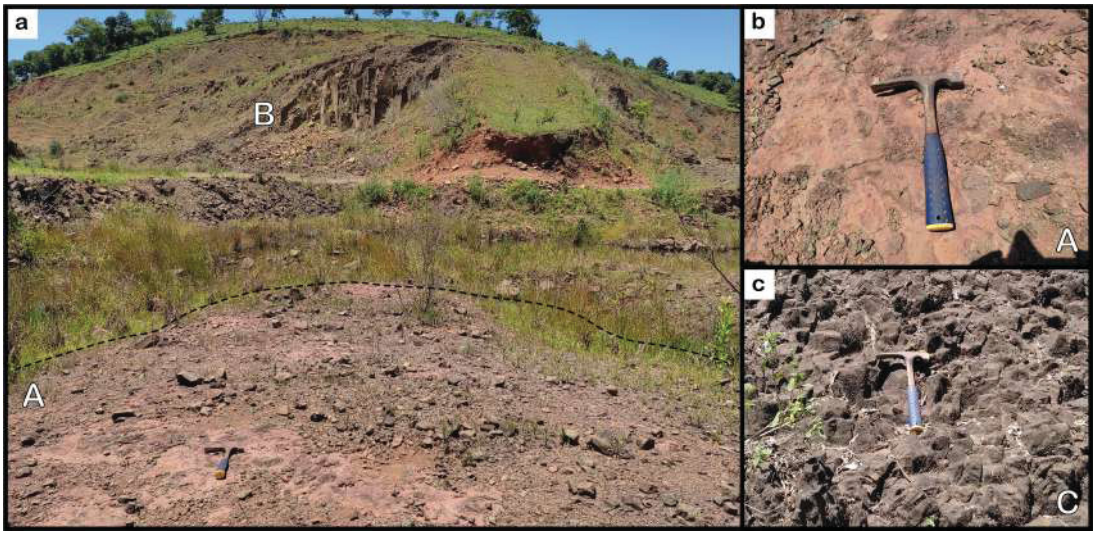


Figura 3.24: Ponto 16 - Detalhe das litologias presentes no afloramento. A - brecha com matriz tufácea com clastos de basalto amigdaloide. B - Basalto maciço. C- Basalto com disjunção colunar (basalto hipohialino).

Ponto 17: – Coordenadas: 315626E 7130955N 492Z
Descrição: Afloramento em pedreira ativa (Figura 3.24) Afloramento possui aproximadamente 20 m de altura em paredão. Derrame de basalto maciço, com porções amigdaloides. Amígdalas esparsas e preenchimento com vidro basáltico escuro.

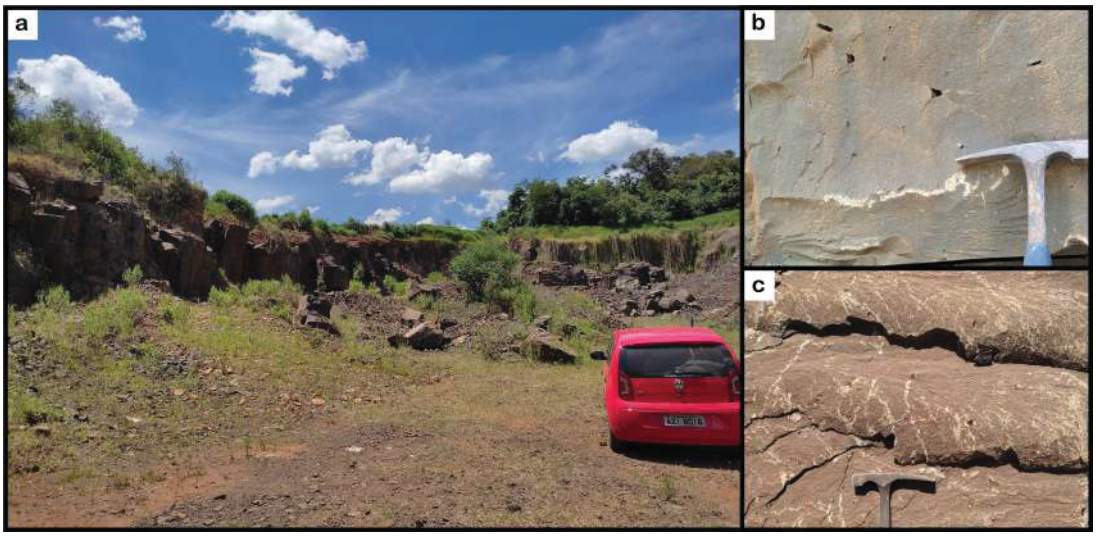


Figura 3.25: Ponto 17 - a) Afloramento em pedreira ativa. Basalto maciço. b) e c) Detalhe do basalto maciço com vesículas esparsas e irregulares. Fraturamento conchoidal em alguns pontos, frente ativa de um derrame com a superfície de diversos lobos superpostos.

Ponto 18: – Coordenadas: 310833E 7134828N 564Z
Descrição: Afloramento em corte de estrada. Afloramento possui aproximadamente 2 m de comprimento e 1,5 m de altura. Mesma rocha aflora ao longo de aproximadamente 50 m da estrada. Basalto de cor cinza, fanerítico e amigdaloide (preenchimento por calcita).

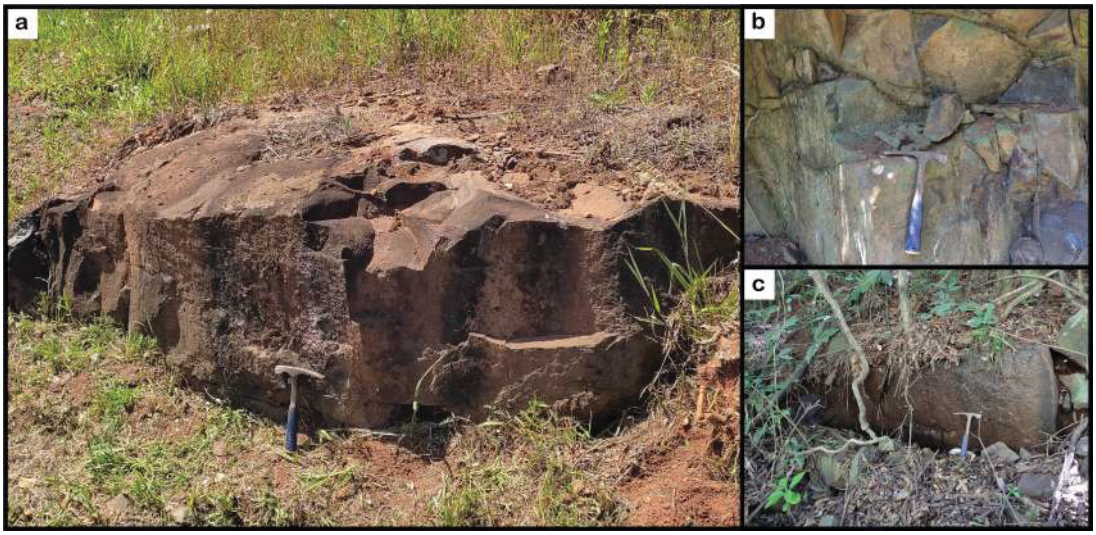


Figura 3.26: Ponto 18 - a) Afloramento em corte de estrada. Basalto muito fraturado. b) e c) Mesma rocha aflora ao longo da rodovia por aproximadamente 200 m.

Ponto 19: – Coordenadas: 309273E 7144600N 412Z

Descrição: Afloramento em PCH (Figura 3.27). Afloramento se estende por aproximadamente 100 m ao longo das margens do rio que chega à PCH (Rio Chopim). Na base ocorre rocha de cor rosa, vesicular à amigdaloide. Amígdalas são preenchidas por três materiais: celadonita que se repete por toda a área, calcita e vidro basáltico escuro. O afloramento emerge aproximadamente 3 m acima do nível do rio. Na parte superior a rocha é muito fraturada e estas fraturas são preenchidas por material vermelho/amarronzado de textura fina e maciça. Este material ocorre como camada muito restrita sobre a rocha da base do afloramento.

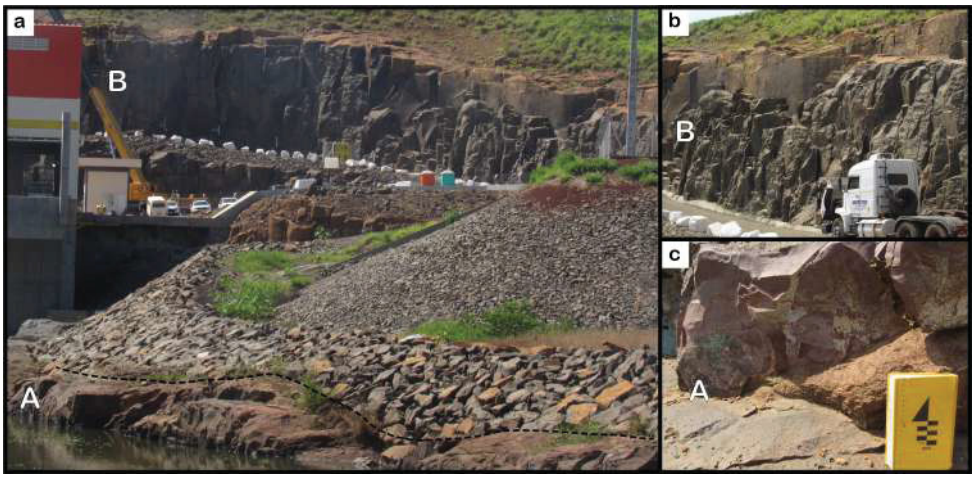


Figura 3.27: Ponto 19 - a) Afloramento em PCH. b) e c) Detalhe dos litotipos presentes no afloramento. A - Basalto vesicular a amigdaloidal, fraturado, com fraturas preenchidas por material vítreo. B - Basalto maciço, fraturado, com alteração esferoidal.

Ponto 20: – Coordenadas: 314944E 7142820N 519Z

Descrição: Afloramento em beira de estrada. Afloramento com aproximadamente 3 m de comprimento e 2 m de altura (Figura 3.28 (a)). Brecha com matriz de cor cinza esverdeada apresentando estratificação fina marcada por camadas de cor marrom, por vezes é perturbada pelos clastos de basalto vesiculado (Figura 3.28 (b)). Blocos são angulares a levemente arredondados, de basalto vesicular à amigdaloide e possuem tamanho centimétrico (>5cm). Matriz é muito competente.

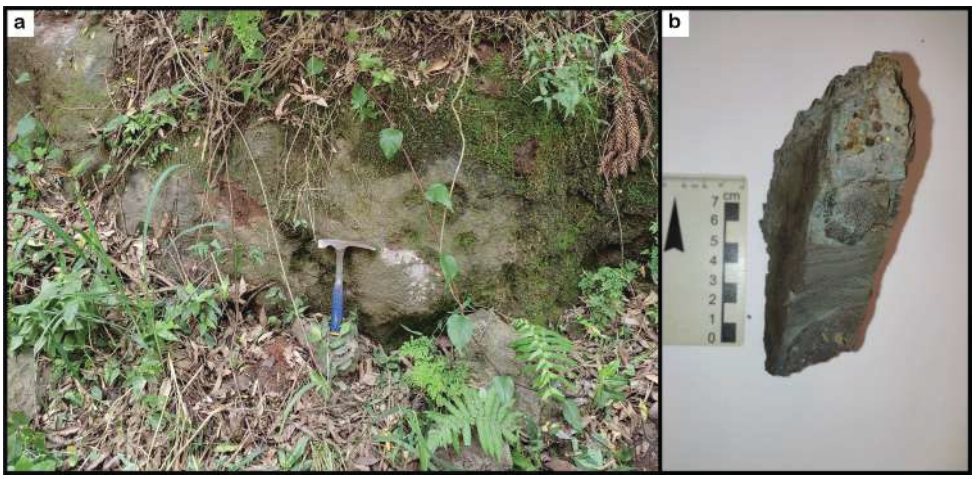


Figura 3.28: Ponto 20 - a) Afloramento de brecha vulcanoclástica em corte de estrada. b) Amostra de mão mostrando a estratificação interna da matriz e clastos de basalto.

Ponto 22: – Coordenadas: 327385E 7143737N 726Z
Descrição: Topo do loteamento. Afloramento em corte de rua no município de São João, paralela à PR-281. Basalto de textura afanítica, muito fraturado com alteração esferoidal. Superfícies expostas e entre fraturas são muito alteradas apresentando crosta ocre.



Figura 3.29: Ponto 22 - Afloramento em corte de rua no município de São João.

Ponto 23: – Coordenadas: 331301E 7142927N 664Z
Descrição: Afloramento em aviário abandonado. Afloramento com dimensões de aproximadamente de 1,5 m de altura por 30 m de comprimento e se estende por pelo menos 100 m. Basalto pouco alterado, de cor cinza escuro e avermelhado, muito fraturado com disjunção colunar. Maciço e afanítico.

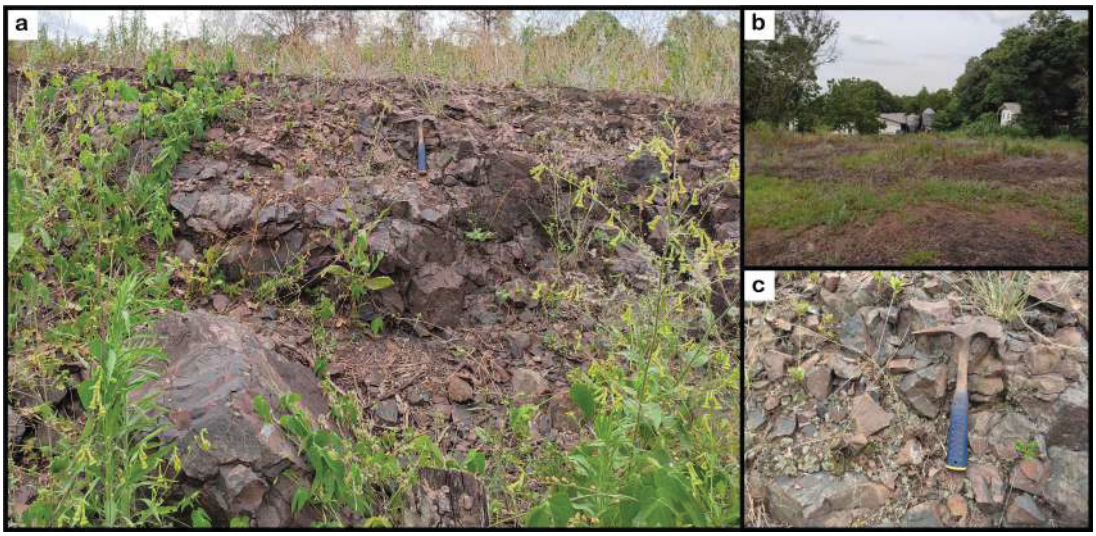


Figura 3.30: Ponto 23 - a) Afloramento em lajedo em aviário abandonada. b) Vista no topo do afloramento com vista para a aviário. c) Detalhe do basalto e fraturamento.

Ponto 24: – Coordenadas: 327070E 7137220N 601Z
Descrição: Afloramento em pedreira de britagem. Afloramento em cava, com dimensões aproximadamente de 30 m de altura por 150 m de comprimento. Basalto afanítico, de cor cinza escuro e maciço, apresentando muitas fraturas sem orientação preferencial.

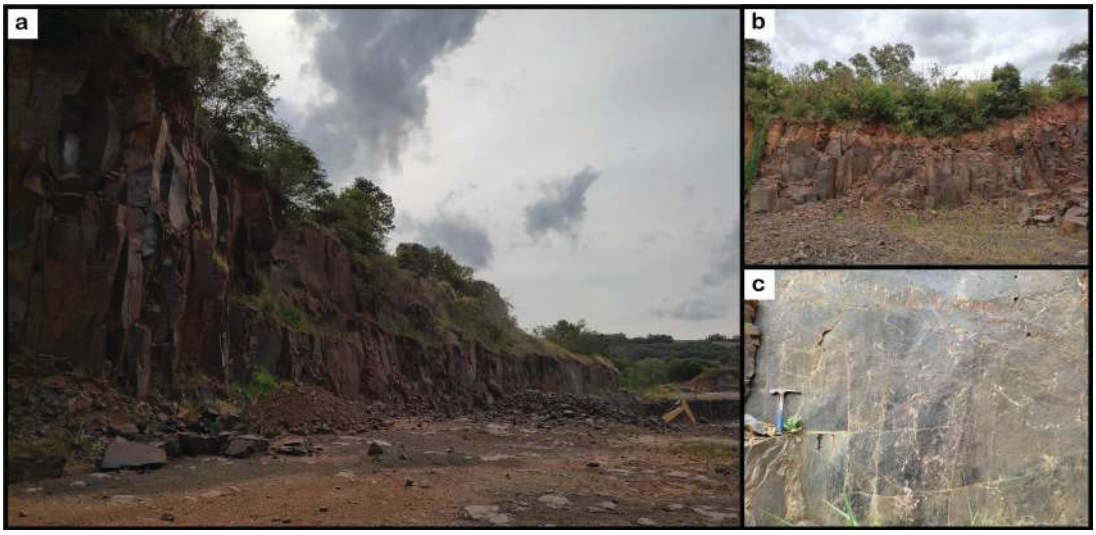


Figura 3.31: Ponto 24 - a) Afloramento em pedreira ativa. b) Outra vista dos paredões da pedreira. c) Basalto em detalhe.

3.2.2 Perfil topográfico e coluna estratigráfica

Um perfil topográfico atravessando a estrutura circular de Vista Alegre com direção NW-SE foi traçado de modo que os pontos de campo considerados como principais fossem contemplados. No perfil as faixas de declividade delimitam intervalos verticais, e relacionam os pontos dentro deste mesmo intervalo. O ponto 10 na faixa 0 - brecha do centro da estrutura - se encontra no ponto mais profundo do perfil. Pontos 9 e 20 na faixa 1 - brechas de matriz com granulometria cinza fina e contribuição epiclástica com arcabouço composto unicamente de clastos angulosos de basalto vesiculados à amigdaloidais. Pontos 8 e 12 na faixa 2 - onde o ponto 8 contém uma sequência vulcanoclástica e o ponto 12 representa um afloramento de basalto hipohialino. Ponto 5 na faixa 3 - derrame basáltico com presença de fina camada de tufo.

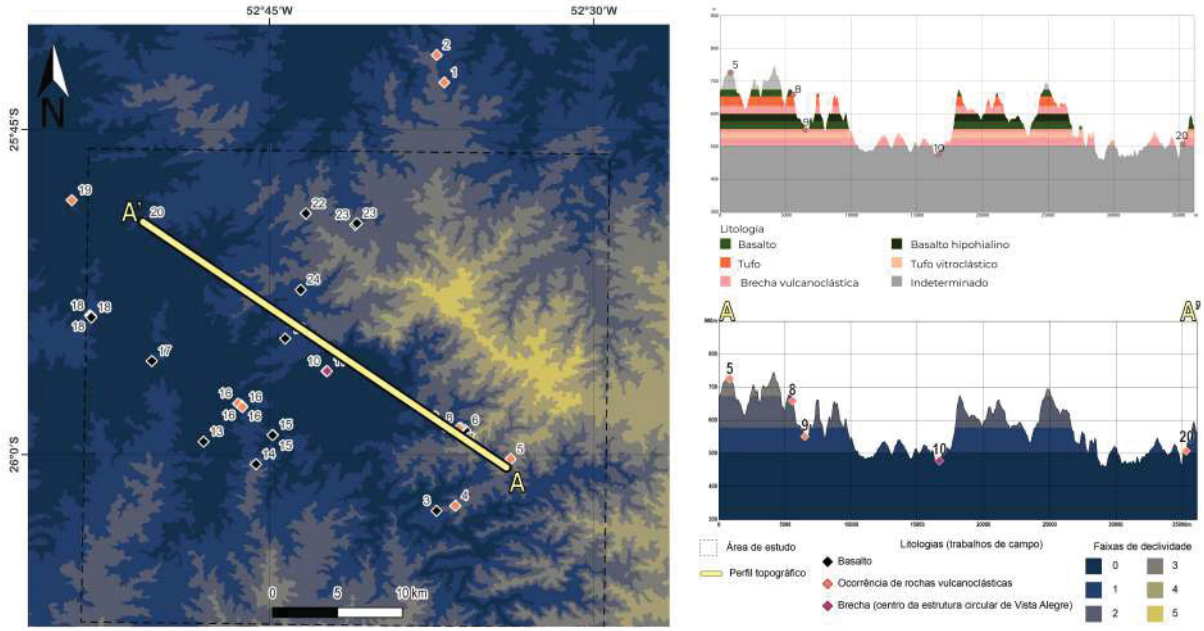


Figura 3.32: Perfil topográfico com faixas de declividade e estratigrafia.

Na coluna estratigráfica separam-se três grupos distintos: Formação Paranapanema, Formação Pitanga e Membro Três Pinheiros (pertencente a Formação Pitanga). Baseado nos pontos de campo as duas Formações (e Membro) podem ser separadas de acordo com as sucessões de unidades litológicas encontradas. A Formação Paranapanema é composta por basaltos maciços à amigdaloides (vesículas preenchidas por calcita), enquanto que a Formação Pitanga contém as intercalações de basalto e depósitos vulcanoclásticos. Esta pode ser subdividida ainda pelo Membro Três Pinheiros. O Membro Três Pinheiros se diferencia dos demais pontos da Formação Pitanga por não apresentar ocorrências de tufo vitroclástico e sim de tufo gerado por queda de cinzas sobrepondo as brechas vulcanoclásticas. Ainda o Membro Três Pinheiros apresenta basalto hipohialino na base das brechas vulcanoclásticas.

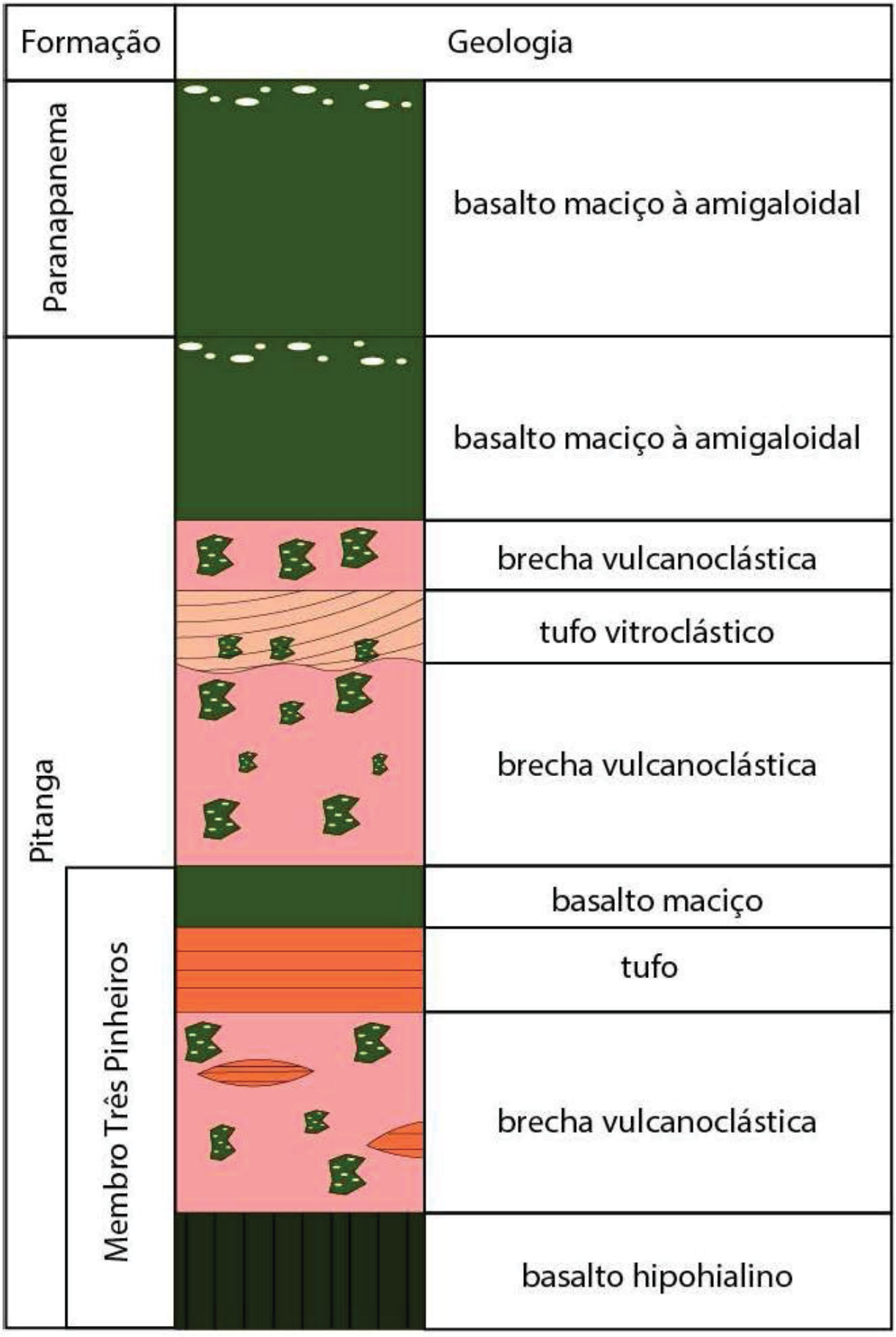


Figura 3.33: Coluna estratigráfica para as Formações Paranapanema e Pitanga na região de estudo.

3.2.3 Geoquímica de basaltos

Análises geoquímicas foram realizadas em amostras de basalto da região para compreender as diferentes ocorrências de basaltos em relação às rochas vulcanoclásticas. De todas as rochas efusivas da região apenas o Ponto 07 foi classificado como um traquibasalto alcalino, enquanto que todos os demais pontos foram classificados como basaltos sub alcalinos, estando na região limítrofe dos dois campos.

Identificação	Amostra	SiO (%)	AlO (%)	FeO (%)	CaO (%)	MgO (%)	K2O (%)	NaO (%)	TiO (%)	MnO (%)	PO5 (%)	P.F. (%)	Soma (%)
065/22 01	P07A2	49.44	12.64	15.98	6.24	3.58	2.81	2.52	3.34	0.33	0.48	2.26	99.62
065/22 02	P15A03	50.12	12.42	15.44	8.33	4.33	1.21	2.72	3.93	0.21	0.53	0.79	100.04
065/22 03	P16A01	50.98	12.54	15.06	7.94	4.19	1.65	2.58	3.33	0.18	0.48	1.09	100.01
065/22 04	P16A03	49.07	12.33	15.9	8.37	4.43	1.26	2.46	4.12	0.21	0.51	1.29	99.95
065/22 05	P19A01	49.14	13.11	15.66	8.19	4.23	1.69	2.74	3.45	0.22	0.5	1.05	99.98
065/22 06	P23A01	50.43	12.63	15.34	8.33	4.21	1.07	2.78	3.31	0.24	0.48	1.14	99.9

Tabela 3.4: Resultados analíticos para as amostras de basalto

Identificação	Amostra	SiO (%)	AlO (%)	FeO (%)	CaO (%)	MgO (%)	K2O (%)	NaO (%)	TiO (%)	MnO (%)	PO5 (%)	Soma base anidra (%)
065/22 01	P07A2	50.78	12.98	16.41	6.41	3.68	2.89	2.59	3.43	0.34	0.49	100.00
065/22 02	P15A03	50.50	12.51	15.56	8.39	4.36	1.22	2.74	3.96	0.21	0.53	99.99
065/22 03	P16A01	51.54	12.68	15.22	8.03	4.24	1.67	2.61	3.37	0.18	0.49	100.01
065/22 04	P16A03	49.74	12.50	16.12	8.48	4.49	1.28	2.49	4.18	0.21	0.52	100.00
065/22 05	P19A01	49.67	13.25	15.83	8.28	4.28	1.71	2.77	3.49	0.22	0.51	100.00
065/22 06	P23A01	51.06	12.79	15.53	8.43	4.26	1.08	2.81	3.35	0.24	0.49	100.06

Tabela 3.5: Geoquímica das amostras de basalto corrigidas em base anidra

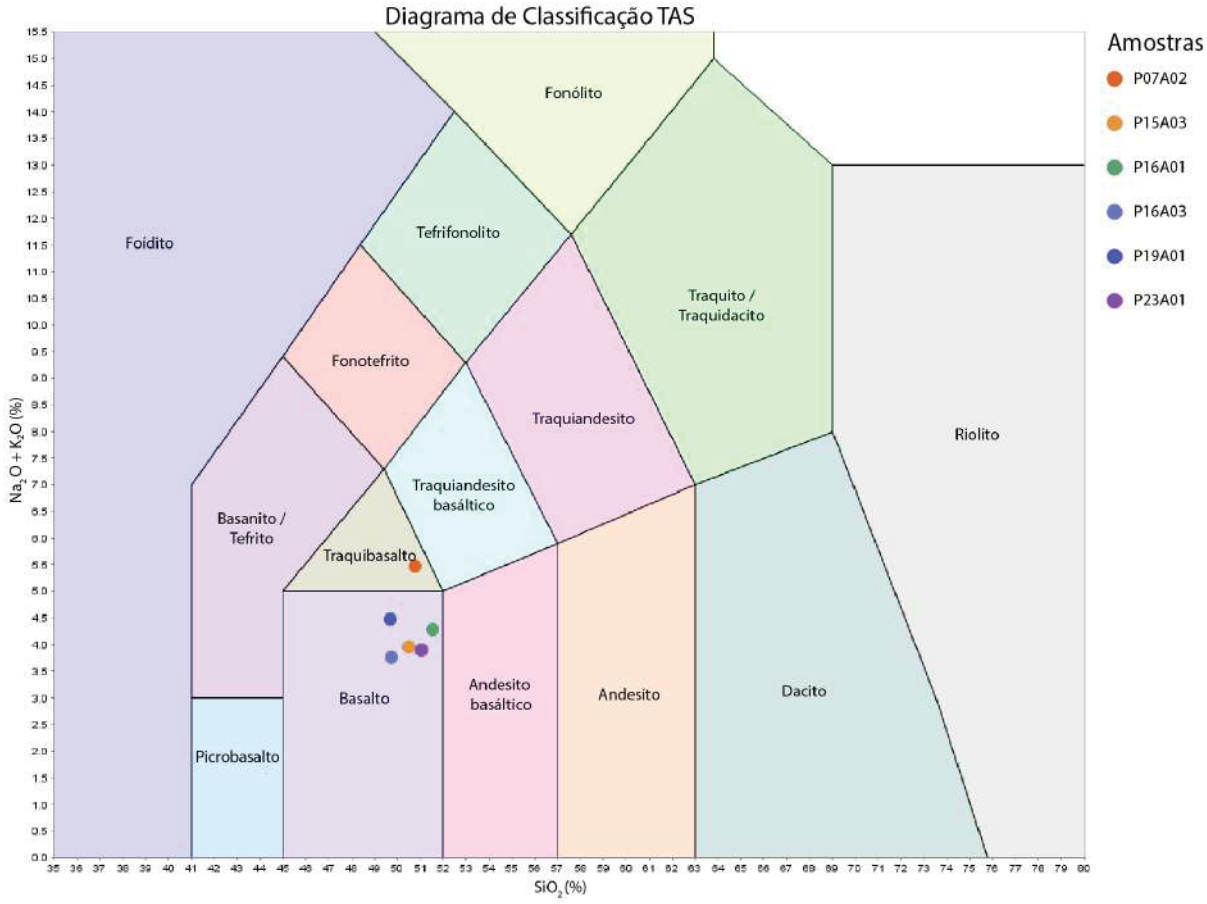


Figura 3.34: Geoquímica das amostras de basalto em base anidra plotadas no diagrama *Total Alkali Silica* (TAS), adaptado e traduzido de Le Maitre et al. (2005) .

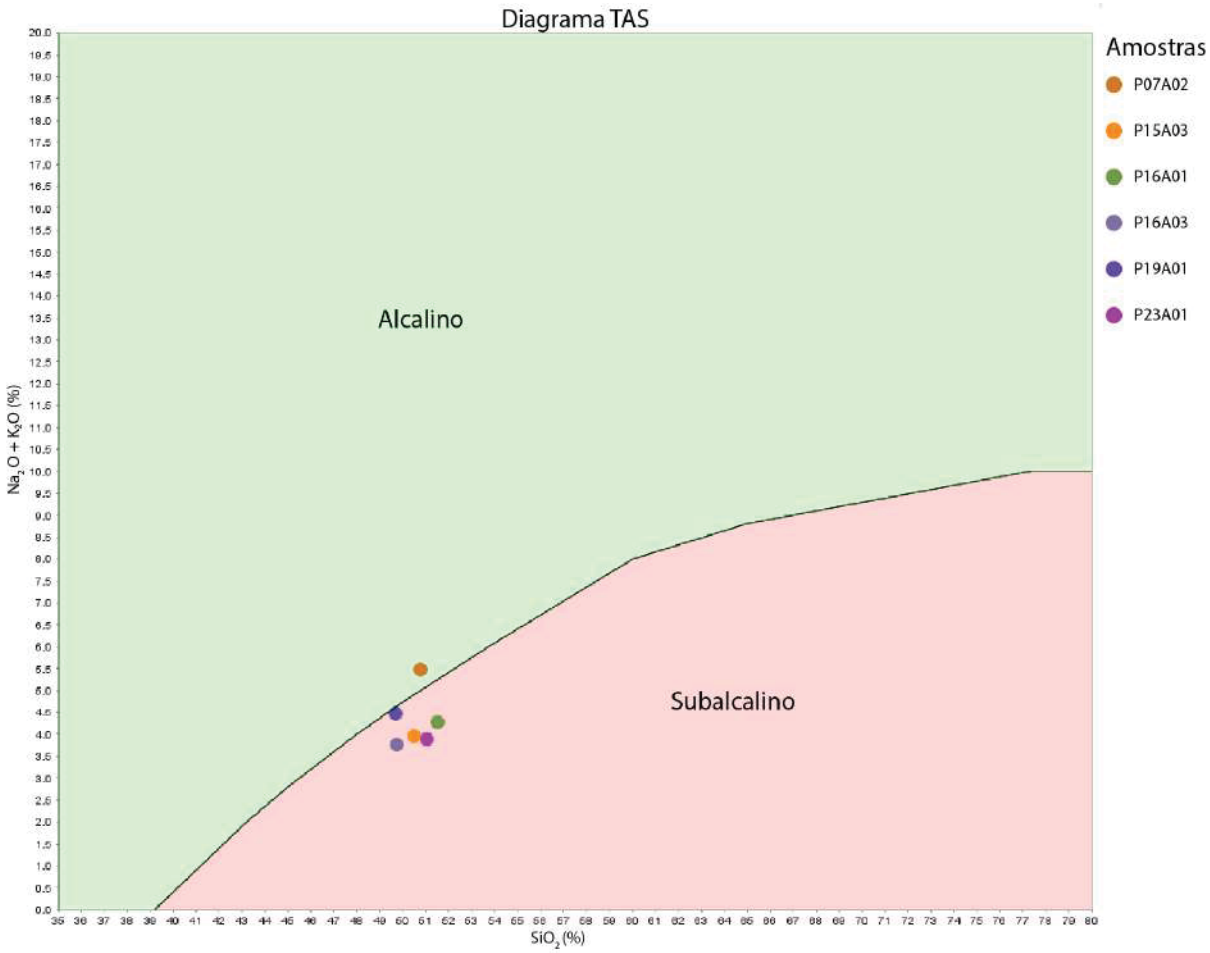


Figura 3.35: Geoquímica das amostras de basalto em base anidra plotadas no diagrama TAS, com curva de classificação de rochas alcalinas e sub-alcalinas, adaptado e traduzido de Irvine e Baragar (1971) .

Com esta análise apenas a amostra de basalto do Ponto 07 (P07A02 - Figura 3.14 - (c)) se difere da classificação das demais amostras de basalto analisadas para a região, sendo classificada como um traquibasalto alcalino, enquanto que as demais amostras são classificadas como basaltos subalcalinos.

Amostra	**Classificação TAS**	**Classificação litoestratigráfica (Licht e Arioli, 2018; Besser et al., 2021)**	**Figura**
P07A02	Traquibasalto alcalino	Membro Três Pinheiros	3.14 c
P15A03	Basalto subalcalino	Formação Pitanga	3.23 c
P16A01	Basalto subalcalino	Formação Pitanga	3.24 a
P16A03	Basalto subalcalino	Formação Pitanga	3.24 c
P19A01	Basalto subalcalino	Formação Pitanga	3.27 b
P23A01	Basalto subalcalino	Membro Três Pinheiros	3.30 c

Tabela 3.6: Classificação TAS e litoestratigráfica (Licht e Arioli, 2018; Besser et al., 2021) e relação de figuras para as amostras de basaltos analisadas.

3.3 LÂMINAS PETROGRÁFICAS

Foram confeccionadas 9 lâminas petrográficas, apenas de rochas vulcanoclásticas (brechas e tufos) coletadas durante este trabalho. A análise petrográfica destas rochas vulcanoclásticas teve como objetivo analisar a natureza dos clastos que compõem a matriz das brechas e os tufos que ocorrem ao redor da estrutura circular de Vista Alegre.

Ponto 5: – Lâmina P5A4

Contexto: tufo entre derrames basálticos em Saibreira abandonada

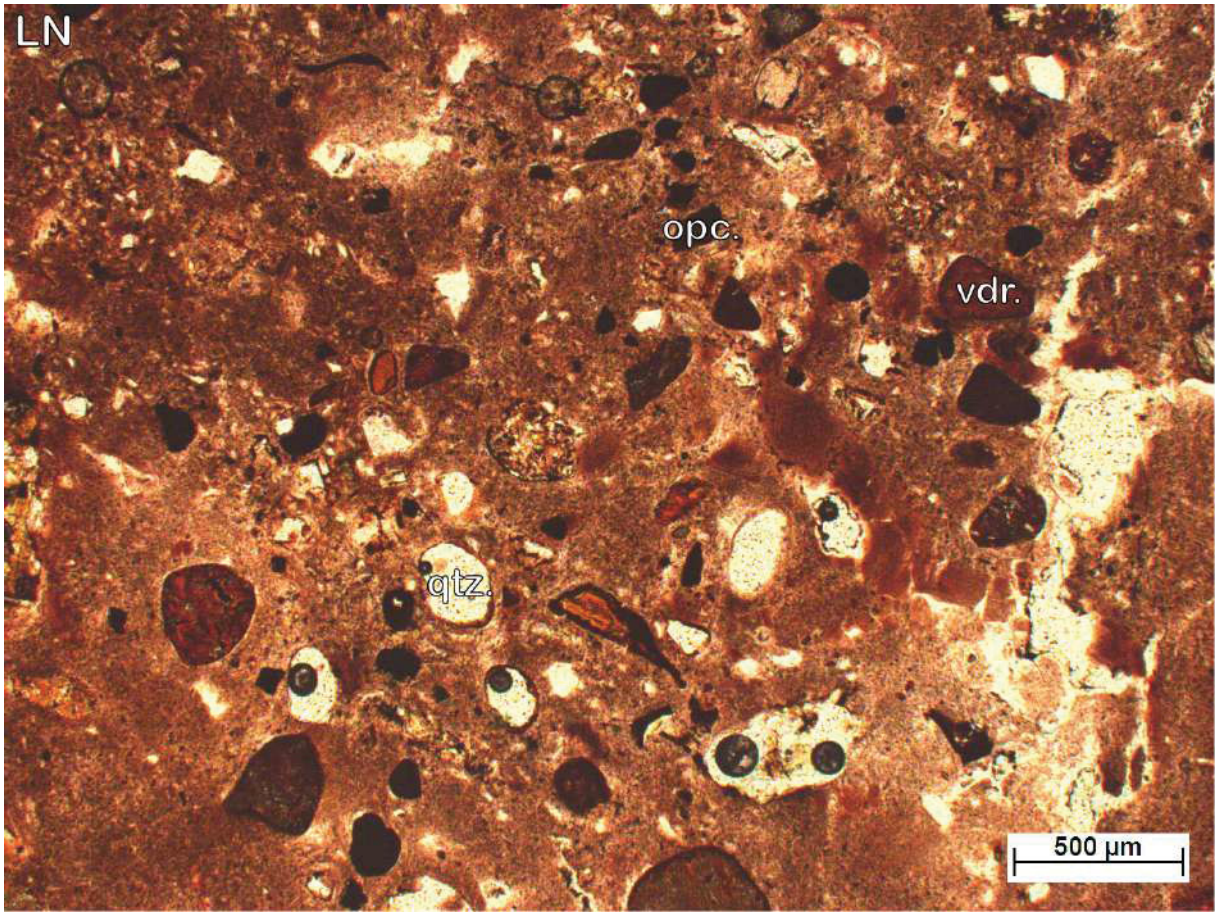


Figura 3.36: Ponto 5 - Lâmina P5A4 em Luz Natural (LN).

Rocha constituída de matriz extremamente fina e quatro tipos de clastos. Matriz possui cor vermelho escuro/marrom em luz natural e vermelha com pontos brancos e pretos em luz polarizada, não identificáveis devido ao tamanho (<1 µm). Matriz majoritariamente vítrea com presença de opacos. Clastos podem ser separados em quatro tipos principais, apresentados por ordem de quantidade a seguir: 1 - Esféricos e arredondados à sub-arredondados, com textura poiquilítica. São vistos minerais alongados e finos (aciculares), sem orientação preferencial imersos em massa avermelhada (vítrea). Estes minerais aparentam ser ripas de plagioclásio e também minerais opacos em menor quantidade. (Tamanho médio: 200 µm) 2 – Opacos não classificáveis (opc.), com geometrias esféricas e sub-arredondados à angulosos. (Tamanho médio: 100 µm) 3 – Minerais transparentes em luz natural e brancos em luz polarizada com extinção abrupta (quartzo - (qtz.)). Esféricos e arredondados à sub-arredondados. (Tamanho médio: 50 – 100 µm) 4 – Litoclastos de basalto, muito maiores que os demais clastos (> 1000 µm). Contendo cristais alongados sem orientação preferencial e por vezes contendo também os clastos do tipo 1. Apresentam pouca ou nenhuma esfericidade, angulosos e muito fraturados. Em luz polarizada

observa-se a fina matriz vermelha acumulada nas bordas destes clastos e preenchendo as suas fraturas. Além dos minerais alongados é possível observar a presença de minerais amarelados em luz polarizada.

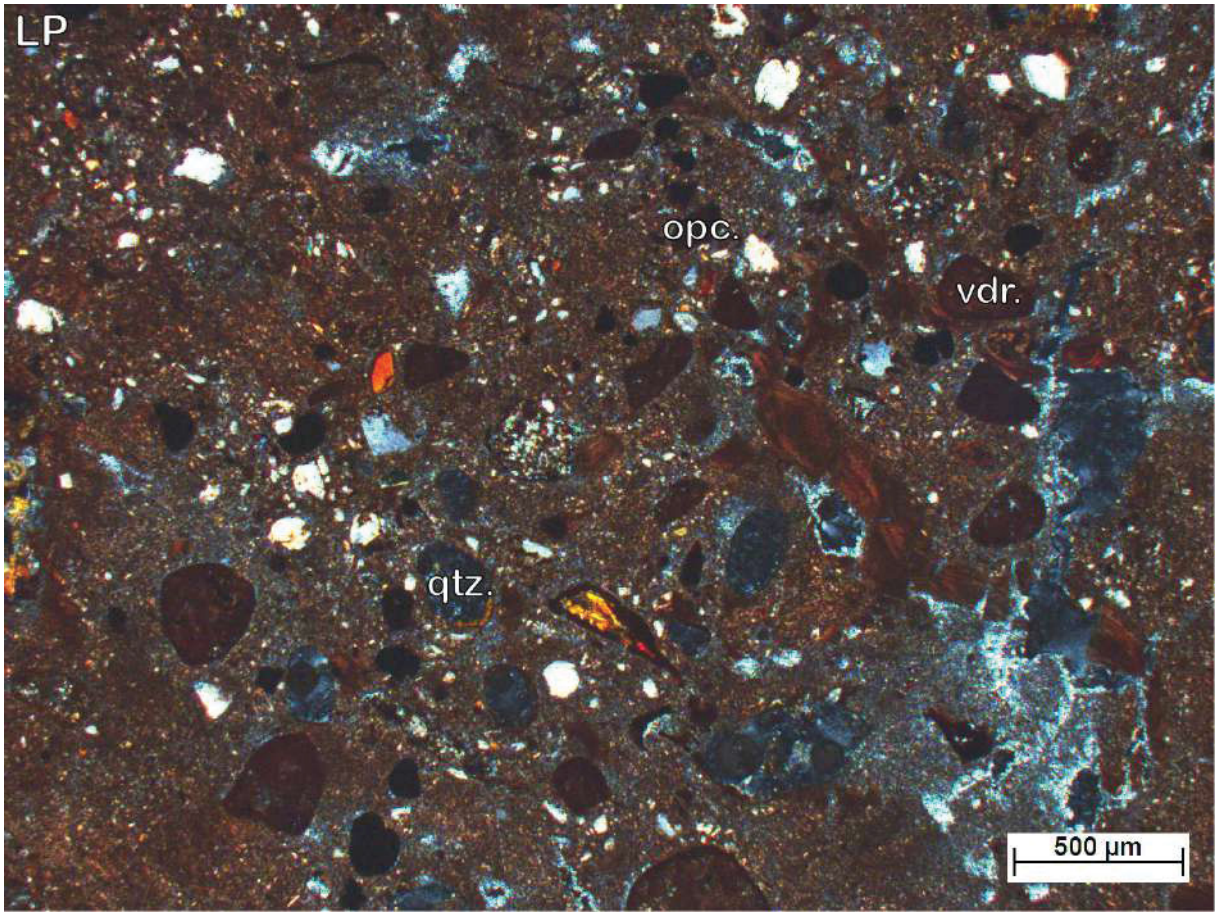


Figura 3.37: Ponto 5 - Lâmina P5A4 em Luz Polarizada (LP).

Em menor quantidade são vistos clastos de sideromelano, vermelho. Possível pedaço do próprio tufo. Em menor quantidade são vistos clastos que aparentam ter um núcleo diferente de suas bordas. Este núcleo aparece laranja em luz polarizada ou como agregado de vários minerais brancos. Em ambos os casos as bordas são de cor vermelho escuro e muito mais fina e de tonalidade mais clara que o núcleo.

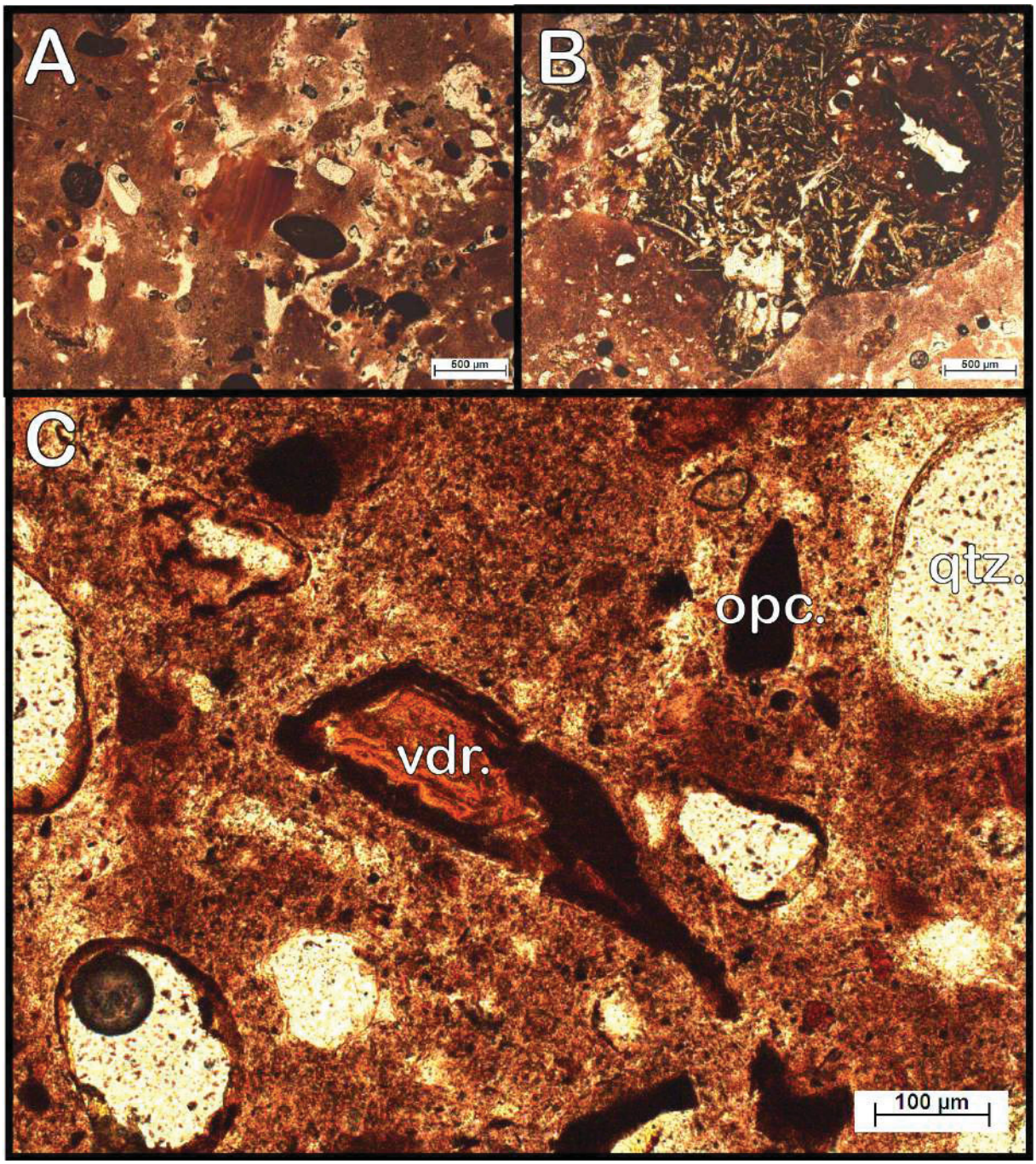


Figura 3.38: Ponto 5 - Lâmina P5A4 - Detalhes. Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo. - quartzo. A - Tamanho variável nos clastos de quartzo e opacos, imersos em matriz avermelhada. B - Clasto de basalto. C- Detalhe da matriz e clastos e *shards* (vdr.).

Ponto 8:
Lâmina P8A1

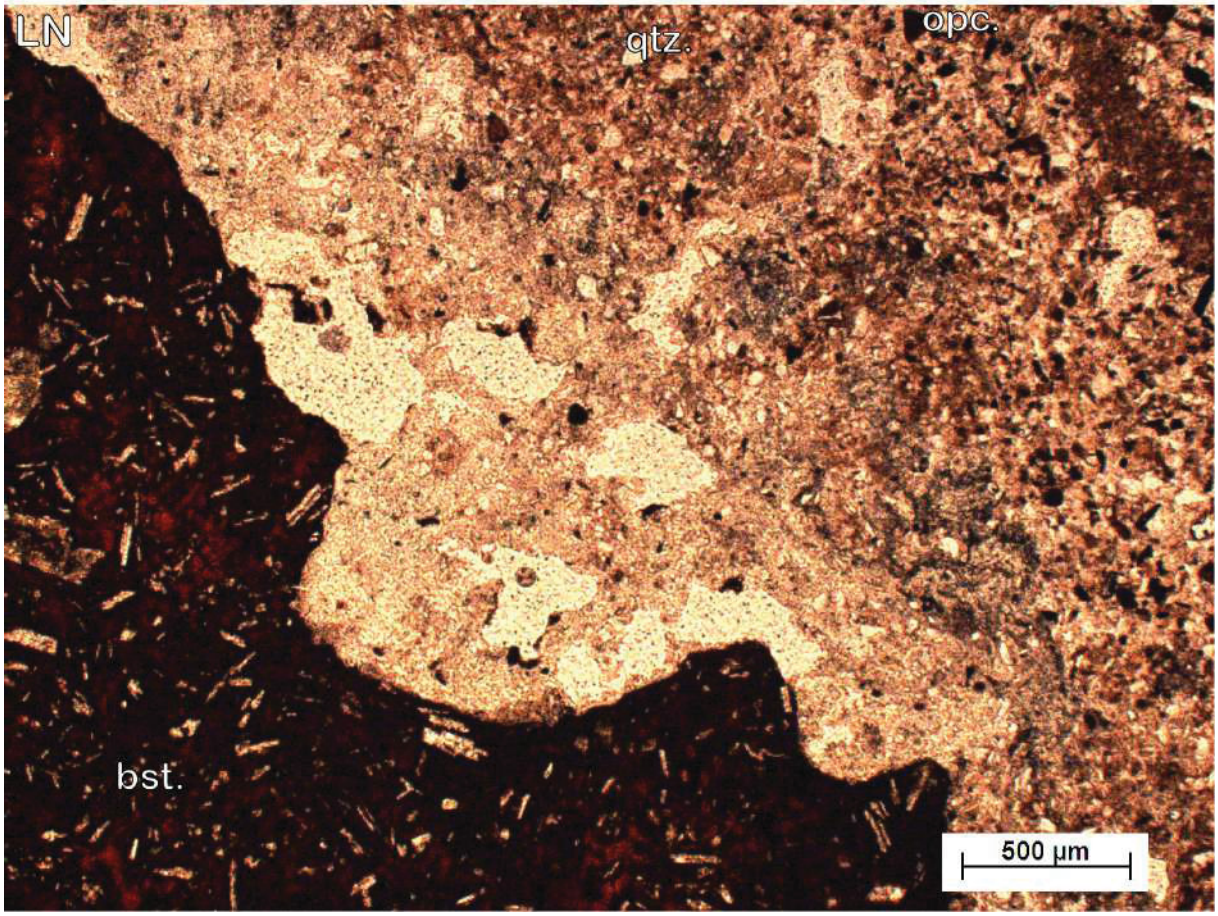


Figura 3.39: Ponto 8 - Brecha - Lâmina P8A1 em Luz Natural (LN). Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto.

Brecha constituída por matriz fina tufácea e clastos de basalto (bst.). Clastos de basalto apresentam baixa esfericidade e muito angulosos. Possuem cor avermelhada (vítreo) e textura poiquilítica, com ripas de plagioclásio (100 µm) imersos na matriz vermelha que forma o clasto. Ao redor dos clastos de basalto a matriz em contato direto é mais fina que aquela sem contato com as bordas do mesmo. Com clastos não classificáveis.

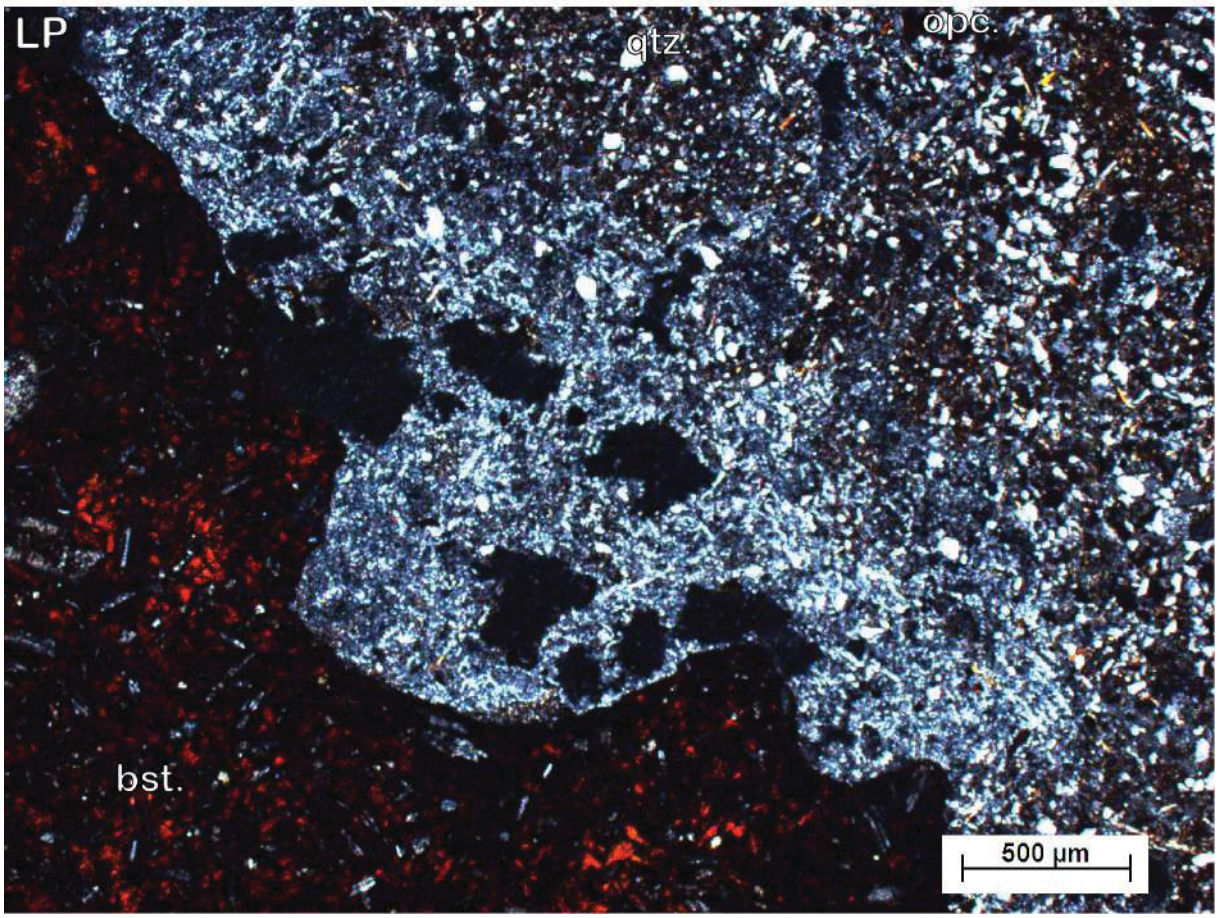


Figura 3.40: Ponto 8 - Brecha - Lâmina P8A1 em Luz Polarizada (LP). Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto

Matriz da brecha possui cor vermelho escuro/marrom em luz natural e vermelha com pontos brancos e pretos em luz polarizada, não identificáveis devido ao tamanho (<1 µm). Matriz majoritariamente (60%) formada por estes minerais brancos (quartzo - qtz.) com presença de opacos (opc.) e vidro basáltico (vdr.). Matriz apresenta segregação em certos pontos, apresentando bandas com maior concentração de material vítreo. Mas em sua grande parte com boa seleção. Clastos podem ser separados em quatro tipos principais, apresentados por ordem de quantidade a seguir: 1 – Minerais transparentes em luz natural e brancos em luz polarizada com extinção abrupta (quartzo). Esféricos e sub-arredondados à angulosos. (Tamanho médio: 20 µm) 2 – Esféricos e sub-arredondados à angulosos. De coloração vermelha tanto em luz natural como polarizada (vítreos). (Tamanho médio: 20 µm) 3 – Opacos não classificáveis, com geometrias esféricas e sub-arredondados à angulosos. (Tamanho médio: 5-20 µm) 4 – Acículas de mineral bege/amarelado em luz natural, com pleocroísmo em luz polarizada. (Tamanho médio: 100 µm)

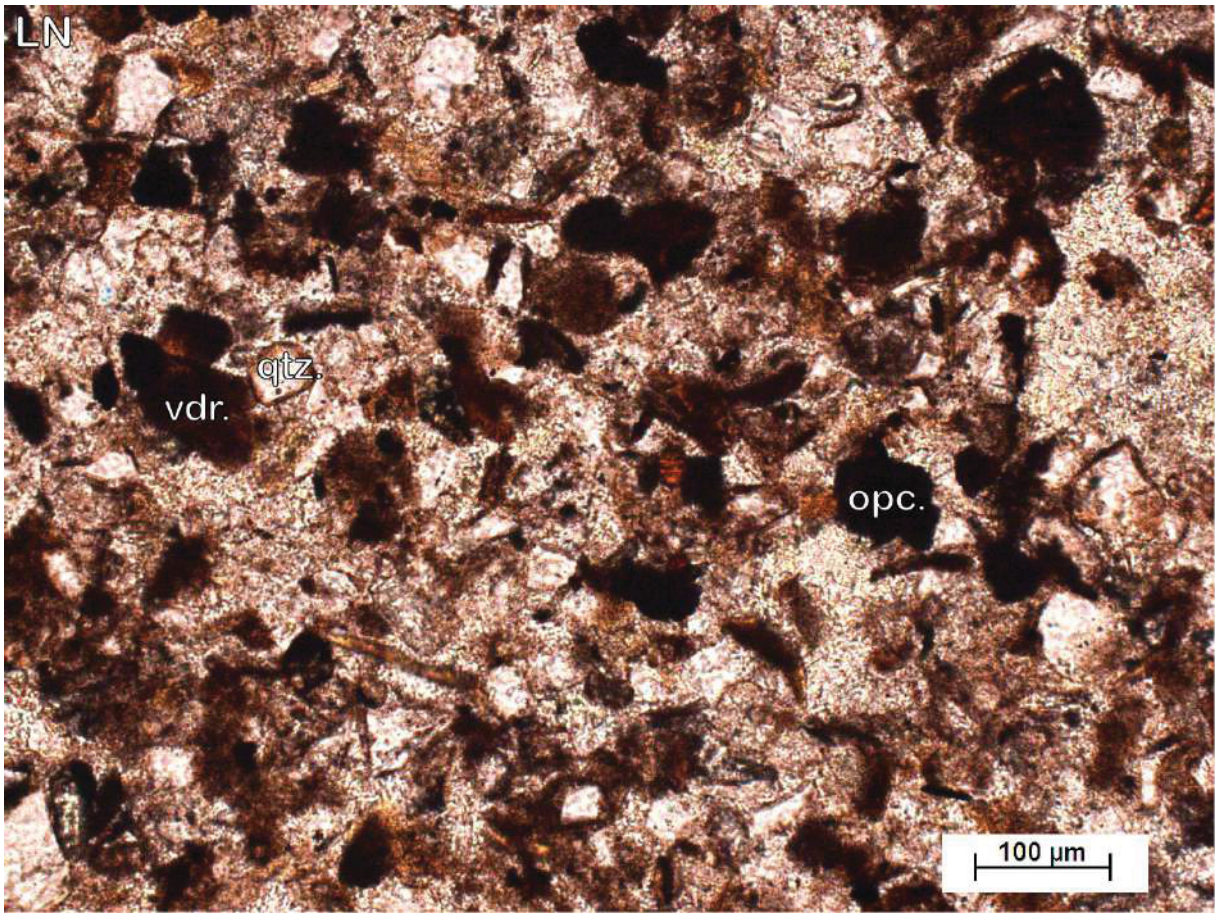


Figura 3.41: Ponto 8 - Brecha - Lâmina P8A1 em Luz Natural (LN) - Detalhe matriz. Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto

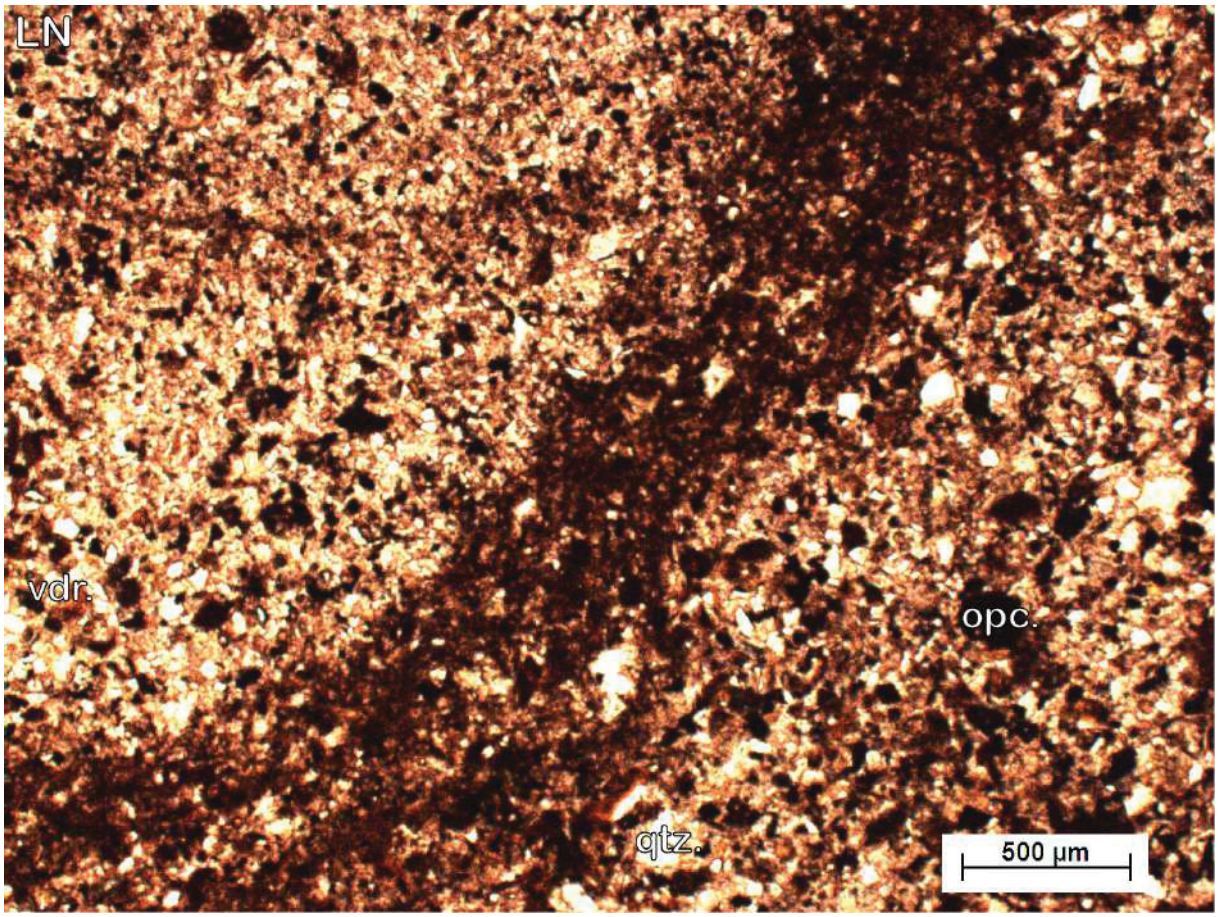


Figura 3.42: Ponto 8 - Brecha - Lâmina P8A1 em Luz Natural (LN) - Detalhe estratificação. Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto

Ponto 8:
Lâmina P8A2

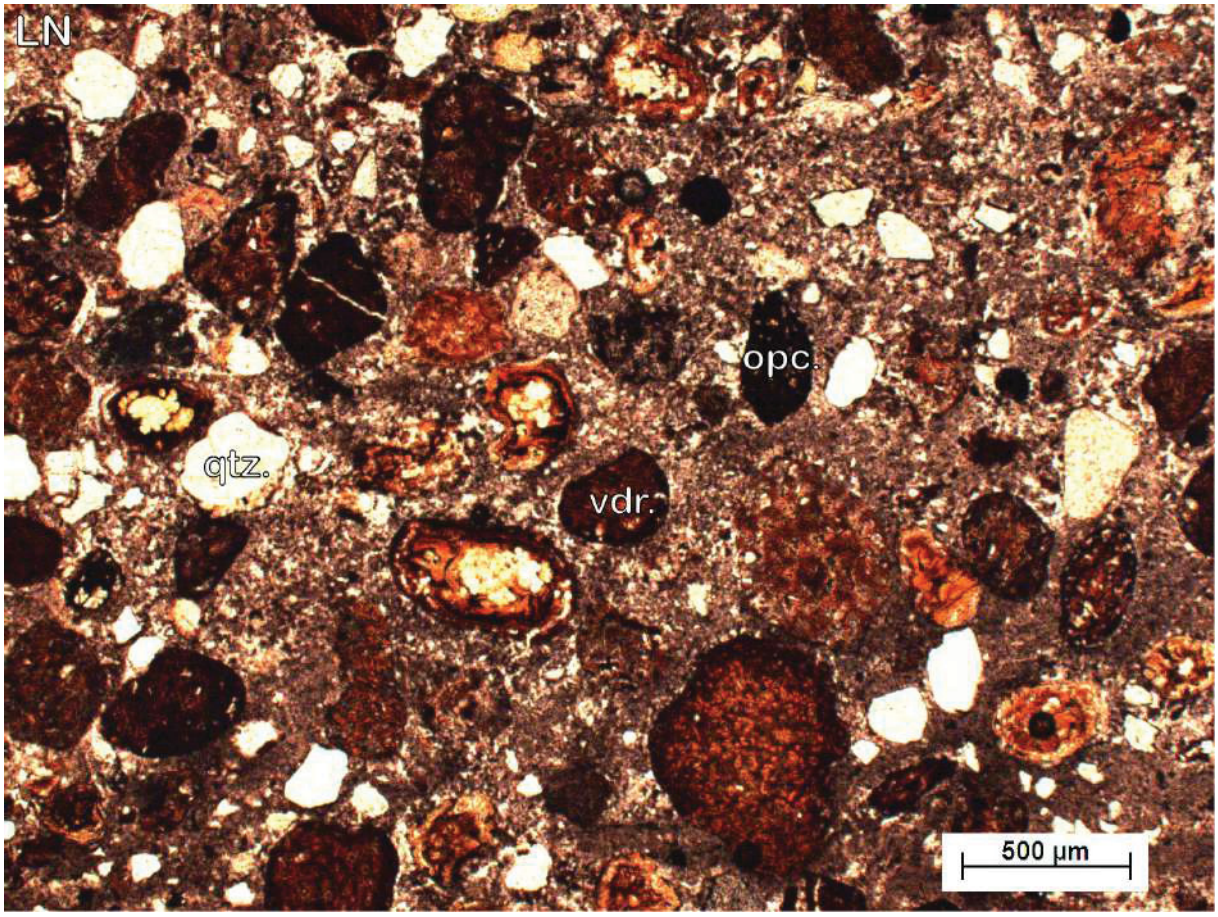


Figura 3.43: Ponto 8 - Lâmina P8A2 em Luz Natural (LN). Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto

Tufo constituído por matriz muito fina e clastos de tamanho cinza fina à cinza grossa. Matriz possui cor vermelha com minerais brancos e opacos em quantidade semelhante. Clastos podem ser separados em cinco tipos principais, apresentados por ordem de quantidade a seguir: 1 – Minerais transparentes em luz natural e brancos em luz polarizada com extinção abrupta (quartzo - qtz.). Esféricos e sub-arredondados à angulosos. (Tamanho médio: 200 µm) 2 – Esféricos e arredondados à sub-arredondados. De coloração vermelha tanto em luz natural como polarizada (vidro basáltico - vdr.). (Tamanho médio: 200 500 µm) 3 – Opacos não classificáveis (opc.), com geometrias esféricas e sub-arredondados à angulosos. (Tamanho médio: 50-200 µm) 4 – Clastos avermelhados com textura poiquilítica. São vistos minerais alongados e finos (aciculares), sem orientação preferencial imersos em massa avermelhada (vítrea). Estes minerais aparentam ser ripas de plagioclásio e também minerais opacos em menor quantidade. (Tamanho médio: 400 600 µm) 5 – Clastos que aparentam ter um núcleo diferente de suas bordas. Este núcleo aparece laranja em luz polarizada ou como agregado de vários minerais brancos.

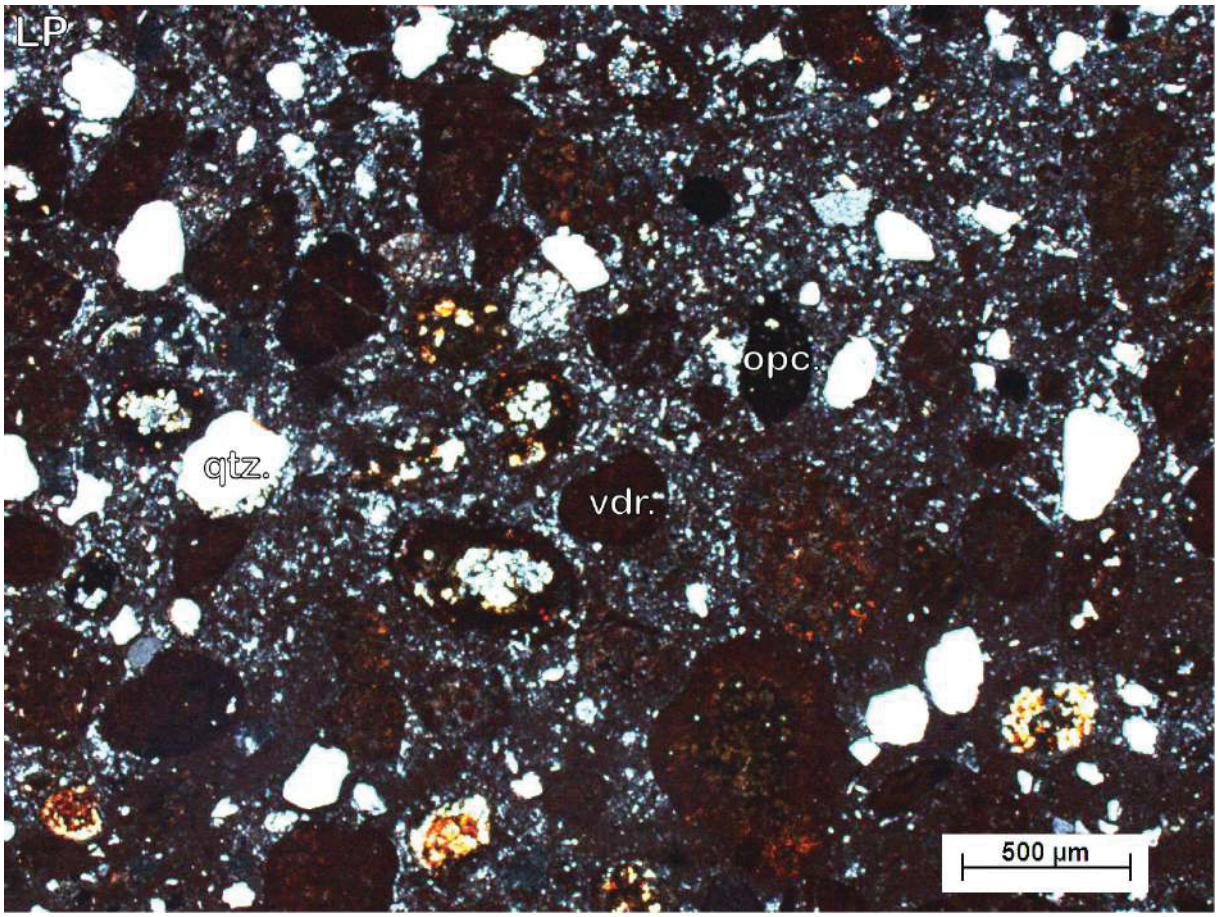


Figura 3.44: Ponto 8 - Lâmina P8A2 em Luz Polarizada (PN). Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto

Em ambos os casos as bordas são de coloração vermelha escura e muito mais fina que o núcleo. Estes cinco tipos de clastos apresentam por vezes gradação dentro da amostra. Com porções de maior granulometria (>200 µm) acumulados em bandas que se alternam com bandas de menor granulometria (<100 µm). Também se intercalam porções com maior quantidade de matriz vítrea (avermelhada) e menor quantidade, onde quando há menor quantidade de matriz avermelhada há maior quantidade dos clastos do tipo 1.

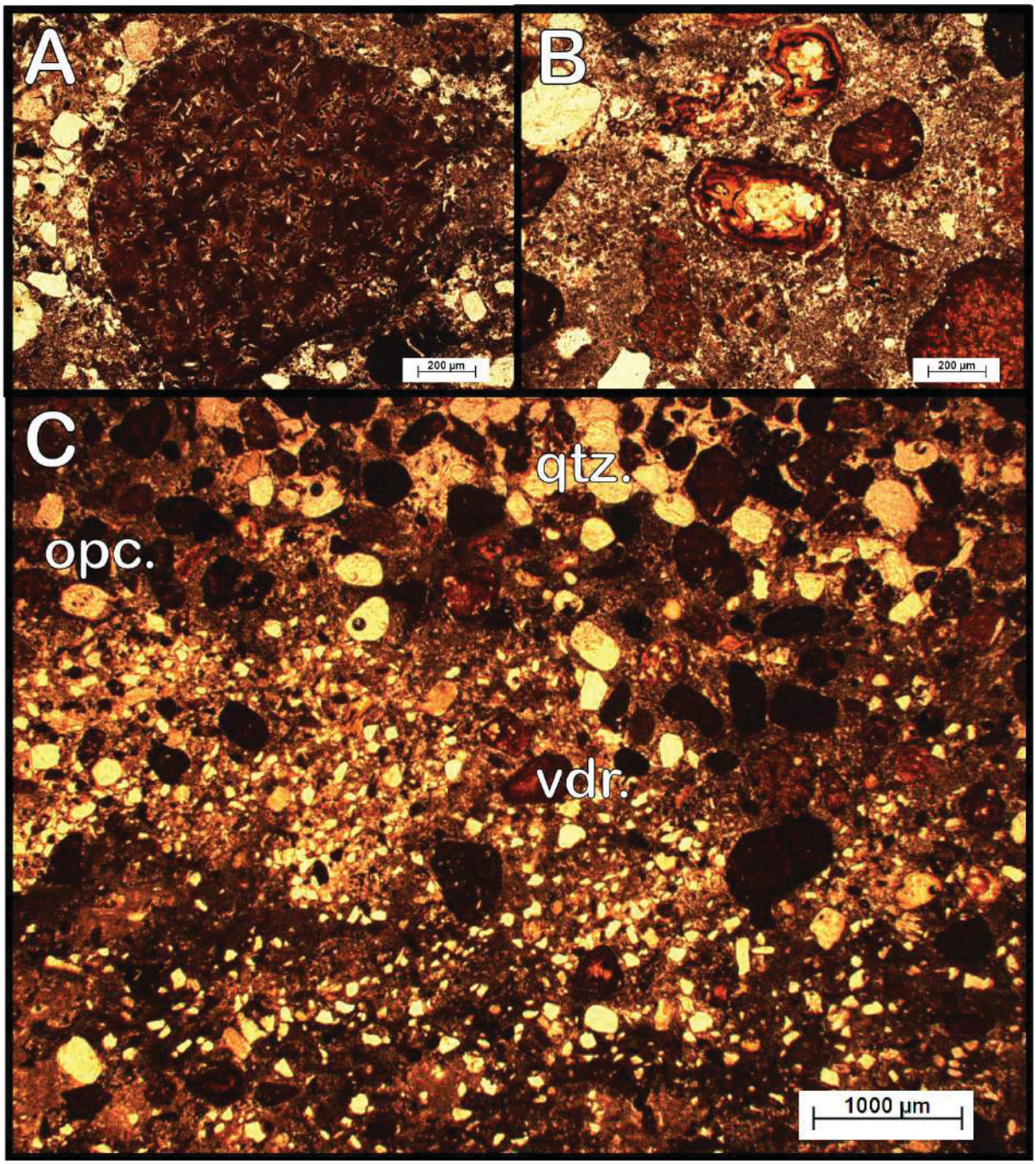


Figura 3.45: Ponto 8 - Lâmina P8A2 - Detalhes: A- Clastos de basalto vítreo com estrutura poiquilítica. B - Clastos com aparente nucleação. C - Detalhe da estratificação. Abreviações: vdr.) - vidro basáltico; opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; bst.) basalto

Ponto 9:

Lâmina P9A1-B Contexto: tufo da brecha que é base no ponto 9 (lâmina da brecha foi comprometida pois compreende apenas basalto que é clasto da brecha).

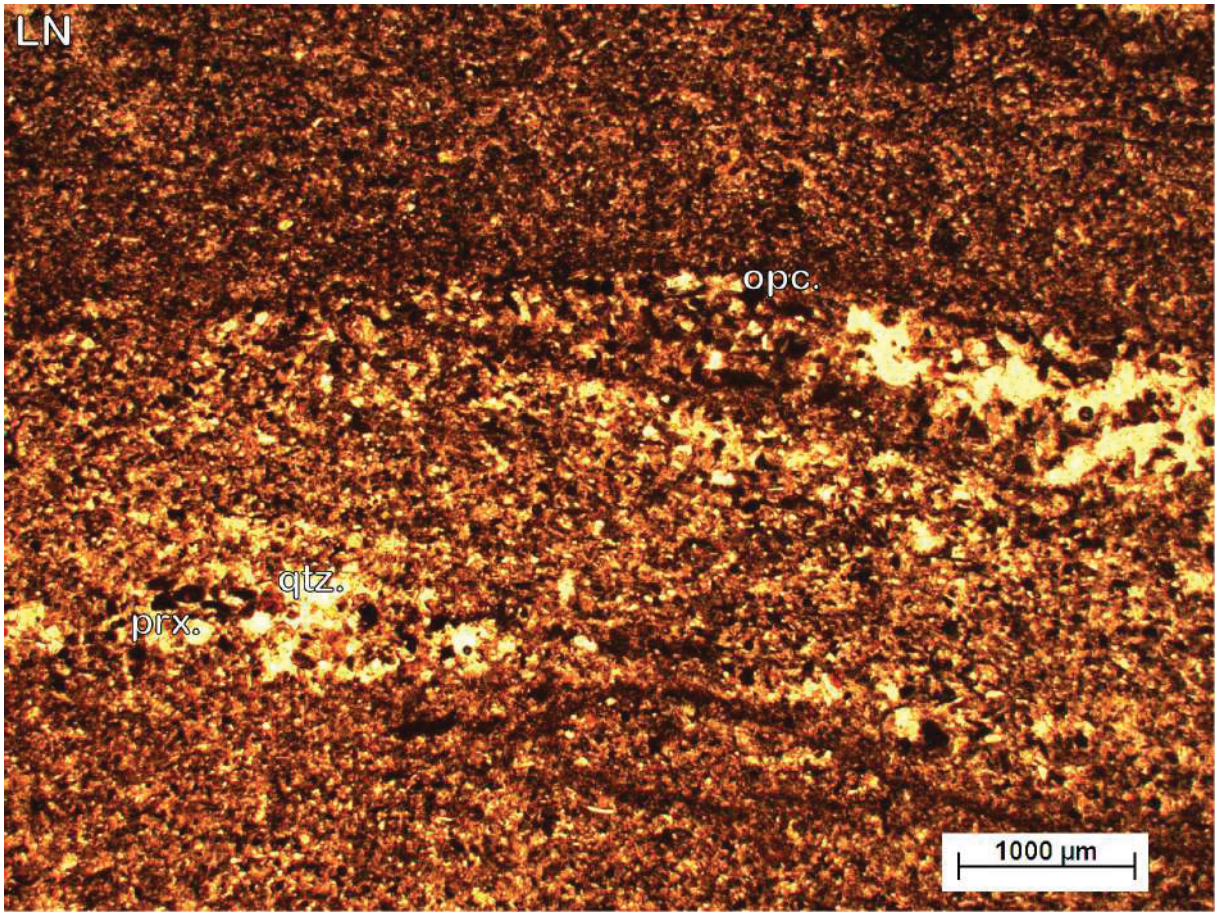


Figura 3.46: Ponto 9 - Lâmina P9A1-B

Rocha composta por clastos muito finos (<40 µm – cinza), apresentando estratificação fraca, por vezes perturbada ou limitada pelos blocos de basalto que compreendem o arca-bouço. Clastos majoritariamente bem selecionados, esféricos à pouco esféricos, arredondados à sub-arredondados majoritariamente com granulometria de tamanho cinza (<40 µm), porém apresentando porções como lentes de granulometria mais grossa (>70 µm - cinza), onde nestes pontos os clastos são pouco esféricos e mais angulosos que os demais. É possível identificar camadas com maior presença de matriz vítrea e outras com predomínio de clastos, estas camadas possuem entre 1 à 3 mm.

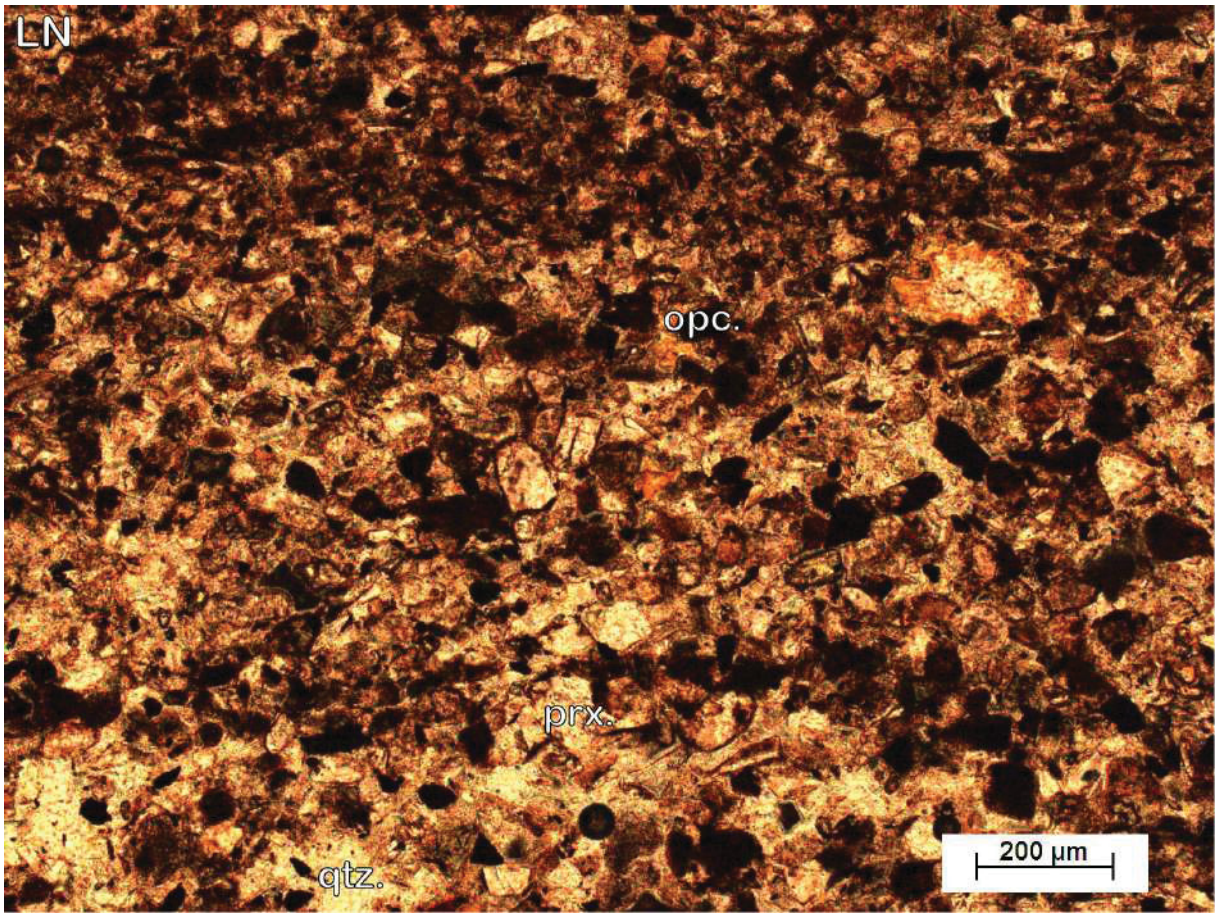


Figura 3.47: Ponto 9 - Lâmina P9A1-B - Detalhe matriz - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; prx.) piroxênio.

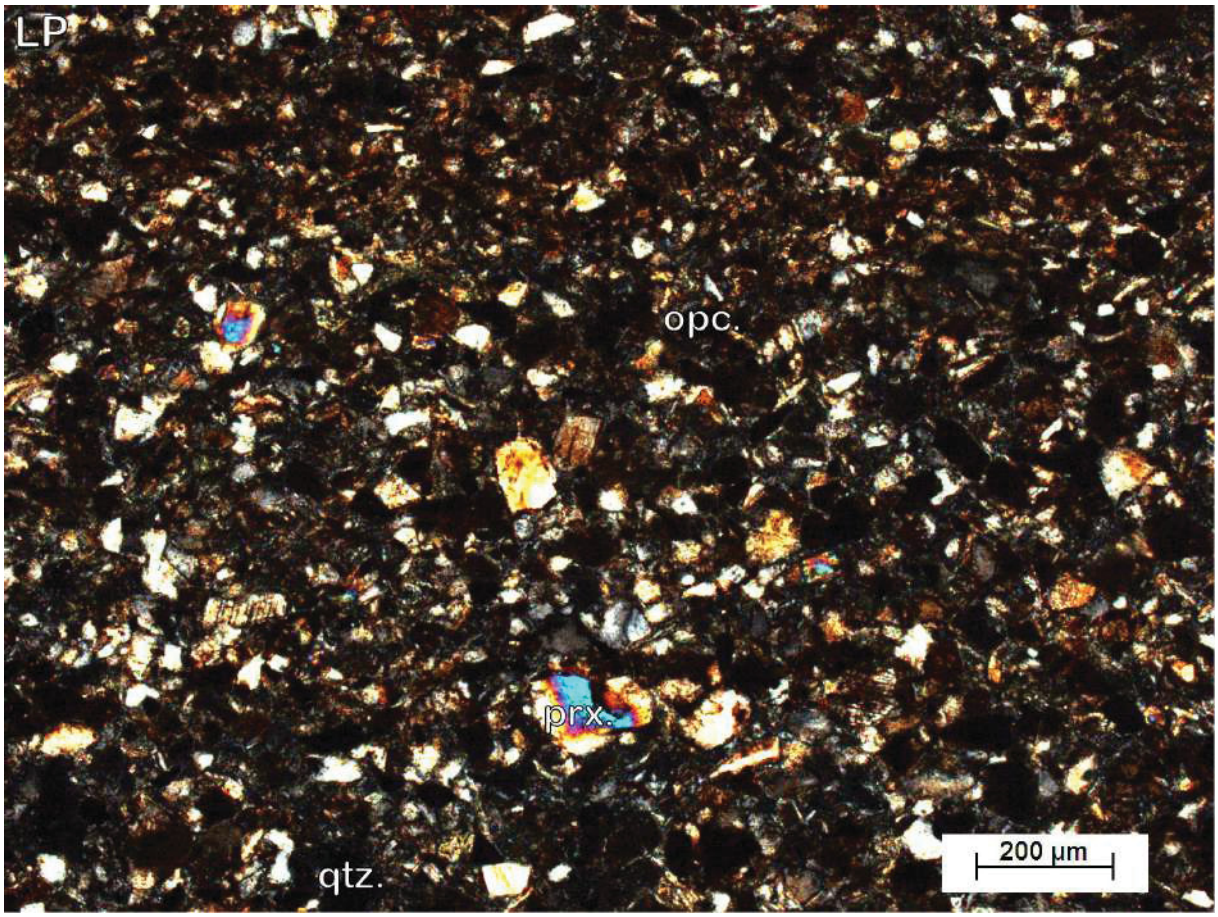


Figura 3.48: Ponto 9 - Lâmina P9A1-B - Detalhe matriz - Luz Polarizada (LP). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; prx.) piroxênio.

Ponto 9:
Lâmina P9A2 Contexto: tufo vitroclástico. Ocorre como lente acima da brecha P9A1.

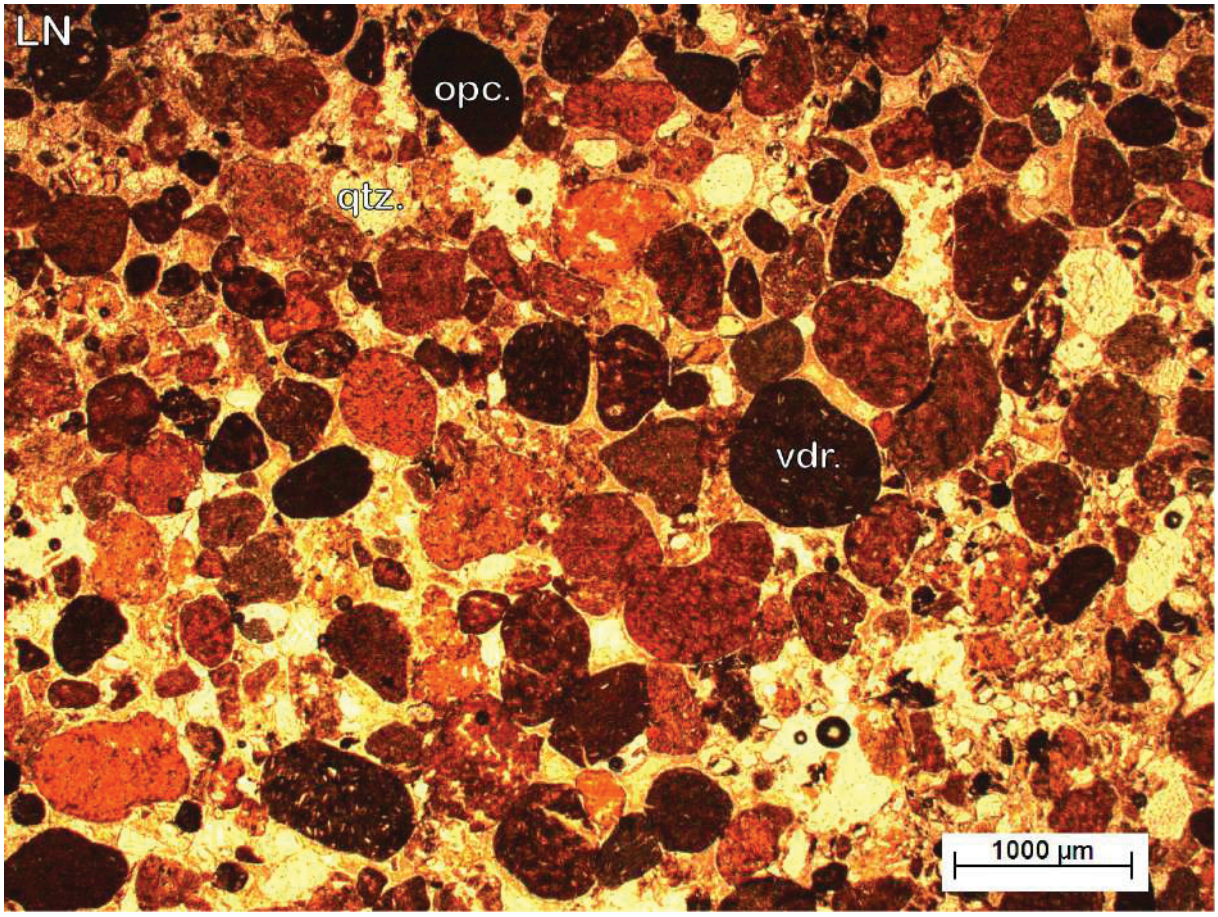


Figura 3.49: Ponto 9 - Lâmina P9A2 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; vdr.) vidro basáltico.

Rocha constituída majoritariamente de clastos vítreos com textura poiquilítica e zonalidade composicional interna, com minerais alongados aciculares e opacos arredondados e angulares imersos em massa vítrea. Clastos variam entre 100 µm e 1000 µm, sem organização preferencial. Majoritariamente, os clastos tem alta esfericidade e arredondamento. São delimitados por cimentação de sílica.

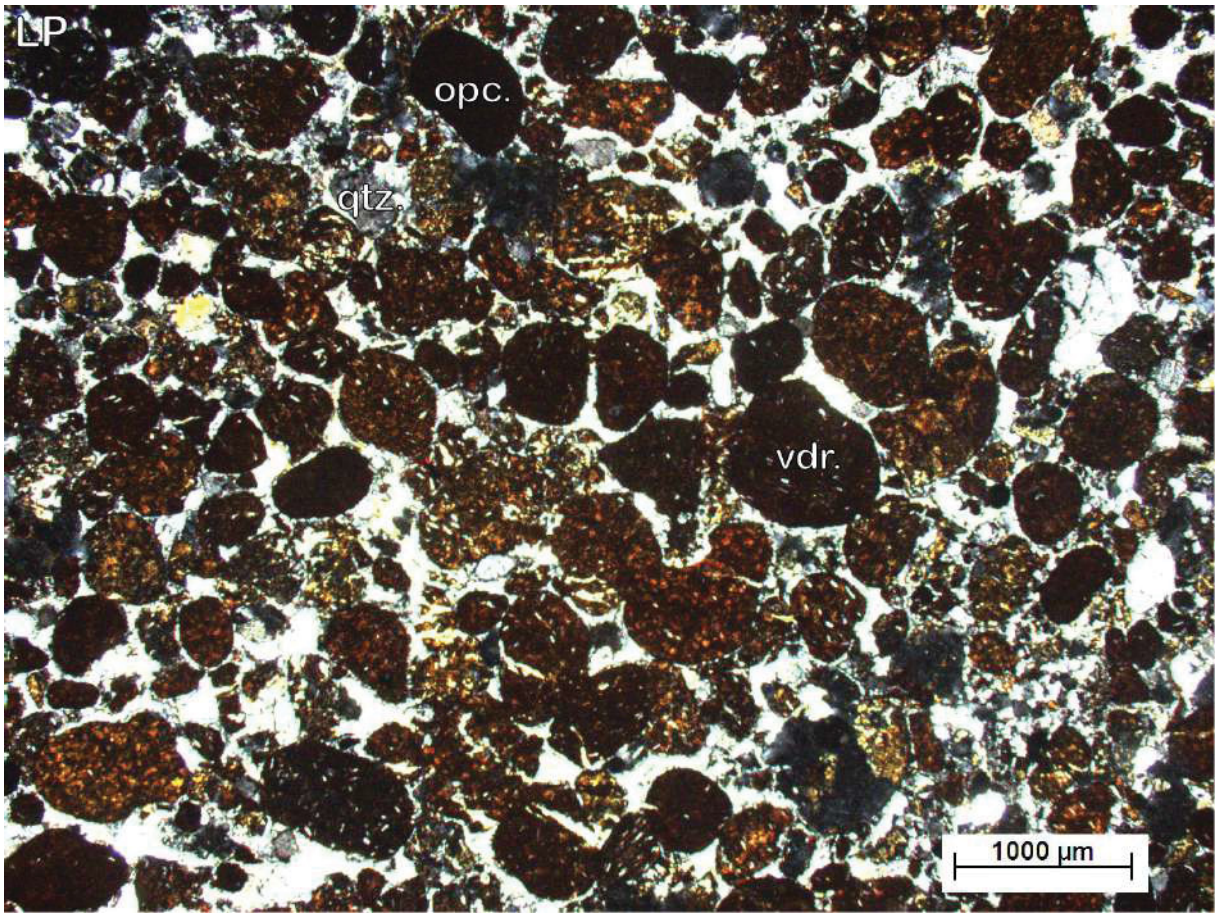


Figura 3.50: Ponto 9 - Lâmina P9A2 - Luz Polarizada (LP). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; vdr.) vidro basáltico.

Em menor quantidade são vistos clastos totalmente opacos com as mesmas esfericidade e arredondamento dos demais, assim como raros fragmentos de mineral transparente em luz natural e com extinção parcial em luz polarizada, apresentando fraturas longitudinais com padrão de espaçamento e por vezes cruzadas em 90°. Por vezes os clastos estão fraturados e com o preenchimento de sílica também nestas fraturas.

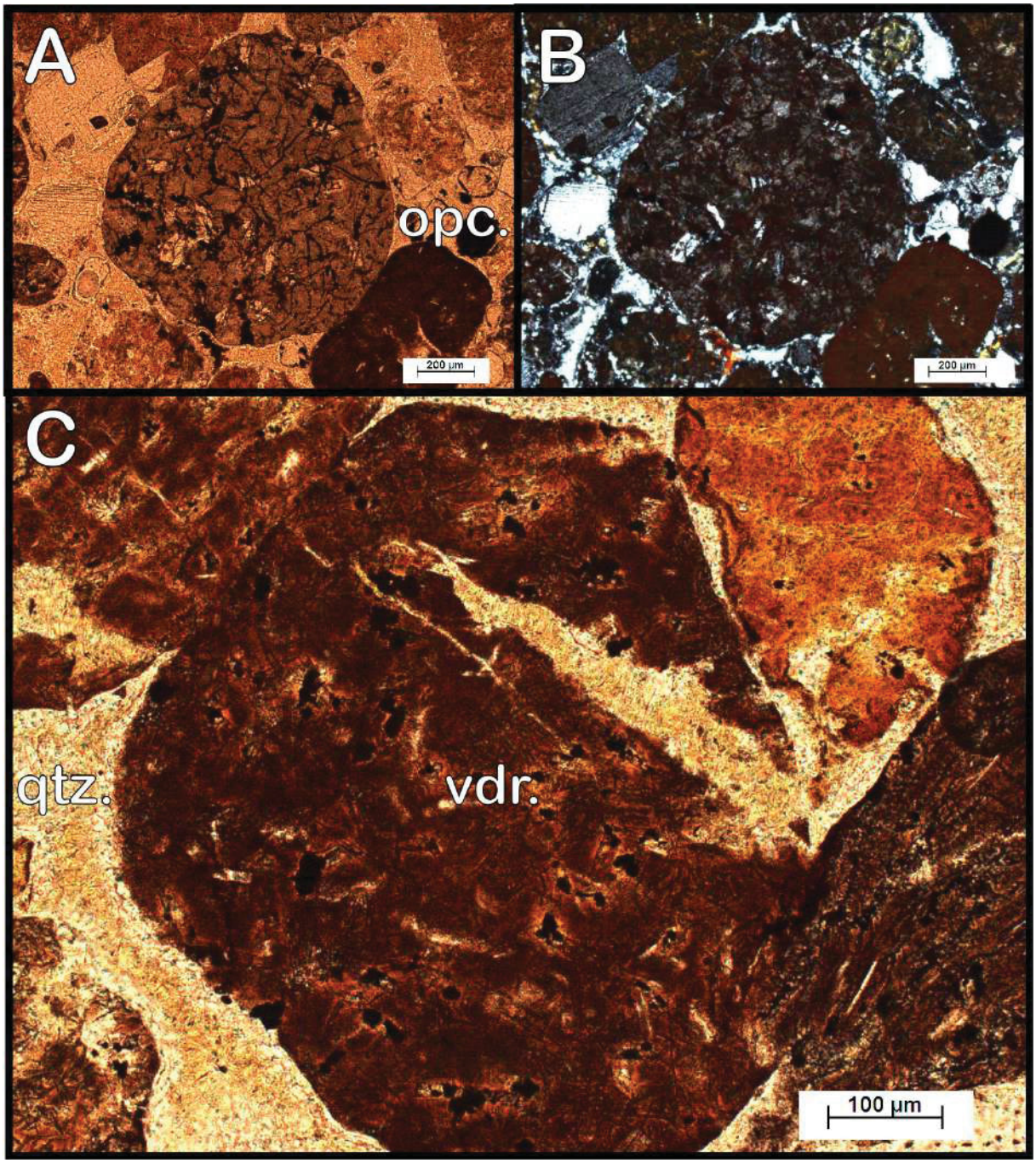


Figura 3.51: Ponto 9 - Lâmina P9A2 - Detalhes: A: Esferoide de vidro basáltico com estrutura perlítica em detalhe (LN). B - Esferoide de vidro basáltico com estrutura perlítica em detalhe (LP). C - Cimentação por sílica entre clastos. Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) - quartzo; vdr.) vidro basáltico.

Ponto 9:
Lâmina P9A3 Contexto: basalto que recobre tufo vitroclástico P9A2

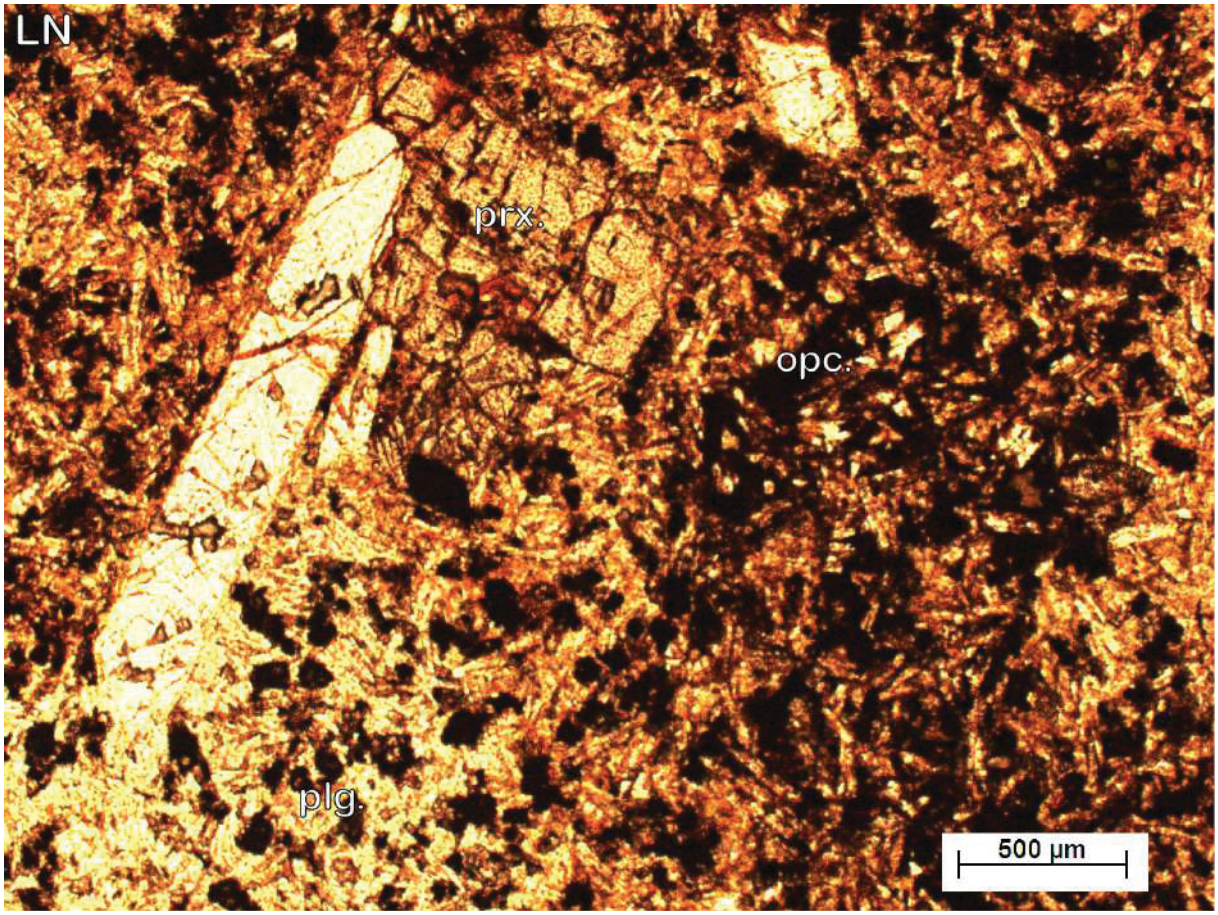


Figura 3.52: Ponto 9 - Lâmina P9A3 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; plg.) - plagioclásio; prx.) piroxênio.

Rocha formada majoritariamente por fenocristais alongados de plagioclásio com tamanho médio de 300 µm. Minerais opacos e piroxênios (luz polarizada) ocorrem com formas pouco esféricas e angulosas.

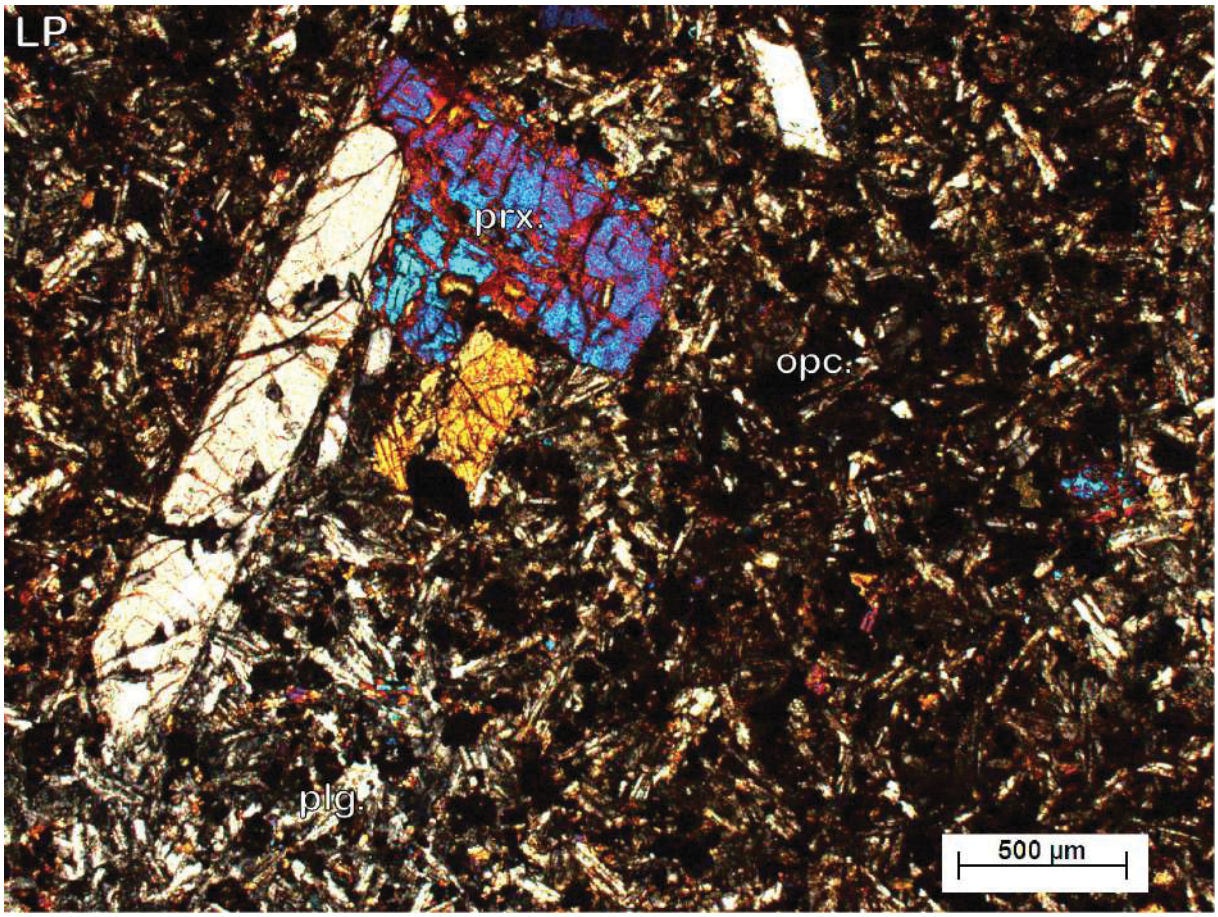


Figura 3.53: Ponto 9 - Lâmina P9A3 - Luz Polarizada (LP). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; plg.) - plagioclásio; prx.) piroxênio.

Ponto 11:
Lâmina P11A1 Contexto: brecha do centro da estrutura circular de Vista Alegre.

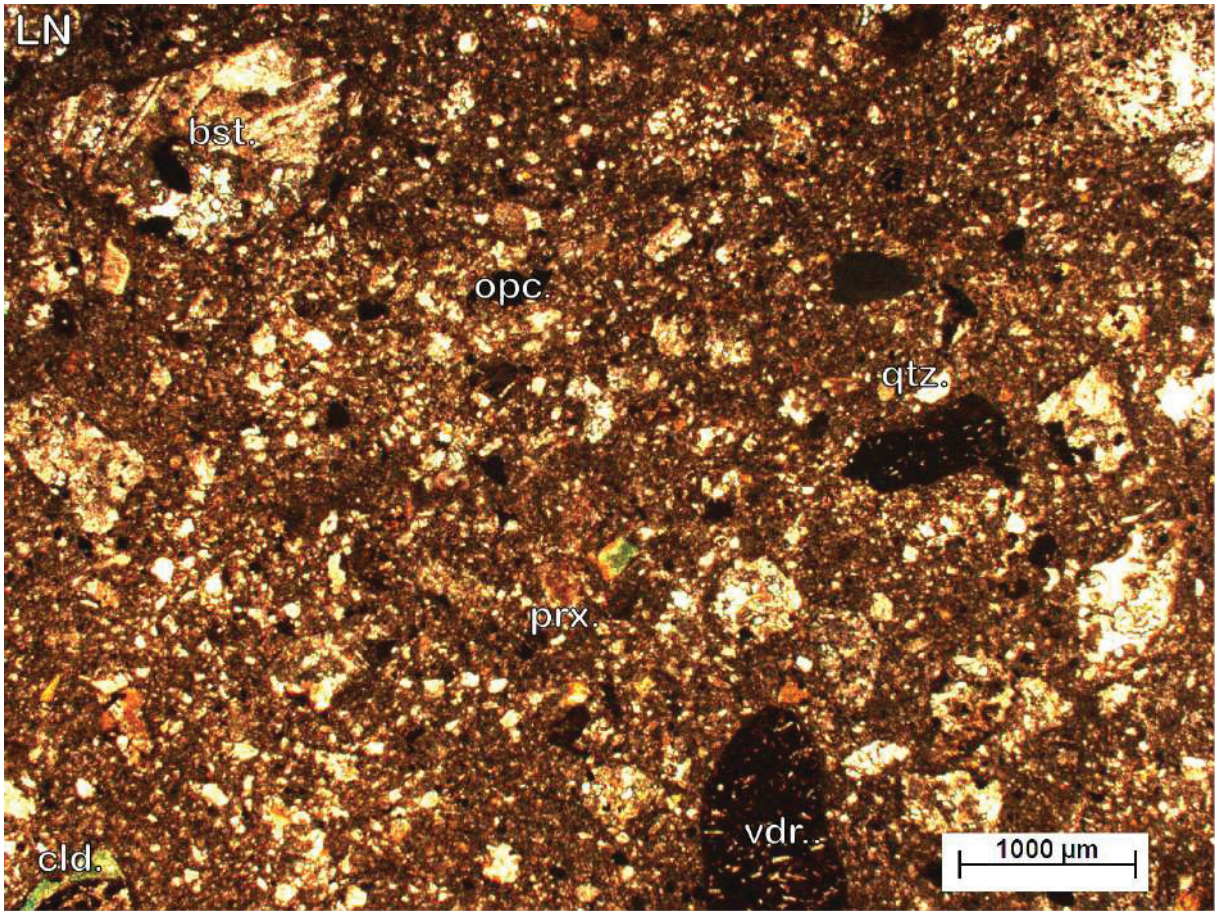


Figura 3.54: Ponto 11 - Lâmina P11A1 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; cld.) - celadonita; prx.) piroxênio; vdr.) vidro basáltico; bst.) basalto.

Rocha composta por matriz extremamente fina e com intensa cimentação carbonática, com clastos muito mal selecionados variando desde sub-esféricos e arredondados à alongados e angulosos, de tamanhos variados desde cinza até lapíli grosso (<40 µm - >100 µm), de várias composições.

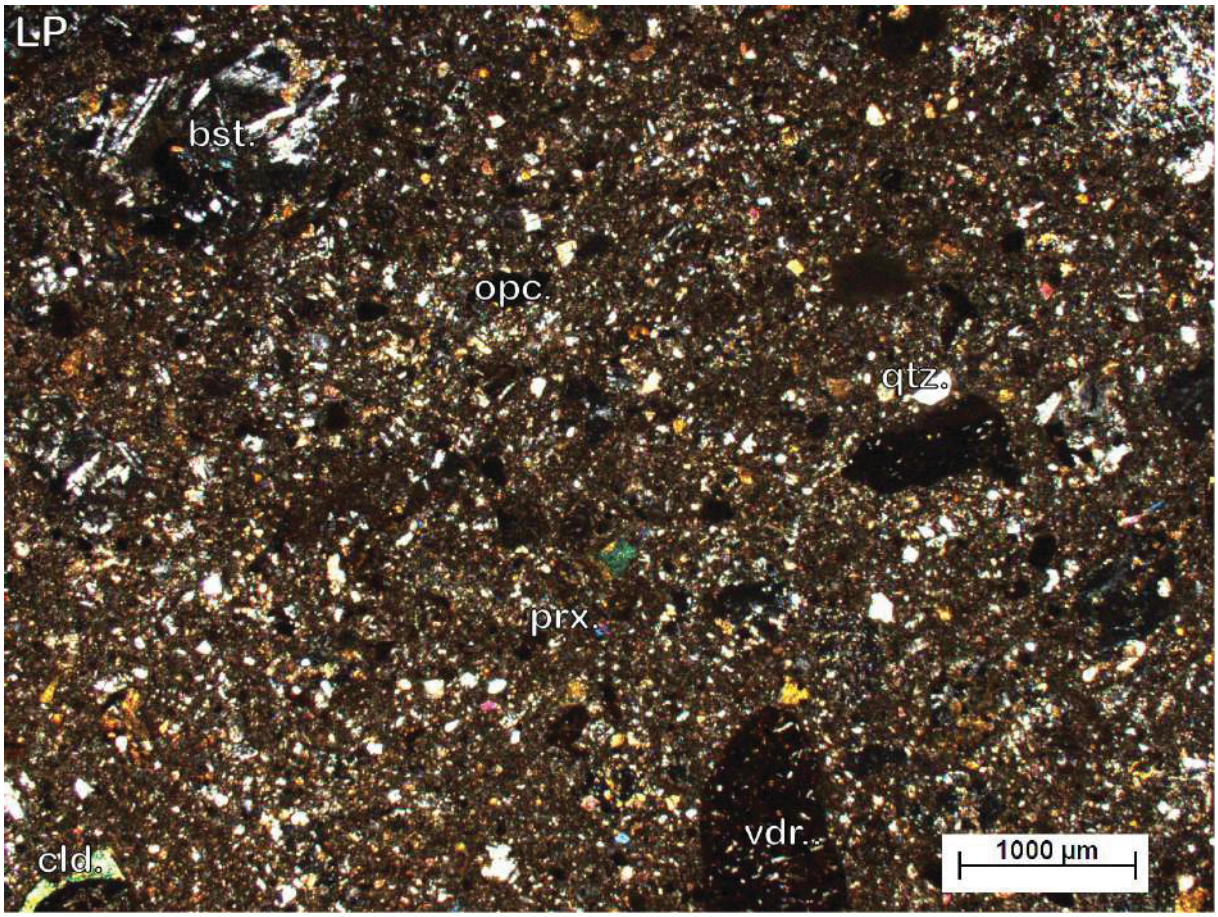


Figura 3.55: Ponto 11 - Lâmina P11A1 - Luz Polarizada (LP). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; cld.) - celadonita; prx.) piroxênio; vdr.) vidro basáltico; bst.) basalto.

São identificáveis clastos das seguintes composições: Litoclastos: fragmentos de rocha, em sua maioria sendo de basaltos (bst.) com diferentes granulometrias e texturas. Fragmentos de vidro basáltico e opacos (vdr. e opc.): com coloração vermelha e translúcidos ou pretos respectivamente Fragmentos de cristais: majoritariamente transparentes na luz natural e polarizada, também ocorrendo rosados à luz natural e com pleocroísmo em luz polarizada, esverdeados em luz natural e verdes em luz polarizada.

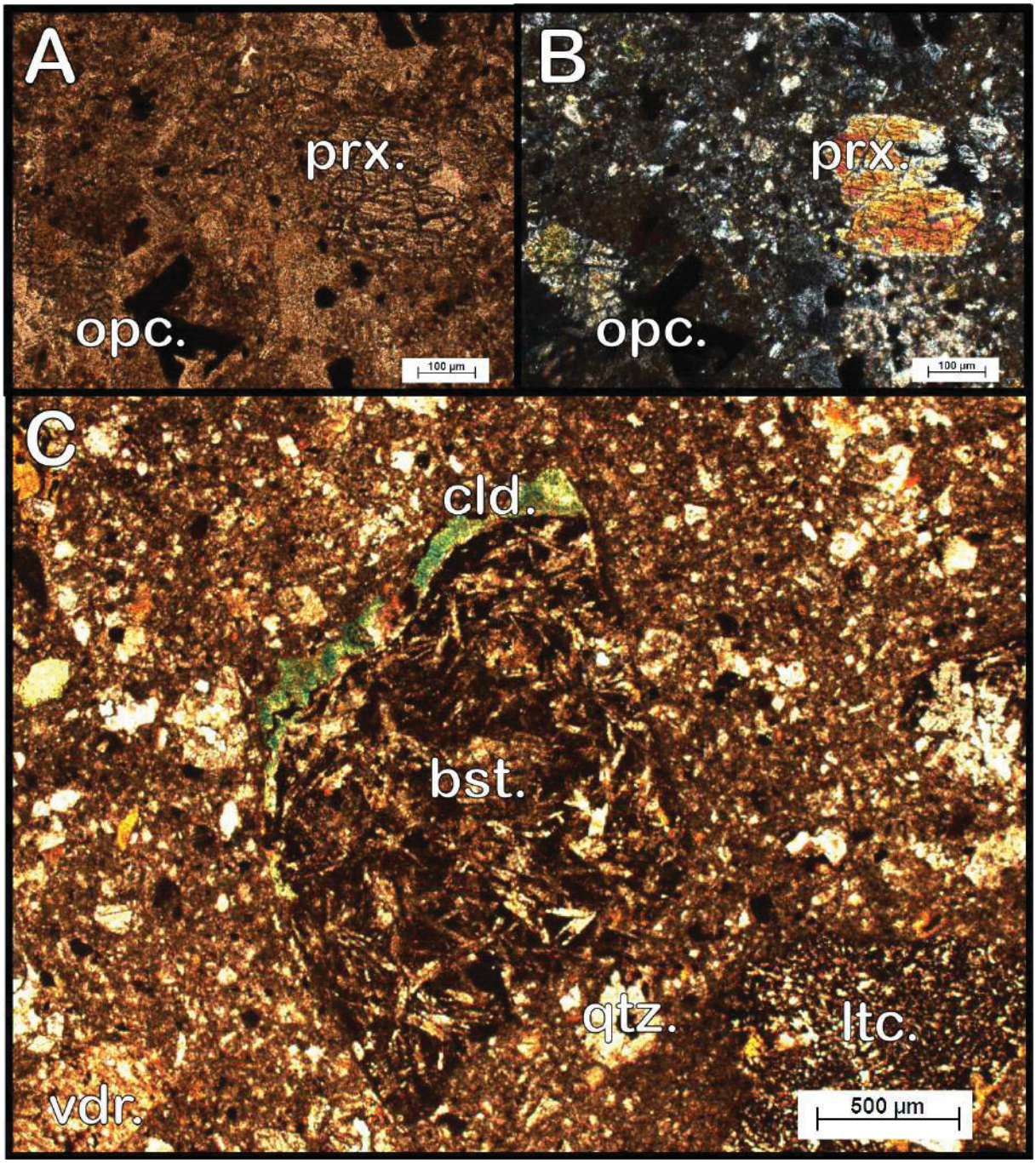


Figura 3.56: Ponto 11 - Lâmina P11A1 - Detalhes. Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; cld.) - celadonita; prx.) piroxênio; vdr.) vidro basáltico; bst.) basalto; ltc.) clasto lítico

Ponto 19:

Lâmina 19A1 Contexto: basalto com veios de tufo (lâmina parcialmente comprometida, não compreende o tufo)

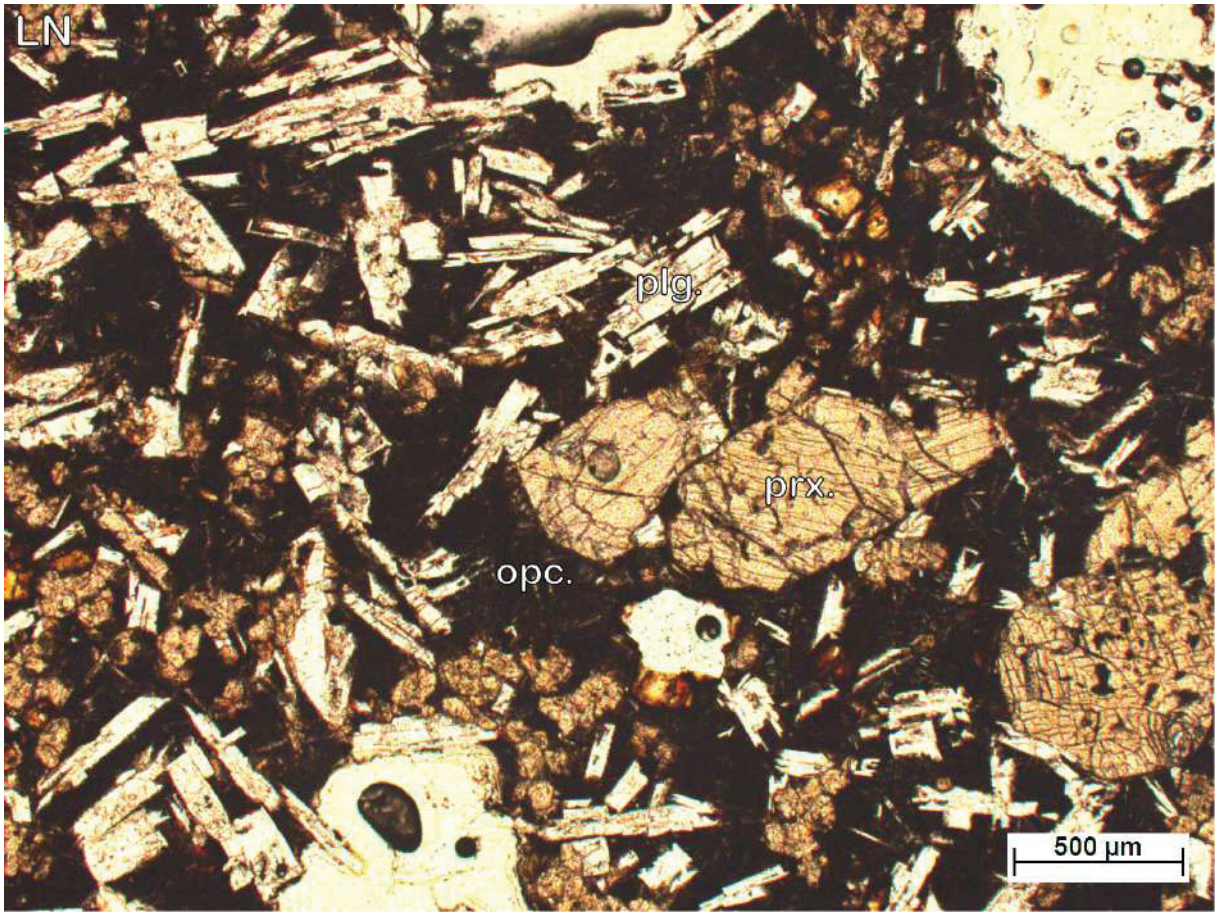


Figura 3.57: Ponto 19 - Lâmina P19A1 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; prx.) piroxênio; plg.) plagioclásio.

Rocha formada majoritariamente por fenocristais alongados de plagioclásio com tamanho médio de 500 µm. Minerais opacos e piroxênios ocorrem com formas esféricas e sub-arredondados. Fraturas são preenchidas por material vermelho em luz natural e vermelho em luz polarizada (vidro basáltico)

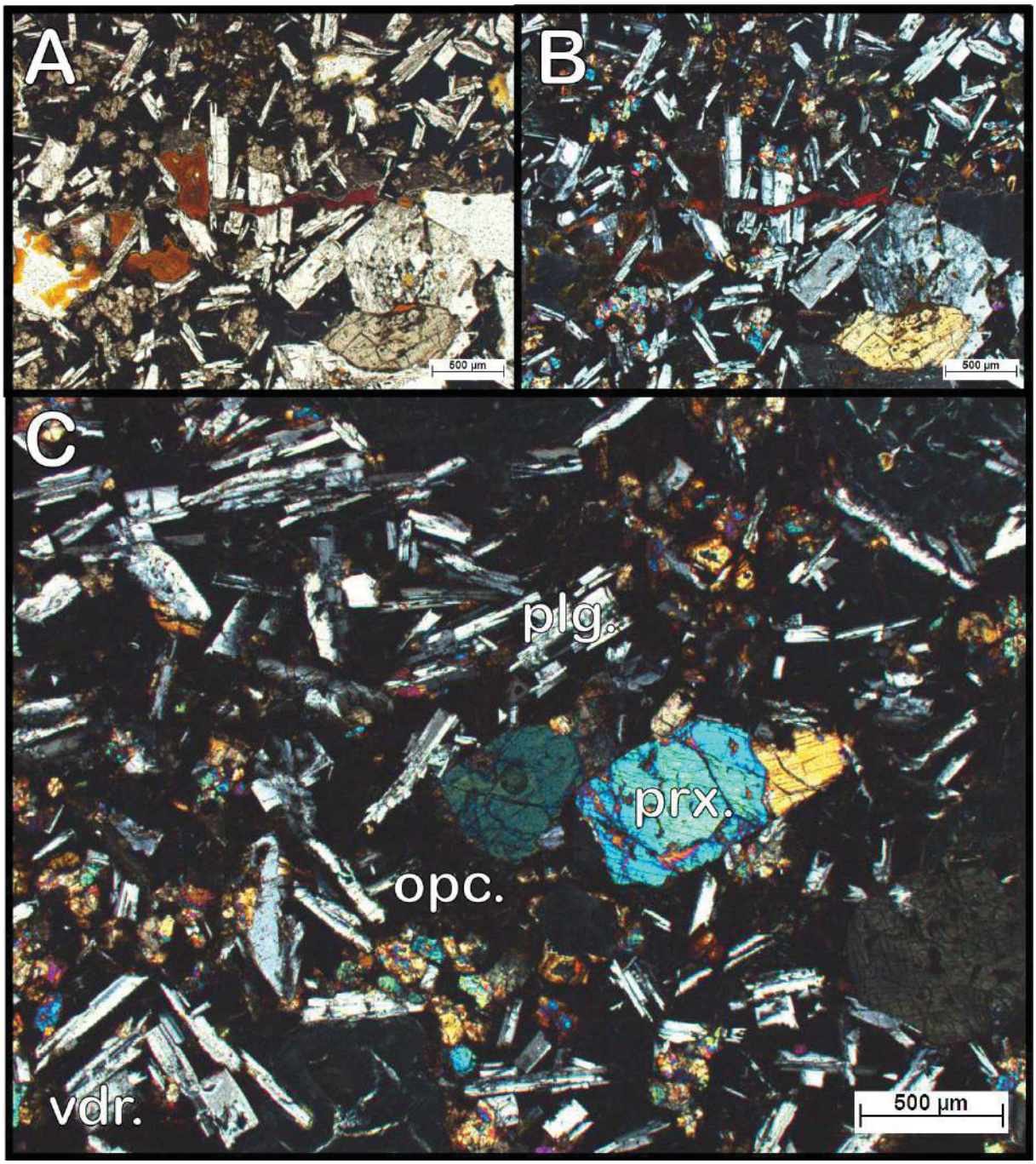


Figura 3.58: Ponto 19 - Lâmina P19A1 - Detalhes: A - Veio de vidro basáltico em Luz Natural (LN). B - Veio de vidro basáltico em Luz Polarizada (LP). C - Detalhes em Luz Polarizada. Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; prx.) piroxênio; plg.) plagioclásio.

Ponto 20:
Lâmina 20A1 Contexto: brecha (lâmina compreende apenas o tufo entre blocos)

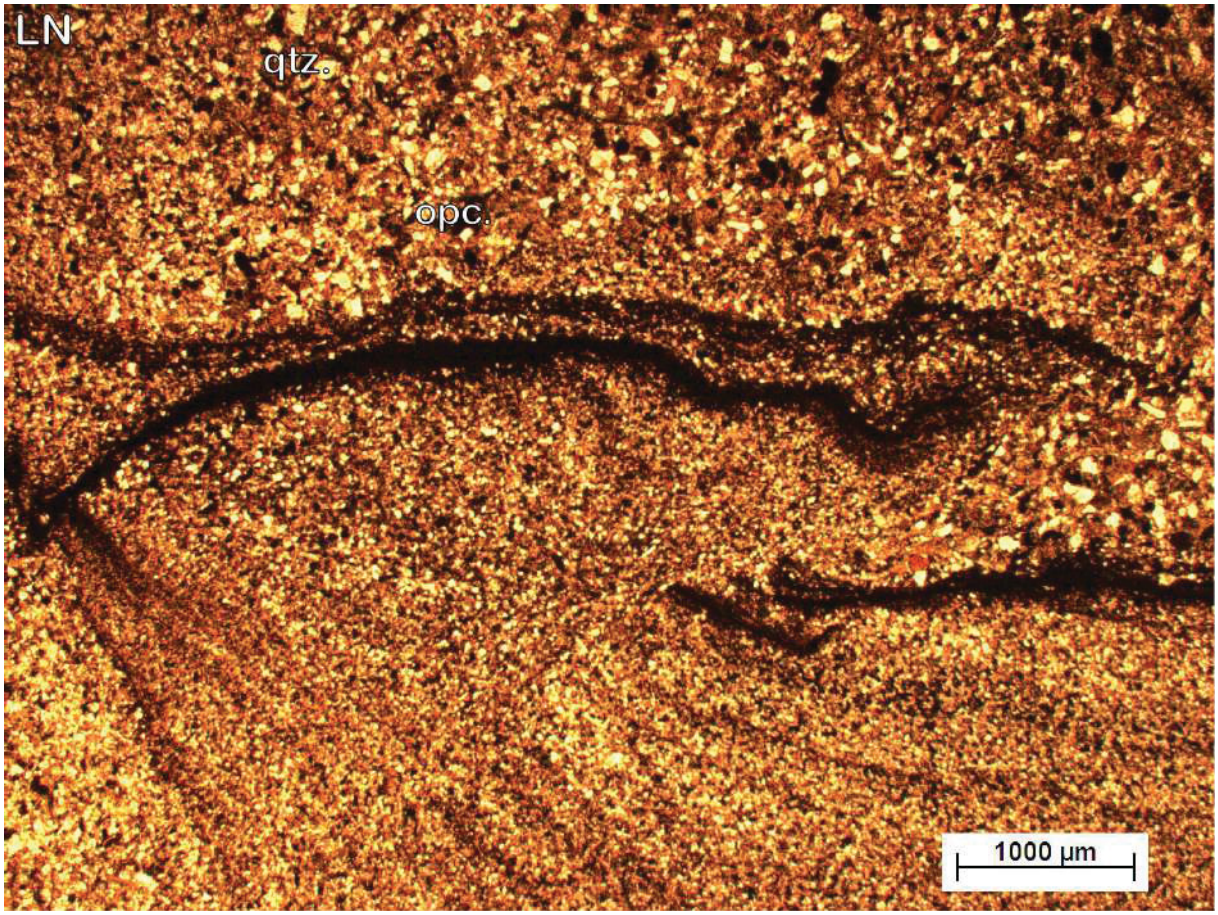


Figura 3.59: Ponto 20 - Lâmina P20A1 - Luz Natural (LN). Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) quartzo.

Rocha composta por clastos muito finos (<40 µm – cinza), apresentando estratificação fraca, por vezes perturbada ou limitada pelos blocos de basalto que compreendem o arcabouço. Estratificação pode ser vista com falha em certos pontos Clastos majoritariamente bem selecionados, esfericidade média a baixa, arredondados - sub-arredondados majoritariamente com granulometria cinza. Apresentando porções com gradação de granulometria mais grossa (lapíli). Os niveis escuros e muito delgados e de grão fino são compostos por cinza de basalto e encerram um ciclo de queda de material lapillico-tufáceo que são granodecrescentes.

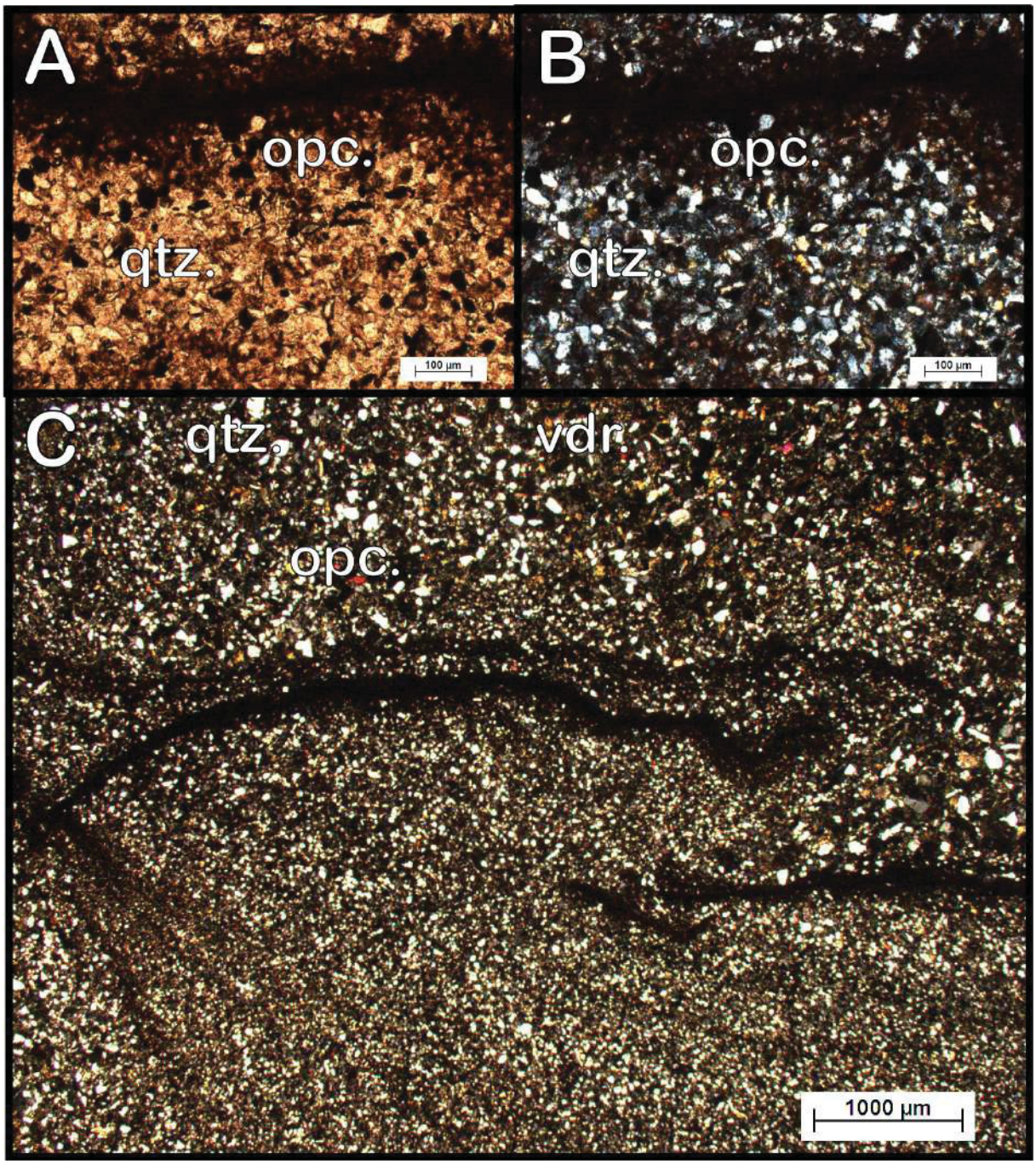


Figura 3.60: Ponto 20 - Lâmina P20A1 - Detalhes: A - Detalhe matriz em Luz Natural (LN). B - Detalhe matriz em Luz Polarizada (LP). C - Detalhes em Luz Polarizada. Abreviações: opc.) - opacos não identificáveis; qtz.) quartzo; vdr.) vidro basáltico.

3.3.1 Contagem de clastos

Foi utilizado o *software* gratuito ImageJ (Schneider et al., 2012) para realizar a contagem de clastos nas amostras de rochas vulcanoclásticas. Nas amostras das brechas apenas os constituintes da matriz foram utilizados na contagem. A contagem utilizando o *software* ImageJ se baseia em primeiramente medir uma distância conhecida na imagem para que o *software* a associe a uma certa quantidade de pixeis (Figura 3.73), seguindo as instruções de: escolher a ferramenta de linha > desenhar o tamanho conhecido > *Analyze* > *Set Scale*. A escala utilizada na imagem é provida pelo próprio microscópio ótico do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR).

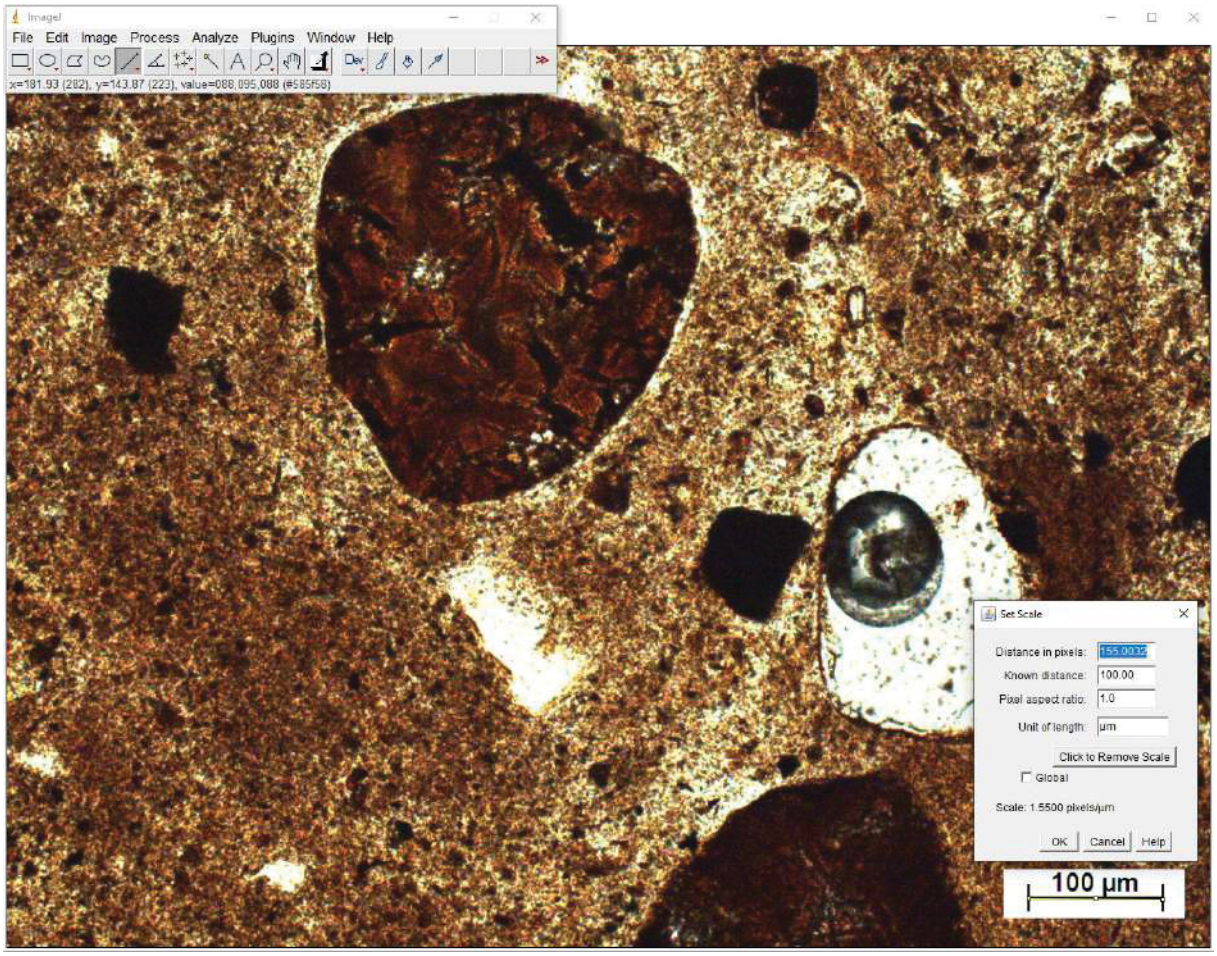


Figura 3.61: Configurando escala para contagem de clastos

Com a escala configurada as medições podem ser feitas utilizando a ferramenta de linha. Desenha-se uma linha sobre o clasto a ser medido considerando sua maior dimensão. Para gravar a medida e necessário novamente ir no menu *Analyze* e escolher a opção *Measure* ou usar o atalho de teclado "Ctrl + M". Após gravar a medida o *software* cria uma tabela com todos os valores medidos (Figura 3.74).

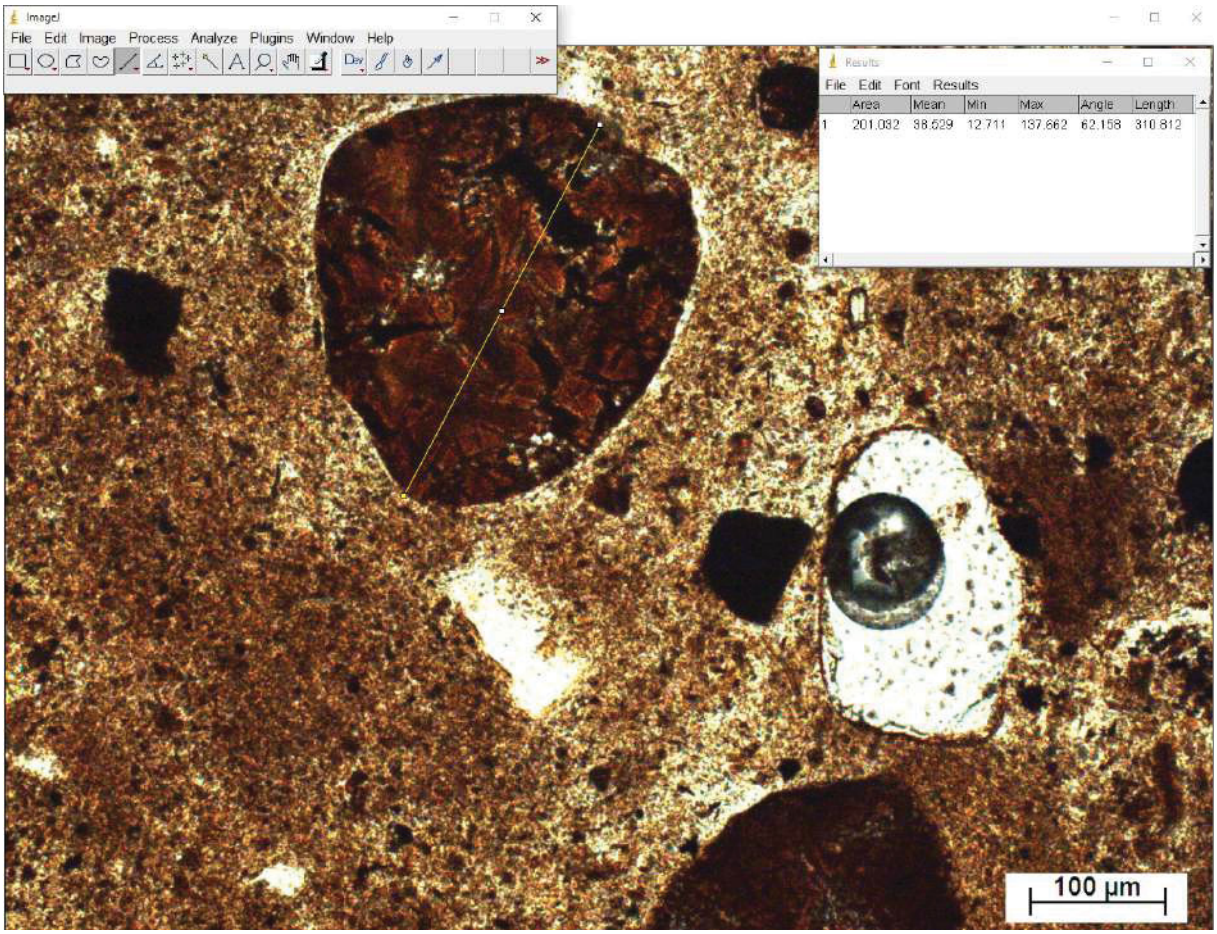


Figura 3.62: Gravando medidas.

Com a contagem realizada, o *software* permite salvar a planilha de medidas como um arquivo de Valores Separados por Vírgula (.csv), por meio do menu *File* na planilha de contagem escolhendo a opção *Save As* (Figura 3.75). Esta planilha pode ser utilizada em *softwares* de planilha eletrônica.

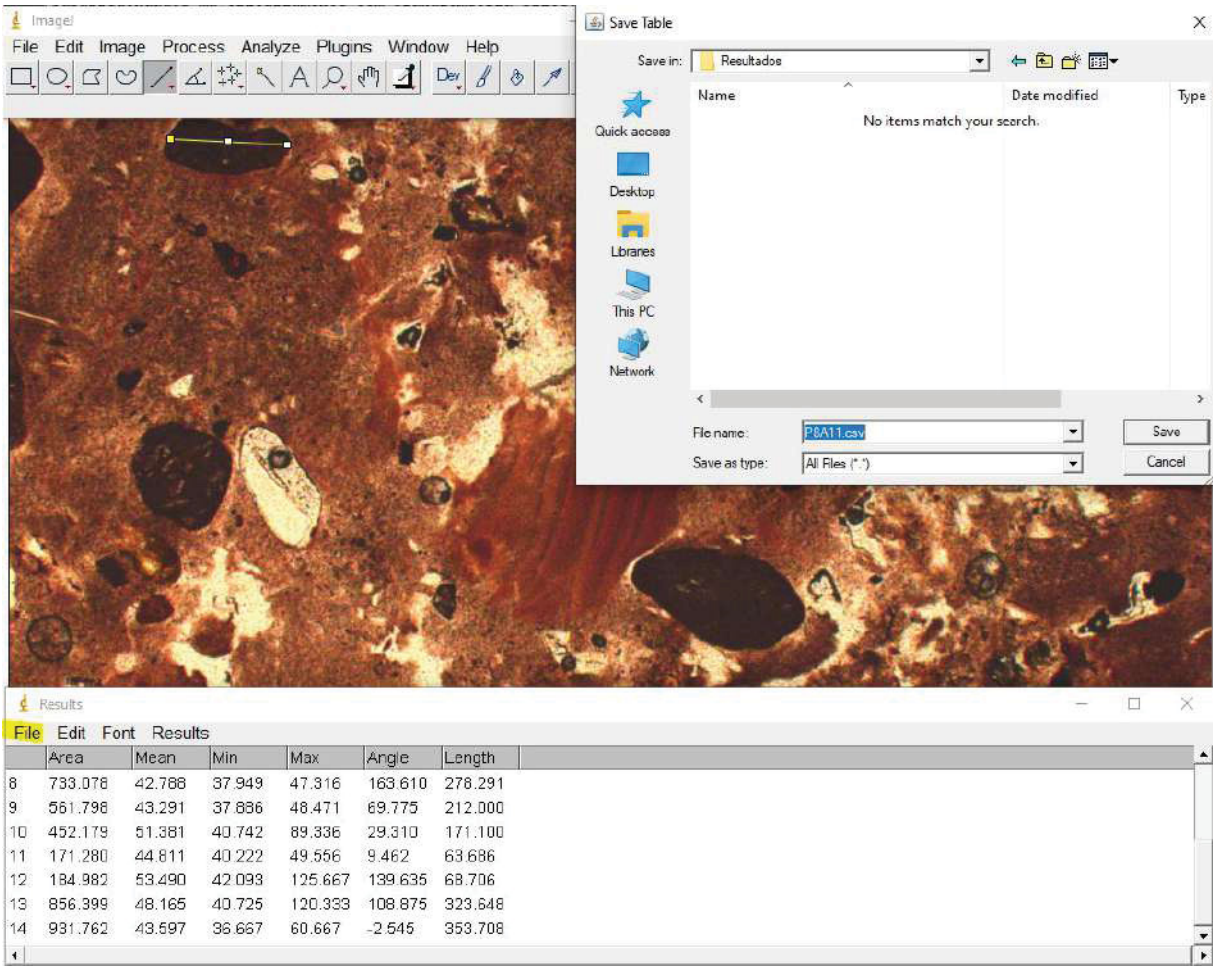


Figura 3.63: Gravando medidas.

Foram realizadas contagens de clasto em um total de 9 lâminas petrográficas, sendo 7 resultantes do trabalho de campo deste projeto e 2 do acervo do projeto de Mapeamento Geológico do Grupo Serra Geral no estado do Paraná, pela Mineropar e Instituto de Terras, Cartografia e Geologia - ITCG. Estes dados foram analisados no aplicativo gratuito online *Google Sheets*, utilizado para analisar os tamanhos máximo e mínimo de clasto, a moda, a média e gerar histogramas para as amostras anteriormente citadas na Tabela 3.2.

Amostra	Contagens	Tam. máximo (mm)	Tam. mínimo (mm)	Média	Moda
P5A4	153	0.531	0.024	0.132	Cinza Média
P8A1	362	0.163	0.005	0.035	Cinza Fina
P8A2	462	0.918	0.015	0.107	Cinza Média
P9A1_B	525	0.258	0.017	0.055	Cinza Fina
P9A2	229	0.996	0.044	0.346	Cinza Média
P11A1	529	2.422	0.004	0.088	Cinza Fina
P20A1	579	0.247	0.017	0.062	Cinza Fina
EA610B1	201	0.740	0.014	0.126	Cinza Média
OL3054A	284	0.306	0.013	0.063	Cinza Fina

Tabela 3.7: Contagem de clastos - estatísticas

Estes dados foram analisados no aplicativo gratuito online Google Sheets. Utilizado para analisar os tamanhos máximo e mínimo de clasto, a moda e gerar histogramas (Figura 3.61) para as amostras anteriormente citadas na Tabela 3.3.

3.3.1.1 Histogramas

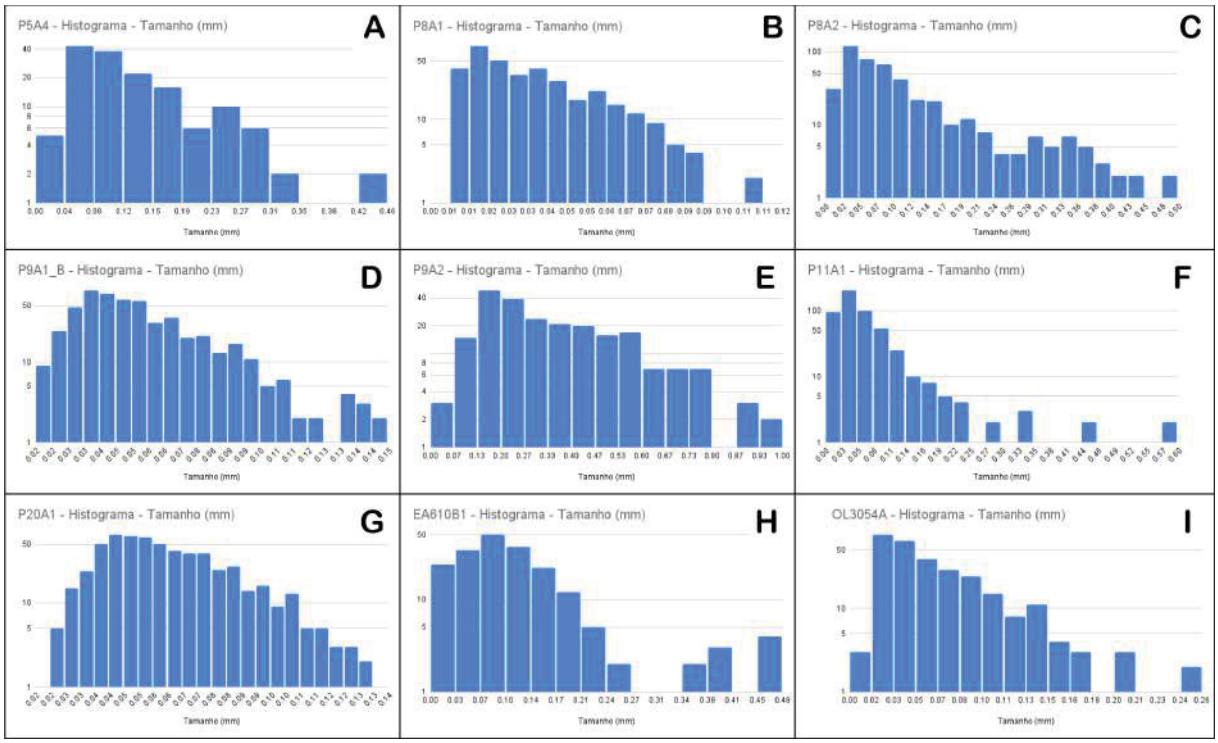


Figura 3.64: Histogramas de tamanho de clasto da amostras de brecha e tufo.

Os dados de tamanho médio de clasto foram usados no diagrama de Fisher e Schmincke (2012) (Figura 3.68) e foram obtidas as distâncias máximas de dispersão para cada amostra baseado na curva de melhor ajuste visual (Tabela 3.3). A dispersão máxima é compreendida como a distância máxima que um clasto poderá ser expelido à partir de um centro eruptivo, em um raio ao redor do mesmo, dado que seu tamanho influencia na perda de energia. Clastos menores (cinza) serão lançados mais longe do centro eruptivo e permanecer mais tempo em suspensão no ar, enquanto que clastos maiores (blocos) se depositarão mais rapidamente e próximos ao centro eruptivo.

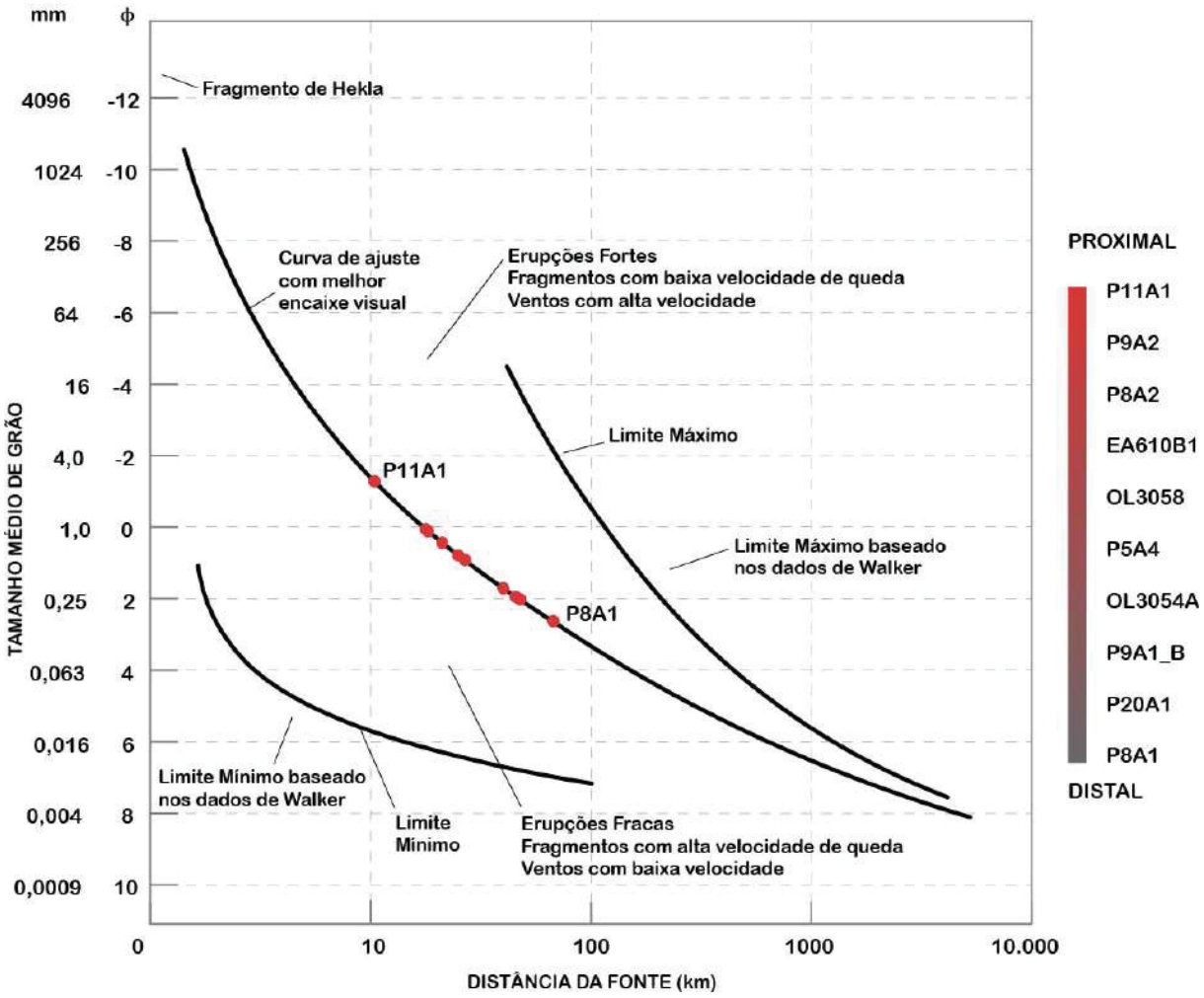


Figura 3.65: Amostras da área no gráfico de dispersão adaptado de Fisher e Schmincke (2012).

Ponto	Alcance máximo (metros)
P11A1	10426
P9A2	17838
P8A2	18258
EA610B1	21145
OL3058	24948
P5A4	26826
OL3054A	40043
P9A1_B	45488
P20A1	47375
P8A1	67521
EA607A	97264

Tabela 3.8: Alcances máximos calculados utilizando o diagrama de Fisher e Schmincke (2012).

Os raios máximos então foram desenhados em mapa com auxílio do *software* gratuito Quantum GIS (QGIS), separando as amostras por faixas de declividade, que como explicado anteriormente teriam sido depositadas de forma sincrônica.

Faixa 0: dos 24 pontos de campo apenas o ponto 11 é compreendido pela faixa de declividade 0 (posicionada na base da estratigrafia local), este ponto é justamente o ponto 11 - a brecha do centro da estrutura circular. A sua dispersão máxima (10,4 km) condiz com a estrutura circular de Vista Alegre.

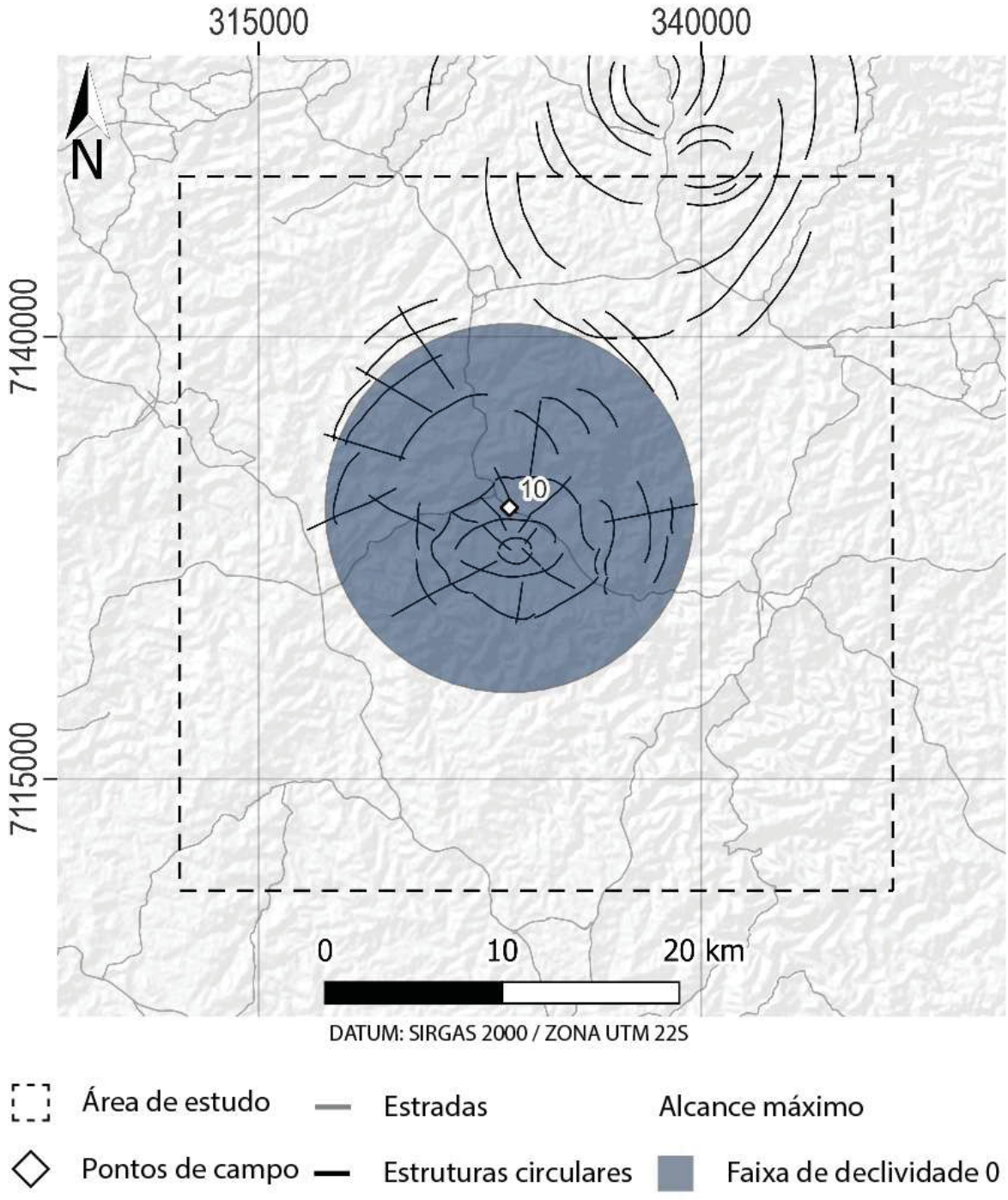


Figura 3.66: Alcance máximo das amostras presentes na faixa de declividade 0

Faixa 1: dos 24 pontos de campo apenas os pontos 20 e 9 são relacionados à faixa de declividade 1. Para o ponto 9 existem 2 análises amostrais: P9A1_B referente à matriz da brecha do ponto 9, com uma dispersão máxima de 45,5km e P9A2 referente ao tufo formado por esferoides de vidro basáltico depositado logo acima da brecha P9A1_B, com dispersão máxima

de 17,8km. Esta diferença de aproximadamente 30km no cálculo de dispersão pode ser devido a natureza dos esferoides de vidro basáltico. A dispersão máxima destes dois pontos condiz com o alcance das estruturas circulares de Vista Alegre e Saudade do Iguaçu e com relação mais fraca às estruturas circulares de Laranjeiras do Sul e Mariópolis.

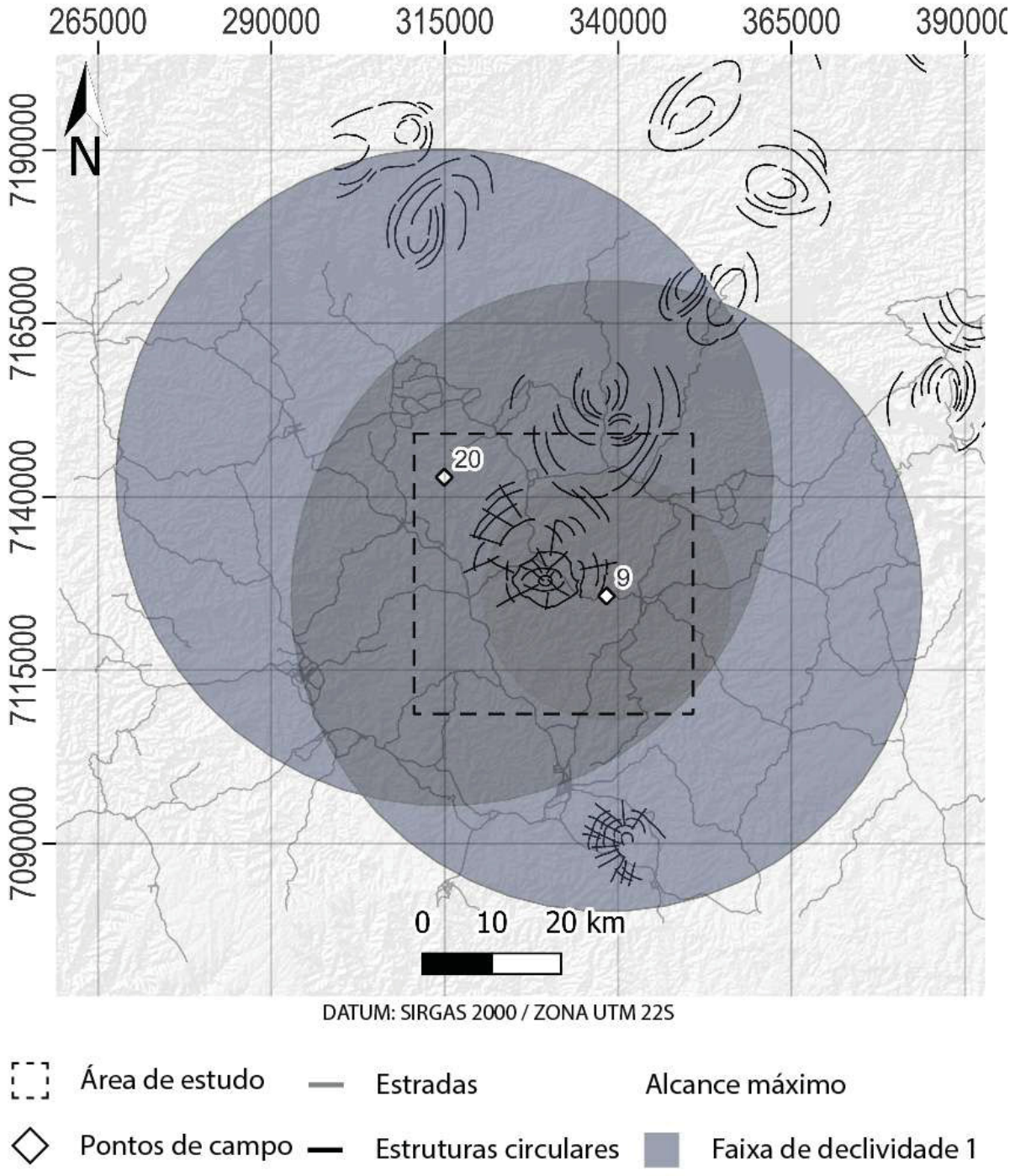


Figura 3.67: Alcance máximo das amostras presentes na faixa de declividade 1

Faixa 2: dos 24 pontos de campo apenas os pontos 8 e as lâminas do Projeto de Mapeamento da Mineropar com identificação EA 610B1 e OL3054A (mesmo para OL3058), estas lâminas são compatíveis com o ponto 4 do trabalho de campo deste projeto. Assim como no ponto 9 o ponto 8 também compreende 2 amostras, sendo uma de tufo e outra de brecha, o que

gera uma diferença nos raios máximos de dispersão para um mesmo ponto. A dispersão máxima destes dois pontos condiz com o alcance das estruturas circulares de Vista Alegre e Saudade do Iguaçu e com relação mais fraca às estruturas circulares de Laranjeiras do Sul, Mariópolis e algumas estruturas circulares não nomeadas de Menezes et al. (1982).

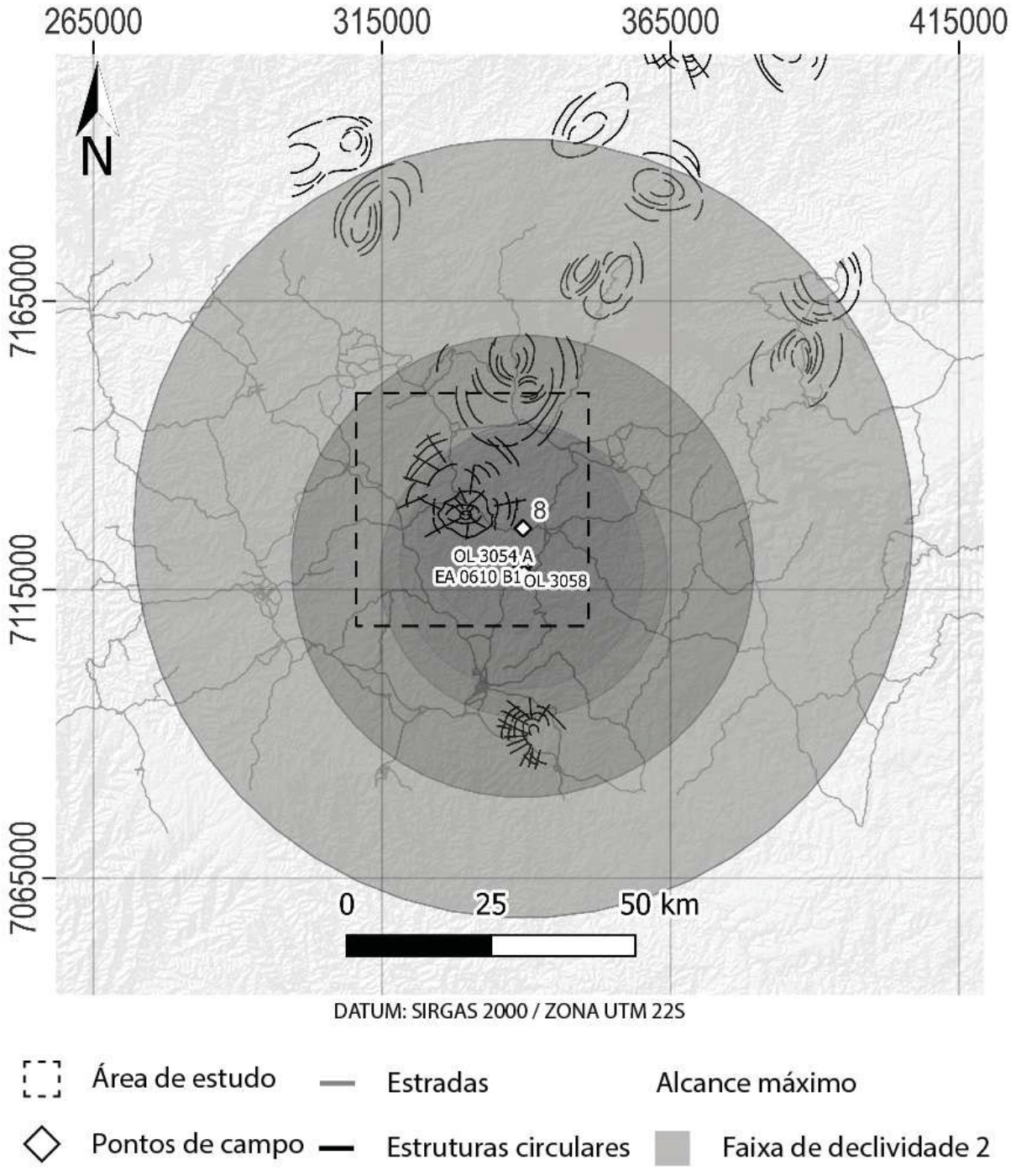


Figura 3.68: Alcance máximo das amostras presentes na faixa de declividade 2

Faixa 3: dos 24 pontos de campo apenas o ponto 5 é relacionado à faixa de declividade 3. A amostra para este ponto é proveniente de uma camada de tufo que ocorre entre camadas de basalto. A dispersão máxima deste ponto condiz com o alcance da estrutura circular de Vista Alegre e com relação mais fraca às estruturas circulares de Saudade do Iguaçu e Mariópolis.

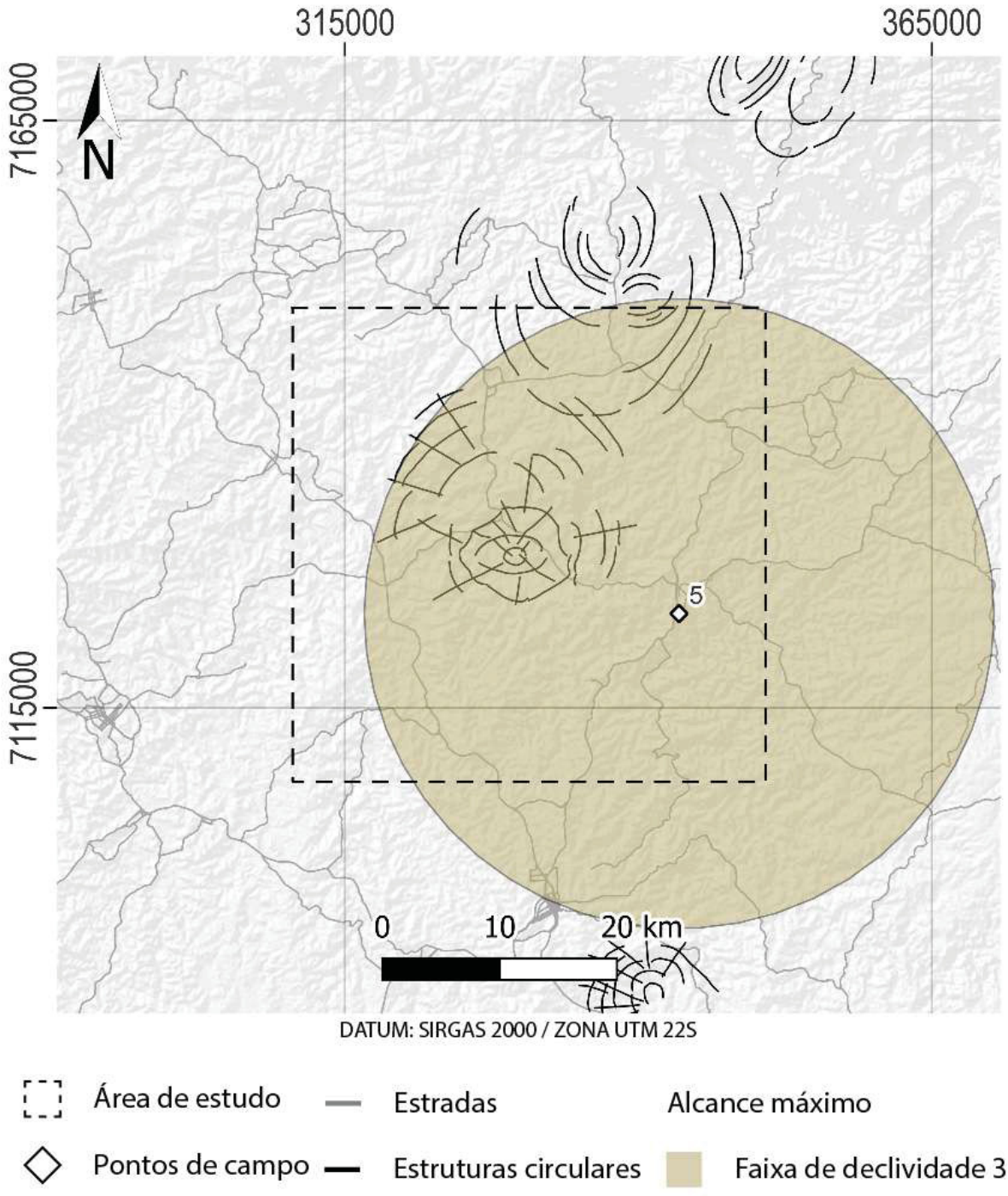


Figura 3.69: Alcance máximo das amostras presentes na faixa de declividade 3

3.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Sessões de microscopia eletrônica de varredura foram realizadas para obtenção de imagens e análise química pontual (EDS) nas amostras de rochas vulcanoclásticas obtidas em campo. Fragmentos das amostras foram metalizados com carbono. Estruturas delicadas como filamentos angulares e clastos de composição basáltica podem ser observadas em todas as amostras. Os tufos das faixas de declividade 1 e 2 apresentam esferoides de composição basáltica e clastos de quartzo arredondados, além de delicadas cavidades de bolhas de gás, às vezes preenchidas com material de composição carbonática.

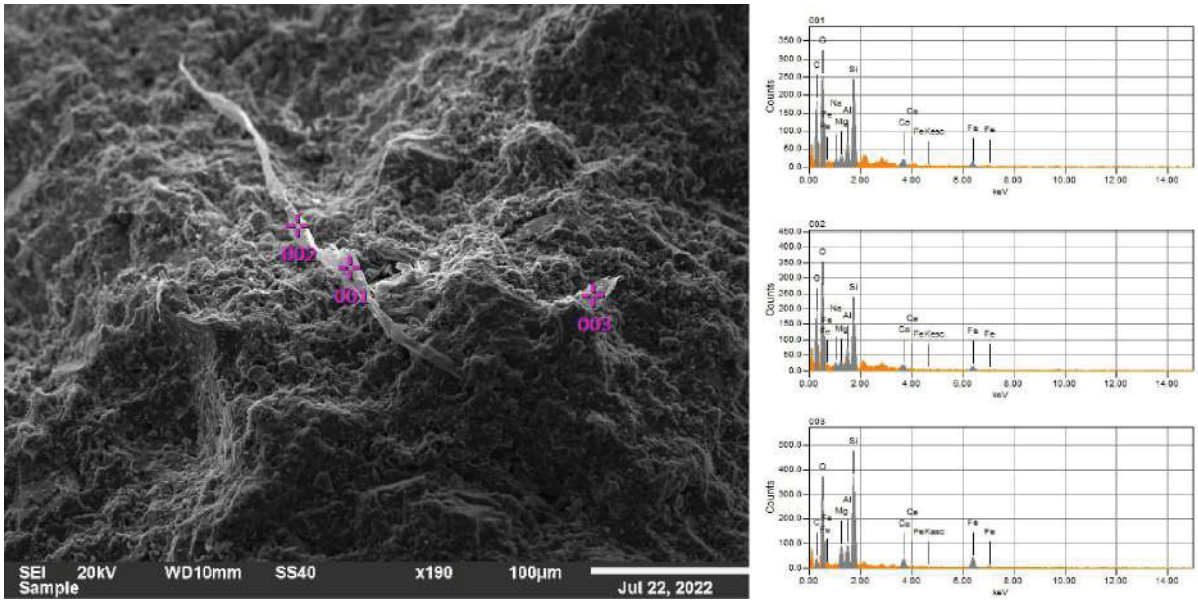


Figura 3.70: Ponto 11 - Filamentos carbonáticos

Ponto	CaO	O	C	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	FeO
1	1.88	0	65.95	1.43	2.15	4.77	20.38	3.44
2	1.26	0	68.77	1.64	1.31	5.31	18.19	3.54
3	4.35	0	24.95		6.82	8.59	40.52	14.78
Média	2.49	0	53.22	1.53	3.43	6.22	26.36	7.25
Desvio padrão	1.07	0	16.32	0.07	1.96	1.37	8.17	4.35

Tabela 3.9: Ponto 11 - Filamentos carbonáticos - Óxidos

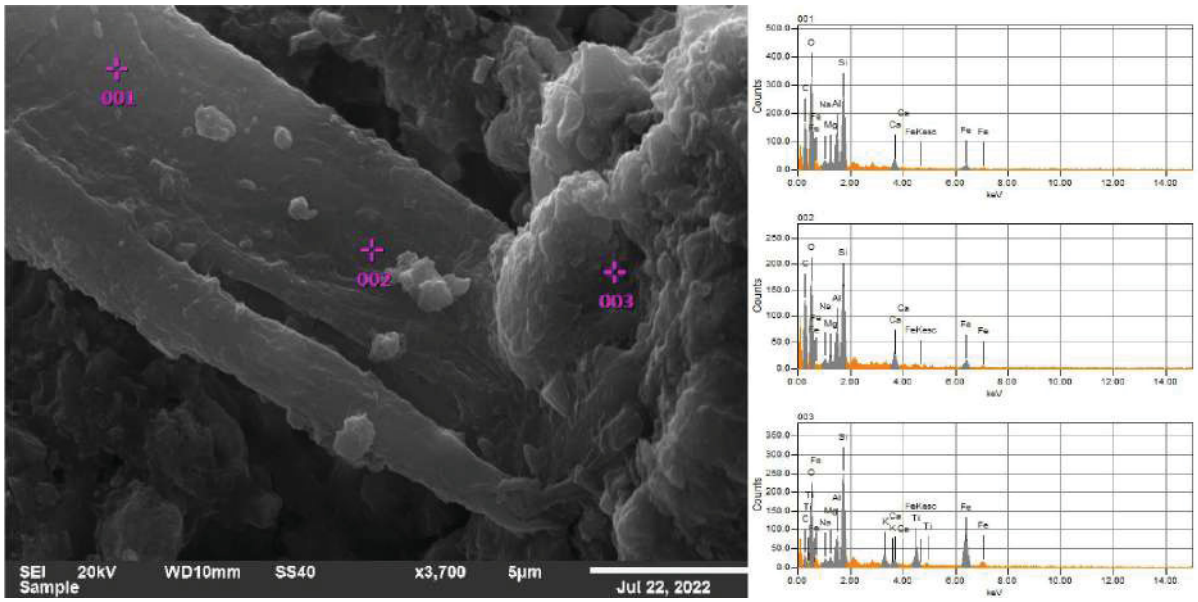


Figura 3.71: Ponto 11 - Filamentos carbonáticos

Ponto	CaO	O	C	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	TiO2	FeO
1	2.88	0	59.47	1.59	2.01	7.12	22.73			4.2
2	2.73	0	61.53	0.99	1.6	6.37	20.01			6.76
3	1.2	0	18.47	2.15	1.57	6.98	28.09	2.78	8.3	30.45
Média	2.27	0	46.49	1.58	1.73	6.82	23.61	2.78	8.3	13.81
Desvio padrão	0.62	0	16.18	0.33	0.09	0.09	2.59	0	0	9.61

Tabela 3.10: Ponto 11 - Filamentos carbonáticos - Óxidos

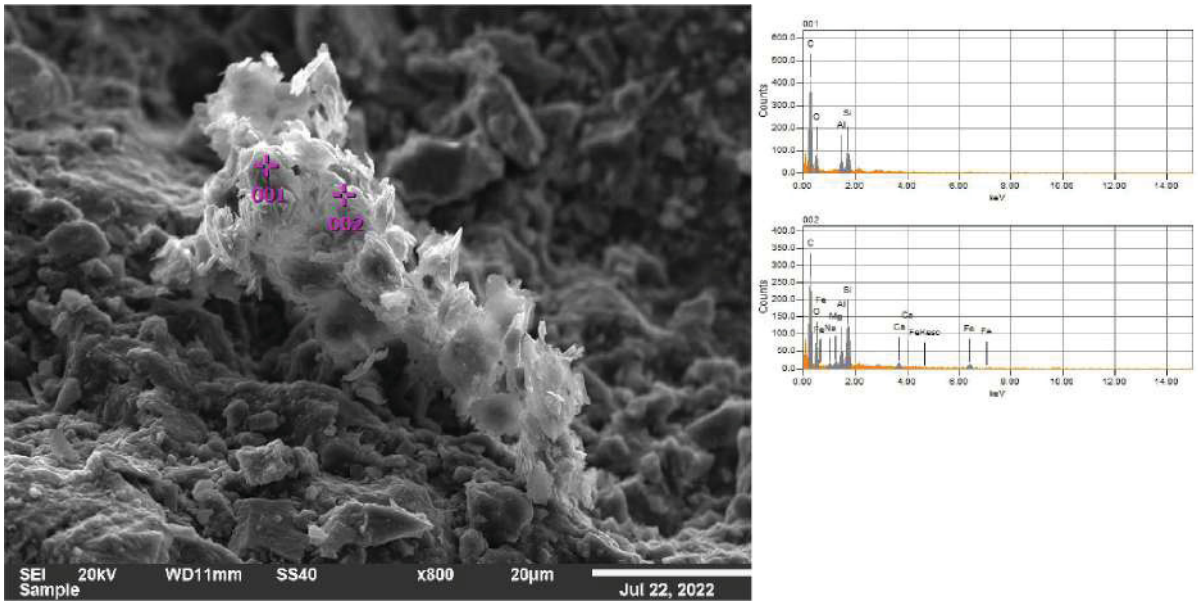


Figura 3.72: Ponto 11 - Filamentos carbonáticos

Ponto	CaO	O	C	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	FeO
1		0	87.21			4.05	8.73	
2	1.78	0	75.71	0.85	0.94	3.84	13	3.88
Média	1.78	0	81.46	0.85	0.94	3.95	10.87	3.88
Desvio padrão	0	0	4.07	0	0	0.07	1.51	0

Tabela 3.11: Ponto 11 - Filamentos carbonáticos - Óxidos

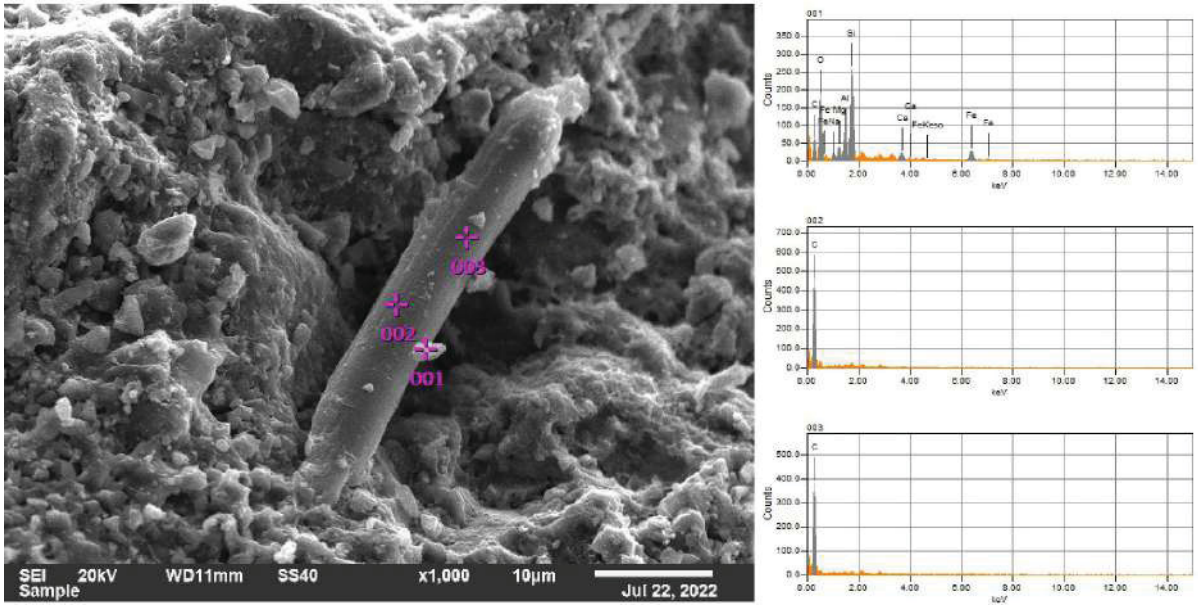


Figura 3.73: Ponto 11 - Bastonete de carbono

Ponto	CaO	O	C	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	FeO
1	2.55	0	39.81	1.41	3.6	7.79	33.12	11.72
2			100					
3			100					
Média	2.55	0	79.94	1.41	3.6	7.79	33.12	11.72
Desvio padrão	0	0	11.58	0	0	0	0	0

Tabela 3.12: Ponto 11 - Bastonete de carbono - Óxidos.

4 DISCUSSÃO

As rochas da região de Vista Alegre apresentam uma mescla de contribuição vulcânica e vulcanoclástica. O Subgrupo Serra Geral Centro Norte contém as unidades litoestratigráficas presentes na região de estudo: Formação Paranapanema e Formação Pitanga. Apenas na Formação Pitanga (e seu Membro Três Pinheiros) há ocorrência de rochas vulcanoclásticas. A Formação Paranapanema na área de estudo é representada apenas pelos pontos 14 e 18 que são constituídos de basalto fanerítico e amigdaloide (preenchimento por calcita em ambos os pontos).

Dentro da Formação Pitanga são notadas diferenças no Membro Três Pinheiros. O Membro Três Pinheiros contém o único ponto de traquibasalto alcalino dentre todos os basaltos analisados por geoquímica na região e a presença de basaltos hipohialinos na base das brechas descritas para o Membro Três Pinheiros.

Existem também diferenças entre as rochas vulcanoclásticas presentes no Membro Três Pinheiros e das rochas vulcanoclásticas da Formação Pitanga. Na Formação Pitanga, recobrindo brechas vulcanoclásticas ocorrem camadas de tufo vitroclástico, esta rocha possui clastos vítreos e arredondados devido a ejeção de gotículas de lava no ar e rápido resfriamento, que gera formas sub-arredondadas e grãos vítreos com fraturamento perlítico. Este tufo não ocorre no Membro Três Pinheiros, onde a rocha vulcanoclástica fina que recobre as brechas dentro deste membro se dá por tufos. Nestes tufos a deposição de cinza e lapíli ocorre simultaneamente com a deposição de material (quartzo) da sequência sedimentar retrabalhado pelo próprio vulcanismo trazido à superfície.

Há também diferenças entre as brechas vulcanoclásticas do Membro Três Pinheiros, uma vez que estas apresentam lentes de tufo estratificado (contato erosivo) enquanto que as demais brechas vulcanoclásticas da Formação Pitanga são formadas apenas de uma matriz fina de tufo e blocos e bombas de basalto amigdaloide.

Os raios de dispersão indicam a distância máxima que a possível fonte destes grãos pode estar em relação ao ponto central (estação de campo). Assim o edifício ou *vent* que expele estes fragmentos e grãos pode ser aproximada com as estruturas conhecidas para a região. Para a contagem de grãos e posterior cálculo das dispersões máximas foram então considerados apenas os grãos angulosos que presentam a deposição de cinza e lapíli in-situ com o menor transporte e retrabalhamento possível.

A sobreposição repetida destes depósitos indica a evolução e mudanças no regime eruptivo. Os derrames de basalto de uma maneira geral representam a fase efusiva do vulcanismo Serra Geral, porém estão associados à depósitos vulcanoclásticos. Nesta fase predominam derrames que se sobrepõem e aumentam a pressão em subsuperfície. Com pressão o suficiente o regime muda para explosivo, liberando a pressão de gases e fluídos supercríticos presos em profundidade e nesta fase predominam os depósitos vulcanoclásticos de brechas, tufo-brechas e tufos que estão associados à derrames de basalto. Este é um ciclo que se repete para a região.

O ponto 10 onde se examinou a brecha do centro da estrutura circular de Vista Alegre, considerada por outros autores como uma brecha de impacto (Crósta et al., 2010) ainda permanece como alvo para discussões futuras, neste trabalho o foco dado às análises não se mostrou satisfatório para conclusão da gênese da rocha do ponto 10. Esta se difere das demais rochas encontradas em todos os outros pontos de campo. A natureza das camadas e principalmente da grande contribuição carbonática remete à ideia de um depósito carbonático em um *vent* hidrotermal dentro desta zona já aquecida pelo vulcanismo Serra Geral. Para a

maior compreensão desta rocha são necessários mais estudos com maior enfoque neste ponto em específico e com diferentes escopos.

4.1 ARTIGO

O artigo foi formatado no padrão editorial do periódico Volcanica ao qual foi submetido e atualmente se encontra em processo de avaliação e correções. (http://www.jvolcanica.org/ojs/index.php/volcanica)

The volcaniclastic deposits and their relationship with Vista Alegre's ring structure - Serra Geral Group, State of Paraná, Brazil

Pedro Henrique Leal Hernandez *[α], Otavio Augusto Boni Licht[β], and Marcell Leonard Besser[γ]

[α] Universidade Federal do Paraná.

[β] Universidade Federal do Paraná.

[γ] Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) .

Abstract

The Paraná-Etendeka Igneous Province (PEIP) is considered the largest magmatic event of the Lower Cretaceous (134Ma). It precedes the fragmentation event of the southern portion of the Gondwana continent and the opening of the South Atlantic Ocean. The PEIP has an area of approximately 1,200,000 km^2 [Cordani and Vandoros 1967]. The South American portion - Paraná Igneous Province (PIP) - has an area of 917,000 km^2 [Frank et al. 2009]. Its major concentration in South America is in Brazil, represented by the Serra Geral Group and subsequently by Arapei and Cuaró Formations in Uruguay, Alto Paraná Formation in Paraguay and Serra Geral Formation in Argentina [Piccirillo et al. 1988; Frank et al. 2009]. As in other igneous provinces generated in rift zones, the main mechanism of this magmatic event is fissural, i.e. magma ascending by fracture and rift-related fault zones. Large basaltic igneous provinces are not considered closed systems, and one should take into account the interaction these massive lava flows had with the local environment. Pyroclastic deposits and other explosive volcanism features are seen in most basaltic igneous provinces, from the newer Decan (60Ma) to the older ones such as the Kostmuksha (2.8Ga) greenstone belt [Peate et al. 2003]. Pyroclastic deposits and explosive volcanism features are seen and reported in the PIP by [Peate et al. 2003]. However, further attention needs to be paid to this paleoenvironment, as well as its economic interest, as these pyroclastic deposits may contain important hydrocarbon reserves [Peate et al. 2003]. The focus of this work is the occurrence of pyroclastic rocks observed in the region of Coronel Vivida - Southwest of Paraná State, Brazil. It consists of rounded to sub-rounded vitroclasts, with glass spicules and sometimes phenocrystals in their interior, immersed in a palagonitic matrix [Licht et al. 2012]. It occurs between the ring structures of Vista Alegre and Mariópolis. Both structures occur between fault zones (E-W for Vista Alegre and NW-SE for Mariópolis).

Keywords: Hydrovolcanism; Parana igneous province; Serra geral group.

1 Introduction

The Igneous Province of Paraná-Etendeka (PEIP) is the product of the major magmatic event of the Lower Cretaceous (134.7 Ma) and precedes the opening of the South Atlantic Ocean [Thiede and Vasconcelos 2010]. It is linked to a fissure volcanism associated with the distension fields that culminated in the disaggregation of the southern part of the Gondwana continent [Machado 2009]. In Africa, PEIP rocks are represented by the Etendeka Group [Milner et al. 1994; Miller 2008]. In South America, the Paraná Igneous Province (PIP) is represented in Brazil and Argentina by the Serra Geral Group, Formations Arapei and Cuaró Formations in Uruguay and Upper Paraná Formation in Paraguay [Frank et al. 2009; Licht and Arioli 2018; Rossetti et al. 2018]. PIP has an area of 917,000 km^2, with a volume of at least 600,000 km^3 [Frank et al. 2009]. It occurs in decreasing volume order in Brazil, Uruguay, eastern Paraguay, and northern Argentina [Peate et al. 1997].

It is composed mostly of basalt and andesibasalt (97 %), and acid rocks (dacite, rhyodacite and rhyolite) in smaller quantity (3 %) [Bellieni et al. 1986; Peate et al. 1992]. These basaltic rocks are overlapped with the aeolic sandstone of Botucatu Formation, superposition between lava flows and sediment are observed, indicating that at least in the beginning the volcanism occurred simultaneously with the sedimentation of the Botucatu Formation.

This project is centered on the occurrences of volcaniclastic rocks observed by Licht et al. [2012], Arioli and Licht [2013] and Licht and Arioli [2018] in the region between the municipalities of Saudade do Iguaçu, Coronel Vivida and Itapejara d'Oeste, southwest of the state of Paraná. These deposits, composed of breccias, tuff-breccias and tuffs, are interspersed with basalt and andesibasalt flows. These volcaniclastic rocks are deposited in sub-horizontal layers, gently dipping dip (1°) to north [Silveira et al. 2012; Höfig et al. 2017].

Ring structures are cited in other basaltic provinces and volcanic fields in the world, being associated with different origins such as meteorite impacts (astroblem), feeding ducts, lava lakes and hydrovolcanic or phreatomagmatic events: maars, caldera collapses and tuff cones. These structures have been described and associated with phreatomagmatism and/or hydrovolcanism in New Zealand [Houghton and Hackett 1984], in the maars of East Eifel in Germany [Houghton and Schmincke 1986], in Sinker Butte, Idaho, USA [Brand and White 2007], in the Republic of Cameroon [Ngwa et al. 2010], and at the Auckland Volcanic Field, New Zealand [Németh et al. 2012]. In the study region, the ring structures of Laranjeiras do Sul, Vista Alegre and Mariópolis were identified, which would be related to the alignments of the Iguaçu River [Paiva Filho 2000].

Arioli and Licht [2013], Valore et al. [2015], and Licht and Arioli [2018] have suggested that hydrovolcanism in the Serra

* pedro.hl.hernandez@gmail.com

draft for review

Geral Group played a significant role in the eruptive model of its geological history, as in the generation of explosive events.

With this, the main objective is to study the volcaniclastic deposits generated during the explosive events of the Serra Geral Group and establish their relationship with the ring structures of Vista Alegre (PR).

The study area is located in the southwest of the state of Paraná, approximately 11 km north of the city of Pato Branco. The area can be accessed by federal highways BR-158, BR-373 and state highways PR-281, PR-493 and PR-556. The area of interest was traced in a polygon of approximately 40 km x 40 km, comprising 1600km^2. This area fully or partially covers eleven municipalities: Saudade do Iguaçu, Chopinzinho, São João, Verê, Coronel Vivida, Itapejara d'Oeste, Pato Branco, Bom Sucesso do Sul, Honório Serpa, Renascença and São Jorge d'Oeste. Of these, Coronel Vivida, Itapejara d'Oeste, São João, Chopinzinho and Pato Branco are those that contribute the most in the area within the study target. The study area is focused on the district of Vista Alegre, belonging to the municipality of Coronel Vivida (Fig. 1)

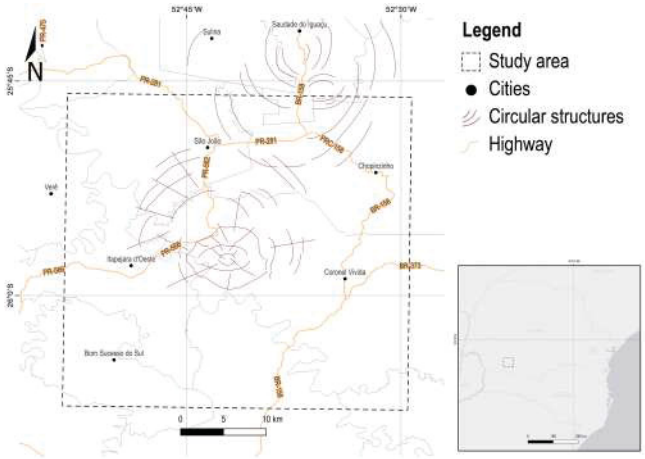


Figure 1: Study area and access highways.

The main objective of this work was to analyze the volcaniclastic deposits, trough petrographic and faciological techniques, to determine the relationship between lithofacies an whether they may be related to a common volcanic source.

2 Materials and Methods

The present work used the following materials and methods.

- Photointerpretation: to delimit the spatial distribution of the deposit, its morphology and nearby structures using satellite images, radar, and aerial photographs (1:25,000);
- Field work: creation of a sampling grid of points for faciological and stratigraphic analysis and for sample collection for further analysis;
- Thin sections: petrographic analysis of thin sections of samples collected during fieldwork;
- Point counting: point counting of grains in breccia and tuff thin sections using ImageJ free software;
- Scanning Electron Microscopy: Performing scanning electron microscopy analyses;

2.1 Photointerpretation

From the SRTM images (2000) images with spatial resolution of 30 meters, coded S26W053 and S27W053, a mosaic was created in a GIS environment (QGIS), so that the entire area of study was covered. The WGS84 reference system was redesigned after processing for the UTM - SIRGAS 2000 zone 22 South, standard for rest of the database. From the digital elevation model (DEM) obtained from the SRTM mosaic, two products were generated: slope map (in degrees) and shaded relief map. Different layers related to different volcanic events and can be identified with the observation of slope ranges in the relief. Hydrovolcanic events are those generated by magma-water interaction and cause releases of materials into the air, being expelled gases and pyroclastic materials during the process [Schmincke 2004] generating these abrupt changes in the relief by the alternation of effusive and explosive events. The technique we used to identify the different eruptive events was to identify slope bands in the terrain, ranking them according to their order of occurrence. To better define the continuity of these slope bands, the image containing the slope values was overlapped with the SRTM mosaic, which in turn was overlaid with the shaded relief, thus allowing the best definition of the behavior of the slope lines (Fig. 2). This technique allow us to observe that, due to the gentle dip to north the slope bands are not necessarily consistent with their elevation, bands containing level curves close to each other can be used to represent the slope ranges.

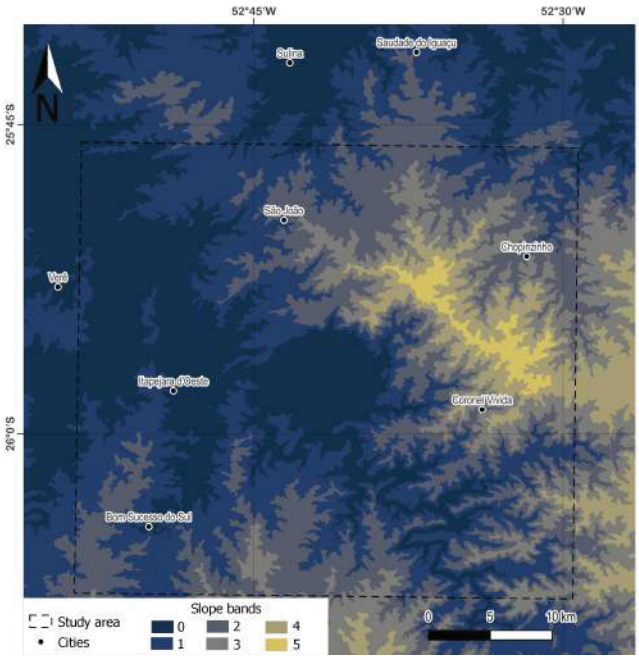


Figure 2: Ranges of the identified slope bands in relation to terrain and locations of the study area.

The traced slope bands were also used to plan the field points. Four profiles oriented N-S, E-W, NO-SE and SO-NE

draft preview

were traced, all intersecting in the center of the Vista Alegre ring structure. 168 points were marked at the intersection of the profiles with the slope bands and 28 points (Fig. 3) from those were considered strategic and select for the field stage.

2.2 Fieldwork

The fieldwork was carried out in November 2021, from the 21st to the 27th. Thanks to financial support resources provided by the Post-Graduate Support Program (PROAP). The main objective of the fieldwork was the recognition of MVD outcrops in the vicinity of the ring structure of Vista Alegre, with a greater focus on the West / Northwest part, because the other quadrants are already well mapped by previous studies [Licht et al. 2012; Arioli and Licht 2013; Licht and Arioli 2018].

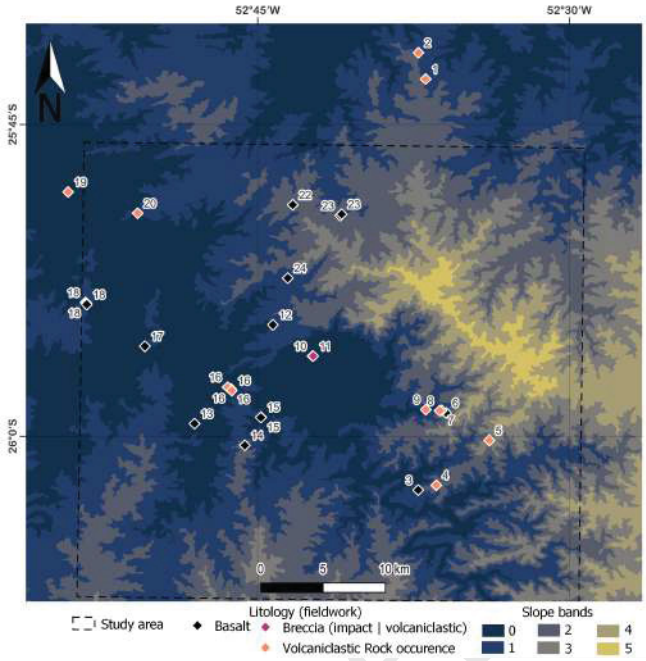


Figure 3: Field points in relation to slope bands.

2.3 Thin sections

The petrographic analysis of the volcaniclastic rocks aimed to analyze the nature of the grains that make up the matrix of the breccias and the tuffs that occur around the ring structure of Vista Alegre and also for the breccia found in the center of the ring structure. Here they are separated by slope band occurrence. In slope band 0, only the aforementioned breccia is found and massive basaltic flows are found, that means the lowermost in the local stratigraphy. This breccia has intense carbonate cementation and its clasts are extremely varied in composition (i.e. hetherolithic), with a major contribution of basalt clasts, clasts and basaltic glass shards. Crystalline clasts of plagioclase and pyroxene occur in lesser amounts. Celadonite also occurs as a border rim in some basalt clasts. Lithic clasts of carbonate rocks are also identifiable (Fig. 4 A, B, C, D, E & F).

In slope band 1, there are two field points with occurrence of volcaniclastic rocks. Breccias with clasts composed solely of

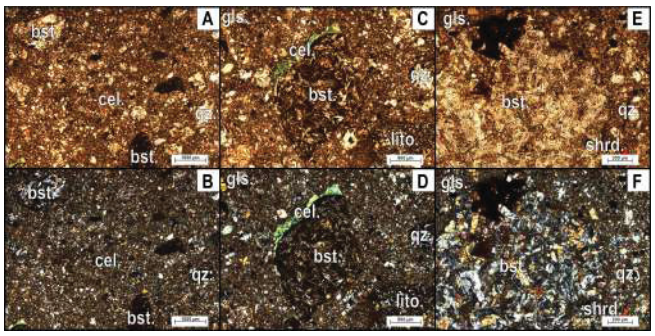


Figure 4: Samples from Slope Band 0 - Field point 11. A, B C - Natural Light and D, E F - Polarized Light. Breccia with extremely fine matrix, cemented by carbonate. Matrix is composed of grains of varied composition, but mostly quartz and basalt or basaltic glass and a very fine carbonate cement. Clasts are mainly composed by angular to sub-rounded basalt fragments. Fragments of broken pyroxene and plagioclase crystals. Most of the basalt clasts shows a thin rim of celadonite.

gray amygdaloid basalt, with sizes >10cm and a matrix composed of rounded to sub-rounded quartz grains and very fine basaltic ash, which are deposited with inverse grading (Fig. 5 C, D, E & F). The alternation between explosive events can be noticed by layers composed of extremely fine-grained components abruptly superimposed by coarser material. At both points these delicate layers are disturbed by the fall of basalt clasts (deforming the stratification of interrupting it). Reaction borders are not visible in the contact between clasts and matrix. Overlapping this breccia a restrict layer of vitroclastic tuff (Fig. 5 A & B), composed of basaltic glass spheroids occurs. These spheroids present perlitic structures of fracturing by cooling. In smaller amounts rounded quartz clasts are seen in this tuff.

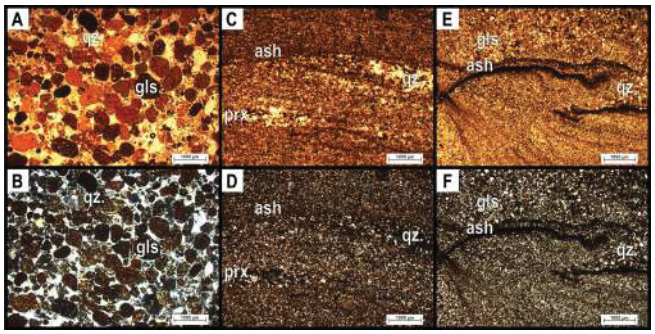


Figure 5: Field point 9. A (NL) & B (PL): Vitroclastic tuff featuring rounded clasts of basaltic glass and quartz. C (NL) & D (PL): Breccia matrix that occurs below the vitroclastic tuff at field point 9. Matrix showing inverse gradation, composed of poorly rounded quartz and basalt grains. E (NL) & F (PL): Field point breccia matrix 20. Matrix showing inverse gradation, composed of poorly rounded quartz and basalt grains, as also seen in point 9.

Slope band 2, hydrovolcanic successions of breccias (Fig. 6 A, B, C & D) overlapped by tuff layers are found (Fig. 5 E & F),

Draft Review

which in turn are overlapped by basaltic flows. Unlike slope band 1, the breccias in this band are composed of reddish amygdaloid basalt clasts, with sizes <10cm. The matrix in turn is composed of rounded quartz grains in minor amount rounded fragments of basalt and basaltic glass.

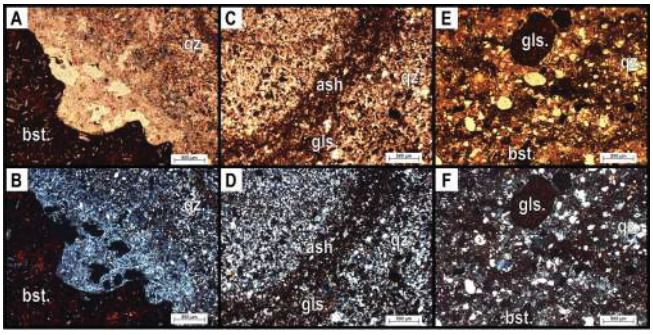


Figure 6: Samples from Slope Band 2 - Field point 8. A (NL) & B (PL): Breccia with basalt clasts encased in a fine quartz matrix, showing sharp edges that indicate deposition without transport. C (NL) & D (PL): Matrix composed of slightly rounded quartz grains and slightly rounded basalt and basaltic glass grains, sometimes presenting thin layers of basaltic ash. E (NL) & F (PL): Tuff that covers the breccia of the previous images, composed of rounded to sub-rounded grains of basalt and basaltic glass and presenting contribution of rounded quartz grains.

2.4 Point counting

To perform the diameter grain measurements and counting, the free software ImageJ [Schneider et al. 2012] was used. In this procedure only fine constituents of the breccia matrix were used. The procedure using the ImageJ software is based on first measuring a known distance (scale from optical microscope) in the image so that the software is similar to a certain number of pixels. With the scale configured measurements can be made using the line tool. A line is draw on the grain and measurement is recorded. After writing the measure the software creates a table with all measured values (Fig.7). With the count performed, the software allows you to save the measurement worksheet as a .csv file, through the File menu in the count worksheet by choosing the Save As option. This spreadsheet can be used in spreadsheet software.

2.5 Scanning Electron Microscopy (SEM)

Scanning electron microscopy sessions were performed to obtain images and spot chemical analysis (EDS) on the volcaniclastic rock samples obtained in the field. Delicate structures such as angular filaments (Fig. 8 E & F), and clasts of basaltic composition (Fig. 8 C, D & H) can be seen in all samples. The tuffs of slope bands 1 and 2 contain spheroids of basaltic composition and rounded quartz grains, as well as delicate cavities of gas bubbles, sometimes filled with amorphous material of carbonate composition (Fig. 8 A).

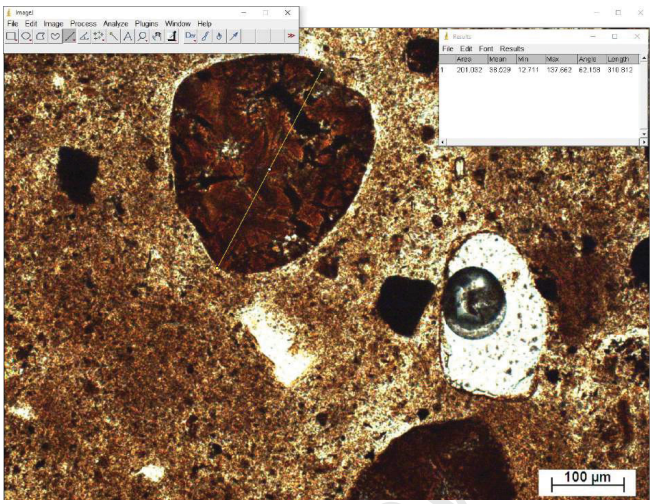


Figure 7: Example of the grain measurement process.

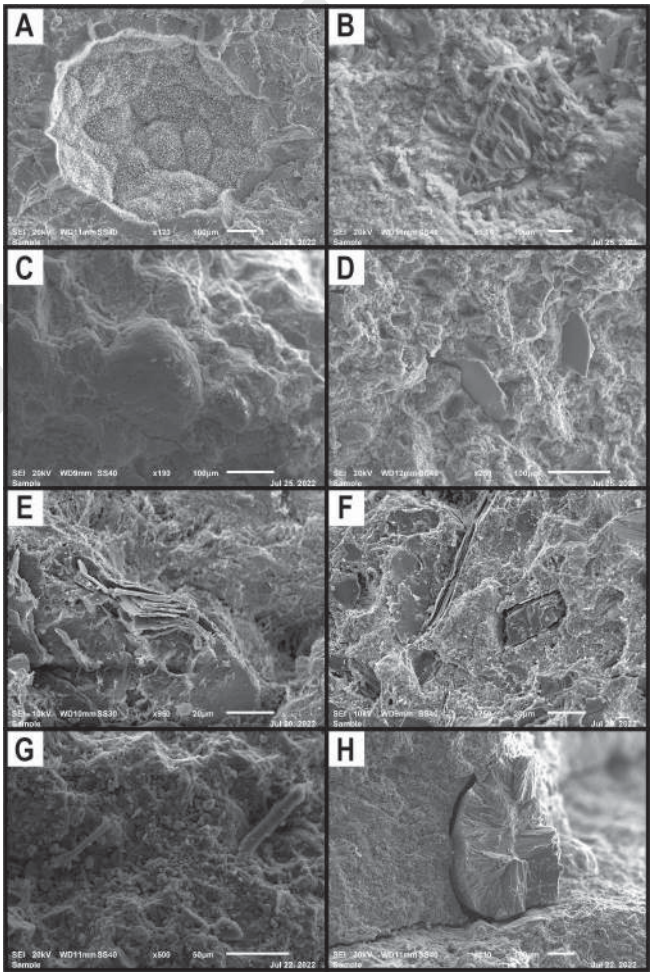


Figure 8: Field point 10 - Details views of the volcaniclastic rocks. A: bubble cavity filled with amorphous carbonate material. B, C, D & H: grains of basaltic composition. E & F: fine filaments of basaltic composition. G: rods with pure carbon compositions.

3 Results

3.1 Photointerpretation

The intervals of level curves that best represented the slope ranges for the region were chosen, resulting in six slope bands

Draft for review

These were classified into six classes with values from 0 to 5, representing the order of occurrence, where the oldest is represented by 0 and the most recent 5. Bands with higher class value are also found in higher dimensions of the relief, while those of lesser value are at lower dimensions. The positioning of known points of volcaniclastic deposits from the study of volcanic products in southwestern Paraná [Licht et al. 2012] and the field points of this work were used to ascertain the existence of a relationship between the ranges of slope and specific types of deposits.

Table 1: Relation between slope bands and fieldwork points. *: points with MVD occurrences, **: breccia in the center of Vista Alegre structure.

Slope band	Field points
0	10** & 11**
1	3, 9*, 12, 13, 17, 18, 19*, 20*, 24
2	1*, 2*, 4*, 6, 7, 8*, 14, 15, 16*, 22, 23
3	5*
4	no points
5	no points

3.2 Field work & Thin sections

All lithologies found in the field can be related according to the slope range in which they are found, except for the breccia in the center of the ring structure of Vista Alegre. Sequences of mafic volcaniclastic deposits are seen in all bands found during fieldwork (bands 0, 1, 2 and 3), however petrographic differences can be separated in each band. In all the bands, a succession of volcaniclastic breccias can be seen, superimposed by a layer of tuff, which in turn is superimposed by a basaltic flow (Example in Fig. 9). Field relationships were



Figure 9: Example of MVD succession seen in all slope bands. A: Volcaniclastic breccia. B: Volcaniclastic tuff layer. C: Massive basalt flow.

made between points where there was occurrence of volcaniclastic deposits (Fig. 10), considering that they belonged to the same slope range. Points 1, 2, 4, 8 and 16 are within slope range 2 and have similar petrographic characteristics that classify them as coming from the same effusive period. For slope range 1, points 9 and 20 that occur on opposite sides of the ring structure of Vista Alegre are listed. The main difference between these two slope ranges is the grain size present in the breccias and tuffs, indicating a change in the energy of the system that expels these fragments. Slope range 1 rocks have clasts in the breccias larger than 10 cm, reaching 50 cm. While for range 2 the maximum clast sizes for the breccias are <10 cm. It was not possible to create relationships between the rocks of slope range 0, where the only breccia found is the one in the center of the structure, which cannot be related to the basaltic flows found within this band. The breccia of slope range 0 is petrographically unique in relation to the other rocks found in this work and in previous works with the same scope.

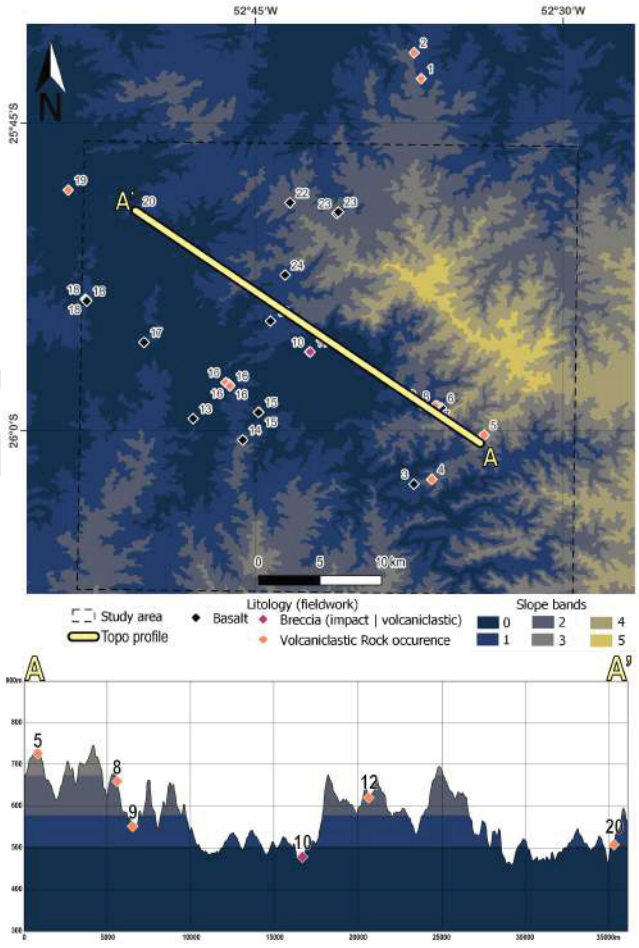


Figure 10: Topographic profile with slope bands and field point relations. Older deposits are covered by younger deposits and flows.

Through the petrographic analysis carried out in the thin sections, we can classify and separate the volcaniclastic rocks of the region into six groups.

1. Vitroclastic tuff: Rock consisting mainly of vitreous clasts with perlitc texture, with rounded and angular acicular and opaque elongated minerals immersed in a vitreous mass. Clasts range from 100 µm to 1000 µm, with no

preferred organization. Clasts are mostly spherical and rounded. They are bounded by micro-crystalline silica cement.

2. Slope 1 breccias: Rock composed of very fine grains (<40 µm – fine ash), with weak stratification, sometimes disturbed or limited by the basalt blocks that comprise the framework. Mostly well selected clasts, spherical to slightly spherical, rounded to sub-rounded mostly with silt granulometry (<40 µm), however presenting portions such as coarser granulometry lenses (>70 µm - coarse ash), where at these points the clasts are little spherical and more angular than the others. It is possible to identify layers with a greater presence of vitreous matrix and others with a predominance of grains, these layers have between 1 and 3 mm.

3. Slope 1 tuffs: Rock composed of very fine grains (<40 µm – fine ash), with weak stratification, sometimes disturbed or limited by the basalt blocks that comprise the framework. Bedding can be seen as "failed" at certain points Clasts mostly well selected, spherical - slightly spherical, rounded - sub-rounded mostly with silt granulometry. However, presenting portions with coarser granulometry gradation where at these points. Extremely thin layers of dark brown/black color sometimes limit this difference between granulometry and indicate a succession of explosive events, where thinner layers are deposited at the end of an event as they remain in suspension for a longer time in the air, coarser layers are superimposed when a new explosive event spews out more coarse material that will again settle down before the fine material.

4. Slope 2 breccias:Matrix has a reddish/brown coloration in natural light and red with white and black dots in polarized light, unidentifiable due to size (<1 µm). Matrix mostly formed by white minerals (quartz) with the presence of opaque minerals and basaltic glass. Matrix presents segregation in certain points, presenting bands with higher concentration of vitreous material. But for the most part with good selection. Clasts can be separated into four main types, presented in the following order of quantity: 1 – Minerals transparent in natural light and white in polarized light with abrupt extinction (quartz). Spherical and sub-rounded to angular. (Average size: 20 µm - fine ash) 2 – Spherical and sub-rounded to angular. Red in color in both natural and polarized (vitreous) light. (Average size: 20 µm - fine ash) 3 – Non-classifiable opaque, with spherical geometries and sub-rounded to angular. (Average size: 5-20 µm - fine ash) 4 – Beige/yellowish mineral needles in natural light, with pleochroism in polarized light. (Average size: 100 µm - coarse ash). These breccias have a smaller clast size than the breccias of slope range 1, and also a greater clastic contribution, indicating a lower explosive activity during the moment of their deposition and a drop in volcanism energy, generating smaller clasts and a lower contribution of pyroclasts to the fine portion.

5. Slope 2 tuffs: Rocks consisting of very fine matrix and fine-coarse ash-sized clasts. Matrix has a reddish color with white and opaque minerals in similar amounts. Clasts can be separated into four main types, presented in the following order of quantity: 1 – Minerals transparent in natural light and white in polarized light with abrupt extinction (quartz). Spherical and sub-rounded to angular. (Average size: 200 µm - coarse ash) 2 – Spherical and rounded to sub-rounded. Red in color in both natural and polarized (vitreous) light. (Average size: 200 500 µm - coarse ash) 3 – Non-classifiable opaque, with spherical geometries and sub-rounded to angular. (Average size: 50 200 µm - coarse ash) 4 – Reddish clasts with perlitic texture. Elongated and thin (acicular) minerals are seen, without preferential orientation, immersed in a reddish mass (glassy). These minerals appear to be plagioclase laths and also to a lesser extent opaque minerals. (Average size: 400 600 µm - coarse ash). They present greater clastic contribution than the tuffs of slope range 1. They reflect a decrease in volcanic activity as well as the breccias of this same slope range.

6. Heterolytic breccia: Breccia composed of clasts of different compositions: lithoclasts: rock fragments, mostly of basalt with different granulometries and textures. Glass and opaque fragments: red in color and translucent or black respectively Crystal fragments: mostly transparent in natural and polarized light, also pinkish in natural light and pleochroic in polarized light, greenish in natural light and green in polarized light. A rock unrelated to the other volcaniclastic rocks in the region, it has unique petrographic and compositional characteristics. Strongly cemented by carbonate. In outcrop, it presents metric to centimeter horizontal layers. Previously classified as coming from a meteoric impact [Crosta et al. 2010], in this work, in addition to the existing hypotheses, it is also related to the volcanism of the ring structure of Vista Alegre. The presence of assorted lithoclasts indicates that they would need to have been transported from deeper host rocks through volcanism feed ducts. The large amount of carbonate and the presence of carbon rods leaves open for future studies the possibility of carbonate lakes close to volcanic vents.

3.3 Grain measurements & distance to the source

The average grain size data were used in the diagram of Fisher and Schmincke [2012] and the maximum dispersion distances were obtained for each sample based on the curve of best visual fit. The maximum ranges were then drawn on a map treating the samples of each slope band separately, since the lithologies that make up each slope band would have been deposited simultaneously. Slope band 0: only field point 10 is within slope band 0, which is at the base of the local stratigraphy. This point is precisely the breccia located in the center

draft for review

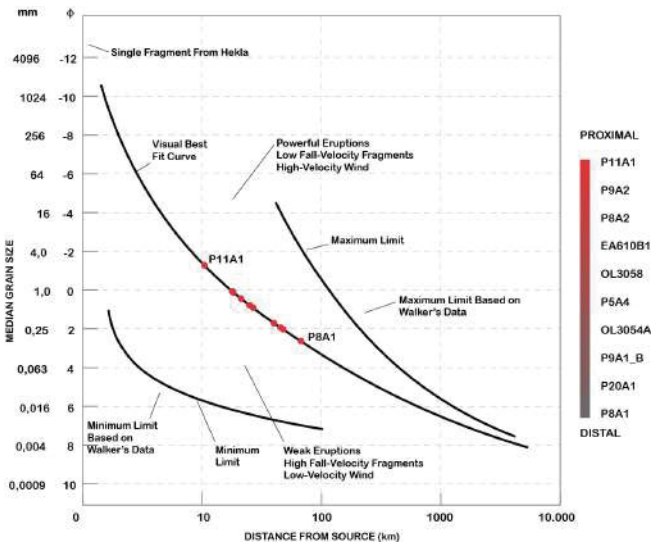


Figure 11: Volcaniclastic rocks from field points plotted on Fisher and Schmincke [2012] diagram (adapted) of pyroclast dispersion distance vs median size, using the best fit visual curve.

of the Vista Alegre ring structure. According to Fisher and Schmincke [2012] its maximum dispersion (10.4 km) is consistent with the ring structure of Vista Alegre (Fig 12). The slope

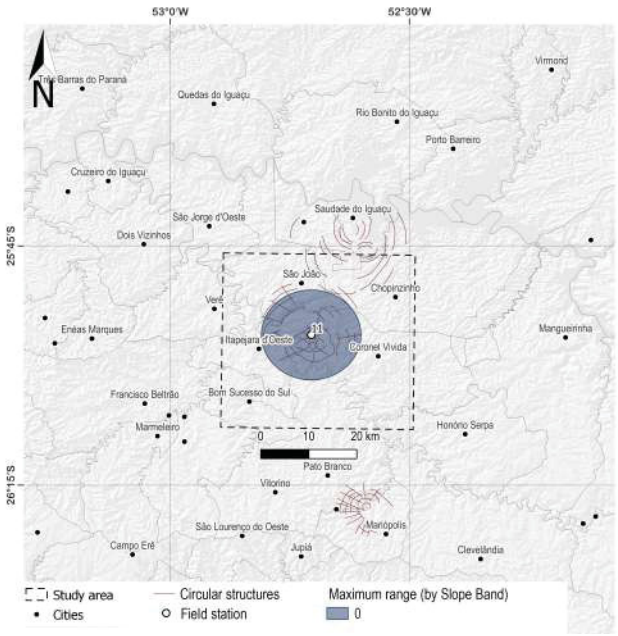


Figure 12: Maximum dispersion range for slope band 0 rocks. Range matches exactly the size of Vista Alegre ring structure.

band 1: only points 20 and 9 are related to slope band 1. For point 9 there are 2 analysed samples: P9A1_B referring to the tuff matrix of point 9, with a maximum dispersion of 45.5 km and P9A2 referring to the tuff formed by glass spheroids deposited just above the P9A1_B breccia, with a estimated maximum dispersion of 17.8 km. This difference of approximately 30 km in the dispersion estimation may be due to the nature of the glass spheroids. The maximum dispersion estimate of these two points is consistent with the range of the ring structures of Vista Alegre and Saudade do Iguaçu (Fig 13). The

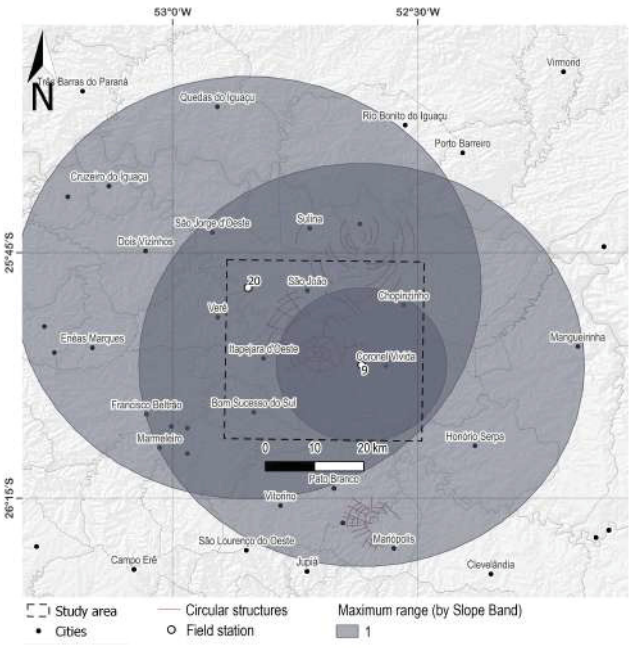


Figure 13: Maximum dispersion range for slope band 1 rocks. Ranges overlap strongly on top of Vista Alegre ring structure, overlap with less strength on Saudade do Iguaçu structure and Mariópolis structure is also comprehended by one deposit.

slope band 2: only points 8 and 5 are related to. Also related to this slope band are thin sections EA 610B1 and OL3054A (same for OL3058), collected by Licht and Arioli [2018], are compatible with point 4 of the fieldwork of this project. Point 8 comprises two samples, one tuff and one of breccia. Such a different grain size in the two samples had produce and error in the estimation of the maximum dispersion radii for the same point. The maximum dispersion of these two points is consistent with the range of the ring structures of Vista Alegre and Saudade do Iguaçu (Fig 14).

4 Conclusion

All lithotypes classified as Mafic Volcaniclastic Deposits in the study region are consistent with the ring structure of Vista Alegre. The upper stratigraphic limit (Field point 2) for this sequence was dated by Licht et al. [2015] with 135.0 ± 1.1 Ma, thus limiting all slopes bands that occur under it as older. Field point 10 in range 0 has an exclusive relationship with the ring structure. And points 9 and 20 in slope range 1 have a strong relationship with the ring structure of Vista Alegre and more weakly with that of Saudade do Iguaçu. In lane 2, the scattering rays comprise other ring structures in the region but also have a strong relationship with the ring structure of Vista Alegre. Petrographic relationships suggest that these deposits occur around and above the ring structure of Vista Alegre, overlapping older slope bands. Thus, we may conclude that the evolution of volcanism with the decrease in explosiveness in relation to bands 1, 2 and 3, which have smaller clasts in

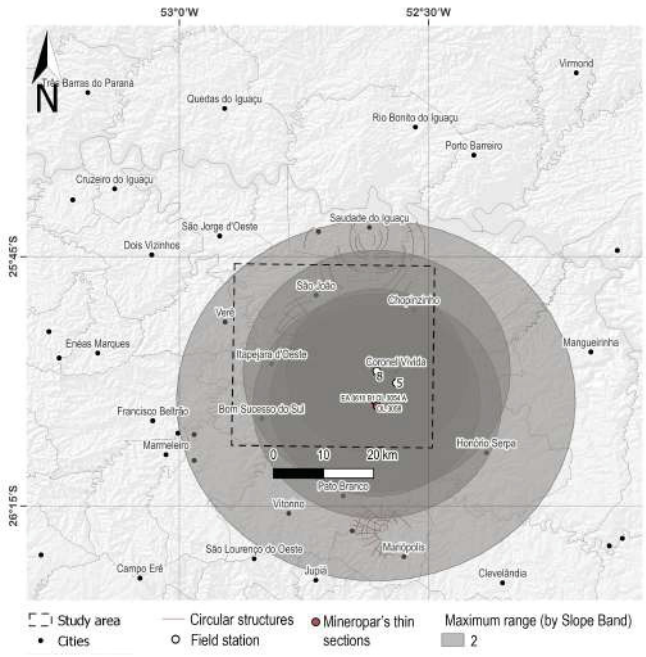


Figure 14: Maximum dispersion range for slope band 2 rocks. Ranges overlap strongly on top of Vista Alegre ring structure, overlap with less strength on Saudade do Iguaçu structure and overlap weakly on Mariopolis structure.

their breccias as well as in the tuffs. This relationship is also true for the distance from the structure, the further away the smaller rock components, indicating a greater distance from the source area. Thus, we may concluded that these rocks come from explosive activity of basaltic volcanism, coming from the interaction of this lava with subsurface or surface fluids that are directly linked to the positioning of the ring structure of Vista Alegre.

Acknowledgements

This work was financially supported by Coordination of Superior Level Staff Improvement (CAPES) and Post-Graduate Support Program (PROAP). As well as technical support from the LAMIR laboratory and the Federal University of Paraná (UFPR). And by the support (study and life) of my advisors Otavio Licht and Marcell Besser, my family and friends, specially Bruno Gomes (& family), that accompanied, supported and helped me in my field work.

Copyright notice

© The Author(s) 2022. This article is distributed under the terms of the `Creative Commons Attribution 4.0 International License`, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons license, and indicate if changes were made.

References

Arioli, E. and O. Licht (2013). "Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: mapeamento geológico das cartas 1: 250.000 de Guaira, Cascavel, Campo Mourão, Foz do Iguaçu, Guaraniaçu, Guarapuava, Pato Branco e Clevelândia". *ITCG. Internal Report*.

Bellieni, G., P. Comin-Chiaramonti, L. S. Marques, A. J. Melfi, A. Nardy, C. Papatrechas, E. Piccirillo, A. Roisenberg, and D. Stolfa (1986). "Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships". *Journal of Petrology* 27(4), pages 915–944.

Brand, B. D. and C. M. White (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(3-4), pages 319–339.

Cordani, U. G. and P. Vandoros (1967). "Basaltic rocks of the Paraná Basin". *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, pages 207–231.

Crosta, A. P., C. Koeberl, R. A. Furuie, and C. KAZZUO-VIEIRA (2010). "The first description and confirmation of the Vista Alegre impact structure in the Paraná flood basalts of southern Brazil". *Meteoritics & Planetary Science* 45(2), pages 181–194.

Fisher, R. V. and H.-U. Schmincke (2012). *Pyroclastic rocks*. Springer Science & Business Media.

Frank, H. T., M. E. B. Gomes, and M. L. L. Formoso (2009). "Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America". *Pesquisas em Geociências* 36(1), pages 49–57.

Höfig, D. F., T. W. Höfig, O. A. Licht, S. Haser, and L. Valore (2017). "SEM-MLA-based Investigation of the Composition of Mafic Volcaniclastic Deposits from the Paraná Large Igneous Province, Brazil". In: *AGU Fall Meeting Abstracts*. Volume 2017, V43E–0581.

Houghton, B. and W. Hackett (1984). "Strombolian and phreatomagmatic deposits of Ohakune Craters, Ruapehu, New Zealand: a complex interaction between external water and rising basaltic magma". *Journal of volcanology and geothermal research* 21(3-4), pages 207–231.

Houghton, B. and H.-U. Schmincke (1986). "Mixed deposits of simultaneous strombolian and phreatomagmatic volcanism: Rothenberg volcano, east Eifel volcanic field". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 30(1-2), pages 117–130.

Licht, O. and E. Arioli (2018). "Mapa Geológico do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: Nota Explicativa". *Curitiba: Instituto de Terras, Cartografia e Geologia do Paraná-ITCG*.

Licht, O., C. Fonseca, M. Moretti, and D. Silveira (2012). "Estudo de produtos hidrovulcânicos no sudoeste do Paraná". *Mineropar, Curitiba, PR, Brazil (192 pp.)*

Licht, O. A. B., L. A. Valore, and P. Szatmari (2015). "Faciology and stratigraphy of a Mafic Volcaniclastic Deposit (MVD), Serra Geral Group Saudade do Iguaçu-Coronel Vivida region, State of Paraná, Brazil." In: *VI Simposio de Vulcanismo e Ambientes Associados*.

draft for review

Machado, F. B. (2009). "Petrologia e caracterização geoquımica das fontes mantélicas da região noroeste da Provıncia Magmática do Paraná".

Miller, R. M. (2008). "The Geology of Namibia, Volume 3: palaeozoic to cenozoic". *Ministry of Mines and Energy, Windhoek*.

Milner, S. C., A. R. Duncan, A. Ewart, and J. S. Marsh (1994). "Promotion of the Etendeka Formation to Group status: A new integrated stratigraphy". *Communications of the Geological Survey of Namibia* 9, pages 5–11.

Németh, K., S. J. Cronin, I. E. Smith, and J. A. Flores (2012). "Amplified hazard of small-volume monogenetic eruptions due to environmental controls, Orakei Basin, Auckland Volcanic Field, New Zealand". *Bulletin of Volcanology* 74(9), pages 2121–2137.

Ngwa, C., C. Suh, and C. W. Devey (2010). "Phreatomagmatic deposits and stratigraphic reconstruction at Debunscha Maar (Mt Cameroon volcano)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 192(3-4), pages 201–211.

Paiva Filho, A. (2000). "Estratigrafia e tectônica do nıvel de riodacitos pórfiros da Formação Serra Geral. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, São Paulo". PhD thesis. Tese de Doutorado, 185 p.

Peate, D. W. et al. (1997). "The Parana-Etendeka province". *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 100, pages 217–246.

Peate, D. W., C. J. Hawkesworth, and M. S. Mantovani (1992). "Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution". *Bulletin of Volcanology* 55(1), pages 119–139.

Peate, I., M. Larsen, and C. Lesher (2003). "The transition from sedimentation to flood volcanism in the Kangerlussuaq Basin, East Greenland: basaltic pyroclastic volcanism during initial Palaeogene continental break-up". *Journal of the Geological Society* 160(5), pages 759–772.

Piccirillo, E., A. J. Melfi, P. Comin-Chiaramonti, G. Bellieni, M. Ernesto, L. S. Marques, A. Nardy, I. Pacca, A. Roisenberg, and D. Stolfa (1988). "Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil)". In: *Continental flood basalts*. Springer, pages 195–238.

Rossetti, L., E. F. Lima, B. L. Waichel, M. J. Hole, M. S. Simões, and C. M. Scherer (2018). "Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 355, pages 98–114.

Schmincke, H.-U. (2004). *Volcanism*. Volume 28. Springer Science & Business Media.

Schneider, C. A., W. S. Rasband, and K. W. Eliceiri (2012). "NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis". *Nature methods* 9(7), pages 671–675.

Silveira, D., O. Licht, E. Arioli, E. Vasconcellos, and A. Chinelatto (2012). "Caracterização multiescala de hidrotufo vitroclástico no Grupo Serra Geral, Coronel Vivida, Estado do Paraná". In: *SBG-SGP, 46 Cong. Brasil. Geologia-1 Cong. Geol. Paises de Lingua Portuguesa. Proc. CD-ROM*.

Thiede, D. S. and P. M. Vasconcelos (2010). "Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new 40Ar/39Ar results". *Geology* 38(8), pages 747–750. DOI: 10.1130/g30919.1.

Valore, L., E. Vasconcellos, and O. Licht (2015). "Caracterização petrográfica de brechas e tufos interderrames da Provıncia Ígnea do Paraná, Sudoeste do Estado do Paraná". *IX Simpósio Sulbrasileiro de Geologia. Florianópolis. Bol. Resumos*.

draft for review

5 CONCLUSÃO

A estratigrafia da área que circunda a estrutura circular de Vista Alegre é constituída por uma sucessão de derrames de basaltos e depósitos vulcanoclásticos máficos (MVDs), intercalados.

Na base da estratigrafia local, que é representada pela Formação Pitanga, os depósitos vulcanoclásticos são muito mais frequentes e espessos que no topo, que é representado pela Formação Paranapanema.

Essa diferença representa uma variação temporal do modelo eruptivo, já que na base da estratigrafia local houve uma repetição de episódios de vulcanismo explosivo-efusivo basáltico e no topo, os episódios estão praticamente restritos a vulcanismo efusivo, basáltico.

À medida que são comparados os depósitos vulcanoclásticos, da base em direção ao topo da estratigrafia local, observa-se uma diminuição relativa do diâmetro e da frequência dos clastos maiores (bombas) nas brechas e um aumento relativo da matriz e da presença de tufo-brechas e tufos. Adicionalmente, quanto mais distantes da estrutura de Vista Alegre, menor a granulometria dos componentes dos depósitos vulcanoclásticos, o que caracteriza a gradação das fácies proximais para as distais. Desses fatos, é possível concluir que a evolução do vulcanismo, aconteceu em episódios sucessivos, mas com redução gradativa da explosividade.

Os raios de dispersão estimados para os componentes dos depósitos vulcanoclásticos, ou seja, dos produtos do vulcanismo explosivo, indicam que há uma forte probabilidade de que tenham sido produzidos por episódios de grande energia que deram origem à estrutura circular de Vista Alegre. A brecha que está exposta na região central dessa estrutura tem aspecto e características muito diversas de todas as outras encontradas na região, pois sofreu intensa carbonatação. Esse processo poderia estar relacionado com a migração de fluidos hidrotermais, os quais poderiam representar fases finais de um processo vulcânico.

Assim é possível concluir que estes depósitos vulcanoclásticos foram gerados por atividade vulcânica explosiva de vulcanismo basáltico, decorrente da interação da lava básica em ascensão com as rochas regionais, qual seja sequência sedimentar paleozoica da Bacia do Paraná e os geofluidos dos sistemas aquíferos nela hospedados. A associação de processos eruptivos dessa natureza e com alta energia, caracterizando o modelo de hidrovulcanismo, deve ter vinculação direta com os processos de formação da estrutura circular de Vista Alegre. A delimitação temporal da sequência local de derrames de basalto e depósitos vulcanoclásticos está bem definida e caracterizada pois o derrame de basalto que está no topo da estratigrafia local (Ponto 2) já foi datado por Licht et al. (2015) em 135.0 ± 1.1 Ma. É então claro que a coluna estratigráfica local tem idade coerente com o intervalo de tempo definido por diversos autores (Thiede e Vasconcelos, 2010) para a implantação do vulcanismo Serra Geral, ou seja, da Província Ígnea do Paraná.

Do mesmo modo, as evidências sugerem que a formação da estrutura circular de Vista Alegre, teria origem numa sequência de episódios explosivos e efusivos, com idade compatível com a estabelecida para a Província Ígnea do Paraná.

REFERÊNCIAS

Araújo, J. S. (1982). *Estruturas Circulares de Água Vermelha*. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo.

Arioli, E. e Licht, O. (2013). Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: mapeamento geológico das cartas 1: 250.000 de Guaíra, Cascavel, Campo Mourão, Foz do Iguaçu, Guaraniaçu, Guarapuava, Pato Branco e Clevelândia. *Curitiba: Mineropar*.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Nardy, A., Papatrechas, C., Piccirillo, E., Roisenberg, A. e Stolfa, D. (1986). Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27(4):915–944.

Besser, M. L., Brumatti, M. e Spisila, A. L. (2021). Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Paraná.

Brand, B. D. e 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(3-4):319–339.

Crósta, A. P., Koeberl, C., Furuie, R. A. e KAZZUO-VIEIRA, C. (2010). The first description and confirmation of the Vista Alegre impact structure in the Paraná flood basalts of southern Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, 45(2):181–194.

Fisher, R. V. (1961). Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72(9):1409–1414.

Fisher, R. V. e Schmincke, H.-U. (2012). *Pyroclastic rocks*. Springer Science & Business Media.

Frank, H. T., Gomes, M. E. B. e Formoso, M. L. L. (2009). Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, 36(1):49–57.

Hamilton, C. W., Thordarson, T. e Fagents, S. A. (2010). Explosive lava–water interactions I: architecture and emplacement chronology of volcanic rootless cone groups in the 1783–1784 Laki lava flow, Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 72:449–467.

Höfig, D. F., Höfig, T. W., Licht, O. A., Haser, S. e Valore, L. (2017). SEM-MLA-based Investigation of the Composition of Mafic Volcaniclastic Deposits from the Paraná Large Igneous Province, Brazil. Em *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2017, páginas V43E–0581.

Houghton, B. e Hackett, W. (1984). Strombolian and phreatomagmatic deposits of Ohakune Craters, Ruapehu, New Zealand: a complex interaction between external water and rising basaltic magma. *Journal of volcanology and geothermal research*, 21(3-4):207–231.

Houghton, B. e Schmincke, H.-U. (1986). Mixed deposits of simultaneous strombolian and phreatomagmatic volcanism: Rothenberg volcano, east Eifel volcanic field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30(1-2):117–130.

Irvine, T. N. e Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5):523–548.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B. e Bateman, P. (2005). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.

Licht, O. e Arioli, E. (2018). Mapa Geológico do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: Nota Explicativa. *Curitiba: Instituto de Terras, Cartografia e Geologia do Paraná-ITCG*.

Licht, O., Fonseca, C., Moretti, M. e Silveira, D. (2012). Estudo de produtos hidrovulcânicos no sudoeste do Paraná. *Mineropar, Curitiba, PR, Brazil (192 pp.)*.

Licht, O. A. B., Valore, L. A. e Szatmari, P. (2015). Faciology and stratigraphy of a Mafic Volcaniclastic Deposit (MVD), Serra Geral Group Saudade do Iguaçu-Coronel Vivida region, State of Paraná, Brazil. Em *VI Simposio de Vulcanismo e Ambientes Associados*.

Lorenz, V. (1973). On the formation of maars. *Bulletin volcanologique*, 37:183–204.

Machado, F. B. (2009). Petrologia e caracterização geoquímica das fontes mantélicas da região noroeste da Província Magmática do Paraná.

McPhie, J. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*.

Menezes, R. G. d., MORAIS, S. M., SILVA, V. A. d. e FRANCISCONI, Ó. (1982). Projeto Paulipetro análise morfoestrutural integrada em semidetalhe na bacia do Paraná área Itapejara.

Miller, R. M. (2008). The Geology of Namibia, Volume 3: palaeozoic to cenozoic. *Ministry of Mines and Energy, Windhoek*.

Milner, S. C., Duncan, A. R., Ewart, A. e Marsh, J. S. (1994). Promotion of the Etendeka Formation to Group status: A new integrated stratigraphy. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 9:5–11.

Németh, K., Cronin, S. J., Smith, I. E. e Flores, J. A. (2012). Amplified hazard of small-volume monogenetic eruptions due to environmental controls, Orakei Basin, Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 74(9):2121–2137.

Ngwa, C., Suh, C. e Devey, C. W. (2010). Phreatomagmatic deposits and stratigraphic reconstruction at Debunscha Maar (Mt Cameroon volcano). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192(3-4):201–211.

Pacheco, F. E. R. C., de Andrade Caxito, F., de Moraes, L. C., Marangoni, Y. R., dos Santos, R. P. Z. e Pedrosa-Soares, A. C. (2018). Basaltic ring structures of the Serra Geral Formation at the southern Triângulo Mineiro, Água Vermelha region, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355:136–148.

Paiva Filho, A. (2000). *Estratigrafia e tectônica do nível de riodacitos pórfiros da Formação Serra Geral. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, São Paulo*. Tese de doutorado, Tese de Doutorado, 185 p.

Peate, D. W. et al. (1997). The Parana-Etendeka province. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 100:217–246.

Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. e Mantovani, M. S. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55(1):119–139.

Rampino, M. R. e Self, S. (1992). Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption. *Nature*, 359(6390):50–52.

Rocha, B. C., Davies, J. H., Janasi, V. A., Schaltegger, U., Nardy, A. J., Greber, N. D., Lucchetti, A. C. F. e Polo, L. A. (2020). Rapid eruption of silicic magmas from the Paraná magmatic province (Brazil) did not trigger the Valanginian event. *Geology*, 48(12):1174–1178.

Ross, P.-S., Peate, I. U., McClintock, M., Xu, Y. G., Skilling, I. P., White, J. D. e Houghton, B. F. (2005). Mafic volcaniclastic deposits in flood basalt provinces: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(3-4):281–314.

Rossetti, L., Lima, E. F., Waichel, B. L., Hole, M. J., Simões, M. S. e Scherer, C. M. (2018). Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355:98–114.

Schmincke, H.-U. (2004). *Volcanism*, volume 28. Springer Science & Business Media.

Schneider, C. A., Rasband, W. S. e Eliceiri, K. W. (2012). NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature methods*, 9(7):671–675.

Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. e Stix, J. (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.

Silveira, D., Licht, O., Arioli, E., Vasconcellos, E. e Chinelatto, A. (2012). Caracterização multiescala de hidrotufo vitroclástico no Grupo Serra Geral, Coronel Vivida, Estado do Paraná. Em *SBG-SGP, 46 Cong. Brasil. Geologia-1 Cong. Geol. Paises de Lingua Portuguesa. Proc. CD-ROM*.

Thiede, D. S. e Vasconcelos, P. M. (2010). Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new 40Ar/39Ar results. *Geology*, 38(8):747–750.

Tratz, E. d. B. et al. (2017). Geologia e geomorfologia das estruturas circulares na porção central da província magmática Paraná-Etendeka.

Valentine, G. A. e Connor, C. B. (2015). Basaltic volcanic fields. Em *The encyclopedia of volcanoes*, páginas 423–439. Elsevier.

Valentine, G. A. e Wohletz, K. H. (1989). Numerical models of Plinian eruption columns and pyroclastic flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B2):1867–1887.

Valore, L., Vasconcellos, E. e Licht, O. (2015). Caracterização petrográfica de brechas e tufos interderrames da Província Ígnea do Paraná, Sudoeste do Estado do Paraná. *IX Simpósio Sulbrasileiro de Geologia. Florianópolis. Bol. Resumos*.

White, J. e Houghton, B. (2006). Primary volcaniclastic rocks. *Geology*, 34(8):677–680.